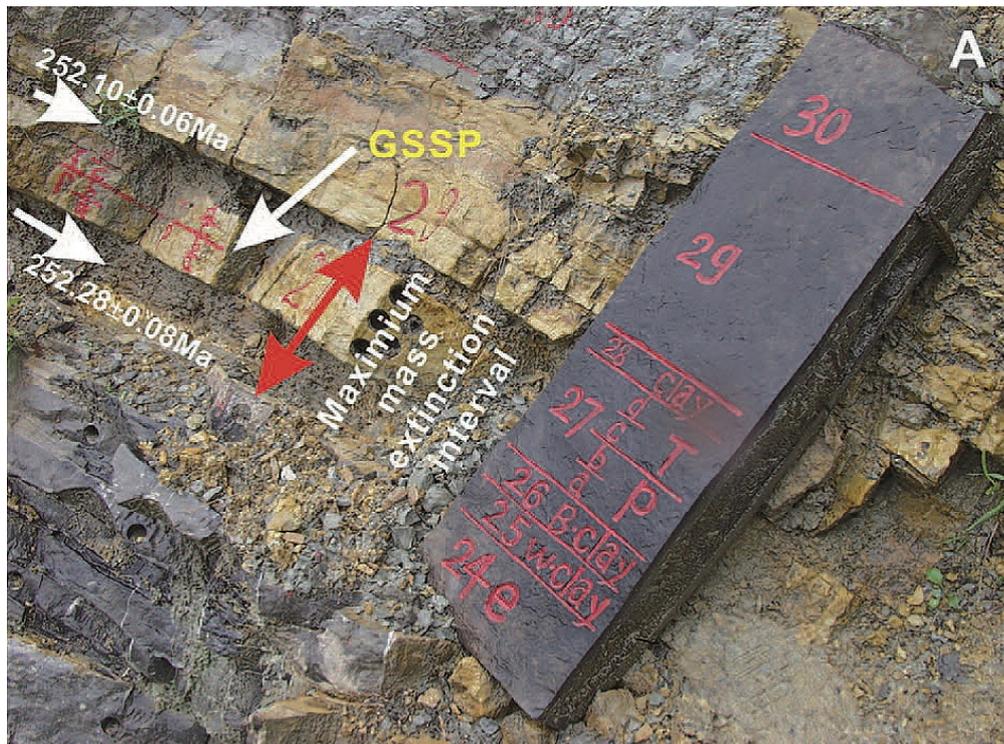
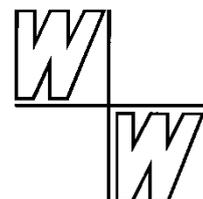


BENTONIT-HORIZONTE IN PALÄO-ZOISCHEN SEDIMENTFOLGEN: TEPHROSTRATIGRAPHIE UND U-PB-ALTERSBESTIMMUNGEN MIT MAGMATOGENEN ZIRKONEN

Michael Kotulla



Juli 2020



Titelbild:

Perm/Trias-Grenze, Meishan (China). Eine 16 cm dicke Kalksteinbank (Schicht 27), an welcher formal die Perm/Trias-Grenze festgelegt wurde (Referenzpunkt: GSSP, Basis Schicht 27c), wird von Bentonithorizonten unmittelbar unter- und überlagert (Schichten 25/26, „w. clay/b. clay“ und Schicht 28, „clay“). Für die Bentonite liegen zahlreiche radiometrische Altersbestimmungen an Einzelzirkonen vor. SHEN et al. (2011) weisen U-Pb-Alter von $252,28 \pm 0,08$ (Schicht 25) und $252,10 \pm 0,06$ (Schicht 28) Millionen [radiometrischen] Jahren aus (jeweils gewogene Mittelwerte). Diskussion siehe Abschnitt 6.13. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 4A aus SHEN (2012), mit freundlicher Genehmigung des *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*.

Bild Seite 1:

Bentonithorizont in mittelordovizischer Sedimentfolge, etwa 15–20 cm mächtig. Caerhys Shale Formation (?), Abereiddy-Bucht, Wales. Foto: M. KOTULLA, 2016.

Inhalt

| | | |
|-------|---|-----|
| 1 | Fragestellung..... | 1 |
| 2 | Einführung..... | 2 |
| 2.1 | Bentonite..... | 2 |
| 2.2 | Stratigraphie und relative Zeit | 2 |
| 2.3 | Tephrostratigraphie | 6 |
| 2.4 | Geochronologie und geologische Zeitskala | 7 |
| 2.5 | U-Pb-Altersbestimmungen..... | 8 |
| 3 | Bedeutende Tephraablagerungen im 20. Jahrhundert | 8 |
| 3.1 | Novarupta-Tephra..... | 8 |
| 3.2 | Pinatubo-Tephra | 15 |
| 4 | Stratigraphische Verbreitung der Bentonite im Paläozoikum..... | 25 |
| 5 | Zirkon-Tephrostratigraphie | 26 |
| 6 | Beschreibung, Analyse und Diskussion ausgewählter (tephro)stratigraphischer und geochronologischer Arbeiten..... | 33 |
| 6.1 | Aschenlagen in Karbonateinheiten der Ara-Gruppe (Oman), Grenzbereich Ediacarium/Kambrium | 34 |
| 6.2 | Bentonite der Comley-Schichten (England), Kambrium | 49 |
| 6.3 | Vulkanoklastische Horizonte der Dolgellau-Formation (N-Wales), Walisisches Becken, Grenzbereich Kambrium/Ordovizium | 58 |
| 6.4 | Bentonite der San-Juan-Formation (argentinische Präkordillere), Ordovizium | 65 |
| 6.5 | Mega-Bentonite (Nordamerika, Balto-Skandinavien), Ordovizium..... | 76 |
| 6.5.1 | Nordamerikanische K-Bentonite: Deicke und Millbrig | 76 |
| 6.5.2 | Balto-skandinavischer K-Bentonit: Kinnekulle | 87 |
| 6.5.3 | Millbrig-Bentonit und Kinnekulle-Bentonit: Interkontinentale Korrelation? | 96 |
| 6.6 | Gotländische Bentonite (Schweden), Baltisches Becken, Silur..... | 102 |
| 6.7 | Bentonite des historischen Typusgebietes Frasnes (Belgien), Rhenohherzynisches Becken, Oberdevon..... | 115 |
| 6.8 | Kohlentonsteine und Bentonite im Donez-Becken (Ukraine), Karbon | 122 |
| | Exkurs 1: Versuche einer Quantifizierung des Tempos der Sedimentation | 137 |
| | Exkurs 2: Indizien für einen Absatz des Pflanzenmaterials..... | 143 |
| | Exkurs 3: Diskussion summarischer Betrachtungen zur Ablagerungszeit | 149 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 6.9 | Bentonite des prä-uralischen Beckens (Russland), Pennsylvanium („Oberkarbon“) und Cisuralium („Unterperm“) | 154 |
| 6.10 | Tuffe der Dwyka-Gruppe (südliches Afrika), Karoo-Becken, Permokarbon | 168 |
| 6.11 | Tuffe des Saar-Nahe-Beckens (südwestliches Deutschland), Permokarbon | 179 |
| 6.12 | Kohlethonsteine der Rio-Bonito-Formation (Paraná-Becken, südliches Brasilien), Perm | 186 |
| 6.13 | Bentonite der Yangtze-Plattform (Südchina), Grenzbereich Perm/Trias | 199 |
| 6.13.1 | Lokalität Meishan | 204 |
| 6.13.2 | Lokalität Shangsi | 223 |
| 6.13.3 | Tephrostratigraphische Korrelation südchinesischer Perm/Trias-Grenzprofile? ... | 227 |
| 7 | Zur Praxis der stratigraphischen Korrelation von Bentonithorizonten | 228 |
| 8 | Zur Praxis der U-Pb-Datenanalyse und -interpretation | 229 |
| 9 | Sedimentäre Überlieferung und Zeit | 232 |
| 9.1 | Zeitkonflikte? | 232 |
| 9.2 | Verifizierung der paläozoischen Zeitskala | 238 |
| 9.3 | Wahl der Zeitskala und des Zeit-Bezugssystems – Implikationen | 241 |
| 10 | Zusammenfassung und Schlussfolgerungen | 243 |
| | Anhang I: U-Pb-Altersbestimmung (Übersicht) | 247 |
| | Anhang II: Konkordia-Diagramm | 251 |
| | Glossar mit Verzeichnis der Abkürzungen | 256 |
| | Tabellenverzeichnis | 264 |
| | Abbildungsverzeichnis | 265 |
| | Abbildungsnachweis | 266 |
| | Dank | 267 |
| | Literatur | 268 |
| | Impressum | 293 |



1 Fragestellung

In paläozoischen Sedimentfolgen treten mitunter Bentonithorizonte einzeln oder in Serie auf. Dabei handelt es sich um Lagen umgewandelter vulkanischer Aschen, die häufig noch magmatische Primärbestandteile wie das Mineral Zirkon enthalten. Die aus diesen Horizonten extrahierten Zirkone werden u. a. zur stratigraphischen Korrelation (Zirkon-Tephrostratigraphie) und zur Bestimmung radiometrischer Alter mit der U-Pb-Methode verwendet. Mit einer Auswahl von Isotopenaltern wird schließlich die paläozoische, zeit-relative Systemfolge Kambrium bis Perm geeicht – zu absoluter Zeit¹. Hinsichtlich dieser Verknüpfung zwischen einzelnen Probenpunkten, ihrer stratigraphischen Position und Korrelation, und globaler geologischer Zeitskala stellt sich die Frage, wie die einzelnen Isotopenalter konkret ermittelt worden sind.

Waren zuvor Isotopenalter häufig nur für einzelne, weit voneinander entfernte Probenpunkte der zugänglichen Erdkruste ausgewiesen worden, so sind inzwischen für einige Lokalitäten Isotopenalter für zwei oder mehr Bentonithorizonte, mitunter ganze Bentonitserien, publiziert. Diese Konkretisierung – in Verbindung mit einer zunehmend höheren Auflösung radiometrischer Alter – erlaubt, eine abgelagerte Sedimentfolge oder einzelne Abschnitte daraus in unmittelbare Beziehung zu der Bildungszeit zu setzen, die sich aus der Differenz von mindestens zwei isotopendatierten Aschenlagen ergibt. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob die jeweilige radiometrisch determinierte Bildungszeit mit einer Zeitindikation harmonisiert, die sich aus einer geologisch-sedimentologischen Interpretation der Sedimentfolge herleiten lässt.

¹ „The science of (...) radiometric dating (...) is an integral partner in the effort of constructing the geologic time scale, contributing the ability to calibrate events in Earth history to absolute time“ (SCHMITZ 2012a, 115).

2 Einführung

2.1 Bentonite

Bentonite² sind umgewandelte, d. h. ummineralisierte vulkanische Aschen (ROSS & SHANNON 1926, WINTER 1969, HUFF 2016). Sie sind mitunter Sediment- bzw. Sedimentgesteinsfolgen^{3,4} zwischengeschaltet. Die Horizonte (oder Lagen) sind häufig nur millimeter- bis dezimeterdick, aber seitlich (lateral) weit aushaltend.

Petrologisch sind Bentonite Tongesteine. Devonische Bentonite der Eifel-Region (WINTER 1969) bestehen vorwiegend aus Tonmineral-Neubildungen wie Illit und Smektit (hauptsächlich Montmorillonit) sowie untergeordnet Vermiculit, Chlorit und Kaolinit; sie sind auf die Zersetzung von vulkanischem Glas und Feldspat zurückzuführen. Daneben sind aber noch primär-magmatogene Komponenten wie die resistenten Schwerminerale Zirkon und Apatit erhalten. Kaliumreiche Bentonite werden auch als K-Bentonite bezeichnet (erstmalig WEAVER 1953).

Sogenannte Kohlentonsteine, die in Verbindung mit kohlenführenden Gesteinen (z. B. Karbon) auftreten, sind ebenfalls vulkanischen Ursprungs (STÖFFLER 1963) – also auch Bentonite. Häufig wird auch der Begriff Tuff (verfestigte Asche) anstelle Bentonit verwendet (z. B. WINTER 1981).

2.2 Stratigraphie und relative Zeit

Der *Internationale Stratigraphische Leitfaden* (SALVADOR 1994) unterscheidet hauptsächlich drei stratigraphische Methoden, Litho-, Bio- und Chronostratigraphie, sowie Geochronologie (s. Abschnitt 2.4). Die sorgfältigen Beschreibungen und Definitionen der Begriffe und Prozeduren machen deutlich: Es gilt zu unterscheiden zwischen den (1) materiellen Gesteinskörpern (mitsamt den Fossilien), also den empirischen Daten, und (2) deren Interpretationen, z. B. ihre Entstehung, Umwelt (Environment) oder geologische Geschichte.

Stratigraphie

Stratigraphie gilt der Beschreibung aller Gesteinskörper, die die Erdkruste aufbauen, auch der nicht geschichteten (SALVADOR 1994, 13).

² Im 19. Jahrhundert zunächst Bezeichnung für einen plastischen Ton der kretazischen Fort-Benton-Gruppe (bei Fort Benton, Wyoming) (KNIGHT 1897, 1898). ROSS & SHANNON (1926, 79) schlugen folgende, Genese-beinhalten Definition vor: „Bentonite is a rock composed essentially of a crystalline clay-like mineral formed by devitrification and the accompanying chemical alteration of a glassy igneous material, usually a tuff or volcanic ash; and it often contains variable proportions of accessory crystal grains that were originally phenocrysts in the volcanic glass. These are feldspar (commonly orthoclase and oligoclase), biotite, quartz, pyroxenes, zircon and various other minerals typical of volcanic rocks. (...) It is advisable to restrict the rock name bentonite to a material derived from volcanic ash (...)“

³ Eine Sedimentfolge besteht aus mehreren übereinander lagernden Schichten (Schichtenfolge). Sedimentfolge soll als rein beschreibender Begriff verstanden werden und bezieht sich sowohl auf unverfestigte (Sedimente) als auch verfestigte (Sedimentgesteine) Einheiten.

⁴ Vulkanische Aschen sind auch in Eiskernen anzutreffen.

| Äonothem /Äon | Ära <them th="" ära<=""> <th>System/ Periode</th> <th>Serie/ Epoche</th> <th>Numme- risches Alter (Mra)</th> </them> | System/ Periode | Serie/ Epoche | Numme- risches Alter (Mra) | |
|--|--|------------------|---------------|----------------------------------|---------|
| PHANEROZOIKUM | KÄNOZOIKUM | QUARTÄR | HOLOZÄN | 0,0117 | |
| | | | PLEISTOZÄN | 2,58 | |
| | | | PLIOZÄN | 5,333 | |
| | | NEOGEN | MIOZÄN | 23,03 | |
| | | | OLIGOZÄN | 33,9 | |
| | | | EOZÄN | 56,0 | |
| | | PALÄO- GEN | PALÄOZÄN | 66,0 | |
| | | | KREIDE | OBERKREIDE | 100,5 |
| | | | | UNTERKREIDE | ~ 145,0 |
| | JURA | OBERJURA | 163,5 | | |
| | | MITTELJURA | 174,1 | | |
| | | UNTERJURA | 201,3 | | |
| | TRIAS | OBERTRIAS | ~ 237 | | |
| | | MITTELTRIAS | 247,2 | | |
| | | UNTERTRIAS | 251,902 | | |
| | PERM | LOPINGIUM | 259,1 | | |
| | | GUADALUPIUM | 272,95 | | |
| | | CISARALIUM | 298,9 | | |
| | KARBON | PENNSYLVANIUM | 323,2 | | |
| | | MISSISSIPPIUM | 358,9 | | |
| | DEVON | OBERDEVON | 382,7 | | |
| | | MITTELDEVON | 393,3 | | |
| | | UNTERDEVON | 419,2 | | |
| | SILUR | PRIDOLI | 423,0 | | |
| | | LUDLOW | 427,4 | | |
| | | WENLOCK | 433,4 | | |
| | | LLANDOVERY | 443,8 | | |
| | ORDOVI- ZIUM | OBERORDOVIZIUM | 458,4 | | |
| | | MITTELORDOVIZIUM | 470,0 | | |
| | | UNTERORDOVIZIUM | 485,4 | | |
| | KAM- BRIUM | FURONGIUM | ~ 497 | | |
| | | SERIE 3 | ~ 509 | | |
| | | SERIE 2 | ~ 521 | | |
| TERRENEUVIUM | | 541,0 | | | |
| "PRÄKAMBRIUM" | NEO- PROTERO- ZOIKUM | EDIACARIUM | ~ 635 | | |
| | | KRYOGENIUM | ~ 720 | | |
| | | TONIUM | 1000 | | |
| Auslassung von Proterozoikum (Teile) und Archaikum | | | | 4000 | |
| HADAIKUM | | | | ~ 4600 | |

Abb. 1 Internationale Chronostratigraphische Tabelle. Mit Zuweisung geschätzter numerischer Alter des GTS2012-Altersmodells in Millionen [radiometrischen] Jahren (Mra) ohne Unsicherheiten; rechte Spalte. Nach Version v2020/01 der *Internationalen Stratigraphischen Kommission (ICS)* mit teilweise aktualisierten Alterswerten. Deutsche Bezeichnungen nach STDK2012 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt). Grafik: F. MEYER.

Lithostratigraphie

Lithostratigraphie ist jener „Teil der Stratigraphie, der sich mit der Beschreibung und der systematischen Gliederung der Gesteinsabfolgen der Erdkruste beschäftigt (...)“ (SALVADOR 1994, 31). Die lithostratigraphische Klassifikation gliedert „Gesteinskörper aufgrund ihrer lithologischen Eigenschaften in Einheiten“. Die formalen lithostratigraphischen Einheiten sind, hierarchisch aufsteigend: Bank oder Lage (bed), Subformation (member), Formation (formation), Gruppe (group). Die Formation ist die „Grundeinheit“ der lithostratigraphischen Klassifikation, insbesondere als kartierbare Einheit und zur Beschreibung und Interpretation der Geologie einer Region (SALVADOR 1994, 33).

„Beobachtbare lithologische Merkmale“ können u. a. „sedimentologischer, petrologischer, mineralogischer, paläontologischer, chemischer, physikalischer, morphologischer“ Natur sein (STEININGER & PILLER 1999, 6). Auch den Fossilinhalt gilt es zu berücksichtigen, aber als rein lithologisches Merkmal.

Biostratigraphie

„Jener Teil der Stratigraphie, der sich mit der Verteilung der Fossilien in der stratigraphischen Überlieferung sowie mit der Gliederung der Schichtenfolgen in Einheiten auf Basis ihrer enthaltenen Fossilien beschäftigt“ (SALVADOR 1994, 55). Die biostratigraphische Basiseinheit ist die „Biostratigraphische Zone“ oder abgekürzt „Biozone“.

Chronostratigraphie

Chronostratigraphie ist „jener Teil der Stratigraphie, der sich mit den relativen Zeitbeziehungen und Alter der Gesteinskörper beschäftigt“ (SALVADOR 1994, 77) oder anders ausgedrückt mit „der relativen Zeitgliederung anhand von Gesteinskörpern“ (STEININGER & PILLER 1999, 4).

Die chronostratigraphische Klassifikation gliedert „die Gesteine der Erdkruste aufgrund ihres Alters oder der Zeit ihrer Entstehung in Einheiten“ (relativ, s. o.). Ihr Ziel ist es, „die Gesteine der Erdkruste in benannte Einheiten (chronostratigraphische Einheiten) zu gliedern, die Intervallen der geologischen Zeit (geochronologische Einheiten) entsprechen; [sie] dienen als eine Basis für eine Zeitkorrelation und ein Referenzsystem, um Ereignisse der geologischen Geschichte zu verzeichnen.“ Als „spezifische Zielsetzungen“ gelten „a) die Bestimmung lokaler [relativer] Zeitbeziehungen“ (die einfache Bestimmung der relativen Alterfolge von Schichten in lokalen Profilen, ohne Bezug zu chronostratigraphischen Einheiten) sowie „b) die Schaffung einer Standardisierten Globalen Chronostratigraphischen Tabelle“ (auch als Internationale Chronostratigraphische Tabelle bezeichnet; Abb. 1). Diese Tabelle „ist eine vollständige und systematisch angeordnete Hierarchie definierter und benannter chronostratigraphischer Einheiten mit regionaler und weltweiter Geltung. Eine derartige Hierarchie fungiert als Standard-Rahmenwerk, um das [relative] Alter von Gesteinskörpern auszudrücken und alle Gesteine der Erdgeschichte miteinander in Beziehung zu setzen. Die benannten Einheiten jeder Ebene dieser Standardisierten Globalen Chronostratigraphischen Tabelle umfassen, als Ganzes, die komplette stratigraphische Abfolge – ohne Lücken und ohne Überlappungen“ (SALVADOR 1994, 77-78).

Die chronostratigraphische Einheit ist „ein Gesteinskörper, der alle Gesteine umfasst, die während eines bestimmten geologischen Zeitintervalls gebildet wurden. (...) Chronostratigraphische Einheiten werden von synchronen Flächen begrenzt. Das relative Ausmaß dieser Einheiten und ihre Stellung in der chronostratigraphischen Hierarchie hängen von der Länge des Zeitintervalls ab (...) und nicht von ihrer physikalischen Dicke“ (SALVADOR 1994, 78). Etwas anders ausgedrückt: Chronostratigraphische Einheiten sind „Gliederungen von Gesteinskörpern auf der Grundlage der geologischen Zeit“ (SALVADOR 1994, 103). Und als weitere Funktion: Sie bilden die Grundlage für eine weltweite Kommunikation und Verständigung (SALVADOR 1994, 103).

Die formalen chronostratigraphischen Einheiten sind, hierarchisch aufsteigend: Stufe („Grundeinheit“), Serie, System, Ära, Äonothem (Abb. 1, jedoch ohne Stufe).

Chronostratigraphischer Horizont (Chronohorizont)

Ein chronostratigraphischer Horizont „ist eine stratigraphische Fläche, die isochron ist, d. h. überall dasselbe Alter hat“ (STEININGER & PILLER 1999, 4). Zu den Chronohorizonten gehören demnach „viele Fossilhorizonte, Bentonitlagen vulkanischer Herkunft, Phosphoritlagen, Kohleflöze, seismische Reflektoren, Lagen magnetischer Umkehrungen (Reversals), usw.“

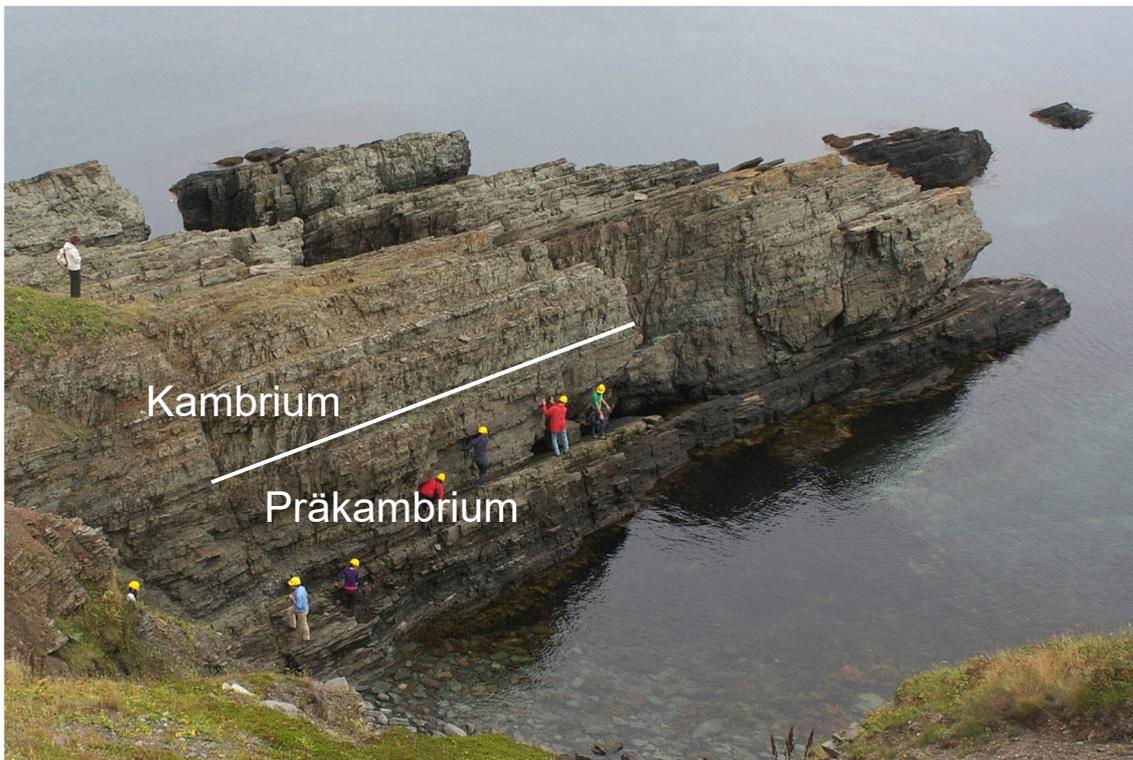


Abb. 2 Präkambrium/Kambrium-Grenze, Fortune Head (Neufundland).

Die Basis des Kambriums ist 1992 formal definiert worden, am Fortune Head mit dem ersten Auftreten (der ersten fossilen Überlieferung) des Spurenfossils *Phycodus pedum* (BRASIER et al. 1992), nunmehr *Treptichnus pedum*. – *T. pedum* als globaler stratigraphischer Marker hat sich allerdings nicht bewährt; das lokale „Erstereerscheinen“ soll „zeitlich“ erheblich schwanken und am Referenzpunkt ist das Fossil inzwischen auch einige Meter unterhalb der Grenze im Ediacarium gefunden worden. Eine Neufestlegung der Grenze ist in Diskussion (BABCOCK et al. 2014). Foto: Liam HERRINGSHAW, 2012; freundliche Freistellung (Wikimedia Commons, CC BY-SA 3.0).

Grenz-Definition der chronostratigraphischen Einheit (GSSP-Konzept)

Jeweils die Basis einer (globalen) chronostratigraphischen Einheit ist (wird) durch einen globalen Grenz- oder Referenzpunkt definiert; durch formale Festlegung eines Grenzstratotypus-Punktes in einem Grenzstratotypus-Profil (Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP; SALVADOR 1994, 90-91). Eine Anforderung an solch einen Punkt ist ein hohes Korrelationspotential, möglichst weltweit.

Damit wird die Globale Chronostratigraphische Tabelle letztlich durch einer Folge von Grenzpunkten definiert; mit anderen Worten: Das „Konzept behandelt und definiert lediglich die Grenzen der Einheiten, aber nicht den Inhalt der Einheit [selbst]. In einem chronologischen Sinn liefert es die abstrakte Dauer der Einheiten, aber nicht deren Inhalt. Es definiert eine Abstraktion in der Zeit und nicht eine materielle Gesteinseinheit“ (GRADSTEIN et al. 2012, 34).

Methodologisch ist es scheinbar die einzig denkbare, konstruktive Möglichkeit; denn ein Punkt kann weder eine Lücke noch eine Überlappung besitzen (s. o.). Demzufolge kommt der (globalen) Korrelation die höchste Bedeutung zu. Ob allerdings eine vermeintlich vorgenommene Korrelation tatsächlich eine Synchronität darstellt, ist nicht oder nur selten überprüfbar. „Ohne Korrelation“, so machen GRADSTEIN et al. (2012, 36) deutlich, „sind stratigraphische Einheiten und ihre konstituierenden Grenzen nicht von viel Nutzen und ohne Bedeutung für die Erdgeschichte“.

2.3 Tephrostratigraphie

Die Tephrostratigraphie befasst sich mit der Identifikation, Charakterisierung und Korrelation von Tephraablagerungen, die in Sediment(gesteins)folgen auftreten.

Die festen vulkanischen Auswurfprodukte werden unter dem Begriff Tephra⁵ oder Pyroklastika zusammengefasst, unabhängig von ihrer Korngröße und Zusammensetzung (vgl. SCHMINCKE 2014, 158). Nach der Korngröße wird Tephra in drei Klassen untergliedert: > 64 mm: Bomben und Blöcke; 2–64 mm: Lapilli; < 2 mm: Asche. Tuff ist verfestigte Asche.

In ihrer räumlichen Verbreitung – bis zu 1.000.000 km² und mehr – liefern vulkanische Aschenlagen nicht nur Leithorizonte, sondern echte Isochronen, d. h. exakte Zeit-Bezugsflächen (vgl. Abschnitt 2.2, Chronohorizont) – denn ein Aschenniederschlag erfolgt quasi gleichzeitig während einer Spanne von Stunden oder wenigen Tagen. In der stratigraphischen Korrelation sind überlieferte Aschenlagen deshalb anderen stratigraphischen Methoden überlegen, insbesondere der biostratigraphischen. Voraussetzung allerdings ist eine eindeutige Merkmalsausprägung der einzelnen Aschenlage und deren Identifikation; bei quartären Aschenlagen wird dies vorwiegend auf geochemischer Basis versucht.

Weit verbreitet ist der Begriff Tephrochronologie. Nach MURAWSKI & MEYER (2010, 168) ist Tephrochronologie eine „Methode, die in Gebieten mit kräftigen aschefördernden Vulkanismus stratigraphische Zeitgliederungen mittels Typisierung und Parallelisierung von vulkanischen Aschen vorzunehmen erlaubt“. Von Tephrostratigraphie dagegen werde gesprochen,

⁵ Erstmals von THORARINSSON (1944) verwendet.

wenn die Möglichkeit besteht, „vulkanische Aschelagen in Gesteinsabfolgen zur stratigraphischen Korrelation heranzuziehen.“

2.4 Geochronologie und geologische Zeitskala

Geochronologie

Die Geochronologie beschäftigt sich mit der „Datierung und Bestimmung der zeitlichen Abfolge von Ereignissen in der Geschichte der Erde“ (SALVADOR 1994, 16).

Die geochronologische Einheit ist eine Einheit der geologischen Zeit; „Zeit, die durch geologische Methoden bestimmt wird“. Die geochronologische Einheit ist „kein Gesteinskörper und deshalb keine stratigraphische Einheit“ (SALVADOR 1994, 16); sie ist immateriell. Die formalen geochronologischen Einheiten sind, hierarchisch aufsteigend: Alter, Epoche, Periode, Ära, Äon (Abb. 1). Die konkreten Bezeichnungen allerdings sind identisch mit denen der Chronostratigraphie: Das geochronologische Äquivalent zu Kreide (System, chronostratigraphisch) ist Kreide (Periode).

Konstruktion einer geologischen Zeitskala

Die Konstruktion einer geologischen Zeitskala – hier am Beispiel der GTS2012 – vollzieht sich in vier Schritten (GRADSTEIN et al. 2012, 4):

- „Schritt 1: Konstruiere für die Gesteinsüberlieferung der Erde eine aktualisierte, globale chronostratigraphische Tabelle.
- Schritt 2: Identifiziere für die chronostratigraphische Tabelle entscheidende, lineare Alters-Kalibrierungsniveaus unter Verwendung radiogener Isotopenaltersdaten und/oder wende astronomisches Tuning auf zyklische Sedimentation⁶ an oder skaliere und interpoliere (annähernd) lineare Segmente von Sequenzen stabiler Isotope⁷.
- Schritt 3: Interpoliere die kombinierte chronostratigraphische und chronometrische Skala (...).
- Schritt 4: Kalkuliere oder schätze Fehlerbalken der kombinierten chronostratigraphischen und chronometrischen Information, um eine geologische Zeitskala mit Unsicherheitsschätzungen zu den Grenzaltern und der Dauer der Einheiten zu gewinnen.“

Zu Schritt 1 und 2: Die abstrakte, Zeit-relative chronostratigraphische Tabelle existiert unabhängig von einem chronologischen Altersmodell (Schritt 1). So kann prinzipiell jedes Altersmodell mit der chronostratigraphischen Tabelle verknüpft werden. Die Geologische Zeitskala 2012 (Geologic Time Scale 2012, GTS2012) ist das Ergebnis der Verknüpfung der chronostratigraphischen Tabelle (Skala) mit dem Altersmodell von GRADSTEIN et al. (2012) (primär Schritt

⁶ Bezieht sich auf Kapitel 4 „Cyclostratigraphy and Astrochronology“ (HINNOV & HILGEN 2012; Zylostratigraphie und Astrochronologie) des 1. Bandes von *The Geologic Time Scale 2012* (GRADSTEIN et al. 2012); zu dieser Methodik siehe KOTULLA (2015).

⁷ Bezieht sich auf die Kapitel 7 bis 11 (Strontium-, Osmium-, Schwefel-, Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenstratigraphie) des 1. Bandes von *The Geologic Time Scale 2012* (GRADSTEIN et al. 2012).

2) (vgl. Abb. 1).⁸ Das etablierte (radiometrische) Altersmodell für das Phanerozoikum in der Version von 2012 beruht auf etwas mehr als 260 ausgewählten, interpretierten Alterswerten von geologischen Objekten bekannter stratigraphischer Stellung.

Nach GTS2012 umfasst das Paläozoikum von der Untergrenze mit 541,0 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute (s. Abschnitt 6.1) bis zu der Obergrenze mit 252,2 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute (s. Abschnitt 6.13) eine Spanne von etwa 289 Millionen [radiometrische] Jahre (Abb. 1).

2.5 U-Pb-Altersbestimmungen

SCHOENE (2014, 341) zufolge ist die U-Pb-Methode eine „der wichtigsten Methoden der Isotopendatierung“. Dabei wird der Versuch unternommen, den radioaktiven Zerfall von Uran und Thorium zur Altersbestimmung geologischer Objekte zu nutzen; z. B. die Bestimmung der verflissenen Zeit seit Bildung eines Uran-führenden Minerals wie dem Zirkon.

Diese Arbeit beschränkt sich im Wesentlichen auf die abgeleiteten, interpretierten und publizierten Isotopenalter, also die Resultate und deren Anwendung. Zu den Grundlagen, den Annahmen, der Vorgehensweise und der Technik – u. a. das U-Th-Pb-System, Ermittlung der (aktuellen) Zerfallskonstanten, „Alters“gleichungen, Konkordia-Diagramme, Messtechniken (Massenspektrometrie) und Unsicherheiten – wird auf FAURE & MENSING (2005) und SCHOENE (2014) sowie die Anhänge I und II verwiesen.

3 Bedeutende Tephraablagerungen im 20. Jahrhundert

3.1 Novarupta-Tephra

Novarupta-Katmai-Eruption 1912

Die explosive Eruption des Novarupta im Juni 1912 war die größte vulkanische Eruption des 20. Jahrhunderts (HILDRETH & FIERSTEIN 2012⁹): In weniger als 60 Stunden sind in drei diskreten explosiven Episoden etwa 17 km³ Fallablagerungen und 11 km³ Stromablagerungen (Ignimbrite) produziert worden; sie repräsentieren zusammen 13–14 km³ eruptiertes Magma.

Die Rekonstruktion der komplexen Ausbruchsgeschichte der entlegenen Vulkane Novarupta und Mt. Katmai auf der Alaska-Halbinsel dauerte Jahrzehnte und ist bis heute nicht gänzlich abgeschlossen (vgl. HILDRETH & FIERSTEIN 2012). Der Ausbruch ist nur aus weiter Ferne und

⁸ SMITH et al. (2015, 38) merken an, dass *The Geologic Time Scale 2012* (GRADSTEIN et al. 2012) kein offizielles Dokument der *International Commission on Stratigraphy* (ICS) sei: „However, though GTS2012 is an invaluable compendium of stratigraphic data, it is not an official document of the International Commission on Stratigraphy (ICS) and it does not deal with many of the issues raised in this paper.“

⁹ HILDRETH & FIERSTEIN (2012) fassen den Stand der Erforschung 100 Jahre nach dem Ausbruch in einem USGS-Band zusammen: USGS Professional Paper 1791: *The Novarupta-Katmai Eruption 1912 – Largest Eruption of the Twentieth Century: Centennial Perspectives*.

weitestgehend nur mittelbar beobachtet bzw. registriert worden; deshalb kommen der Interpretation der Auswurfprodukte und ihrer Lagerungsverhältnisse große Bedeutung zu. Erst nach umfangreicher stratigraphischer Aufnahme der Ejekta stand fest, dass das Material vom Novarupta stammte und nicht vom Mt. Katmai (CURTIS 1968), wie zuvor lange angenommen worden war. Möglicherweise bilde(te)n Mt. Katmai und der 10 km westlich liegende neue Ausbruchspunkt Novarupta ein gemeinsames vulkanisches System im Untergrund. Denn ein Teil des Magmas stammte sehr wahrscheinlich von einer unter dem Mt. Katmai liegenden Magmakammer. Infolge des raschen Magmenabflusses muss der Mt. Katmai kollabiert sein; die entstandene Caldera lässt auf ein Volumendefizit von etwa $5,5 \text{ km}^3$ schließen. Die heftigen Erdbeben werden im Wesentlichen dem Zusammenbruch des Mt. Katmai zugeschrieben.

Stratigraphie und Chronologie

Die Stratigraphie basiert auf Aufnahmen im proximalen (nahen) Bereich, dem „Tal der zehntausend Dämpfe“ (Valley of Ten Thousand Smokes, VTTs; Erstreckung etwa 15 km) und angrenzender Gebiete (Abb. 3, Abb. 4 und Abb. 6). Insgesamt werden acht Tephra-Lageneinheiten A–H (vom Liegenden zum Hangenden) unterschieden (HILDRETH & FIERSTEIN 2012):

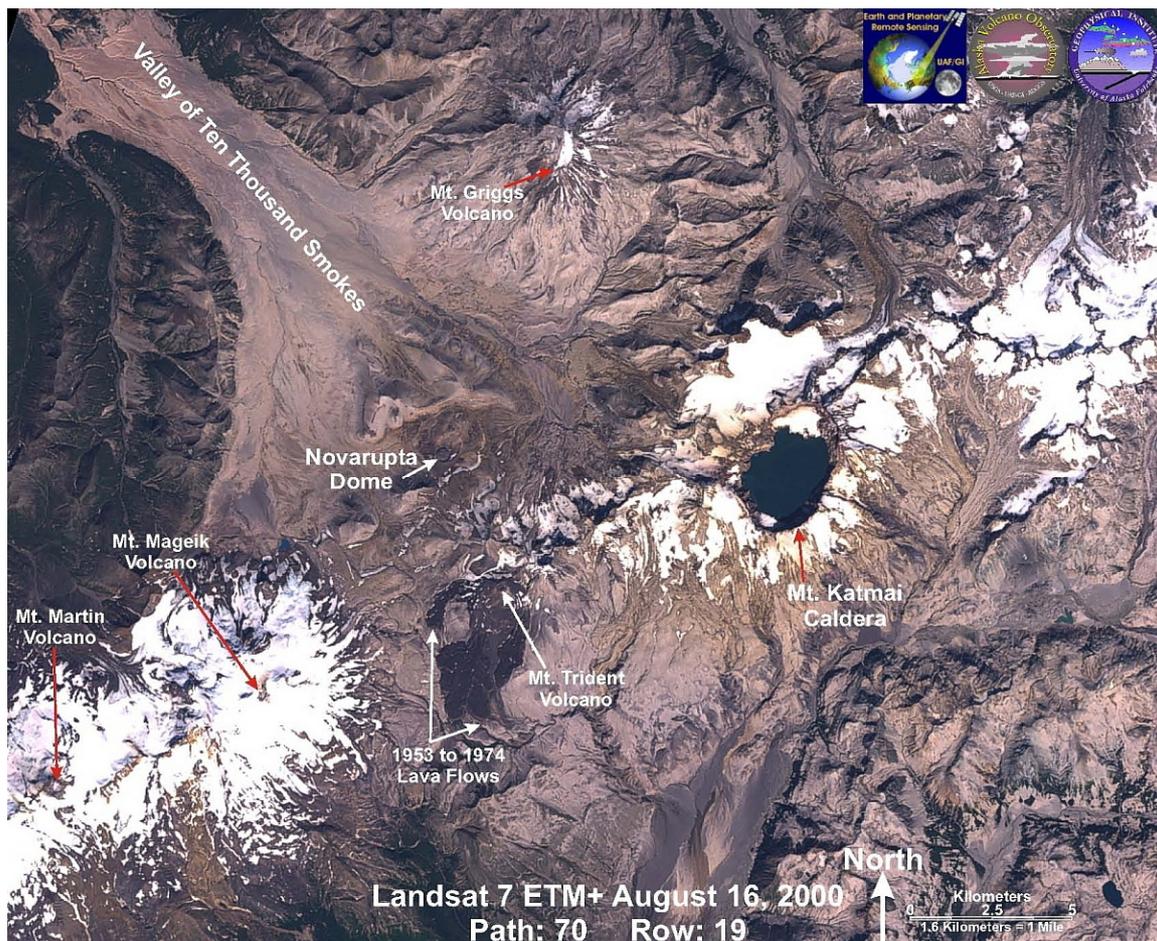


Abb. 3 Katmai National Park, Satelittenaufnahme.

Die Aufnahme zeigt Mt. Katmai und weitere Stratovulkane der Alaska-Halbinsel, den Ausbruchspunkt der Eruption von 1912, Novarupta, mit dem zentralen Lavadom sowie das „Tal der zehntausend Dämpfe“ (Valley of Ten Thousand Smokes). Foto/Grafik: NASA (2000); S. J. SMITH, AVO/University of Alaska Fairbanks.

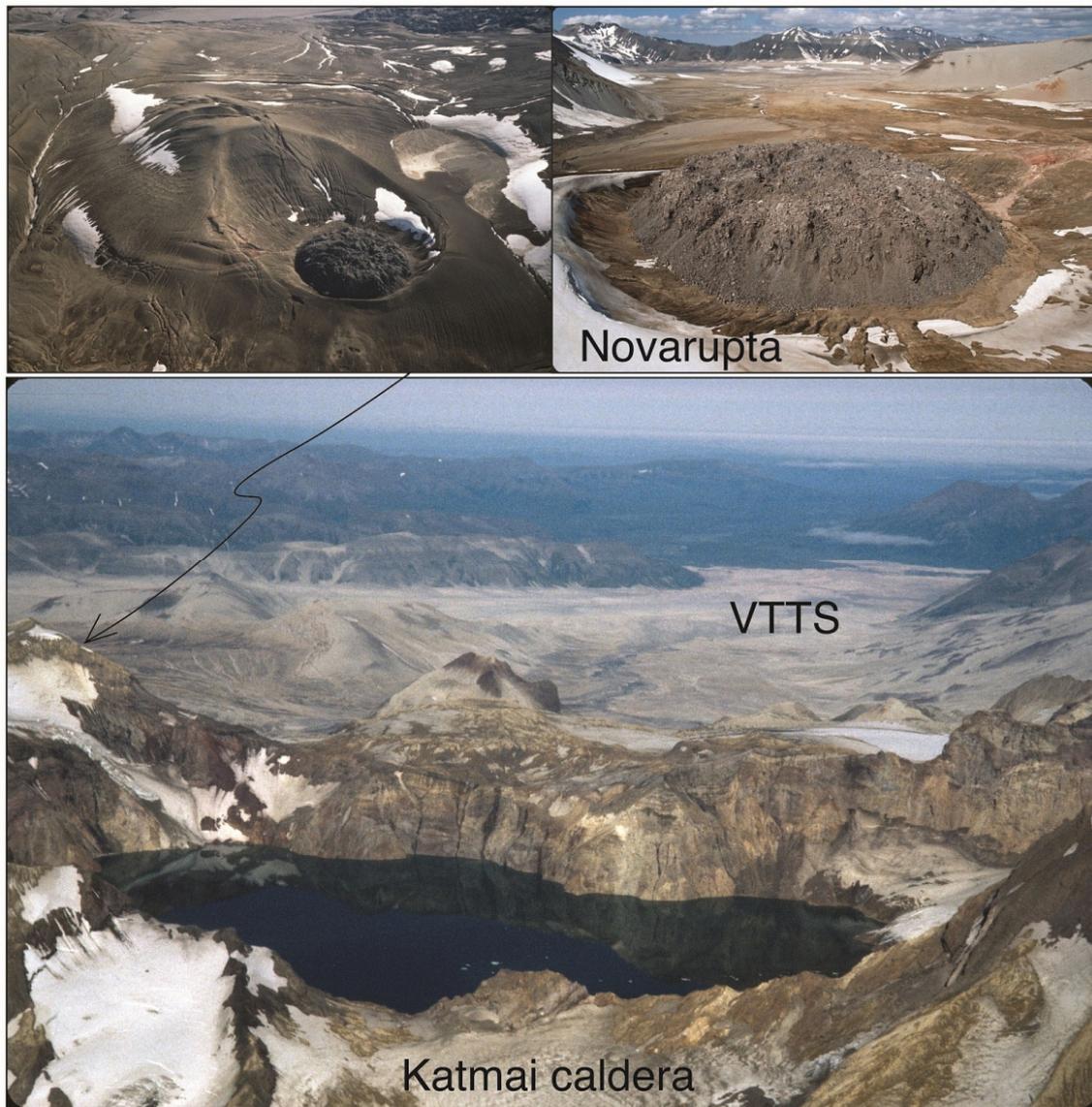


Abb. 4 Katmai-Caldera und Novarupta, Luftbildperspektive.

Unten: Blick über die Katmai-Caldera (Durchmesser etwa 4 km) auf das Ignimbrit-gefüllte „Tal der zehntausend Dämpfe“ (VTTS, Valley of Ten Thousand Smokes). Das Talende ist 29 km vom Zentrum der Caldera entfernt. Der Caldera-See und die innenliegenden (kleinen) Gletscher bildeten sich nach 1923. Der See ist etwa 250 m tief. Die Calderawände erstrecken sich weitere 250 bis 800 m über dem Seespiegel. Die Lokalität des Novarupta ist verdeckt (siehe Pfeil). Oben links: Der (unscheinbare) Novarupta, 10 km W der Katmai-Caldera. Der durch rückfallendes Auswurfmaterial verfüllte Krater hat einen Oberflächendurchmesser von etwa 2 km; die Dimension kann an den bogenförmigen Abschiebungen abgelesen werden, die infolge von Kompaktion und Sackung entstanden („compaction faults“). Oben rechts: Im Zentrum des Novarupta befindet sich ein rhyolithischer Lavadom, mit einem Durchmesser von 380 m und einer Höhe von 65 m; diese Extrusion hat den Schlot „versiegelt“. Fotos (teilweise auch Beschriftung): E. W. HILDRETH, J. E. FIERSTEIN; AVO/USGS.

- A, B: Fall- und Stromablagerungen rhyolithischer (A) und hauptsächlich dazitischer und andesitischer (B) Zusammensetzung, in (B) fortschreitend abnehmender SiO_2 -Gehalt;¹⁰ neun unterscheidbare Sequenzen pyroklastischer Ströme (Ignimbrit-Pakete 1 bis 9). Das Tephravolumen beträgt insgesamt etwa 20 km^3 (= 75 %).

¹⁰ SiO_2 -Gehalte in Gew.-%: Rhyolith: 76,5–77,8 %; Dazit: 63,0–68,6 %; Andesit: 57,9–63,0 % (HILDRETH & FIERSTEIN 2012, 194, Table 2).

- C, D: Hauptsächlich Fallablagerungen dazitischer Zusammensetzung.
- E: Aschenlage, 3–9 cm (VTTS).
- F/G: Hauptsächlich Fallablagerungen dazitischer Zusammensetzung.
- H: „Tonige Hutablagerung“, 5–50 cm; hauptsächlich Asche und Staub dazitischer Zusammensetzung.

Die Zeit-stratigraphische Interpretation der Tephra-Lageneinheiten erfolgt hauptsächlich durch eine Verknüpfung mit den Beobachtungen und Aufzeichnungen von Augenzeugen. Demnach begann die Eruption am 6. Juni 1912 um 13:00 Uhr Ortszeit und dauerte etwa 60 Stunden an. Es werden drei diskrete plinianische Phasen unterschieden, die Episoden I bis III:¹¹

- Sichtung der Eruptionssäule vom Dampfschiff *SS Dora* (Kupreanof-Straße, 88 km Entfernung zum Mt. Katmai) unmittelbar nach akustischer Wahrnehmung einer Detonation¹²: 13:00 Uhr (6. Juni).
- 1. Aschen-Niederschlag auf Kodiak (170 km entfernt) von 17:00 Uhr (6. Juni) bis 9:10 Uhr (7. Juni), etwa 16 Stunden andauernd; 4 Stunden (Transport-) Verzögerung. Determiniert Episode I: Tephra-Lageneinheiten A und B.
Vermuteter Beginn der Kollapsphase am Mt. Katmai: 23:56 Uhr (6. Juni). Zu diesem Zeitpunkt erstes bedeutendes Erdbeben mit M_s 6,5, gefolgt von zwei weiteren mit M_s 6,3 (00:35 Uhr) und M_s 6,1 (02:23 Uhr, 7. Juni) (vgl. Abb. 5).
- Pause (Hiatus).
- 2. Aschen-Niederschlag auf Kodiak von ~12:00 Uhr (7. Juni) bis 14:30 Uhr (8. Juni), etwa 26 Stunden; danach Pause (Hiatus) bis etwa 20:30 Uhr (8. Juni). Determiniert Episode II: Tephra-Lageneinheiten C und D sowie E (Pause).
- 3. Aschen-Niederschlag auf Kodiak von ~20:30 Uhr (8. Juni) bis 6:00 Uhr (9. Juni, zu diesem Zeitpunkt bereits aufgeklärt), max. 10 Stunden. Determiniert Episode III: Tephra-Lageneinheiten F und G; sowie H (Rest-Niederschlag, eventuell bis einige Tage).

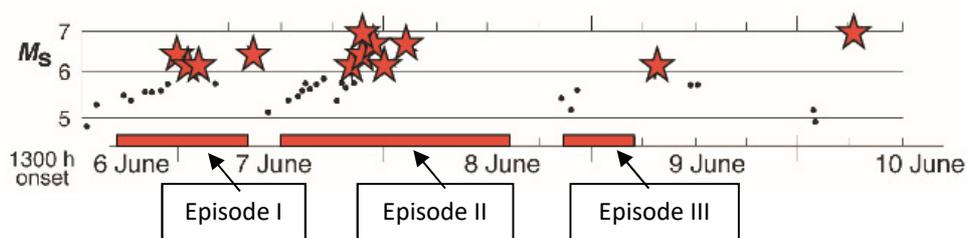


Abb. 5 Novarupta-Katmai-Eruption, dokumentierte Erdbeben.

Während und nach der etwa 60 Stunden andauernden Eruption ereigneten sich zahlreiche Erdbeben, 14 davon mit einer Magnitude $M_s \geq 6$ (mit Stern markiert). Die durch diesen Ausbruch freigesetzte seismische Energie soll im Vergleich mit der Eruption des Mt. Pinatubo (1991) das 250-fache betragen haben (HILDRETH & FIERSTEIN 2000). Rote Balken: Perioden der Aschenniederschläge auf der Kodiak-Insel, 170 km SO des Ausbruchspunktes und zugeordnete Episoden I bis III (siehe Textteil). Grafik (teilweise auch Beschriftung): J. E. FIERSTEIN, E. W. HILDRETH; USGS (sowie Einfügungen durch den Verfasser).

¹¹ U. a. nach HILDRETH & FIERSTEIN (2012, Fig. 2 und Chapter 5); siehe auch MARTIN (1913), HILDRETH (1983) und FIERSTEIN & HILDRETH (1992).

¹² HILDRETH & FIERSTEIN (2012, 19) verwenden den Begriff „detonation“.

Schließlich erfolgte – nach Tagen oder Wochen – die Extrusion zähflüssigen Magmas. Der erste, kleine Dom aber muss gesprengt worden sein; davon zeugt ein Blockfeld dazitischer Zusammensetzung (Episode IV). Danach bildete sich – noch vor 1916 – der Rhyolith-Dom (Episode V, Abb. 4 oben). Auch extrudierte – noch vor 1916 – im Zentrum der Katmai-Caldera Magma dazitischer Zusammensetzung und bildete einen hufeisenförmigen Dom.

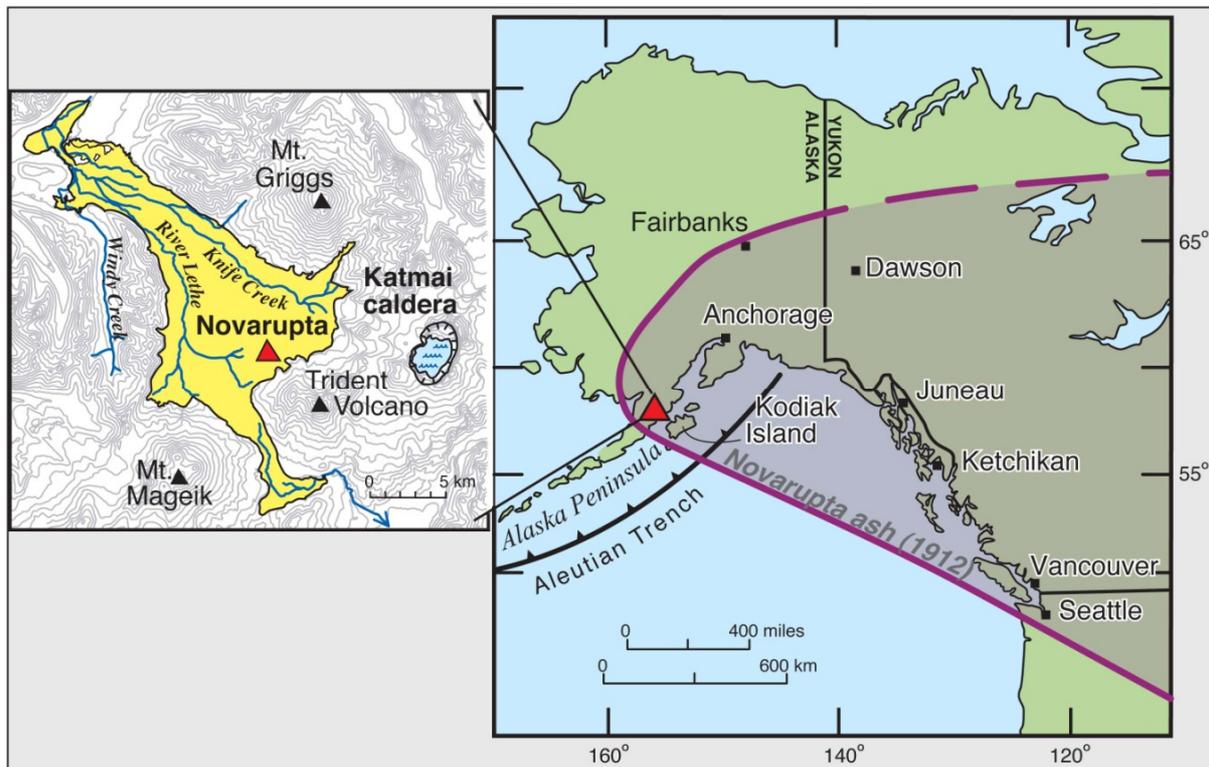


Abb. 6 Novarupta-Eruption, Tephraablagerungen.

Die Karte rechts zeigt die Lage des Novarupta auf der Alaska-Halbinsel und den Niederschlagsfächer der Aschen der Novarupta-Eruption vom 6. bis 8. Juni 1912 (nach Osten und Südosten gerichtet). Ein Teil der Aschen ging auf der Insel Kodiak und über dem Golf von Alaska nieder, auch in Entfernungen von über 1000 km. Die Karte links zeigt das Ausbruchsgelände mit Novarupta, Katmai-Caldera und den umliegenden Stratovulkanen Mt. Mageik, Trident Volcano und Mt. Griggs. Die gelbe Fläche markiert die Verbreitung der Stromablagerungen (Ignimbrite). Staub-Niederschläge wurden in Virginia (USA) am 10. Juni und in Algerien am 19. Juni registriert. Grafik (teilweise auch Beschriftung): E. W. HILDRETH, J. E. FIERSTEIN; AVO/USGS.

Aschenablagerungen im Golf von Alaska

Mit dem Forschungsschiff *Brown Bear* sind im Golf von Alaska 1954 und 1955¹³ zahlreiche kurze Sedimentkerne gewonnen worden. An 37 Lokalitäten¹⁴ führen diese Kerne vulkanische Aschen; sie können in drei unterschiedlichen Niveaus auftreten. NAYUDU (1964) ordnet die obere Aschenlage am Dach des Sedimentkerns dem „Katmai“-Ausbruch von 1912 zu.¹⁵ Die Zuordnung basiert auf übereinstimmenden Merkmalen in der Zusammensetzung, Textur und

¹³ Fahrten (cruises) 64 und 110.

¹⁴ Kernlängen: 14–118 cm. Meeresbodentiefe: Hauptsächlich Tiefsee, ≥ 2000 nautische Faden, aber auch in flacheren (< 100 Faden) und mittleren Tiefen. 1 nautischer Faden (fathom) = 1,83 m.

¹⁵ Zu diesem Zeitpunkt galt Mt. Katmai als Ausbruchspunkt; dies wird in diesem Textabschnitt als „Katmai“ bezeichnet.

Struktur der untersuchten Aschen mit einer Probe der „Katmai“-Asche von der Kodiak-Insel.^{16,17}

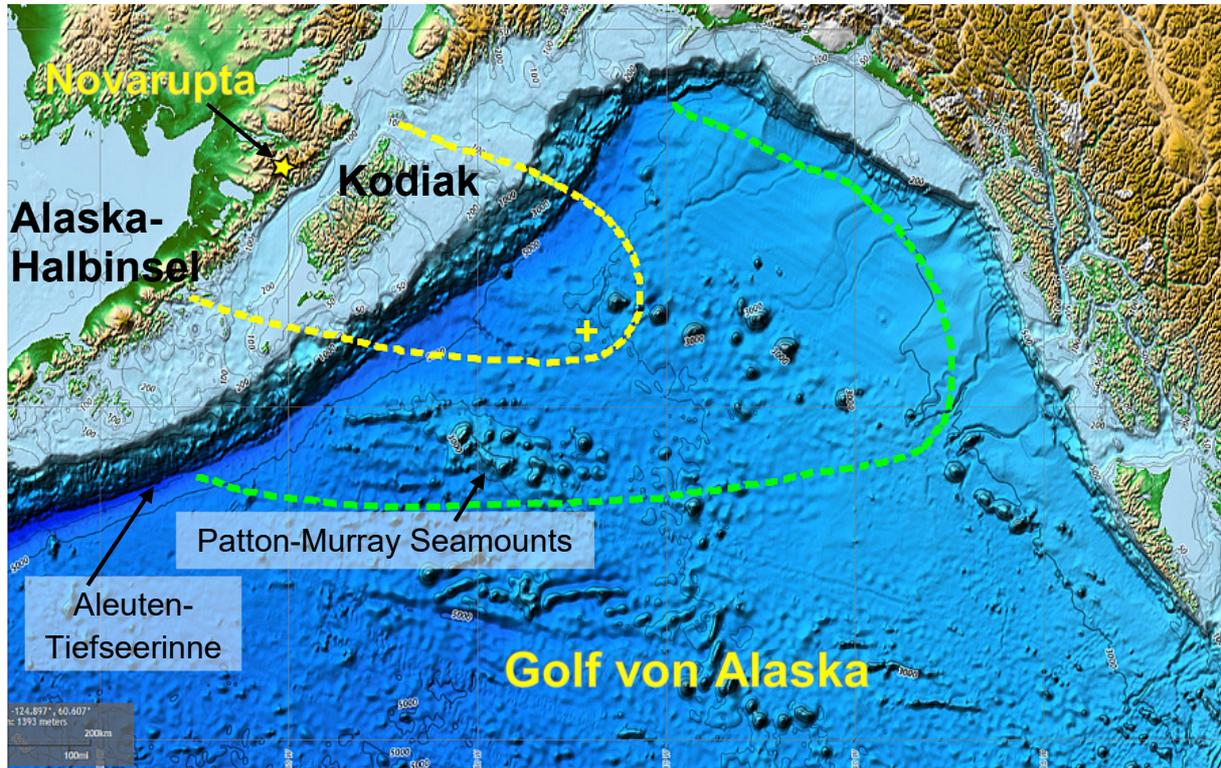


Abb. 7 Verbreitung der Novarupta-Tephra von 1912, Golf von Alaska.

Bathymetrische und (Relief-) Karte des Golf von Alaska; Bildbreite etwa 2000 km. Verbreitung der (sub-) marinen Aschenlage nach NAYUDU (1964, Fig. 4), Grenzlinien schematisch. Stern (gelb): Novarupta; innere gestrichelte Linie (gelb): Grenze der durchgängigen Verbreitung, Maximalerstreckung ca. 640 km; äußere gestrichelte Linie (grün): Grenze vereinzelter Vorkommen, Maximalerstreckung ca. 1120 km; Kreuz (gelb): Lokalität Kern 20, ungefähre Position. Bild: <http://ngdc.noaa.gov>; Einfügungen durch den Verfasser.

In den Kernen 4, 5, 16, 17, 18 und 20 (siehe Fig. 1) tritt die „Katmai“-Asche – mit einer Maximaldicke von 7 cm in Kern 20 – als diskrete Lage auf, während sie in den anderen Kernen mit terrigenem Silt und Sand vermischt ist.¹⁸ In der Mehrzahl der Fälle ist die Basis der Zone klar abgegrenzt („well-defined“). Eine Zonierung oder Gradierung ist nicht erkennbar.

Die Asche setzt sich aus Glasfragmenten ($\geq 95\%$) und einer Mineralfraktion ($\leq 5\%$) aus Quarz, Plagioklas, Hornblende, Augit und Hypersthen zusammen. Die dominierende Korngröße, mikroskopisch bestimmt, ist Grobsilt. In Kern 20 (0–3 cm Tiefe) beträgt der mittlere Korngrößendurchmesser $22\ \mu\text{m}$. Der durchschnittliche Brechungsindex der Glasscherben liegt bei 1,485; hieraus leitet NAYUDU (1964) unter Bezugnahme auf MATHEWS (1951) einen SiO_2 -Gehalt von 74 % ab (demnach rhyolithisch, s. o.).

¹⁶ „The writer studied a sample of Katmai ash of 1912 from Kodiak Island and compared it with the ash under investigation. They were identical in composition, texture and structure. Therefore, the ash under discussion is definitely derived from the Katmai eruption of 1912“ (NAYUDU 1964, 198).

¹⁷ Zuvor hatte MENARD (1953) aus einem Sedimentkern eine Aschenlage am Top beschrieben (Kern 7, von der Längsachse der Aleuten-Tiefseerinne; Northern Holiday Cruise), die er aufgrund eines Vergleichs des Brechungsindex der vulkanischen Glasfragmente (etwa 1,487) der Katmai-Eruption zuordnete.

¹⁸ Die Ursache der Vermischung wird nicht diskutiert. – Möglicherweise handelt es sich um Bioturbation.

NAYUDU (1964, vgl. seine Fig. 4) unterscheidet zwei Bereiche (sub-) mariner Ablagerung der „Katmai“-Asche (s. Abb. 7): a) Bereich durchgängiger Ablagerung, eine innere OSO-gestreckte Zone mit einer Maximalerstreckung von ca. 640 km; b) Bereich punktueller Ablagerung, eine sich anschließende äußere, ebenfalls OSO-gestreckte Zone mit einer Maximalerstreckung von ca. 1120 km.¹⁹ Während sich Abb. 7 auf die konkret nachweisbare, marine Aschenablagerung bezieht, zeigt Abb. 6 (rechts) den Niederschlagsfächer.

Nachfolgende Tiefseebohrungen in dieser Region haben keine weiteren Erkenntnisse erbracht; die Programme waren aber auch nicht auf die Erforschung der obersten Zentimeter des Meeresbodens ausgerichtet:

- 1971 – DSDP-Bohrlokalitäten 178–182, 200 km O bis 500 km OSO Kodiak-Insel (Bohrabschnitt Leg 18): Nur an Bohrlokalität 179 (Meeresbodentiefe 3798 m) ist eine dünne, die Sedimentsäule abschließende Aschenlage erbohrt worden, „möglicherweise die Katmai-Asche“ (MUSICH & WESER 1973).²⁰ Wenn Bohrlokalität 179 also noch im Verbreitungsgebiet liegt, so müsste dies für die anderen, näher am Ausbruchspunkt liegenden Bohrlokalitäten ebenso gelten. Trotz intensiver Überprüfung, z. B. bei Bohrlokalität 178²¹, ist aber keine Asche gefunden worden.²²
- 1992 – ODP-Bohrlokalität 887; Patton-Murray Seamonts, etwa 480 km SO Kodiak-Insel (Leg 145): Diese Lokalität liegt im Bereich „punktueller Verbreitung“ (Abb. 7). Im Bericht gibt es keine Erwähnung einer Aschenlage am Dach der erbohrten Sedimentkerne (s. REA et al. 1993).
- 2013 – IODP-Bohrlokalitäten U1417-U1420 (sowie DSDP-178, s. o.); Kontinentalhang im Süden Alaskas (Exp. 341): Diese Lokalitäten liegen teilweise im Verbreitungsgebiet (Abb. 7). Im Bericht gibt es keine Erwähnung einer Aschenlage am Dach der erbohrten

¹⁹ Zusätzlich zeigt NAYUDU (1964) irreguläre Verteilungen auf: Regional eine Dickenabnahme der Asche in Richtung Ausbruchspunkt, einerseits ausgehend von Kern 20 (7 cm, 560 km Entfernung) in Bezug zu den Kernen 16, 17 und 18 (je 2 cm), andererseits ausgehend von den Kernen 24 und 25 (2 cm) in Bezug zu den Kernen 4 und 5 (1 cm). Er schließt daraus, dass die Verteilung der Asche maßgeblich durch vorherrschende Oberflächenströme beeinflusst worden sei. – Das allerdings wird nicht rekonstruierbar sein. Es fehlen u. a. Aufzeichnungen über Meeres- und Windströmungen (z. B. Satelittenaufnahmen). Ein solches Muster könnte u. a. auch von Wind-induzierten unterschiedlichen Partikelkonzentrationen und unterschiedlichen Niederschlagsverhalten der Aschenwolken herrühren (lokale Konzentrationen).

²⁰ „A thin, streaked ash layer occurs at the top of the sediments (possibly Katmai ash)“ (MUSICH & WESER 1973, 378). Die Bohrlokalität liegt auf einem Sattel, der die umgebende Tiefsee-Ebene um etwa 200 m überragt. – Zu diesem Zeitpunkt galt noch immer der Katmai als Ausbruchspunkt der Eruption von 1912.

²¹ „Although ash from this eruption was looked for in the uppermost sediment at Site 178, it was not found“ (PRATT et al. 1973, 833).

²² PRATT et al. (1973) untersuchten die vulkanischen Aschenlagen der Bohrlokalität 178 bis in eine Bohrtiefe von 658 m (die tieferen Schichten werden der Miozän-Serie zugeordnet). Insbesondere verglichen sie die vulkanischen Glasscherben der hellen Lagen des Bohrkerns mit Glasscherben der jüngsten Asche von 1912 (Probe der Kodiak-Insel): Alle Scherben der Kerne 1–39 hatten einen Brechungsindex von 1,502 bis 1,512. Die Scherben der Probe der Katmai-Insel dagegen verfügen über einen Brechungsindex von 1,484 und dementsprechend über höhere SiO₂-Gehalte (75,9 % versus 65,1–71,5 %). Es sei kaum zu akzeptieren, so die Autoren, dass dieser historische Ausbruch im Vergleich zu dem Vulkanismus der vergangenen 15 Millionen [radiometrischen] Jahren jetzt [plötzlich] eine signifikante Veränderung anzeige: „Just why the only known historic eruption to deposit ash in the area is different remains a problem. It hardly seems reasonable to accept the one historic event as a major change in 15 million years of ash chronology, but on the other hand, the Aleutian system may just now be reaching a state of maturity that supports the production of highly siliceous magma“ (S. 833-834).

Sedimentkerne (s. Expedition 341 Scientists 2014).

Für die Kodiak-Insel geben HILDRETH & FIERSTEIN (2012, 10; nach Fig. 6.) folgende (terrestrische) Aschendicken an (von Süden nach Norden): < 1 cm im Südwesten, ein Maximum mit > 30 cm in der Mitte (nördlichere Teil) und < 20 cm im Nordosten. Weit näher zum Ausbruchspunkt, 50 km nordwestlich, aber gegen die vorherrschende Windrichtung, besteht die Tephraablagung aus einer etwa 15 cm dicken, visuell homogenen Aschenlage (Abb. 8a). Infolge einer Mangelvegetation kann die Novarupta-Asche der Katmai-Region noch heute durch starke Winde aufgegriffen und umgelagert werden (Abb. 8b).

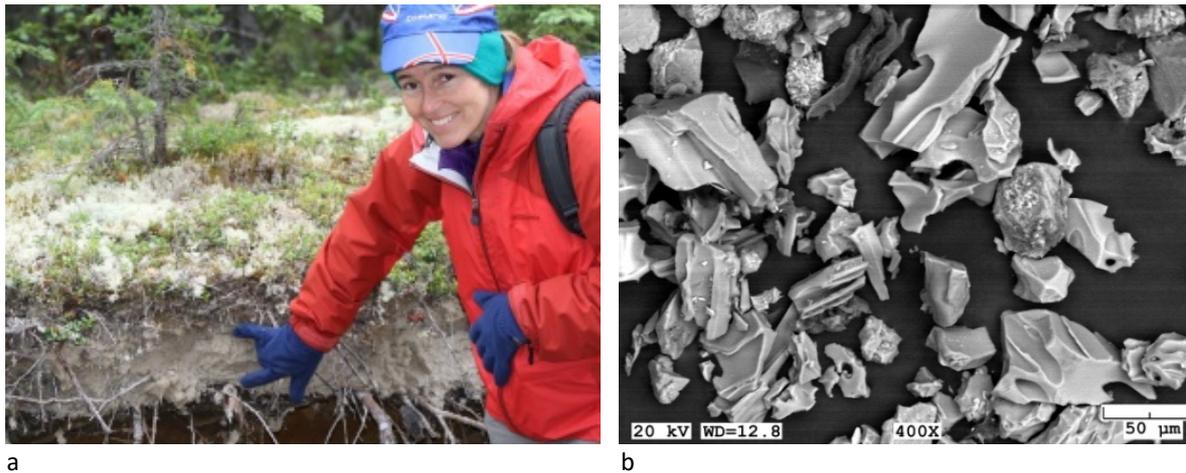


Abb. 8 Novarupta-Tephra.

a) Aschenlage der Novarupta-Eruption von 1912; am Brooks Camp im Katmai National Park, 50 km NW des Ausbruchspunktes. Die Dicke beträgt etwa 15 cm (im Bild AVO-Geologin Tina NEAL). Foto: P. MCPHERSON, 2011; AVO.
 b) REM-Aufnahme resuspendierter vulkanischer Asche der Novarupta-Eruption aus der Katmai-Region. Das Material wurde am 1. November 2015 durch starke Winde aufgegriffen und bis zur Larsen Bay (Kodiak-Insel) verfrachtet. Foto: K. WALLACE, AVO/USGS; 2015.

Fazit

Dem gewaltigen Ausbruch des Novarupta (1912) liegt ein komplexer Eruptionsmechanismus von drei diskreten plinianischen Eruptionen an aufeinanderfolgenden Tagen zugrunde. Die Aschenniederschläge haben distal im Golf von Alaska eine bis zu wenige Zentimeter dicke, (sub-) marine Ablagerung gebildet, die durch eine Momentaufnahme 1954/55 punktuell nachgewiesen wurde (NAYUDU 1964). Im Vergleich zur Pinatubo-Tephra (1991) im Südchinesischen Meer (s. Abschnitt 3.2) ist die Novarupta-Tephra im Golf von Alaska allerdings kaum erforscht.

3.2 Pinatubo-Tephra

Pinatubo-Eruption 1991

Der Mt. Pinatubo gehört zu einer Kette von Stratovulkanen auf der Insel Luzon (Philippinen). Er galt als inaktiv; ein Ausbruch in historischer Zeit war nicht überliefert (NEWHALL et al. 1996). Am 15. März 1991 begann die vulkanische (und tektonische) Aktivität mit leichteren

Erdbeben. Sie setzte sich am 2. April (Abb. 9a) mit ersten, kleineren phreatischen Explosionen fort bis sie schließlich nach 10 Wochen in eine der gewaltigsten Eruptionen im 20. Jahrhundert kulminierte. Nach der plinianischen Phase (9. Juni bis 4. September 1991; Abb. 9c, Abb. 9d und Abb. 10c) endete die Aktivität mit der Extrusion eines Lavadoms im Krater (9. Juli bis 16. August 1992) (vgl. HOBLITT et al. 1996).^{23,24} Die Caldera verfüllte sich später mit Wasser (Abb. 10d).

In der wenige Stunden anhaltenden, hochexplosiven und hochproduktiven Eruptionsphase am Nachmittag des 15. Juni 1991 sind vom Mt. Pinatubo zwischen 3,7 und 5,3 km³ Magma eruptiert worden (NEWHALL & PUNONGBAYAN 1996). Dieser Wert leitet sich aus dem Gesamtvolumen der unterschiedlichen Auswurfprodukte (Tephra) ab, etwa 8,4 bis 10,3 km³.



a (oben)/c (unten)

b (oben)/d (unten)

Abb. 9 Mt. Pinatubo, Ausbruch 1991, I.

a) April 1991. Luftaufnahme der Nordflanke; nach einer ersten, heftigeren Spalteneruption am 2. April. Die etwa 1,5 km lange Ost-West-verlaufende Spalte hatte sich zuvor über der Nordflanke des 1745 m hohen Stratovulkans gebildet. b) Überwachung und Erkundung. Die Nahüberwachung und -erkundung aus der Luft erfolgte mit Helikoptern. c) Plinianische Eruption am 12. Juni 1991. Die Eruptionssäule erreichte eine Höhe von 19 km. d) Plinianische Eruption am 15. Juni 1991. Beginn der explosiven, mehrstündigen Hauptphase. Diese Phase am Nachmittag generierte ein Tephravolumen von etwa 10 km³ (vgl. Abb. 11). Fotos: USGS/VDA-Programm.

²³ Im Nachhinein waren u. a. zahlreiche Beobachtungen der indigenen Bevölkerung, die an den Flanken des Vulkans lebte, ausgewertet worden; demnach gab es bereits Monate zuvor kleinere Explosionen und Erdstöße. Es wird vermutet, dass das starke Luzon-Erdbeben vom 16. Juli 1990 mit einer Magnitude $M_s = 7,8$ (Epizentrum 100 km NO Mt. Pinatubo) das magmatische System im Untergrund aktivierte. Vulkanologen allerdings haben erst nach dem 2. April 1991 einen möglichen Ausbruch in Erwägung gezogen.

²⁴ Siehe u. a. auch PHIVOLCS, Philippinisches Institut für Vulkanologie und Seismologie; http://www.phivolcs.dost.gov.ph/html/update_VMEPD/Volcano/VolcanoList/pinatubo.htm

Die Material-geladene Eruptionswolke (Abb. 11) wurde durch das vorherrschende atmosphärische Strömungssystem zunächst über das Südchinesische Meer verfrachtet. Die Tephra, die als Partikelregen niederging (air-fall), bildete fernab des Ausbruchspunktes auf der Insel Luzon und am Meeresboden des Südchinesischen Meeres eine diskrete Aschenlage über eine Fläche von etwa 400.000 km².

Erstmals wurde ein Eruptionseignis dieser Größenordnung²⁵ in vielfältiger Weise beobachtet und wissenschaftlich dokumentiert (u. a. NEWHALL & PUNONGBAYAN 1996)²⁶; ein seinerzeit laufendes Experiment zur Erforschung der Sedimentation im Südchinesischen Meer (WIESNER et al. 2005; vgl. auch WANG & LI 2009) erbrachte zusätzliche Erkenntnisse.



a (oben)/c (unten)

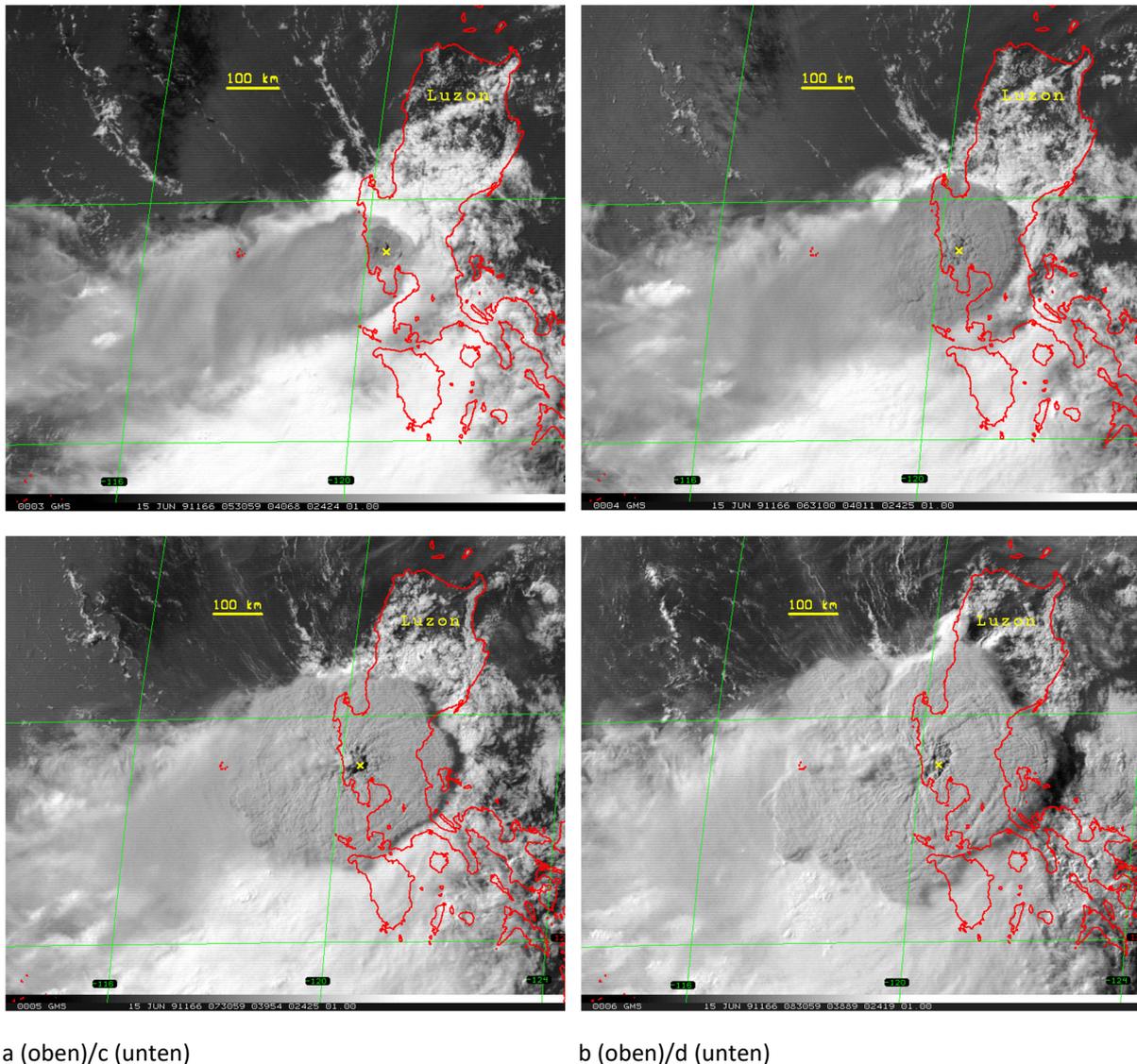
b (oben)/d (unten)

Abb. 10 Mt. Pinatubo, Ausbruch 1991, II.

a) 15. Juni 1991. Blick von Westen (von der Clark Air Base) auf einen mächtigen pyroklastischen Strom; Beginn der explosiven Hauptphase. Der „schwarze Samstag“, der Tag der Dunkelheit, wurde auf 36 Stunden gestreckt. Foto: NOAA/NGDC, R. LAPOINE, U. S. Air Force. b) Luftbildaufnahme vom 22. Juni 1991. Blick auf die NO-Seite des Mt. Pinatubo. Pyroklastische Ströme haben umliegende Täler bis zu 16 km weit entfernt vom Ausbruchspunkt verfüllt, stellenweise sind die Ablagerungen 200 m mächtig. Foto: NOAA/NGDC, R. P. HOBLITT, USGS. c) Luftbildaufnahme vom 22. Juni 1991. Blick von Norden in die etwa 2,5 km breite Caldera, mit einer Aschen-geladenen Wolke; solche kleineren Eruptionen hielten bis zum 4. September an. Der Gipfel ist weggesprengt worden (vgl. Abb. 9a); die Höhe hat sich auf 1486 m reduziert. Die ehemals Wald-bestandene Region um den Vulkan ist mit grauer Asche und Lapilli bedeckt. Foto: USGS/VDA-Programm. d) Mt. Pinatubo, 2008. Blick in die wassergefüllte Caldera, der See ist bis zu 800 m tief. Es ist schwer vorstellbar, dass der verheerende Ausbruch erst 17 Jahre zurückliegt. Foto: ChrisTomnong (Wikimedia Commons, CC BY-SA 3.0).

²⁵ Klassifizierung: VEI 6; Tephravolumen 10-100 km³ (VEI, Volcanic Explosivity Index; Vulkanexplosivitätsindex).

²⁶ Die Beobachtung und Untersuchung konzentrierte sich primär zunächst auf aktive Vorsorge-Maßnahmen: Vorhersage, Evakuierung, etc.



a (oben)/c (unten)

b (oben)/d (unten)

Abb. 11 Mt. Pinatubo, Hauptphase der Eruption aus der Satellitenperspektive.

Wetter-Satellitenaufnahmen vom 15. Juni 1991, zusammengestellt jeweils nach 1 Stunde. Das gelbe Kreuz markiert den Ausbruchspunkt. Siehe auch KOYAGUCHI & TOKUNO (1993), SELF et al. (1996), HOLASEK et al. (1996) und DARTEVELLE et al. (2002). Weiße Wolken: Zyklon, Wolkenhöhe 5–17 km. Die Eruptionswolken durchstießen morgens wiederholt die weißen Zyklonwolken. a) 13:31 Uhr Ortszeit. Die etwa 3 Stunden anhaltende Hauptphase hat etwa 15 min zuvor begonnen; eine Eruptionssäule (dunkleres Grau im Zentrum, Durchmesser von etwa 50 km) schießt über eine bereits gebildete, nach Südwesten driftende weniger dichte Eruptionswolke (Troposphäre) hinaus (Eruptionspulse nach 10:00 Uhr). b) 14:31 Uhr Ortszeit. Der Durchmesser der neugebildeten übermächtigen Eruptionswolke beträgt bereits 300 km. c) 15:31 Uhr Ortszeit. Der Durchmesser der Eruptionswolke beträgt nun 500 km; im Zentrum eine Dom-artige Quellung, mehrere km hoch. Die Aschen in den höchsten Bereichen (Stratosphäre) werden nach Westen verfrachtet. d) 16:31 Uhr Ortszeit. Der Durchmesser der Eruptionswolke beträgt bis zu 700 km. Dom wie zuvor. Die Aschen in den höchsten Bereichen (Stratosphäre) werden weiter nach Westen verfrachtet. Satellitenaufnahmen: GMS (Geostationary Meteorological Satellite, Japan).

Stratigraphie und Chronologie

PALADIO-MELOSANTOS et al. (1996) gliedern die proximalen Tephra-Fallablagerungen in vier Einheiten, Lagen A–D (vom Liegenden zum Hangenden). Chronologisch orientieren sie sich an den von WOLFE & HOBLITT (1996) definierten Eruptionsphasen 1 (März–Mai 1991) bis 8 (Juli–September 1992). Die Schichtenfolge hat 13 km südwestlich der Pinatubo-Caldera (Lokalität

KAK) folgende Ausprägung:

- A: „Schlacken“-Agglomerat, normalgradiert, etwa 4 cm: Ablagerungen des Ausbruchs vom 12. Juni; (frühe) Phase 4.
- B: Dünne Schichten und Lagen von Aschen mit Lapilli; etwa 7 cm: Ablagerungen vom 13 bis 15. Juni (früher Nachmittag); Phase 4 und 5.
- C: Vorwiegend Bimse dazitischer Zusammensetzung, zunächst invers gradiert, mittig mit Korngrößenmaximum (5 cm), dann normal gradiert; etwa 32 cm: Ablagerungen des 15. Juni (Hauptphase nachmittags); Phase 6.
- D: Laminierte, feinsandige bis siltige graue Aschen; etwa 3 cm: Ablagerungen des Zeitraums 15. Juni (spät) bis Ende Juni; (frühe) Phase 7.

Die Ablagerungen der pyroklastischen Ströme des 15. Juni erstrecken sich radial bis zu 16 km vom Ausbruchspunkt. Sie bedecken eine Fläche von etwa 400 km². SCOTT et al. (1996) unterscheiden anhand der Sedimentstrukturen drei Ausprägungen (Fazies): Massige Ablagerungen, Tal- und Beckenverfüllungen bis zu einer Mächtigkeit von 200 m (topographische Tiefpunkte), geschichtete Bims-Ablagerungen auf Schwellen bis zu einer Dicke von 5 m (topographische Hochpunkte) sowie Lithoklasten-reiche Einheiten im oberen Teil der massigen Ablagerungen. Die Homogenität in Textur und Zusammensetzung der massigen Ablagerungen lässt eine Unterscheidung bzw. Ausgliederung einzelner pyroklastischer Ströme kaum zu. Die Lithoklasten-reiche Einheit am Top führen sie auf den Kollaps bei der Calderaentstehung zurück.

SCOTT et al. (1996) zufolge verzahnen sich im distalen²⁷ Bereich (5–15 km) stellenweise die Stromablagerungen mit den Fallablagerungen der Lage C (s. o.). Dies und weitere Beobachtungen lassen auf einen Eruptions- bzw. Transportmechanismus schließen, der über mehrere Stunden anhaltend (gleichzeitig) sowohl Fall- als auch Stromaktivitäten erzeugte.

ROSI, PALADIO-MELOSANTOS et al. (2001) allerdings können im Marella-Tal in einer Zone eine geringmächtige Lageneinheit C identifizieren, Fallablagerungen, denen Strom- und Surgeablagerungen zwischengeschaltet sind; diese Wechselfolge wird von massigen, bis 90 m mächtigen Stromablagerungen überlagert. Unter Einbeziehung der Verhältnisse an weiteren Beobachtungspunkten interpretieren die Autoren die Tephraabfolge im Marella-Gebiet als ein gerichtetes Nacheinander von Regimen: Von einem frühen konvektiven Regime zu einem Übergangsregime, das sowohl die plinianische konvektive Säule als auch verdünnte Dichteströme erzeugte bis schließlich zu einem voll-kollabierenden Regime, das hauptsächlich dichte pyroklastische Ströme produzierte. Demnach akkumulierten die Fallablagerungen der Lage C während des initialen 3-Stunden-Hochs, das etwa um 13:15 Uhr einsetzte. Danach soll die Eruptionswolke hauptsächlich von nach 16:30 Uhr einsetzenden pyroklastischen Strömen über eine Periode von 3 Stunden gespeist worden sein. Denn nach dem Gipfel-Kollaps etwa um 19:11 Uhr (heftigste Erdbeben $M_B = 5,7$, vgl. MORI et al. 1996) sei nur noch wenig Volumen produziert worden.

²⁷ Die Autoren unterscheiden für die Stromablagerungen des Pinatubo drei Entfernungsbereiche zum Ausbruchspunkt: proximal (bis etwa 2 km), medial (etwa 2–5 km) und distal (etwa 5–15 km).

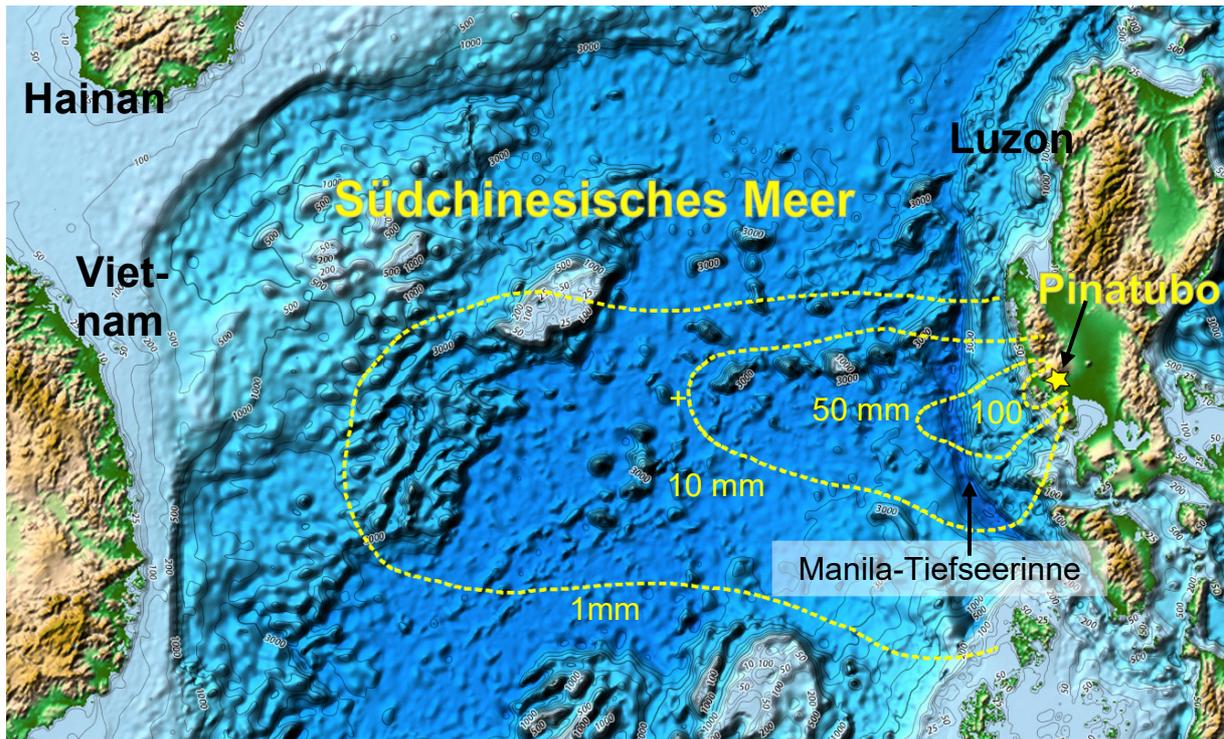


Abb. 12 Verbreitung der Pinatubo-Tephra von 1991, Südchinesisches Meer.

Bathymetrische und (Relief-) Karte des Südchinesischen Meeres zwischen Vietnam und Luzon, der größten Insel der Philippinen; Bildbreite etwa 1600 km. Stern (gelb): Mt. Pinatubo; gestrichelte Linie (gelb): Tephra-Fallablagerungen mit Isopachenfächer (Mächtigkeiten von >100 mm bis 1 mm, Abnahme u. a. nach Westen); Kreuz (gelb): Position der Sedimentfalle, 586 km W Mt. Pinatubo (alle Angaben nach WIESNER et al. 2004, Fig. 1; Isopachenfächer schematisch, leicht vereinfacht). Bild: <http://ngdc.noaa.gov>; Einfügungen durch den Verfasser.

In-situ-Aufzeichnung der marinen Aschen-Sedimentation

In einem im Südchinesischen Meer installierten Sedimentfallensystem wurde Tephra des Pinatubo-Ausbruchs vom 15. Juni 1991 aufgefangen. Das Sedimentfallensystem war 1991 für eine Langzeitstudie zur Untersuchung der „Normal“-Sedimentation eingerichtet worden.²⁸ Den außerordentlichen Tephra-„Fang“ werteten WIESNER et al. (1995) aus; wie sich später herausstellte, waren die Umstände der Aufzeichnung besonders günstig.

Das Sedimentfallensystem war etwa mittig im Südchinesischen Meer positioniert, 586 km westlich des Mt. Pinatubo (Abb. 12). Die Sedimentfallen waren in einer Tiefe von 1190 und 3730 m verankert; die Wassertiefe betrug 4270 m (Tiefsee). Jedes Stockwerk verfügte über 13 Sammelschalen (250 ml), die vollautomatisch und zeitgesteuert nach einem Intervall von 28–32 Tagen der Reihe nach wechselten. Bergung und Austausch erfolgte jeweils nach etwa einem Jahr, 1992 am 18. März.

Im Sammelintervall 21. Mai bis 18. Juni 1991 (Schale 6) war – im Vergleich zu den vorangegangenen Perioden – in beiden Stockwerken ein gravierender Materialzugang zu verzeichnen. Er bestand hauptsächlich aus Bims und vulkanischen Glasscherben (74 %), Plagioklas (15 %) und Hornblende (9 %); daneben Biotit, Quarz, Zirkon, Apatit und Magnetit – Tephra des Ausbruchs vom 15. Juni 1991.

²⁸ Siehe u. a. WIESNER et al. (1994).

Mit den bekannten Ereignisdaten rekonstruierten WIESNER et al. (1995, insbesondere mit Bezug auf KOYAGUCHI & TOKUNO 1993) Transport und Niederschlag der Tephra (siehe auch Abb. 9d, Abb. 11 und Abb. 12):

- Eine sich im Verlauf des Tages heftig steigende Eruptionstätigkeit mit einer Explosion um 13:42.
- Nachfolgender Aschenausstoß bis zu einer Maximalhöhe von 35–40 km.
- Gegen 14:20 Uhr laterale Ausbreitung der Wolke zu einem „Schirm“ von 25–30 km Durchmesser; radiale Expansionsgeschwindigkeit bis 14:40 Uhr etwa 125 m/s. Startzeitpunkt des Aschen-Niederschlags: 14:20 Uhr.
- Anschließend Erfassung eines Teils der Wolke von südwestwärts gerichteten, stratosphärischen Hochgeschwindigkeitswinden.
- Die Aschenwolke zieht am 16. Juni über das Südchinesische Meer und am 18. Juni steht sie in verminderter Dichte über dem Golf von Bengalen.
- Berechnung des Auftreffens des Aschen-Niederschlags auf die Meeresoberfläche (Lokalität der Sedimentfalle): ab 00:17 Uhr, 16. Juni (Transport- bzw. Verweilzeit: 597 min).
- Berechnung der Sinkgeschwindigkeit (im Meer): 0,0217 m/s (1875 m/d). Die Sedimentauffang-Schale 6 des tieferen Stockwerks (3730 m) wurde am 18. Juni um 00:05 Uhr geschlossen.
- Verifizierung der Sinkgeschwindigkeit (im Meer): Verfügbare Satellitenaufnahmen zeigen, dass die Front der hauptsächlichen Eruptionswolke den Ankerplatz der Sedimentfalle am 15. Juni zwischen 18:30 und 21:40 Uhr passierte. Hieraus ergibt sich eine Sinkgeschwindigkeit von (zumindest) größer als 1670 m/d.

Unerwartet hohe Sinkgeschwindigkeit vulkanischer Aschen

Die ermittelten Sinkgeschwindigkeiten der vulkanischen Aschen in der Wassersäule sind um zwei bis drei Größenordnungen höher als (rechnerisch) erwartet, z. B. bezogen auf eine Population der in den Sedimentfallen auftretenden Feldspäten (\emptyset 11–88 μm).²⁹ WIESNER et al. (1995) führten dies im Wesentlichen auf eine Partikelaggregation zurück. Die Bildung von Aggregaten beginne bereits in der Atmosphäre und würde einen frühzeitigen Niederschlag feinkörniger Asche induzieren. Beim Übergang der Luft-Wasser-Grenzfläche würden die Aschenaggregate schnell Wasser absorbieren und damit ihre (Gesamt-) Dichte signifikant erhöhen. Die hohe Sinkgeschwindigkeit von über 1670 Meter pro Tag bekräftige schließlich „die hohe Zuverlässigkeit von Aschenlagen der Tiefsee als Zeit-stratigraphische Marker.“³⁰ Außerdem trage – im Gegensatz zu früheren Annahmen – biologische Aktivität nicht zu einer unverzüglichen Sedimentation bei.

²⁹ So auch in WIESNER et al. (2004, 237); „The data indicated sinking speeds of about 2.2 cm/s, or two orders of magnitude greater than predicted by Stokes’ Law for a particle corresponding in size to the median diameter of the ash collected by the traps (5.8 ϕ).“ Phi-Grad siehe Fußnote 34.

³⁰ „(...) at settling rates greater than 1670 m/d. These transfer rates are significantly higher than previously suggested, which corroborates the high reliability of deep-sea ash layers as time-stratigraphic markers“ (WIESNER et al. 1996, 888).

Laborexperimente zum Absetzverhalten feinkörniger Tephra (\varnothing 20–180 μm) zeigen allerdings einen anderen Mechanismus, der zu drastisch beschleunigten Sinkgeschwindigkeiten führt (CAREY 1997). Demnach bilden sich bei der Nachstellung eines natürlichen Aschen-Niederschlags unmittelbar unterhalb der Luft-Wasser-Grenzfläche Partikelkonzentrationen, aus welchen sich – bei Erreichung eines Konzentrationsschwellwerts (konvektive Instabilität) – herabsinkende Partikel-Fahnen lösen. Die so entstandenen vertikalen Gravitationsströme würden das Material beschleunigt zum Meeresboden tragen; die effektive Sinkgeschwindigkeit sei um mindestens eine Größenordnung höher.³¹ Diese Erhöhung der effektiven Sinkgeschwindigkeit würde die Verweildauer feinkörniger Asche in der Wassersäule erheblich reduzieren und die Effekte der Tephraumlagerung durch Ozeanströmungen abschwächen.³²

CAREY (1997) bezeichnet diesen Transportmechanismus als konvektive Sedimentation. WIESNER et al. (2004) folgern schließlich, dass sich gröbere Partikel (vgl. Einheit I, s. u. unter „Aschenablagerung im Südchinesischen Meer“) diskret absetzen, während zunehmend feinere Partikel (nach CAREY 1997) durch konvektiven Transport (vgl. Einheit II und distaler Bereich, s. u.) zum Meeresboden gelangen.

Aschenablagerung im Südchinesischen Meer

WIESNER et al. (2004) analysierten die Beschaffenheit und Verbreitung der marinen Pinatubo-Tephra von 1991. In Summe wurden 89 Lokalitäten in Meeresbodentiefen von 500 bis 4500 m beprobt (Forschungsfahrten mit *R/V Sonne* 1998, SO-132, und 1999, SO-140).³³

Einige der Ergebnisse werden nachfolgend zusammengefasst:

- *Verbreitung.* Die (sub-) marine Tephraablagerung erstreckt sich in einem Lobus von Luzon über den zentralen Teil des Südchinesischen Meeres bis zum Schelfabbruch östlich von Zentralvietnam; die Isopachenfächer (Abb. 12, schematisch leicht vereinfacht) zeigen eindrücklich die Abnahme der Mächtigkeit der Tephralage mit der Entfernung zum Ausbruchspunkt.
- *Fläche.* Die Tephra bedeckt eine Gesamtfläche von $\sim 4 \times 10^5 \text{ km}^2$ (inkl. des terrestrischen Anteils); die Maximaldistanz zum Ausbruchszentrum beträgt bezogen auf die 1-mm-Isopache etwa 1000 km.

³¹ Zuvor hatte FISHER (1965) Laborexperimente zum Absetzverhalten durchgeführt. Er ermittelte für typische Airfall-Tephra Sinkgeschwindigkeiten zwischen 5,0 und $< 0,1 \text{ cm/s}$; dies entspricht Absetzzeiten von etwa einem Tag bis zu einem Jahr bezogen auf Meerestiefen zwischen 1000 und 5000 m (CAREY 1997, 839). FISHER (1965, 352) folgerte daraus, dass in Gebieten mit aufeinanderfolgenden Asche-produzierenden Eruptionen, Feldspat- oder Quarz-Kristalle einer Eruption den Meeresboden zur gleichen Zeit erreichen würden wie die vulkanischen Glasscherben der zuvor erfolgten Eruption. – Wie sich nun herausstellte, hat FISHER die Verhältnisse des Aschen-Niederschlags nur unzureichend nachgestellt, d. h. mit einer viel zu geringen Partikelkonzentration (CAREY 1997, 840).

³² „The implication of the experiments is that deposition of distal tephra fall layers in deep-sea sediments may be dominantly controlled by diffuse vertical gravity currents, as opposed to passive settling of individual particles through the water column. This process greatly reduces the residence time of fine ash in the ocean and diminishes the role of ocean currents in influencing the distribution patterns of individual tephra layers. Support for this mechanism comes from observations of greatly accelerated tephra settling rates in the South China Sea following the 1991 eruption of Mount Pinatubo in the Philippines“ (CAREY 1997, 839).

³³ Siehe auch WIESNER et al. (1998, 1999).

- *Eruptionsvolumen.* Das Tephra­volumen der Fallablagerungen alleine (inkl. des terrestrischen Anteils) wird auf 3,8–4,8 km³ geschätzt (entspricht etwa 1,8–2,2 km³ blasenfreier Magma); werden die pyroklastischen Stromablagerungen des 15. Juni addiert, etwa 2,1–3,3 km³, resultiert ein Magmavolumen von etwa 3,9–5,5 km³ (PALADIO-MELOSANTOS et al. 1996, SCOTT et al. 1996).
- *Stratigraphie und Zonierung.* Im medialen Bereich (etwa 50 bis 340 km vom Ausbruchspunkt, Längserstreckung) besteht die Ablagerung aus zwei Einheiten: Einer gröber körnigen normal­gradierten unteren Einheit I und einer feinkörnigeren, im Verhältnis deutlich geringmächtigeren, ungradierten oberen Einheit II; der Kontakt zwischen den Einheiten ist scharf. Mit zunehmender Distanz zum Ausbruchspunkt, also auch mit abnehmender Korngröße, werden die Korngrößenunterschiede der Einheiten geringer (unschärfer) bis sie sich schließlich im distalen Bereich (> 340 km) auflösen.
- *Korngrößen.* Medialer Bereich (mit zunehmender Entfernung zum Ausbruchspunkt): Einheit I: Mittelsand zu Feinsand/Grobsilt, gemittelt 2,2 zu 4,3 ϕ ³⁴, Sortierung abnehmend; Einheit II: Grobsilt, gemittelt zwischen 5,4 und 5,9 ϕ (ohne Tendenz). Distaler Bereich (mit zunehmender Entfernung zum Ausbruchspunkt): Grob- und Mittelsilt, gemittelt zwischen 5,7 und 6,2 ϕ (keine eindeutige Tendenz); Sortierung jedoch zunehmend.³⁵
- *Zusammensetzung:* Einheit I: Weißer, teilweise bräunlicher Bims und glasige Splitter: Glas-Anteil, 24–36 Gew.-%; Plagioklas, 38–52 Gew.-%; Hornblende, 20–23 Gew.-% Hornblende; Eisen-Titan-Oxide, 3–5% Gew.-%; Biotit, Quarz, Zirkon und weitere Nebengemengteile, < 1 Gew.-%. Einheit II sowie distale Tephra: im Vergleich deutlicher höherer Glas-Anteil von 70–79 Gew.-%.
- *Magmenchemismus.* Rhyolithisch (Glas-Zusammensetzung etwa 76–79 % SiO₂), vergleichbar mit den dazitischen Ejekta während der Juni-Tätigkeit an Land (PALLISTER et al. 1996).
- *Stratigraphische Korrelation.* Korrelation der marinen Einheit I mit der terrestrischen Lage C (nach PALADIO-MELOSANTOS et al. 1996, s. o.); die marine Einheit II scheint kein Gegenstück zu haben. Die bislang durchgeführte stratigraphische Aufnahme der (terrestrischen) Tephraablagerungen ist allerdings nicht umfassend, die Stratigraphie also nicht abschließend (vgl. z. B. ROSI et al. 2001).

Post-sedimentäre Prozesse: Bioturbation und Rekolonisation

WETZEL (2009)³⁶ untersuchte die post-sedimentären Veränderungen der Pinatubo-Tephra mit dem Ziel, ihr zukünftiges Erhaltungspotential abzuschätzen. Die Sedimentproben wurden mit dem deutschen Forschungsschiff *Sonne* 1996, 1998 und 1999 gewonnen³⁷ (vgl. oben), umfassen also einen Zeitraum von 5–8 Jahren nach Ablagerung. Zur Erfassung detaillierter Sedimentstrukturen wurde das bildgebende Verfahren der Röntgen-Radiographie eingesetzt.

³⁴ Korngröße in Phi-Grad (ϕ); nach der Udden-Wentworth-Skala, modifiziert nach Doeglas; international verbreitet: $-\log_2(d/d_0)$; d = Durchmesser, $d_0 = 1$ mm (Einheitsdurchmesser).

³⁵ Nach Tab. 1 (WIESNER et al. 2004, 231).

³⁶ Vgl. auch WETZEL (2008).

³⁷ Siehe WIESNER et al. (1997, 1998, 1999).

Die Untersuchung konzentrierte sich auf biogen-induzierte Veränderungen im Zentimeterbereich, insbesondere auf Sedimentverwühlungen (Bioturbationen).³⁸ Aus seinen Beobachtungen schließt WETZEL: „Unmittelbar nach Ablagerung erneuern überlebende, tief-grabende Tiere ihre Verbindung zum Meeresboden, um Wasser für ihre Atmung und/oder Nahrungsaufnahme zu beziehen. Später besiedelte kleinere Meiofauna und dann Makrofauna wieder den Meeresboden; dabei vermischten sie den neu abgelagerten organischen Flaum mit der darunter liegenden Asche. Folglich sind Aschenablagerungen von weniger als 1 mm, als sie sechs Jahre nach der Eruption gekernt wurden, als kontinuierliche Lagen nicht häufig beobachtet worden, während etwa 2 mm dicke Asche jetzt ungleichmäßig durchwühlt ist. In Gebieten, die von einer mehr als 5 mm dicken Asche bedeckt sind, wird die Vermischung durch benthische Tiere hauptsächlich durch die Anpassung der grabenden Fauna an die Veränderung der Korngröße, die Rate der Hintergrund-Sedimentation, die Verfügbarkeit benthischer Nahrung auf und in dem Sediment und den Sauerstoffgehalten des Porenwassers gesteuert.“^{39,40}

Mit Betonung auf das (gegenwärtige) moderne Ablagerungsmilieu (modern environmental conditions) unterscheidet WETZEL (2009, 2006) vier distinkte Bereiche potentieller Erhaltung der Pinatubo-Tephra im Südchinesischen Meer (vgl. Abb. 12):

- (a) *Kontinentalhang (Philippinen)*; Tephra bis 10 cm dick: Geringes Erhaltungspotential. Die Aschenlage wird von Echinoideen zunächst von unten her durchmischt (*Scolicia*-Typ), danach von oben, wenn sich eine 2-3 cm dicke Sedimentauflage (Auflage von Normal-Sediment) gebildet hat.
- (b) *Tiefseerinne (Manila) und tiefere Bereiche von Canyons*; Tephra \leq 30 cm dick: Hohes Erhaltungspotential. Als Sediment-Depotzentren erhalten diese Bereiche zahlreiche „sedimentäre Gravitationsströme“ (sediment gravity flows), die eine Aschenlage rasch begraben.
- (c) *Westlich der Manila-Tiefseerinne*: Hohes Erhaltungspotential, wenn Tephra $>$ 1–2 cm dick. Es ist ein Bereich, der durch geringe Wind-induzierte Vermischung des

³⁸ TODD et al. (2014) simulierten kürzlich das Ereignis eines vulkanischen Aschen-Niederschlags, um das Ausmaß von Bioturbation zu quantifizieren. Nach abschließenden 10 Tagen beobachteten sie eine Durchmischung der (ursprünglich) etwa 1 mm dicken Aschenaufschicht mit dem überdeckten Sediment bis in 15–18 mm Tiefe. Dieses Result sei moderat („significant slower bioturbation rates“) verglichen mit anderen marinen Milieus; als limitierende Faktoren nennen sie die feine Korngröße der Asche und das intertidale, niedrig-energetische Testmilieu. Die Bioturbation habe unmittelbar nach dem Aschen-Niederschlag begonnen. – Die Simulation erfolgte im Ästuar des Eden River bei St. Andrews (Schottland). Die Asche stammte vom Eyjafjallajökull (Süd-Island) und wurde im Juni 2010 gesammelt; die mittlere Korngröße lag bei etwa 0,3 mm (Bims und Glasscherben).

³⁹ „Immediately after deposition, surviving deepburrowing animals re-opened their connection to the sea floor to obtain water for respiration and/or food take-up. Later, small-sized meiofauna and then macrofauna recolonized the sea floor, mixing newly deposited organic fluff with the underlying ash. Consequently, ash deposits thinner than 1 mm have not often been observed as a continuous layer when cored six years after the eruption, while ash about 2 mm thick is now patchily bioturbated. In areas covered by ash thicker than 5 mm, mixing by benthic animals is controlled mainly by the adaptation of the burrowing fauna to variations in grain-size, the rate of background sedimentation, the availability of benthic food on and within the sediment and pore water oxygen levels“ (WETZEL 2009, 1992).

⁴⁰ Zur Rekolonisation des Meeresbodens bzw. zur Kolonisation der Pinatubo-Tephra von 1991 mit benthischen Foraminiferen im Südchinesischen Meer siehe HESS et al. (2001); hierbei sind Proben aus den Jahren 1994 bis 1998 von Meeresbodentiefen zwischen etwa 2300 und 4300 m ausgewertet worden.

Oberflächenwassers und geringe Auftriebsaktivität von Tiefenwasser charakterisiert ist. Die Aschenlage wird mit einer scharfen Basis und einem verwühlten Dach erhalten bleiben, denn die Tiere würden von oben her in die Asche eindringen.

- (d) *Bereich intensiver Durchmischung der Oberflächenwasser und intensiven Auftriebs:* Kein Erhaltungspotential für Tephra $\leq 3\text{--}4$ cm dick. Aufgrund der reichen Fauna ist eine komplette Verwühlung (Bioturbation) zu erwarten (z. B. *Nereites*-Typ).

Fazit

Die nur 3 Stunden andauernde, explosive Hauptphase der Pinatubo-Eruption am 15. Juni 1991 produzierte etwa 10 km^3 Tephra. Die Aschenniederschläge haben im Südchinesischen Meer über eine Fläche von etwa 400.000 km^2 eine Millimeter bis Zentimeter dicke, diskrete marine Ablagerung gebildet. Erstmals ist zufällig eine In-situ-Aufzeichnung der Aschen-Sedimentation (Sedimentfallen) erfolgt; aus ihr resultiert eine unerwartet hohe Sinkgeschwindigkeit von etwa $2,2\text{ cm/s}$ (ca. 1700 m pro Tag). Des Weiteren ist festgestellt worden, dass post-sedimentäre Prozesse wie Bioturbation und Rekolonisation die Aschenlage bis zur Unkenntlichkeit verändern bzw. verändern können; eine rasche Sedimentüberdeckung führt aber zu ihrer Erhaltung.

4 Stratigraphische Verbreitung der Bentonite im Paläozoikum

Es gibt keine umfassende Übersicht über alle bekannten Bentonitvorkommen des paläozoischen Ära. Eine umfangreiche Zusammenstellung findet sich bei HUFF (2016). In GRADSTEIN et al. (2012), Appendix 2, werden alle Proben gelistet, deren interpretierte Isotopenalter zur GTS2012 beitragen. Demnach kommen in allen Serien mit Ausnahme von Pridoli (Silur) vulkanische Aschenlagen (Bentonite) vor; die Proben im Grenzbereich der Serien Furongium und Unterordovizium sind vulkanoklastische Sandsteine (Tab. 1). Es ist davon auszugehen, dass weitere Bentonite gefunden werden.

Die physische Verbreitung der jeweiligen Bentonitvorkommen ist regional oder überregional; sie beschränkt sich in der Überlieferung häufig auf ein Sedimentationsbecken oder -subbecken. Mitunter treten in den Sedimentfolgen die Einschaltungen von vulkanischen Aschen in Serien und sehr zahlreich auf, z. B.:

- Karnische Alpen (Österreich). Oberordovizium bis Unterdevon: 97 K-Bentonite (HISTON et al. 2007); bislang keine U-Pb-Altersbestimmungen (soweit dem Verfasser bekannt).
- Präkordillere (Argentinien). Mittelordovizium: > 70 Bentonite (THOMPSON et al. 2012), s. Abschnitt 6.4.
- Gotland (Schweden). Ordovizium und Silur: > 200 Bentonite (SNÄLL 1997), s. Abschnitt 6.6.
- Eifel-Kalkmulden (Deutschland). Devon: ca. 40 Bentonite (WINTER 1969, 1981, 1997), s. Kapitel 5.

| System | Serie | GTS2012 (Appx. 2) | Huff (2016) | Auswahl diese Arbeit | | | |
|-----------------|------------------|----------------------|----------------|----------------------|---|---|---|
| Trias | Untertrias | x | x | x | | | |
| | Lopingium | x | x | x | | | |
| Perm | Guadalupium | x | x | | | | |
| | Cisularium | x | x | x | x | x | x |
| Karbon | Pennsylvanium | x | x | x | x | x | x |
| | Mississippium | x | | | | | |
| | Oberdevon | x | | x | | | |
| Devon | Mitteldevon | x | x | | | | |
| | Unterdevon | x | x | | | | |
| | Pridoli | | x | | | | |
| Silur | Ludlow | x | x | | | | |
| | Wenlock | x | x | | x | | |
| | Llandovery | x | x | | | | |
| Ordovi- zium | Oberordovizium | x | x | x | | | |
| | Mittelordovizium | x | x | | x | | |
| | Unterordovizium | (x) | x | (x) | | | |
| | Furongium | (x) | | (x) | | | |
| Kam- brium | Serie 3 | x | | | x | | |
| | Serie 2 | x | | | x | | |
| | Terreneuvium | x | x | x | | | |
| Ediacarium | | x | x | x | | | |

Tab. 1 Stratigraphische Verbreitung von Bentonithorizonten im Paläozoikum.

Verbreitung mit Bezug auf die chronostratigraphische Hierarchieeinheit Serie. Zusammenstellung nach GRADSTEIN et al. (2012; GTS2012) und HUFF (2016). Unter „Auswahl diese Arbeit“ sind die stratigraphischen Reichweiten der Beispiele abgetragen, die in Kap. 6 beschrieben und diskutiert werden.

5 Zirkon-Tephrostratigraphie

Abriss

In der devonischen Schichtenfolge der Eifeler Kalkmulden sind umgewandelte vulkanische Aschenlagen (Bentonite) seit den 1960er-Jahren bekannt (WINTER 1965, 1966, 1969). Durch eine feinstratigraphische Aufnahme des Grenzbereichs Unterdevon/Mitteldevon in drei Richtschnitten⁴¹ im Süden der Eifel ist eine lückenlose und übereinstimmende Einschaltungsfolge

⁴¹ Im Rahmen einer Neuuntersuchung und Revision der Grenze Ems-Stufe/Eifel-Stufe in der Eifel (zugleich Grenze Unterdevon/Mitteldevon) erfolgte die Neuanlage von Richtschnitten. Mit der Zielsetzung der *Internationalen Stratigraphischen Kommission* (ICS), die Unterdevon/Mitteldevon-Grenze weltweit formal an einem Punkt festlegen zu wollen (GSSP-Konzept), wurde der Wetteldorfer Richtschnitt bei Schönecken 1982 als potentieller Stratotyp-Kandidat für weitere Detail-Untersuchungen nochmals vertieft und erweitert (WERNER & ZIEGLER in ZIEGLER & WERNER 1982). Schließlich erhielt die Eifel-Lokalität auch den Zuschlag. Die Basis der Eifel-Stufe ist mit dem ersten Auftreten (first occurrence) des Conodonten *Polygnathus costatus partitus* definiert (ZIEGLER & KLAPPER 1985).

einer Serie von Bentonitlagen erfasst worden (WERNER & WINTER 1975). Im Weiteren stellte sich (später) heraus, dass im gleichen stratigraphischen Niveau im Ardennen-Raum ebenfalls Bentonitlagen eingeschaltet sind (WERNER & WINTER 1975, 356; BULTYNCK & GODEFROID 1974, WEDDIGE et al. 1979). Eine tephrostratigraphische Korrelation des Grenzbereichs in der Eifel mit dem des Ardennen-Raums wurde zunächst über „stabile“, die einzelnen Tufflagen⁴² charakterisierende Spurenelemente versucht (WINTER 1977) und schließlich anhand morphologisch differenzierter Zirkonpopulationen vollzogen (WINTER 1981). Das Verfahren wurde danach erfolgreich auf Keratophyr⁴³-Horizonte im Rheinischen Schiefergebirge (WINTER 1984, 1991, 2006) sowie auf weitere Bentonitserien der Ems-Stufe (WINTER 1997) – mit einer tephrostratigraphischen Korrelation von den Ardennen über die Eifel bis zum Bergischen Land – und der Eifel-Stufe (WINTER 2001) angewendet.⁴⁴

Eine Zusammenstellung der Bentonithorizonte und ihre stratigraphische Verteilung liefert Tab. 2.

Methodik

Zur Identifizierung und Unterscheidung von Tufflagen bedarf es eindeutiger Primärmerkmale mit individueller Ausprägung. Während quartäre Aschenlagen (oder Kryptotephra) anhand ihres magmatischen Mineralbestandes vorwiegend durch ihre geochemische Signatur (Haupt- und Spurenelementkonzentrationen) beschrieben werden können, zeigen bereits ältere, tertiäre Tufflagen häufig weitgehende Veränderungen des Mineral- und Stoffbestandes auf, die eine Anwendung dieser Methode zur eindeutigen Identifizierung nicht zulassen.

WINTER (1981) identifiziert und unterscheidet umgewandelte, ältere Tuffe (K-Bentonite) – bei ausreichender Variabilität in der Aufeinanderfolge – anhand der Morphologie ihrer Zirkonpopulationen. In den untersuchten, devonischen Tufflagen des rheinisch-ardennischen Schiefergebirges tritt das stabile Schwermineral Zirkon ($Zr[SiO_4]$) in allen Proben mit wechselnder Häufigkeit auf. Die magmatogenen Zirkonkristalle sind überwiegend eigengestaltig (idiomorph) ausgebildet⁴⁵ und scharfkantig erhalten. Ihre durchschnittliche Größe beträgt in der Längserstreckung etwa 50 bis 200 μm .

⁴² WINTER verwendet Bentonit und Tuff synonym. Es ist aber nach Ansicht des Verfassers unklar, ob jemals jede paläozoische Aschenlage einmal verfestigt war. Der Prozess der Alteration (Umwandlung) des Glas- und Mineralbestandes der Aschen beginnt unmittelbar mit der Ablagerung bzw. dem Kontakt mit Wasser.

⁴³ Intermediäres bis saures Ergussgestein; entstammt hier submariner vulkanischer Tätigkeit.

⁴⁴ KAUFMANN et al. (2005) können nur für den Bentonithorizont Hercules I – etwa 13,4 m unterhalb des GSSP für die Eifel-Stufe (Wetteldorfer Richtschnitt, nach der Profilaufnahme in WERNER & WINTER 1975) – ein „verlässliches“ U-Pb-Zirkonalter ausweisen (CA-ID-TIMS, Labor Münster): $392,2 \pm 1,5$ Millionen [radiometrische] Jahre; es ist das Isotopenalter des „jüngsten“ konkordanten Zirkonindividuum (von insgesamt 13 mit einer Streuung der Alterswerte von 392,2 bis 407,7 Millionen [radiometrischen] Jahre, ohne 2σ -Unsicherheiten). Extrahierte Zirkone der untersuchten Bentonithorizonte Hydra IV, Libra I und Libra II (Tab. 2) zeigten durchweg „amorphe“ Internstrukturen ohne primäre Wachstumszonierung (s. u. Malakone). Analysen dieser Zirkonindividuen lieferten hohe U-Konzentrationen (bis zu 3085 ppm) und ohne Ausnahme „präkambrische Alter von 718-911 Millionen Jahre“. Die Autoren folgern, dass die Metamiktisierung dieser Zirkonpopulationen von präkambrischen Kernen mit hohen U-Konzentrationen hervorgerufen wurde. – SCHMITZ (2012b, 1070f) interpretiert das Alter für die GTS2012 neu, als „Mittelwert“ aus den 11 jüngsten Einzelkörnern: $396,55 \pm 2,05$ Millionen [radiometrische] Jahre.

⁴⁵ Frühausscheidung aus der Schmelze, ohne Wachstumsbehinderung bzw. -begrenzung.

| Serie | Anzahl Aschenlagen (bis zu) | Gruppen | Bezeichnung der Lagen/Gruppen | Formation; Stufe |
|-------------|-----------------------------|---------|--|---|
| Oberdevon | 8 | 4 | OCTANS | Neu-Qos-Formation; Famennium-Stufe |
| | | | PERSEUS, PEGASUS, PHOENIX | Oos-Formation (Ooser Plattenkalk); Frasnium-Stufe |
| Mitteldevon | 23 | 13-14 | AQUILA, ARA, APUS, AURIGA, AQUARIS, ANDROMEDA, ARIES | Ahrdorf-Formation; Eifel-Stufe |
| | | | COLUMBA, CIRCINUS, CYGNUS, CAELUM ?, CRATER | "Nohn-Schichten"; Eifel-Stufe |
| Unterdevon | 10 | 3 | LIBRA, LYNX | Lauch-Formation; Eifel-Stufe |
| | | | HYDRA, HERCULES, HOROLOGIUM | Heisdorf-Formation; Ems-Stufe |
| Summe | 41 | 20-21 | | |

Tab. 2 Stratigraphische Verteilung der Bentonithorizonte in den Eifeler Kalkmulden.

Zusammengestellt nach WINTER (1969, 1981, 1997) und GRIMM et al. (2008); WINTER (1969) bezeichnet die Bentonite nach lateinischen Namen von Sternbildern. Die Anzahl kann lokal stark variieren und hängt hauptsächlich von den Sedimentationsbedingungen und Aufschlussverhältnissen ab. Reihenfolge der Lagen/Gruppen stratigraphisch aufsteigend. Für eine kleine Anzahl ist der Nachweis eines vulkanischen Ursprungs bisher nicht erbracht. Legende: ?, nicht völlig gesicherte Bentonitposition (WINTER 1969).

Zirkon ist ein Inselsilikat und gehört zur ditetragonal-dipyramidalen Kristallklasse. Idiomorphe, magmatogene Zirkone zeigen hinsichtlich ihrer Morphologie eine große Variationsbreite auf. WINTER (1981) unterscheidet nach Tracht- und Habitusmerkmalen: Die Tracht (Kristalltracht) bestimmt sich aus der jeweiligen Kombination von Prismen- und Pyramidenflächen, während der Habitus (Kristallhabitus) zusätzlich die Größenverhältnisse der Flächen zueinander berücksichtigt (Abb. 13)⁴⁶. Der „morphologischen Orientierung“ folgend⁴⁷ (PHILIPSBORN 1967, WINTER 1981, 1984; Abb. 14) umfasst die Tracht der Zirkone hauptsächlich die Prismen (110) und (100) sowie die Pyramiden (111), (311) und (331). Als zusätzliches Merkmal kann Metamiktisierung signifikant sein. Dabei handelt es sich um Zirkonindividuen, deren Kristallgitter durch radioaktive Eingenstrahlung gestört oder sogar weitgehend zerstört (Malakone) ist. Dies zeigt sich äußerlich durch Sprengrisse unterschiedlicher Dimension (Abb. 16).

Tracht und Habitus des Zirkons hängen von seinen Entstehungsbedingungen ab; so wird angenommen, dass physiko-chemische Magmenparameter seine Kristallmorphologie steuern. Nach PUPIN (1980) sind wesentliche Parameter das Aluminium-zu-Alkali-Verhältnis (Pyramiden-steuernd) und die Magmentemperatur (Prismen-steuernd). VAVRA (1989) indessen führt als steuernde Faktoren den Grad der Zirkonübersättigung der Schmelze sowie die Konzentration von Fremdelementen wie U, P, Hf und seltene Erden (REE⁴⁸) an.

⁴⁶ Vgl. auch die Verwendung der Begriffe Tracht und Habitus bei MATTHES (1983, 77).

⁴⁷ Seit 1997 indiziert WINTER (1997) nach der „Normal-Orientierung“ (STRUNZ 1970); Prismen: (100) und (110); Pyramiden: (101), (201) und (301).

⁴⁸ Abkürzung für rare earth elements.

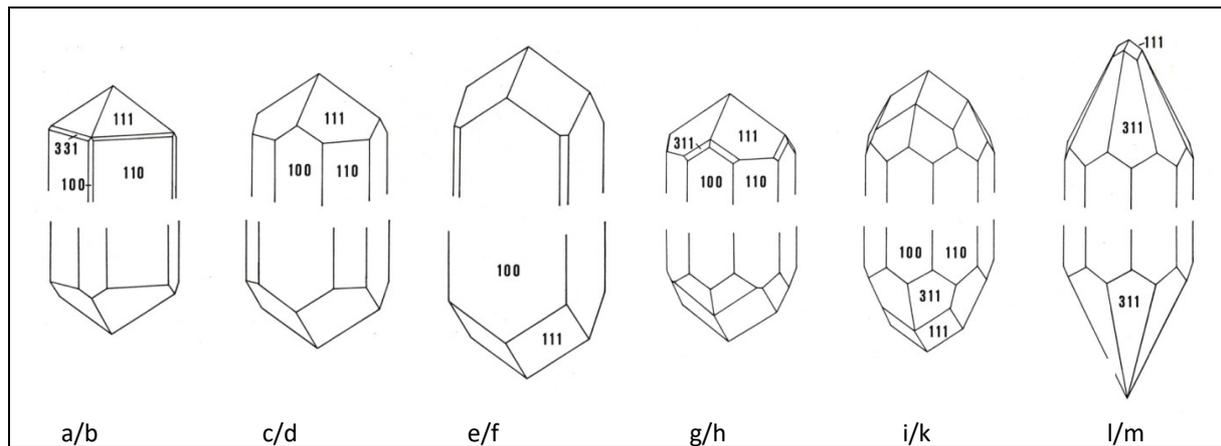


Abb. 13 Habitustypen magmatogener Zirkone.

Die Habitustypen bei der Kombination der Prismen (110) und (100) sowie der Kombination der Pyramiden (111) und (311); morphologische Orientierung. Nach WINTER (1981). a) bis f) Kombination der Prismen unter willkürlicher Beibehaltung der reinen (111)-Bipyramide. a) [= oben] (110)>>(100), zusätzlich leistenförmig entwickelte (331)-Bipyramide. b) [= unten] (110)>(100). c) (110)≈(100). d) (100)>(110). e) (100)>>(110). f) Reines (100)-Prisma; reines (110)-Prisma s. Abb. 14a. g) bis m) Kombination der Pyramiden unter willkürlicher Beibehaltung gleich groß entwickelter Prismenflächen (110)≈(100). g) [= oben] (111)>>(311). h) [= unten] (111)>(311). i) (111)≈(311). k) (311)>(111). l) (311)>>(111). m) Reine (311)-Dipyramide. Legende: >> viel größer, > größer, ≈ ungefähr gleich groß.

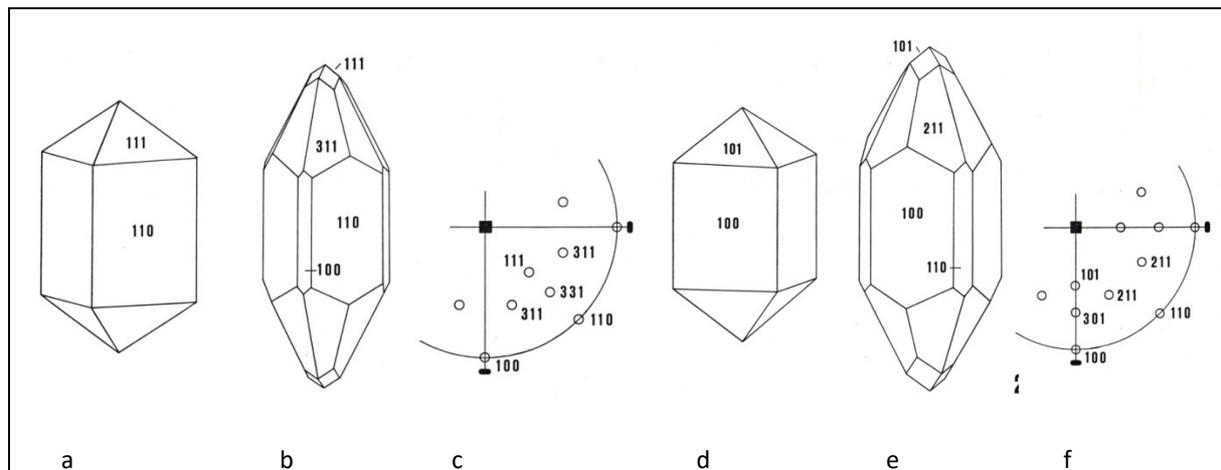


Abb. 14 Orientierung und Indizierung von Zirkon.

Die Überführung der flächenzentrierten Elementarzelle des morphologisch orientierten Zirkons zur innen-zentrierten Elementarzelle des normal orientierten Zirkons geschieht durch Drehung um 45°. a) bis c) Morphologisch orientierter Zirkon. a) Zirkon mit reiner (111)-Bipyramide und reinem (110)-Prisma. b) Pyramidenflächen (311) und (111) in Kombination mit den Prismenflächen (100) und (100). c) Ausschnitt aus der stereographischen Projektion der Flächenarten mit zusätzlich auftretender Fläche (331). d) bis f) Normal orientierter Zirkon. d) Im Vergleich zu (a) ändert sich die Indizierung bei Drehung um 45°. Aus (111) wird (101) und aus (110) wird (100). e) Analog (a) und (d) ändert sich die Indizierung von (b): Aus (311) wird (211) und aus (100) wird (110). f) Ausschnitt aus der stereographischen Projektion der Flächenarten mit zusätzlich auftretender Fläche (301).

Zur Erfassung der kristallmorphologischen Merkmale der einzelnen Zirkonindividuen sind rasterelektronenmikroskopische (REM) Aufnahmen notwendig. Für die quantitative Erfassung der Verteilungsmuster sind bei einfachen Zirkonpopulationen 25 Zirkone pro Probe ausreichend, während es bei komplexeren Zirkonpopulationen bis zu 90 Zirkonen pro Probe bedarf.

Der Bentonithorizont Hercules I beispielsweise (Abb. 15) ist durch eine flächenreiche Ausbildung charakterisiert (32 Flächen), da beide Prismen und beide Pyramiden entwickelt sind (vgl. WINTER 1981). Es dominiert die ditetragonale Dipyramide (311). Die Prismen variieren vorwiegend zwischen (100)-Dominanz und gleichmäßig breiter Entwicklung. Des Weiteren treten vermehrt asymmetrische Formen sowie Verwachsungen auf.

Demgegenüber besteht der Bentonithorizont Horologium I (Abb. 16) fast ausschließlich aus Malakonen (vgl. WINTER 1981). Bei der Hauptpopulation tritt ausschließlich die (111)-Bipyramide auf, meistens in Kombination mit einer schmal-leistenförmig entwickelten (331)- oder (221)-Bipyramide. Bei der Prismenkombination liegt ein Maximum bei Habitus $(110) > (100)$ mit Tendenz zu $(110) \gg (100)$ vor. Die Oberflächen der Malakone zeigen intensive Sprengrisse, die teilweise verheilt sind.

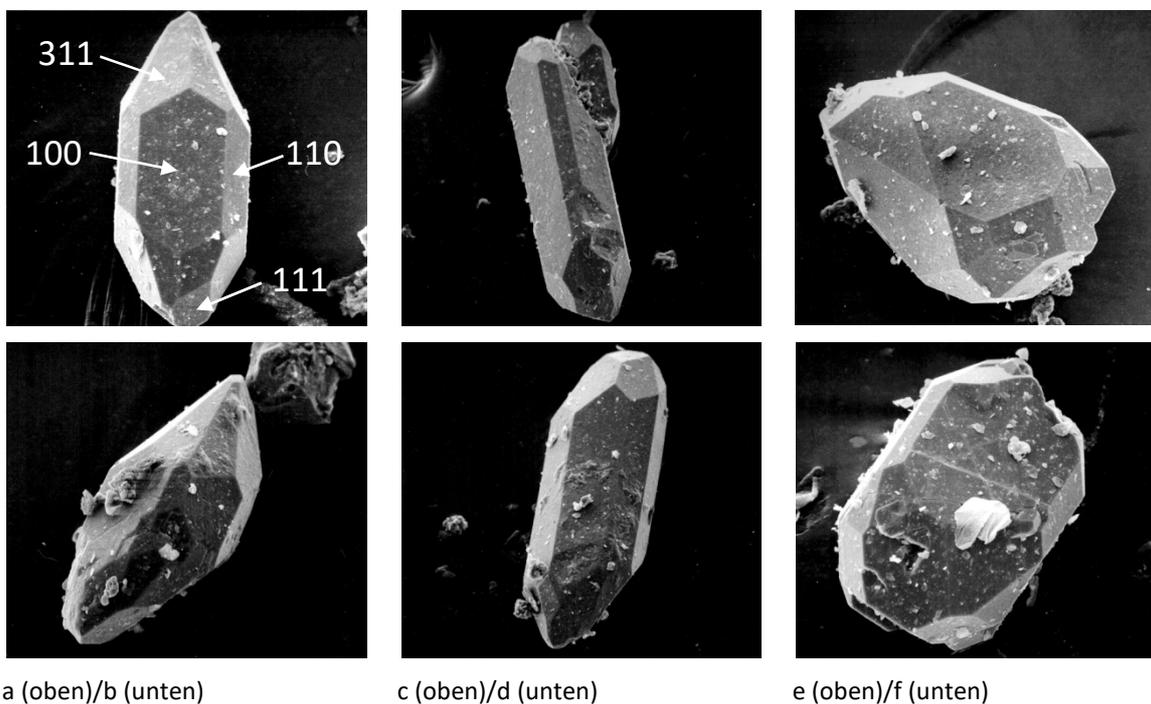


Abb. 15 Zirkone des Bentonithorizonts Hercules I (Devon, Eifel).

Kurzcharakteristik (REM-Aufnahmen): Flächenreiche Ausbildung durch Kombination beider Prismen und beider Pyramiden (32 Flächen). Dominanz der ditetragonalen Dipyramide (311); Prismen variieren vorwiegend zwischen (100)-Dominanz und gleichmäßig breiter Entwicklung; vereinzelt (110)-Dominanz. Des Weiteren: asymmetrische Ausbildung sowie Verwachsungen. Vgl. WINTER (1981). a) Normal-prismatischer Normal-Zirkon mit $(311) \gg (111)$ bis $(311) > (111)$ und $(100) > (110)$; 300 x. b) Normal-Zirkon, leicht asymmetrisch. Obere Termination $(311) \gg (111)$; $(100) > (110)$, z. T. verkürzte Prismenzone; 230 x. c) Lang-prismatischer Normal-Zirkon mit $(311) \gg (111)$ und vereinzelt auftretender Dominanz von (110). Verwachsung parallel c (Längsachse); 210 x. d) Normal-Zirkon mit $(311) > (111)$ und $(100) \approx (110)$; 170 x. e) Gedrungener, asymmetrischer Normal-Zirkon mit z. T. verkürzter Prismenzone. Linke Termination mit $(311) > (111)$, rechte Termination mit $(111) > (311)$. Bei den Prismen dominiert die (110)-Fläche. 185 x. f) Metamiktisierter Zirkon mit schwach ausgeprägten Sprengrisse. $(111) > (311)$ und $(110) \gg (100)$; 415 x. Probenpunkt und stratigraphische Position: Dollendorfer Mulde, Heisdorf-Formation (Ems-Stufe, Unterdevon; s. auch Tab. 2). Fotos: Sammlung M. KOTULLA, REM-Aufnahmen J. TOCHTENHAGEN.

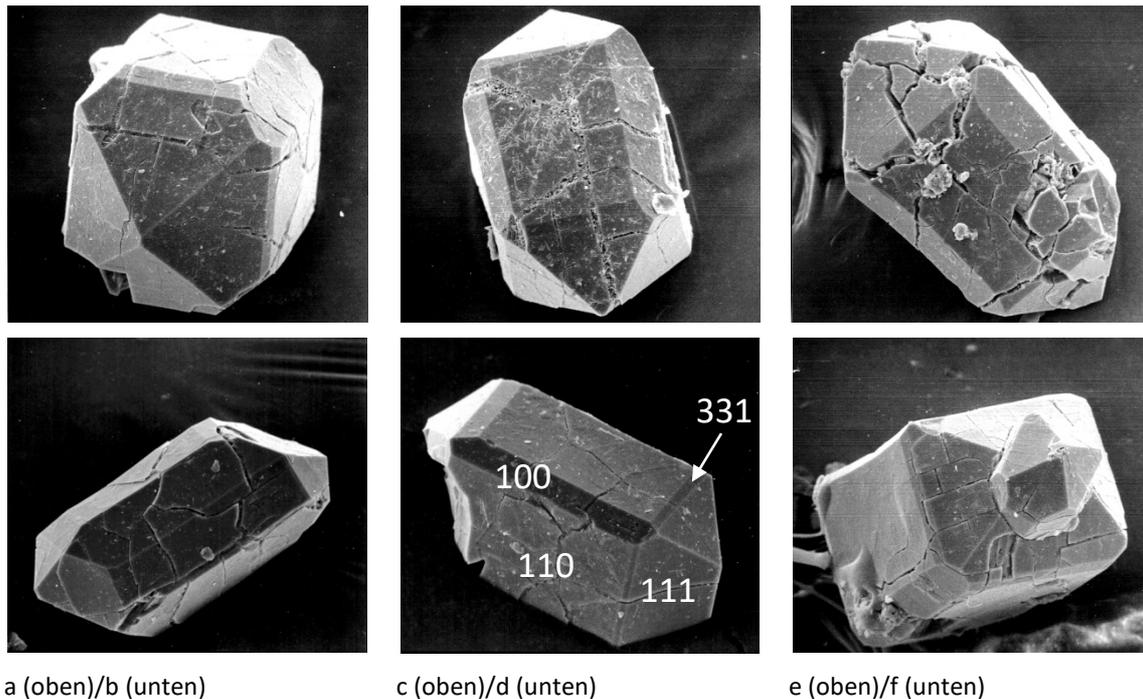


Abb. 16 Zirkone des Bentonithorizonts Horologium I (Devon, Eifel).

Horologium-I-Kurzcharakteristik (REM-Aufnahmen): Einfache Population aus fast ausschließlich idiomorph-scharfkantigen Malakonen; (111)-Bipyramide meist mit schmal-leistenförmig entwickelter (331)- oder (221)-Bipyramide, Prismenkombination mit Maximum bei Habitus $(110) > (100)$ mit Tendenz zu $(110) \gg (100)$. Vgl. WINTER (1981). a) Malakon mit Sprenggrissen. Aufsicht auf die (111)-Bipyramide, zusätzlich schmale (331)-Bipyramide; Prismen $(110) > (100)$; 370 x. b) Malakon mit Sprenggrissen. Bipyramiden wie (a), $(110) \approx (100)$; 390 x. c) Malakon mit ausgeheilten Sprenggrissen. Charakteristik wie (a); 300 x. d) Malakon mit Sprenggrissen, $(110) \gg (100)$; 460 x. e) Malakon mit sehr stark ausgeprägten Sprenggrissen. Charakteristik wie (a); 275 x. f) Aufsicht auf die (111)-Bipyramide. Verwachsung von Malakon auf der Termination des größeren Kristalls. Die Malakone sind um 45° gegeneinander parallel c (Längsachse) orientiert. Der Habitus stimmt im Wesentlichen überein. (111)-Bipyramide in Kombination mit schmal-leistenförmig entwickelter (331)-Bipyramide, $(110) \gg (100)$; 350 x. Probenpunkte und stratigraphische Position: Dollendorfer Mulde (a–d) und Blankenheimer Mulde (e–f), Heisdorf-Formation (Ems-Stufe, Unterdevon; s. auch Tab. 2). Fotos: Sammlung M. KOTULLA, REM-Aufnahmen J. TOCHTENHAGEN.

Tephrostratigraphische Korrelation: Folgerungen für Stratigraphie und Fazies (Fallbeispiele)

WINTER (1997, Abb. 1) gliedert den ardennisch-rheinischen Sedimentationsraum mit Bezug auf die Sedimentfolgen des Grenzbereichs Ems-/Eifel-Stufe von N/NW beckenwärts in Richtung S/SO in fünf Bereiche („Faziesbänder“): (1) kontinentale Red Beds, (2) küstennaher Bereich, (3) terrigen-detritisch geprägter Flachscheff, (4) küstenfernerer Schelf und (5) pelagischer Bereich.

Nachweis einer nicht gleichzeitig einsetzenden Leitfauna

Die biostratigraphische Korrelation der Grenze Ems-/Eifel-Stufe im Eifel-Ardennen-Raum mit Varianten des Conodonten *Icriodus* (WEDDIGE et al. 1979; Profil St. Joseph, vorläufig) führt zu „nicht unerheblichen Abweichungen“ verglichen mit der tephrostratigraphischen Korrelation (WINTER 1981). Das „verspätete Einsetzen“ der Leitfaunen am Südrand der Mulde von Dinant – verglichen mit der Lokalität Wetteldorfer Richtschnitt – führt WINTER (1981, 134) auf eine

fazielle Abhängigkeit der Conodonten zurück (beide Lokalitäten Bereich 4).

Bezogen auf die Horologium-I-Isochrone liegt die vorläufige biostratigraphische Grenze im Profil St. Joseph (Nismes, Belgien) mindestens 5 Profilmeter zu hoch, im Profil Eau Noire (Couvain, Belgien) dagegen mindestens 10 Profilmeter zu tief.⁴⁹

Nachweis heterochroner Untergrenzen von Schichtgliedern

Mit der Identifikation und Korrelation einzelner Bentonite der Hydra-, Hercules- und Horologium-Gruppe kann WINTER (1997, 262) aufzeigen, dass die Untergrenzen sowohl der Heisdorf-Formation (innerhalb der Eifeler Kalkmulden) als auch der „co1a“-Einheit (Belgien, Äquivalent zur Heisdorf-Formation; WEDDIGE et al. 1979) und der Remscheid-Formation (rechtsrheinische Ruppichterother Mulde) heterochron sind (Lokalitäten Bereiche 3 und 4).

Es ist von Südosten nach Nordwesten eine Einschaltung stratigraphisch immer jüngerer Bentonithorizonte an der Basis der linksrheinischen Formationen zu beobachten, das heißt im Nordwesten sind nur höhere Teile der Formation abgelagert worden.^{50,51} Im Kontext von Beckenentwicklung und Geodynamik schließt WINTER (1997, 263): „Die im gesamten rheinisch-ardennischen Raum etwa gleichzeitig ablaufende Oberems-Transgression belegt den Zusammenhang zwischen Dehnungstektonik, Öffnung von Aufstiegswegen für intrakrustale, saure Magmen und regionalen Subsidenzphasen.“

Nachweis einer Diachronie einer lithostratigraphischen Einheit

Ein Vergleich der tephrostratigraphischen Korrelation mit der auf Brachiopoden-Faunen basierenden Feinstratigraphie ergibt, dass die Untergrenze des Bildstock-Member⁵² (Ahrdorf-Formation, Eifel-Stufe) in den Eifeler Kalkmulden diachron verläuft (WINTER 2001). Bezogen auf die AQUILA-I-Isochrone setzen die Leit-Brachiopoden *Schizophoria pygmea* STRUVE bzw. *Meristella iconensis iconensis* STRUVE im Südosten (Gerolsteiner Mulde) etwa 20 Profilmeter tiefer als im Nordwesten (Blankenheimer Mulde) ein (Lokalitäten Bereiche 3 und 4).⁵³ Das „verzögerte Einsetzen“ führt WINTER (2001, 417) „auf eine im zeitlichen Verlauf nach N und NW übergreifende transgressive Abfolge“ zurück, in Richtung der angenommenen Küste.

WINTER (2001, 417) berechnet die Zeitdifferenz der „Verzögerung“ zunächst (grob annähernd) unter Zugrundelegung einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von 0,07 m/1000 [radiometrische] Jahre (nach STRUVE 1982, 424)⁵⁴ zu mehr als 250.000 [radiometrischen]

⁴⁹ Werden die Mächtigkeiten verglichen (Richtschnittprofile der Eifel, belgische Profile), so ist aufgrund der höheren Mächtigkeiten in den belgischen Profilen mit einer größeren Differenz zu rechnen (WINTER 1981, 133 sowie seine Abb. 9, S. 132).

⁵⁰ Darüber hinaus ist auch eine Reduzierung der Mächtigkeit der überlieferten Schichtenfolge der Heisdorf-Formation zu beobachten.

⁵¹ Sowie der Beobachtung des Fehlens einer Diskontinuität, also einer kontinuierlichen Sedimentation.

⁵² Nach STEININGER & PILLER (1999, 6) ist der entsprechende deutsche Begriff für „Member“ Subformation.

⁵³ STRUVE (1992, 508) allerdings bestreitet „das Phänomen Diachronie für die Eifel-Geologie“, mit Ausnahme eines im zeitlichen Verlaufs übergreifenden Einsetzens einer „Riff-Fazies“.

⁵⁴ Dies ist eine der seltenen Angaben einer Sedimentationsrate für die devonischen Ablagerungen der Eifel-Kalkmulden. STRUVE (1982, 424) setzt die Mächtigkeit der Schichtenfolge für die definierte Eifel-Stufe (Unter-/Obergenze) des Typus-Gebietes (Hillesheimer Mulde) von 500–525 m zu einer Dauer von 7,3 Millionen [radiometrischen] Jahren in Beziehung, die sich aus der radiometrischen Kalibrierung ableitet. Mit diesen

Jahren. Die Zeitspanne sei jedoch mit Sicherheit erheblich kürzer, da die Sedimentationsrate auf dem äußeren Schelf während einer Subsidenzphase wie dem Bildstock-Niveau erhöht sei.

Herkunft der vulkanischen Aschen

Die Herkunft der äolisch verfrachteten vulkanischen Aschen ist nicht bekannt. Für die Hydra-Aschen vermutet WINTER (1997, 205; vgl. auch WINTER 2001) aufgrund der Abnahme der Kristallgröße von W nach O (Belgien – Eifel – Bergisches Land) ein „Ausbruchszentrum unter der jüngeren Bedeckung des Pariser Beckens“. Darüber hinaus stellt er eine im zeitlichen Verlauf der vulkanischen Aktivität gerichtete Entwicklung der morphologischen Charakteristika der Zirkone fest; er hält daher für die Zirkone der Hydra-Gruppe eine Herkunft aus einem gemeinsamen Magmenherd für wahrscheinlich.

6 Beschreibung, Analyse und Diskussion ausgewählter (tephro)stratigraphischer und geochronologischer Arbeiten

Die vorgenommene Auswahl repräsentiert einen qualitativen Ausschnitt (tephro)stratigraphischer und geochronologischer Arbeiten. Folgende Kriterien fanden insbesondere Berücksichtigung:

- Stratigraphische Reichweite; Bentonithorizonte (Tuffe) in Sedimentgesteinsfolgen vom Kambrium bis zum Perm.
- Globale Reichweite.
- Berücksichtigung zahlreicher Proben bzw. Isotopenalter, die zur Bildung der Geologischen Zeitskala 2012 (GTS2012) verwendet wurden.
- Lokale Präsenz: Mindestens zwei U-Pb-altersdatierte Bentonithorizonte (Tuffe) in einer kontinuierlichen Sedimentfolge.

Die Arbeiten sind chronostratigraphisch geordnet, von unten nach oben. Ihre Präsentation vor dem jeweiligen Hauptteil „Diskussion“ folgt einem gleichförmigen Aufbau, teilweise mit tabellarischem Charakter:

- Übersicht: Über das Sedimentationsbecken und die Sedimentfolgen, denen vulkanische Aschenlagen zwischengeschaltet sind; bezogen auf die ausgewählte Arbeit.
- Titel der Arbeit, die beschrieben wird und hauptsächlich die Grundlage der Diskussion bildet.
- Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie: Mit (A), (B), (C) etc. werden die Lokalitäten der Bentonite bzw. die Bentonite und ihre stratigraphische Position kurz beschrieben.

Werten ermittelt er eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 7 cm/1000 [radiometrische] Jahre. Des Weiteren leitet er eine phylogenetisch-relevante Zeitspanne von 200.000 [radiometrischen] Jahren für kurzlebige Arten (entspräche 14 m Sediment) und 2.000.000 [radiometrischen] Jahren für langlebige Arten (entspräche 140 m Sediment) ab.

- Methodik: Von der Bentonitbeprobung über Zirkonpräparation bis zum Analyseverfahren (zu den Abkürzungen s. Anhang I unter „Messtechniken“).
- Altersinterpretation: Hier geologisch, z. B. Alter der Aschenlage.
- Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschenlagen.
- GTS2012: Gegebenenfalls welche Isotopenalter zur Konstruktion der GTS2012 verwendet wurden.
- Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren; teilweise nur auszugsweise.

6.1 Aschenlagen in Karbonateinheiten der Ara-Gruppe (Oman), Grenzbereich Ediacarium/Kambrium

Übersicht

Die Ara-Gruppe im südlichen Oman ist – so MATTES & CONWAY MORRIS (1990) – „eine geologische Rarität“: Sie enthält reiche Kohlenwasserstoff-Muttergesteine und große Akkumulationen von Erdöl in Gesteinskörpern, die dem oberen Ediacarium und unteren Kambrium zugeordnet werden. In der „Plattform-Fazies“ besteht die Ara-Gruppe hauptsächlich aus einer Wechselfolge von Karbonat- und Evaporitgesteinen.

Die Ara- bzw. Oman-Salzbecken (Oman Salt Basins), von Norden nach Süden: Fahud, Ghaba und Südoman, gehörten möglicherweise zu einem großflächigen, zergliederten Becken-Gürtel; zu diesem werden (heutige) Relikte in Pakistan, Indien, Iran und Saudi-Arabien gezählt (MATTES & CONWAY MORRIS 1990).

Das Südoman-Salzbecken (SOSB) bildet eine NO-SW-verlaufende begrenzte intrakratonische Struktur ab; es handelt sich möglicherweise um ein Grabenbruch-System, dessen Entstehung plattentektonisch als Rifting interpretiert wird (LOOSVELD et al. 2006). In diesem Becken sind in Karbonateinheiten der Ara-Gruppe vereinzelt vulkanische Aschenlagen (Bentonite) überliefert.

Titel (Hauptbezug)

BOWRING et al. (2007): Geochronological constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. [*Geochronologische Eingrenzungen zum chronostratigraphischen Rahmenwerk der neoproterozoischen Huqf-Supergruppe, Sultanat Oman.*] – Hier lediglich Fokus auf die Ara-Gruppe als Einheit der Huqf-Supergruppe.

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Aufgrund zahlreicher seismischer Untersuchungen und einer Vielzahl von Explorationsbohrungen ist der Untergrund im Südoman-Salzbecken (South Oman Salt Basin, SOSB) relativ gut erschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimentgesteine der Ara-Gruppe beträgt zwischen 0

und 1700 (2000) m.⁵⁵ In der „Plattform-Fazies“ besteht die Gruppe – idealisiert – aus einer basalen Karbonateinheit und vier bzw. fünf weiteren Karbonateinheiten (C), die jeweils von dicken Halit- und dünnen Sulfateinheiten (Evaporiteinheiten, E) über- bzw. unterlagert werden (MATTES & CONWAY MORRIS 1990, AMTHOR et al. 2003). Die Karbonateinheiten (C) sind zwischen < 10 und 200 m⁵⁶, die Sulfateinheiten 10–20 m und die Haliteinheiten mehrere 10 m bis mehrere 100 m mächtig⁵⁷, abhängig vom Umfang der postsedimentären Deformation. Die Gruppe schließt mit einer weiteren Karbonateinheit, die noch von einer siliciklastischen Folge überlagert wird. Die Abfolge wird sequenz- und zyklustratigraphisch interpretiert: MATTES & CONWAY MORRIS (1990, 623) gliedern fünf Karbonat/Evaporit-Zyklen (C1/E1 bis C5/E5 und C6) aus, AMTHOR et al. (2003) dagegen mindestens sechs Evaporit/Karbonat-Zyklen (A0, A1E/A1C bis A5E/A5C und A6; s. Abb. Abb. 17).⁵⁸ In jedem Fall soll es sich um Zyklen 3. Ordnung handeln.⁵⁹

Die vulkanischen Aschen sind bisher nur aus den Karbonateinheiten bekannt.⁶⁰ Die Proben stammen aus unterschiedlichen Bohrlokalitäten, die mehrere 10er km voneinander entfernt liegen (BOWRING et al. 2007):

- (A) Bohrfeld Birba (Bohrung/Probe BB-5). Position: unterer Teil von A4C, ca. 1 m⁶¹ über der Basis; Teufe 3045 m.
- (B) Bohrfeld Mukhaizna (Bohrung/Probe MKZ-11B), etwa 180 km NO BB-5. Position: oberer Teil der Einheit A3C, ca. 9 m unterhalb des Top (Teufe 2194,4 m); innerhalb eines großen Thrombolith⁶²-Riffes (AMTHOR et al. 2003, 433).
- (C) Bohrfeld Minha (Bohrung/Probe Minha-1A), etwa 40 km NW BB-5. Position: unterer Teil der 100–125 m mächtigen Einheit A3C, ca. 3 m über der Basis; Teufe 3988,3 m.
- (D) Bohrfeld Asala (Bohrung/Probe Asala-1c21), etwa 100 km SW BB-5. Position: mittlerer Teil der 60–70 m mächtigen Einheit A0; Teufe 3847 m⁶³.

Nach AMTHOR et al. (2003) kommen biomineralisierte, skeletttragende Fossilien (*Cloudinia* und wahrscheinlich *Namacalathus*) in den Karbonateinheiten A1C, A2C und A3C vor, darüber

⁵⁵ Im definierten Typusprofil, Bohrung Birba-1 (SOSB), beträgt die Mächtigkeit 1775 m (MATTES & CONWAY MORRIS 1990, 620).

⁵⁶ Die Einheit A4C soll zwischen 50 und 150 m mächtig sein; in den Birba-Profilen ist sie maximal 50 m dick (SCHRÖDER et al. 2005, ihre Fig. 5 und Fig. 12).

⁵⁷ SCHRÖDER et al. (2003, 882) zufolge ist die Mächtigkeit der Halitkörper hochvariabel. In den Einheiten A1 bis A4 beträgt sie 50–200 m, in den Einheiten A5 und A6 kann sie signifikant zunehmen und über 1 km betragen.

⁵⁸ Diese Gliederung ist auch aktuell gebräuchlich, siehe FORBES et al. (2010, 274). Es werden folgende Formationen (Fm.) ausgegliedert: Birba-Fm., A0-A3; U-Fm./Athel-Fm., A4; Al-Noor-Fm., A5 (inkl. A6-Klastika); Dhahaban-Fm., A6 (exkl. A6-Klastika).

⁵⁹ Im Rahmen des interpretativen Modells der Sequenzstratigraphie (VAIL et al. 1977, 1991) werden Ablageungssequenzen als Zyklen 1. bis 6. Ordnung unterschieden. VAIL et al. (1991, 619) weisen jedem Zyklus eine Dauer (Zeitperiode) zu; diese wurde primär abgeleitet von der radiometrisch geeichten chronostratigraphischen Tabelle: 1. Ordnung 50+, 2. Ordnung 3–50, 3. Ordnung 0,5–3,0, 4. Ordnung 0,08–0,5, 5. Ordnung 0,03–0,08 und 6. Ordnung 0,01–0,03 Millionen [radiometrische] Jahre.

⁶⁰ Eine Gesamtanzahl von Aschenlagen ist bisher nicht genannt worden, siehe auch Fußnote 63.

⁶¹ SCHRÖDER et al. (2005) zufolge beginnt die Karbonateinheit A4C in den Birba-Profilen unmittelbar mit dem vulkanischen Tuff; dieser liege einer unregelmäßigen, aber scharfen Anhydrit-Oberfläche (Top A4E) auf.

⁶² Siehe Fußnote 82.

⁶³ BOWRING et al. (2007, Fig. 7e) beschreiben eine weitere Aschenlage aus Teufe 3851 m.

nicht mehr⁶⁴ (Abb. 17). Das die Präkambrium/Kambrium-Grenze definierende Spurenfossil *Treptichnus pedum* (BRASIER et al. 1992) ist in der Ara-Gruppe bisher nicht entdeckt worden. Einen abrupten negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Aus Schlag von 6–7 ‰ im basalen Teil der Karbonateinheit AC4 interpretieren AMTHOR et al. (2003, s. Abb. 17) als korrelativ zu einem $\delta^{13}\text{C}$ -Aus Schlag mit nahezu identischer Magnitude, welcher weltweit nahe der Präkambrium/Kambrium-Grenze festgestellt wurde (mit Bezug auf KNOLL & CARROLL 1999⁶⁵). Auf Höhe der stratigraphischen Position dieses $\delta^{13}\text{C}$ -Negativausschlags ziehen sie die Grenze Präkambrium/Kambrium.

Methodik

Beprobung. Selektiv; nicht alle Aschenlagen beprobt und analysiert (?). Von Proben MKZ-11(B) und BB-5 (AMTHOR et al. 2003) weitere Zirkone extrahiert.

Zirkoncharakteristik. Keine Angabe.

Zirkonauswahl/Präparation. Hand-Selektion; Ausschluss von Körnern mit Inklusionen, Rissen oder Oberflächenkontaminationen.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse; mechanische Abrasion (KROGH 1982) oder chemische Abrasion (MATTINSON 2005), CA-TIMS; ID-TIMS.

Labor. MIT (Cambridge, MA, USA).

Altersinterpretation (geologisch)

Alter der Aschenlage.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Keine Angabe.

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Kambrium (S. 1074-1075): Nr. C1 (Oman, BOWRING et al. 2007); s. Tab. 3.

Eldiacarium (S. 1074-1077): Nr. E13, E15, E17 (Oman, BOWRING et al. 2007); s. Tab. 3.

⁶⁴ Dies wird von AMTHOR et al. (2003) als Aussterben interpretiert, so der Titel ihres *Geology*-Artikels: „Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary“.

⁶⁵ KNOLL & CARROLL (1999, 2135) wiederum verweisen auf KIMURA et al. (1997) sowie BARTLEY et al. (1998). KIMURA et al. (1997) berichten von $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen in zwei Sedimentfolgen im Nordiran, die sie grob dem Präkambrium/Kambrium-Grenzbereich zuordnen. Ihre Probendichte allerdings ist sehr weitmaschig und eine biostratigraphische Eingrenzung ist nicht möglich (S. E4): „Detailed and precise correlation of the upper Vendian based on biostratigraphy is still impossible because of the lack of fossil key markers. Carbon isotope event stratigraphy may help us to correlate the negative excursion, if we assume that no major lacunas exist.“ So sind sie selbst auf eine „unsichere“ Korrelation ihres $\delta^{13}\text{C}$ -Negativausschlags angewiesen. Dasselbe gilt für die Sedimentfolge der Platonovskaya-Formation in Russland (Sibirische Plattform). Auch dort kann die Folge biostratigraphisch nicht korreliert werden (BARTLEY et al. 1998, 473): „(...) whose trace and body fossils place broad limits on the age of deposition, but do not permit detailed correlation with boundary successions elsewhere. In contrast, a striking negative carbon isotopic excursion in the lower part of the Platonovskaya Formation permits precise chemostratigraphic correlation with uppermost Yudomian successions in Siberia, and possibly worldwide.“ – Es werden bezugnehmend auf „weltweit“ lediglich zwei Regionen aufgeführt.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

BOWRING et al. (2007, 1097) liefern u. a. für Aschenlagen der Ara-Gruppe neue bzw. aktualisierte U-Pb-Alter: 547, 543, 542 und 541 Millionen [radiometrische] Jahre; der letzte Alterswert „reicht nahe an die Ediacarium/Kambrium-Grenze in Oman heran“. – Die interpretierten U-Pb-Alter sind danach zur radiometrischen Eichung der Basis des Kambriums verwendet worden (GRADSTEIN et al. 2012; s. u. unter Abschnitt Fazit).

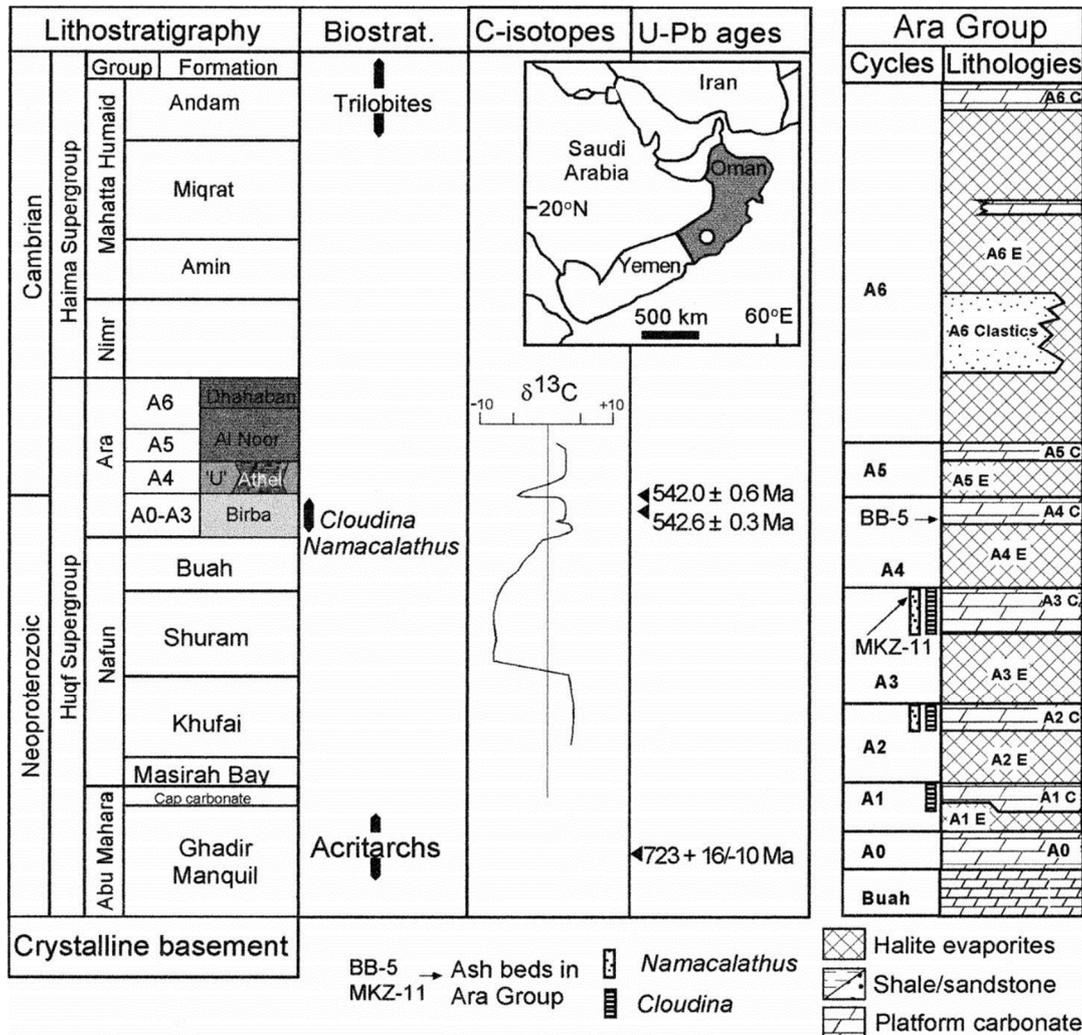


Abb. 17 Stratigraphie der Ara-Gruppe (Oman).

Der linke Teil der Abbildung von AMTHOR et al. (2003) umfasst die Spalten Lithostratigraphie, Biostratigraphie, Kohlenstoffisotope und U-Pb-Alter; die eingeschlossene Karte zeigt die Region eines Teils des Südoman-Salzbeckens (Kreis). Die Ara-Gruppe bildet den oberen Teil der Huqf-Supergruppe. Der rechte Teil der Abbildung von AMTHOR et al. (2003) bezieht sich auf die Lithologie der Ara-Gruppe (schematisch, Wechsel von Karbonat- und Evaporitgesteinen, C und E) und eine angenommene Zyklicität („Cycles“); markiert sind die Positionen der vulkanischen Aschen („Ash beds“), BB-5 und MKZ-11, sowie das Vorkommen von *Cloudina* und *Namacalathus* (?). Die schematische Kohlenstoffisotopen-Kompositkurve δ¹³C (linker Teil, 3. Spalte, ‰) hat einen abrupten Negativausschlag um 6–7 ‰ an der Basis der Karbonateinheit A4C (vgl. Spalte 1). Die ermittelten U-Pb-Alter für die Aschenlagen betragen 542,6 ± 0,3 bzw. 542,0 ± 0,6 Millionen [radiometrische] Jahre; Diskussion siehe Textteil. AMTHOR et al. (2003) ziehen die Grenze Neoproterozoikum/Kambrium oberhalb des letzten *Cloudina*- und *Namacalathus*-Vorkommens auf Höhe der Position des abrupten δ¹³C-Negativausschlags. Legende: „Halite evaporites“, Halit-Evaporite; „Shale/sandstone“, Tonschiefer/Sandstein; „Platform carbonate“, Plattform-Karbonat; „Crystalline basement“, kristallines Basement. Abbildung: AMTHOR et al. (2003), ihre Figure 1; Verwendung mit freundlicher Genehmigung der *Geological Society of America*.

Diskussion

BOWRING et al. (2007) weisen für vier vulkanische Aschenlagen der Ara-Gruppe (Südoman) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonalter aus (Tab. 3, Pos. 1–4): $541,00 \pm 0,21$, $542,33 \pm 0,19$, $542,90 \pm 0,20$ und $546,72 \pm 0,29$ Millionen [radiometrische] Jahre (gewogenes Mittel, 2σ -Unsicherheit: analytisch). Die vier Proben stammen von vier unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus aus vier unterschiedlichen Bohrlokalitäten, die zwischen 40 und 280 km voneinander entfernt liegen. Unter der Voraussetzung einer stratigraphischen Integrität sind die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter stratigraphisch konsistent und distinkt; im Rahmen ihrer analytischen (internen) Unsicherheit überlappen die Isotopenalter nicht. Dies gilt auch für die GTS2012-Rekalkulation (GRADSTEIN et al. 2012) mit Ausnahme der Positionen 6 und 7 (vgl. Tab. 3, Pos. 5–8) innerhalb der Karbonateinheit A3C. Abb. 18 zeigt die Konkordia-Diagramme für die U-Pb-Zirkondaten.

| Pos. | Bentonitprobe; Lokalität | Lithostratigraphische Einheit | Dicke [cm] | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | \pm 2σ |
|--|-----------------------------|----------------------------------|---------------|---|-------------------------------------|--|--------------------|
| Bowring et al. (2007) | | | | (ohne 2σ) | | | |
| 1 | BB-5 | A4C unten | k. A. | 529,5-542,5, 636 | 8 von 18 | 541,00 | 0,13 |
| 2 | MKZ-11B | A3C oben | k. A. | 541,4-542,8, 575 | 8 von 16 | 542,33 | 0,11 |
| 3 | Minha-1A | A3C unten | k. A. | 541,5-544,9, 577, 1733 | 8 von 17 | 542,90 | 0,12 |
| 4 | Asala-1 c21 | A0C mittig | k. A. | 545,4-549,2 | 8 von 12 | 546,72 | 0,21 |
| Gradstein et al. (2012), Rekalkulation | | | | | | | |
| 5 | BB-5 | A4C unten | | | | 541,00 | 0,29 |
| 6 | MKZ-11B | A3C oben | | | | 542,37 | 0,28 |
| 7 | Minha-1A | A3C unten | | | | 542,90 | 0,29 |
| 8 | Asala-1 c21 | A0C mittig | | | | 546,72 | 0,34 |
| Amthor et al. (2003) | | | | (siehe nebenstehend) | | | |
| 9 | BB-5 | A4C unten | k. A. | Konkordia-Schnittpunktalter | 7 von 17 | 542,0 | 0,3 (0,6?) |
| 10 | MKZ-11 | A3C oben | k. A. | gewogenes Mittel $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 6 von 12 | 542,6 | 0,3 |

Tab. 3 Aschenlagen der Ara-Gruppe (Oman), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach AMTHOR et al. (2003), BOWRING et al. (2007) und GRADSTEIN et al. (2012). Die 2σ -Unsicherheit (letzte Spalte) bezieht sich auf die ausgewiesene interne (analytische) Unsicherheit; d. h. ohne Ausweis der externen Unsicherheit (Zerfallskonstante). BOWRING et al. (2007) weisen eine Unsicherheit von $\pm 0,08$ (= 0,015 %) für Tracer (hier in intern inkludiert) und $\pm 0,60$ (= 0,11 %) für Zerfallskonstante aus. Werden die Werte untereinander in Bezug gesetzt, kann laut BOWRING et al. (2007, 1103) auf die Berücksichtigung der externen Unsicherheit verzichtet werden.

Die erste Analyse und Altersinterpretation der Proben BB-5 und MKZ-11 (Tab. 3, Pos. 9–10) hat im Grunde genommen zu keinem unterscheidbaren Isotopenalter geführt (AMTHOR et al. 2003; Co-Autor ist u. a. BOWRING). Die ermittelten Konkordia-Schnittpunktalter sind identisch: $542,0 \pm 0,3$ (BB-5) bzw. $542,0 \pm 0,7$ (MKZ-11) Millionen [radiometrische] Jahre.⁶⁶ Die subjektive Einschätzung aber, das gewichtete Mittel der am meisten konkordanten Körner sei die beste

⁶⁶ „(...) a Concordia age of 542.0 ± 0.7 Ma (MSWD of concordance + equivalence = 0.51) is obtained (...)“ (AMTHOR et al. 2003, 433).

(Alters-) Schätzung für die ältere Aschenlage (MKZ-11) – ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von $542,6 \pm 0,3$ Millionen [radiometrische] Jahre –, hat wesentlich zur Optik beigetragen: der Ausweis sowohl differenzierender als auch stratigraphisch konsistenter Alter (vgl. Abb. 17).⁶⁷ Im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit sind sie dennoch nicht unterscheidbar.⁶⁸

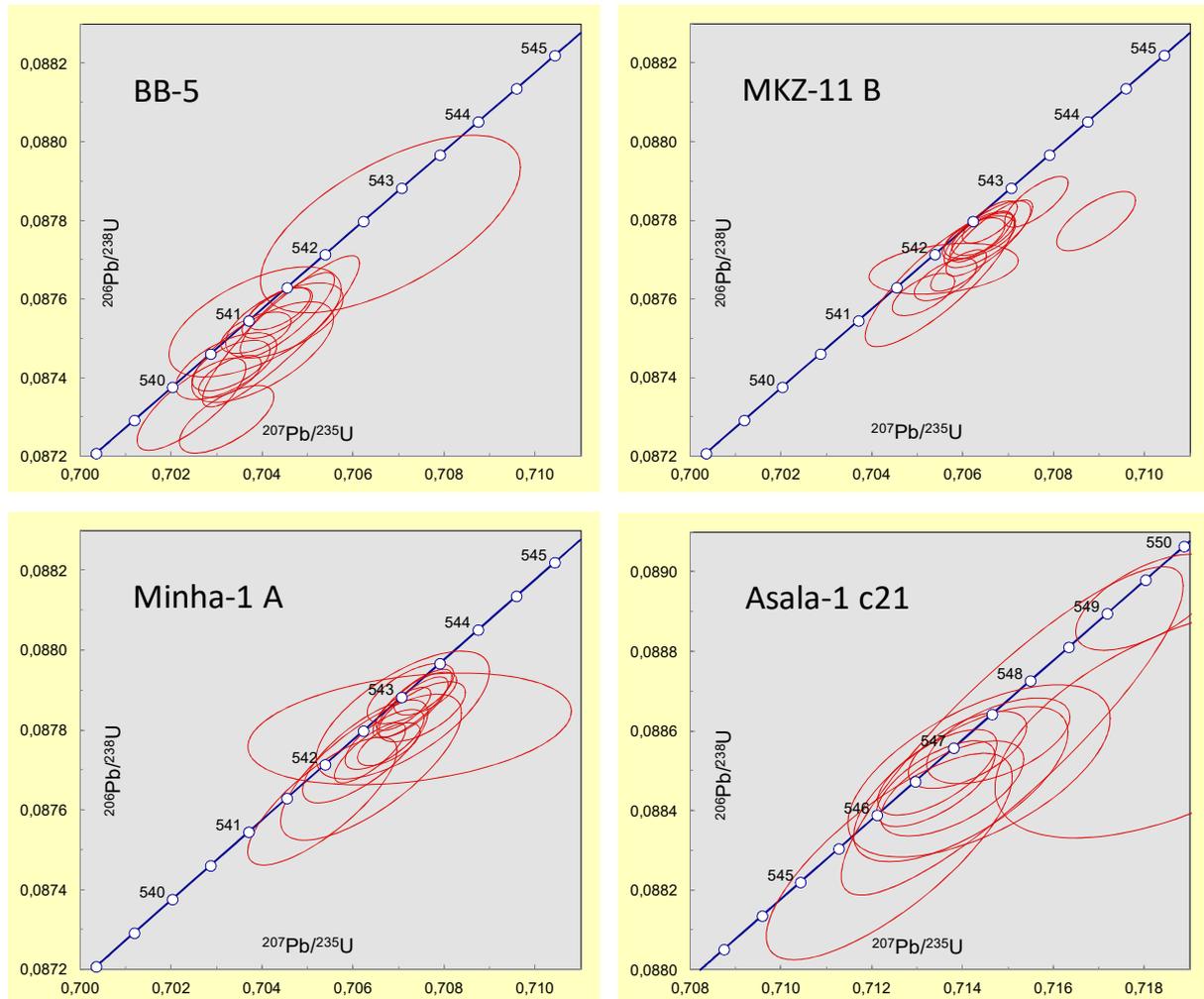


Abb. 18 Konkordia-Diagramme für U-Pb-Zirkondaten der Ara-Gruppe (Oman).

Es wurden die Zirkonkörner ausgewählt, die statistisch eine kohärente Gruppe bilden (Probe, Anzahl): BB-5, 14; MKZ-11B, 14; Minha-1 A, 14; Asala-1 c21, 11; Darstellung der Wertepaare mit 2σ -Unsicherheit als Ellipsen (rot). Die Bildung des gewogenen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonalters erfolgte mit weniger Körnern (durchgängig 8; vgl. Tab. 3). Die Analysen sind je nach Definition diskordant oder annähernd konkordant (blaue Linie, Konkordia). Nach Tabellen von BOWRING et al. (2007, 1129-1131).

Das von BOWRING et al. (2007) interpretierte Alter der Probe BB-5 ist im Vergleich zu AMTHOR et al. (2003) etwa 1,0 Millionen [radiometrische] Jahre geringer; zur Probe MKZ11-B/MKZ-11 beträgt die Differenz der Mittelwerte etwa 1,3 Millionen [radiometrische] Jahre (zuvor 0,6).

⁶⁷ „However, the slight discordance of even these most concordant grains (MSWD of concordance = 2.4) suggests that their weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of $542,6 \pm 0,3$ Ma is probably the best estimate of the age of the zircons and inferentially the age of the ash bed“ (AMTHOR et al. 2003, 433-434).

⁶⁸ Für Probe/Aschenlage BB-5 wird von AMTHOR et al. (2003) in ihrer Fig. 3 ein abweichendes Alter ausgewiesen: $542,0 \pm 0,6$ Millionen [radiometrische] Jahre (s. Abb. 17). Auch bei AL-HUSSEINI (2003, 578; Co-Autor ist AMTHOR) sind die Angaben nicht einheitlich.

Mit Bezug auf die Analyse-Prozedur ist bei der Vorbehandlung der Zirkon-Einzelkörner bei AMTHOR et al. (2003) eine mechanische Abrasion und bei BOWRING et al. (2007) eine mechanische oder chemische Abrasion durchgeführt worden. Die Ergebnisse der Berechnung des gewogenen Mittels der Alterswerte der mechanisch abradierten Zirkone (aa, air-abraded) zeigt folgende Gegenüberstellung:

- BB-5: $540,3 \pm 1,0$ (5 Körner; BOWRING et al. 2007) zu $542,05 \pm 0,28$ (7 Körner der Subpopulation; AMTHOR et al. 2003) Millionen [radiometrische] Jahre.
- MKZ-11B/MKZ-11: $541,82 \pm 0,60$ (5 Körner; BOWRING et al. 2007) zu $541,95 \pm 0,27$ (6 Körner der Subpopulation; AMTHOR et al. 2003) Millionen [radiometrische] Jahre.

Während bei Probe MKZ-11/MKZ-11B eine Übereinstimmung des gewogenen Mittels vorliegt, ist dies bei Probe BB-5 nicht der Fall. Dies könnte ein Hinweis dafür sein, dass für Probe MKZ-11/MKZ-11B eine Reproduktion der Erstanalyse vorliegt, für Probe BB-5 dagegen nicht.

Ohnehin bedarf es weiterer Analysen, um die bislang veröffentlichten Ergebnisse zu bestätigen. Dies betrifft insbesondere die „verteilte“ Probensituation. An zwei naheliegenden Lokalitäten sollten jeweils alle vier Aschenlagen beprobt, untersucht und auch tephrostratigraphisch^{69,70,71} korreliert werden.

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

BOWRING et al. (2007, 1122f) zufolge erlauben die vier [radiometrischen] Alter der Ara-Gruppe eine Abschätzung der Durchschnittsdauer eines Karbonat/Evaporit-Zyklus sowie die direkte Eingrenzung der Sedimentakkumulationsraten der Karbonateinheit A3C und der Evaporiteinheit A4E (Werte auf Basis der 2σ -Unsicherheit ohne „Tracer“, s. Tab. 3):⁷²

- Durchschnittliche Dauer eines Karbonat/Evaporit-Zyklus. Position/Alter Asala-1 c21 zu Position/Alter MKZ-11B, 3,5 Zyklen, Gesamtdauer 4,1–4,7 Millionen [radiometrische] Jahre: 1,2–1,3 Millionen [radiometrische] Jahre.

⁶⁹ Die Korrelation der Bentonit-führenden Karbonateinheiten erfolgte wohl lithostratigraphisch (vgl. SCHRÖDER et al. 2005, 4) sowie mit Hilfe seismischer Daten und GR-Logs.

⁷⁰ Dass es sich bei der GR-Anomalie an der Basis der Karbonateinheit AC4 um eine umgewandelte vulkanische Aschenlage handelt, wurde erst später (nach 2000?) erkannt; MATTES & CONWAY MORRIS (1990, 634) bezeichnen diesen Horizont/Abschnitt als „transgressives Tonstein-Intervall“: „Gamma radiation anomaly – the transgressive claystone interval which occurs commonly at the base of the cycle gives a high response on gamma logs.“ SHARLAND et al. (2001) nennen den Horizont/Abschnitt „thin shale section“ (ihre Fig. 4.4). Aber AL-HUSSEINI (2003, 579; Co-Autor ist AMTHOR): „The ‚thin shale‘ is actually the younger ash bed (...)“ [Aschenlage „BB-5“]. So auch SCHRÖDER et al. (2005, 4): „Positive identification of the A4C relies on seismic data, lithostratigraphy, a distinctive gamma-ray spike that marks the dated tuff, (...)“.

⁷¹ Nach AL-HUSSEINI (2003, 578) kann die Aschenlage „BB-5“ auf Basis von GR-Signalen über eine Distanz von mehr als 60 km mit sieben weiteren Bohrlokalitäten korreliert werden.

⁷² „The combination of the four ages from the Ara allows an estimate of the average duration of each carbonate-evaporite cycle, in addition to directly constraining the accumulation rates of the A3 carbonate unit and the A4 evaporite unit. (...) Utilizing the more precise $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates, the difference between the Asala-1c21 age (middle of A0) and the MKZ-11B age (top of A3) is 4.1 to 4.7 m.y., which is taken as the time represented by the upper half of the A0 unit and all of the overlying A1, A2, and A3 units. This yields an average of 1.2 to 1.3 m.y. per carbonate-evaporite cycle. The age difference between BB5 and MKZ-11B constrains the duration of the A4 evaporite half cycle to 1.1 to 1.6 m.y. In contrast, the underlying A3 carbonate half cycle has a calculated duration of 0.3 to 0.8 m.y. (difference between Minha-1A and MKZ-11B) (...)“ (BOWRING et al. 2007, 1122-1123).

- Dauer des Karbonat-Halbzyklus A3C. Position/Alter Minha-1A zu Position/Alter MKZ-11B: 0,3–0,8 Millionen [radiometrische] Jahre.
- Dauer des Evaporit-Halbzyklus A4E. Position/Alter MKZ-11B zu Position/Alter BB-5: 1,1–1,6 Millionen [radiometrische] Jahre.

Sedimentationsraten werden nicht kalkuliert.⁷³ Die Autoren setzen diese errechneten Spannen nicht in Beziehung zu einer (möglichen) Dauer der Sedimentation selbst. Sie versuchen auch nicht, diese Zeitspannen mit geologisch-sedimentologischen Zeitindikationen zu verifizieren.⁷⁴

Konkretere Aussagen über die Bildungszeit der Karbonat- oder Evaporitfolgen oder einzelner Sedimentationsereignisse sind bisher nicht publiziert worden, mit einer Ausnahme: AMTHOR zufolge sollen sich die Huqf-Evaporite (= Ara-Evaporite) – in Analogie zu miozänen und modernen Evaporiten (mit Bezug auf SCHREIBER & HSÜ 1980) – in einer „sehr kurzen Periode“ gebildet haben, in „weniger als 20 bis 250 Tausend Jahren“ (pers. Mitteilung 1998; zitiert in POPE et al. 2000).^{75,76} SCHRÖDER et al. (2003, Co-Autor ist AMTHOR) dagegen sind unspezifischer: Evaporite würden aufgrund ihrer hohen Sedimentationsraten viel kürzere Zeitintervalle als die Karbonate repräsentieren (S. 881, mit Bezug auf SCHREIBER & HSÜ 1980). Und: Die Evaporite würden nur relativ kurze Zeitperioden repräsentieren (S. 894).

Für die Bentonit-führenden lithologischen Einheiten der Ara-Gruppe, insbesondere die Einheiten A3C bis A4C (Basis), sind detaillierte Beschreibungen der Bohrprofile bzw.

⁷³ BOWRING et al. (2007, 1126) verwenden das U-Pb-Alter von Asala-1 sowie weitere korrelierte (Anker-) Alter zur Berechnung von Sedimentakkumulationsraten stratigraphisch älterer Einheiten: Für Einheit A0 (unterer Teil), auf Basis einer Spanne von ≥ 35 m, ungefähr 30 bis ≥ 100 m/1 Million [radiometrische] Jahre, und für den oberen Teil der unterlagernden Buah-Formation, auf Basis einer Spanne von 170 m, ungefähr 40–90 m/1 Million [radiometrische] Jahre. Diese interpolierten Raten extrapolieren sie auf Sedimentfolgen der Nafun-Gruppe und erstellen eine „Zeitskala“.

⁷⁴ Die von BOWRING et al. (2007) publizierten Isotopenalter passen zu einer Zuweisung der mutmaßlichen Karbonat/Evaporit-Zyklen zu Zyklen 3. Ordnung (Periodendauer 0,5–3 Millionen [radiometrische] Jahre; siehe Fußnote 59). Die [Isotopen-] Altersdifferenzen (nur Mittelwerte) zeigen rechnerische, durchschnittliche Zyklenperioden von etwa 1,4 Millionen [radiometrische] Jahre pro Zyklus an (Position/Alter Asala-1 zu BB-5, 4 Zyklen: 5,7 Millionen [radiometrische] Jahre). – Die Zuweisung zu Zyklen 3. Ordnung erfolgte aber bereits mit Kenntnis einer möglichen [radiometrischen] Dauer der Huqf-Supergruppe von > 100 Millionen [radiometrischen] Jahren (MATTES & CONWAY MORRIS 1990, u. a. mit Bezug auf GORIN et al. 1982). Nach LOOSVELD et al. (1996) sind die Gesteine der Huqf-Supergruppe entweder zwischen 610 und 550 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute (ihre Fig. 3) oder, so ihr neuer Vorschlag, zwischen 560 und 510 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute abgelagert worden (S. 37). Somit würde die Huqf-Supergruppe ein Intervall von 60 bzw. 50 Millionen [radiometrischen] Jahren repräsentieren. Nach BOWRING et al. (2007) umfasst das Intervall mindestens 150 Millionen [radiometrische] Jahre (älter als 713 und jünger als 541 Millionen [radiometrische] Jahre). Wird das Kryogenium-System als vollumfänglich vertreten angenommen (mit Bezug auf Fig. 2, BOWRING et al. 2007; sowie GTS2012) beträgt das Intervall mehr als 290 Millionen [radiometrische] Jahre.

⁷⁵ „In the subsurface, the transition zone between the carbonate ‚stringers‘ and overlying evaporites of the Ara Formation may be marked by intervals up to a few meters thick of stromatolitic dolostone (...). By analogy to Miocene and modern evaporites (Schreiber and Hsü 1980) the Huqf evaporites are interpreted to have formed in a very short period (< 20 to 250 kyr; J. Amthor, personal communication 1998)“ (POPE et al. 2000, 1142).

⁷⁶ Die Formulierung ist etwas unklar; die „Periode“ bezieht sich wohl auf die Gesamtheit der Ara-Evaporite und nicht auf einzelne Evaporit-Einheiten (AE1 etc.). SCHREIBER & HSÜ (1980, 92; ihre Table 3) geben für Halit eine Sedimentationsrate von „10–100 m/1000 Jahre“ an. Ein 2000 m mächtiger Halitkörper könnte so in 20 bis 200 Tausend Jahren entstanden sein. Demnach bezieht sich die Aussage bzw. Interpretation von AMTHOR sehr wahrscheinlich auf die Gesamtheit der Ara-Evaporite.

Sedimentfolgen nicht publiziert. Die Mächtigkeiten im (Typus-) Profil Birba-1⁷⁷ betragen für Einheit A3C etwa 100, für Einheit A4E etwa 30 und für Einheit A4C etwa 40 m (AL-HUSSEINI et al. 2003, Fig. 3; etwa Tiefe 2960 bis 2790 m).⁷⁸ Für die weitere Betrachtung mag es nützlich sein, die stratigraphischen Positionen der Aschenlagen (gedanklich) auf dieses Profil zu übertragen.

Karbonate. Die Karbonateinheiten wurden bislang zusammenfassend beschrieben und interpretiert (u. a. MATTES & CONWAY MORRIS 1990⁷⁹, AMTHOR et al. 2003⁸⁰, SCHRÖDER et al. 2005, GROTZINGER & AL-RAWAHI 2014). Die Karbonatfolgen bestehen vorwiegend aus Kalksteinen, die unterschiedlich intensiv dolomitisiert sind, und Dolomitsteinen. GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014) unterscheiden hauptsächlich folgende Ablagerungen bzw. Ausbildungen (teilweise durch den Verfasser ergänzt, auch „?“).

- Laminierte Karbonate.
 - Feinlaminiert. Wechsel von hellgrauen und dunkelgrauen Mudstone⁸¹-Laminen, ≤ 1 mm dick. Flächen eben bis leicht wellig. Monotone Folgen, bis zu mehrere m mächtig. Z. T. von massivem Mudstone unterbrochen.
 - Gekräuselt-laminiert („crinkly“). Helle, organikarme Laminae im Wechsel mit dunklen, organikreichen Laminae; Laminen ≤ 5 mm dick. Irreguläre, „gekräuselte“ Laminengrenzen, insbesondere obere Grenze der hellen Laminen; Relief-bildend [?]. Laminae teilweise lateral nicht aushaltend, sich „auflösend“.
 - Pustulös-laminiert („pustular“). Wechsel von helleren und dunkleren (organikreicheren) Mudstone-Laminen, teilweise lateral nicht aushaltend; mm- bis cm-dick. Dunklere Bereiche [?] teilweise mit „Pustel“-artigen, mm- bis cm-hohen Aufwölbungen [?]; Relief-bildend [?]. Teilweise assoziiert mit gekräuselt-laminierten Karbonaten oder Thrombolithen.
- Knollige Karbonate. Hellgraue Mudstones im Wechsel mit dunkleren Mudstones; teilweise graduelle Übergänge. Helle, dominierende Mudstones eher linsig als knollig

⁷⁷ Etwa 3 km SO Birba-5 (Probe BB-5).

⁷⁸ Nach FORBES et al. (2010) gilt als aktuelles Typus- bzw. Referenzprofil Shamah-1, einige km S Birba-1. Die Auswahl eines Typus-Profiles bzw. Typus-Bohrlochs, dass alle Formationen und Einheiten an einer Lokalität aufweist, sei nicht möglich. Im Profil Shamah-1 betragen die Mächtigkeiten für A3C etwa 115, für A4E etwa 90 und A4C etwa 50 m (ihre Fig. 16.2).

⁷⁹ MATTES & CONWAY MORRIS (1990, u. a. ihre Fig. 10) interpretieren die karbonatischen Beckenablagerungen als eine laterale Folge von Milieus (Environments) vom Beckenrand (Land) zum Beckentiefen; dabei gliedern sie schematisch sechs Faziesbereiche aus: Küstenebene und flachgründige Plattform, begrenzte Plattform (lagunenartig), Bioherm- und Kanal-Barrieregürtel (Plattform-Barriere und Barriere-Einfassung), offene Plattform, Plattform/Becken-Übergang und tieferes Becken. Die sich mehrfach wiederholende Abfolge von Karbonat- und Evaporit-Einheiten wird auf tektonisch-eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt (MATTES & CONWAY MORRIS 1990, SCHRÖDER et al. 2003, 2005). Die Karbonat-Einheiten sollen sich während Perioden relativ hohen Meeresspiegelstandes, die Evaporit-Einheiten dagegen während Perioden relativ niedrigen Meeresspiegelstandes gebildet haben (MATTES & CONWAY MORRIS 1990).

⁸⁰ Nach AMTHOR et al. (2003) setzen sich die Karbonate der „offenen Plattform-Fazies“ aus Schuttkalken („Ooid-Intraklast-Grainstones“, „Onkolith-Packstones“) sowie goblaminierten Stromatolithen und Thrombolithen zusammen. In der „Plattform-Barriere- und ‚Bioherm‘-Fazies“ dagegen dominieren Gerüstkalke (thrombolithische und stromatolithische „Framestones“), die die Körperfossilien *Cloudina* und *Namacalathus* führen (mit Bezug auf Karbonateinheit A3C).

⁸¹ Klassifizierung der Kalksteine nach DUNHAM (1962) mit Ergänzungen nach EMBRY & KLOVAN (1972); s. Glossar.

ausgebildet. „Hell/Dunkel-Couplet“ 1–5 cm dick. Schichten bis zu 3–5 m mächtig.

- Massige Mudstone-Karbonate. Dünn- bis mittelbankig.
- Thrombolithe.⁸² Klumpige, sedimentäre Wachstumsstrukturen. Ihre Dimension soll von kleinen Hügeln (mounds), etwa 10 cm hoch, bis zu großen „Riff-Komplexen“, mehrere 10 m hoch, reichen; Relief-bildend [?]. Teilweise mit stromatolithischen Krusten.
- Grainstones, Packstones; auch undifferenziert Grainstone-Packstone. Körnige Karbonate (Silt- und Sandfraktion) mit Intraklasten, Ooiden oder Biogenen; teilweise schräg- und kreuzgeschichtet. Z. T. *Cloudina*-führend (bis inkl. AC3), dann in Verbindung mit Thrombolithen. Häufig Intraklast-Grainstone-Packstones mit Schichten bis 50 cm Dicke; Schichten aus Intraklast- und Ooid-Grainstone-Packstones mehrere m mächtig.
- Brekzien. Grob, mit Blöcken ≥ 20 cm. Komponenten bestehen aus Thrombolithen, Grainstone-Packstones sowie laminierten und massigen Karbonaten. Schichten mehrere m mächtig. Daneben feinkörnigere, normalgradierte (Brekzien-) Schichten.

In der Karbonateinheit AC3 treten im Harweel-Cluster südwestlich des Birba-Cluster hauptsächlich Brekzien, Grainstones und Packstones, laminierte Karbonate und Thrombolithe auf.⁸³ Die AC3-„Plattform“ des Birba-Clusters soll der des SW gelegenen Harweel-Clusters ähneln, sowohl hinsichtlich der Mächtigkeit als auch der Ausbildung der Gesteine.

GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014) interpretieren die Gesteinskörper im Rahmen ihres Modells von Fazies-Assoziationen⁸⁴: Die Ablagerungen der groben Brekzien werden auf Masseströme (bzw. Gravitationsströme), die des „feineren“ (Brekzien-) Materials auf Trübestrome zurückgeführt. Grainstones und Packstones werden als „klastische Karbonate“ bezeichnet; der „Sedimenttransport“ sei durch Wellen oder Strömungen geschehen.

Bei der Entstehung der gekräuselt- und pustulös-laminierten Karbonate sollen Mikroben

⁸² POPE et al. (2000, 1140) empfehlen die Verwendung einer nicht-genetischen Definition des Begriffs Stromatolith: „A stromatolite is ‚an attached, laminated, lithified sedimentary growth structure, accretionary away from a point or limited surface of initiation‘“ (nach SEMIKATOV et al. 1979). Desgleichen wird hier für Thrombolithe versucht. Der Primärunterschied ist – wie die Namen anzeigen – laminiert (Stromatolith) versus klumpig (Thrombolithe).

⁸³ AC3-Karbonateinheit (Harweel-Cluster SW Birba-Cluster), schematische Grobprofile nach GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014), jeweils vom Liegenden zum Hangenden (%-Wert = Anteil an der Gesamtmächtigkeit):

- Ghafeer-1 und Ghafeer-6 (Komposit, Mächtigkeit etwa 70 m; fast durchweg gekernt; u. a. ihre Fig. 17): Brekzien (ca. 9 %), gekräuselt-laminierte Karbonate (ca. 27 %) mit Einschaltung von Thrombolithen (ca. 16 %), Grainstones und Packstones (ca. 17 %) und abschließend laminierte Karbonate (ca. 29 %).
- Sarmad-2 (Mächtigkeit ca. 130 m, fast durchweg gekernt; u. a. ihre Fig. 16): Brekzien (inkl. Turbidite; ca. 40 %), gekräuselt-laminierte Karbonate (ca. 25 %), Thrombolithe (ca. 6 %), Grainstones und Packstones (ca. 15 %) mit „Einschaltung“ von gekräuselt-laminierten Karbonaten (ca. 13 %).
- Sakhiya-1 (Mächtigkeit ca. 120 m, fast durchweg gekernt; u. a. ihre Fig. 15): Brekzien (inkl. Turbidite; ca. 15 %), gekräuselt-laminierte Karbonate (ca. 19 %), Brekzien (inkl. Turbidite; 13 %), gekräuselt-laminierte Karbonate (ca. 13 %), Grainstones und Packstones (ca. 29 %), laminierte Karbonate (ca. 10 %).

⁸⁴ „Fazies-Assoziation der tiefen Rampe und des Abhangs“: feinlaminiertes Karbonat-Mudstone, massiger Karbonat-Mudstone, knolliger Karbonat-Mudstone, gekräuselt-laminiertes Karbonat-Mudstone und allodapische Brekzie. „Fazies-Assoziation der subtidalen Mikrobialithe“: pustulöse Laminite und Thrombolithe (ineinander übergehend). „Fazies der Karbonate mit klastischem Gefüge“: durchgehend verbreitet, deshalb nicht als Fazies-Assoziation ausgewiesen. „Fazies-Assoziation der begrenzten peritidalen Karbonate“: brekziöse, porige Karbonat-Mudstones, Stromatolithe, brekziöse, mikrobielle Laminite, kristallreiche Karbonat-Mudstones mit Palisadenstruktur, vadose Pisolithe, hornig-mikrobielle Laminite, brekzierte mikrobielle Laminite.

mitgewirkt haben; sie werden deshalb als Mikrobialithe bezeichnet.⁸⁵ Bei den gekräuselt-laminierten Karbonaten sei das Karbonat aus Suspension in der Wassersäule abgesetzt worden, und die aufrechten Strukturen könnten von Matten von Mikroben gebildet worden sein (hellen Laminae).⁸⁶ Dieses Mikrorelief sei dann von organischem Material planktonischer und benthischer Organismen verfüllt worden (dunkle Laminae).⁸⁷ SCHRÖDER et al. (2005) allerdings schlagen den „umgekehrten“ Prozess vor: Die dunklen, organikreichen Laminae hätten einen irregulären Top. Und dieses Relief sei durch detritische Karbonatpartikel verfüllt worden.⁸⁸ Die hierfür von SCHRÖDER et al. (2005) vorgeschlagenen Sedimentationsmodelle sind Szenarien einer „Stillwasserablagerung“: Akkumulation direkt aus Suspension in der Wassersäule und niedrig-energetische Konditionen am Meeresboden.

Thrombolithe werden von GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014) grundsätzlich als mikrobielle Wachstumsstrukturen angesehen. Die „wachstumstreibenden“ Prozesse sind aber unklar. Dies bezieht sich auch auf das Verhältnis chemischer zu biologischer Produktion, insofern ein biologischer Prozess überhaupt maßgeblich war.⁸⁹ Auch stellt sich die Frage der Autochthonie. Die mutmaßlichen „Riff-Komplexe“ lassen sich über Kernmaterial von wenigen Zentimeter Breite nur unzureichend erschließen; dies betrifft vor allem die laterale Ausbreitung, die dreidimensionale Struktur sowie das angenommene Relief, sich vom Meeresboden absetzende, mehrere Dekameter hohe Gebilde.

Insgesamt besteht die Sedimentfolge der Karbonateinheit AC3 zu einem großen Teil aus Schuttgesteinen, die rasch und möglicherweise in schneller Abfolge abgelagert wurden. Die

⁸⁵ Ein Nachweis von Mikroben ist allerdings nicht gegeben; GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014, 1469) räumen ein: „However, as is true for many inferred microbialites, this influence is difficult to conclusively demonstrate (Grotzinger and Knoll, 1999), as there are no preserved filamentous or coccoid microfossils within the laminites, or indirect features such as filament molds.”

⁸⁶ Für angenommene, tiefere Schelfbereiche gehen GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014, 1490) von der Mitwirkung chemoautotropher Bakterien aus: „As discussed early in this paper, it is possible that crinkly laminites in part represent former mats composed of chemoautotrophic bacteria rather than photosynthetic bacteria.“

⁸⁷ „The rough, crinkly, upper boundaries of the light laminae suggest the presence of microbial mats, which might have created upright structures (...)“ (GROTZINGER & AL-RAWAHI (2014, 1467). Und zu ihrer Fig. 7D (S. 1466): „Note that light laminae preferentially have flatter bases, and tops that are more irregular. Dark layers tend to fill and dampen this relief, which may reflect the development of benthic microbial mats.“

⁸⁸ „The dark laminae are characterized by small irregularities (“crinkles”; Fig. 7D). The light laminae typically fill the small depressions between the high points in the dark laminae (Fig. 7D)“ (SCHRÖDER et al. 2005, 12). Und zu ihrer Fig. 7D (S. 13): „Organic-rich laminae commonly have a flat base and an irregular top, while the relief is filled up by detrital laminae.“ Zusätzlich in Table 1 (S. 8): „Dark laminae with flat base and millimeter-scale irregularities at top, relief draped by light laminae; chips of dark laminae incorporated in light laminae.“ – Insbesondere die letzte Aussage könnte ein Hinweis auf Resedimentation sein.

⁸⁹ Hier gilt es weiter zu differenzieren; vgl. Stromatolithe: Stromatolithe mit dünnen Laminae gleicher Mächtigkeit werden als Karbonat-Evaporite interpretiert mit einem beherrschenden Wachstumsprozess einer *In-situ*-Präzipitation von Kalizumkarbonat oder möglicherweise (primär) Dolomit. Dabei können Bakterien eine katalysierende Rolle eingenommen haben: „In the examples presented here, the stromatolites with isopachous, very thin lamination textures are interpreted as carbonate evaporites, with the dominant growth process being *in situ* precipitation of calcium carbonate, or possibly primary dolomite.“ (POPE et al. 2000, 1145). Zu den präsentierten Beispielen zählen die Stromatolithe der Ara-Gruppe (S. 1141-1142, ihre Fig. 5). Und: „Although bacteria may play a role in catalyzing mineral precipitation (Buczynski and Chafetz 1991; Vasconcelos et al. 1995), it is clear in several cases that mineral precipitation did not template microbial mats and so the texture and morphology of these thinly laminated stromatolites is considered to be the result of chemical processes dominating over biological processes (Hofmann and Jackson 1987; Bartley et al. in press; Pope and Grotzinger in press; Grotzinger and Knoll 1999)“ (POPE et al. 2000, 1146).

Bildung der Thrombolithe und laminierten Karbonate ist unklar. Dies betrifft den möglichen Einfluss von Mikroben, Anreicherung bzw. Transport und Akkumulation des Sediments und schließlich die Bildungszeit. Im Lichte neuer Erkenntnisse von Laborexperimenten zum Ablagerungsmechanismus feinkörnigen Materials – auch Karbonatschlamm – (SCHIEBER et al. 2007, 2013), könnten die laminierten Sedimente möglicherweise auch durch Bodenströmungen entstanden sein; also unter höher-energetischen Bedingungen und rasch. Hier gilt es eine Neubewertung abzuwarten.

Evaporite. Die Evaporite sind im Vergleich zu den potentiellen Reservoir-Karbonaten kaum Gegenstand von Publikationen. Eine zusammenfassende Behandlung erfolgte u. a. durch MATTES & CONWAY MORRIS (1990); hier wird hauptsächlich den Beschreibungen von SCHRÖDER et al. (2003) gefolgt. Demnach sind die Evaporitfolgen der Ara-Gruppe recht einheitlich ausgebildet.⁹⁰ Sie bestehen hauptsächlich aus einem Halitkörper (untergeordnet mit Sylvit-Einschlüssen) und vergleichsweise geringmächtigen, unter- und überlagernden Anhydritkörpern. Der Anhydrit/Halit-Kontakt ist kontinuierlich. Die Halit/Anhydrit- und Anhydrit/Karbonat-Kontaktfläche kann korrosiv ausgebildet sein (z. B. Top A5E/Basis A5C, ihre Fig. 5).

Der Halit ist massig, teilweise geschichtet und führt mitunter Klusten. Er ist gewöhnlich stark rekristallisiert; dann bilden ≤ 1 cm große Kristalle ein mosaikartiges Gefüge. Der Anhydrit liegt feinkristallin, knollenartig, geschichtet (bzw. laminiert), massig oder brekziös/konglomeratisch vor. Er ist unterschiedlich stark rekristallisiert. Demzufolge liegen die Halit- und Sulfatkörper (gewöhnlich Gips) nicht mehr primär, sondern verändert vor. Das erschwert die Identifikation von Primärmerkmalen oder macht sie gänzlich unmöglich.

Einige der Gefügemerkmale der Evaporite werden von SCHRÖDER et al. (2003) als Ablagerungen in flachem Wasser, in Salinas mit einer Tiefe von < 1 – 10 (max. 20) m, oder gar als Austrocknung interpretiert. Als maßgebliche Indizien werden genannt:

- (1) Strukturen in Anhydrit, die als Trockenrisse interpretiert werden (≤ 1 cm „tief“; ihre Figs. 8A und 8B) – subaerische Exposition (Hauptindiz).
- (2) Pseudomorphosen von Anhydrit nach Selenit; Relikte (primärer) Selenit-Kristallstrukturen (ihre Figs. 5C, 7A und 7B) – Flachwasser.
- (3) Anhydrit-Brekzien bzw. -Konglomerate („rudstones“, ihre Fig. 8D) mit hauptsächlich kantigen und kantengerundeten, mitunter auch gerundeten (Kalkstein-, Dolomit-, Anhydrit-) Intraklasten (millimeter- bis zentimetergroß) – (Lösungs-) Kollapsbrekzien oder Umlagerung (Sedimenttransport) während subaerischer Exposition.
- (4) Gradueller Übergang von Anhydrit zu Halit, ohne Diskontinuität – indirektes Indiz für Flachwasser (da Anhydrit bzw. Sulfat als Flachwasser angesehen wird; Punkte (1) bis (3) oben).

Schließlich schlagen SCHRÖDER et al. (2003) für die Bildung der teilweise mächtigen Evaporit-Einheiten ein Tiefbecken/Flachwasser-Modell (deep-basin/shallow water) vor, d. h. eine Evaporit-Ablagerung in einem relativ tiefen, sich kräftig absenkenden Becken, aber unter geringer Wasserbedeckung (< 1 – 20 m) bis hin zur Austrocknung. Ihr Modell der Laugenbildung bzw.

⁹⁰ „Evaporite successions in different Ara Group sequences and at different locations were found to be very similar, although the degree of fabric preservation varies between individual wells“ (SCHRÖDER et al. 2003, 891).

Übersaturation und Präzipitation gründet auf die Barrenvorstellung von OCHSENIUS (1877) und dem gängigen Arbeitsmodell eines „marinen Evaporit-Randbeckens“ (vgl. BABEL & SCHREIBER 2014). Die steuernde Variable ist der Wasserzu- bzw. Wasserabfluss. Dabei gehen SCHRÖDER et al. (2005, 894) von einer Laugenbildung und -konzentration durch Evaporation (Verdunstung) von Meerwasser aus.⁹¹ SCHRÖDER et al. (2003) stellen keinen Bezug zu den miozänen Salzvorkommen im Untergrund des Mittelmeeres her. Rahmenbedingung und Prozess der Salzbildung werden aber ähnlich gedeutet: Tiefbecken/Flachwasser-Modell, solare Verdunstung (Evaporation), vorwiegend Salina-Ablagerungen bis hin zu einer Austrocknung.

Für die bis zu 1 km und mehr mächtigen Mittelmeer-Salzvorkommen hatten Hsü et al. (1973) das „Modell eines ausgetrockneten tiefen Beckens“ vorgeschlagen. Mehr noch: Die Gesamtheit der mit den Evaporit-Proben verbundenen Untersuchungen hätten den „zwingenden Beweis“ („conclusive evidence“) erbracht, dass ihre Ablagerung in flachem Wasser oder an der Erdoberfläche (subaerisch) erfolgt war („Salina- oder Playa-Ablagerungen“). Ihr Tiefbecken/Flachwasser-Modell war zu einem Paradigma geworden.⁹² Überprüfungen und Neubewertungen des Mittelmeer-Kernmaterials (HARDIE & LOWENSTEIN 2004, ROVERI et al. 2014b, LUGLI et al. 2015) haben – auf Basis moderner sedimentologischer und petrographischer Analyse – keine Indizien für Flachwasserablagerungen oder für Austrocknung erbracht; vielmehr gäbe es Indizien für eine Ablagerung in tieferem Wasser.⁹³

In diesem Zusammenhang gilt es auch die mutmaßlichen Flachwasser-Indizien von SCHRÖDER et al. (2003) zu hinterfragen: Insbesondere die Interpretation der vertikalen Strukturen als Trockenrisse, Punkt (1), ist nicht begründet und zweifelhaft. Die Punkte (2)⁹⁴ und (3)⁹⁵ sind indifferent; sie sind einer Wassertiefe bzw. einer subaerischen Exposition nicht eindeutig zuordenbar. Diese „Indizien“ sind aber, wie auch Punkt (4), mittelbar bzw. unmittelbar mit dem Hauptindiz „Trockenrisse“ verknüpft worden; diese Stütze ist aber keineswegs gegeben.

Es gibt zwar zahlreiche Laboratoriumsbefunde und Naturbeobachtungen kleinskaliger Evaporit-Vorkommen, nirgendwo auf der Erde aber sind heute die Voraussetzungen bzw. Bedingungen für die Bildung großskaliger⁹⁶ Evaporit-Vorkommen wie das der Mittelmeer-Becken oder der Oman-Becken (möglicherweise nur als Teilbecken eines noch größeren Beckens) erfüllt.⁹⁷ Für eine großskalige Halit-Produktion und -sedimentation ist vielmehr anzunehmen, dass die (hochkonzentrierten) Salzwasser nicht primär aus Meerwasser (Mutter-Salzsole)

⁹¹ Das Vorkommen von Sylvit allerdings könne – sofern es nicht diagenetischer Natur ist – nicht-marines Wasser oder marines Wasser mit einer zu heute unterschiedlichen geochemischen Zusammensetzung andeuten. Möglich ist auch, dass die Laugen nicht durch Evaporation, sondern durch unmittelbare oder mittelbare Laugenzuflüsse (bzw. konzentrierte Wasser) entstanden.

⁹² „In the following years, their *shallow-water deep-basin* (SWDB) model became the paradigm (Roveri and Manzi, 2006) for the Messinian salinity crisis (...)“ (ROVERI et al. 2014b, 751).

⁹³ Z. B. ROVERI et al. (2014b, 751): „Our findings support a deep-water deep-basin model (...)“

⁹⁴ Die Bildungstiefe solcher Selenitkristalle ist umstritten.

⁹⁵ Erosion und Umlagerung müssen nicht notwendigerweise subaerisch geschehen; dies kann auch subaquatisch geschehen.

⁹⁶ Sog. „salt giants“, Salzgiganten. RYAN (2009, 95) zufolge beträgt das Volumen des mittelmeerischen Salzgiganten > 1 Million km³.

⁹⁷ Zum Verständnis der Umwelt und der Sedimentationsprozesse der meisten Evaporite, die geologisch überliefert sind (dies gilt auch für die Ara-Evaporitkörper), gibt es kein modernes Analogon: „Unfortunately, due to the lack of modern analogs for most evaporites found in the geological record, (...)“ (ROVERI et al. 2014).

gebildet wurden, sondern von anderen Quellen herrührten. Rahmenbedingung und Prozess wären demnach grundsätzlich andere: nicht Entzug von Wasser (Evaporation), sondern Zufuhr von teilweise hochkonzentrierten Salzwasser (Salzsolen) und Präzipitation.

Für die Ara-Evaporite im Südoman nehmen MATTES & CONWAY MORRIS (1990, 630) an, dass meteorische, hydrothermale und vulkanogene Wasser signifikant zu einer Salzsole beigetragen haben können; zumal das Ablagerungsbecken durch Störungssysteme begrenzt war.⁹⁸ HOVLAND et al. (2006) legen dar – am Beispiel des Roten Meeres –, wie sich signifikante Halit-Anreicherungen unter hydrothermalen Bedingungen haben bilden können.

Eine hohe Produktionsrate bedingt auch eine rasche Sedimentation. Dabei können Evaporit-Mineralen oder -Aggregate ebenso transportiert, umgelagert und akkumuliert werden wie andere Bestandteile, die Ton- und Kalksteine, aber auch Silt- und Sandsteine aufbauen. Der Transport kann über Trübe- (Dichte-) und Masseströme (bzw. Gravitationsströme) oder in Suspension erfolgen. Nach HOVLAND et al. (2006) ist eine relative rasche Sedimentation günstig; das würde das Salz vor einer Wiederauflösung schützen.⁹⁹

Für die bis 1000 m mächtige Mittelmeer-„Halit-Einheit“¹⁰⁰ werden Bildungszeiten mit einer Minimum-Dauer von weniger als 10.000 Jahren¹⁰¹ diskutiert (CIESM 2008, 20). Wird die Sedimentationsrate von „10–100 m/1000 Jahre“ (SCHREIBER & HSÜ 1980, 92; s. o.) auf die etwa 30 m mächtige und primär Halit-führende Evaporiteinheit A4E angewendet, ergibt sich eine Bildungszeit von etwa 300 bis 3000 Jahren. Die Raten von „10–100 m/1000 Jahre“ für Halit und „1–40 m/1000 Jahre“ für Sulfate (gewöhnlich Gips) beziehen sich allerdings auf ein subaquatisches (nicht-marines), solargesteuertes Milieu („solar pond“, also Evaporation).¹⁰²

Alternativ mögen in einem Szenario „externer Zufuhr“ und unter der Annahme einer hohen primären Produktionsrate durchschnittliche Halit-Sedimentakkumulationsraten in der Größenordnung von Zentimetern pro Stunde erreicht worden sein, vergleichbar mit

⁹⁸ „In order for very thick evaporites to accumulate, however, some influx of water to the basin must be maintained (Schreiber 1981; Schreiber et al. 1976; Hardie 1984). In most large evaporite deposits the source of this influx was probably a restricted supply of seawater. Meteoric, hydrothermal and volcanogenic waters may also contribute significantly to an evaporitic brine, however, particularly in fault-bounded basins such as the Ara/Hormuz system. Consequently, in most ‚marine‘ evaporite deposits, the various proportions of carbonates, sulphates, halite and potassium salts vary greatly from theoretical values derived from the simple evaporation of seawater“ (MATTES & CONWAY MORRIS 1990, 630).

⁹⁹ „For salts produced in sub-marine settings, a relatively rapid sedimentation is favourable for protecting the salt from re-dissolution. Such environments are e.g. narrow and constricted rift basins“ (HOVLAND et al. 2006, 867).

¹⁰⁰ Hier als stratigraphische Einheit. Siehe u. a. CIESM (2008), ROVERI et al. (2014a) und KOTULLA (2017, Tab. 1).

¹⁰¹ Die Halit-führenden Sedimentkörper auf Sizilien erreichen Mächtigkeiten von bis zu 1000 m (CIESM 2008). Im Halitkörper von Realmonte (Südsizilien) haben MANZI et al. (2012) in einem Abschnitt mit einer zyklischen Folge 120 Zyklen vermessen (Ø Dicke 15 cm). Unter der Annahme, dass es sich um Jahresschichtung (Warvirung) handelt und eine Extrapolation auf den gesamten Halit-führenden Körper von 400 m zulässig ist, ermitteln sie überschlägig rund 2500 Zyklen (-Einheiten) – entsprechend rund 2500 [Warven-] Jahre. Die Sedimentationsrate von 15 cm/[Warven-] Jahr sei vergleichbar mit Raten, die SCHREIBER & HSÜ (1980, 93) für moderne Salinas (s. o.) errechnet hatten – 10 cm/Jahr. Bereits in CIESM (2008, 20) ist aufgrund dieser mutmaßlichen (zuvor bekannten) Rate gefolgert worden, dass daraus eine Minimum-Dauer von weniger als 10.000 Jahren für die gesamte „Halit-Einheit“ geschätzt werden könnte – ein unter diesen Bedingungen sich „sehr schnell“ akkumulierendes Salz“. Diese Minimum-Dauer basiert allerdings auf der Annahme einer jahreszeitlichen Steuerung, die von den Autoren nicht verifiziert werden kann.

¹⁰² Hierbei soll es sich um „beobachtete Ablagerungsraten“ handeln (SCHREIBER & HSÜ 1980, 92); in irgendeinerweise muss aber eine Extrapolation vorliegen.

Schneeakkumulationen extrem starker und anhaltender Schneefallereignisse. Insofern ist die Minimum-Dauer von (rechnerisch) etwa 300 Jahren kein (realer) Schwellenwert. Die reine Bildungs- bzw. Sedimentationsdauer der ca. 30 m mächtigen Evaporit-Einheit A4E der Ara-Gruppe (die Sulfate eingeschlossen) kann um Größenordnungen niedriger gewesen sein.

Es liegen auch keine Hinweise für signifikante, langanhaltende Sedimentationsunterbrechungen vor. Die oben erwähnten diskontinuierlichen Anhydrit-Kontaktflächen können durch Aufösung entstanden sein – postsedimentär, diagenetisch oder postdiagenetisch.

Fazit

BOWRING et al. (2007, 1097) liefern für Bentonite der Ara-Gruppe (Oman) nahe der Ediacarium/Kambrium-Grenze neue bzw. aktualisierte, „hoch-präzise“ U-Pb-Alter (jeweils gewichtetes Mittel ohne 2σ -Spannen): 542,90, 542,33 und 541,00 Millionen [radiometrische] Jahre. Demnach kann für die Ablagerung der Karbonateinheit A3C (ca. 100 m mächtig) eine Dauer von etwa 0,6 Millionen [radiometrische] Jahre und für die Ablagerung der Evaporiteinheit A4E (ca. 30 m mächtig) eine Dauer von etwa 1,3 Millionen [radiometrische] Jahre abgeleitet werden (auf Basis der Mittelwerte).

Große Anteile der Karbonateinheit A3C bestehen aus Ereignislagen, aus rasch abgelagertem Material unterschiedlicher Korngröße. Die Schüttungen repräsentieren möglicherweise Ereignisse in der Größenordnung von Minuten, Stunden oder Tagen. Wird von einer schnellen Abfolge der Ereignisse ausgegangen – Indizien für größere Sedimentationsunterbrechungen liegen nicht vor –, kann auch die gesamte Abfolge in sehr kurzer Zeit entstanden sein. Diese kurze Bildungszeit passt nicht zu der vorgeschlagenen Bildungszeit von 0,6 Millionen Jahren (implizit: Isotopenjahre = Realjahre). Die Entstehung und Bildungszeit der lokal auftretenden Thrombolithe allerdings ist unklar.

Unter der Annahme eines solargesteuerten Konzentrationsprozesses (primär Evaporation) und hierfür vorgegebener Ablagerungsraten könnte sich die etwa 30 m mächtige Evaporit-Einheit A4E in 300 (bzw. bis 3000) Jahren gebildet haben. Solargesteuerte Prozesse kommen für die Bildung von Mega-Salzlagerstätten allerdings kaum in Frage. Wird, wie hier vom Verfasser vorgeschlagen, die Magnitude durch Zuführung von Konzentrationen (z. B. hydrothermal) und Präzipitation gesteuert und werden anhaltende, hochproduktive Phasen angenommen, so wird die Sedimentakkumulationsrate um Größenordnungen höher und die Bildungszeit um Größenordnungen niedriger ausfallen – vielleicht 0,3 oder 3 Jahre. Weder diese Bildungszeiten noch eine Bildungszeit von 300 (bzw. bis 3000) Jahren passen zu der vorgeschlagenen Dauer von 1,3 Millionen Jahren (implizit: Isotopenjahre = Realjahre).¹⁰³

¹⁰³ FORBES et al. (2010, 275) zufolge begann die Sedimentation der Ara-Gruppe (Zyklen-Einheiten A0 bis A4; Birba-Formation) mit der raschen Ablagerung der Karbonate und Evaporite der Birba-Formation.¹⁰³ Allerdings konkretisieren sie „rasch“ nicht: „Ara sedimentation started with the rapid deposition of the carbonates and evaporites of the Birba Formation, already differentiated in both shallow shelf and deeper-basin facies. Deposition was associated with marked volcanic activity“.

Anmerkung zur Ediacarium/Kambrium-Grenze

Im Rahmen der Eichung der Internationalen Chronographischen Tabelle mit dem radiometrisch begründeten GTS2012-Altersmodell wird das Isotopenalter der BB-5-Aschenlage – gerundet 541 Millionen [radiometrische] Jahre – der Basis des Kambriums und damit der Basis des Paläozoikums und Phanerozoikums zugewiesen (s. Abb. 1).¹⁰⁴ LANDING, GEYER et al. (2016) erachten die Verwendung dieses Alters als „unglücklich“; denn eine biostratigraphische Korrelation sei nicht gegeben (vgl. auch GEYER 2015¹⁰⁵).

6.2 Bentonite der Comley-Schichten (England), Kambrium

Übersicht

Die Comley-Schichten in Shropshire (England; geographisch: Welsh Borderland, walisisches Grenzland), die dem kambrischen System zugeordnet werden, sind von kleineren Aufschlüssen bekannt, die verstreut entlang einer Störungszone (Church Stretton Fault Zone) liegen. Diese Störungszone kann als Teil eines Störungskomplexes aufgefasst werden (Welsh Borderland Fault Complex), einem Lineament, das leicht S-förmig von NO (Shropshire) nach SW (Pembrokeshire, Wales) verläuft. Diese „Linie“ bildet grob die Grenze zwischen zwei ausgewiesenen, großräumigen Sedimentakkumulationsbecken (BRENCHLEY et al. 2006): Die Midland-Plattform im SO, deren NW-Rand das heutige Welsh Borderland bildet, und das NW anschließende, (relativ) tiefere walisische (Trog-) Becken. Während die gesamte kambrische Abfolge im walisischen Becken z. T. über 3000 m mächtig ist (N-Wales), erreicht sie im Welsh Borderland nicht mehr als 400-500 m (TOGHILL 2000, 41). Die (Plattform-) Sedimentation von hauptsächlich Flachwasser-Sanden (Comley-Schichten) muss unter dem Einfluss dynamischer Krustenbewegungen erfolgt sein, insbesondere während aktiver Phasen des Church-Stretton Störungssystems (vgl. BRENCHLEY et al. 2006, 39). In der Schichtenfolge sind zwei vulkanische Aschenlagen (Bentonite) überliefert.

Titel (Hauptbezug)

HARVEY et al. (2011): A refined chronology for the Cambrian succession of southern Britain. [*Eine verfeinerte Chronologie für die kambrische Abfolge von Süd-Großbritannien*].

¹⁰⁴ Die Gültigkeit einer Zuweisung der negativen Kohlenstoffisotopen-Exkursion zur Ediacarium/Kambrium-Grenze allerdings ist unklar. So heißt es bei PENG et al. (2012, 474): „If we accept the peak of the negative carbon isotope excursion as coinciding with the Ediacarian/Cambrian boundary, then the Oman sequence suggests an age of at least 541 Ma for the base of the Cambrian.“ Und: „Pending further information, we regard 541,0 ± 0,63 Ma to be the maximum age of the Ediacarian/Cambrian boundary and for the base of the Paleozoic and Phanerozoic.“

¹⁰⁵ „Key areas for demonstrating particular problems of the Ediacaran Cambrian boundary include Namibia, where the transition of Ediacaran- and Cambrian-type fossils can be studied. A radiometric dating from the Ediacaran Cambrian boundary interval in Oman, however, generally adopted for the boundary on a global scale, is of little use; its proposal disregards basic of biostratigraphy“ (GEYER 2015, 129).

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die Comley-Schichten bei Comley (Shropshire) bestehen vom Liegenden zum Hangenden aus einer Folge von Sandsteinen (Lower Comley Sandstone, 150 m), Kalksteinen (Comley Limestones, < 2 m) und wiederum Sandsteinen (Upper Comley Sandstone, bis zu 200 m); die Gliederung (u. a. Indexierung Ab1 und folgende) geht auf COBBOLD (1921) zurück (s. Tab. 4). Die Comley Limestones enthalten reiche (Sedimentations-) Vergesellschaftungen kleinschaliger Fossilien¹⁰⁶ und Trilobiten. Die Comley-Schichten werden dem Unter- und Mittelkambrium (COBBOLD 1921, RUSHTON 1974¹⁰⁷, LANDING 1996) zugeordnet, nach dem neuen viergliedrigen kambrischen Schemata der Terreneuvium-Serie (Serie 1; Stufe 2, oberer Teil) sowie den Serien 2 und 3 (s. RUSHTON 2011, 4; HARVEY et al. 2011). Zwischen einzelnen Schichteinheiten werden zum Teil signifikante Lücken angenommen. Im „mittleren“ Teil der Sedimentfolge sind zwei Aschenlagen eingeschaltet.

Zur Profilaufnahme und Probenentnahme wurde ein kleiner, wenige (?) Meter langer Schurf angelegt (200 m S Comley Quarry). Die Kalkstein-Abfolge (Ac2 bis Ad) misst dort etwa 80 cm, die Einheit Ac3 fehlt (vgl. Tab. 4).

- (A) Oberer Bentonit (Comley ub, upper bentonite). In Einheit Ba1, basaler Bereich; bis zu 10 cm dick, „aber diskontinuierlich“ (hierzu keine weitere Beschreibung).
- (B) Unterer Bentonit (Comley lb, lower bentonite). In Einheit Ac1, wenige cm unterhalb Top; bis zu 10 cm dick, „aber diskontinuierlich“ (hierzu keine weitere Beschreibung).

Demzufolge beträgt der Abstand zwischen den beiden Bentoniten etwa 1 m (HARVEY et al. 2011, Fig. 4a).

Methodik

Beprobung. Ca. 2 kg Material von jedem Bentonithorizont.

Zirkoncharakteristik. Generell kleine, scharfkantige Individuen < 50 µm (Comley lb bemerkenswert kleinere), teilweise mit Schmelzinklusionen; Längen-/Breitenverhältnis etwa 3 bis 7.

Zirkonauswahl/Präparation. Keine Angabe.

Verfahren/Analyse. Analyse von Einzelkörnern oder Fragmenten (zusammenfassend als Fraktion bezeichnet); chemische Abrasion (modifizierte Version der Technik von MATTINSON 2005); Vorbehandlung, Auflösung und Anionenaustauschchemie wie BOWRING et al. (2007); CA-ID-TIMS.

Labor. NERC bzw. NIGL, Nottingham, UK.

Altersinterpretation (geologisch)

Alter des Gesteins.

¹⁰⁶ Direkte Übersetzung von „small shelly fossils“ (SSF); im Weiteren auch für „skeletttragende Mehrzeller“ verwendet, insbesondere auch interpretativ (vgl. ELICKI & BREITKREUZ 2016, 59): „Die ältesten komplexeren, skeletttragenden Mehrzeller fasst man formal als (...)“.

¹⁰⁷ Die (lokalen) britischen Bezeichnungen für die stratigraphische Serienfolge Unter-, Mittel- und Oberkambrium sind Comley, St. David's und Merioneth (nach COWIE et al. 1972; vgl. auch KRÖMMELBEIN 1976, Übersicht 2). Mit Einführung des viergliedrigen Schemas ist die Comley-Serie durch eine untere Placentia-Serie und eine obere Branch-Serie ersetzt worden (LANDING 1996; BRENCHLEY et al. 2006, 31).

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Keine Angabe.

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Kambrium (S. 1074-1075): Nr. C6 und C9 (England, HARVEY et al. 2011); s. Tab. 5.

| Name | Einheit | Dicke [m] | Kurzbeschreibung ("generelle lithologische Charakteristika") |
|------------------------|---------------------|--|---|
| Upper Comley Sandstone | Bb ₂ -Bc | >100 | 5 Einheiten: Schiefertone und Sandsteine [hier nicht weiter beschrieben]. |
| | Bb ₁ | 1,5 -11,5 | "Grobe konglomeratische Kiessandsteine und Brekzien mit Fragmenten von Ac ₂ und Ac ₁ unten." Fossilführend. |
| | | | "Schichtlücke, mit Übergreif auf alle Schichten von Ab ₄ bis Ba ₃ "; Bb ₁ teilweise auflagernd auf Schichten der Einheiten Ab ₄ bis Ba ₃ ; unterlagernde Einheiten erodiert bzw. konkordanter Übergang. |
| | Ba ₃ | 1,2+ | "Phosphatische, kiesige, plattige Sandsteine." Einheit Ba ₃ bildet Dach der Einheit Ba ₂ . Fossilführend. |
| | Ba ₂ | 91,5 | "Feine blaue und braune Schiefertone, mit Bändern oder Schichten von hartem hallendem[?] Kiessandstein." Fossilführend. <i>Paradoxides-groomi</i> Grits: |
| Ba ₁ | 7,6 | "Harter, hallender[?], glaukonitischer Kiessandstein mit Konglomerat und dünner phosphatischer Ablagerung an der Basis." Stellenweise enthält das Konglomerat Komponenten (eckige Blöcke mit abgerundeten Kanten) der Einheiten Ab sowie Ac und Ad. Nach oben übergehend in Einheit Ba ₂ . Fossilführend. | |
| | | | "Unkonformität, mit Abtragung bis in Schichteinheit Ab ₄ hinein" (geschätzt bis ≤ 30 m); auch bei augenscheinlich konkordanten Kontakt als Unkonformität interpretiert (Hauptargument: gattungsmäßig distinkte Fauna). |
| Comley Limestones | Ad | 0,15 | <i>Lapworthella</i> Limestone: "Kalkiges und phosphatisches, granulares Material." Lokal auskeilend; fossilführend. |
| | Ac ₅ | 0,15 | <i>Protolenus</i> Limestone: "Schwarzer bis blaßgrauer, kompakter, phosphatischer Kalkstein." Fossilreich. |
| | Ac ₄ | 0,23 | <i>Strenuella</i> Limestone: "Grauer bis purpurroter, kiesiger Kalkstein, mit phosphatischen Einschlüssen." Fossilreich. |
| | Ac ₃ | 0,53 | <i>Microdiscus-bellimarginatus</i> Limestone: "Grauer und pinkgrauer Kalkstein, mit stellenweise viel Phosphat." Fossilführend. |
| | Ac ₂ | 0,76 | <i>Olenellus</i> Limestone [nun Red <i>Callavia</i> Sandstone]: "Roter oder purpurfarbener sandiger Kalkstein, knollig." Fossilführend. |
| Lower Comley Sandstone | Ac ₁ | | <i>Callavia</i> Sandstone [nun Green <i>Callavia</i> Sandstone]: "Heller, grüner Sandstein." Ac ₁ und Ac ₂ unterschieden sich in ihren Faunenvergesellschaftungen nicht; deshalb überlegte Cobbold (1927) die Gliederung wieder aufzuheben. Fossilführend. |
| | Ab ₄ | 140 | "Grüner Sandstein, mit knolligen, kalkigen Schichten [Zwischenlagen]." Mächtigkeit >15 m; keine Fossilien. |
| | Ab ₃ | (Schätzung für Ab ₂ bis Ac ₁) | "Grüner und rötlicher Sandstein mit einigen plattigen Lagen." Erstes Vorkommen von Trilobiten; Gattung <i>Holmia</i> . |
| | Ab ₂ | | "Toniger Sandstein mit einigen plattigen Lagen." Kein durchgehendes (vollständiges) Profil für die Abfolge Ab ₂ bis Ac ₁ . Spurenfossilien. |
| | Ab ₁ | 8,2 | "Grünlichgrauer Sandstein und gesprengelte, konglomeratische Lagen an der Basis." Erstes Vorkommen von Brachiopoden, u. a. <i>Obollega groomi</i> . |
| WQ | Aa | 6,7 (+ 15-30?) | Wrekin-Quarzit (WQ). "Gelblicher, sandiger Quarzit, nach unten in einen blauen, kompakten Quarzit übergehend, der an der Basis konglomeratisch wird." Nach oben graduell in Ab ₁ übergehend. Keine Fossilien. |
| | | | Unkonformität; "Torridonian(?)"-Sandsteine oder "Uriconian"-Intrusiva überlagernd. |

Tab. 4 Comley-Schichten (Shropshire, England), Kambrium.

Stratigraphie der Comley-Schichten nach COBBOLD (1921): Die Beschreibungen in Anführungszeichen entsprechen der Originalbeschreibung (seine Table I, in Übersetzung), teilweise ergänzt durch Angaben aus COBBOLD (1927). A-Einheiten, Unterkambrium; B-Einheiten, Mittelkambrium. Die Schichtenfolge bei Comley ist durch Verwerfungen teilweise stark gestört; mitunter variiert die Ausbildung auf kleinem Raum. Diskussion siehe Textteil. Gliederung der ersten Spalte (Name) nach HARVEY et al. (2011), s. Abb. 19.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren (in Teilen)

HARVEY et al. (2011) melden für zwei erstmalig als Bentonite identifizierte Tonlagen der Comley-Schichten $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonalter von $514,45 \pm 0,36$ und $509,10 \pm 0,22$ Millionen [radiometrischen] Jahren. Mit diesen Alterswerten (fein-) kalibrieren sie die „frühe metazoische Evolution“ sowie die kambrischen Stufengrenzen Stufe 3/Stufe 4 und Stufe 4/Stufe 5.¹⁰⁸

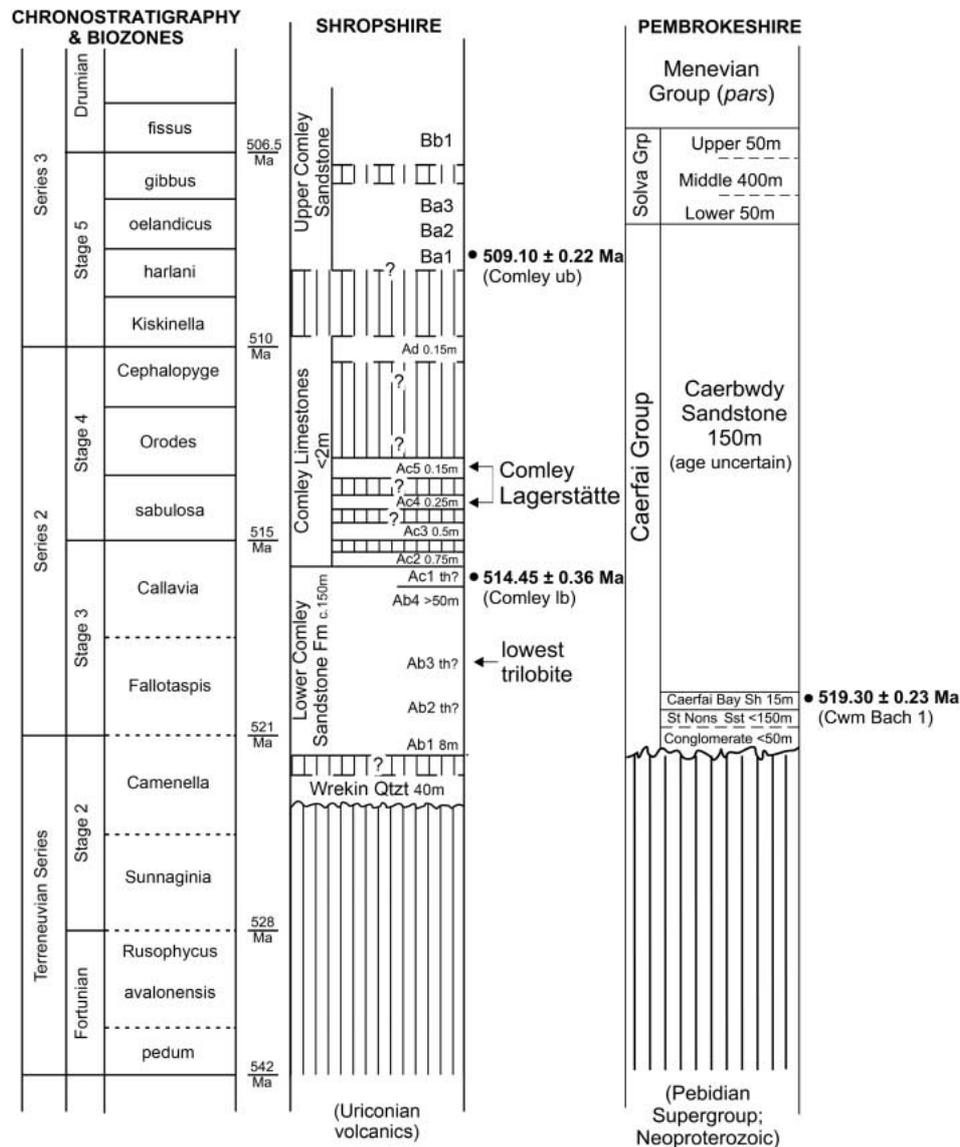


Abb. 19 Comley-Schichten (UK), lokale Stratigraphie und globale Chronostratigraphie.

Zuordnung der Comley-Schichten in Shropshire (mittlere Säule) zur globalen chronostratigraphischen Tabelle (Kambrium-System, Serie 1 bis 3) mit ausgewiesenen (vorwiegend regionalen) Biozonen und zugewiesenen numerischen Alter des vorherrschenden Altersmodells in Millionen [radiometrischen] Jahren (linke Säule). Zur stratigraphischen Position der Bentonite, Ac1 und Ba1, sind die ermittelten U-Pb-Alter vermerkt (schwarzer Kreis). Beschreibung der Schichteinheiten siehe Tab. 4; Vertikalschraffur: angenommene Schichtlücken. Die rechte Säule (Pembrokeshire) wird hier nicht diskutiert. Korrelation nach RUSHTON et al. (2011), Mächtigkeiten nach RUSHTON et al. (1999), weitere Referenzen siehe dort. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 3 aus HARVEY et al. (2011); mit freundlicher Genehmigung des *Journal of the Geological Society*, London („fair use“ policy).

¹⁰⁸ HARVEY (2011, 705): „Continuing fieldwork is identifying additional ashbeds dating from the earlier part of the Cambrian.“ Und zuvor im Abstract: „(...) a calibration of early metazoan evolution by directly constraining the age of the intervening Comley Limestones (...)“.

| Pos. | Bentonit- probe; Lokalität | Lithostratigra- phische Einheit | Dicke [cm] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewichtetes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 σ |
|------|----------------------------------|--|---------------|---|--|--|----------|
| 1 | Comley ub | Ba ₁ : basaler Bereich | ≤ 10 | 507,70-509,99; ca. 530 | 7 von 8 | 509,10 | 0,22 |
| 2 | Comley lb | Ac ₁ : wenige cm unterhalb Top | ≤ 10 | 513,58-515,12; ca. 517, 550-553 (4), 607 | 2 von 8 | 514,45 | 0,36 |

Tab. 5 Bentonithorizonte der Comley-Schichten, U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach HARVEY et al. (2011). Die ausgewiesene 2σ-Unsicherheit (letzte Spalte) bezieht sich auf den analytischen Teil ohne Tracer. Der Abstand der Bentonitproben zueinander beträgt im Schurf (200 m S Comley Quarry) etwa 1 m. HARVEY et al. (2011, 709) schreiben von insgesamt 6 analysierten Fraktionen (Einzelkörner oder Fragmente) für Probe Comley ub und 7 analysierten Fraktionen für Probe Comley lb. In ihrer Table 1 aber werden jeweils 8 Fraktionen/Analysen (z1-z8) ausgewiesen; hierauf bezieht sich diese Tabelle. Diskussion siehe Textteil.

Diskussion

Die von HARVEY et al. (2011) ausgewiesenen ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der zwei Aschenlagen sind stratigraphisch konsistent und deutlich unterscheidbar (Tab. 5, Abb. 19): Die Mittelwerte liegen 5,35 Millionen [radiometrische] Jahre auseinander und die jeweilige analytische Unsicherheit beträgt unter 0,1 %. Im Vergleich zur offensichtlich homogenen Zirkonpopulation des oberen Bentonits (Pos. 1, Tab. 5) erscheint die Zirkonpopulation des unteren Bentonits (Pos. 2, Tab. 5) heterogen. Bei letzterem streuen die Alterswerte von 514, über 517 und 550–553 (50 % der Individuen) bis 607 Millionen [radiometrische] Jahre. Die vermeintlich „ältere Komponente“ wird mit Ererbung und/oder Aufnahme von Xenokristen¹⁰⁹ während der Sedimentation erklärt; diese Interpretation aber wird nicht überprüft. Zur Bestimmung des Isotopenalters des unteren Bentonits entscheiden sich die Autoren für die nominal ermittelten Werte der zwei jüngsten, „konkordanten“ Zirkonindividuen (ihre 2σ-Unsicherheiten überlappen) – im Mittel 514,45 ± 0,36 Millionen [radiometrische] Jahre –, statt für sie einen Pb-Verlust anzunehmen.^{110,111} Wenn aber für Zirkonkörner des unteren Bentonits ein Pb-Verlust im Raume steht, so kann dies auch grundsätzlich für Zirkonkörner den oberen Bentonits gelten.

Die radiometrischen Alter passen nicht nur in das etablierte geochronologische Altersmodell, sie fügen sich bemerkenswert passgenau in ihre Feinkalibrierung ein.¹¹² Schließlich sind die Ergebnisse von HARVEY et al. (2011) zur Serien- und Stufenkalibrierung der GTS2012 verwendet worden (PENG et al. 2012, 477).¹¹³ Demnach wird der Basis der kambrischen Serie 3

¹⁰⁹ Fremdmineral; hier: entstammt mutmaßlich nicht derselben magmatischen Schmelze.

¹¹⁰ In beiden Fällen – wie die Ausschlüsse erklärt werden und welche Überlegungen zur Bestimmung des Isotopenalters geführt haben – handelt es sich um Interpretationen der Autoren. Sie verwenden dezidiert mehrmals die Phrase „is interpreted as reflecting“ (HARVEY et al. 2011, 709), siehe auch Fußnote 111.

¹¹¹ „Based upon the concordance of these two analyses and their overlapping uncertainties, they are interpreted as reflecting the age of the rock rather than Pb loss and suggest an age of 514.5 Ma for this level“ (HARVEY et al. 2011, 709). – Ein (theoretischer) Pb-Verlust würde das U-Pb-Alter unbestimmt erhöhen.

¹¹² „These new high-precision dates are consistent with current estimates and time scales (PENG et al. 2008), and with their robust biostratigraphic context provide more accurate constraints for key horizons“ (HARVEY et al. 2011, 715).

¹¹³ Versuche einer (radiometrischen) Altersbestimmung kambrischer Gesteinskörper in Zentraleuropa schienen bisher „problematisch“; so GEYER et al. (2008, 192): „Radiometric age determinations for the Cambrian have

(bzw. Stufe 5), vormals etwa gleichbedeutend mit der traditionellen Unterkambrium/Mittelkambrium-Grenze, ein $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von gerundet 509 Millionen [radiometrischen] Jahren zugewiesen (zuvor 510, GTS2008; vgl. auch Abb. 19). Und der Basis der kambrischen Stufe 4 (Serie 2) wird ein $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von gerundet 514 Millionen [radiometrischen] Jahren zugewiesen (zuvor extrapoliert 515, GTS2008; vgl. auch Abb. 19). Insofern handelt es sich nur um geringfügige Verschiebungen. Die stratigraphischen Niveaus der Bentonithorizonte werden über regional-globale Ketten-Korrelationen „abgestimmt“¹¹⁴; die Kalkstein-Einheiten Ac3 bis Ad dazwischen werden „ungefähr“ eingehängt.¹¹⁵ Hier zeigt sich, dass ein erheblicher Interpretationsspielraum vorhanden ist. Diese Korrelationen müssen nicht valide sein; das definierte, erste Auftreten eines Fossils (first appearance datum, FAD; deskriptiv: erstmalige stratigraphische Überlieferung) im Kambrium wird von einigen Autoren grundsätzlich als diachron aufgefasst.¹¹⁶

HARVEY et al. (2011) teilen nicht mit, ob in dem entsprechenden stratigraphischen Niveau an weiteren Lokalitäten der Region¹¹⁷ ebenfalls Bentonithorizonte vorkommen. Insofern ist offen, ob zukünftig Tephrostratigraphie angewendet werden könnte und damit möglicherweise weitere Erkenntnisse zur Abfolge und Korrelation der Bentonit-begleitenden bzw. Bentonit-umschließenden Gesteinseinheiten, insbesondere den Comley-Kalksteinen, gewonnen

suffered from severe methodological problems. Datings of pre-Middle-Ordovician rocks up to c. 1990 and Rb-Sr ages, in particular, are generally not consistent and often distinctly too high. Recent datings appear to identify, more reliably, Cambrian fractions with metamorphic suites. Table 4.1 records selected data with the most valuable information for distinct regions under discussion. Most of the datings has been on zircons from boulders and tuffs and often refers to a maximum age.“ – Table 4.1 mit ausgewählten Bestimmungen listet nur einen Tuff. Mittlerweile sind weitere Vorkommen bekannt, neben HARVEY et al. (2011) LANDING, GEYER et al. (2015): U-Pb-Altersbestimmung eines vulkanischen Tuffs der Triebenreuth-Formation (Frankenwald, Deutschland; traditionelles Mittelkambrium).

¹¹⁴ „Through a chain of correlation, especially trilobite biostratigraphy (...)“ (HARVEY et al. 2011, 715). – Zur stratigraphischen Position des oberen Bentonits (Basis Ba1): Zu den ersten Trilobiten, die im Upper-Comley-Sandstein vorkommen, gehören u. a. die lokalen Arten *Baillia longifrons*, *Kootenia lakei* sowie *Paradoxides groomi*. FLETCHER (2006, 65) synonymisiert *Paradoxides groomi* mit *Paradoxides harlani*, eine Art, die in Neufundland der *harlani*-Trilobitenzone zugewiesen wird (Serie 3, Stufe 5). Diese „kanadische“ Zone wiederum wird korreliert mit der südchinesischen *Oryctocephalus-indicus*-Trilobitenzone (PENG et al. 2012, 477). Zur stratigraphischen Position des unteren Bentonits (Top Ac1): Die Ketten-Korrelation ist im Vergleich zu oben noch komplexer. PENG et al. (2012, 477) verkürzen, indem sie schreiben, dass die Aschenlage in der *Callavia*-Trilobitenzone liege, die HARVEY et al. (2011) mit Stufe 3 (Serie 2) des Kambriums korrelierten.

¹¹⁵ „In contrast, the succeeding *Bellimarginatus* (Ac3) and *Strenuella* (Ac4) limestones can be correlated approximately to the *sabulosa* trilobite Biozone of Fletcher (2006, p. 42). (...) The topmost unit of the Comley Limestones, the *Lapworthella* Limestone (Ad), oversteps the underlying carbonate units and is of uncertain early to middle Cambrian age (Brenchley et al. 2007). We suggest that it lies at or near the Series 2-Series 3 boundary of the Cambrian (Figs 1 and 3)“ (HARVEY et al. 2011, 711-712). Siehe auch RUSHTON & MOLYNEUX (2011, 7): „In Stage 4, equivalents of Fletcher’s (2006) zones of *Strenuella sabulosa*, *Orodes* and *Cephalopyge* can be recognized locally (Fig. 12).“ – Vgl. Abb. 19.

¹¹⁶ „FADs are diachronous – they reflect species’ evolutionary history, dispersal, biofacies, preservation, collection, and taxonomy. The Cambrian Evolutionary Radiation is characterized by diachronous FADs, biofacies controls, and provincialism of taxa and ecological communities that confound a stable Lower Cambrian chronostratigraphy“ (LANDING et al. 2013). – Die Korrelation bzw. das (biostratigraphische) Korrelationspotenzial steht hier im Vordergrund; die Diskussion einer mutmaßlichen „evolutionären Radiation“ oder des Biozonen-Konzepts sind nicht Gegenstand dieser Arbeit. Zur Unterscheidung von empirischen Daten und ihrer Interpretation siehe Abschnitt 2.2.

¹¹⁷ Z. B. in Rushton, etwa 19 km NNO Comley. COBBOLD & POCKOCK (1934, 308) stellten damals fest, dass die kambrischen Gesteine in Rushton mit denen von Comley genau vergleichbar seien.

werden könnten.

Auch gilt abzuwarten, ob die Ergebnisse der Zirkon-Analysen reproduzierbar sind und gegebenenfalls neue Altersinterpretationen mit denen von HARVEY et al. (2011) übereinstimmen; insbesondere mit Blick auf die heterogene Zirkonpopulation des unteren Bentonits (Comley lb) und einer Altersbestimmung bzw. -interpretation, die *nur* auf zwei Körnern gründet.

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

HARVEY et al. (2011, 709) beschreiben den Hauptteil der Zwischenschichten, die Comley Limestones, am Probenpunkt als vier distinkte Kalkstein-Einheiten (Gesamtmächtigkeit 80 cm): Die Lithologie varriert von einem kalkigen, glaukonitischen Sandstein (Ac2, Red Callavia Sandstone) über einem Paar heterogener, sandiger Kalksteine (Ac4 und Ac5, Strenuella und Protolenus Limestones) zu einem mehr homogenen und weniger sandigen Kalkstein am Top (Ad, Lapworthella Limestone). Schichtung im Zentimeter- und Millimeter-Bereich ist nicht erkennbar. In Dünnschliffen zeigen alle vier Einheiten kalkige Bioklasten und Intraklasten; die Fauna besteht hauptsächlich aus Fragmenten (Schutt) von Trilobiten und Echinodermen. Die Komponentendichte der grobkörnigen Gesteine ist hoch mit Ausnahme der Einheit Ad, die eine feinkörnige Matrix aufweist (ihre Fig. 6); die Komponenten sind unterschiedlich stark rekristallisiert¹¹⁸. Sie mutmaßen, dass der Grad der Bioturbation durchgehend hoch sei, obwohl sie keine diskreten Grabspuren entdeckt haben.

Zusammenfassend können die Kalkstein-Einheiten der Comley Limestones wie folgt beschrieben werden: Fein- und gröberkörnige, teils sandige, teils glaukonitische Kalksteine, mit biogenem Detritus (Schutt); die Basiseinheit (Ac2) ist ein Sandstein. RUSHTON (1974) zufolge ist jede Schichteinheit faunistisch distinkt, also unterscheidbar; schließlich sind es aber Sedimentationsvergesellschaftungen. Bemerkenswert ist, dass kein Autor (bzw. keine Autorengruppe) zur Genese der Schichten eine konkrete Aussage macht. Offensichtlich handelt es sich um einzelne Schüttungen bzw. einzelne Sedimentationsereignisse. Die reine Sedimentationszeit lag vielleicht in der Größenordnung von Minuten oder Stunden.

Des Weiteren sei jede der vier Einheiten am Probenpunkt durch eine „auffallende Erosionsdiskonformität“ (HARVEY et al. 2011, 709) begrenzt; die zwei oberen Einheiten Ac5 und Ad seien durch eine Unkonformität (Diskordanz) getrennt. Die Ausbildungen der Oberflächen und der jeweiligen Hangendkontakte werden allerdings im Detail nicht weiter beschrieben. Die „Erosionsflächen“, am Probenpunkt im Millimeter-Bereich (HARVEY et al. 2011, ihre Fig. 7), deuten Bodenströmungen an, die wahrscheinlich mit den Schüttungsereignissen (partielle Erosion des Untergrundes) genetisch unmittelbar im Zusammenhang stehen.

Bereits COBBOLD (1921) hatte die Aufeinanderfolge der Sediment(gestein)e als in Teilen diskontinuierlich interpretiert. Für den Abschnitt Aa bis Bb1 (Tab. 4) weist COBBOLD (1921) *eine* Unkonformität („uncomformity“), Kontakt Ad zu Ba1, sowie *eine* Schichtlücke („non-sequence“), Kontakt Ba3 zu Bb1, aus. Die Unkonformität sei gekennzeichnet durch lokale Erosion bis in Schichteinheit Ab4 (≤ 30 m) und diskordanter Lagerung (keine Winkelangabe) sowie,

¹¹⁸ Eine sekundäre Rekristallisation einzelner Komponenten hatte auch schon COBBOLD (1931) anhand von Dünnschliffen festgestellt (s. Appendix von Frank RAW in COBBOLD 1931).

bei konkordanter Lagerung, einem signifikanten (gattungsmäßigen) Faunenwechsel.¹¹⁹ Das Zeitintervall zwischen den Sedimenteinheiten Ad und Ba1 sei nicht durch Ablagerungen repräsentiert. Es sei ausreichend lang gewesen für die Konsolidierung aller früheren Ablagerungen und ihre Heraushebung durch Faltung oder Verwerfung; es seien fast alle früheren Gattungen verschwunden, und es hätten Land-Bedingungen geherrscht (COBBOLD 1927, 570).^{120,121}

RUSHTON (1974) erweitert die Anzahl der Schichtlücken („disconformities“); alle fünf Einheiten der Comley Limestones (Ac2 bis Ad) seien durch Diskonformitäten voneinander getrennt.¹²² Lokal überlagere die Einheit Ad (sogar) die liegenden Kalkstein-Einheiten Ac2 bis Ac5 und komme auf dem Lower Comley Sandstone zu liegen, stellenweise keile die Einheit Ad auch vollkommen aus. Demzufolge handelt es sich um Erosion in der Größenordnung $\geq 1\text{--}3$ m (s. o.). Nach Ablagerung von Einheit Ad hätte es – ähnlich zu COBBOLD (1927) – ein Zeitintervall gegeben, in welchem Hebung, schwache Faltung und Erosion (lokal) stattgefunden habe (vgl. seine Fig. 12 mit COBBOLD 1927, Fig. 9). Zum Kontakt zwischen den Einheiten Ac5 und Ad (obgleich lokal als Unkonformität beschrieben) äußert sich RUSHTON (1974) nicht, postuliert also kein Zeitintervall nach Ac5 ähnlich wie nach Ad (s. o.). LANDING (1996, 50; seine Fig. 7) fügt der Sedimentfolge zwei weitere Schichtlücken hinzu: unterhalb und oberhalb Einheit Ab1.

Schließlich zeigen HARVEY et al. (2011, Co-Autor ist RUSHTON) – Abb. 19 (Säule Shropshire) – bis auf eine Ausnahme die komplette Schichtlücken-Serie von LANDING (1996). Die Fragezeichen in der Längsschraffur (Schichtlücke) beziehen sich wohl auf die jeweilige stratigraphische Position in Bezug auf die ausgegliederten Biozonen und deren Dauer, nicht aber auf ihre Existenz überhaupt.

SMITH & RUSHTON (1993) interpretieren die durch Unkonformitäten und Diskonformitäten „unterbrochene“ Sedimentfolge als Ergebnis aktiver Phasen des Church-Stretton-Störungssystems; dies leiten sie aus Aufschluss- und Bohrloch-Beobachtungen ab. Demnach hätte eine Anzahl von Verwerfungen (Abschiebungen mit gebogenen Störungsflächen, möglicherweise eine Halbgraben-Entwicklung), die während der Sedimentation aktiv war (syndementär), durch Bildung von Tiefen und Höhen (insbesondere gekippte Schollen) signifikant den Sedimentationsraum beeinflusst (gesteuert). Folglich sei – teilweise kleinräumig – die Sedimentakkumulation erhöht (Tiefen), reduziert oder nicht möglich (Höhen) gewesen.¹²³ Dies lässt auf

¹¹⁹ „I am so much impressed with the fact of the unconformity between the Paradoxidean and Mesonacidian strata that (...)“ (Cobbold 1927, 568). Diese Aussage bezieht sich auf Trilobiten der Gattung *Paradoxides* (Upper Comley Sandstone, ab Einheit Ba1) sowie Trilobiten der Familie *Mesonacidae* (Comley Limestone, Ac/Ad-Einheiten). Systematik: Stand von damals.

¹²⁰ Letztlich beruht diese Auffassung auf eine evolutionäre Prädisposition, die mutmaßliche Evolution – hier der Faunenwechsel – braucht (viel) Zeit.

¹²¹ Die „Lücke“, Kontakt Ba3 zu Bb1, interpretiert er zeitlich wie zuvor: Das Zeitintervall sei ausreichend [lang] gewesen, die *Paradoxides-groomi*-Fauna auszulöschen und eine neue Fauna hereinzubringen, mit einem vollkommenen Wechsel der Arten und einiger neuer Gattungen. Über die *eine* Unkonformität und die *eine* Lücke hinaus postuliert COBBOLD (1927, 569-570) weiteren Diastrophismus (hier mehr allgemein: Auf- und Abbewegungen der Erdkruste) zwischen folgenden Einheiten: Aa und Ab1 (schwach) und Ac5 und Ad.

¹²² „Though less than 2 metres thick altogether, the formation embraces five members, each lithologically and faunally distinct and separated from one another by disconformities (Fig. 12)“ (RUSHTON 1974, 96).

¹²³ „Outcrop and borehole evidence cited below suggests that St David's Series rocks may be thickened locally against syn-depositional faults and are thin or missing in other places. Whereas such a relationship was formerly attributed to a phase of folding and subsequent subaerial erosion (Cobbold, 1927), we suggest here that the areas where St David's Series is thin or missing could be tilt-block highs. A number of syn-depositional

eine erhöhte Hydrodynamik in den Hoch-Bereichen schließen, die nur wenig oder keine Sedimentation zuließ (ausgedünnte oder fehlende Schichteinheiten) und stellenweise eine signifikante Erosion des gekippten, Relief-verursachenden Schichtkörpers bewirkte. So könnte schließlich durch eine erneute Sedimentüberdeckung des teilweise erodierten Untergrunds der diskordante Schichtkontakt entstanden sein. Diese Interpretation erklärt alle Phänomene: Diskonformität, Unkonformität neben Konformität (Diskordanz neben Konkordanz) und Erosion. Es müssen, so auch SMITH & RUSHTON (1993, 665), weder Faltung und (großräumige) Hebung noch eine subaerische Erosion postuliert werden (COBBOLD 1927, s. o.). Demnach handelt es sich um eine lokal-spezifische, tektonische Situation (Konfiguration), die im Grunde genommen aber keine besondere ist. Das Zusammenwirken von rascher Sedimentation und Verwerfung (syndementär; ein Währenddessen) lässt auf eine Geodynamik hoher Intensität schließen; so müssen auch während einer kurzen Zeitspanne die Verwerfungen aktiv gewesen sein, mit einer kumulierten Sprunghöhe bis in den Dekameter-Bereich.

HARVEY et al. (2011) setzen ihre Altersdaten nicht in Beziehung zur Dauer der Sedimentunterbrechung: Die zwei Bentont-Horizonte würden *einen* Hiatus zwischen den traditionellen britischen Comley Series („Unter“-Kambrium) und den St. David's Series („Mittel“-Kambrium) überspannen (S. 705¹²⁴). Aber weiter unten: Die Unkonformität zwischen den Einheiten Ad (Lapworthella Limestone) und Ba1 (Quarry Ridge Grits) sei von „ungewisser Dauer“ (S. 712¹²⁵). Zur Unkonformität Ac5/Ad äußern sie sich nicht weiter. Die dieser Unkonformität zugewiesene zeitliche Lücke ist, mit Bezug auf ihre Fig. 3 (s. Abb. 19) – auch wenn schematischer Natur und mit Fragezeichen versehen –, verglichen mit der Lücke der Unkonformität Ad/Ba1 zwar im Verhältnis größer, aber scheint schlussendlich wenig oder gänzlich unbedeutend (s. Co-Autor RUSHTON oben, der stets nur den *einen* Ad/Ba1-Hiatus ausweist¹²⁶). Des Weiteren scheinen auch die Diskonformitäten nicht ins Gewicht zu fallen; auch sie erfahren keine weitere

faults can be identified as separating these highs from the contemporaneous basins“ (SMITH & RUSHTON 1993, 665). Konkret zur Lokalität The Wrekin-Ercall, ungefähr 20 km NO Comley (S. 667): „A schematic section from Charlton Hill to Neve's Castel (Fig. 2) suggests that the Wrekin Fault acted as a small-scale syn-depositional fault during middle Cambrian times, with the Wrekin a tilt-block high on which St David's rocks are condensed, incomplete or absent.“ Und konkret zur Lokalität Comley (-Region) (S. 667): „In contrast, at Dairy Hill and in the Shootrough (Church Stretton No. 7) Borehole nearby, the Comley Breccia Bed (= Bb1) rests directly on the Lower Comley Sandstone (Ab). This relationship can be interpreted (Fig. 2) as indicating St. David's rocks thickening against a west-dipping syn-depositional fault, along Comley Brook (Cobbold 1927, fig. 7), with a tilt-block high at Dairy Hill. Subsequent thrusting and reverse faulting on the Church Stretton faults has obscured these inferred earlier structures.“

¹²⁴ „The ash beds of the Shropshire succession straddle a hiatus between the local Comley Series and St. David's Series of earlier British usage (Fig. 1), effectively the 'Lower'–'Middle' Cambrian boundary as previously recognized (Cowie et al. 1972)“ (HARVEY et al. 2011, 705).

¹²⁵ „The unconformity that separates the Lapworthella Limestone from the Quarry Ridge Grits is of uncertain duration; (...)“ (HARVEY et al. 2011, 712).

¹²⁶ Siehe auch RUSHTON & MOLYNEUX (2011, 7): „The lowest zone of Stage 5 of Series 3 combines the *Kiskinella* Zone and the overlying *harlani* Zone, as developed in the lower 73 metres of the Chamberlain's Brook Formation in the St Mary's succession of Avalon, Newfoundland (Fletcher 2006). British sections commonly have a hiatus at about this level, and where strata are present, they have not revealed enough evidence to enable us to recognize those two zones individually. Fletcher (2006, p. 65) has tentatively suggested that the large but very fragmentary species *Paradoxides groomi* from Comley, Shropshire, might be a synonym of *Eoparadoxides harlani* from North America, though he was cautious about their stratigraphical correlation.“ – Vgl. Abb. 19.

Erwähnung.

Dennoch kann eine *kumulierte* Dauer der Sedimentunterbrechung ermittelt werden (Einheiten Ac1 bis Ba1). Sie beträgt auf Basis der radiometrischen Alterswerte und unter Einbeziehung der Bildungszeit der einzelnen Ereignislagen (Minuten/Stunden), die allerdings im Verhältnis vernachlässigbar sind, rund 5,3 Millionen Jahre (implizit: Isotopenjahre = Realjahre). Wird von einem geodynamisch und hydrodynamisch anhaltenden, hochenergetischen Ablagerungsumgebung ausgegangen – wie beschrieben bzw. vom Verfasser interpretiert –, so können die Sedimentationsunterbrechungen und Erosionsereignisse nur von kurzer Dauer gewesen sein. Diese kurze Dauer ist mit der Größenordnung, die sich aus den radiometrischen Altersdaten ableitet, nicht vereinbar.

Fazit

HARVEY et al. (2011) liefern für zwei Bentonite der Comley-Schichten (Shropshire, England), die in einem Abstand von etwa einem Meter aufeinander folgen, stratigraphisch konsistente und Altersmodell-konforme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter (jeweils gewichtetes Mittel): 514,45 und 509,10 Millionen [radiometrische] Jahre.

Die Zwischenschichten – im Wesentlichen die (bis zu) fünf (Sandstein/) Kalkstein-Einheiten der Comley Limestones – zeugen von raschen Sedimentationsereignissen. Diskonformitäts- und Unkonformitätsflächen am Top der Einheiten zeigen Sedimentationsunterbrechungen und lokal Erosion an.

Die Dauer der Sedimentationsunterbrechung (kumuliert) beträgt auf Basis der radiometrischen Alterswerte rund 5,3 Millionen Jahre (implizit: Isotopenjahre = Realjahre); die Bildungszeit der Ereignislagen kann vernachlässigt werden. In einem Ablagerungsumgebung, das als anhaltend geodynamisch und hydrodynamisch hochenergetisch interpretiert wird, waren die Sedimentationsunterbrechungen und Erosionsereignisse möglicherweise nur von kurzer Dauer gewesen; diese kurze Dauer ist mit der Größenordnung, die sich aus den radiometrischen Altersdaten ableitet, nicht vereinbar.

6.3 Vulkanoklastische Horizonte der Dolgellau-Formation (N-Wales), Walisisches Becken, Grenzbereich Kambrium/Ordovizium

Übersicht

Das Walisische Becken erstreckt sich nahezu über die gesamte Halbinsel Wales; es wird durch SW-NO-verlaufende Störungszonen im NW und SO begrenzt. Es ist mit mächtigen Sedimenten, lokal auch Vulkaniten, angefüllt (Kambrium bis Devon). Die nicht-metamorphe Sedimentfolge im traditionsreichen Gebiet des Harlech Domes¹²⁷ in N-Wales soll eine im Wesentlichen vollständige Abfolge des kambrischen Systems repräsentieren (BRENCHLEY et al. 2006, 32). Es

¹²⁷ Es ist das Gebiet, in welchem SEDGWICK (1852) das kambrische System ausgliederte.

werden eine untere Harlech-Gritts-Gruppe (etwa „Unterkambrium“) und eine obere Mawddach-Gruppe (etwa „Mittelkambrium“ bis unteres Unterordovizium, ca. bis 2400 m mächtig) ausgeschieden; letztere setzt sich aus fünf Formationen zusammen, wobei die Dolgellau-Formation die vierte Einheit bildet (Top Kambrium).¹²⁸ Im oberen Teil der Dolgellau-Formation sind zwei vulkanoklastische Horizonte zwischengeschaltet.

Die Füllung des Harlech-Dome-„Subbeckens“ besteht im unteren Teil hauptsächlich aus Serien von Grauwacken-Sandsteinen und siltigen Tonsteinen; sie werden als Bildungen proximaler bzw. distaler Trübestrome interpretiert. Im oberen Teil dominieren Serien von Feinsandsteinen, die mit siltigen Tonsteinen alternieren, sowie Tonsteinfolgen; sie werden teilweise als Turbidite angesprochen (BRENCHLEY et al. 2006, 32f).

Titel (Hauptbezug)

LANDING et al. (2000): Cambrian-Ordovician boundary age and duration of the Ordovician Tremadoc Series based on U-Pb zircon dates from Avalonain Wales. [*Kambrisch-ordovizisches Grenzalter und Dauer der ordovizischen Tremadocium-Serie*¹²⁹ basierend auf U-Pb-Zirkondaten vom avalonischen Wales.]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die Dolgellau-Formation besteht aus schwarzen bis dunkelgrauen Tonsteinen und Siltsteinen, die teilweise laminiert und kalkig sind; ihre Mächtigkeit beträgt 35–150 m (BGS¹³⁰). An der Lokalität Bryn-Ilin-fawr (Nordwales; Profil entlang Forststraße) sind diesen Tonsteinen am Top zwei vulkanoklastische (tuffitische) Sandsteinlagen im Abstand von etwa 10–20 cm zwischengeschaltet (nach RUSHTON 1982):

- (A) Obere Einheit (Profilmeter 180,0): 10 cm dick, lateral auskeilend; bzw. nahezu 30 cm dick (Neuaufnahme 1997).
- (B) Untere Einheit (Profilmeter 180,3): 10 cm dick.

Oberhalb der Vulkanoklastika kommen in der Sedimentfolge Formen des Graptolithen *Rhabdinopora flabelliformis*¹³¹ vor (ab Profilmeter 184 fraglich, sicher ab Profilmeter 185,8; u. a. die Subspezies *parabola*), die bereits dem untersten Ordovizium (Tremadocium) zugerechnet werden (vgl. BRENCHLEY et al. 2006, Fig. 3.13, britische Graptolithenzonierung).¹³² Lithostratigraphisch gehört dieser Profilabschnitt (ab etwa 183 m) zur überlagernden Dolcyn-

¹²⁸ Siehe BGS-Lexikon benannter Gesteinseinheiten; British Geological Survey (Online-Zugriff Januar 2019).

¹²⁹ Zu diesem Zeitpunkt noch als Serie – und nicht als Stufe (gegenwärtig) – klassifiziert.

¹³⁰ BGS-Lexikon, s. Fußnote 128.

¹³¹ Vormalis *Dictyonema flabelliforme* (z. B. RUSHTON 1982, 43).

¹³² Der formale Referenzpunkt (GSSP) für die Grenze Kambrium/Ordovizium ist in einem Küstenprofil bei Green Point, im Westen Neufundlands (Kanada), festgelegt worden (COOPER et al. 2001). Die Basis des Ordoviziums und die Basis der Tremadocium-Stufe sind dort mit dem ersten Auftreten (erstmalige stratigraphische Überlieferung) des Conodonten *Iapetognathus fluctivagus* definiert. Im Green-Point-Profil tritt die Gattung *Rhabdinopora* erstmals 5 m oberhalb des grenzdefinierenden Conodonten auf. Vorausschauend (in Bezug auf die geplante GSSP-Ratifizierung) schreiben LANDING et al. (2000, 488): „In this case, the Cambrian-Ordovician boundary lies slightly below the lowest *Rhabdinopora* at Bryn-Ilin-fawr (Figs 2, 4)“; dementsprechend „etwas“ unterhalb Profilmeter 184. Conodonten sind im Bryn-Ilin-fawr-Profil bislang nicht gefunden worden (Stand 2000).

afon-Formation.¹³³ In tieferen Bereichen (Profilmeter 170–177) wurde der Trilobit *Parabolina heres heres* aufgefunden, der in Skandinavien auf die *Acerocare*-Trilobitenzone begrenzt sein soll, der obersten Trilobitenzone des Kambriums (vgl. BRENCHLEY et al. 2006, Fig. 3.7, britische Trilobitenzonierung). Die Profilmeter 165–184 (RUSHTON 1982) werden der *Acerocare*-Zone zugewiesen.¹³⁴

Zirkonanalyse: Methodik

Beprobung. Alle (= beide) Einheiten; der Grenzbereich Kambrium/Ordovizium wurde zur Beprobung 1997 mit schwerem Gerät freigelegt.

Zirkoncharakteristik: Idiomorphe Kristalle typischerweise mit doppelter Termination, häufig mit Rissen und kleinen opaken Einschlüssen; Längen: 50–300 µm (untere Einheit), 100–350 µm (obere Einheit).

Zirkonauswahl/Präparation. Keine Angabe.

Verfahren/Analyse. Einzelkorn- und Mehrkornanalysen (Bildung von Fraktionen); ID-TIMS, mechanische Abrasion (nach KORGH 1982).

Labor. MIT (Cambridge, MA, USA).

Altersinterpretation (geologisch)

Höchstalter für die Ablagerung der vulkanoklastischen Sandstein-Schichten.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Keine Angabe.

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Ordovizium (S. 1074-1075): Nr. O1 (Wales, LANDING et al. 2000); s. Tab. 6.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

LANDING et al. (2000) weisen der Kambrium/Ordovizium-Grenze ein U-Pb-Alter von maximal $489 \pm 0,6$ Millionen [radiometrischen] Jahren zu. Dieses neue, „jüngere“ Grenzalter impliziere Adjustierungen hinsichtlich der Dauer angrenzender geochronologischer Einheiten. Und kambrische Trilobitenzonen hätten lokal „eine durchschnittliche Dauer von nur einmal 1 Million Jahre“.

¹³³ Dem BGS-Lexikon zufolge (s. Fußnote 128) graue, siltige Tonsteine sowie Siltsteine mit lokal bioturbaten Sandsteinen; 300–400 m, lokal bis 900 m mächtig (Online-Zugriff Januar 2019). Die Einheit war zuvor u. a. als „Tremadoc Slates“ bezeichnet worden.

¹³⁴ In GTS2012 werden die vulkanoklastischen Sandsteine der *R.-praeparabola*-Zone zugewiesen (Basis Ordovizium, s. COOPER et al. 2001, Fig. 4; Zonierung aber unklar in COOPER & SADLER 2012, Fig. 20.1), nahe des Top der *Acerocare*-Zone (Kambrium); die stratigraphische Position der Vulkanoklastika sei sehr dicht an der Kambrium/Ordovizium-Grenze (SCHMITZ 2012b, 1074-1075).

| Pos. | Probe Vulkanoklastika | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter (Methode) | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter Subpopulation | \pm 2σ |
|--|--------------------------|--|--|---|---|--------------------|
| | | Ca.-Spanne, ohne 2σ (Millionen Isotopenjahre) | Anzahl Fraktionen (Subpo- pulation) | | | |
| Landing et al. (2000); Lokalität Bryn-llin-fawr | | | | | | |
| 1a | B-II-f: obere Einheit | s. u. | 7 von 9 | Schnittpunkt | 489 | 1,1 |
| 1b | B-II-f: obere Einheit | s. u. | | Mittelwert | 489,0 | 0,4 |
| 2a | B-II-f: untere Einheit | s. u. | 9 von 13 | Schnittpunkt | 489,0 | 1,1 |
| 2b | B-II-f: untere Einheit | s. u. | | Mittelwert | 488,5 | 1,0 |
| - Kombination beider Einheiten | | | | | | |
| 3a | B-II-f: beide Einheiten | 484, 487-491, 500; 523, 529, 756 | 17 von 22 | Schnittpunkt | 488,9 | 0,6 |
| 3b | B-II-f: beide Einheiten | | | Mittelwert | 489,1 | 0,5 |
| - Beste Schätzung | | | | | | |
| 4 | B-II-f: beide Einheiten | s. o. | | Schätzung | 489 | 0,6 |
| Gradstein et al. (2012), Rekalkulation | | | | | | |
| 5 | B-II-f: beide Einheiten | | 14 von 18 (nur Körner) | Mittelwert | 486,78 | 2,57 |
| Davidek et al. (1998); Lokalität Ogof-ddu | | | | | | |
| 6 | Ogof-ddu | 488,9-492,8 | 4 von 9 (Fraktionen) | Mittelwert/ beste Schätzung | 491 | 1 |
| Gradstein et al. (2012, 1074-1075, Nr. C11), Rekalkulation | | | | | | |
| 7 | Ogof-ddu | | 9 Fraktionen | Mittelwert | 488,71 | 2,78 |

Tab. 6 Vulkanoklastika der Dolgellau-Formation (N-Wales), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach LANDING et al. (2000), GRADSTEIN et al. (2012) und DAVIDEK et al. (1998). Die 22 Zirkonfraktionen von LANDING et al. (2000, 491) setzen sich aus 18 Einzelkorn- und 4 Mehrkorn-Fraktionen zusammen; die 9 Zirkonfraktionen von DAVIDEK et al. (1998) sind ausschließlich Mehrkorn-Fraktionen. 2σ -Unsicherheit bei GRADSTEIN et al. (2012) inklusive λ . Diskussion s. Textteil.

Diskussion

Das von LANDING et al. (2000) publizierte radiometrische Alter ist ein Mittelwert beider vulkanoklastischer Lagen. Denn die Einzelergebnisse sind unter Berücksichtigung der 2σ -Unsicherheiten nicht unterscheidbar: Weder die jeweils ermittelten Konkordia-Schnittpunktalter und Mittelwertalter (Tab. 6, Pos. 1a und 1b bzw. Pos. 2a und 2b) der Subpopulationen noch die Subpopulationen im Vergleich. Über eine differenzierte Kombination beider Subpopulationen (Tab. 6, Pos. 3 a und 3b) wird schließend als „beste Schätzung“ ein kombiniertes, gemitteltes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von $489 \pm 0,6$ Millionen [radiometrischen] Jahren präsentiert¹³⁵ (Tab. 6, Pos. 4). Die vier „älteren“ Zirkondaten (vgl. Tab. 6, Pos. 3 a und 3b,) werden mit „ererbten Komponenten“ erklärt.

Die vulkanoklastischen Lagen sind neben RUSHTON (1982) und LANDING et al. (2000) auch von ALLEN et al. (1981) sowie ALLEN & JACKSON (1985) erwähnt und beschrieben worden; diese Beschreibungen machen deutlich, dass es sich um (teilweise aufgearbeitete) Airfall-Aschen

¹³⁵ „Both layers of volcanoclastic sandstone yield the same date within error. When all analyses are combined, seventeen define an upper intercept date of 488.9 ± 0.6 Ma (MSWD = 0.57), and the weighted mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date is 489.1 ± 0.5 Ma (MSWD = 0.82). The best estimate of the age of the zircons in the volcanoclastic bed is 489 ± 0.6 Ma“ (LANDING et al. 2000, 492).

handeln muss.¹³⁶ So sei es sinnvoll anzunehmen, dass beide vulkanoklastische Lagen von ein und demselben eruptiven Ereignis herrührten¹³⁷; schließlich weisen LANDING et al. (2000) der vulkanoklastischen Schicht (hier Singular, also bestehend aus den zwei Lagen) *ein* Alter zu.

Ausgehend von diesem neuen radiometrischen Grenzalter leiten LANDING et al. (2000) eine durchschnittliche Dauer von (lokal) 1 Million [radiometrischen] Jahren für jede der kambri-schen Trilobitenzonen ab: Dabei legen sie 30–35 definierte Zonen sowie eine Spanne von 31 Millionen [radiometrischen] Jahren zugrunde; 519 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute als (Isotopen-) Datum für das „erste Erscheinen“ der ältesten avalonischen Trilobiten (LANDING et al. 1998) und 488 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute als (Isotopen-) Datum für das Ende des Betrachtungszeitraums, unter Ausnutzung der 2 σ -Unsicherheit.

In diesem Zusammenhang ist ein weiteres Vorkommen eines vulkanoklastischen Sandsteins am Top der Dogellau-Formation von Bedeutung, bei Ogof-ddû (etwa 1 km O Criccieth), etwa 30 km WNW Bryn-Ilin-fawr. Diese Schicht wurde bereits von FEARN SIDES (1910, 153) als „körnige feldspatreiche Aschenschicht“ bezeichnet und damit genetisch als vulkanische Asche erkannt. DAVIDEK et al. (1998)¹³⁸ weisen für extrahierte Zirkone der Ogof-ddû-Aschenschicht ein U-Pb-Alter von 491 ± 1 Millionen [radiometrische] Jahre aus (Tab. 6, Pos. 6).¹³⁹ Biostratigraphisch wird der vulkanoklastische Sandstein der Lokalität Ogof-ddû der *Peltura-scarabaeoides*-Trilobitenzone zugeordnet, der Zone unterhalb der *Acerocare*-Trilobitenzone, zu welcher die vulkanoklastischen Sandsteine der Lokalität Bryn-Ilin-fawr gerechnet werden.¹⁴⁰ Unter dieser Voraussetzung sind die beiden ausgewiesenen U-Pb-Alter (bio-) stratigraphisch konsistent (Tab. 6, Pos. 6 und Pos. 4).

Unter Einbeziehung der Arbeit von DAVIDEK et al. (1998) bilden LANDING et al. (2000, vgl. auch ihre Fig. 4) eine „Komposit“-Abfolge mit dem Ergebnis, dass die vulkanoklastischen Sandsteine

¹³⁶ „The sandstones were described by Allen, Jackson & Rushton (1981, p. 313) as beds of ‘reworked tuff, consisting mainly of subhedral albite with up to 15% of clear quartz, some with bipyramidal faces and clearly of volcanic origin’. The lower bed is cross-bedded and contains much euhedral pyrite, and the upper bed contains rhyolitic clasts. Allen & Jackson (1985b, p. 36) envisaged reworking of volcanic material that settled from an ash cloud“ (LANDING et al. 2000, 488).

¹³⁷ „Although it is reasonable to assume that both the upper and the lower volcanoclastic sandstones are part of the same eruptive event (...)“ (LANDING et al. 2000, 490).

¹³⁸ Größtenteils gleiche Autorengruppe wie LANDING et al. (2000).

¹³⁹ Dieses (Isotopen-) Alter passe, so DAVIDEK et al. (1998, 307), zu kürzlich publizierten Schätzungen (bzw. Vorstellungen) für ein jüngeres Alter des Kambriums – jünger als bisher gedacht; mit Verweis auf SHERGOLD (1995), der für die Kambrium/Ordovizium-Grenze ein Maximalalter von 490 Millionen [radiometrische] Jahre ansetzte.

¹⁴⁰ Zur Stratigraphie (nach DAVIDEK et al. 1998): An dieser Lokalität wird die Basis der Dol-cyn-afon-Formation mit dem Einsetzen einer feinkörnigen Siltsteinschicht (25 cm) mit phosphatischen Knollen und sandigen Laminae definiert; es folgen – im Vergleich zur liegenden Dolgellau-Formation mit dunklen Tonsteinen – hellere, graue Tonsteine, teilweise ebenfalls mit phosphatischen Knollen. Der vulkanoklastische Sandstein (Ogof-ddû-Aschenschicht, 0–22 cm) liegt 6 m unterhalb des Tops der Dolgellau-Formation. Der Sandstein wird der *Peltura-scarabaeoides*-Trilobitenzone zugewiesen, aufgrund von *scarabaeoides*-Funden unterhalb und oberhalb des Sandsteins. 3–4 m oberhalb des Sandsteins kommen weitere Trilobiten vor, die ebenfalls der *scarabaeoides*-Zone zugerechnet werden (der dritten von insgesamt vier Subzonen). Die (theoretisch) folgende *Acerocare*-Zone ist durch Fossilien nicht belegt. Graptolithen der Gattung *Rhabdinopora*, hier die Subspezies *flabelliformis socialis*, kommen erstmals 16 Profilmeter über der Aschenlage vor. Darunter sind einige Meter der Sedimentfolge fossilarm. Das Fehlen bestimmter Trilobiten (*Acerocare*-Zone) wird u. a. mit Kondensation und/oder einem kurzen Hiatus (Sedimentationsausfall) erklärt. Im Vergleich sei das oberste Kambrium an der Lokalität Bryn-Ilin-fawr dicker und mehr komplett entwickelt.

eine biostratigraphische Spanne von 1,5 Trilobitenzonen umgrenzen: Obere *Pelturascarabaeoides*-Zone (Lokalität Ogof-ddû, als untere Grenze; im unteren Teil) und *Acerocare*-Zone (Lokalität Bryn-Illin-fawr, als obere Grenze; im oberen Teil). Diese Spanne würde 3 Millionen [radiometrische] Jahre repräsentieren; diese sind rechnerisch darstellbar, wenn zur Differenz der Mittelwerte, 2 Millionen [radiometrische] Jahre, jeweils ein Teil der 2σ -Unsicherheit, je 0,5 Millionen [radiometrische] Jahre, addiert werden (Tab. 6, Pos. 4 und 6).

LANDING et al. (2000) setzen die [radiometrischen] Zeitspannen zu einer abstrakten, definierten Trilobitenzonierung in Beziehung – im Grunde genommen handelt es sich um eine Segmentierung des Kambriums –, jedoch nicht in konkreter Weise zum Tempo der Sedimentakkumulation. Aufgrund der zuvor beschriebenen Kalkulation kann der *Acerocare*-Zone eine Dauer von 1–2 Millionen [radiometrische] Jahre zugewiesen werden; im Profil Bryn-Illin-fawr wird die *Acerocare*-Zone durch die Sedimentfolge der Profilmeter 165–184 repräsentiert (s. o.).

Nach LANDING et al. (2000, 488) sind die tuffitischen Sandsteinlagen mittel- bis (teilweise) grobkörnig, parallel- und (unidirektional) schräggeschichtet mit Tonfasern und linsenförmig; sie enthalten aufgearbeitetes Material (phosphatische und tonige Körnchen) unterliegender Schichten und weisen eine erosive Basis auf. Aufgrund dieses sedimentologischen Inventars werden sie als „Sandsteine“ interpretiert, die durch das episodische Auftreten von Hochenergiewellen in einem tieferen Schelf-Environment (mit Bezug auf DE RAAF et al. 1977) entstanden. Diese Hochenergie-Ablagerungen bilden, so die Autoren, eine signifikante Abweichung zu den über- und unterliegenden planar- und fein-schräggeschichteten Ton- und Siltsteinen, die als Niedrigenergie-Ablagerungen aufgefasst werden. BRENCHLEY et al. (2006, Co-Autor ist RUSHTON) postulieren für die Dolgellau-Formation quasi ein Nullenergie-Environment („quiet conditions“) mit hemipelagischen Ablagerungen und niedrig-konzentrierten Turbiditen.¹⁴¹ Implizit sind damit wohl episodische, pellitische Schüttungen mit langen Unterbrechungen in einem als sonst ruhig zu bezeichnenden Sedimentationsraum in einer Wassertiefe größer 200 Meter gemeint.

Vielmehr scheint aber ein höherenergetisches Niveau (bzw. Environment) insgesamt vorherrscht zu haben; nämlich zum Zeitpunkt des Aschenniederschlags (wahrscheinlich mit zwei aufeinander folgenden Eruptionspulsen und kurzer Unterbrechung) sowie davor und danach auch; denn die planar- und fein-schräggeschichteten Ton- und Siltsteine (s. o.) sind nicht a priori als Niedrigenergie-Ablagerungen aufzufassen (vgl. MACQUAKER & BOHACS 2007). Die (Grob-) Beschreibungen deuten vielmehr auf eine Aktivität von Bodenströmungen hin, und Indizien für längere Unterbrechungen zwischen den Sedimentationsereignissen liegen nicht vor. Diese wahrscheinlich rasche Sedimentation von etwa 20 m feinklastischen Materials (kompaktiert; Profilmeter 165–184, s. o.) ohne erkennbare (bzw. ausgewiesene) Langzeitunterbrechungen steht augenscheinlich im Konflikt mit einer angenommenen Dauer von 1–2 Millionen Jahren (implizit: Isotopenjahre = Realjahre), die LANDING et al. (2000) von den

¹⁴¹ „The Dolgellau Formation consists of black pyritic and thinly laminated carbonaceous mudstone with small phosphate nodules and occasional calcareous concretions. The sediments are hemipelagic deposits and low-concentration turbidites deposited in quiet conditions in poorly oxygenated (although not necessarily deep) waters“ (BRENCHLEY et al. 2006, 36).

radiometrischen Altersbestimmungen ableiten.

Die (litho- und) biostratigraphische Korrelation der beiden Profile im Grenzbereich Kambrium/Ordovizium ist nicht sicher; von einem gleichzeitigen erstmaligen Auftreten der Graptolithengattung *Rhabdinopora* kann nicht ausgegangen werden (obere Eingrenzung). Daher ist auch in Betracht zu ziehen, dass die vulkanoklastischen Sandsteine beider Lokalitäten identisch sind, also die aufgearbeiteten vulkanischen Airfall-Aschen möglicherweise von demselben Eruptionseignis herrühren. Dies könnte z. B. mit dem Verfahren der Zirkon-Tephrostratigraphie nach WINTER (1981) überprüft werden. Werden für beide Lokalitäten die U-Pb-Rekalkulationen (GRADSTEIN et al. 2012¹⁴²) verglichen – $488,71 \pm 2,78$ (Ogof-ddû) und $486,78 \pm 2,57$ (Bryn-Ilin-fawr) Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 6, Pos. 7 und Pos. 5) – ist eine Unterscheidung unter Berücksichtigung der 2σ -Unsicherheiten nicht (mehr) gegeben.

Für die Konstruktion der paläozoischen Zeitskala sind die U-Pb-Alter von Zirkonen der vulkanischen Schicht nahe der mutmaßlichen (korrelierten) Kambrium/Ordovizium-Grenze (Lokalität Bryn-Ilin-fawr) ein bedeutender geochronologischer Ankerpunkt (GRADSTEIN et al. 2004, 2012). Das für die GTS2012 festgelegte Isotopenalter für die Kambrium/Ordovizium-Grenze von $485,4 \pm 1,9$ Millionen [radiometrische] Jahre ist im Vergleich (Mittelwerte) zum rekalkulierten Isotopenalter (Tab. 6, Pos. 5) um (deutliche) 1,4 Millionen [radiometrische] Jahre geringer¹⁴³; ein Ergebnis der Interpolation. Die Differenz sei aber durch die 2σ -Unsicherheiten gedeckt.^{144,145}

Fazit

Für zwei dicht übereinander folgende vulkanoklastische Sandsteine der Dolgellau-Formation (Lokalität Bryn-Ilin-fawr, Wales) mit einer Position sehr nahe der mutmaßlichen Kambrium/Ordovizium-Grenze publizieren LANDING et al. (2000) ein kombiniertes, gemitteltes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -(Maximal-)Alter von $489 \pm 0,6$ Millionen [radiometrische] Jahre; die Alter der vulkanoklastischen Sandsteine unterscheiden sich nicht. Damit ist ein neuer geochronologischer Ankerpunkt etabliert worden (GRADSTEIN et al. 2004, 2012).

Die sedimentologischen Merkmale der vulkanoklastischen Sandsteine zeugen von einer erhöhten hydrodynamischen Energie zum Zeitpunkt des Aschenniederschlags und/oder

¹⁴² Insbesondere mit geänderter Zerfallskonstante für ^{235}U (nach MATTISON 2010), s. SCHMITZ (2012a, 123, Table 6.2).

¹⁴³ Die Aschenschicht liegt etwa 1 m unterhalb der traditionellen bzw. korrelierten Kambrium/Ordovizium-Grenze (LANDING et al. 2015, 155).

¹⁴⁴ „The Cambrian-Ordovician boundary is here estimated at 485.4 ± 1.9 Ma, considerably younger than in GTS2004 (488.3 ± 1.7 Ma). This new estimate is well within the error limit of age date O1 in Appendix 2 (see also Figure 19.15 in the previous chapter on the Cambrian Period) close to the Cambrian-Ordovician boundary“ (COOPER & SADLER 2012, 518).

¹⁴⁵ LANDING et al. (2015) gehen bei dem ausgewiesenen jüngeren Isotopenalter der Kambrium/Ordovizium-Grenze (vgl. Fußnoten 143 und 144) von einem redaktionellen Fehler aus: „Although perhaps merely an editorial error, a ca. 485 Ma date on the boundary and the associated ICS Chart dates on the uppermost Cambrian and earliest Ordovician have the effects, respectively, of ‘slowing’ the rate of biotic and geological changes below the Cambrian-Ordovician boundary interval and ‘accelerating’ them above it.“ – In der Version v2020/01 der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle wird für die Kambrium/Ordovizium-Grenze weiterhin ein Isotopenalter von $485,4 \pm 1,9$ Millionen [radiometrische] Jahre ausgewiesen.

unmittelbar danach. Diese Momentaufnahme ist ein Hinweis auf die Ablagerungsbedingungen. Die unter- und überlagernden Ton- und Siltsteine sind möglicherweise ebenfalls höherenergetische und nicht niedrigerenergetische Ablagerungen (vgl. MACQUAKER & BOHACS 2007). Insofern steht eine Zuweisung von einer Dauer von 1–2 Millionen Jahren (implizit: Isotopenjahre = Realjahre) für die *Acerocare*-Trilobitenzone (repräsentiert durch etwa 20 Profilmeter) im Konflikt mit einer raschen Sedimentation ohne erkennbare Langzeitunterbrechungen.

Es ist möglich, dass die aufgearbeiteten vulkanischen Airfall-Aschen (vulkanoklastischen Sandsteine) am Top der Dolgellau-Formation der Lokalitäten Bryn-Illin-fawr und Ogof-ddû identisch sind, also vom selben Eruptionseignis stammen. Eine Charakterisierung der Vulkanoklastika mit dem Ziel einer Identifikation und einer vergleichenden Betrachtung (z. B. Zirkon-Tephrostratigraphie nach WINTER 1981) ist bisher nicht in Angriff genommen worden.

6.4 Bentonite der San-Juan-Formation (argentinische Präkordillere), Ordovizium

Übersicht

Im Osten der Hochkordillere Südamerikas erstreckt sich mit der argentinischen Präkordillere (Vorkordillere) von La Rioja, San Juan und Mendoza ein eigenständiger N-S-verlaufender Gebirgsstrang¹⁴⁶ (ZEIL 1986). Die Sedimentfolge dieser Kordillereinheit (im Wesentlichen Kambrium¹⁴⁷ bis Unterdevon) umfasst marine Kalkstein-Serien (hauptsächlich „Plattform-Karbonate“) und siliciklastische Serien.

Eine Folge von über 70 vulkanischen Aschen (K-Bentonite) ist den Sedimenten der oberen San-Juan-Formation (Ordovizium) zwischengeschaltet.

Titel (Hauptbezug)

THOMPSON et al. (2012): Bentonite geochronology, marine geochemistry, and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE)¹⁴⁸. [*Bentonit-Geochronologie, marine Geochemie und das Große Ordovizische Biodiversifikationsereignis (GOBE).*]

¹⁴⁶ Dieser Gebirgsstrang wird plattentektonisch unterschiedlich gedeutet, u. a. als Terran bzw. Mikrokontinent, einem Krustenblock, der sich an den südamerikanischen Kontinent angelagert haben soll (THOMAS & ASTINI 1996); auch als „Präkordillere-Terran-Konzept“ bezeichnet (z. B. PERALTA 2003).

¹⁴⁷ ZEIL (1986, 78) zufolge liegt in dieser Zone, westlich von San Juan, das einzige Profil in Südamerika, in welchem das gesamte Kambrium durch Fossilien belegt ist.

¹⁴⁸ „The Great Ordovician Biodiversification Event“ war der Name (und das Programm) des Projektes 410 des Internationalen Geowissenschaftlichen Programms (International Geoscience Programme, IGCP), das von 1997-2002 andauerte (WEBBY et al. 2004a). Die Vorstellungen und Ergebnisse sind u. a. im gleichnamigen Buch veröffentlicht worden (WEBBY et al. 2004b). Inzwischen scheint der Begriff weitestgehend institutionalisiert. – Die fossile Überlieferung der marinen Sedimentfolgen des Unter- und Mittelordoviziums wird als „Expansion des marinen Lebens“ (THOMPSON et al. 2012, 88), als evolutionäre Radiation sehr hoher Magnitude interpretiert (z. B. SERVAIS et al. 2009). Eine Diskussion dieser Interpretation ist nicht Gegenstand dieser Arbeit.

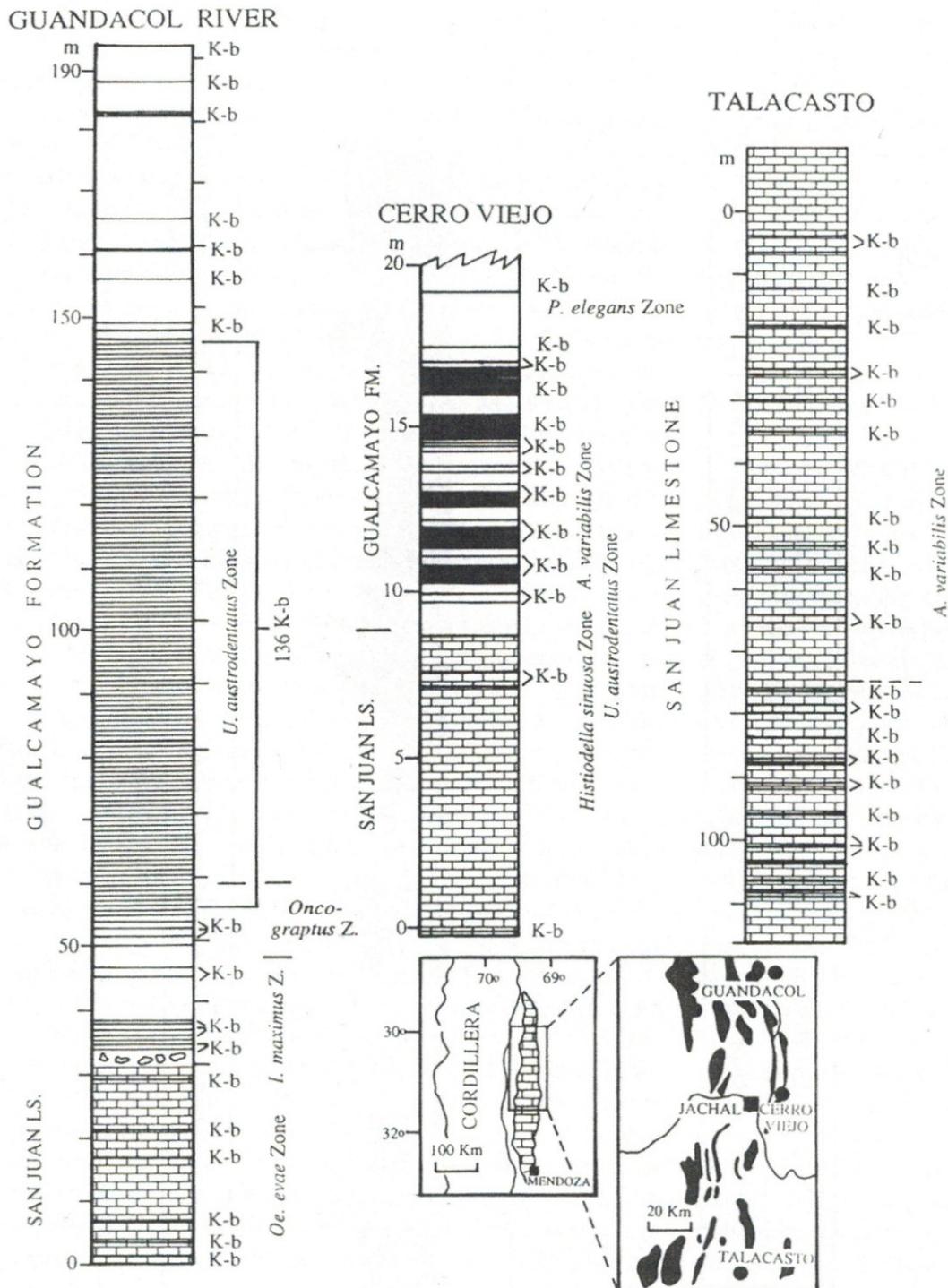


Abb. 20 Bentonitserien in Sedimentfolgen der argentinischen Präkordillere.

Schematische Profile der Lokalitäten Guandacol River, Cerro Viejo und Talacasto (siehe Karte; Jachal befindet sich ca. 290 km N San Juan (nicht vermerkt) und ca. 150 km N Mendoza). Die Bentonit-Einschaltungen (Linien- bzw. Balkensignatur; K-b, K-Bentonit) sind im Wesentlichen beschränkt auf die oberen Abschnitte der San-Juan-Formation (hier: San Juan Limestone; Blockschrift: Karbonate) und die überlagernde Gualcamayo-Formation (ohne Signatur: Siliciklastika); sie sind seit 1994 als solche erkannt worden. Im etwa 200 m mächtigen Guandacol-Profil sind > 170 separate Bentonite überliefert; es ist die zahlenmäßig umfangreichste Folge von Aschenlagen, die bislang weltweit vorgefunden wurde (HUFF et al. 1998). Für das Talacasto-Profil werden hier 28 Bentonite ausgewiesen (vgl. THOMPSON et al. 2012, > 70). Bestimmten Profilabschnitten sind Conodonten- bzw. Graptolithen-biozonen (Z. bzw. Zone) zugeordnet. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 6 aus HUFF et al. (2010) in *GSA Special Papers 466*; mit freundlicher Genehmigung durch *The Geological Society of America*.

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die San-Juan-Formation ist an ihrer Typlokalität Cerro La Silla (KELLER et al. 1994¹⁴⁹), ca. 135 km N San Juan, etwa 350 m mächtig; lithologisch besteht sie hauptsächlich aus gebankten fossilreichen Kalksteinen (Wackestones und Packstones), am Top treten auch Mergelsteine auf (PERALTA et al. 2003). Die beprobten Profile Talacasto (Abb. 20) und Cerro La Chilca liegen weiter südlich, ca. 35 km NW bzw. 115 km N San Juan; ihr Abstand zueinander beträgt ca. 90 km.

Die K-Bentonite sind normalgradiert oder nicht gradiert und zwischen < 1 cm bis etwa 30 cm dick, mit einer Häufung bei 3 bis 8 cm; vereinzelt treten zwei oder mehr Lagen unmittelbar übereinander auf (Wiederholung der Normalgradierung).

- (A) Talacasto: Kontinuierlicher Abschnitt der oberen San-Jun-Formation (125 m, vgl. Abb. 20)¹⁵⁰ mit > 70 Bentoniten; 11 davon beprobt.
- (B) Cerro La Chilca: Kontinuierlicher Abschnitt der oberen San-Jun-Formation (180 m) mit konform überlagernder Cualcamayo-Formation; > 50 Bentonite, konzentriert auf die oberen 50 m sowie den Basalteil der Cualcamayo-Formation (sog. „Übergangsschichten“), insgesamt 10 beprobt.

Biostratigraphisch werden der San-Juan-Formation – teilweise über Kettenkorrelationen – an der Basis die *Macerodis-dianae*-Conodontenzone und am Top die *Eoplacognathus-suecicus*-Conodontenzone (höchste Zone, da Top diachron) zugewiesen. Dies entspricht einer stratigraphischen Spanne von der Floium- bis zur „mittleren“ Darriwilium-Stufe (mit Bezug auf BUGGISH et al. 2003; auf der Grundlage einer nordamerikanischen/baltischen Conodontenzonierung, siehe u. a. ihre Fig. 6).¹⁵¹

Methodik

Beprobung. Selektiv, jeweils Auswahl aus den stratigraphisch niedriger liegenden und höher liegenden Bentoniten; konkrete Positionsangaben (Profilmeter) fehlen.

Zirkoncharakteristik. Generell kleinere, idiomorphe (bipyramidale) Individuen, häufig < 100 µm; morphologische Bandbreite von „rautenförmig“ (gedrungen) bis nadelig; klar, einige mit Inklusionen; Zonarbau ausgeprägt, vereinzelt mit Kernen und abgeschnittener Zonierung (Kathodolumineszenz-Mikroskopie, REM).

Zirkonauswahl/Präparation. Selektion von idiomorphen Individuen mit Längen-zu-Breiten-Verhältnis > 3, einfachen Zonarbau und ohne Inklusionen.

Verfahren/Analyse. CA-ID-TIMS.

¹⁴⁹ KELLER et al. (1994, 125) zufolge sind dort (Cerro La Silla) etwa 80 % der Formation gut aufgeschlossen; für den oberen Teil der Formation und den Übergang zur überlagernden Cualcamayo-Formation schlagen sie als Standard-Profil die Lokalität Cerro La Chilca vor. Es gibt keine Lokalität, an welcher die (definierte) San-Juan-Formation bislang vollständig und störungsfrei aufgeschlossen vorgefunden wurde. Nach ALBANESI et al. (2006, 11) wird der letzte überlieferte Abschnitt der San-Juan-Formation an der Typlokalität Cerro La Silla durch die (zugewiesene) Biozone *Baltoniodus navis* repräsentiert.

¹⁵⁰ An dieser Lokalität ist der Top der San-Juan-Formation erodiert und von grünen Tonsteinen überlagert (Silur).

¹⁵¹ Dem Bentonit-führenden Abschnitt (inklusive der untere Gualcamayo-Formation) werden die Conodontenzonen *Oepikodus evae* bis *Eoplacognathus suecicus* und die Graptolithenzonen *victoriae* bis *elegans* zugeordnet (HUFF et al. 1998, ASTINI et al. 2007, ihre Fig. 10).

Labor. MIT (Cambridge, MA, USA).

Altersinterpretation (geologisch)

Eruptionsdatum (unmittelbar oder annähernd).

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Möglicherweise von einem (heute) unmittelbar im Osten liegenden magmatischen Komplex, Famatina, der plattentektonisch als vulkanischer Inselbogen („Famatina-Bogen“) gedeutet wird (FANNING et al. 2004).¹⁵² Manche Autoren bezeichnen die Bentonite deshalb als Famatina-Bentonite.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

THOMPSON et al. (2012, 88) „präsentieren hochauflösende ID-TIMS-U-Pb-Zirkonalter von K-Bentoniten“ der San-Juan-Formation, „stratigraphisch konsistent“, die „von 473,45 ± 0,70 bis 469,53 ± 0,62 Millionen Jahren reichen“ (Tab. 7). Sie verwenden die Alterswerte u. a., um „eine global überlieferte, negative Kohlenstoffisotopen-Exkursion“ niedriger Magnitude (2 ‰) zu kalibrieren und zu korrelieren.

Das Ausmaß des (explosiven) Vulkanismus – repräsentiert durch die Famatina-Bentonitserie – sei aber nicht ausreichend gewesen, die Oberflächen-Environments (Biosphäre) global zu beeinträchtigen.

| Pos. | Bentonitprobe | | Abstand relativ [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 σ |
|------|------------------|---------------------|---------------------|--|-------------------------------|---|-------|
| | Profil Talacasto | Profil C. La Chilca | | | | | |
| 1 | | KB-3 | | 1061, 1331 | 0 von 2 | | |
| 2 | | KB-1 | | 467,0-472,8 | 6 von 9 | 469,53 | 0,62 |
| 3 | KBT-10 | | 82,8 | 468,7-472,4 | 5 von 8 | 469,63 | 0,60 |
| 4 | KBT-7 | | ? | 454,2-475,5 | 4 von 8 | 469,86 | 0,65 |
| 5 | KBT-3N | | 0,0 | 472,3-474,6; 479,2±7,4 | 4 von 5 | 473,45 | 0,70 |

Tab. 7 Bentonithorizonte der San-Juan-Formation (Argentinien), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach THOMPSON et al. (2012). Die Pos.-Nummerierung von oben nach unten (aufsteigend) verhält sich jeweils vom stratigraphisch Hangenden zum stratigraphisch Liegenden. Diskussion siehe Textteil.

Diskussion

THOMPSON et al. (2012) melden für die San-Juan-Formation (argentinische Präkordillere) fünf U-Pb-Alter. Vier der ausgewiesenen Isotopenalter (Tab. 7, Pos. 2 bis 5) passen in das etablierte geochronologische Rahmenwerk; drei Isotopenalter sind im Rahmen ihrer 2σ-Unsicherheiten

¹⁵² „Thus, it is highly probable that the Famatinian arc volcanoes provided the ash for the K-bentonite horizons, suggesting proximity to the Precordillera terrane during the deposition of the Lower Cambrian to Middle Ordovician platform carbonates“ (FANNING et al. 2004, 747).

nicht unterscheidbar (Pos. 2 bis 4), ein Isotopenalter ist dagegen distinkt höher (Pos. 5). In einem Fall also verhalten sich die Isotopenalter der Proben stratigraphisch konsistent (Tab. 7, Pos. 5 zu Pos. 3); die Differenz ihrer Mittelwerte ergibt 3,8 Millionen [radiometrische] Jahre. Der Abstand dieser Bentonite zueinander beträgt etwa 82,8 m (KBT-3N und KBT-10, Talacasto-Profil). Diese Distanz lässt sich nur über die angegebene Sedimentationsrate von im Mittel 21,8 m pro 1 Million [radiometrische] Jahre ermitteln; konkrete Positionsangaben (Profilmeter) zu den entnommenen Proben fehlen durchweg. So wird auch die stratigraphische Position von KBT-7 (Tab. 7, Pos. 4) nicht mitgeteilt.

| Pos. | Bentonit-probe (außer Pos. 8) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Fraktionen (F)/ Analysen (A) (Subpopulation) | Methode: Konkordia-Schnittpunktalter (K)/ gewichtetes Mittel (M) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 σ |
|---|-------------------------------|--|---|--|---|--------|
| Huff et al. (1997); Lokalität Cerro Viejo, Los-Azules-Formation | | | | | | |
| 1 | Arg-8 | ~487, ~507 | 2 von 2 (F) | K | 461 | +7/-10 |
| 2 | Arg-1 | ~464-467, ~605 | 4 von 4 (F) | M | 464 | 2 |
| Rekalkulation Gradstein et al. (2012, 1072-1073; Nr. O7) | | | | | | |
| 3 | Arg-1 | s. o. | 3 von 4 (F) | M | 465,46 | 3,53 |
| Rekalkulation Fanning et al. (2004) | | | | | | |
| 4a | Arg-1 | s. o. | 4 von 4 (F) | K | 463,1 | 5,8 |
| 4b | Arg-1 | s. o. | 3 von 4 (F) | M (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) | 470,9 | 3,4 |
| Fanning et al. (2004); Lokalität Talacasto, San-Juan-Formation | | | | | | |
| 5 | TAL 6073 | ~440-480 | ? von 27 (A) | M | 470,1 | 3,3 |
| 6 | TAL 6071 | ~455-480 | 18 von 24 (A) | M | 469,5 | 3,2 |
| 7 | TAL 6071/6073 (kombiniert) | | | M | 469,8 | 2,3 |
| Fanning et al. (2004); Famatina-Rhyolith, Lokalität Rio Chaschuil | | | | | | |
| 8 | CHA 3008 | ~455-478 | 15 von 15 (A) | M | 468,3 | 3,4 |

Tab. 8 Weitere U-Pb-Zirkonalter, Präkordillere und Famatina-Komplex (Argentinien).

Zusammengestellt nach HUFF et al. (1997), FANNING et al. (2004) und GRADSTEIN et al. (2012). Diskussion siehe Textteil. – Zu HUFF et al. (1997): Zwei dickere Bentonithorizonte (40 und 55 cm, Abstand ca. 1 m) aus dem unteren Bereich der Los-Azules-Formation, die die San-Juan-Formation überlagert. Die 2 Fraktionen der Probe Arg-8 sowie die 4 Fraktionen der Probe Arg-1 werden jeweils aus insgesamt 18 Zirkonkörnern gebildet. Die zwei analysierten Zirkonfraktionen der Probe Arg-8 seien diskordant (mit etwas ererbtem Alter, „had some heritage“); die Schnittpunkte der Konkordia liegen bei 461 +7/-10 Millionen [radiometrische] Jahre (unterer) und ± 1897 Millionen [radiometrische] Jahre (oberer). Für die Autoren ist deshalb Probe Arg-1 maßgeblich. Zu FANNING et al. (2004): Die Talacasto-Proben stammen von zwei Lokalitäten, die etwa 1 km auseinander liegen; ihre feinstratigraphische Position zueinander ist unklar (angegeben ist lediglich „unterhalb der Conodontenzone *A. variabilis*“). Es wird schließlich ein gemeinsames ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter von 469,8 ± 2,3 Millionen [radiometrischen] Jahren ausgewiesen (Pos. 7, bereits durch BALDO et al. 2003 publiziert). Die Probe CHA 3008 stammt von einem Rhyolith (Ergussgestein) des Famatina-Komplexes. Die Anzahl der Analysen beziehen sich auf 23 (TAL 6071), 24 (TAL 6073) und 15 (CHA 3008) Zirkonkörner. Zu Pos. 3 und Pos. 4b: 3 Fraktionen mit insgesamt 14 Zirkonkörnern.

Ein Ziel der Arbeit von THOMPSON et al. (2012) war, für beide Profile eine Bentonit-Geochronologie¹⁵³ zu begründen. Für das Profil Cerro La Chilca aber werden für Bentonite des oberen

¹⁵³ Die Bentonit-Geochronologie hat u. a. den Zweck, die Profile über ein simples „Alter-zu-Tiefen-Modell“ (hier gleichbleibende Sedimentationsrate) radiometrisch zu eichen; über die radiometrischen Ankerpunkte wird jedem gewählten (Geochemie-) Probenpunkt (stratigraphische Position, Profilmeter) ein Isotopenalter zugewiesen. Auf dieser Grundlage (und biostratigraphischer Kriterien) werden die geochemischen Profile verglichen und ggf. korreliert; das ist der Schwerpunkt „marine Geochemie“ der Arbeit von THOMPSON et al. (2012).

Profilabschnitts keine Isotopenalter ausgewiesen. Die Probe KB-10 enthielt keine gewinnbaren Zirkone, die Probe KB-7, die eine Schwermineraltrennung durchlaufen hatte, wird nicht weiter erwähnt (THOMPSON et al. 2012, 93), und „Backup-Proben“ (mutmaßlich KB-6, KB-8 und KB-9) sind wohl nicht nachbearbeitet worden. Insofern scheint dieses Ziel der Arbeit – ohne weiteren Vermerk – aufgegeben worden zu sein; die Ausbeute von 5–6 Proben hätte vermutlich höher ausfallen können.¹⁵⁴

Das (fehlende) radiometrische Alter des Tops der San-Juan-Formation der Lokalität Cerro La Chilca ermitteln THOMPSON et al. (2012, 96) (hilfsweise) durch Übertragung der für das Talacasto-Profil ermittelten Sedimentationsrate (s. o.) in Bezug auf die stratigraphische Position von KB-1 (s. Tab. 7, Pos. 2; 45,2 m unterhalb der Formationsgrenze¹⁵⁵): Unter Abzug von etwa 2,1 Millionen [radiometrischen] Jahren zu (gerundet) 467 Millionen [radiometrischen] Jahren. Auf eine identische Sedimentationsrate schließen sie aus übereinstimmenden $\delta^{13}\text{C}$ -Profilen beider Lokalitäten (THOMPSON et al. 2012, ihre Fig. 7; THOMPSON & KAH 2012).

Auch lässt sich über THOMPSON & KAH (2012, insbesondere ihre Tables 3 und 4; Probentabellen mit Profilmeterangaben, u. a. ermittelte $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte) in Verbindung mit THOMPSON et al. (2012, ihre Fig. 7) für das Talacasto-Profil ein Circa-Abstand von 24 m zwischen KBT-7 und KBT-10 abschätzen¹⁵⁶; damit sind die Isotopenalter in diesem Abschnitt nicht konsistent zur Stratigraphie. Es ist weiter festzustellen, dass die verwendeten radiometrischen Alter in THOMPSON & KAH (2012) nicht mit denen in THOMPSON et al. (2012) übereinstimmen.^{157,158}

THOMPSON et al. (2012, 95) vergleichen ihre Ergebnisse mit zuvor publizierten radiometrischen Alterswerten. Ihre vier U-Pb-Alter mit einer Spanne von $473,45 \pm 0,70$ bis $469,53 \pm 0,62$ Millionen [radiometrischen] Jahren (Tab. 7, Pos. 5 bis 2) seien vergleichbar mit den U-Pb-Altern von FANNING et al. (2004, Talacasto-Profil), $469,5 \pm 3,2$ und $470,1 \pm 3,3$ Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 8, Pos. 6 und 5), wenn alle 2σ -Unsicherheiten berücksichtigt werden. Jedoch teilen auch FANNING et al. (2004) keine konkreten stratigraphische Positionen (Profilmeter) ihrer Probenpunkte mit. Zu den Ergebnissen von HUFF et al. (1997, Lokalität Cerro Viejo) allerdings – 464 ± 2 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 8, Pos. 2) – bestünde eine Differenz,

¹⁵⁴ Auch insgesamt betrachtet ist die Ausbeute bei 21 entnommenen Proben gering.

¹⁵⁵ „These sedimentation rates place the top of the San Juan Formation (...), which lies 45.2 m above sample KB-1, at approximately 467 Ma, or within the earliest Darriwilian“ (THOMPSON et al. 2012, 96).

¹⁵⁶ Das Isotopenalter von KBT-10 (THOMPSON et al. 2012, ihre Fig. 7), zugewiesen zur Probe SJT-106 (THOMPSON & KAH 2012, Table 3) (Profilmeter 106) sowie das Isotopenalter von KBT-7, zugewiesen zur Probe SJT-82 (Profilmeter 82); aufgrund dieses Abgleichs beträgt der Abstand zwischen Probe KBT-3N (zugewiesen zur Probe SJT-7) und KBT-10 99 m, anstelle der errechneten 82,8 m.

¹⁵⁷ Die radiometrischen Ankerdaten weichen um bis zu 2,4 Millionen [radiometrische] Jahre ab: SJT-7 (THOMPSON & KAH 2012, ihre Table 3), 471,0, zu KBT-3N (THOMPSON et al. 2012, ihre Fig. 7), 473,4 Millionen [radiometrische] Jahre; SJT-106, 468,2, zu KBT-10, 469,63 Millionen [radiometrische] Jahre; SJC-139 (THOMPSON & KAH 2012, ihre Table 4), 468,0 zu KB-1, 469,53 Millionen [radiometrische] Jahre (jeweils Mittelwerte). Auch weichen die rechnerisch ermittelten (durchschnittlichen) Sedimentationsraten ab: SJT- und SJC-Eichung (THOMPSON & KAH 2012, ihre Tables 3 und 4), 35,7 m bzw. 35,5 m (ohne Startpunkt SJC-0) pro 1 Million [radiometrische] Jahre, aufeinander synchronisiert, zu angegebenen $21,8 \pm 2,8$ m pro 1 Million [radiometrische] Jahre (THOMPSON et al. 2012, 96).

¹⁵⁸ Diese Abweichungen (vgl. Fußnote 157) sind allerdings unverständlich. Beide Manuskripte sind in einem Abstand von 14 Tagen bei der Redaktion der Zeitschrift *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* eingegangen (THOMPSON & KAH, 7. März 2011; THOMPSON et al., 21. März 2011). Von ursprünglich identischen radiometrischen Ankerwerten kann demnach ausgegangen werden.

eine Übereinstimmung ergebe sich aber – $470,9 \pm 3,4$ Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 8, Pos. 4b) – durch die Rekalkulation von FANNING et al. (2004). In diesem Fall aber ist der extrapolierte Alterswert für den Top der San-Juan-Formation, etwa 467 Millionen [radiometrische] Jahre (THOMPSON et al. 2012, 96), zu vergleichen, denn der Probenpunkt von HUFF et al. (1997) an der Lokalität Cerro Viejo (ca. 60 km NNO Cerro La Chilca) liegt ca. 2,6 m über dem Top der San-Juan-Formation in der Los-Azules-Formation. Dieser Probenpunkt, dessen Graptolithenfauna der Darriwilium-Stufe, Da2-Zone, zugeordnet wird, gilt als einer der wichtigsten radiometrischen Ankerpunkte des Ordoviziums.¹⁵⁹ Die Rekalkulation von GRADSTEIN et al. (2012, 1072-1073; Nr. O7), $465,46 \pm 3,53$ Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 8, Pos. 3), passt bemerkenswert gut zu den 467 Millionen [radiometrischen] Jahren von THOMPSON et al. (2012). Bei beiden Rekalkulationen ist im Vergleich zu HUFF et al. (1997) eine der vier Zirkon-Fraktionen ausgeschlossen worden; der deutliche Unterschied (bzw. Spielraum) ergibt sich aus der Wahl der Methode, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter (FANNING et al. 2004) versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter (COOPER & SADLER 2012, 510).

Schließlich werden die ermittelten, weitaus höheren U-Pb-Alter der zwei Zirkonkörner der Probe KB-3 (Tab. 7, Pos. 1) – 1061 und 1331 Millionen [radiometrische] Jahre („proterozoische Alter“) – als „ererbte“ interpretiert; folglich war die weitere Analyse der Probe abgebrochen worden (THOMPSON et al. 2012, 95). Die Zirkone sollen möglicherweise aus den Basement-Gesteinen (Metasedimente und Gneise) des Quellgebietes stammen. Sie hatten sich weder äußerlich (morphologisch) noch aufgrund ihrer Internstruktur von den „jüngeren“ Zirkonen unterschieden; trotz der morphologischen Varianz der Zirkone (alle Proben betreffend) wurden gezielt nur nadelige Körner mit einem Längen-zu-Breiten-Verhältnis > 3 , einem einfachen zonaren Aufbau und ohne Kerne ausgewählt.

Sedimentgesteine, Ablagerungsumwelt, Tempo der Sedimentation

THOMPSON et al. (2012) verwenden die radiometrischen Ankerpunkte zur (zeitlichen) Kalibrierung ihrer Kohlenstoffisotopenkurven ($\delta^{13}\text{C}$).¹⁶⁰ Sie setzen sie nicht unmittelbar in eine Beziehung zur Sedimentation. Sie erwähnen lediglich, dass die Bentonithorizonte der San-Jun-Formation in „subtidalen, Sturm-dominierten karbonatischen Ablagerungen“ auftreten, an der Typlokalität Cerro La Silla allerdings fehlen (S. 90).

Die Sedimentgesteine der argentinischen Präkordillere werden ausführlich von KELLER (1999) beschrieben. Für die fossilreiche Karbonatfolge der San-Juan-Formation unterscheidet er nach texturellen Kriterien folgende Lithologien¹⁶¹ (S. 38-40, hier nur zusammenfassend): Überwiegend bioklastische Wacke- und Packstones (teilweise mit Intraklasten und Onkoiden), daneben knollige Wackestones und Grainstones – all diese treten in den beprobten Profilab-

¹⁵⁹ „A rich graptolite fauna of early Darriwillian (Da2) Zone age is interbedded with the bentonites (Mitchell et al., 1998) making it one of the biostratigraphically best-constrained dated samples in the Ordovician“ (COOPER & SADLER 2012, 510).

¹⁶⁰ „Radiometric calibration of the San Juan Formation marine carbon isotope curve (...)“ (THOMPSON et al. 2012, 96).

¹⁶¹ Karbonatklassifikation nach DUNHAM (1962) mit Ergänzungen durch EMBRY & KLOVAN (1972).

schnitten auf¹⁶² (s. o.); darüber hinaus lokal Mudstones, Rudstones und Boundstones („Bioherme und Biostrome“¹⁶³).¹⁶⁴

Des Weiteren gliedert KELLER (1999) Fazies-Assoziationen aus, die er Zonen (Ablagerungsumgebungen) einer (Modell-) Karbonat-Rampe zuordnet (seine Fig. 25, S. 43)¹⁶⁵; in Bezug auf die diskutierten Profilabschnitte: „Wackestone/Onkolith und Wackestone/Intraklast-Packstone“ (mittlere Rampe), „Packstone/Grainstone“ (distale innere Rampe) sowie „knolliger Wackestone und knolliger Packstone“ (äußere oder tiefe Rampe).¹⁶⁶

Für den überwiegenden Teil der Ablagerungen, den Wackestone/Onkolith- und Wackestone/Packstone-Assoziationen, präsentiert KELLER (1999, 40) das Sedimentationsmodell einer Hintergrund-Sedimentation mit episodischer Unterbrechung:

- Hintergrund-Sedimentation (= Normal-Sedimentation): Wackestones und (seltene) Mudstones; Diversität und Fülle der Fossilien zeige normal-marine Konditionen innerhalb der photischen Zone an.
- Episodische Sedimentation: Regelmäßige Unterbrechungen der Hintergrund-Sedimentation durch Stürme, die das Sediment am Meeresboden aufwühlten, Habitate und Kolonien von Tieren zerstörten und das Gemisch in Form von Tempestiten resedimentierten (Intraklast-Packstones und Onkolithe).

Die Tempestite (Sturmwellenablagerungen) zeigten eine große Merkmalsbreite (u. a. in Abhängigkeit von der Entfernung zum Ursprungsort, proximal oder distal): Mit oder ohne Erosionsmerkmale an der Basis, mit oder ohne Gradierung, mit oder ohne Schrägschichtung; unterschiedlich mächtig und mit unterschiedlichen Komponenten. Im Pachaco-Profil (ca. 40 km WNW San Juan) seien die Tempestite dünne Lagen (1–10 cm), entweder bioklastische Wackestones oder Grainstones.

Die Packstone/Grainstone-Assoziation soll im Einfluss von Tide und Strömungen entstan-

¹⁶² Bei den beprobten Profilen der San-Juan-Formation (THOMPSON et al. 2012) handelt es sich vermutlich um die gleichen Profile, die KELLER (1999) aufgenommen bzw. abgebildet hat. Die mutmaßlich übereinstimmenden Abschnitte sind (KELLER 1999, seine Fig. 21, schematisch): Lokalität Talacasto (Nr. 7): Vom Liegenden zum Hangenden Profilmeter (Ausschnitt) ~215 bis ~332 m (Schichten 28 bis 1), ca. 117 Profilmeter; Wackestone-, Packstone- und Grainstone-Kalksteine; Fossilien: Crinoiden, Trilobiten, Brachiopoden, Nautiloideen, Gastropoden und Nuia; teilweise Onkoide, häufiger Bioturbation. Lokalität Cerro La Chilca (Nr. 13): Vom Liegenden zum Hangenden Profilmeter (Ausschnitt) ~138 bis ~325 m (Schichten 39 bis 1, sowie ab Profilmeter 303 weitere Schichteinheiten ohne Bezeichnung; sechs der nummerierten Teilabschnitte sind nicht aufgeschlossen), ca. 187 Profilmeter; Wackestone-, Packstone- und Grainstone-Kalksteine, vereinzelt Mudstone-Kalksteine, zwei Abschnitte (> 10 m) knollig ausgebildet; Fossilien: Crinoiden, Trilobiten, Brachiopoden, Nautiloideen, Gastropoden, Bryozoen; teilweise Onkoide und Intraklaste, teilweise Bioturbation.

¹⁶³ Siehe Fußnote 171.

¹⁶⁴ Eine feine (präzise) biostratigraphische Korrelation der Profile der San-Juan-Formation ist KELLER (1999, 38) zufolge bislang nicht möglich. „Although detailed paleontologic work on the San Juan Formation began with Kobayashi (1937), there are only a few sections that are biostratigraphically well dated and zoned. There are only isolated data from most sections and they do not allow a precise biostratigraphic correlation to other sections.“ – Stand 1999.

¹⁶⁵ Nach dem Modell von BURCHETTE & WRIGHT (1992); teilweise unter Verwendung der Standard-Mikrofazies-Typen nach WILSON (1975), die auf die DUNHAM'sche Klassifikation aufbauen (s. Fußnote 161).

¹⁶⁶ Für die diskutierten Profilabschnitte: Talacasto – in dieser (Assoziationen-) Abfolge, vom Liegenden zum Hangenden; Cerro La Chilca – wie Talacasto, jedoch zwischen den Assoziationen „Packstone/Grainstone“ und „knolliger Wackestone und knolliger Packstone“ erneut ein Abschnitt mit der Assoziation „Wackestone/Onkolith und Wackestone/Intraklast-Packstone“ (KELLER 1999, seine Fig. 26).

den sein, die knollige Wackestone-Assoziation¹⁶⁷ unterhalb der sog. Sturmwellenbasis (implizit Niedrigenergie-Bedingungen).

Karbonat-Plattformmodelle (hier: Karbonat-Rampe) projizieren in vielfältiger Weise heutige rezente Verhältnisse in die Vergangenheit¹⁶⁸: Z. B. länger anhaltende Gleichgewichte, Lebensräume, Ökosysteme, Wellen- und Strömungsbewegungen, gelegentliche (episodische) Stürme. Der Bentonit-führende gebankte Kalksteinkörper besteht nahezu ausschließlich aus einer Folge von Schuttkalken – also Ereignislagen. Dies gilt auch für die Wackestones (vgl. oben, teilweise als Tempestite angesprochen). Eine Differenzierung nach Hintergrund-Sedimentation und episodischer Sedimentation ist modellgeleitet und fiktiv¹⁶⁹; vielmehr scheint die textuelle Varianz von der Hydrodynamik und der Transportweite bestimmt zu sein. Dass die Intraklast-Packstones und Onkolithe Ablagerungen von Sturmwellen sind – konkret wird „Sturm“ als Ursache benannt¹⁷⁰ –, ist spekulativ; auf jeden Fall aber sind höherenergetische Bedingungen zu ihrer Bildung notwendig (Strömungen?).

Insgesamt stellt sich der Sedimentationsraum als ein in der Hauptsache durch Subsidenz (Tektonik) gesteuerter Sedimentakkumulationsraum dar, nicht als ein Lebensraum per se.¹⁷¹

¹⁶⁷ KELLER (1999, 44) zufolge treten knollige Packstones nur im Profil Las Chacritas auf (ca. 10 km NW Lokalität Cerro la Chilca).

¹⁶⁸ Vgl. hierzu z. B. FLÜGEL (1978, 402): „Hierbei ist jedoch zu bedenken, daß nicht alle in der Erdgeschichte auftretenden Milieu- und Ablagerungsbereiche in der Gegenwart mit Beispielen vertreten sind und daß durch die atypischen Sedimentationsverhältnisse während und im Anschluß an das Quartär spezielle rezente Bedingungen geschaffen worden sind (vgl. Curry, 1975).“

¹⁶⁹ Im Grunde genommen basiert diese Differenzierung auf einer uniformitaristischen Vorstellung.

¹⁷⁰ Vergleiche hierzu die Aussagesätze: „The background sedimentation was frequently interrupted by storms (...)“ (KELLER 1999, 40). Und (KELLER et al. 1998, 43): „The intraclast packstones and the oncolite beds are the results of storm events affecting different source areas.“

¹⁷¹ Allerdings treten andernorts (im Ostteil der Präkordillere) im gleichen stratigraphischen Niveau „riffbildende“ Organismen auf. KELLER (1999, seine Fig. 21) korreliert eine obere Einheit einer als Riff-Hügel (reef-mound) bezeichneten Karbonatstruktur der Typlokalität Cerro La Silla (Schichten 29 und 30, ca. 5–6 m, schematisch) mit Wacke- und Packstones der Lokalität Cerro La Chilca (Schichten 29 bis ?, schematisch). Diese Karbonatstruktur war zuvor von KELLER & FLÜGEL (1996) unter Einbeziehung mehrerer Vorkommen eingehend beschrieben und interpretiert worden:

Auffallend ist eine Strukturkomponente mit „kuppelförmigen“, laminaren oder knolligen Formen und intern lagiger Ausbildung und einheitlicher (organischer) Mikrostruktur. Dieser „riffbildende“, Stromatoporen-ähnliche Organismus wird (neu) als *Zondarella communis* beschrieben. *Zondarella* kommt vor in Hügelstrukturen (als Bioherme interpretiert), in linsenförmigen Sedimentkörpern (als Biostrome interpretiert) und als isolierte Individuen in Grainstone-Kalksteinen zwischen den Hügeln.

Die Hügel sind irregulär verteilt, sowohl lateral (Hunderte Meter Abstand) als auch vertikal. Sie bestehen vorwiegend aus dicht „arrangierten“ kuppelförmigen *Zondarella*-Individuen, häufig in Lebendstellung, und können bis über 5 m hoch sein. Ihre hauptsächliche Dimensionen schwankt zwischen 2 x 4 und 3 x 6 m (Höhe x Basisdurchmesser); der kleinste (beobachtete) Hügel (0,4 x 0,6 m) besteht aus 4 kuppelförmigen Strukturen (Individuen). Die laminaren Formen sind wenige Zentimeter dick. Das Sediment zwischen den Formen ist überwiegend mikritisch. Die „Biostrome“ bestehen aus massigen Kalkstein-Schichten, die bis zu vier Meter mächtig sein können; teilweise sind sie lateral über mehrere Hundert Meter verfolgbar. Sie werden von dünnbankigen, schräggeschichteten Grainstone-Kalksteinen unter- und überlagert. In den „Biostromen“ sind alle *Zondarella*-Formen vertreten, insgesamt aber ist ihr Anteil nur stellenweise dominant. Lokal besonders auffällig sind Akkumulationen (Cluster) von Nautiloideen und/oder Gastropoden. Die Maximaldimension kuppelförmiger Einzelstrukturen (Individuen) ist 80 x 100 cm (Höhe x Basisdurchmesser), hauptsächlich aber haben die Formen eine Dimension von 10–15 x 15–20 cm.

Der Ablagerungsraum wird als flachmarin, subtidal und im Wesentlichen hochenergetisch interpretiert. Die Strukturen sitzen keinem zuvor (teil-) verfestigten Substrat (Hartgrund) auf. Für eine subaerische Exposition gibt es keine Hinweise. Riffschutt (infolge Rifferosion) ist nicht vorhanden. Der seitlich leicht

THOMPSON et al. (2012, 96) geben aufgrund der radiometrischen Alterswerte als Zeitdauer der Bildung der Sedimentfolge im Talasco-Profil – zwischen Bentonit KBT-3 und Bentonit KBT-10 (Tab. 7, Pos. 5 und 3) – „ $3,8 \pm 0,45$ Millionen Jahre“ an.¹⁷² Diese 80 m mächtige Sedimentfolge wird als eine kontinuierliche Abfolge ohne größere Sedimentationsunterbrechungen beschrieben. Die Ereignislagen (Schuttkalke) können in rascher Folge geschüttet worden sein mit kurzen Unterbrechungen, die eine Sedimentation der vulkanischen Aschen erlaubte. Andererseits muss eine rasche Ereignisfolge angenommen werden, sonst hätten die vulkanischen Aschen – auch in ihrer Vielzahl – nicht konserviert werden können (vgl. VER STRAETEN 2004, 486).¹⁷³ Für jede dieser Ereignislagen (Schuttkalke, Aschenlagen) kann eine reine Sedimentationszeit in der Größenordnung von Minuten/Stunden angesetzt werden. Unter der Annahme des Fehlens einer längeren Sedimentationsunterbrechung (hierfür liegen keine Indizien vor) und folglich einer raschen Aufeinanderfolge der einzelnen Sedimentationsereignisse, muss in Summe auch die gesamte 80 m mächtige Sedimentfolge rasch entstanden sein. Diese Zeitindikation steht im Widerspruch zu den ausgewiesenen „3,8 Millionen Jahren“ (implizit: Isotopenjahre = Realjahre).

Fehlende Bentonite. Es gilt als bemerkenswert, dass Äquivalente der San-Juan-Formation der Lokalität Cerro La Chilca z. B. an den nördlicher gelegenen Lokalitäten Niquivil (Distanz 35 km) und Cerro La Silla (Distanz 50 km) keine Bentonite führen, obwohl alle Lokalitäten der gleichen Fazies angehören (z. B. ALBANESI et al. 2006, 4; seine Fig. 4, Grafik „Facies Associations“¹⁷⁴). Dennoch wird davon ausgegangen, dass die vulkanischen Aschenniederschläge das gesamte damalige Präkordillere-Becken erfassten (THOMPSON et al. 2012, 90; mit Bezug auf HUFF et al. 1998 und FANNING et al. 2004).¹⁷⁵

THOMPSON et al. (2012, 90)¹⁷⁶ erklären das Fehlen von Bentoniten mit Bioturbation und Wellenaktivität; so seien wahrscheinlich die Aschenablagerungen mit unterliegendem Sediment vermischt und damit die Grenzfläche zwischen Karbonat- und Aschenablagerung „verschleiert“ worden. Auch ALBANESI et al. (2006, 11) äußern sich entsprechend; die Bentonite seien mit

„ausgefrante“ Abschluss säulenförmiger *Zondarella*-Formen (im Querschnitt; ihre Plate 46, 7 und 8) soll als Indiz dafür gelten, dass die Organismen versucht hätten, beim Wachsen mit der Sedimentation Schritt zu halten. Implizit wird eine Autochthonie (*In-situ*-Wachstum) vorausgesetzt.

– Ein *In-situ*-Wachstum allerdings kann keinesfalls als gesichert gelten; eine angenommene Ablagerung solcher Körper (Allochthonie) wird vornehmlich in der stabilsten Position erfolgen, welche die „Lebensstellung“ ist. Einige der Beschreibungen weisen auf Allochthonie hin, z. B. das höherenergetische Milieu, die rasche Überdeckung, die Varianz von Einzelvorkommen bis zu Zusammenballungen, keine Verzahnung säulenförmiger Formen mit seitlichem Sediment (s. o.). Für die konkrete Fragestellung Autochthonie vs. Allochthonie müssten weitere Untersuchungen angestellt werden.

¹⁷² „Geochronological constraints support a duration of the Talacasto section (between KBT-3 and KBT-10) of 3.8 ± 0.45 Myr, which, assuming a field measurement error of ± 5 %, gives a sedimentation rate of 21.8 ± 2.8 (19 to 24.6) m/Myr“ (THOMPSON et al. 2012, 90).

¹⁷³ „As with shell material, rapid burial soon after ash deposition would lead to enhanced preservation potential for a primary ash bed over the long term, enhanced by very high sedimentation rates and/or episodic, post-burial armoring of the seafloor by concentrated shell deposits“ (VER STRAETEN 2004, 486).

¹⁷⁴ Oder: KELLER (1999, seine Fig. 26).

¹⁷⁵ So auch noch weiter im Norden (Lokalitäten Guandocol River und Cerro Viejo, siehe Abb. 20) sowie im Westen (vgl. SERRA et al. 2016).

¹⁷⁶ „Bentonites are notably absent, however, from coeval, shallow-subtidal deposits of the San Juan Formation at its type section at La Silla, likely because bioturbation and wave action mixed ash deposits with underlying sediment, obscuring boundaries between carbonate deposition and ash deposits“ (THOMPSON et al. 2012, 90).

dem Karbonatsediment „durchmischt“ worden.¹⁷⁷ Sie gehen also für die Lokalität Niquivil auch davon aus, dass die damalige Region von den Aschenniederschlägen nicht ausgespart wurde.

Wenn THOMPSON et al. (2012, 90) den Begriff „fehlend“ (absent) verwenden, muss die „Verschleierung“ so intensiv gewesen sein, dass kein einziger Bentonit, auch nicht fragmentarisch, zu erkennen ist (quasi „Unkenntlichmachung“). Bei den angenommenen Prozessen würden allerdings Übergänge zu erwarten sein: keine, mäßige bis starke Bioturbation oder keine, mäßige bis starke Wellenaktivität. Immerhin sind etwa 50–70 Vorfälle betroffen. Solche „Übergänge“ werden aber weder abgebildet noch beschrieben.

Eine andere Erklärung ist diese: In jedem Fall eines Aschenniedergangs – und jeder Fall ist eine Momentaufnahme der Bedingungen in der Wassersäule und am Meeresboden – trifft das vulkanische Material auf soviel nicht-vulkanisches Material, das in der Wassersäule bewegt und (weg-/weiter-) transportiert wird (hochenergetisches Milieu), dass es schließlich extrem verdünnt abgelagert wird.¹⁷⁸ So war zum Zeitpunkt des Aschenniedergangs vor Ort eine diskrete Aschenakkumulation am Meeresboden nicht möglich. Da es sich um 50–70 zufällige Momentaufnahmen handelt, kann für diese Lokalität (bzw. Region) ein quasi durchgehend höherenergetisches Milieu angenommen werden.

Fazit

Ein Schwerpunkt der Arbeit von THOMPSON et al. (2012) ist die Etablierung einer Bentonit-Geochronologie (nicht einer Tephrostratigraphie) für die obere San-Juan-Formation. Aus einer Vielzahl von Proben präsentieren sie vier Isotopenalter, die in das etablierte geochronologische Rahmenwerk passen. Aber nur in einem Fall (Talacasto-Profil) werden für Zirkone aus zwei Bentonithorizonten, die etwa 80 Profilmeter auseinanderliegen, stratigraphisch konforme und unterscheidbare U-Pb-Alter ausgewiesen: $473,45 \pm 0,70$ und $469,63 \pm 0,60$ Millionen [radiometrische] Jahre. Die angegebene Dauer zur Bildung der Sedimentfolge, „3,8 Millionen Jahre“ (implizit: Isotopenjahre = Realjahre), steht im Widerspruch zu einer Zeitindikation, die sich aus einer raschen Aufeinanderfolge von Ereignissedimenten (Schuttkalken) und der raschen Überdeckung und Konservierung (Überlieferung) dutzender Aschenlagen ableiten lässt.

¹⁷⁷ „Sampling for K-bentonites is not possible in the Niquivil section because the bentonite is amalgamated with carbonate sediment“ (ALBANESI et al. 2006, 11).

¹⁷⁸ ALBANESI et al. (2006, 11) berichten von der Lokalität Niquivil von Schwermineralkonzentrationen (Proben NB, NC, NCA und ND), die „das Potential haben, radiometrisch datiert zu werden“. Ob diese Konzentrationen magmatogene Zirkone enthalten, wird nicht konkretisiert.

6.5 Mega-Bentonite (Nordamerika, Balto-Skandinavien), Ordovizium

6.5.1 Nordamerikanische K-Bentonite: Deicke und Millbrig

Übersicht

Der nordamerikanische Kontinent wird hauptsächlich vom Kanadischen Schild aufgebaut (auch als „Nordamerikanischer Kraton“ und „Laurentia“ bezeichnet); er setzt sich im Zentralbereich unter den flachen, phanerozoischen Deckschichten (kontinentale Plattform) fort. Die Plattform wird in intrakratonische Becken und Schwellen unterteilt. Dem Kanadischen Schild (im engeren Sinne) und der kontinentalen Plattform liegen die phanerozoischen Orogengürtel an (EISBACHER 1988).

Zahlreiche Bentonite sind in ordovizischen Sedimenten des überfluteten Nordamerikanischen Kratons in Zentral- und Randbereichen (Plattform- und Vorlandbecken) zwischengeschaltet (LESLIE & BERGSTRÖM 1997).

Titel (Hauptbezug)

KOLATA et al. (1998): Nature and regional significance of unconformities associated with the Middle Ordovician Hagan K-bentonite complex in the North American midcontinent. [*Erscheinungsform und regionale Bedeutung von Unkonformitäten in Verbindung mit dem mittelordovizischen Hagan-K-Bentonit-Komplex im Zentralbereich des nordamerikanischen Kontinents.*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Der sogenannte Hagan-Komplex (nach einer Bohrung bei Hagan, Virginia) beschreibt eine zusammenhängende Serie von bis zu sieben Bentoniten, mit folgenden Bezeichnungen (vom Liegenden zum Hangenden): Hockett, Oconita, Deicke, Millbrig, Elkport, Dickeyville, House Springs. Die Bentonit-führenden Sedimentfolgen tragen regional unterschiedliche Namen; es handelt sich um den Grenzbereich Black-River-Gruppe/Trenton-Gruppe bzw. ihren Äquivalenten. Chronostratigraphisch werden die Sedimentfolgen der regionalen Mohawkian-Serie zugeordnet; dabei bildet der Millbrig-Bentonit die Basis der regionalen (oberen) Chatfieldian-Stufe, der Deicke-Bentonit liegt in der regionalen (unteren) Turinian-Stufe (Abb. 26). Die Mohawkium-Serie wird gegenwärtig in das Oberordovizium gestellt (BERGSTRÖM et al. 2009, COOPER et al. 2012; zuvor Mittelordovizium, vgl. KOLATA et al. 1998). Deicke und Millbrig sind die mächtigsten und am weitesten verbreiteten Bentonithorizonte; ihr Abstand zueinander beträgt zwischen < 0,2 und etwa 14 m. Die Sedimentfolgen, in denen beide Bentonite auftreten, werden der *Phragmodus-undatus*-Conodontenzone zugewiesen.¹⁷⁹

¹⁷⁹ HAYNES (1994, 66) zeigt auf, dass die definierten Conodonten-Biozonen diachron sind: „Throughout much of the eastern midcontinent the Deicke and Millbrig are in the *Phragmodus undatus* chronozone, as they are at Tidwell Hollow and the Red Mountain Expressway. Their occurrence in the *Belodina compressa* chronozone [die definiert ältere Zone, MK] at Big Ridge is thus a clear indication that these zones are diachronous.“ – Zur Conodontenzonierung s. COOPER & SADLER (2012, 491), Fig. 20.1.

- (A) Deicke, Millbrig (Abb. 21). Lokal bis 140 cm mächtig (Südappalachen), nach NW abnehmend bis etwa 5 cm (oberes Mississippi-Tal); Distanz 1300 km (Abb. 25). Verbreitung etwa $1,5 \times 10^6$ km²; geschätztes Volumen (DRE) ca. 1000 bis 1500 km³. Bei Bohrlochmessungen (GR-Log) liegt die Nachweisgrenze bei 5 cm (KOLATA et al. 1998, 724).
- (B) Hockett, Occonita, Elkport, Dickeyville, House Springs. Mächtigkeit 15–40 cm bis \leq 5 cm.

Kein Profil, das abgebildet oder diskutiert wird, weist alle sieben Bentonite auf; für die Region Illinois/Indiana wird aber ein Zusammenvorkommen aller Hagan-Bentonite angenommen (KOLATA et al. 1998, ihre Fig. 5).

Methodik

Bezug. TUCKER (1992) sowie TUCKER & MCKERROW (1995); dort wenige Details, insbesondere keine Diagramme und/oder Tabellen: nur konkordante Analysen verwendet.

Beprobung; Zirkonauswahl/Präparation; Ausschlüsse. Keine Angaben.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalysen, U-Pb (ID).

Labor. Unklar; entweder Royal Ontario Museum (Toronto) oder Memorial University of Newfoundland (St. John's) oder MIT (Cambridge) (TUCKER & MCKERROW 1995, 369).

Altersinterpretation (geologisch)

Kristallisationsalter (TUCKER & MCKERROW 1995, 368).

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Nicht bekannt, möglicherweise SO; nach dem plattentektonischen Konzept vulkanisches System (z. B. Kontinentalrand-Inselbogen) im Iapetus-Ozean (u. a. SAMSON et al. 1989) (s. Abb. 25).

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

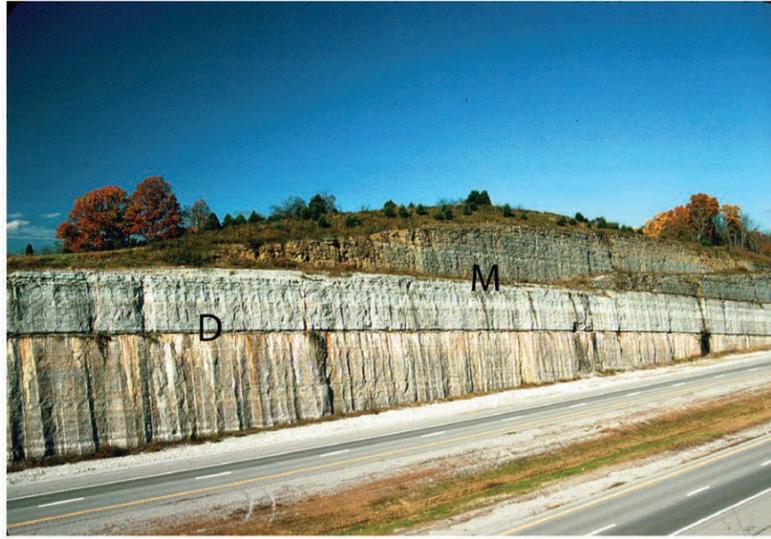
Ordovizium (S. 1072-1073): Nr. O13, O15 (Missouri, USA; TUCKER 1992, TUCKER & MCKERROW 1995); s. Tab. 9.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

KOLATA et al. (1998) wenden die tephrostratigraphische Methode an, um aufzuzeigen, dass im östlichen Nordamerika regional eine Unkonformität unterschiedlicher Ausprägung auftritt. Diese sogenannte „Black River-Trenton“-Unkonformität verlaufe diachron und hätte ihre größte (stratigraphische) Reichweite – Ausfall der Bentonitfolge Deicke bis Dickeyville – in S-Wisconsin, N-Illinois und N-Indiana. Auf Basis der publizierten Isotopenalter des Deicke- und Millbrig-Bentonits erachten sie es als möglich, „dass in diesen Regionen Erosion und Nicht-Ablagerung eine Periode von bis zu 3,2 Millionen Jahre umfasste“.



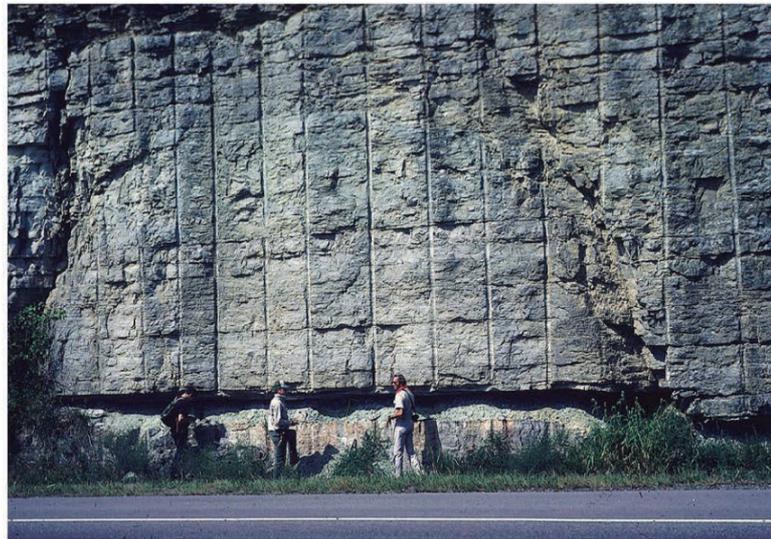
A



B



C



D

Abb. 21 Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit (kontinentale Plattform, Nordamerika).

A: Bohrkern mit einem Bentonit (Pfeil) in einer Karbonatabfolge. B: Deicke (D) und Millbrig (M), dazwischen Kalkstein (4 m) der Eggeleston-Formation; Straßenanschnitt bei Gladeville, Tennessee. C: Millbrig (M) in der Decorah-Formation, 3,2 m oberhalb Deicke (D); bei Minke Hallow, Missouri. D: Deicke (auf Oberkörperniveau der Personen) in der Eggeleston-Formation; bei Carthage, Tennessee (nach HUFF 2008). Fotos: Wiedergabe von Fig. 5 aus HUFF (2016) in *American Mineralogist*, freundl. Genehmigung durch *Mineralogical Society of America*.

Diskussion

Die tephrostratigraphische Korrelation, die sich über den östlichen Teil der Vereinigten Staaten von Amerika sowie südöstliche Teile Kanadas erstreckt, basiert auf einer Untersuchung von etwa 150 Aufschlüssen sowie 450 Untergrundlokalitäten (hauptsächlich Bohrlochmessungen); darüber hinaus sind von ungefähr 600 Proben Haupt- und Spurenelemente analysiert

worden (KOLATA et al. 1998).¹⁸⁰ Für die weitere Diskussion wird davon ausgegangen, dass die Bentonithorizonte Deicke und Millbrig korrekt identifiziert und korreliert worden sind.¹⁸¹

| Pos. | Bentonit | Dicke [cm] | Ca.-Abstand (relativ) [m] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | $\pm 2\sigma$ |
|---|----------|------------|---------------------------|-------------------------------|---|---------------|
| Tucker (1992), Tucker & McKerrow (1995) | | | | | | |
| 1 | Millbrig | ca. 5-140 | < 2 bis 13 | 5 | 453,1 | 1,3 |
| 2 | Deicke | ca. 5-140 | | 5 | 454,5 | 0,5 |
| Gradstein et al. (2012), neu kalkuliert auf Basis von Tucker (1992) | | | | | | |
| 3 | Millbrig | ca. 5-140 | < 2 bis 13 | 5 | 452,92 | 1,26 |
| 4 | Deicke | ca. 5-140 | | 5 | 454,5 | 1,0 |

Tab. 9 Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit (Virginia, USA), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach TUCKER & MCKERROW (1995) sowie GRADSTEIN et al. (2012; dort abweichende Lokalität: Missouri); Dicken- und Abstandsangaben beziehen sich auf das gesamte Verbreitungsgebiet (nach KOLATA et al. 1998). Diskussion siehe Textteil.

Das von KOLATA et al. (1998) ausgewiesene (Maximal-) Intervall von 3,2 Millionen [radiometrischen] Jahren errechnet sich aus der Differenz der Mittelwerte (1,4 Millionen [radiometrische] Jahre) sowie dem Maximum der 2σ -Unsicherheit (1,8 Millionen [radiometrische] Jahre); vgl. Tab. 9, Pos. 1 und 2. Wird die Rekalkulation zugrunde gelegt (GRADSTEIN et al. 2012), beträgt das (Maximal-) Intervall etwa 3,8 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 9, Pos. 3 und 4). In beiden Fällen ist die 2σ -Unsicherheit größer als die Differenz der Mittelwerte; das heißt die ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Verhältnisse und die davon abgeleiteten und interpretierten U-Pb-Alter sind im Rahmen der 2σ -Unsicherheit nicht unterscheidbar.

Nicht nur KOLATA et al. (1998; Co-Autor ist BERGSTRÖM) ziehen die Isotopenalter von Deicke und Millbrig zur Interpretation der Dauer geologischer Prozesse heran, zuvor hatten LESLIE & BERGSTRÖM (1997) mit dem zeitlichen Abstand zwischen Deicke und Millbrig unmittelbar operiert. Dieser betrage nach den radiometrischen Datierungen „ungefähr 0,2 bis 1,4 Millionen Jahre“, wobei sich die zweite Zahl auf die Mittelwerte der U-Pb-Altersinterpretation (s. o.) bezieht, die erste Zahl nahe 0 möglicherweise auf eine ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Altersinterpretation (KUNK & SUTTER 1984¹⁸²). LESLIE & BERGSTRÖM (1997, 16) glauben, dass das Intervall „möglicherweise weniger als 0,5 Millionen Jahre“ andauerte; eine Begründung für diesen Wert geben sie allerdings nicht.

¹⁸⁰ HAYNES (1994) identifiziert und unterscheidet Deicke und Millbrig anhand der Phänokristen: Labradorit und Fe-Ti-Minerale (Deicke); Andesit, Quarz und Biotit (Millbrig).

¹⁸¹ KOLATA et al. (1996, 26) listen eine Überführung zuvor eingeführter (lokaler) Bezeichnungen für Deicke und Millbrig auf; jeweils in der Reihenfolge Deicke, Millbrig: β , α (STITH 1979, Ohio); Pencil cave, Mud cave (MCFARLAN 1943, Kentucky und Tennessee); usf.

¹⁸² KUNK & SUTTER (1984, 20) weisen nicht unterscheidbare Alter aus; für die Lokalität Gadsden (Alabama) ergibt sich für die „bevorzugten Alter“ ein rechnerisches Zeitintervall von -0,2 Millionen [radiometrische] Jahre (nahe 0). Sie bilden sogar ein Mittel aus Deicke-Isotopenalter und Millbrig-Isotopenalter. LESLIE & BERGSTRÖM (1997, 16) schreiben: „Kunk and Sutter (1984, table 2, sample 31D = Deicke, sample 30B = Millbrig), using the ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum technique, gave an older age for the Millbrig (preferred age 454.4 Ma) than for Deicke (preferred age 454.6 Ma). However, the Deicke is stratigraphically lower and the older of the two beds. The isotope ages in both studies overlap when their stated errors are considered (...).“

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

Die Bentonite. HAYNES (1994) versucht aus der internen Stratigraphie und dem Korngefüge der Bentonite die jeweilige Eruptionsgeschichte herzuleiten. Beide Bentonite sind normalgradiert, aber mit einem wesentlichen Unterschied.¹⁸³ Deicke ist eine einzelne gradierte Schicht, wohingegen Millbrig aus bis zu vier gradierten Lagen besteht. Demzufolge sei Deicke das Produkt eines einzigen mächtigen eruptiven Ereignisses, Millbrig aber möglicherweise dasjenige mehrerer solcher Ereignisse oder eines einzigen anhaltenden Ereignisses (S. 68-69), das durch einen Wechsel im Magmenchemismus gekennzeichnet sei.¹⁸⁴

Die „Mehrfach-Normalgradierung“ beobachtet HAYNES (1994, 30; seine Fig. 19) allerdings nur am Probenpunkt Shelbyville (Millbrig mit ca. 80 cm; seine Lokalität 20, aus insgesamt 69 Lokalitäten)¹⁸⁵; er schreibt: „Es ist auch sehr gut möglich, dass die mehrfachen Lagen in Shelbyville einfach Aschenpulse eines einzigen enormen eruptiven Ereignisses repräsentieren, das mehrere Tage andauerte.“¹⁸⁶ Bemerkenswert ist, dass HAYNES (1994, 30) zwei (bzw. mehrere) weitere Bentonitlagen der Lokalität Big Ridge (seine Lok. 25, seine Fig. 15) in einem vier Meter mächtigen Abschnitt mikritischer Kalksteine oberhalb Millbrig als „vorstellbar“ dem Millbrig-Eruptionseignis zurechnet.

Des Weiteren beobachtet HAYNES (1994, 30) grobkörnigen Biotit in Sandsteinen, die unmittelbar dem Millbrig-Bentonit folgen (seine Lok. 12, Crockett Cove in Virginia; seine Fig. 17). Die Biotite würden aus den obersten Teilen der Millbrig-Aschen stammen. Dieses Indiz spreche neben den unregelmäßig ausgebildeten oberen Kontakten beider Aschenschichten, die fast überall auftreten, für eine Aufarbeitung des jeweils obersten Teiles der Aschenschicht.¹⁸⁷

Es gilt festzuhalten: Die vulkanischen Airfall-Aschenniederschläge (Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit) sind Sedimentationsereignisse von Tagen (HAYNES 1994) oder – auch unter Einbeziehung des Flachwasser-Ablagerungsbereichs – gar nur Stunden (vgl. Kap. 3).

¹⁸³ Aber nicht generell; wahrscheinlich abhängig vom Umwandlungsgrad der Primärkomponenten und/oder der Distanz zum Ausbruchspunkt.

¹⁸⁴ Letzteres allerdings ist eine weitere Möglichkeit, die HAYNES (1994) erst im Teil Schlußfolgerungen (sein Punkt 2) anbringt.

¹⁸⁵ „This Millbrig exposure [Shelbyville, MK] is the only one known to contain the discrete thin, graded, coarse-grained layers above the thicker coarse-grained layer [also zusammen drei Lagen mit Normalgradierung, MK], which is in its normal stratigraphic position several centimeters above the base of the bed“ (HAYNES 1994, 30; Beschriftung zu seiner Fig. 19).

¹⁸⁶ „The Shelbyville section provides the clearest evidence that, unlike the Deicke, the Millbrig is composed of more than one ashfall; it further indicates that, at least along the Cincinnati Arch, four separate ashfalls may have accumulated, beginning with a shard-rich ash and followed by at least three crystal-rich ashes. In the Valley and Ridge, where stratigraphic thicknesses suggest that sedimentation rates were greater than along the Cincinnati Arch, those ashfalls may have formed completely separate K-bentonites; the exposure at Big Ridge contains several thinner K-bentonites upsection from the Millbrig (Fig. 15), and biotite is abundant in at least two of these beds. They could conceivably be the same two thin beds that occur in the upper Millbrig at Shelbyville, as those two graded beds were not observed in any other exposures of the Millbrig. It is also very possible that the multiple beds seen at Shelbyville simply represent pulses of ash from a single huge eruptive event lasting several days“ (HAYNES 1994, 30).

¹⁸⁷ „The presence of abundant coarse-grained biotite in the sandstones immediately overlying the Millbrig at Crockett Cove, particularly along bedding planes, is evidence that some ash was reworked, and that reworking is thus the best explanation for the poorly defined upper contact of both the Deicke and the Millbrig in nearly all exposures studied“ (HAYNES 1994, 29).

Die Liegend- und Hangendschichten. LESLIE & BERGSTRÖM (1997) zeigen auf, dass sowohl Deicke als auch Millbrig in unterschiedlichen Lithologien auftreten: in Ton-, Silt- und Sandsteinen sowie Kalksteinen unterschiedlicher Korngröße. Für den stratigraphischen Bereich unterhalb des Deicke-Bentonits unterscheiden sie vier Lithofazies: Wackestone-Fazies, Mudstone-Fazies, Fazies der knolligen Kalksteine/kalkigen Schiefertone und Fazies der Sandsteine/Siltsteine/Tonsteine. Im Vergleich zu den Lithofazies in dem stratigraphischen Bereich oberhalb des Millbrig-Bentonits stellen sie fest, dass die Wackestone-Fazies von der Fazies der grünen Schiefertone/Packstones und die Mudstone-Fazies von der Wackestone/Packstone-Fazies abgelöst wird (vgl. Tab. 10). Die Veränderungen werden einer erhöhten Wasserbedeckung (höheren Wassertiefe) zugeschrieben. Die Lithofazies der anderen Regionen dagegen haben sich nicht verändert.

| Nr. | Region | Lithofazies | unterhalb Deicke | oberhalb Millbrig | Kurzbeschreibung |
|-----|---|---|---------------------|----------------------|--|
| 1 | Upper Mississippi Valley | Wackestone-Fazies | x | | Wackestone-Schuttkalk (Brachiopoden, Gastropoden), mittelbankig; dünne schiefrige Trennschichten |
| | | Fazies grüner Schiefertone/Packstones | | x | Schieferton, grün; zwischengeschaltete Packstone-Schuttkalke (Brachiopoden, Bryozoen) |
| 2 | östlicher Zentralbereich (von Nordamerika) | Mudstone-Fazies | x | | feinstkörniger Kalkstein (Mudstone), massiv, fossilarm, porenreich |
| | | Wackestone/Packstone-Fazies | | x | Wacke-, Pack- und untergeordnet Grainstone-Schuttkalk |
| 3 | nordzentrale Appalachen, W der südzentralen Appalachen | Fazies knolliger Wackestones/ kalkiger Schiefertone | x | x | Schieferton, kalkig, dunkelgrau; zwischengeschaltete knollige Wackestone-Schuttkalke |
| 4 | Gürtel Nordzentral-alabama - Westvirginia (inkludiert in Nr. 2) | Mudstone-Fazies | wie Nr. 2 | x | s. o. |
| 5 | südzentrale Appalachen | Fazies der Sandsteine/Siltsteine/Tonsteine | x (feinerkörnig) | x (gröberkörnig) | siliciklastische Wechselfolge |

Tab. 10 Nebengestein von Deicke und Millbrig: Regionale Lithofazies-Verteilung
Zusammenstellung nach LESLIE & BERGSTRÖM (1997). Diskussion siehe Textteil.

Zur Sedimentation selbst sind die Ausführungen karg. Lediglich zur Fazies der grünen Schiefertone/Packstones (bereits oberhalb Deicke) wird ergänzt, dass der grüne Schieferton eine umfangreiche Zuführung klastischen Materials repräsentiere, interpretiert als abgelagert in einer subtidalen, tonigen Umgebung mit einer ungleichmäßigen Verteilung „schalenreicher ‚Sturm‘-Schichten“, die als Packstone-Linsen erhalten sind. Die Packstones werden also als Ereignislagen (Schuttkalke¹⁸⁸) gedeutet. Dasselbe gilt aber auch für den grobkörnigeren Grainstone-Schuttkalk sowie den feinkörnigeren Wackestone-Schuttkalk. Auch die feinstkörnigen (mikritischen) Mudstone-Kalksteine sind Schüttungen; denn in der Vertikalen treten fließende

¹⁸⁸ Der Begriff „Schuttkalk“ wird z. B. von FLÜGEL (1978, 168) verwendet.

Übergänge von Mudstone zu Wackestones und umgekehrt auf (Tab. 12) und lateral sind ebenfalls solche Übergänge zu beobachten (z. B. HAYNES 1994).

Die Netto-Gesteinsakkumulation¹⁸⁹ (die gemessenen Profilmeter) zwischen dem Deicke- und Millbrig-Bentonit reicht im Untersuchungsgebiet von 0,37 m (obere Mississippi-Tal) bis 14,62 m (SW-Virginia). Mit dieser Spanne berechnen LESLIE & BERGSTRÖM (1997) die Netto-Gesteinsakkumulationsrate zu 0,026 cm bis 1,044 cm pro 1000 [radiometrische] Jahre (auf Basis eines Zeitintervalls von 1,4 Millionen [radiometrischen] Jahren) bzw. zu 0,074 cm bis 2,924 cm pro 1000 [radiometrische] Jahre (auf Basis eines Zeitintervalls von 0,5 Millionen [radiometrischen] Jahren; s. o.). Diese Raten werden nicht weiter kommentiert.

Die Netto-Gesteinsakkumulation korrespondiere mit der Lithofazies (bzw. deren Interpretation): Hohe Akkumulation in der Fazies der Sandsteine/Siltsteine/Tonsteine, interpretiert als Molassefüllung, im Servier-Becken, einem Vorlandbecken am Rande des Kratons (mit Bezug zur „Taktonischen Orogenese“, einer Phase der „Kaledonischen Orogenese“). Relativ niedrige Akkumulation in der Fazies knolliger Wackestones/kalkiger Schiefertone, da die klastische Sedimentation in Teilen vom Servier-Becken aufgenommen worden sei. Eine geringe Akkumulation in Zentralkentucky, wahrscheinlich wegen subaerischer Exposition und möglicher Erosion von Sediment. Die geringste Akkumulation im oberen Mississippi-Tal aufgrund der Kompaktion der grünen Schiefertone (bereits oberhalb Deicke) und einer generell niedrigeren Subsidenzrate.

Insgesamt wird eine konkrete Beziehung zwischen den von Deicke und Millbrig begrenzten Schichten und der mutmaßlichen Dauer, „möglicherweise weniger als 0,5 Millionen Jahre“ (s. o.), nicht hergestellt.

Die Zwischenschichten. Feinstratigraphische Beschreibungen der Schichtenfolge(n) zwischen Deicke und Millbrig sind kaum publiziert.^{190,191} Eine Kurzbeschreibung der stratigraphischen Einheit „Spechts Ferry“, in welcher Deicke und Millbrig erstmals als stratigraphische Einheiten definiert worden sind (WILLMAN & KOLATA 1978), enthält Tab. 11.

In Tab. 12 sind drei Profilbeschreibungen aus der Umgebung von Decorah wiedergegeben (unterer Teil des Spechts Ferry Member, Decorah Formation; EMERSON et al. 2005, WITZKE et al. 2005). Dort beträgt der Abstand Deicke zu Millbrig zwischen 136 cm und 149 cm. Es werden eine kalkige untere (Carimona Member) und eine schiefertonige obere Einheit (Glencoe Member) ausgegliedert. Deicke bildet die Basis des Carimona Member, Millbrig tritt im unteren Teil des Glencoe Member nach 66 bzw. 75 cm auf. Den Beschreibungen zufolge handelt es sich bei den Kalksteinen hauptsächlich um Schuttalke (Wacke- und Packstones). Das gleiche gilt aber auch für die Schiefertone; sie sind als feinklastische Schüttungen zu betrachten, mit Schillagen oder -pflastern und Packstone-Linsen. Die Bioturbation ist mit einer Ausnahme

¹⁸⁹ Der Ausdruck „net rock accumulation rate“ wird von LESLIE & BERGSTRÖM (1997, 16) „aktiv“ verwendet, da zahlreiche postsedimentäre Prozesse wie „Kompaktion, Erosion und Lösung“ Einfluss genommen hätten. Aus der Überlieferung könne deshalb nicht direkt auf Subsidenz- oder Sedimentationsraten geschlossen werden. Dennoch berechnen und vergleichen sie Netto-Gesteinsakkumulationsraten.

¹⁹⁰ Das ist i. d. R. auch nicht eine Intention. HAYNES (1994) z. B. listet 69 Lokalitäten der Regionen Cincinnati Arch und Southern Valley and Ridge Province; den Beschreibungen und zahlreichen Profil-Abbildungen kann aber zumindest die Lithologie der Zwischenschichten (schematisch und grob) entnommen werden.

¹⁹¹ Es gibt zahlreiche ältere Beschreibungen, die aber häufig nicht so detailliert sind (z. B. ROSENKRANS 1936).

gering. An einer Position sind Strömungsrippeln großer Wellenlänge überliefert.

KOLATA et al. (1998) gliedern zwischen Deicke und Millbrig u. a. eine Mudstone/Wackestone-Fazies aus (ihre Figs. 6, 8, 14, 16); sie unterscheiden also nicht explizit zwischen Mudstone-Kalksteinen und Wackestone-Schuttkalken. Lokal betragen die Zwischenschichten weniger als 20 cm; in einem Profil bei Annaton (SW-Wisconsin, ihre Fig. 13, ihre Lok. 214) befindet sich lediglich eine 20 cm dicke Kalkbank zwischen Deicke (25 cm) und Millbrig (10 cm). Diese Situation wird als kondensiert interpretiert.¹⁹² Mitunter keilen die Bentonite auch aus (NW-Illinois, SW-Wisconsin; s. u.).

| Einheit | Dicke [cm] | Beschreibung der stratigraphischen Einheiten Castlewood Member und Clencoe Member (Spechts Ferry "Formation", Decorah "Subgroup"; nach Willman & Kolata 1978) |
|--------------------|------------|--|
| Region: N-Illinois | | |
| Clencoe | ca. 45 | Schieferton, grün mit dünnen Kalkstein-Einschaltungen; Brachiopode <i>Pionodema</i> häufig. An der Basis oder in den unteren cm Millbrig-Bentonit. Die Millbrig-Bentonit-Lage [hier wird der Bentonit erstmals als lithostratigraphische Einheit klassifiziert] tritt an der Basis der Einheit auf. |
| Castlewood | ca. 45 | Kalkstein, schwach tonig, grau, dicht, feinkörnig, mittelbankig bis massiv; örtlich mit Brachiopode <i>Pionodema</i> , sonst fossilarm. Überlagert Schieferton, wenige cm, grün sowie Schieferton, < 1,2 cm, dunkelbraun, weit verbreitet. - Die Deicke-Bentonit-Lage [hier wird der Bentonit erstmals als lithostratigraphische Einheit klassifiziert] tritt entweder innerhalb des grünen Schiefertons oder unmittelbar über dem basalen braunen Schieferton auf. [Allerdings ist Deicke in NW-Illinois bisher nicht gefunden worden.] |

Tab. 11 Lithologie der Spechts Ferry „Formation“, N-Illinois.

Zusammenstellung nach WILLMAN & KOLATA (1978); teilweise gekürzt, Einfügungen in eckigen Klammern durch den Verfasser.

Die Abfolge der Zwischenschichten kann als eine Aufeinanderfolge von Ereignislagen (Schüttungen) interpretiert werden. Verwühlungen (Bioturbationen) können rasch erfolgt sein; Verwühlungen durch mehrere Lagen hindurch werden nicht beschrieben. Auch eine Rippeoberfläche muss zur Konservierung schnell überdeckt worden sein.

Die Unkonformität. Nach KOLATA et al. (1998) verläuft die „Black River/Trenton“-Unkonformität, sofern sie vorliegt, am Kontakt Black-River-Gruppe zu Trenton-Gruppe (oder deren Äquivalenten). Die Gesteine der liegenden Black-River-Gruppe sind Mudstone/Wackestone-Kalksteine, die der überlagernden Trenton-Gruppe Wackestone/Packstone- oder Grainstone-Kalksteine. Der augenfällige Wechsel ist sowohl in kontinuierlichen als auch diskontinuierlichen Übergängen abrupt. An wenigen Lokalitäten in Wisconsin und Arkansas ist eine schwache Winkeldiskordanz ausgebildet.

Die Diskontinuitätsfläche zeigt häufig keine Besonderheiten; sie erschließt sich hauptsächlich tephrostratigraphisch durch das Nichtvorhandensein des Millbrig-Bentonits. Lokal wird die Diskontinuitätsfläche als planar, eisenfleckig oder eisenreich (ihre Lok. 31, Tennessee; dort weit verbreitet), als zusammengebacken („welded“), eisenfleckig und mit *Trypanites*-Bohrungen (lokal im Illinois- und Michigan-Becken; ihre Fig. 10), als uneben mit verfüllten Aushöhlungen (ihre Lok. 36) oder als ausgekolkt (NO-Iowa) beschrieben. Diese Oberflächen (bezogen auf

¹⁹² „In northwestern Illinois and southwestern Wisconsin, the Millbrig and Deicke K-bentonites pinch out on the western flank of the Wisconsin Arch (Kolata et al., 1986). Locally, the interval between the two beds is <20 cm thick suggesting that the stratigraphic interval is condensed as a result of slow depositional rates (Fig. 13)“ (KOLATA et al. 1998, 17).

die einzelnen Vorkommen) werden als Hartgründe interpretiert und auch als Hartgrundomissionsoberflächen bezeichnet.

| Einheit | Dicke [cm] | Profilbeschreibung (untere Teil des Spechts Ferry Member, Decorah Formation, Galena-Group) |
|--|------------|--|
| 1) Steinbruch "Breuning Rock Products", unmittelbar SO Decorah (Emerson et al. 2005a; "Stop 1") | | |
| DE-3 | 103 | Schieferton, dunkelblaugrau, an der Basis laminiert, gelegentlich Pyritkörner und -würfel, dünne (< 1 cm) Brachiopodenlagen (einzelne Schalenlage) oder Brachiopodenpflaster aus geschwärtzten, konvex-liegenden Schalen; mit zwischengeschaltetem Kalkstein (Mudstone), dunkelgrau, stark bioturbat; [nach 75 cm] Bentonit, 2-4 cm, orange (Millbrig-Bentonit); überlagert von Schieferton, dunkelblaugrau, Bioturbation schwach, mit eingeschaltetem Brachiopodenschill-Packstone (mit scharfer Schichtunter- und Schichtobergrenze). |
| DE-2 | 72 | Kalkstein mit [dünnen] Schiefertonzwischenschichten, grau bis braun, welliger (Lagen von etwa 4-6 cm) Packstone; überlagert von Schieferton, 10 cm, braun/grün, mit zwischengeschalteten Wackestone-Knollen; überlagert von Packstone bis Wackestone, wellig, organischbraun, Spuren (burrows) verbreitet; überlagert von Schieferton, 1-2 cm, grün; überlagert von Wackestone bis Mudstone [feinstkörniger, mikritischer Kalkstein], dünnbankig, organischbraun, tonig; Schichtoberfläche megawellig [Rippeln mit durchschnittlicher Wellenlänge von 1 m] und überdeckt mit Schill (fossil hash), Bioturbation schwach. |
| DE-1 | 7 | Schieferton, braun; überlagert von Bentonit, 2 cm, orange (Deicke-Bentonit); überlagert von Schieferton, braun. |
| 2) Straßenanschnitt "Locust Road", ca 6 km NO Decorah (Witzke et al. 2005; "Stop 4"); ca 9 km von Lokalität 1 entfernt | | |
| Unit 19 | ca. 130 | Schlecht aufgeschlossen, teilweise abgerutscht bis kolluviiert. Schieferton, grüngrau, kalkig; Packstone-Linsen, Brachiopoden-reich, im mittleren Teil vereinzelt treptosome Bryozoen. Millbrig-Bentonit im unteren Teil der Rutschung. |
| Unit 18 | 73 | Kalksteinbänke, Wackestones und Packstones mit skeletttragenden Organismenkomponenten (s). Basale 4-6 cm mit Deicke-Bentonit, rezessiv [?]. Überlagert von Kalksteinschicht, 10 cm, Wackestone (s) mit Brachiopoden, Top 2-4 cm Packstone (s), große komplexe Spuren (burrows). Überlagert von Kalksteinschicht, 15-17 cm, Wackestone (s), tonig, Top 3-7 cm Packstone mit Crinoidentrümmer. Überlagert von Kalksteinschicht, 8 cm, kristalliner Packstone und Wackestone-Packstone, Muschel- und Gastropodenabdrücke, Brachiopoden- und Trilobitenfragmente. Überlagert von Kalksteinbank, 20 cm, einzelne Bank, Wackestone (s), feine Skelettrümmer an Oberfläche, unteren 2-3 cm schiefrig, zurückversetzt. Überlagert von Kalksteinbank, 14,5 cm, Wackestone-Packstone, hart, Basis und Top schiefrige Trennschicht (-fuge). |
| 3) Steinbruch "Carlson-Locust", ca. 14 km NNO Decorah (Emerson et al. 2005b; "Stop 5"); ca. 15 km von Lok. 1 entfernt | | |
| LC-3 | 72 | Schieferton, dunkelblaugrau, an der Basis laminiert, gelegentlich Pyritkörner und -würfel, dünne (< 1 cm) Brachiopodenlagen (einzelne Schalenlage) oder Brachiopodenpflaster aus geschwärtzten, konvex-liegenden Schalen; [Anmerkung: in Zeichnung mit zwischengeschaltetem Kalkstein]; [nach 66 cm] Bentonit, 2-4 cm, orange (Millbrig-Bentonit); überlagert von Brachiopodenschill-Packstone (mit scharfer Schichtunter- und Schichtobergrenze), Bioturbation schwach. |
| LC-2 | 66 | Kalkstein mit [dünnen] Schiefertonzwischenschichten, grau bis braun, welliger (Lagen von etwa 4-6 cm) Packstone; überlagert von Schieferton, 2 cm, grün; überlagert von Mudstone [Kalkstein] bis Wackestone, wellig, organischbraun, Spuren (burrows) verbreitet; überlagert von Schieferton, 1 cm, grün; überlagert von Wackestone bis Mudstone [s. o.], dünnbankig, organischbraun, tonig; Schichtoberfläche megawellig [Rippeln mit Wellenlängen von 1-1,5 m und Amplituden von 1-3 cm] und überdeckt mit Schill (fossil 'hash'), Bioturbation schwach. |
| LC-1 | 8 | Schieferton, dunkelbraun; überlagert von Bentonit, 2-3 cm, orange (Deicke-Bentonit); überlagert von Schieferton, 3-4 cm, dunkelbraun. |

Tab. 12 Lithologie der Decorah-Formation (Ausschnitt), Iowa.

Aufschlüsse nahe Decorah (Typlokalität), Iowa; Profilabschnitte mit Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit. Die Decorah-Formation (ca. 12–14 m) wird dort in Aufschlüssen in drei Subformationen untergliedert. Der untere Teil, das Spechts Ferry Member, wird nochmals unterteilt in Carimona Member und Glencoe Member. Die Zuordnung der Einheiten ist wie folgt (vom Liegenden zum Hangenden): DE-1 und DE-2 (Profil 1), Unit 18 (Profil 2) sowie LC-1 und LC-2 (Profil 3): Carimona Member. DE-3, Unit 19 und LC3: unterer Teil des Glencoe Member. Der Abstand Deicke zu Millbrig beträgt zwischen 136 cm und 149 cm. Zusammenstellung nach EMERSON et al. (2005; Profile 1 und 3) sowie WITZKE et al. (2005; Profil 2); teilweise gekürzt, Einfügungen in eckigen Klammern durch den Verfasser.

Bei Lokalität 36 handelt es sich um eine Einzelbeobachtung.¹⁹³ Gemäß der Beschreibung von KOLATA et al. (1998, 729; ihre Fig. 11) sind Aushöhlungen am Top des Castlewood Limestone Member mit tonigem Kalkstein des überlagernden Spechts Ferry Shale Member verfüllt (vgl. Tab. 11); der Kontakt besteht aus einer eisenhaltigen Kruste (< 1 mm ?) und der Top des liegenden Kalksteins zeige Bohrungen („borings“). Die „Bohrungen“ sind eher als Verwühlungen eines weichen Substrats anzusehen; diese können rasch geschehen sein. Bezüglich des Kontaktes ist zu prüfen, ob gegebenenfalls chemische Erosion in Frage kommt (gilt auch für die Bohrkernprobe, ihre Fig. 10). Ein Handstück (ihre Fig. 11) zeigt nur etwa 4 cm des Spechts Ferry Shale Member; es sind vertikale Strukturen ausgebildet, deren Fortsetzung nach oben nicht gezeigt wird. Der eisenreiche bzw. eisenfleckige (planare) Kontakt (Tennessee) ist bisher wenig untersucht; die Fe-Ausfällungen können auch syn- oder postdiagenetischer Natur sein. Zusammenfassend ist eine Interpretation dieser Kontakte (Flächen) als Hartgründe weder zwingend noch hinreichend.

Die Maximaldauer von Nichtablagerung und Erosion leiten KOLATA et al. (1998, 735) zunächst vom Schichtausfall ab – bezogen auf die tephrostratigraphischen Markerhorizonte: „(...) die Unkonformität begann sich vor der Ablagerung der Deicke-Schicht zu entwickeln und endete nach Ablagerung der Dickeyville-Schicht und vor Ablagerung des House-Springs-K-Bentonits.“ Der (zusätzliche) Ausfall von Elkport und Dickeyville allerdings ist fraglich; vielmehr fehlen bereits lokal Elkport und Dickeyville (z. B. Lok. 1 und Lok. 14), wenn Deicke und Millbrig noch vorhanden sind. In diesen Profilen weisen KOLATA et al. (1998) eine weitere Diskontinuitätsfläche in einem höheren stratigraphischen Niveau aus. Für die ausgewiesene und hier diskutierte „Periode von bis zu 3,2 Millionen Jahre“ hat dies jedoch keine Relevanz.

KOLATA et al. (1998, 727) erklären die „Black River/Trenton“-Unkonformität mit einer (regional) subaerischen Exposition (exhumierte Black-River-Karbonate) oder mit einem Aussetzen der Karbonatsedimentation in einem ausreichend flachen Wasser. Zur ersten Erklärung stellen sie aber zuvor (selbst) fest, dass typische subaerische Kennzeichen „wie Karst (z. B. Dolinen und Resthügel), unlösliche Rückstände (z. B. Terra rossa und Kieselerde), Caliche [Kalkkrusten, MK], Oberflächensilifizierung, Rillenkarren und/oder Paläokanäle“ fehlen. Des Weiteren lasse der offensichtlich konkordante Kontakt zwischen der Black-River- und Trenton-Gruppe in Randbereichen des Kratons (Südappalachen) sowie küstenwärts (S-Minnesota) nicht auf eine Meeresspiegelsenkung schließen, die zu einer weitverbreiteten subaerischen Exposition hätte führen können.

HAYNES (1994, 51) zufolge differieren die Mächtigkeiten des Millbrig-Bentonits über kurze Distanzen in Zentralkentucky erheblich (83 cm im Shakertown-Profil, 3 Km NO 38 cm, weitere 12 km NO nicht vorhanden; siehe seine Fig. 25). In Profilen, in denen der Millbrig-Bentonit gänzlich fehlt, treten im unteren Teil der Lexington-Formation gerundete Klaster von

¹⁹³ „Commonly, however, the top of the Castlewood lacks the sculpted surface that has borings and ferruginous crust, as seen in cores from the basin. Rather, the contact is marked by an abrupt change from relatively pure limestone below to the overlying greenish-gray, fossiliferous (brachiopods and bryozoans), calcareous shale that is assigned to the Spechts Ferry Shale Member of the Decorah Formation (...)“ (KOLATA et al. 1998, 729).

aufgearbeitetem Tyrone-Material auf (CRESSMAN 1973).^{194,195} Aus den Mächtigkeiten Deicke-Bentonit zu Tyrone/Lexington-Kontakt sowie Deicke-Bentonit zu Millbrig-Bentonit schließt CRESSMAN (1973, 12), dass etwa die obersten 3 m Tyrone-Sediment(gestein) vor der Sedimentation der Lexington-Sediment(gestein)e erodiert worden sein müssen. Fehlt ein Teil des Millbrig-Bentonits, so ist es stets der mittlere und obere Teil. Die Erosion muss also nach Ablagerung der Aschen erfolgt sein (HAYNES 1994 mit Verweis auf SCHARPF 1990). Die lokale Tyrone/Lexington-Erosionsdiskordanz¹⁹⁶ setzen KOLATA et al. (1998, 728) mit der „Black River/Trenton“-Unkonformität gleich. Konkrete Beobachtungen zu Aufarbeitungen und Umlagerungen wie sie CRESSMAN (1973) machte, fehlen allerdings bei KOLATA et al. (1998).

Alternativ zu KOLATA et al. (1998) wird der lokale Schichtausfall (die Lücke) mit einer erhöhten Hydrodynamik über aktiven (subaquatischen) Schwellen erklärt, die keine Sedimentation zulässt, anstelle dessen aber Erosion bewirkt.¹⁹⁷

Fazit

Das Fehlen der K-Bentonite Deicke und Millbrig in Teilen des Zentralbereiches des nordamerikanischen Kontinents interpretieren KOLATA et al. (1996) als eine Periode von Erosion und Nicht-Ablagerung, die möglicherweise „bis zu 3,2 Millionen Jahre“ andauerte. Diese (Maximal-) Zeitdauer leiten sie aus aus den publizierten Isotopenalter für Deicke und Millbrig ab, aus der Differenz der Mittelwerte plus der Summe der 2σ -Unsicherheiten. Die impliziten $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse der Zirkonpopulationen von Deicke und Millbrig sind allerdings im Rahmen der 2σ -Unsicherheiten nicht unterscheidbar.

Die zwischen den Bentonithorizonten Deicke und Millbrig auftretenden Sedimentgesteine können als Ereignisablagerungen interpretiert werden, als in kurzer Zeit erfolgte Schüttungen. Möglicherweise erfolgten diese Schüttungen in rascher Abfolge ohne längere Unterbrechungen – vielleicht im Rahmen von Tagen oder Wochen. Diese angenommene Zeitdauer zwischen der Ablagerung der Deicke-Aschen und Millbrig-Aschen von „vielleicht Tagen oder Wochen“ steht im krassen Gegensatz zu den „bis zu 3,2 Millionen Jahren“.

¹⁹⁴ Die Obergrenze der Tyrone-Formation bildet (wenn vorhanden) der Top des Millbrig-Bentonits; die Formation ist charakterisiert durch Mudstone-Kalksteine. Die hangende Lexington-Formation setzt mit Grain-, Pack- oder Wackestone-Schuttkalken ein. Siehe z. B. HAYNES (1994, 44).

¹⁹⁵ Nach CRESSMAN (1973, 12-13) kann die Lithifizierung des karbonatischen Tyrone-Sediments rasch erfolgt sein: „The Tyrone-Lexington disconformity probably does not indicate any great interval of time. The fragments of Tyrone Limestone in the basal Curdsville Limestone Member show that some of the Tyrone was lithified before Curdsville time, but much of the Tyrone was deposited in an intertidal environment where cementation could have been rapid.“ – Möglich sind aber auch nicht lithifizierte, weiche „Kalkgerölle“ mit hoher Porosität analog „Tongeröllen“ (Tongallen) wie z. B. von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977, 42) beschrieben: „Die flachen ‚Tongerölle‘ entstehen im allgemeinen durch Aufarbeitung und Umlagerung von kurz zuvor sedimentierten Tonlagen. (...) Die Dichte solcher Gerölle beträgt während des Transportes nur 1,6, wenn man eine Porosität von 65 % zugrundelegt.“

¹⁹⁶ Von HAYNES (1994, 65) als „Post-Tyrone-Unkonformität“ bzw. überregional als „B₂-Unkonformität“ bezeichnet.

¹⁹⁷ Die Lücken sind ohnehin hauptsächlich in Bereichen, die Schwellen zugeordnet werden: Jessamine Dome (N-Kentucky), Nashville Dome (Zentraltennessee), Wisconsin Arch (N-Illinois) und Kankakee Arch (N-Indiana); vgl. KOLATA et al. (1998, 732).

6.5.2 Balto-skandinavischer K-Bentonit: Kinnekulle

Übersicht

Balto-Skandinavien („Nordeuropa“) wird hauptsächlich von präkambrischen Gesteinen des Baltischen Schildes aufgebaut. Dieser Krustenblock wird als Teil der Osteuropäischen Plattform aufgefasst (auch als „Osteuropäischer Kraton“ oder „Baltica“ bezeichnet); seine Grenzen werden hauptsächlich durch das Kaledonische Orogen (NW), das Ural-Orogen (O), das Alpidische Orogen (S) und das Variszische Orogen (S, SW) sowie die Teisseyre-Tornquist-Zone (W, SW) bestimmt (PARK 2015). Der Osteuropäische Kraton war zeitweise überflutet; im Bereich des Baltischen Schildes bildete sich das Baltische Becken aus. Hiervon zeugen vorwiegend flachmarine „Plattform“-Ablagerungen, die den Systemen Kambrium bis Silur (Devon) zugeordnet werden.

In mittel- und oberordovizischen Sedimentfolgen können bis zu etwa 150 Bentonithorizonte gezählt werden (HUFF 2016).¹⁹⁸ Mit einer Mächtigkeit von bis zu 2 m (Südschweden) nimmt der Kinnekulle-Bentonit eine herausragende Stellung ein.

Titel (Hauptbezug)

BERGSTRÖM et al. (1995): Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. [*Nomenklatur, Stratigraphie, chemischer Fingerabdruck und regionale Verbreitung einiger K-Bentonite in Balto-Skandinavien.*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Der Kinnekulle-Bentonit¹⁹⁹ ist der mächtigste und am weitesten verbreitete Bentonit in der balto-skandinavischen Region. An seiner Typuslokalität in Schweden (Provinz Västergötland), am Ostabhang des Kinnekulle-Plateauberges (306 m ü. NN), im Steinbruch Mossen, erreicht er eine Mächtigkeit von 180 cm. Als „Grenzschiefer“ bildet der Kinnekulle-Bentonit den Top der Dalby-Formation (regionale Haljala-Stufe) und die Liegendgrenze der folgenden Skagen-Formation (regionale Keila-Stufe²⁰⁰); diese Formationen gehören zur regionalen Viru-Serie und werden gegenwärtig dem Oberordovizium (vormals Mittelordovizium) zugeordnet. Demnach ist die chronostratigraphische Position des Kinnekulle-Bentonits (bzw. der Kinnekulle-Schiefer) im oberen Teil der internationalen Sandbium-Stufe.

Im Steinbruch Mossen gliedern BERGSTRÖM et al. (1995), modifiziert nach THORSLUND (1948), in einer Abfolge von etwa 8–9 m 4 Bentonit-Gruppen aus (vom Hangenden zum Liegenden):

(A) Grimstorp-Gruppe: obersten 2 Horizonte, 14 und 15 cm dick; dazwischen eine 4 cm

¹⁹⁸ Die Maximalanzahl bezieht sich auf einen Profilabschnitt des Koängen-Bohrkerns, Provinz Scania (Schonen) in S-Schweden: Dort sind in einem etwa 60 m mächtigen Abschnitt der Sedimentfolge des Dicollograptus Shale 157 Bentonithorizonte eingeschaltet (BERGSTRÖM & NILSSON 1974).

¹⁹⁹ Zuvor u. a. bezeichnet als „Main Metabentonite Bed“ (VINGISAAR 1972), „Big Bentonite Bed“ (BERGSTRÖM & NILSSON 1974) oder „Big Bentonite“ (HUFF et al. 1992).

²⁰⁰ Die Liegendgrenze der Keila-Stufe wird traditionell mit der Basis des Kinnekulle-Bentonits gezogen (s. Abb. 26), insofern haben Skagen-Formation und Keila-Stufe nicht die gleiche Liegendgrenze.

- dicke, tonige Kalksteinbank; Basis: 28 cm über (B).
- (B) Kinnekulle-Bentonit: der mächtigste Horizont, 180 cm dick.
- (C) Sinsen-Gruppe: 2 Horizonte, 8 und 20 cm dick; Zwischenschicht etwa 10 cm; Top: etwa 40 cm unter (B).
- (D) Grefsen-Gruppe: 16 (?) untersten Horizonte, zwischen 1 und 28 cm dick; Top etwa 200 cm unter (B).

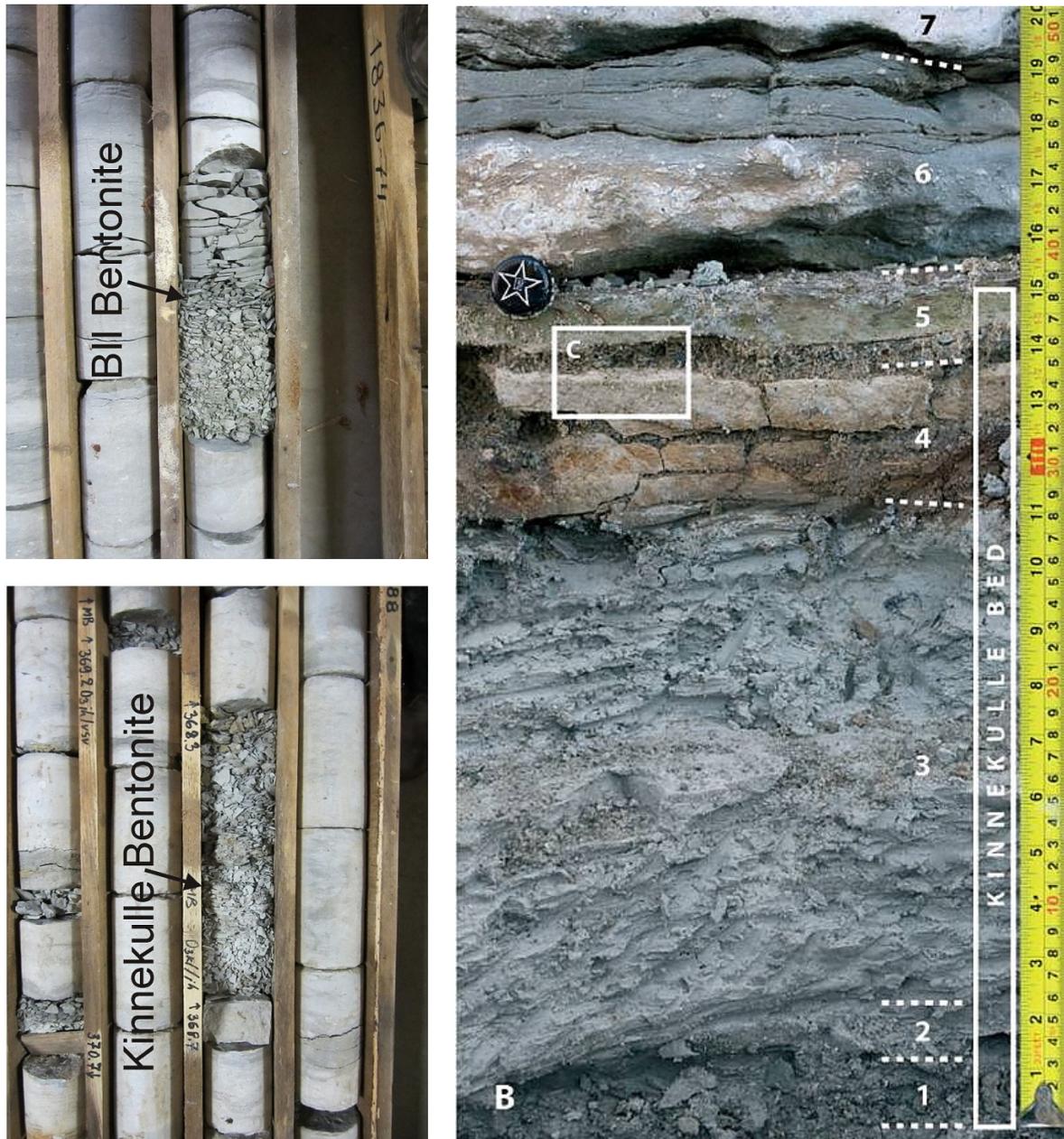


Abb. 22 Kinnekulle-Bentonit (Estland).

Links: Bohrkern der mitteltiefen Bohrung Kuussaare K3 (von 1989), im S der Insel Saaremaa (Estland). Das obere Bild zeigt den etwa 30 cm mächtigen Bentonit BII in einer Teufe von 314,4 Meter (Basis), das untere den 40 cm mächtigen Kinnekulle-Bentonit in einer Teufe von 368,7 m (Basis). Die Lokalität liegt 530 km O der Typuslokalität Kinnekulle. Wiedergabe von Fig. 3 aus SIIR et al. (2015). Rechts (B): Kinnekulle-Bentonit am Põõsaspea-Kliff, NW-Estland, etwa 80 km WSW Tallinn. Mächtigkeit 38 cm (?); HINTS et al. (2008) legen die obere Grenze des Bentonithorizonts vorläufig innerhalb Schicht 5. Die Lokalität liegt 590 km ONO der Typuslokalität Kinnekulle. Wiedergabe von Fig. 1B aus HINTS et al. (2008). Alle Abbildungen aus *Estonian Journal of Earth Sciences* (CC BY-NC 4.0).

Die Kinnekulle-Schicht ist stellenweise aus mehreren Lagen aufgebaut, die sich durch ihre Farbe, Textur und Gradierung unterscheiden. An zwei Lokalitäten wird die Kinnekulle-Schicht durch eine dünne Bank aus Tonstein bzw. Kalkstein getrennt; diese Merkmale werden als „vermutlich kurze Unterbrechung der vulkanischen Aktivität“ interpretiert.^{201,202}

In Impaktkratern (Fyalla Mosse, Kärda²⁰³) ist die Mächtigkeit des Kinnekulle-Bentonits ungewöhnlich hoch (BERGSTRÖM et al. 1995, Beschreibung zu ihrer Fig. 1).

An einigen Lokalitäten treten unmittelbar unter und über dem Bentonit Conodonten der Zone *Amorphognathus tvaerensis* auf (vgl. Abb. 26).

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Hier keine Angabe; siehe aber z. B. BERGSTRÖM (2004): möglicherweise vulkanisches System (Inselbogen) im Westen im angenommenen Iapetus-Ozean (vgl. Abschnitt 6.5.3).

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

BERGSTRÖM et al. (1995) zeigen auf, dass sich einige der klassifizierten Bentonithorizonte – darunter der Kinnekulle-Bentonit – auf der Grundlage ihrer biostratigraphischen Position, ihres chemischen Fingerabdrucks und ihrer lithologischen Charakteristika (z. B. relative Mächtigkeit) über große Bereiche von Balto-Skandinavien verfolgen und damit auch korrelieren lassen.

Diskussion

BERGSTRÖM et al. (1995) korrelieren den Kinnekulle-Bentonit oder die vier Bentonit-Gruppen bzw. Teile davon über eine Verknüpfung von je 12 Profilpunkten mit Längen von 1300 und 2000 km (ihre Fig. 1 und 2). Die West-Ost-Profillinie von SO-Norwegen über S-Schweden, den Inseln Gotland und Hiiumaa bis nach Estland und Russland (ihre Fig. 1.) umfasst eine Distanz von etwa 1000 km.

Sie begründen eine Tephrostratigraphie, die über die (grobe) stratigraphische Positionierung und den relativen Mächtigkeiten hinaus auf eine chemische Identifikation (Fingerabdruck) beruht: Verhältnismäßige Unterschiede der Spurenelement-Konzentrationen von Ti, Th, Hf, Zr und Cr der Primär-Phänokristen. Über Diskriminierungsfunktionen können dann Kinnekulle-Bentonit und Grimstorp- und Grefsen-Gruppe unterschieden und für weitere, analysierte Lokalitäten (Norwegen, Dänemark, Estland)²⁰⁴ mutmaßliche Äquivalente identifiziert

²⁰¹ „Interestingly, in two sections, namely the Koängen drill-core, Scania (Bergström & Nilsson 1974) and in a now caved-in K-bentonite mine adjacent to the Mossen quarry, Kinnekulle (Jaanusson, pers. Comm. 1992), the Kinnekulle K-bentonite is divided into two parts by a thin, probably discontinuous, bed of limestone or mudstone indicating a, presumably short, interruption of the volcanic activity“ (BERGSTRÖM et al. 1995, 6).

²⁰² Ergänzend kann dann auch von einer raschen Sedimentation dieser Zwischenlagen ausgegangen werden.

²⁰³ Nach SIIR et al. (2015, 141) 70 cm. Zu den Mächtigkeitsdifferenzen (innerhalb vs. außerhalb des Kraters) siehe AINSAAR et al. (2002), zur unmittelbaren Wiederaufnahme der (marinen) Postejekta-Sedimentation siehe z. B. PUURA & SUUROJA (1992), SUUROJA et al. (2002) und PUURA et al. (2004).

²⁰⁴ BERGSTRÖM et al. (1995) benennen mit Ausnahme von Mossen (Schweden) nicht konkret die Probenpunkte, die ihren Diskriminierungsanalysen zu Grunde liegen. Da für zwei Länder je nur ein Probenpunkt aufgeführt wird, handelt es sich in Dänemark wohl um die Lokalität Vasagard und in Norwegen um die Lokalität Sinsen.

werden.

Auf diese Weise allerdings konnte der Kinnekulle-Bentonit im Kyrkbäcken-Profil (bei Röstanga, Südschweden) nicht identifiziert werden (BERGSTRÖM et al. 1997, HUFF et al. 1999). In diesem Profil liegen mehrere, auch mächtigere Bentonithorizonte (45, 55 und 67 cm) in einem Abschnitt von knapp 5 m dicht beieinander. Die Kyrkbäcken-Proben waren geochemisch zur Kinnekulle-Probe nicht unterscheidbar; HUFF et al. 1999 folgern (Co-Autor ist BERGSTRÖM), dass möglicherweise mehrere Bentonithorizonte den Kinnekulle-Bentonit repräsentieren.

Kürzlich analysierten KIPPLI et al. (2014) 34 Bentonite der oberflächennahen Bohrung Billegrav-2 (Endteufe 125,9 m; SCHOVSBO et al. 2011) auf Bornholm (Dänemark). In dem 12 m mächtigen, Bentonit-reichen Abschnitt (Tiefe 84–95 m), dem unteren Teil der sogenannten Logeinheit D (= *Dicellograptus* Shale²⁰⁵), machen die Bentonithorizonte einen Anteil von 50 % der Schichtenfolge aus; der restliche Teil besteht aus dunkelgrauen Tonsteinen und untergeordnet Kalksteinen.²⁰⁶ Zwei Bentonithorizonte sind auffallend mächtig: 80 und 90 cm. Aufgrund einer spezifischen Spurenelementcharakteristik (jeweils Ti, Nb, Zr und Th im Verhältnis zu Al_2O_3) identifizierten sie „mit hoher Wahrscheinlichkeit“ den 80-cm-Bentonit (Tiefe 88,3–89,1 m) als Kinnekulle-Bentonit. Allerdings zeigen auch sieben andere Bentonite, teilweise nur abschnittsweise (Probenintervall: 5 cm), die gleiche chemische Signatur wie der Kinnekulle-Bentonit, darunter auch der überlagernde Komposit-Bentonit und der unterlagernde 90-cm-Bentonit (Tiefe 89,95–90,85 m). In diesem Zusammenhang berichten KIPPLI et al. (2014), dass die vermeintliche Kinnekulle-Bentonitprobe des Vasagård-Profiles (ebenfalls Bornholm) nicht mit der geochemischen Signatur des Kinnekulle-Bentonits übereinstimmt (s. auch ihre Fig. 3A).

Die Beispiele zeigen, dass die bisherige Methode der Spurenelementcharakteristik – auch in unterschiedlicher Ausprägung – ihren Grenzen hat. Es sollte testweise festgestellt werden, ob die Zirkon-Tephrostratigraphie nach WINTER (1981 und weitere) nicht nur für den Kinnekulle-Bentonit einen „echten“ Fingerabdruck liefern kann.

Erwähnenswert sind einige Beobachtungen und Interpretationen aus Estland. Hinsichtlich der Korrelation des Kinnekulle-Bentonits gibt es scheinbar keine Unsicherheiten; mutmaßliche Kinnekulle-Äquivalente sind aufgrund der (grob-) stratigraphischen Position und seiner (relativ größten) Mächtigkeit – auch unter Verweis auf die Korrelationen von BERGSTRÖM et al. (1995) – „identifiziert“ worden (z. B. HINTS et al. 2008, Abb. 22, SIIR et al. 2015, Abb. 22). Dennoch sind zahlreiche geochemische Charakteristika zur Identifikation entwickelt und angewendet worden (insbesondere KIPPLI et al. 2000, 2007 und 2014, s. o.). Hinsichtlich der Frage Einzel-/Mehrfacheruption zeigen SIIR et al. (2015), dass die Primär-Phänokristen (hauptsächlich Biotit, Sannidin) ihre Zusammensetzung von der Basis zum Top (Probenabstand: 5 cm) im Kuressaare-Kernmaterial nicht verändern. Aufgrund dieser Stabilität gehen sie von einer einzelnen

²⁰⁵ Die deutsche „*Dicellograptus*“-Schiefer-Formation ist nach dem *Dicellograptus* Shale Süd-Skandiavien (Bornholm, Schonen) benannt (BEIER et al. 2001, 138): Als Typusprofil gilt der Abschnitt 1560–1590,8 m der 1986 niedergebrachten Bohrung G14, 33 km NO Sassnitz (Rügen). Die Abfolge besteht hauptsächlich aus schwarzgrauen Tonsteinen; Bentonithorizonte sind bisher nicht beschrieben worden. Allerdings ist nur der unterste Teil (bis 1588,0 m) gekernt worden (BEIER & KATZUNG 1999).

²⁰⁶ Vergleiche hierzu auch die älteren Arbeiten von BERGSTRÖM & NILSSON (1974).

vulkanischen Eruption aus. Im Vergleich zur Typuslokalität (Kinnekulle), für die eine Mehrfachereption angenommen wird, schließen sie, dass die untersuchte Lokalität wohl nur einen Teil der Aschen abbekam.²⁰⁷

Sedimentgesteine, Ablagerungsumwelt, Tempo der Sedimentation

Die den Kinnekulle-Bentonit unter- und überlagernden Sedimentgesteine sind von BERGSTRÖM et al. (2011) kürzlich erneut anhand des Kernmaterials der Bohrung Borensult-1 (Motala, Östergötland; 95 km O Kinnekulle) beschrieben worden. Die Sedimentfolge von 71,33 m (Endteufe) umfasst vom Liegenden zum Hangenden die Einheiten (engl.) Furudal Limestone (Teil), Dalby Formation, Freberga Formation, Slandrom Formation, Fjäcka Shale, Jonstorp Formation, Loka Formation und Motala Formation (Teil?).²⁰⁸ In ihrer chronostratigraphischen Zuordnung reichen sie vom oberen Teil des Mittelordoviziums über das Oberordovizium (Dalby- bis Loka-Formation) bis in den untersten Teil des Silurs. Der Kinnekulle-Bentonit hat eine Mächtigkeit von 155 cm und bildet den Top der Dalby-Formation.

Die Sedimentfolge besteht hauptsächlich aus Fossilbruchstück-reichen Kalksteinen – Wacke-, Pack- und Grainstones –, also Schuttkalken, sowie untergeordnet feinkörnigen Kalksteinen (Mudstones), tonigen Kalksteinen und Schiefertonen (Fjäcka Shale, 112 cm). BERGSTRÖM et al. (2011) zufolge war die Ablagerung des hauptsächlich karbonatischen Materials wahrscheinlich episodischer Natur gewesen: mit einer raschen Bildung individueller Bänke (vielleicht mitunter in Tagen) separiert von signifikanten Intervallen mit geringer oder keiner Sedimentation.²⁰⁹ Diese „irreguläre Akkumulation“ sei allen epikontinentalen Abfolgen gemein; als Beispiele führen sie die Yangtze-Plattform in China und den Zentralbereich des nordamerikanischen Kontinents (vgl. Abschnitt 6.5.1) auf.

So seien z. B. auch die individuellen Bänke in dem weit verbreiteten Orthocerenkalk („Orthoceratite Limestone“²¹⁰; z. B. Västergötland, Schweden, und Region um St. Petersburg,

²⁰⁷ „Both the Kinnekulle and BII bentonites in the Kuressaare section were formed from a single volcanic eruption as evidenced by the stability of the composition of phenocrysts through the entire section of the bentonite. In Norway and Sweden a multiple eruption deposit has been interpreted in the Kinnekulle Bentonite (Batchelor 2014), thus our study area received only some of the ash events“ (SIIR et al. 2015, 156).

²⁰⁸ Die Sedimentfolge sei die „stratigraphisch am meisten vollständige Sedimentfolge“ in Östergötland (BERGSTRÖM et al. 2011).

²⁰⁹ „It should be stressed that in all these epicontinental successions, the deposition of mostly calcareous strata is likely to have been episodic with rapid formation of individual beds (perhaps sometimes in days) separated by significant intervals with little, if any, deposition. Such an irregular accumulation of deposits is supported by various lithologic features“ (BERGSTRÖM et al. 2011, 169).

²¹⁰ Der Orthocerenkalk (auch „Orthoceratiten-Kalkstein“, „Orthocerenkalkstein“) ist eine ältere stratigraphische Bezeichnung. Nach NORDMEYER (1977) ist der Orthocerenkalk am Kinnekulle-Berg (genaue Lokalität fehlt) 53 m mächtig und umfasst „Unterer Rotstein“ (20 m), „Täljsten“ (grau, 1m), „Oberer Rotstein“ (12 m) und Leberstein“ (graugrün, 20 m); diese Folge war den klassischen ordovizischen Serien Arenig, Llanvirn und Llandeilo (oberes Unterordovizium und Mittelordovizium) zugeordnet worden. Nach aktueller Gliederung: Etwa Billingen-Stufe bis Kukruse-Stufe (regionale baltische chronostratigraphische Gliederung), oberes Unterordovizium bis unteres Oberordovizium (vgl. GRADSTEIN et al. 2012, Fig. 20.9); nach ERIKSSON et al. (2012) Floium-Stufe bis Darriwilium-Stufe. Die als „kondensiert“ interpretierte, typischerweise etwa 50 m mächtige Sedimentfolge hat eine weite geographische Verbreitung (Schweden, Estland, Russland). Demnach entsprechen die aktuellen Bezeichnungen (engl.), Lanna Limestone und Holen Limestone, der Folge „Unterer Rotstein“ bis „Oberer Rotstein“.

Russland), die in die Darriwilium-Stufe gestellt werden, gewöhnlich kleiner 0,5 m mächtig (S. 169). Sie würden sich lithologisch genug unterscheiden, um sie kilometerweit, mitunter mehrere Zehner Kilometer und mehr verfolgen zu können. In einem 3 m mächtigen Abschnitt der etwa 30 m mächtigen Abfolge von Lanna Limestone und Holen Limestone (Mittelordovizium), der das „Täljsten“-Intervall (Lokalität Kinnekulle, Abb. 23) umschließt²¹¹, hätten Steinbrecher schon vor Jahrhunderten solchen individuellen, aushaltenden Bänken spezifische Bezeichnungen gegeben: Von Arkeologen bis Rödkarten – für die zehn, 10 bis 60 cm mächtigen Bänke.²¹²

Auf Grundlage des der globalen chronostratigraphische Tabelle zugewiesenen (radiometrischen) Altersmodells ermitteln BERGSTRÖM et al. (2011) folgende Nettoakkumulationsraten:

- Basis der *Eoplacognathus-robustus*-Subzone bis zum Kinnekulle-Bentonit (Einheiten Furudal- und Dalby-Formation); etwa 30 m, ca. „10 Millionen Jahre“ (Zeitskala nach WEBBY et al. 2004b): ca. „3 mm/1000 Jahre“.
- Lanna Limestone und Holen Limestone (Abschnitt des typisch roten Orthocerenkalks); etwa 30 m, keine Angabe zur Dauer (Geochronologie nach COOPER & SADLER 2004): ca. „3,3 mm/1000 Jahre“.

Die zweite Rate beziehen sie schließlich auf die o. g. 10 Bänke (u. a. „Täljsten“-Folge, Abb. 23). Dieses 3-Meter-Intervall entspräche ca. „0,9 Millionen Jahre“. Demzufolge würden die individuellen, mit Namen versehenen Bänke mit einer Dickenspanne von 10 bis 60 cm Ablagerungszeit-Intervalle von „ca. 30 000 bis 180 000 Jahre“ repräsentieren.²¹³ Wo die Zeit sein soll, diskutieren BERGSTRÖM et al. (2011) nicht. Lediglich: Die einzelnen Bänke seien „durch signifikante Intervalle geringer oder keiner Sedimentation“ voneinander getrennt (s. o.). Indizien für lange Unterbrechungen werden allerdings nicht aufgeführt; an anderer Stelle bemerken BERGSTRÖM & LÖFGREN (2008), dass es sich bei Hartgründen an der Basis der Dapingium-Stufe (z. B. Basis des Lanna Limestone) um relativ kleine stratigraphische Lücken handele.²¹⁴ Die ausgewiesenen Netto-Akkumulationsraten stellen also gemittelte Raten inklusive „Leerzeiten“ (?) in mm pro 1000 [radiometrische] Jahre dar.

ERIKSSON et al. (2012) zufolge sind diese Bänke fast ausnahmslos durch Diskontinuitätsflächen getrennt²¹⁵; sie werden von ihnen durchweg als Hartgründe (hardgrounds) interpretiert bzw. bezeichnet. Zu den einzelnen Diskontinuitätsflächen liegen keine konkreten Beschreibungen vor. Eine Beschreibung liefern ERIKSSON et al. (2012) für den Orthocerenkalk insgesamt: Es sind undulierende Flächen mit einer Amplitude von 1 bis 2 cm, die unterschiedlich stark

²¹¹ Nach ERIKSSON et al. (2012), ihre Fig. 2, beginnt der Holen Limestone mit der „Täljsten“-Folge.

²¹² Vom Liegenden zum Hangenden (Lokalität Steinbruch Thorsberg, nach SCHMITZ & HÄGGSTRÖM 2006): Arkeologen (62 cm); 8 Bänke des „Täljsten“-Intervalls: Golvsten (25 cm), Botten (18 cm), Gräkarten (32 cm), Blymakka (11 cm), Fjällbott (20 cm), Likhall (23 cm), Flora (12 cm) und Mumma (14 cm); Rödkarten (33 cm).

²¹³ „Using a net accumulation rate of 3.3 mm/ka, this interval would correspond to ~0.9 Ma and individually named beds, which range in thickness from 0.10 to 0.6 m, would correspond to depositional time intervals of ~30,000 to ~180,000 years. As just noted, even if the deposition is likely to have been punctuated, (...)“ (BERGSTRÖM et al. 2011, 169).

²¹⁴ „Furthermore, it appears safe to assume that at least some of the significant hardground surfaces in the study interval reflect stratigraphic gaps of different, but probably mostly smaller, magnitude (Lindström 1979). (...) we currently do not have the biostratigraphic resolution required to assess the magnitude of these relatively smaller stratigraphic gaps (...)“ (BERGSTRÖM & LÖFGREN 2008, 207).

²¹⁵ „The beds are almost invariably separated by hardgrounds and individual beds can normally be traced laterally through the quarries“ (ERIKSSON et al. 2012, 90).

mineralisiert und angebohrt sind. Diskontinuitätsflächen im unteren Abschnitt des Orthocerenkalks der Lokalität Horns Udde (Öland) sind von LINDSTRÖM (1963, 1979), EKDALE & BROMLEY (2001) und anderen untersucht worden. Sie sind teilweise – wie „Blomminga Bladet“²¹⁶ – hinsichtlich der möglicherweise beteiligten Prozesse hochkomplex: Sedimentation, Bioturbation (neben Verwühlung Grab- und/oder Bohrstrukturen), Erosion (Abrasion), Diagenese, u. a. Grad der Verfestigung (Lithifizierung), (chemische) Korrosion (unter Sedimentüberdeckung?). Ob echte Hartgründe ausgebildet waren, und ob es sich demzufolge um echte Bohrungen handelt, ist allerdings sehr fraglich.



Abb. 23 Sedimentfolge im Steinbruch Thorsberg (bei Kinnekulle, Schweden).

Graue Kalksteine der „Täljsten“-Folge („Golvsten“-Bank bis Basis „Rödkarten“-Bank) sowie unter- und überlagernde rote Kalksteine. Frisch angesägter Schnitt senkrecht zur Schichtung. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 2a aus SCHMITZ et al. (2016) in *Nature Communications* (CC BY-NC 4.0).

LINDSTRÖM (1979) berechnet für untere Abschnitte des Orthocerenkalks der Lokalität Horns Udde (Öland) die Zeitspanne, die Hartgründe²¹⁷ möglicherweise repräsentieren: im Durchschnitt „25.000 bis 125.000 Jahre“.²¹⁸ Dabei seien die einzelnen Schichten des Orthocerenkalks – sensu BOHLIN (1949) – durch „katastrophische Sedimentationsereignisse“ entstanden; d. h. die diesem Abschnitt zugewiesene [radiometrische] Zeit wird ausschließlich auf Sedimentationsunterbrechungen und folglich auf Hartgrund-Bildungen verteilt. Wird gleichermaßen mit den 10 o. g. Bänken (u. a. „Täljsten“-Folge) der Lokalität Kinnekulle verfahren, so würde

²¹⁶ Ein 10–20 cm mächtiger Horizont, der im nördlichen Öland von Steinbrechern als „blumige Lage“ bezeichnet wird und von LINDSTRÖM (1979, 14) als Hardgrund-Komplex interpretiert wird; Stand 1979 2,7 m über der Basis des Ordovizium-Systems (Grenzhorizont zwischen der regionalen Latorpium- und Volkhovium-Stufe).

²¹⁷ In der deutschen Zusammenfassung wird „hardground“ mit dem deskriptiven Begriff „Diskontinuitätsfläche“ übersetzt.

²¹⁸ Berechnungsgrundlage: (mindestens) 40 ausgewiesene Hardgrounds in der 2 m mächtigen Sedimentfolge der Billingen-Substufe (damalige Klassifikation), deren Dauer er auf „1 bis 5 Millionen Jahre“ schätzt.

dort jede Diskontinuitätsfläche (Hartgrund sensu ERIKSSON et al. 2012) einer Zeitspanne von durchschnittlich 90.000 [radiometrischen] Jahren entsprechen (s. o.).

Aus den Beobachtungen und bisherigen Interpretationen kann geschlossen werden, dass die individuellen Bänke (Ereignislagen) möglicherweise nicht „vielleicht mitunter in Tagen“ abgelagert worden sind, sondern in Minuten oder Stunden. Die Diskontinuitätsflächen zeigen Sedimentationsunterbrechungen an. Diese müssen aber nicht lange angedauert haben (mitunter Stunden oder Tage): Bioturbation, gegebenenfalls erste Verfestigung und (minimale) Erosion (möglicherweise durch nachfolgendes Schüttungsereignis); andere Prozesse sind diagenetischer oder post-diagenetischer Natur (möglicherweise auch Phasen der Korrosion).

Vulkanische Aschen in der „Täljsten“-Folge. LINDSKOG et al. (2017) berichten von außerordentlich zahlreichen, prismatischen Zirkonen von einer Probe der etwa 10 cm mächtigen „Likhall“-Bank der „Täljsten“-Folge (Abb. 24). Der „Likhall“-Kalkstein ist ein Packstone und besteht zu 70 % aus Skelett-Bruchstücken (hauptsächlich Echinodermen, Trilobiten, Brachiopoden) und 30 % Matrix, die Körner sind teilweise unterschiedlich stark rekristallisiert oder auch aufgelöst und Bioturbation und auch angebohrte Schalen seien häufig (ERIKSSON et al. 2012). LINDSKOG et al. (2017) leiten die Herkunft der (magmatogenen) Zirkone von einem Niederschlag vulkanischer Aschen ab. Da aber kein Tonstein- bzw. Bentonithorizont konserviert ist, vermuten sie eine vollkommene Auflösung der ursprünglichen Aschenschicht durch Bioturbation, also eine Durchmischung mit dem unterliegenden Kalksediment.²¹⁹ Es könnte aber auch bereits zu einer Material-Durchmischung in der Wassersäule vor Ablagerung gekommen sein (vgl. Abschnitt 6.4).

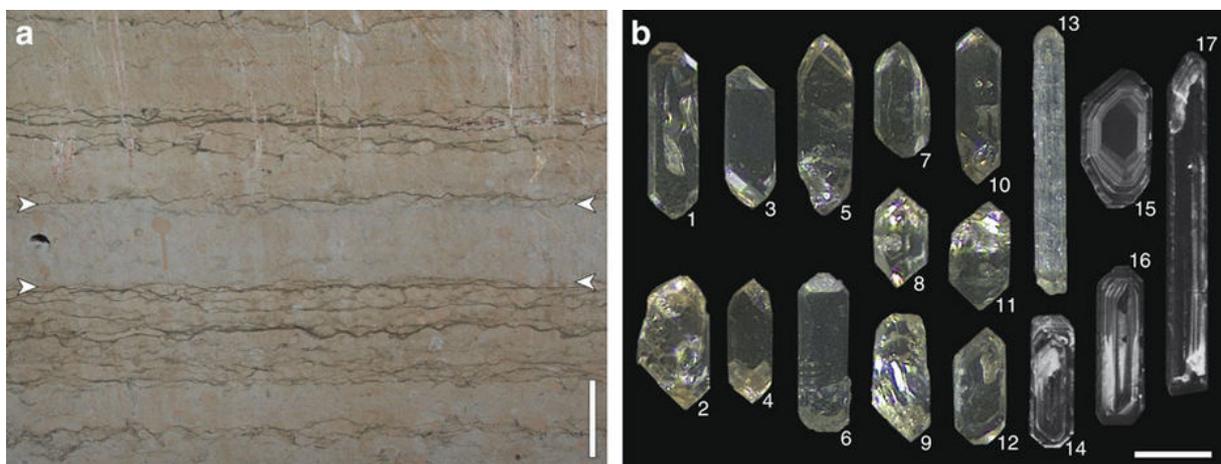


Abb. 24 Zirkon-führende „Likhall“-Bank und Zirkon-Körner (bei Kinnekulle, Schweden).

a) Die „Likhall“-Bank, eine Bank der „Täljsten“-Folge: frisch angesägter Schnitt senkrecht zur Schichtung. Unter- und Obergrenze durch Pfeile markiert; Balken: 10 cm. Steinbruch Thorsberg, Kinnekulle (Schweden). b) Repräsentative Zirkon-Körner der „Likhall“-Bank; Balken: 0,1 mm. Körner 1–13, Auflichtaufnahmen; Körner 14–17, Kathodoluminiszenzaufnahmen. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 2 aus LINDSKOG et al. (2017) in *Nature Communications* (CC BY-NC 4.0).

²¹⁹ „Although the host bed is not recognized as a discrete bentonite horizon, we interpret the zircon grains to be the result of an ash fall related to distal active volcanism. The action of burrowing organisms, as is recorded in the ‘orthoceratite limestone’ by pervasive bioturbation patterns and numerous ichnofossils (...), would quickly mix the fallout from ash clouds into the muddy seafloor and prevent the formation of discrete bentonite beds“ (LINDSKOG et al. 2017, 4-5).

LINDSKOG et al. (2017) weisen ein gewichtetes U-Pb-Zirkonalter von $467,50 \pm 0,28$ Millionen [radiometrischen] Jahren aus (2σ), das sich in die etablierte Zeitskala einfügt.²²⁰ Die gesamte Abfolge vor Ort – über und unter dem Kinnekulle-Bentonit – wird aber erst mit der mitteltiefen Bohrung „Kinnekulle“ erschlossen werden, die im Mai 2016 niedergebracht wurde²²¹: insgesamt ca. 215 m kambrische, ordovizische und silurische Sedimente, die dem Kraton (hier: Gneisgesteinen) aufliegen. Das Kernmaterial ist noch nicht ausgewertet; es ist anzunehmen, dass auch die Bentonithorizonte einer systematischen Reihenuntersuchung unterzogen werden.

| Pos. | Probe | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne, [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | \pm 2σ |
|---|--------------|--|--|--|--------------------|
| Steinbruch Thorsberg (Kinnekulle, Schweden) | | | | | |
| 1 | Likhall-Bank | 464,9-472,5 | 9 von 17 | 467,5 | 0,28 |

Tab. 13 „Likhall“-Bank (Kinnekulle, Schweden), U-Pb-Zirkonalter. Zusammengestellt nach LINDSKOG et al. (2017).

Fazit

Für eine Serie von oberordovizischen Bentoniten der balto-skandinavischen Region, die auch den prominenten Kinnekulle-Megabentoniten erfasst, haben BERGSTRÖM et al. (1995) in Teilen eine Tephrostratigraphie begründet: Sie korrelieren die Bentonithorizonte mit mutmaßlichen Äquivalenten auf Grundlage ihrer (grob-) biostratigraphischen Position, ihrer relativen Mächtigkeit und ihres „chemischen Fingerabdrucks“. Allerdings sind diese „chemischen Fingerabdrücke“ nicht eindeutig; und es scheint auch bis dato keine eindeutige geochemische Signatur gefunden worden sein (vgl. KIIPLI et al. 2014, BATCHELOR 2014). Zur zweifelsfreien Identifikation gilt es eindeutige Primärmerkmale zu finden (vgl. WINTER 1981). Erst auf dieser Basis können Zirkon-U-Pb-Analysen horizontal und vertikal verglichen werden (s. auch Abschnitt 6.5.3).

Der Kinnekulle-Bentonit wird hauptsächlich von karbonatischen Schichten, Schuttkalken, unter- und überlagert. BERGSTRÖM et al. (2011) nehmen für diese individuellen Kalksteinbänke eine rasche Bildung an, „vielleicht mitunter in Tagen“. Für eine bestimmte, etwa 3 m mächtige Folge von 10 dünn- bis mittelbankigen Schuttkalken weisen sie eine Bildungszeit von ca. „0,9 Millionen Jahren“ aus, abgeleitet von der radiometrisch geeichten globalen chronostratigraphischen Tabelle. Allerdings liegen keine Indizien für eine längere Sedimentationsunterbrechung vor; auch können die Schüttungsereignisse in Minuten oder Stunden geschehen sein.

²²⁰ Das Alter wird als Kristallisationsalter der Zirkone und als Sedimentationsalter der „Likhall-Schicht“ interpretiert. Die Analysen sind durch das Centre for Star and Planet Formation (StarPlan) des Natural History Museum of Denmark (Universität von Copenhagen, Dänemark) durchgeführt worden.

²²¹ Siehe Mitteilung: „Lunds universitet borrar på Kinnekulle“ (Mai 2016). http://www.geologi.lu.se/sites/geologi.lu.se/files/informationstavla_kinnekulle.jpg (Zugriff Okt. 2017).

6.5.3 Millbrig-Bentonit und Kinnekulle-Bentonit: Interkontinentale Korrelation?

Übersicht

Die Möglichkeit eines gemeinsamen Herkunftsgebietes der vulkanischen Mega-Aschen, die in den oberordovizischen Sedimentfolgen von Nordamerika und Balto-Skandinavien auftreten, war in den 1980er-Jahren von BERGSTRÖM (1983, 1988), KUNK et al. (1986) und SAMSON et al. (1989) vorgeschlagen worden (vgl. Abb. 25 und Abb. 26).

HUFF et al. (1992) verglichen „biostratigraphische, geochemische, isotopische und paläogeographische Daten“ und schlossen, dass die Niederschläge der Millbrig-Aschen und der Kinnekulle-Aschen zeitgleich erfolgt sein und möglicherweise von demselben Eruptionseignis stammen müssten.²²² Damit konstituierten sie für das Paläozoikum erstmals eine interkontinentale Korrelation auf Schichtebene. Diese Korrelation ist aber bis heute umstritten. SELL & SAMSON (2011) zeigen auf, dass sich die Spurenelement-Konzentrationen der Apatit-Phänokristen der Aschen deutlich voneinander unterscheiden; allerdings sind einige der Analyseergebnisse unklar.²²³ Darüber hinaus weisen SELL et al. (2013) für die beiden Aschenniederschläge erstmals distinkte radiometrische Alterswerte aus.

Titel (Hauptbezug)

SELL et al. (2013): Precise timing of the Late Ordovician (Sandbian) supereruptions and associated environmental, biological, and climatological events. [*Präzise Zeitbestimmung der spätordovizischen (Sandbium) Supereruptionen und assoziierter umweltbedingter, biologischer und klimatologischer Ereignisse.*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Für U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen werden selektiv von vier Lokalitäten (Nordamerika und Balto-Skandinavien) insgesamt 6 Proben analysiert.

- (A) Vasagård-Profil (Bornholm, Dänemark): Kinnekulle-Bentonit (Profil nach GRAHN & NÖLVAK 2007, ihre Fig. 8; vgl. BERGSTRÖM & NILSSON 1974), ca. 1 m mächtiger Bentonit nahe der Basis des dortigen *Dicellograptus* Shale.
- (B) Bohrkern Ristiküla 174 (SW-Estland): Schicht 46, 3,5 m oberhalb eines relativ mächtigen Bentonits (vermutlich Kinnekulle-Bentonit).
- (C) Whomble Shale (nahe Atoka, Oklahoma, USA), am GSSP der Katium-Stufe: Lower-

²²² Nach vollzogener Korrelation folgern HUFF et al. (1992, 878; in Übersetzung): „Die Millbrig-Kinnekulle-Schicht [im Original: Millbrig-Big Bentonite, MK] liefert einen einzigartigen interkontinentalen Ereignis-stratigraphischen Marker, der nunmehr verwendet werden kann, um einige Unsicherheiten in regionalen Korrelationen zu beseitigen.“

²²³ Zum Beispiel, dass eventuell im oberen Teil des Kinnekulle-Bentonits Anteile von Millbrig-Aschen enthalten sein könnten: „We cannot rule out the possibility that a portion of the Millbrig may be contained in the top of the KK-b at the type locality; however the apatite from the biostratigraphically constrained Vasagård section suggests otherwise“ (SELL & SAMSON 2011, 305). – Zur Problematik des Vasagård-Profiles siehe weiter unten in diesem Abschnitt. KK-b, Kinnekulle K-bentonite.

Whomble-Bentonit (1,0 m unterhalb GSSP); Upper-Whomble-Bentonit (0,3 m unterhalb GSSP).

(D) Shakertown (Kentucky, USA): Deicke-Bentonit, Millbrig-Bentonit.

Die stratigraphische Position für alle Proben ist der oberste Abschnitt der Sandbium-Stufe.

Methodik

Beprobung. Selektiv.

Zirkonauswahl/Präparation. Hand-Selektion: schmale, klare Kristalle; Ausschluss von großen Kristallen mit hohen Breiten-zu-Längen-Verhältnissen sowie trüben oder metamikten Kristallen.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse. Chemische Abrasion, modifiziert nach MATTINSON (2005); CA-TIMS, ID-TIMS.

Labor. Universität Genf (Schweiz).

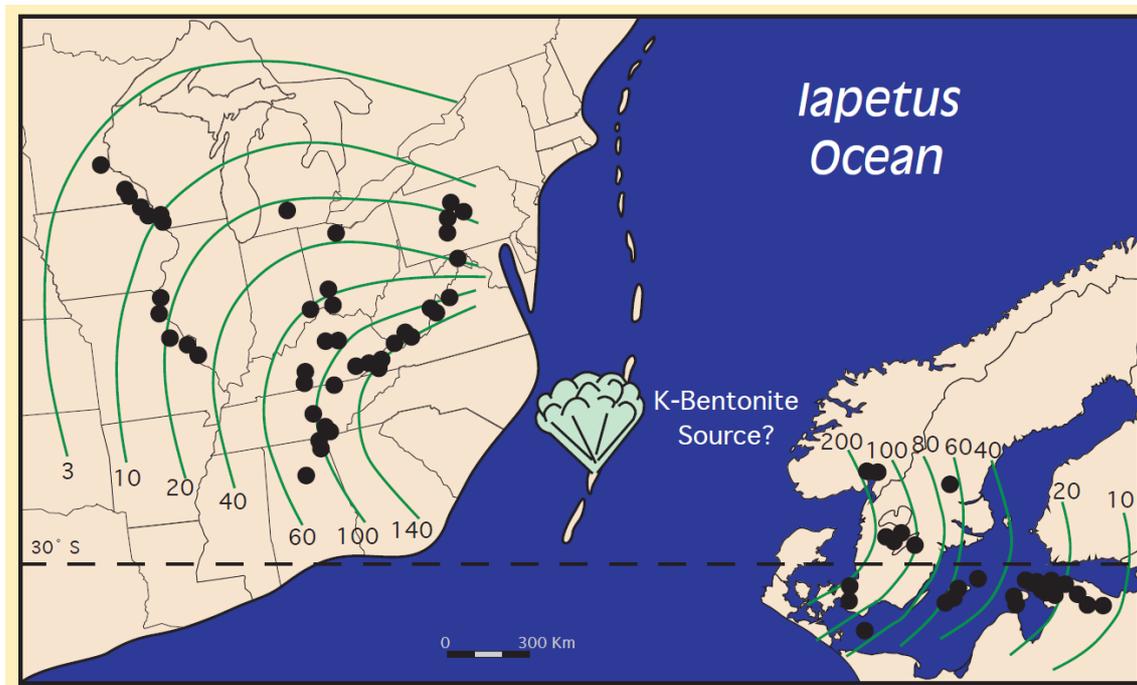


Abb. 25 Verbreitung und Mächtigkeit von Millbrig-Bentonit und Kinnekulle-Bentonit.

Die Isopachen (in cm) basieren auf Mächtigkeitsmessungen der Probenpunkte (schwarze Punkte), eine korrekte Identifizierung der Bentonite vorausgesetzt. Die Mächtigkeit des Millbrig-Bentonits auf dem nordamerikanischen Kontinent nimmt Richtung W-NW-N von > 140 cm (Appalachen) auf < 10 cm (oberes Mississippi-Tal) ab. Die Mächtigkeit des Kinnekulle-Bentonits nimmt Richtung O von knapp 200 cm (S-Norwegen, S-Schweden) auf < 20 cm (Estland/Russland) ab. U. a. diskutiert BERGSTRÖM (2004), ob beide Aschenniederschläge von ein und derselben ultraplänischen Mega-Eruption herrühren könnten; siehe das eingezeichnete vulkanische System (Inselbogen) in dem angenommenen Iapetus-Ozean: „K-Bentonite Source?“ Abbildung: Wiedergabe von Fig. 3 aus BERGSTRÖM (2004) in *The Sedimentary Record* (CC BY-NC 4.0).

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

SELL et al. (2013) melden u. a. gewichtete mittlere $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter von $454,41 \pm 0,17$ Millionen [radiometrische] Jahre für den Kinnekulle-Bentonit und von $452,86 \pm 0,29$ Millionen [radiometrische] Jahre für den Millbrig-Bentonit (2σ -Unsicherheit: analytisch). Die signifikanten

Altersunterschiede stünden im Gegensatz zu dem, was gemeinhin gelte. Mit anderen Worten: die Kinnekulle-Aschen und die Millbrig-Aschen sind nicht zeitgleich, nicht einmal annähernd zeitgleich entstanden bzw. abgelagert worden.

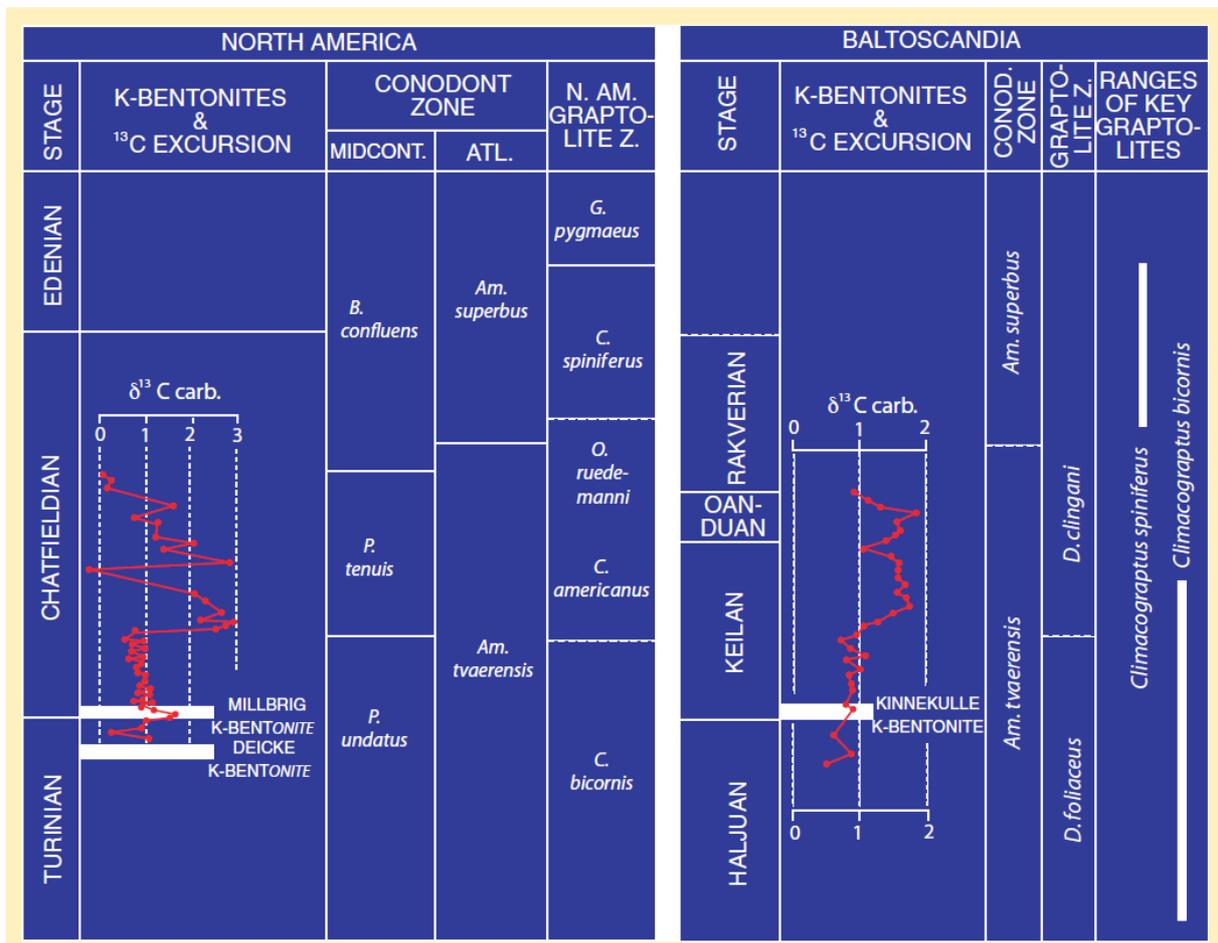


Abb. 26 Stratigraphische Tabellen mit Position der Bentonite Millbrig und Kinnekulle.

Die Grafik zeigt (abstrahiert) für Nordamerika und Balto-Skandinavien die regionalen Stufen-Gliederungen, die Conodonten- und Graptolithen-Zonierungen, die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven sowie die biostratigraphische Position der Bentonite. BERGSTRÖM (2004) korreliert die zwei Regionen; nach dieser Korrelation besäßen Millbrig-Bentonit und Kinnekulle-Bentonit eine eng beieinander liegende oder die gleiche stratigraphische Position. Die Grenze *P. undatus*/*P. tenuis* (Grafik Nordamerika, linker Teil der Spalte Conodontenzonen) entspricht der Grenze Sandbium-/Katium-Stufe (nach COOPER & SADLER 2012, 491, Fig. 20.1). Abbildung: Wiedergabe von Fig. 4 aus BERGSTRÖM (2004) in *The Sedimentary Record* (CC BY-NC 4.0).

Diskussion

Tab. 14 listet die von SELL et al. (2013) untersuchten Bentonithorizonte und die interpretierten $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der analysierten Zirkone. Demnach sind die U-Pb-Alter für Millbrig, Deicke und Kinnekulle distinkt (Tab. 14, Pos. 1, 2 und 5). Im Rahmen ihrer analytischen Unsicherheit überlappen die Isotopenalter von Deicke und Millbrig nicht, auch nicht die Isotopenalter von Kinnekulle und Deicke bzw. Millbrig. Rechnerisch sind die Millbrig-Aschen 0,39 bis 1,37 (Mittelwert: 0,88) Millionen [radiometrische] Jahre nach den Deicke-Aschen und 1,1 bis 2,0 (Mittelwert: 1,55) Millionen [radiometrische] Jahre nach den Kinnekulle-Aschen abgelagert worden.

| Pos. | Bentonit- probe | Abstand relativ [m] | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Ca.-Spanne, [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | \pm 2σ |
|--|--|---------------------------|--|--|--|--------------------|
| Shakertown (Kentucky, USA) | | | | | | |
| 1 | Millbrig | | 451,29-454,90 | 3 von 5 | 452,86 | 0,29 |
| 2 | Deicke | | 452,97-455,16 | 4 von 5 | 453,74 | 0,20 |
| Black Knob Ridge bei Atoka (S-Oklahoma, USA) | | | | | | |
| 3 | Upper Womble | -4,3 | 445,26-460,88 | 10 von 12 | 453,16 | 0,24 |
| 4 | Lower Womble | -5,0 | 451,92-460,82 | 6 von 8 | 453,98 | 0,33 |
| Vasagard, Bornholm (Dänemark) | | | | | | |
| 5 | Kinnekulle | | 453,35-455,20 | 8 von 8 | 454,41 | 0,17 |
| Ristiküla-Bohrkern 174 (SW-Estland) | | | | | | |
| 6 | Bed 46 (below CIE) | 420,9 | 452,54-471,81 | 5 von 6 | 454,65 | 0,56 |
| 7 | K-Bentonit: vermut- lich Kinnekulle | 424,4 | nicht bestimmt | | | |

Tab. 14 Mega-Bentonite (Ordovizium), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach SELL et al. (2013). 2σ -Unsicherheit nur analytisch (x). Pos. 5 ist sehr wahrscheinlich nicht der Kinnekulle-Bentonit. Diskussion siehe Textteil.

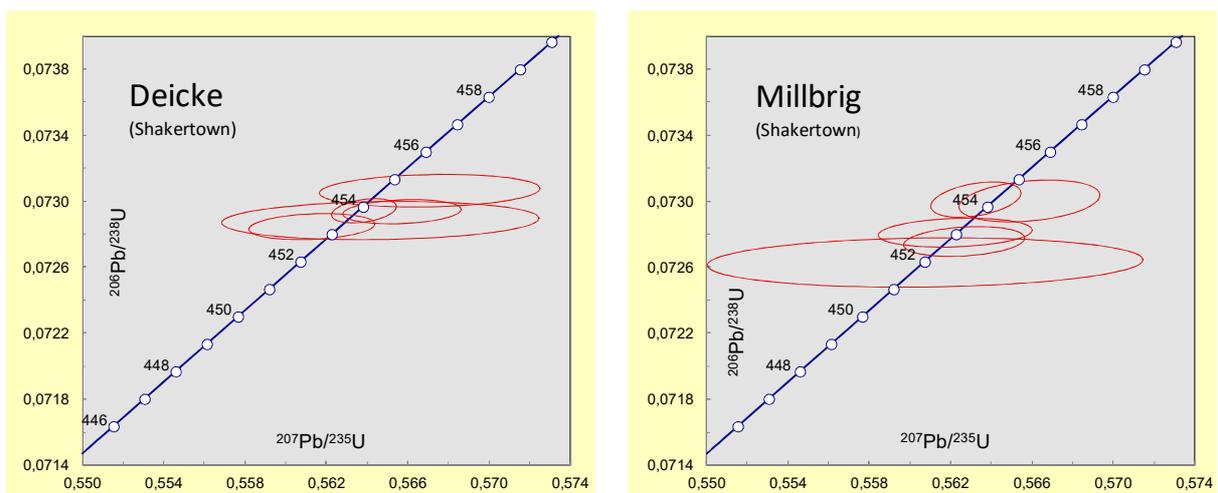


Abb. 27 Konkordia-Diagramme, Bentonite Deicke und Millbrig (Nordamerika).

U-Pb-Zirkondaten für jeweils alle 5 analysierten Körner; nach Tabellen von SELL et al. (2013). Diskussion siehe Textteil. Darstellung der Wertepaare mit 2σ -Unsicherheit als Ellipsen (rot); blaue Linie: Konkordia.

Bemerkenswert ist die geringe Fallzahl von Einzelkornanalysen der Deicke- und Millbrig-Bentonite, anhand derer eine Altersinterpretation vorgenommen worden ist (4 bzw. 3 von insgesamt je nur 5 Zirkonen). Das ist – verglichen mit ähnlichen Arbeiten – ungewöhnlich; und die scheinbar magere Zirkonaubeute steht in keinem Verhältnis zu den gigantischen Eruptionsvolumina. Werden für Deicke und Millbrig jeweils alle 5 untersuchten Körner zur Berechnung des gewichteten Mittels herangezogen (vgl. Abb. 27), können die zwei Zirkonpopulationen nicht unterschieden werden. Die Alterswerte – Deicke: $453,87 \pm 0,36$ (2σ , MWSD = 2,7) und Millbrig: $453,4 \pm 1,0$ (2σ , MWSD = 2,7) Millionen [radiometrische] Jahre – überlappen im

Rahmen der 2σ -Unsicherheit.²²⁴ Die Nicht-Unterscheidbarkeit entspricht dem Resultat der Analysen von TUCKER (1992) und TUCKER & MCKERROW (1995); vgl. Abschnitt 6.5.1 und Tab. 9.²²⁵

Übereinstimmende Alterswerte (Tab. 14, Pos. 2 und 4 sowie Pos. 1 und 3) werten SELL et al. (2013) als Indiz dafür, dass der Lower-Whomble-Bentonit und der Deicke-Bentonit sowie der Upper-Whomble-Bentonit und der Millbrig-Bentonit identisch sind. Hier bedarf es aber zunächst einer Identifizierung und Unterscheidung der Bentonite anhand eindeutiger Primärmerkmale.²²⁶

Bei der U-Pb-Altersbestimmung des Kinnekulle-Bentonits ist fraglich, ob die Bentonitprobe von Vasagård (Bornholm) überhaupt mit dem Kinnekulle-Bentonit identisch ist. Die Korrelation (u. a. BERGSTRÖM & NILSSON 1974) erfolgte bislang aufgrund der stratigraphischen Position und Mächtigkeit. Erst kürzlich haben KIIPLI et al. (2014) auf Basis geochemischer Analysen festgestellt, dass die von ihnen von diesem Horizont entnommene Probe, eine vermeintliche Kinnekulle-Bentonitprobe, nicht mit der geochemischen Signatur des Kinnekulle-Bentonits übereinstimmt²²⁷ (s. auch Abschnitt 6.5.2). BERGSTRÖM et al. (2016) nehmen deshalb an, dass der vermeintliche Kinnekulle-Bentonit des Vasagård-Profiles möglicherweise der überlagernden Grimstorp-Bentonitgruppe zuzuordnen ist.²²⁸ BAUERT et al. (2014) hatten zuvor noch argumentiert, dass die nahezu identischen Alterswerte die angenommene Korrelation des Kinnekulle-Bentonits (Typuslokalität Mossen mit Pääsküla, Estland, sowie Vasagård, Bornholm) bestätigen würden (Tab. 15, Pos. 4, 3 und 2).²²⁹ Auch SVENSEN et al. (2015) berichten von einem identischen U-Pb-Alterswert für den Kinnekulle-Bentonit (Lokalität Vossen, Oslo; Tab. 15, Pos. 1) wie SELL et al. (2013). In beiden Fällen handelt es sich wohl um eine Misskorrelation.

²²⁴ Die Alterswerte sind auch nicht unterscheidbar, wenn nur für die von SELL et al. (2013) selektierten 4 bzw. 3 Zirkone eine Rekalkulation (Isoplot 4.15) erfolgt; ihre Fig. 1 in Verbindung mit ihrer Supplementary Table 1: Deicke: $453,74 \pm 0,39$ (2σ , MSWD = 0,47), Millbrig: $452,86 \pm 0,56$ (2σ , MSWD = 0,79).

²²⁵ Ein Vergleich der ausgewiesenen Alterswerte von SELL et al. (2013) für Deicke und Millbrig mit denen von TUCKER (1992) sowie TUCKER & MCKERROW (1995) zeigt, dass nominal im Rahmen der 2σ -Unsicherheiten kein Unterschied vorliegt (s. Abschnitt 6.5.1 und Tab. 9); die Differenz der Mittelwerte aber ist geringer, 0,88 versus 1,4 Millionen [radiometrische] Jahre.

²²⁶ Die (bio-) stratigraphische Position des Millbrig-Bentonits liegt [theoretisch] (nahe?) unterhalb der Basis des Katium-GSSP in Südoklahoma, 5 km N Atoka in der Black Knob Ridge (GOLDMAN et al. 2007). Die Katium-Stufe ist definiert mit dem ersten Auftreten (erste stratigraphische Überlieferung) des Graptolithen *Diplacanthograptus caudatus*, 4,0 m oberhalb der Basis des Bigfork Chert. Unmittelbar unterhalb und oberhalb der Grenze treten Tonlagen auf: 6,4, 6,5 und 6,8 m oberhalb der Basis des Bigfork-Kieselschiefers sowie die bereits durch LESLIE et al. (2006) identifizierten Bentonite 4,3 und 5,0 m unterhalb dieser Basis (die Whomble-Bentonite). Im ergänzenden Profil zum GSSP, 60 km W Black Knob Ridge, der „Section D“, sind ebenfalls Bentonite gefunden worden. Ob es sich bei diesen Bentonithorizonten um Deicke oder Millbrig handelt, soll zukünftig geklärt werden: „As will be discussed further below, they occur in the same biostratigraphic interval as the widespread Deicke and Millbrig K-bentonites and chemical fingerprinting may clarify whether or not any of the K-bentonite beds at the GSSP may represent these gigantic ash falls“ (GOLDMAN et al. 2007, 265).

²²⁷ „This may indicate that bentonite from Vasagård (or at least the sample taken in 2003 from the poor outcrop and analysed by Kiipli et al. 2009) does not belong to the Kinnekulle Bentonite“ (KIIPLI et al. 2014, 269).

²²⁸ „On the other hand, the ages recorded by Sell et al. (2013) from the Kinnekulle bed on Bornholm and northern Estonia are most likely from beds above the Kinnekulle bed, probably from the Grimstorp bed complex. Their Bornholm sample was collected from the base of the classical Vasagård section but according to Kiipli et al. (2014), this bed is not the Kinnekulle bed“ (BERGSTRÖM et al. 2016, 186).

²²⁹ „The almost identical ages around 454 Ma from the type section in Sweden and Estonia (this study) as well as from the Island of Bornholm, Denmark (Sell et al. 2013), confirm not only the previous ages but also the assumed correlation of the major K-bentonite bed on the opposite sides of the Baltic Sea“ (BAUERT et al. 2014, 32).

| Lokalität | | Methode | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | \pm 2σ |
|---|----------------------------|------------|---|--|--|--------------------|
| Pos. | Referenz | | | | | |
| Vossen (Oslo, Norwegen); Arnestad-Formation | | | | | | |
| 1 | Svensen et al. (2015) | CA/ID-TIMS | 450,17-458,17, 460, 645 | 11 von 14 | 454,52 | 0,50 |
| Pääsküla (Estland); Kahula-Formation | | | | | | |
| 2 | Bauert et al. (2014) | LA-ICPMS | 428,6-483,0 (ohne 2σ) | 24 | 453,4 | 6,6 |
| Vasagård, Bornholm (Dänemark) | | | | | | |
| 3 | Sell et al. (2013) | CA/ID-TIMS | 453,35-455,20 | 8 von 8 | 454,41 | 0,17 |
| Kinnekulle, Steinbruch Mossen (Schweden); Dalby-Formation | | | | | | |
| 4 | Bauert et al. (2014) | LA-ICPMS | 433,9-490,1 (ohne 2σ) | 25 | 454,9 | 4,9 |
| 5 | Tucker & McKerrow (1995) | ID | keine Daten | 5 von ? | 456,9 | 1,8 |
| 6 | Compston & Williams (1992) | SHRIMP | keine Daten | keine Daten | 452,2 | 4 |

Tab. 15 Kinnekulle-Bentonit (Balto-Skandinavien), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach SVENSEN et al. (2015), BAUERT et al. (2014), SELL et al. (2013), TUCKER & MCKERROW (1995) und COMPSTON & WILLIAMS (1992). Die Korrelation des Kinnekulle-Bentonits (Typuslokalität ist Kinnekulle) ist nicht sicher, im Falle von Vasagård sehr unwahrscheinlich. 2σ -Unsicherheit beim CA/ID-TIMS-Verfahren nur analytisch (x). Diskussion siehe Textteil.

HUFF (2016, 51) fasst die aktuelle Situation so zusammen: „Publizierte Isotopenalter sind hinsichtlich der präzisen Alter jeder einzelnen Schicht nicht schlüssig.“ Und resümiert: „So scheint es, dass die Millbrig-Schicht und die Kinnekulle-Schicht gleichaltrig sind und separate, aber zeitgleiche Episoden explosiven Vulkanismus repräsentieren, obwohl nicht ausgeschlossen werden kann, dass Teile dieser Schichten von derselben Eruption bzw. denselben Eruptionen herrühren.“²³⁰

Die Diskussion zeigt, dass anstelle punktueller Analysen systematische Reihenuntersuchungen sowohl in der Vertikalen (Bentonitserien) als auch in der Horizontalen (Verbreitung) notwendig sind; dabei gilt es, zunächst ein einheitliches Verfahren zur Identifizierung und Unterscheidung der Aschenlagen und gegebenenfalls ihrer Sublagen zu etablieren. Auf dieser (Korrelations-) Grundlage können dann (methodisch einheitliche) U-Pb-Analysen durchgeführt werden.^{231,232}

²³⁰ „Published isotopic age dates are inconclusive as to the precise ages of each bed. Thus, it appears that the Millbrig and Kinnekulle beds are coeval and represent separate but simultaneous episodes of explosive volcanism, although it cannot be excluded that parts of these beds were derived from the same eruption(s)“ (HUFF 2016, 51).

²³¹ In Teilen fordern dies auch BAUERT et al. (2014, 32) ein: „As the composite nature of the so-called Kinnekulle K-bentonite should be checked (Huff et al. 2004; Huff et al. 2010), further high-resolution age dating in a bed-by-bed manner is needed for identifying the age and location of the multiple-staged volcanism(s) on both sides of the proto-Atlantic ocean“.

²³² Eine erste „vertikale“ Initiative scheint von der Universität Oslo auszugehen. SVENSEN et al. (2015) haben im Profil Vollen (Oslo) auch U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen des oberen Grimstorp-Bentonits vorgenommen. Des Weiteren hat BALLO (2017) im Rahmen einer Master-Thesis an Zirkonen von drei Bentonithorizonten des Sinsen-Profiles (Oslo) U-Pb-Altersbestimmungen durchgeführt. Insgesamt sind im Sinsen-Profil in Schiefer-tonen und Knollenkalksteinen der Arnestad-Formation in einem Abschnitt von 53 m 33 Bentonithorizonte eingeschaltet; zuvor hatten HAGEMANN & SPJELDNÆS (1955) 24 ausgewiesen. – BERGSTRÖM et al. (1995, 2016) korrelieren die Bentonitfolgen der Profile Kinnekulle und Sinsen aufgrund ihrer stratigraphischen Position und Mächtigkeit; eine Identifikation und Unterscheidung anhand von Primärmerkmalen ist allerdings offen.

Fazit

Die vulkanischen Aschen der Millbrig-Schicht (Nordamerika) und Kinnekulle-Schicht (Balto-Scandinavien) sind nach jetzigem Kenntnisstand geochemisch distinkt. Allerdings bedarf es weiterer Analysen, insbesondere einer systematischen und engmaschigeren Beprobung an den Typlokalitäten und sicheren Korrelaten, um dieses vorläufige Ergebnis zu bestätigen. Unter der Annahme einer Diskriminierung mögen sie nicht von derselben Eruption bzw. denselben Eruptionen herrühren, dennoch kann das Eruptionsgebiet dasselbe gewesen und können die Eruptionen bzw. die Folge von Eruptionen zeitgleich oder quasi zeitgleich erfolgt sein.

Die publizierten $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse der Zirkonpopulationen beider Bentonithorizonte – interpretiert als radiometrische Alter – variieren. Hinsichtlich einer Aufeinanderfolge – Millbrig jünger als Kinnekulle – sind sie gegenwärtig nicht schlüssig. SELL et al. (2013) haben sehr wahrscheinlich nicht das radiometrische Alter des Kinnekulle-Bentonits, sondern eines anderen Bentonits bestimmt, sodass ein Vergleich mit den Analysen und dem interpretierten Alter des Millbrig-Bentonits nicht möglich ist.

6.6 Gotländische Bentonite (Schweden), Baltisches Becken, Silur

Übersicht

Die Insel Gotland²³³ ist ein Relikt der Sedimentfüllung des einstmals ausgedehnten „Plattform“-Komplexes des Baltischen Beckens (ERIKSSON & CALNER 2005; siehe auch Abschnitt 6.5.2, Übersicht). Die Oberfläche der Insel wird von einer leicht ($< 1^\circ$) nach Südosten einfallenden, vorwiegend karbonatischen Sedimentfolge eingenommen, die dem Silur zugerechnet wird und in Summe etwa 500 m mächtig ist. Im Untergrund von Visby (Westküste) liegt die Oberfläche des präkambrischen Basements (Kraton) in 380 m Tiefe; darüber folgen unterpaläozoische Sedimentfolgen: Kambrium (141 m), Ordovizium (98 m) und Silur (140 m) (MANTEN 1971).

In der marinen, ordovizisch-silurischen Sedimentfolge sind zahlreiche vulkanische Aschenlagen (Bentonite) eingeschaltet. Am durchgehenden Kernmaterial der 1968 im Südosten Gotlands niedergebrachten Bohrung Grötlingbo-1 hat SNÄLL (1977) im Abschnitt 80–420 m unter Flur insgesamt 240 Bentonithorizonte abgezählt und aufgenommen.^{234,235}

²³³ Von der Insel Gotland ist die stratigraphische Bezeichnung „Gotlandium“ abgeleitet worden; diese traditionelle Bezeichnung ist durch „Silur“ ersetzt worden.

²³⁴ Häufig haben die Horizonte nur Dicken von 1–2 cm, 70 Horizonte sind < 1 mm. Der dickste silurische Bentonit – später „Grötlingbo“ genannt – ist 38 cm mächtig (in etwa 251 m Tiefe).

²³⁵ Bei der (großen) Mehrzahl der als Bentonite angesprochenen, auffälligen Tonsteinhorizonte soll es sich um umgewandelte Aschenlagen handeln (s. auch LAUFELD & JEPSON 1976); nicht in jedem Fall ist von SNÄLL (1977) ein Nachweis erbracht worden. SCHMITZ et al. (1994, 363) schätzen, dass etwa 10 % der Tonsteinhorizonte andere Arten ungewöhnlicher, sedimentärer Lagen repräsentieren mögen. – Mit dem Ziel, einige der Tonsteinhorizonte als mögliche distale Aschenniederschläge von Impakt-Ejekta zu identifizieren, haben SCHMITZ et al. (1994) aus der etwa 300 m mächtigen Abfolge von der Lower-Visby-Formation bis zur Klinteberg-Formation 86 „Bentonite“ untersucht; die einzelnen Probenabschnitte entsprechen in Summe etwa 120 m der

Nur an wenigen Proben gotländischer Bentonite ist bisher der Versuch unternommen worden, U-Pb-Zirkonalter zu ermitteln.

Titel (Hauptbezug)

CRAMER et al. (2012): U-Pb (zircon) age constraints on the timing and duration of Wenlock (Silurian) paleocommunity collapse and recovery during the 'Big Crisis'. [*U-Pb-(Zirkon)-Alterseingrenzungen für das Timing und die Dauer des Zusammenbruchs und der Erholung der Paläolebensgemeinschaft während der „Großen Krise“ im Wenlock (Silur).*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die in Gotland an der Oberfläche ausgegliederten stratigraphischen Einheiten reichen vom obersten Teil der Llandovery-Serie bis zum obersten Teil der Ludlow-Serie (Silur). Die Wenlock-Serie umfasst vom Liegenden zum Hangenden folgende Formationen und Gruppe (Gliederung nach ERIKSSON & CALNER 2005; Ca.-Mächtigkeiten nach CALNER et al. 2005, Fig. 4, Komposit-Profil, sowie CALNER et al. 1999, 2004b): Lower Visby (oberer Teil, 10 m); Upper Visby (10 m); Höglint (9 m); Tofta (15 m); Hangvar (11 m); Slite-Gruppe (ca. 100 m) mit oberster Einheit Fröjel (10 m); Halla (20 m); Klinteberg (70 m). Die Halla-Formation ist dreigliedert, vom Liegenden zum Hangenden (Subformationen; Mächtigkeiten nach CALNER et al. 2008, Fig. 1; Hunninge-1-Kern, 3 km E Klintehamn): Bara Oolite (1,4 m), Mulde Brick-clay (15,6 m) und Djupvik (11,2 m). Lithologie und Mächtigkeiten variieren mitunter beträchtlich, teilweise keilen Einheiten Richtung NO aus.

Drei Bentonitproben stammen von unterschiedlichen Lokalitäten und stratigraphischen Niveaus auf Gotland (Bezeichnung der Lokalitäten nach LAUFELD 1974); eine Bentonitprobe stammt von England:

- (A) Lusklint 1 (etwa 16 km NO Visby), Untere-Visby-Formation: Ireviken-Bentonit, 2,85 m über dem Lusklint-Bentonit (lokaler Referenzhorizont).
- (B) Hörsne 3 (etwa 20 km OSO Visby), Bara-Oolith-Subformation: Grötlingbo-Bentonit, etwa 30 cm mächtig.
- (C) Djupvik 1 (etwa 40 km SSO Visby), Djupvik-Subformation: „Djupvik-Bentonit“, aus einer Serie von Bentoniten ausgewählt; Position: 2,24 m unterhalb der ersten stratigraphischen Überlieferung des Conodonten *Ctenognathodus murchisoni*.²³⁶ Entspricht Hori-

Abfolge oder einem Anteil von 40 %. Dabei ist bei mehr als 200.000 Quarzkörnern nach planaren Lamellen gesucht worden, die für eine Impakt-Schockmetamorphose indikativ sind. Kein „Bentonit“ enthielt auch nur ein solches geschocktes Quarzkorn. Ausgehend von der Annahme einer gleichmäßigen „Impakt-Frequenz“ im Phanerozoikum folgern SCHMITZ et al. (1994, 361), dass eine laterale Ausbreitung von Impakt-Ejekta bei klein- und mittelskaligen Impaktereignissen relativ begrenzt ist [die zugrunde liegende Zeitskala ist für diesen Schluss unerheblich]: „The studied sequence represents sedimentation during a period of about 2 million years. Impact frequencies, estimated from the cratering record and astronomical observations, indicate that during a 2-myr-period on average 20 comet or asteroid bodies larger than 0.5 km in diameter strike the Earth. The number of smaller impacting bodies is many times higher. In the light of this high frequency, the absence of any shocked-quartz-bearing fallout layer in our sequence indicates that lateral spreading of such ejects is relatively restricted during small- and medium-scale impact events.“

²³⁶ Siehe ERIKSSON & CALNER (2005), ihre Fig. 25 (S. 38), Lokalität Djupvik 2 unmittelbar S Lokalität Djupvik 1: In einem etwa 5 m hohen Küstenprofil sind in einer Wechselfolge von Wacke- und Packstones (jeweils 3–5 cm

zont/Probe SW12 (BATCHELOR & JEPSSON 1999; Lokalität Djupvik 2), dort 20 mm dick.

(D) Wren's Nest Hill (Dudley, England; ca. 1400 km SW Visby), Übergangsschichten („passage beds“) zwischen Much Wenlock Limestone Formation und Lower Elton Formation: WNH15-Bentonit.

Methodik

Beprobung. Selektiv; nicht alle Aschenlagen beprobt und analysiert.

Zirkoncharakteristik. Keine Angabe.

Zirkonauswahl/Präparation. Keine Angabe.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse; modifizierte chemische Abrasion (MATTINSON 2005), CA-ID-TIMS.

Labor. NERC bzw. NIGL, Nottingham, UK.

Altersinterpretation (geologisch)

Eruptionsalter.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Als potentielle Regionen werden – nach dem plattentektonischen Konzept – die Tornquist-Teisseyre-Zone, beide Seiten der Iapetus-Sutur, die skandinavischen Kaledoniden sowie der Mugodzhur-Bogen genannt (vgl. Abschnitt 6.5.2, Übersicht).²³⁷

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Silur (S. 1070-1071): Nr. S4, S6, S7, S8 (Gotland, Schweden und England; CRAMER et al. 2012); s. Tab. 16.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

CRAMER et al. (2012) liefern für Bentonithorizonte von Gotland und England, die der Wenlock-Serie (Silur) zugerechnet werden, gewichtete $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonalter von $431,83 \pm 0,23/0,67$, $428,45 \pm 0,35/0,73$, $428,06 \pm 0,21/0,66$ und $427,86 \pm 0,32/0,71$ Millionen [radiometrischen] Jahren (2σ -Unsicherheit analytisch bzw. gesamt).²³⁸ Mit diesen Alterswerten nehmen sie eine signifikante [radiometrische] Rekalibrierung der Telychium-Stufe sowie der Wenlock-Serie vor: Demnach sei die Wenlock-Serie (431,8 bis 427,9 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute), mit einer Dauer von etwa 4 Millionen [radiometrischen] Jahren, im Vergleich zu

mächtig) mit tonigen Mergeln (meist geringer mächtig) im unteren Teil vier distinkte Bentonithorizonte eingeschaltet. Die zwei mittleren Bentonite liegen nur 16 cm auseinander; der „Djupvik-Bentonit“ ist der untere.

²³⁷ CRAMER et al. (2012, 1843) nehmen Bezug auf ANDRÉ et al. (1986), FORTEY et al. (1995), CAVE & LOYDELL (1998), BATCHELOR & JEPSSON (1999), WOODCOCK (2000), HUFF et al. (2000), BATCHELOR et al. (2003) sowie KIIPLI et al. (2008).

²³⁸ Es besteht eine Inkonsistenz zwischen der GSA-Bulletin-Ausgabe November/December 2012 und der durch Co-Autor V. PERRIN zur Verfügung gestellten „Vorab?“-Ausgabe (researchgate.net, Zugriff November 2017), dort: $431,83 \pm 0,23/0,68$, $428,45 \pm 0,17/0,72$, $428,06 \pm 0,22/0,67$ und $427,86 \pm 0,32/0,68$ Millionen [radiometrische] Jahre.

bisherigen Zeitskalen (u. a. GTS2008) kürzer und älter. Des Weiteren bestimmen sie die Zeitdauer der sogenannten „Big Crisis“ („Großen Krise“); die entsprechende Sedimentfolge wird als Überlieferung einer ökologischen Krise interpretiert, die sich über „ $1 \pm 0,5$ Millionen Jahre“ erstreckt haben soll.

Diskussion

CRAMER et al. (2012) weisen für die drei analysierten Gotland-Bentonite stratigraphisch konsistente und Altersmodell-konforme U-Pb-Alter aus (Tab. 16, Pos. 2–4; Mittelwerte). Die Beprobung der Bentonithorizonte erfolgte nicht an einem kontinuierlichen Profil; die Fundpunkte liegen einige 10er Kilometer voneinander entfernt. Die stratigraphischen Positionen sind aber durch Kernbohrungen (z. B. Hunninge-1) gut abgesichert.

Allerdings unterscheiden sich die U-Pb-Alter von Grötlingbo und von Djupvik im Rahmen ihrer analytischen Unsicherheit (2σ) nicht (Tab. 16, Pos. 3 und 2; Abb. 28); dies gilt ebenfalls für die Rekalkulation (GRADSTEIN et al. 2012; Tab. 16, Pos. 7 und 6).

| Pos. | Bentonitprobe | Profilmeter [m] | Stratigraphische Position | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | $\pm 2\sigma$ |
|--|---------------|-----------------|-------------------------------------|--|----------------------------------|--|---------------|
| Cramer et al. (2012) | | | | | | | |
| 1 | WNH15, E | | Serien-Grenze Wenlock/Ludlow | 426,5-431,7 | 7 von 11 | 427,86 | 0,32 |
| 2 | Djupvik, G | ca. 25,5 | | 421, 424; 427,3-429,8 | 6 von 9 | 428,06 | 0,21 |
| 3 | Grötlingbo, G | ca. 1,0 | | 427,7-429,8 | 5 von 9 | 428,45 | 0,35 |
| 4 | Ireviken, G | k. A. | Serien-Grenze Llandovery/Wenlock | 430,6-433,2; 437 | 14 von 15 | 431,83 | 0,23 |
| Gradstein et al. (2012), Rekalkulation | | | | | | | |
| 5 | WNH15, E | | | | 6 von 11 | 427,77 | 0,50 |
| 6 | Djupvik, G | | | | 6 von 9 | 428,06 | 0,48 |
| 7 | Grötlingbo, G | | | | 5 von 9 | 428,47 | 0,54 |
| 8 | Ireviken, G | | | | 11 von 15 | 431,80 | 0,53 |

Tab. 16 Silurische Bentonithorizonte (Gotland und England), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt aus CRAMER et al. (2012; 2σ -Unsicherheit analytisch) sowie GRADSTEIN et al. (2012; 2σ -Unsicherheit ohne Zerfallskonstante). Die Profilmeter sind CRAMER et al. (2012), Fig. 8, entnommen; hieraus ergibt sich ein Abstand von etwa 24,5 m zwischen Pos. 3 und Pos. 2. Legende: G, Gotland; E, England. Diskussion siehe Textteil.

Die Position der Bentonitprobe WNH15 (Dudley, England) wird von CRAMER et al. (2012) zunächst im Verhältnis zum 50 km entfernten GSSP der Gorstian-Sufe²³⁹ (Ludlow-Serie; 3 km W Ludlow) hilfs- und näherungsweise litho- und chemostratigraphisch bestimmt: Demnach korreliere die Position mit der Basis der Gorstian-Sufe bzw. der Ludlow-Serie. Ob Bentonit WNH15 mit einem der drei am Referenzpunkt vorkommenden Bentonite identisch ist, ist

²³⁹ SMITH et al. (2015, 41) zufolge werden gegenwärtig (Stand 2014) alle silurischen GSSP reevaluiert (Lokalitäten: 7 x Großbritannien, 1 x Tschechische Republik): „All Silurian GSSPs are now being re-evaluated under the new procedure, some because of their poor correlation potential, and some due to a complete lack of biostratigraphic and/or any other chronostratigraphic control at the GSSP itself.“

bisher nicht überprüft worden.²⁴⁰ Schließlich wird das Gotland-Profil (Hunninge-1-Bohrkern) mit dem West-Midlands-Kompositprofil korreliert (Abb. 29): grob auf Basis der Conodonten- (Gotland) bzw. Graptolithenzonen (West Midlands) und ihrer Zuordnungen sowie einem mutmaßlich synchronen Verlauf der jeweiligen $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -Kurven. Darüber hinaus wird eine nahezu identische Zusammensetzung der Bentonitproben Djupvik (SW12) und WNH7 festgestellt (Abb. 29, Diskriminierungsdiagramm) und auf dieser Grundlage eine entsprechende Korrelation vorgenommen (Bentonit WNH7 = Djupvik-Bentonit). In diesem Zuge wird auch das ermittelte U-Pb-Alter auf das West-Midlands-Kompositprofil übertragen. Der Grötlingbo-Bentonit wird aufgrund seiner chronostratigraphischen Position vorläufig und mit Fragezeichen versehen mit dem Bentonit WNH3 korreliert, für letzteren liegt keine geochemische Apatitanalyse vor (RAY 2011). Sein U-Pb-Alter wird ebenfalls übertragen.

Unter der Voraussetzung, dass die Korrelation des Gotland-Profiles mit dem Profil in England insgesamt korrekt ist, liegen sogar vier stratigraphisch konsistente U-Pb-Alter vor (Tab. 16, Pos. 1–4; Mittelwerte). Im Rahmen ihrer analytischen Unsicherheit (2σ) unterscheiden sich auch die U-Pb-Alter von Djupvik und WNH15 nicht. Wird die Rekalkulation von GRADSTEIN et al. (2012) zugrunde gelegt (Tab. 16, Pos. 5–7), sind sogar die U-Pb-Alter von Grötlingbo, Djupvik und WNH15 im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit nicht unterscheidbar.

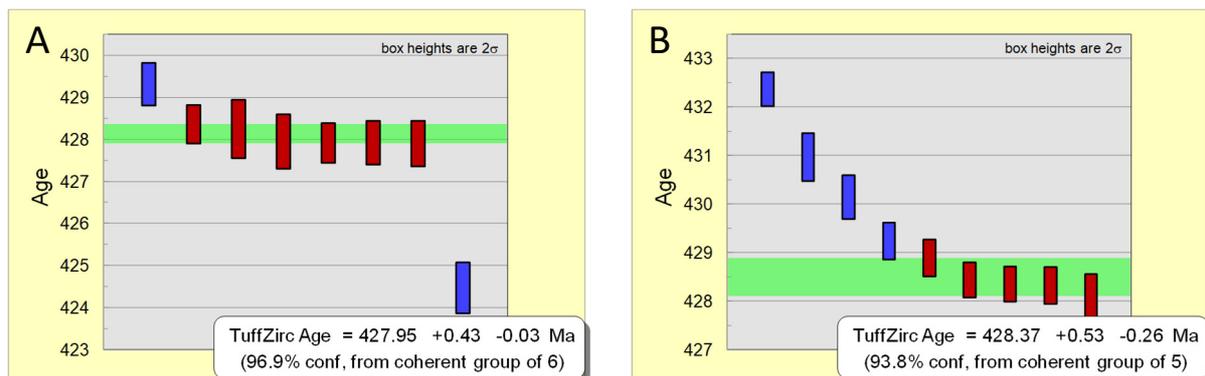


Abb. 28 Gotland-Bentonite: U-Pb-Zirkonalter, Bildung statistisch kohärenter Gruppen.

A) U-Pb-Zirkonalter des Grötlingbo-Bentonits, Darstellung von 8 der 9 Körner. B) U-Pb-Zirkonalter des Djupvik-Bentonits; Lokalisationen und Position siehe Tab. 16. Bildung bzw. Berechnung mit Isoplot 4.15, Funktion „TuffZircAge“ (Tuff-Zirkon-Alter); rot: kohärente Gruppe, Balkenhöhe: 2σ -Unsicherheit. Die Median-Alter der Proben überlappen im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter der Einzelkörner aus CRAMER et al. (2012), Datenblätter.

Mit den neuen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonaltern ermitteln CRAMER et al. (2012) die Dauer der Wenlock-Epoche zu ungefähr „4 Millionen Jahren“. Diese Dauer errechnet sich aus der Differenz der Mittelwerte von Ireviken-Bentonit (14 cm über der angenommenen Basis der Wenlock-Serie, Gotland) zu WNH15-Bentonit (angenommene Basis der Ludlow-Serie, England), 431,8 Millionen [radiometrische] Jahren minus 427,9 Millionen [radiometrische] Jahre gleich 3,9 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 17). Im Vergleich zur GTS2008 – Basis Wenlock-Serie

²⁴⁰ Nach CRAMER et al. (2012, Fig. 6) kommen Bentonithorizonte etwa 25 cm über sowie 30 und 130 cm unter dem Referenzpunkt vor. THOMAS & RAY (2011, 84) zufolge sind die Bentonite-Horizonte sehr dünn (5–10 mm). Vom oberen (= dicksten) Bentonit seien Zirkone extrahiert worden; Anzahl und Qualität seien aber für eine radiometrische Altersbestimmung unzureichend (laut pers. Mitteilung B. D. CRAMER, 2011).

428,2 ± 2,3, Basis Ludlow-Serie 422,9 ± 2,5 Millionen [radiometrische] Jahre – liegen diese Mittelwerte um 3,6 bzw. 5,0 Millionen [radiometrische] Jahre höher und die Dauer ist um 1,5 Millionen [radiometrische] Jahre kürzer.

Zur Absicherung der Ergebnisse hätte von Bentonit WNH3 ebenfalls eine Apatitanalyse durchgeführt werden können. Des Weiteren hätten Zirkonanalysen und U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen des Bentonits WNH7 und insbesondere des Bentonits WNH1 durchgeführt werden können; so hätte im Sinne der Arbeit von CRAMER et al. (2012) der gesamte Abschnitt der $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion vollumfänglich eingegrenzt werden können (West-Midlands-Kompositprofil; WNH1 = Basis, WNH15 = Top).

CRAMER et al. (2012) verwenden in ihrer Fig. 8 den Begriff „Bentonitstratigraphie“; diese bezieht sich auf die dokumentierten Bentonit-Einschaltungen beider Profile sowie einem Diskriminierungsversuch auf Basis von spezifischen LREE- und HREE-Konzentrationen von Apatit-Phänokristen ausgewählter Bentonite. Eine (systematische) Tephrostratigraphie allerdings ist damit noch nicht begründet; es ist unklar, ob diese „Diskriminierung“ eindeutige Identifikationsmerkmale hervorbringt.

| Pos. | Spanne: Bentonithorizonte | Cramer et al. (2012) | Gradstein et al. (2012) | Rekalkulation, diese Arbeit |
|------|------------------------------|--|-------------------------|--------------------------------|
| | | Dauer ± 2 σ [Tausend Isotopenjahre] | | |
| 1 | Djupvik bis WNH15 | 200 ± 380 | 290 ± 980 | 200 ± 530 |
| 2 | Grötlingbo bis Djupvik | 410 ± 410 | 410 ± 1020 | 390 ± 560 |
| 3 | Grötlingbo bis WNH15 | 590 ± 470 | 700 ± 1040 | 590 ± 670 |
| 4 | Ireviken bis WNH15 | 3970 ± 390 | 4030 ± 1030 | 3970 ± 550 |

Tab. 17 Kalkulierte Altersdifferenzen auf Basis von U-Pb-Zirkonaltern.

Datengrundlage siehe Tab. 16; die von CRAMER et al. (2012) in ihrer Table 2 ausgewiesenen Altersdifferenzen sind teilweise inkonsistent. Vergleiche hierzu Spalte (a) und Spalte (c). Diskussion siehe Textteil.

Sedimentgesteine, Ablagerungsenvironment, Tempo der Sedimentation

CRAMER et al. (2012) setzen die „Große Krise“ mit der positiven (Mulde-) $\delta^{13}\text{C}$ -Exkursion (Abb. 29, s. auch MELCHIN et al. 2012, Fig. 21.11.) gleich; bezogen auf das West-Midlands-Kompositprofil der Abschnitt von Bentonithorizont WNH1 bis WNH15. Der Begriff „Große Krise“ (JÄGER 1991) bezieht sich ursprünglich auf einen „Einschnitt“ in der Graptolithen-Überlieferung, der ökologisch interpretiert wird und ein Aussterbeereignis („extinction event“) repräsentieren soll. Ein „Einschnitt“ in der Conodonten-Überlieferung wird mit dem Graptolithen-„Einschnitt“ JÄGERS (1991) korreliert und als Mulde-Ereignis bezeichnet (JEPPSSON & CALNER 2003). Dieses „biotische“ Mulde-Ereignis reicht stratigraphisch von der Basis der Fröjel-Formation bis zum Top der Halla-Formation: Nach Abb. 29 (Hunninge-1-Profil) erstreckt sich das „Aussterbeintervall“ (mittelgraues Feld) von Datum 1 (21 Conodontenarten), über Datum 1.5 (8 Conodontenarten) bis Datum 2 (14 Conodontenarten). Im „Überlebensintervall“ (hellgraues Feld) variiert die Anzahl der Conodontenarten zwischen 6 und 10 und im „Erholungsintervall“ (weiß/hellgrau-gestreiftes Feld) zwischen 10 und 14. Gleichmaßen werden Schwankungen in der Anzahl der Graptolithenarten im West-Midlands-Kompositprofil interpretiert; schließlich werden die Intervalle beider Profile korreliert. Die potentielle Dauer der Intervalle geben CRAMER et al.

(2012, ihre Fig. 9) unter Einbeziehung der Isotopenalter mit etwa 0,2 („Aussterbeintervall“), 0,35 („Überlebensintervall“) und 0,13 Millionen [radiometrische] Jahre („Erholungsintervall“) an.²⁴¹ Die „Große Krise“ selbst habe etwa 1 Million [radiometrische] Jahre angedauert, mit einer Unsicherheit von $\pm 50\%$.²⁴²

CRAMER et al. (2012) ermitteln mit den Isotopenaltern die Dauer definierter, „biologischer oder geochemischer“ Ereignisse; sie setzen die Isotopenalter nicht in Beziehung zur Sedimentation. Dies wird im Folgenden für den Abschnitt zwischen der Ablagerung der Grötlingbo-Aschen und Djuvik-Aschen versucht.

Grötlingbo-Bentonit. Der Grötlingbo-Bentonit tritt nahe unterhalb der Hangendgrenze der Bara-Oolith-Subformation auf (CALNER et al. 2006, CRAMER et al. 2012).²⁴³ Im Hunninge-1-Bohrkern ist der Bentonit 38 cm mächtig; er wird dort von mikritischen Kalksteinen, die lagenweise mit Mikroonkoiden angereichert sind, unter- und überlagert und folgt 76 cm über der Diskontinuitätsfläche am Top der Fröjel-Formation (DAHLQUIST et al. 2012, 273). An der klassischen Lokalität Bara 1 besteht die Kalksteinfole aus dünnbankigen, schräggeschichteten und gut sortierten Lagen; die Körner der Mittel- und Grobsandfraktion setzen sich aus Ooiden, Skelettbruchstücken (hauptsächlich Brachiopoden und Bryozoen), Peloiden und Intraklasten zusammen (ERIKSSON & CALNER 2005, 29). Teilweise setzt die Basis mit einem (Mikro-) Konglomerat ein.

²⁴¹ Zuvor hatten JEPSSON & CALNER (2003) den Versuch unternommen, die Dauer des Mulde-Ereignisses über eine Korrelation des När-1-Bohrkerns (Gotland, etwa Profilmeter 235 bis 214 bzw. 210) mit dem Gräfenwarth-Profil (Thüringen, etwa Profilmeter 0,65 bis 0,97 bzw. 1,03) und einer astronomischen Kalibrierung zu ermitteln: So seien die definierten Daten 1, 1.5 und 2 möglicherweise durch sukzessive Pulse des [theoretischen] Obliquitätszyklus bedingt (für das Silur 31.000 [astronomische] Jahre, nach BERGER et al. 1989). Zunächst wird eine definierte Einheit „H.c.u.“ (Homerian chronical unit) mit 1 mm Sedimentgestein im Gräfenwarth-Profil gleichgesetzt; dann werden Datum 1 und Datum 2 des När-1-Profiles auf das Gräfenwarth-Profil übertragen. Mit dieser Korrelation bzw. Interpretation werden 64 „H.c.u.“ (Intervall Datum 1 bis Datum 2, 64 mm Sedimentgestein) 62.000 [astronomischen] Jahren zugewiesen; d. h. 1 „H.c.u.“ (Gräfenwarth) entspricht etwa 1000 [astronomischen] Jahren. Durch weitere Korrelationen (Intervall Datum 1 bis Beginn der *C.?-praedeubeli*-Zone bzw. deren Mitte) und Extrapolationen (gleichbleibende Sedimentationsrate; Rate von Gräfenwarth gleich 1,69 % der Rate von När, gerundet 1,5 %) wird die Dauer des Mulde-Ereignisses mit 320.000 bzw. 380.000 [astronomischen] Jahren angegeben. ERIKSSON & CALNER (2005, 19) zufolge „dauerte das Ereignis etwa 0,35 Millionen Jahre“, ohne Angabe der Kalibrierung. – CRAMER et al. (2012; Co-Autoren sind u. a. M. CALNER und L. JEPSSON) geben nun für das Intervall von Datum 1 bis Datum 2 eine Dauer von etwa 200.000 [radiometrischen] Jahren an (ihre Fig. 9); diese könnte ein Hinweis darauf sein, dass diesem Intervall nun zwei [theoretische] Exzentrizitätszyklen (zu je etwa 100.000 [astronomischen] Jahren) zugewiesen werden. Zu Zyklostratigraphie und Astrochronologie s. KOTULLA (2015), weitere Referenzen dort.

²⁴² Maßgeblich ist die Dauer zwischen der Ablagerung der Grötlingbo-Aschen und den WNH15-Aschen, $0,59 \pm 0,47$ Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 17, Pos. 3), sowie im Liegenden im Wesentlichen der Abschnitt zwischen Datum 1 und Datum 2, der mit etwa 0,2 Millionen [radiometrischen/astronomischen] Jahren angegeben wird (s. Fußnote 241). Damit sei eine Annäherung von etwa 80 % der kalkulierten Dauer der „Großen Krise“ erreicht (CRAMER et al. 2012, Fig. 9): „These calculations still carry a degree of uncertainty approaching 50% of the calculated duration of the Big Crisis itself, and therefore future astrochronological tuning of this event (...) will be required before a more precise calibration of the Homeric time scale can be made.“

²⁴³ Mit der exakten Zeit-Bezugsfläche des Grötlingbo-Bentonits stellen CALNER et al. (2006, 81) fest, dass das erste Auftreten (FAD) des Graptolithen *Gothograptus nassa* – bezogen auf das untersuchte Probenmaterial – nicht isochron ist: „Only a few graptolite fragments were recovered from the Hunninge-1 core. The FAD of *G. nassa* is between 0.59–0.66 m above the Grötlingbo Bentonite in the lowermost Mulde Brick-clay Member (...), whereas it appears just below the same bentonite in the Grötlingbo-1 core.“

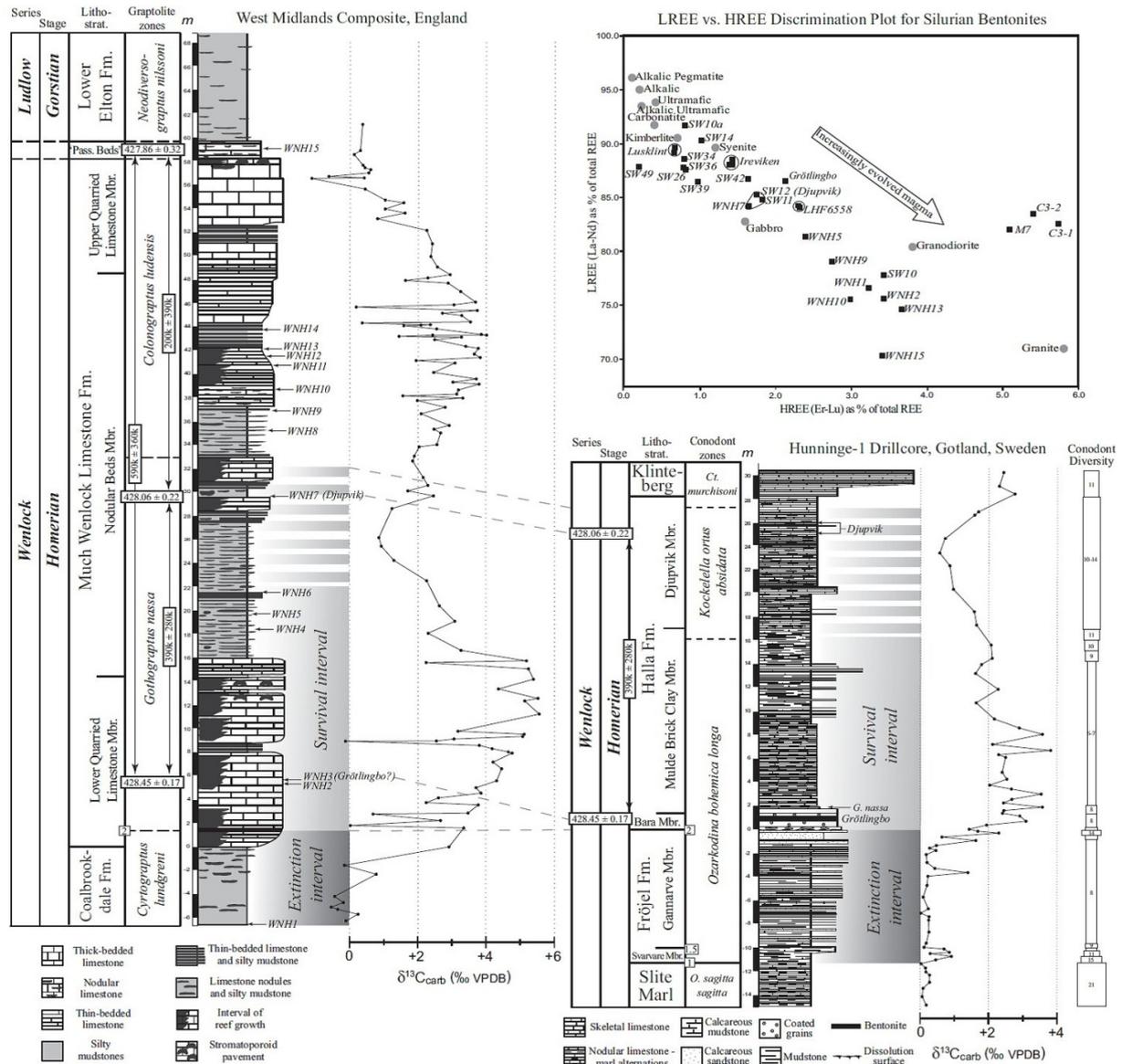


Abb. 29 Korrelation von Sedimentfolgen in Gotland und England, Homerium-Stufe.

Beschreibung nach CRAMER et al. (2012): Synoptische Präsentation (Meterskala, $\delta^{13}C$ -Promilleskala) von zwei Sedimentfolgen, die der Homerium-Stufe (Wenlock-Serie, Silur) zugeordnet werden. Links: West-Midlands-Kompositprofil (Dudley, England) mit den lithostratigraphischen Einheiten (Formationen) Coalbrookdale, Much Wenlock Limestone und Lower Elton; Darstellung der Lithologie, der Graptolithenkorrelation (Graptolithenzonen) sowie der Bentoniteinschaltungsfolge („Bentonitstratigraphie“) und Abtrag der $\delta^{13}C_{carb}$ -Werte („Chemostratigraphie“). Rechts: Bohrkernprofil Hunninge-1 (Gotland) mit den lithostratigraphischen Einheiten (Formationen) Fröjel, Halle und Klinteberg; Darstellung der Lithologie, der Conodontenzonen sowie der Bentoniteinschaltungsfolge („Bentonitstratigraphie“), Abtrag der $\delta^{13}C_{carb}$ -Werte („Chemostratigraphie“) und (Säule ganz rechts) Darstellung der gezählten Conodontenarten (Conodontendiversität). Zur Korrelation der Sedimentfolgen sowie den ausgewiesenen Intervallen („Extinction interval“, „Survival interval“) siehe Textteil. Oben rechts: Diskriminierungsdiagramm auf Basis von LREE- und HREE-Konzentrationen in Apatit-Phänokristen. LREE, light rare earth elements (leichte Seltene-Erde-Elemente, hier La und Nd); HREE, heavy rare earth elements (schwere Seltene-Erde-Elemente, hier Er und Lu). Die Bentonite/Proben WNH7 sowie SW11 und SW12 (Djupvik) zeigen annähernd ähnliche Konzentrationsverhältnisse (eingekreist). Abbildung: Wiedergabe von Figure 8 („Vorab-Version“, s. Fußnote 238) aus CRAMER et al. (2012) in *GSA Bulletin*; Verwendung mit freundlicher Genehmigung der *Geological Society of America*.

Aus der internen Stratigraphie und der Zusammensetzung (Probenabstand: 5 cm) des Grötlingbo-Bentonits folgern DAHLQUIST et al. (2012), dass die vulkanischen Aschen von *einem* Quellmagma und von *einer* einzigen Eruption herrühren. Während die unteren 10–15 cm

(kompaktiert) unmittelbare Airfall-Aschenniederschläge repräsentieren, seien die oberen 20–25 cm in einem marinen Environment durch Wellenaktivität und/oder Strömungen umgearbeitet und resedimentiert worden.²⁴⁴ Fossilien werden nicht erwähnt.

Mulde-Brickclay-Subformation. CALNER & JEPSSON (2003) beschreiben die Kalk/Mergel-Wechselfolge von verschiedenen Lokalitäten. Im Westteil ist sie etwa 10 m mächtig und dünnt Richtung NO aus: insgesamt sehr tonig, Kalksteinhorizonte knollig oder gut gebankt, teilweise gröbere Körnung (Grainstones) und teilweise mit Intraklasten; im untersten Abschnitt (0,2–0,3 m) tonige Wackestones mit großen Brachiopodenfragmenten. Der obere Teil sei am besten an der Lokalität Blahäll 1 aufgeschlossen.²⁴⁵ Dort unterscheiden CALNER et al. (2000) vier Kalk/Mergel-Einheiten: untere Kalkstein-Einheit (ca. 75 cm), bei welcher cm-dicke tonige Mudstone-Kalksteine und untergeordnet Wackestones dominieren; mittlere Tonstein-Einheit mit Dominanz kalkiger Tonsteine (ca. 80 cm); obere Kalkstein-Einheit (ca. 88 cm), mit Dominanz cm-dicker, toniger Wackestones und einem dünnen²⁴⁶ „Korallen-Biostrom“ in der unteren Hälfte; obere Marker-Schicht, ein bläulicher Mergel (ca. 25 cm). Die Mergel bestehen im Durchschnitt aus über 60 % siliciklastischen Materials (Ton und Silt), während der Anteil bei den Kalksteinen etwa die Hälfte beträgt. Sedimentäre Primärstrukturen seien auf die unregelmäßig verteilten cm-dicken Schillagen beschränkt. Bioturbation wird häufig beobachtet.

Das „Korallen-Biostrom“ ist über die gesamte Länge des Aufschlusses (450 m) verfolgbar; die Mächtigkeit nimmt von N nach S von 50 cm auf 30 cm ab. Das „Biostrom“ wird von zwei tabulaten Korallen dominiert, *Stelliporella* cf. *Parvistella* (Heliolites) und *Halysites laticatentus*. In den ausgewiesenen „Biostrom“-Untereinheiten B–D (gesamte Abfolge gegliedert in A–I) forme aber hauptsächlich Heliolites in einer feinkörnigen, tonigen Mudstone- und Wackestone-Matrix einen Bafflestone. Daneben kommt regelmäßig noch die rugose Solitärkoralle *Dokophyllum elegantulum* vor. Alle Individuen seien generell in situ, demzufolge typisieren CALNER et al. (2012) das „Biostrom“²⁴⁷ als „Auto-Biostrom“ (autochthon). Dies wird allerdings durch das präsentierte Material nicht hinreichend belegt; es fehlen z. B. (polierte) Anschliffe größerer Partien. Die einzige Übersicht ist eine Skizze zur Feld-Punktzählung (ihre Fig. 10, 32 x 12 cm; Untereinheit D); hier scheinen die dominierenden Heliolites-Korallen regellos in der Matrix zu liegen, darüber hinaus sind die Korallen häufig klein (Schnitte meist < 3 cm).

Auf der kleinen Insel Ytterholem, die im Nordosten Gotland vorgelagert ist, ist in einem etwa 3 m hohen Kliff-Aufschluss der Grenzbereich Slite-Gruppe/Halla-Formation aufgeschlossen (CALNER et al. 2004a): Die etwa 2 m mächtige karbonatische Sedimentfolge oberhalb der

²⁴⁴ DAHLQUIST et al. (2012) schreiben die (vertikale) Zunahme der Konzentrationen der folgenden Komponenten einer relativen Zunahme einer „terrigenen Beimischung“ zu: LOI, CaO, Na₂O, Cr and Ni. Aus dieser „Beimischung“ leiten sie wohl eine Aufarbeitung und Resedimentation ab; sedimentologische Kriterien liegen nicht vor.

²⁴⁵ Z. B. ERIKSSON & CALNER (2005), Fig. 9 und Fig. 23.

²⁴⁶ Dünn: hier 0,1–0,5 m mächtig (nach KERSHAW 1994).

²⁴⁷ CALNER et al. (2000, 512) orientieren sich an der Biostrom-Definition von KERSHAW (1994, 83): „(...) a biostrome is an organic layer, (...) not swelling into moundlike or lenslike forms“ (CUMINGS 1932: 334), and the term refers only to the external geometry“ sowie an weiteren von KERSHAW (1994) definierten Kriterien, z. B. Herkunft der Komponenten (= Typen): Auto-Biostrom (*in situ*) mit Zwischenstufen bis Allo-Biostrom (allochthon; = 0 % *in situ*). Die Typen-Klassifizierung von KERSHAW (1994, 84) geht von einer statischen *In-situ*-Situation aus; sie berücksichtigt nicht den Umstand, dass herantransportierte Skelettbauer, insbesondere die Stromatoporen, in Lebendstellung, abgesetzt bzw. abgelagert werden können.

Slite/Halla-Diskontinuitätsfläche²⁴⁸ besteht hauptsächlich aus schräg- und kreuzgeschichteten Grainstones.²⁴⁹ Innerhalb dieser Grainstones kommen kleindimensionierte Kuppenriffe („patch-reefs“, Ø ca. 1,5 m) vor; sie „liegen“ an einem Punkt fast unmittelbar der Diskontinuitätsfläche auf. Für die Kuppenriffe wird implizit ein In-situ-Wachstum vorausgesetzt; sie werden als Riff-Boundstones klassifiziert. Strukturell zeigen die Riffkörper in Bezug zu dem umgebenden Schichtgestein eine scharfe Abgrenzung, der Untergrund ist eingedrückt und eine „Verwurzelung“²⁵⁰ an der Basis ist nicht erkennbar (vgl. CALNER et al. 2004a; ihre Fig. 3 und 6).

Djupvik-Subformation. Nach der Beschreibung von CALNER & JEPSSON (2003) ist die Abfolge an der Westküste etwa 10 m mächtig; sie dünnt Richtung NO aus. An der Typlokalität Djupvik 1 (Westküste), einem etwa 6 m hohen Kliff-Aufschluss, ist eine Wechselfolge aus Biogen-reichen Wackestones und Mergeln ausgebildet. Die 3–5 cm dicken Kalksteine sind knollig bis durchgehend gebankt und werden von dünnen Mergelzwischenlagen getrennt. Aufgrund ihrer primären Sedimentstrukturen werden einzelne Kalkstein-Lagen als Tempestite interpretiert. Die Biogene (Skelett-Körner) sind disartikuliert; es sind hauptsächlich Fragmente von Brachiopoden und Trilobiten. Es kommen auch vereinzelt Stromatoporen und verschiedene tabulate Korallen vor (u. a. *Halysites* sp. und *Heliolites* sp.); diese seien alle in Wachstumsposition, domförmig und von überlagernden Mergeln drapiert.

Richtung NO ist die Einheit weniger tonig ausgebildet und eine zunehmende Anzahl von Tempestiten sei zu beobachten:²⁵¹ Kürzere Abfolgen werden als „bioturbate Wackestones mit untergeordneten Einschaltungen von Pack-/Grainstone-Tempestiten“, oder als „weniger tonig und mit Packstone-Tempestiten mit häufig scharfer Untergrenze“ beschrieben. An der Lokalität Loggarve 2 wird ein 1,85 m mächtiger Abschnitt „kreuzgeschichteter und mitunter normalgradierter Pack- und Grainstones“ der Djupvik-Subformation zugeschrieben; dieser wird von der Mulde-Brickclay-Subformation unterlagert und von Grain- und Rudstones der Hunnunges-Subformation (Klinteberg-Formation) überlagert. CALNER & JEPSSON (2003) interpretieren das Ablagerungsumgebung als Sturm-dominierten, proximalen Plattformhang.

Alternative Interpretation des Verfassers. Im Kontext von Karbonatplattform-Modellen weisen ERIKSSON & CALNER (2005) für die gotländische Sedimentfolge im Wesentlichen drei Ablagerungsumgebungen aus: 1) peritidale, lagunäre und Rückriff-Bereiche, 2) biohermale,

²⁴⁸ Als „mid-Homeric unconformity“ bezeichnet.

²⁴⁹ Der Gröntlingbo-Bentonit kommt in dieser Abfolge nicht vor; es wird u. a. deshalb von einem stratigraphischen Niveau oberhalb des Gröntlingbo-Bentonits ausgegangen (s. CALNER et al. 2004a, Fig. 2 und Fig. 5).

²⁵⁰ CALNER et al. (2004a, 238) verwenden den Begriff „verwurzelt“, ohne jedoch konkret zu werden, was diese „Verwurzelung“ ausmacht: „The overlying strata consist almost exclusively of medium to coarse grained, cross bedded shoal and reef flank grainstone with only subordinate intercalations of fine grained grainstone and rare argillaceous material. Small-scale patch reefs, c. 1.5 m across and rooted on the mid-Homeric unconformity or very close above it, occur within this grainstone (Fig. 3).“

²⁵¹ Die älteren, für den Ostteil von Gotland gebräuchlichen stratigraphischen Einheiten (Region um Vallstena, u. a. Hörsne- und Gothemshammer-Lokalitäten), „Hörsne member“ und „Gothemshammer member“, ordnen CALNER & JEPSSON (2003) innerhalb der Halla-Formation wie folgt zu: Das ca. 5 m mächtige „hörsne member“ mit kleinen Biohermen der Mulde-Brickclay-Subformation und unteren Teilen der Djupvik-Subformation (s. u.); das ca. 10 m mächtige „gothemshammer member“ der Djupvik-Subformation und obere Teile der Mulde-Brickclay-Subformation. Hervorgehoben werden Schilllagen, ein 0,4 m dicker Rudstone mit Rippel-Oberfläche (unterer Teil) und eine Kalk/Mergel-Wechselfolge mit dünnbankigen, intensiv verwühlten, onkolithischen Wacke- und Packstones (oberer Teil).

biostromale und flachgründige Bereiche sowie 3) Hang- und Beckenbereiche. Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen mit Mud-/Wackestone-Kalksteinen sollen Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis repräsentieren; diese werden von dünnen Packstone-/Grainstone-Tempestiten und Schillagen unterbrochen. Folglich werden die Ablagerungen der Lokalitäten Blåhall 1 (Mulde-Brickclay-Subformation) und Djupvik 1–3 (Djupvik-Subformation) dem Plattformhang zugeordnet (s. auch ihre Fig. 24). Zur Plattform hin (proximal), Richtung NO, nehme die Häufigkeit der Packstone-/Grainstone-Schichten zu.²⁵²

Demnach liegt im Wesentlichen folgendes Sedimentationsmodell vor: Nach CALNER (2000, 514) repräsentieren die Mergel die normale Schönwettersedimentation; mit dieser Normalsedimentation ist wohl eine Hintergrund-Sedimentation und damit quasi eine Stillwassersedimentation gemeint. Kalkstein-Bänke mit Schillagen dagegen stellen distale Tempestite dar. Mit anderen Worten: Ein Partikel-für-Partikel-Absatz aus Suspension, langsam und kontinuierlich, der zu einem Karbonat- bzw. Ton/Siltschlamm akkumuliert („Schönwetter“; niedrig-energetische Kondition), wird episodisch von einem Massen-Absatz (aus Suspension?), rasch und plötzlich, unterbrochen (höher-energetische Kondition).

Es wird in Teilen ein alternatives Sedimentationsmodell vorgeschlagen:

- Pack-/Grainstones. Bei den Schutt- bzw. Trümmerkalken handelt es sich um Ereignislagen, die höher-energetische Konditionen und rasche Sedimentation belegen. Diese müssen aber ihre Ursache nicht in Stürmen gehabt haben; die Ableitung von oberhalb/unterhalb einer Sturmwellenbasis ist spekulativ.
- Kalk/Mergel-Wechselfolgen, mit Mud-/Wackestones. Es wird der Vorstellung („Hypothese“) von MUNNECKE (1997) gefolgt, wonach die Kalk/Mergel-Wechselfolgen eine frühdiagenetische Ausdifferenzierung eines relativ einheitlichen Ausgangssediments darstellen.^{253,254} Demnach handelt es sich bei der sedimentären Überlieferung primär um

²⁵² Kürzlich sind erste Arbeiten über den Altajme-Bohrkern (25 km E Klintehamn) veröffentlicht worden; der Kern wurde 2015 gezogen und hat eine Länge von 330 m. ARTURSSON (2018) präsentiert u. a. stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse. Demnach umfasst die Hella-Formation den Kernabschnitt von 138 bis 50 m Tiefe (Obergrenze provisorisch); Subformationen werden nicht ausgegliedert. Als Orientierung im basalen Bereich dient ein Bentonit in 137 m Tiefe, dieser wird als (der dicke) Grötlingbo-Bentonit angesprochen (in seiner Fig. 11 max. 10 cm). Die Formation besteht hauptsächlich aus einer Kalkstein/Mergel-Wechselfolge, wobei nach der Dunham-Klassifizierung im unteren Teil (137 bis 92 m Tiefe) Mudstones und Wackestones und im oberen Teil (95 bis 50 m Tiefe) Wackestones und Packstones dominieren. Die Mudstones enthalten Bioklasten (siehe Fig. 4A und 4B); die Interpretation von „lichtgrauen planaren undeutlichen Auskolkungen“ (Fig. 4A) oder „welligen bis planaren Spuren“ als Bioturbation ist allerdings fraglich (S. 14). Im Kontext einer Wechselfolge von Mudstones und Wackestones können – nach Ansicht des Verfassers – die Mudstones ebenso auf Schüttungen zurückgeführt werden wie die Wacke-, Pack- und vereinzelt Grainstones. BARNES et al. (2019) haben angekündigt, für den gesamten Altajme-Kern ein Bayes'sches Alters-zu-Tiefen-Modell zu liefern. Dabei reiche die stratigraphische Spanne von der Hirnantium-Stufe (Oberordovizium) bis zur „mittel“silurischen Homerium-Stufe. Grundlage sei die Präsenz von über 20 Bentoniten, von denen drei kürzlich mit dem CA-ID-TIMS-Verfahren U-Pb-datiert worden seien (mit Bezug auf die hier diskutierte Arbeit von CRAMER et al. 2012; s. Tab. 16, Pos. 2–4).

²⁵³ Auch als „Modell der Aragonit-getriebenen differenziellen Frühdiagenese“ bezeichnet (MUNNECKE 2015); s. auch Erstveröffentlichung (MUNNECKE & SAMTLEBEN 1996).

²⁵⁴ Aus der Kurzfassung (MUNNECKE 1997): „Die Auswertung der Beobachtungen führt zu einer Entstehungshypothese für mikritische Kalke auf Gotland, die davon ausgeht, daß die Kalke und Mergel der Kalk-Mergel-Wechselfolgen aus Karbonatschlamm hervorgegangen sind, die primär aus aragonitischen, calcitischem und terrogenem Material bestanden. Bereits durch eine frühe Lithifikation, die in einer eng begrenzten Zone dicht

Folgen feinkörnigen oder gröberkörnigen Materials oder um Wechselfolgen feinkörnigen und gröberkörnigen Materials (örtlich unterschiedlicher Dominanz); zu gröberkörnig s. o. Pack-/Grainstones. Karbonat- und Ton-/Siltschlamme können auch unter höher-energetischen Bedingungen abgelagert werden (vgl. SCHIEBER et al. 2007, 2013; Stichwort Flokkulation). Insofern spiegeln solche Wechselfolgen vermeintlicher Korngrößenunterschiede nicht notwendigerweise einen Wechsel in der Ablagerungsenergie (oder Wassertiefe) wieder, sondern können einen Wechsel in dem bereitgestellten Sedimenttypus bedeuten.²⁵⁵ Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen (mit Mud-/Wackestones) werden im Vergleich zur vorherrschenden Vorstellung als rasche Ablagerungen unter höher-energetischen Bedingungen interpretiert. Des Weiteren wird von einer raschen Folge von Sedimentationsereignissen in einem dynamischen Ablagerungsraum ausgegangen. Die Sedimentationsunterbrechungen mögen nur von kurzer Dauer gewesen sein; sie haben ausgereicht für die Sedimentation von diskreten vulkanischen Aschenlagen (Größenordnung wenige Stunden) und der stellenweise Initiierung von Bioturbation. Sie haben nicht ausgereicht, um die vulkanischen Aschenlagen zu verwühlen.

- Boundstones, Kuppenriff-Körper („Bioherm“) und „Korallen-Biostrom“. Die Kuppen-Riffkörper (Lokalität Ytterholem) sind von Grainstones „eingeschlossen“.²⁵⁶ Im Gegensatz zu CALNER et al. (2004), die implizit ein Wachstum vor Ort (Autochthonie) annehmen, werden die Riff-Körper als allochthon interpretiert, als antransportiert und abgelagert.²⁵⁷ Indizien hierfür sind der ehemals weiche Untergrund (als Pionier-Substrat

unter dem Meeresboden stattfand, wurde das heutige Erscheinungsbild der Wechselfolgen erzeugt: In dieser Zone erfolgte die Differenzierung der relativ einheitlichen Ausgangssedimente in mikritische Kalke und Mergel. Die Mikrosparitkristalle, aus denen die heutigen Kalke überwiegend bestehen, zeigen die primäre Korngröße und -form der den Karbonatschlamm lithifizierenden Zemente. Die Kalke stellen die durch Calcitzufuhr und -ausfällung stabilisierten Bereiche des Ausgangssediments dar. Das Zementkarbonat für die Lithifikation der Kalke stammt aus der Lösung aragonitischer Bestandteile in den Mergeln, die die an Aragonit verarmten, kompaktierten Bereiche des Sediments darstellen.“ – Die Begriffe „Mikrit“ ($\leq 4 \mu\text{m}$) und „Mikrosparit“ (4–30 μm) – die Matrix-Korngrößen – werden von MUNNECKE (1997) im Sinne von FOLK (1959, 1965, 1973) verwendet. Als „mikritische Kalke“ bezeichnet MUNNECKE (1997) mikroskopisch alle Kalksteine mit einer Matrix-Korngröße $\leq 30 \mu\text{m}$ und makroskopisch die Kalksteine der Kalk/Mergel-Wechselfolgen; nach FOLK (1959) ist im Gelände Mikrit von Makrosparit nicht zu unterscheiden.

²⁵⁵ Bisheriges Probenmaterial zeigt im An- und Dünnschliff keine Sedimentstrukturen (z. B. MUNNECKE 1997); häufig liegt Bioturbation mit unterschiedlicher Intensität vor, diese kann Primärstrukturen unkenntlich gemacht haben. In der Unteren-Visby-Formation beobachtet MUNNECKE (1997, u. a. Abb. 7) mitunter eine leichte Winkeldiskordanz zwischen den Schillagen und den Kalken; dies lässt auf eine primäre (leichte) Schrägschichtung dieser Partien schließen.

²⁵⁶ KERSHAW et al. (2007) beobachten an „Kuppenriffen“ („patch reefs“) der Wenlock-Serie in Gotland (z. B. Lokalität Ireviken 2, Högklint-Formation) und England (Steinbrüche Lea und Coates, Wenlock Edge) scharf begrenzte (steile) Ränder der Riffkörper; dabei enden die umgebenden geschichteten Kalksteine seitlich abrupt am Riffkörper. Im Falle von Ireviken 2 sind es Wackestones, Trümmerkalke, die hauptsächlich aus Schalenfragmenten aufgebaut sind. KERSHAW et al. (2007, 92) gehen davon aus, dass die Riffkörper ein prominentes Relief hatten und im Falle von Gotland sich bis zu 15 m über dem Sedimentboden erhoben (mit Verweis auf WATTS & RIDING 1980). Dies schließen sie aus auf der Seite liegenden Riffblöcken dieser Dimension, die von geschichteten Sedimenten eingeschlossen sind. Demnach habe – so ihre Interpretation – nicht ein Riffwachstum stattgefunden, das mit der Sedimentakkumulation habe Schritt halten müssen, sondern ein Riffwachstum während Phasen reduzierter Sedimentation. Zur Dauer des Riffwachstums bzw. der Sedimentunterbrechung äußern sie sich nicht.

²⁵⁷ Diese Interpretation gilt auch den teilweise größeren Riffkörpern, z. B. der Högklint-Formation sowie der Wenlock-Serie in England. MURCHISON (1839, 210) hat die massigen Karbonatkörper im „Wenlock Limestone“

ungeeignet), die scharfen Grenzen zum umgebenden Schichtgestein und die umgebenden Schichtgesteine (Grainstones) selbst, die nur untergeordnet Riff-Material enthalten, und darüber hinaus die Überlegung, dass cm-mächtige Schüttungen ein Riff-Wachstum nicht nur unterbrochen, sondern beendet hätten. Die Orientierung in Lebendstellung mag sich daraus ergeben, dass die Riffkörper vornehmlich in ihrer stabilen Gleichgewichtslage abgesetzt wurden. Das „Biostrom“ wird, entgegen CALNER et al. (2000, 512), die das „Biostrom“ als „Auto-Biostrom“ (autochthon) klassifizieren, als Schüttung von gerüstbauenden Einzelindividuen interpretiert; auch hier ist der Untergrund weich (ehemals toniger Karbonatschlamm).

Bezogen auf den Hunninge-1-Bohrkern wird die etwa 24,5 m mächtige Kalk/Mergel-Wechselfolge unterschiedlicher Ausprägung zwischen Grötlingbo-Bentonit und Djupvik-Bentonit als eine Folge von raschen Sedimentationsereignissen (Größenordnung Minuten/Stunden) mit nur kurzen Unterbrechungen (Größenordnung Minuten/Stunden/Tage) interpretiert. Diese Zeitindikation passt nicht zu den von CRAMER et al. (2012) genannten „einigen hunderttausend Jahren“²⁵⁸, die sie u. a. aus der Differenz der Mittelwerte der Alter der Djupvik-Aschenablagerungen und Grötlingo-Aschenablagerungen von 0,39 Millionen [radiometrischen] Jahren (radiometrische Jahre implizit Kalenderjahre) ableiten (s. o.).

Fazit

Für zwei Bentonite-Horizonte der Halla-Formation (Wenlock-Serie, Silur; Gotland), die in einem Abstand von 24,5 m auftreten (Bohrung Hunninge-1), publizieren CRAMER et al. (2012) Altersmodell-konforme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Zirkonalter von $428,45 \pm 0,35$ und $428,06 \pm 0,21$ Millionen [radiometrische] Jahre (gewichtete Mittel mit analytischer 2σ -Unsicherheit). Demnach beträgt die Dauer zwischen den Ablagerungen der vulkanischen Aschen $0,39 \pm 0,56$ Millionen [radiometrische] Jahre, „einige hunderttausend Jahre“ (CRAMER et al. 2012).

Die Zwischenschichten, die heute vorwiegend als Kalk/Mergel-Wechselfolgen vorliegen, können alternativ als eine Folge von raschen Sedimentationsereignissen (Größenordnung Minuten/Stunden) eines geodynamisch und hydrodynamisch höherenergetischen Environments mit nur kurzen Sedimentationsunterbrechungen (Größenordnung Minuten/Stunden/Tage) interpretiert werden. Werden die rund vierhunderttausend Jahre (implizit: Isotopenjahre = Rejaljahre) zu dieser Zeitindikation in Beziehung gesetzt, wird eine gravierende Diskrepanz deutlich.

als Konkretionen oder – wie die Steinbrucharbeiter – als „Ball-stones“ bezeichnet. – Erwähnenswert sind die Kreisstrukturen, sogenannte „Philip-Strukturen“, die mitunter an der Nordwestküste im Gestein unter Wasser aus der Vogelperspektive beobachtet werden können (LAUFELD & BASSETT 1981, Abb. S. 23 und Fig. 4). Es handelt sich um die von den Högklint-Riffkörpern eingedrückten Mergel der Lower-Visby-Formation [oder Upper-Visby Formation?], die Linien zeigen die jeweiligen Schichtgrenzen der Mergel an. Die Riffkörper sind gänzlich erodiert.

²⁵⁸ „The Big Crisis as a whole lasted on the order of 1 m.y., and the specific paleocommunity development intervals of extinction, survival, and recovery each lasted on the order of a few hundred thousand years“ (CRAMER et al 2012, 1854).

6.7 Bentonite des historischen Typusgebietes Frasnes (Belgien), Rhenoharzynisches Becken, Oberdevon

Übersicht

Die devonischen und teilweise unterkarbonischen Gesteinskörper der Ardennen, des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes sind ursprünglich in einem marinen Ablagerungsraum entstanden, der als Rhenoharzynisches²⁵⁹ Becken bezeichnet wird. Der Rhenoharzynische Ozean²⁶⁰ war ein schmaler, etwa 200 km breiter Meeresstreifen (Abb. 30), der im N/NW – bezogen auf die heutige Lage in Mitteleuropa – durch den sog. Old-Red-Kontinent und im S/SO durch die sog. Mitteldeutsche (Kristallin-) Schwelle begrenzt war. Die Beckenfüllung ist beträchtlich und umfasst lokal > 10 km.

In den oberdevonischen Schichten sind in weiten Teilen des Beckens mehrere vulkanische Aschenlagen (Bentonite) nachweisbar.

Titel (Hauptbezug)

GUILLOT et al. (2006): Typologie du zircon des bentonites du Frasnie (carrière du Lion, Belgique): utilité avant la datation U-Pb. [*Zirkontypologie von Bentoniten aus dem Frasnie (Steinbruch Lion, Belgien): Nützlichkeit vor der U-Pb-Datierung.*]

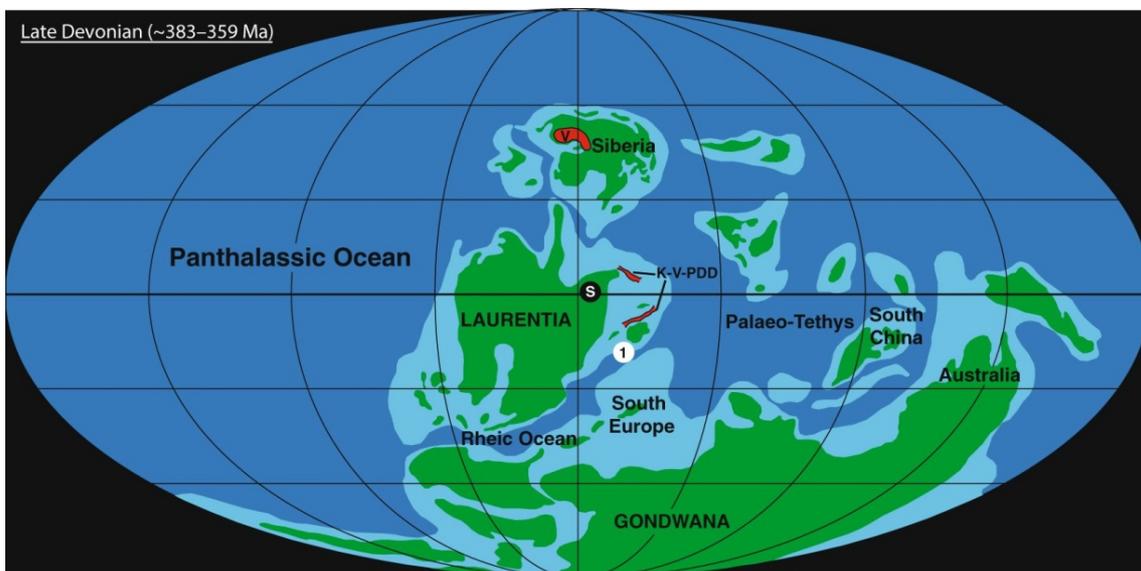


Abb. 30 Mutmaßliche paläogeographische Lage der Lokalität Kellerwald.

Paläogeographie nach dem plattentektonischen Konzept zum Zeitpunkt der Entstehung der oberdevonischen Schichten (PERCIVAL et al. 2018). Lokalität 1 (Braunau, Kellerwald; Rheinisches Schiefergebirge) markiert das schmale Rhenoharzynische Becken; der Rhenoharzynische Ozean ist ein „Teilozean“ des Rheischen Ozeans (Rheic Ocean) (FRANKE et al. 2017, seine Fig. 10), der nach dieser Karte eine schmale Verbindung zwischen Panthalassischem Ozean und Paläotethys (Ozean) bildet. Lokalität S, Siljan-Impaktkrater (Schweden); V, Viluy-Trapp (Flutbasalt) in Sibirien (Russland); K-V-PDD, Rift-Systeme von Kola, Vyatka sowie Pripyat-Dniepr-Donets – bis auf das Dnepr-Donetz-Becken (s. Abschnitt 6.8) sind diese Lokalitäten nicht Gegenstand dieser Arbeit. Abbildung: Wiedergabe der Fig. 1 aus PERCIVAL et al. (2018) in *Scientific Reports* (CC BY 4.0).

²⁵⁹ Nach „Rhein“ und „Harz“ benannt.

²⁶⁰ Zur plattentektonischen Interpretation siehe z. B. FRANKE et al. (2017).

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Der Frasnium-Stufe werden am Südrand der Mulde von Dinant (Ardennen) vom Liegenden zum Hangenden die Formationen Nismes (39 m), Moulin Liénaux (> 100 m), Grands Breux (118 m, lateral „Bioherm-Linsen“ bis 150 m), Neuville (35 m) und Matagne (> 50 m) zugerechnet (COEN-AUBERT & BOULVAIN 2006, Angaben zur Mächtigkeit für das Gebiet von Frasnes; vgl. auch Abb. 31). Die schwarzen Schiefertone der Matagne-Formation sollen ein zeitliches Äquivalent zu den Kellwasserkalken (bzw. zum Kellwasser-Ereignis²⁶¹) bilden.

Im ehemaligen Steinbruch von Lion unmittelbar S Frasnes²⁶² ist über dem linsenförmigen „Lion-Bioherm“ eine etwa 50 m mächtige Abfolge aufgeschlossen, die hauptsächlich aus grünlich-grauen kalkigen Schiefertönen besteht. Stellenweise liegen stärker karbonatische Niveaus, teilweise knollig oder durchgehend gebankt, vor (vgl. BOULVAIN 1993). Die Folge umfasst lithostratigraphisch wohl den oberen Teil des Membre de Boussu-en-Fagne (obere Teil der Formation des Grands Breux) sowie (?) den unteren Teil der Formation de Neuville (BOULVAIN et al. 1999).

Der Sedimentfolge sind mehrere vulkanische Aschenlagen eingeschaltet:

- (A) Steinbruch Lion: sieben, wenige cm-mächtige Bentonithorizonte, 5,0 m, 22,1 m, 29,5 m, 39,7 m, 43,2 m, 47,8 m und 50,9 m über der Oberkante des „Lion-Bioherms“ (= Nulllinie).

Der Abfolge werden die Conodontenzonen *Palmatolepis hassi* (bis Profilmeter 3 (?)), *Palmatolepis jamieae* (Profilmeter 3 (?) bis 38) und Untere *Palmatolepis rhenana* (ab Profilmeter 38) zugeordnet (GUILLOT et al. 2006, 61). *P. hassi*²⁶³ und *P. rhenana* sind bislang nicht gefunden worden; *P. jamieae* „erscheint sukzessive“ im oberen Drittel des Membre de Boussu-en-Fagne (BOULVAIN et al. 1999, 50). LASALLE et al. (2007a) ordnen Bentonit 3 (L3) später der Unteren *rhenana*-Zone zu.

Methodik

Beprobung. Selektiv (?); im schematischen Profil (ihre Fig. 1B) sind – der Bentonit-Signatur folgend – weitere Bentonithorizonte (?) eingezeichnet.

Zirkoncharakteristik. Idiomorphe Kristalle, Maschengröße: 32–125 µm; Zirkontypologie nach PUPIN (1980).

²⁶¹ „Einschnitte“ in der Faunenüberlieferung im stratigraphischen Bereich der Kellwasserkalke (benannt nach dem Kellwassertal, Harz) im obersten Abschnitt der Frasnium-Stufe werden als Massensterben interpretiert. Dieses wird einer (globalen?) ökologischen Krise zugeschrieben, die als „Kellwasser-Ereignis“ (gesamthaft) oder als „Kellwasser-Ereignisse“ (einzeln betrachtet; s. BECKER et al. 2012, Fig. 22.12: Upper Kellwasser Event, Lower Kellwasser Event) bezeichnet wird. Als Ursache werden u. a. Schwankungen des Meeresspiegels, klimatische Schwankungen, anoxische Bedingungen, Meteoriteneinschlag und Vulkanismus diskutiert.

²⁶² Von der Ortschaft Frasne(s) leitet sich der Name der Frasnium-Stufe ab (COEN-AUBERT & BOULVAIN 2006). Der Referenzpunkt (GSSP) liegt allerdings nicht in der Umgebung von Frasnes, sondern in Südfrankreich, SO der Ortschaft St. Nazaire de Ladarez, am Col du Puech de la Suque (Montagne Noire). Die Basis der Frasnium-Stufe (und damit auch die Basis des Oberdevons) ist mit dem „ersten Auftreten“ (der ersten stratigraphischen Überlieferung) des Conodonten *Ancryodella rotundiloba* definiert (KLAPPER et al. 1987).

²⁶³ *P. hassi* s. l. allerdings sei nachgewiesen (BOULVAIN et al. 1999, 21); per definitionem die Spezies im weiteren Sinne (sensu lato).

Zirkonauswahl/Präparation. Zirkone > 60 µm (Maschengröße), da kleinere Kristalle stärker höheren Pb-Verlusten unterworfen seien (LASALLE et al. 2007a).

Verfahren/Analyse. Nach PAQUETTE & PIN (2001), keine weiteren Angaben; nach LASALLE et al. (2007a): ID-TIMS sowie CA-TIMS.

Labor. LMV; Laboratoire Magmas et Volcans (Université B. Pascal), Clermont-Ferrand, Frankreich.

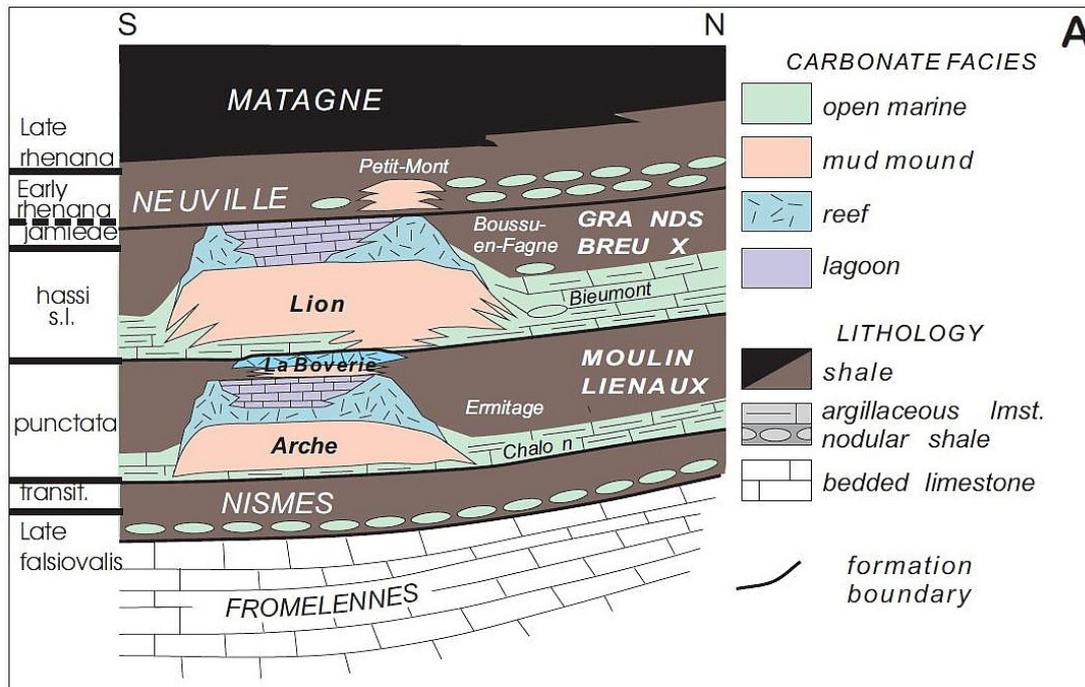


Abb. 31 Sedimentfolge am Südrand der Mulde von Dinant, Frasnium-Stufe.

Schematisches Komposit-Profil und lithostratigraphische Gliederung der Frasnium-Stufe (Oberdevon) am Südrand der Mulde von Dinant (Belgien). Linke Spalte: Conodonten-Zonen. Lithologie (lithology): shale, Schieferthon; argillaceous lmst., toniger Kalkstein; nodular shale, Schieferthon mit Kalkknollen; bedded limestone, geschichteter Kalkstein. Karbonat-Fazies (carbonate facies), Interpretation von DA SILVA et al. (2010): open marine, offen-marin; mud mound, „Kalkschlamm-Hügel“; reef, Riff; lagoon, Lagune. Die Diskussion dieser Interpretation ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. Abbildung: Wiedergabe der Fig. 1A aus DA SILVA et al. (2010) in *Geologica Belgica* (CC BY-NC-SA 3.0).

Altersinterpretation (geologisch)

Keine Angabe.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Keine Angabe.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

GUILLOT et al. (2006) vermelden für vier Bentonite vorläufige U-Pb-Zirkonalter: $376,4 \pm 0,6$, 370 ± 13 , 388 ± 13 und > 363 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 18, Pos. 5, 4, 2 und 1). Das erste Ergebnis könne dazu verwendet werden, das „absolute Alter der Frasnium/Famennium-Grenze“ einzugrenzen. Es ist im Rahmen der 2σ -Unsicherheit identisch mit dem U-Pb-Zirkon-

alter der Vergleichsprobe b36 (Obere *rhenana*-Zone, oberer Teil der Frasnium-Stufe; Kellerwald, Deutschland; KAUFMANN et al. 2004) von $377,2 \pm 1,7$ Millionen [radiometrischen] Jahren. Aus der Zirkon-morphologischen Analyse wird für die Zirkone der Frasnies-Proben eine vulkanische Herkunft abgeleitet (diskrete Aschenniederschläge), für die Zirkone der Kellerwald-Probe dagegen ein plutonischer Ursprung.²⁶⁴

Diskussion

Die vorläufigen U-Pb-Alter von GUILLOT et al. (2006) passen mit einer 2σ -Spanne von 357–401 Millionen [radiometrischen] Jahren grob in die bereits etablierte Zeitskala (Devon); sie sind weder differenzierend noch in ihrer Folge konform zur Stratigraphie.

| Pos. | Bentonit-probe | Profil-meter, ca. [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | $\pm 2\sigma$ | Chronohorizont (Winter 2015) |
|--|----------------|-----------------------|--|-------------------------------------|---|---------------|------------------------------|
| Steinbruch Lion, Frasnies (Belgien) | | | | | | | |
| a) Guillot et al. (2006) | | | | | | | |
| 1 | 7 | 50,9 | | | > 363 | | |
| 2 | 6 | 47,8 | 375-401 | | 388 | 13 | PICTOR |
| 3 | 5 | 43,2 | | | ? | | |
| 4 | 4 | 39,7 | 357-383 | | 370 | 13 | PHOENIX |
| 5 | 3 | 29,5 | 375,8-380,0 | | 376,4 | 0,6 | PEGASUS |
| 6 | 2 | 22,1 | | | ? | | |
| 7 | 1 | 5,0 | | | ? | | |
| b) Lasalle et al. (2007a) | | | | | | | |
| 8 | L7 (= 7 oben) | 50,9 | | diskordant | | | |
| 9 | L6 (= 6 oben) | 47,8 | k. A. | 4 (Fraktionen) | 370,4 | 0,6 | PICTOR |
| 10 | L5 (= 5 oben) | 43,2 | | diskordant | | | |
| 11 | L4 (= 4 oben) | 39,7 | | diskordant | | | PHOENIX |
| 12 | L3 (= 3 oben) | 29,5 | k. A. | 10 (Fraktionen) | 377,2 | 0,5 | PEGASUS |
| 13 | L2 (= 2 oben) | 22,1 | | keine Zirkone | | | |
| 14 | L1 (= 1 oben) | 5,0 | | keine Zirkone | | | |
| Steinbruch Schmidt, Braunau (Deutschland) | | | | | | | |
| c) Kaufmann et al. (2004) | | | | | | | |
| 15 | Bed 36 | | 327, 360-377, 419, 438 | 1 von 24 (älteste konkordante Korn) | 377,2 | 1,7 | SEXTANS |
| 16 | Bed 36 | | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb-Alter | 17 von 24 | (377,2) | (4,4) | SEXTANS |
| d) Schmitz (2012b), Rekalkulation (Neubewertung) | | | | | | | |
| 17 | Bed 36 | | | 8 von 24 | 373,68 | 1,49 | SEXTANS |

Tab. 18 Bentonithorizonte der Frasnium-Stufe (Belgien, Deutschl.), U-Pb-Zirkonalter. Zusammengefasst nach GUILLOT et al. (2006), LASALLE et al. (2007a), KAUFMANN et al. (2004) sowie SCHMITZ (2012b). Zu KAUFMANN et al. (2004): Handselektion normal- und langprismatischer Zirkone mit Zonarbau, frei von Inklusionen und Sprengissen; Vorbehandlung Luft-Abraion; ID-TIMS-Einzelkornanalysen (Labor: Institut für Mineralogie, Münster); GTS2012 (Appendix 2): Nr. D10. Diskussion s. Textteil.

²⁶⁴ Nach der Systematik von PUPIN (1976, 1980).

Drei der vier ausgewiesenen Ergebnisse (Tab. 18, Pos. 1, 2, und 4) aber werden „diskreditiert“: Bentonit 4 und Bentonit 7 wegen teilweise ererbter Komponenten und Bentonit 6 aufgrund zu vieler kleiner Individuen ($< 63 \mu\text{m}$, Maschengröße), die für eine Analyse problematisch seien. Darüber hinaus sind die Zirkone von Bentonit 5 diskordant; deshalb wurde kein Alter ausgewiesen. Die Bentonite 1 und 2 lieferten keine Zirkone. So bleibe für den Moment – mit ausreichender Präzision – nur Bentonit 3 mit einem U-Pb-Alter von $376,4 \pm 0,6$ Millionen [radiometrischen] Jahren, das helfen möge, das „absolute Alter“ für die Grenze Frasnium-Stufe/Famennium-Stufe einzugrenzen. Details zu den Altersbestimmungen allerdings werden nicht geliefert.

Die finalen Ergebnisse von LASALLE et al. (2007a, Co-Autor ist GUILLOT) stellen sich allerdings anders dar: auf zwei Alter reduziert, deutlich differenziert (u. a. ohne Überlappung) und stratigraphisch konform (Tab. 18, Pos. 9 und 12). Für die Bentonite L4 (vormals 4, usf.), L5 und L7 lägen diskordante U-Pb-Isotopenverhältnisse vor; deshalb erfolgte kein Altersausweis.

LASALLE et al. (2007a) vergleichen zunächst ihr L3-Alter mit dem Alter des Kellerwald-Bentonits b36 („Bed“ bzw. Bank 36) von $377,2 \pm 1,7$ Millionen [radiometrischen] Jahren (KAUFMANN et al. 2004): Die Alter sind identisch (Tab. 18, Pos. 12 und 15), biostratigraphisch aber seien die Bentonite eine Conodontenzone voneinander getrennt, Untere *rhenana*-Zone (L3) zu Obere *rhenana*-Zone (b36). Deshalb könne die Altersbestimmung von KAUFMANN et al. (2004) etwas zu alt sein.

Das Alter des Bentonits L6 würde allerdings implizieren, ausgehend von einer Differenz L3 zu L6, dass die Untere *rhenana*-Zone mehr als 5 Millionen [radiometrische] Jahre angedauert hätte. Das wäre – so die Autoren – erstaunlich weit weg von den „durchschnittlich ungefähr 1 Million Jahren“, die klassischerweise in Betracht gezogen werden, und für solche Behauptungen bedürfe es weiterer Daten.

Bis dato sind – soweit es der Verfasser übersehen kann – zu den Altersbestimmungen keine detaillierten U-Pb-Zirkondaten (übliche Tabellen mit Einzelanalysen) geliefert worden; auch sind keine „weiteren Daten“ produziert worden. Unverständlich ist auch, dass die Autoren keine eigene U-Pb-Altersbestimmung des „Bed 36“-Bentonits durchgeführt haben; die Probe lag vor, alleine für die Zirkon-Typologie sind 59 Zirkone verwertet worden (GUILLOT et al. 2006, ihre Fig. 1D). Die zusätzliche (reproduzierende?) Altersbestimmung wäre für die Interpretation der eigenen Ergebnisse sinnvoll gewesen.

WINTER (2015) stellt eine tephrostratigraphische Beziehung zwischen der Mulde von Dinant (Profil Lion), der Prümer Mulde (Ammelsbüsch-Profil), der Dillmulde (Profil Benner) und dem Kellerwald (Braunau, Steinbruch Schmidt, Abb. 32; vgl. KAUFMANN et al. 2004) her. Mit der Methode der Zirkon-Tephrostratigraphie weist er nach, dass einige der im Steinbruch Lion auftretenden Bentonite den im Ammelsbüsch-Profil (vgl. Tab. 2) vorkommenden und gekennzeichneten Bentoniten entsprechen (u. a. seine Abb. 7): Demnach sind L3 und PEGASUS, L4 und PHOENIX sowie L6 und PICTOR identisch. Bezogen auf die klassischen Kellwasserkalk-Profile – die Hangendgrenze des oberen Kellwasserhorizontes wird mit der Grenze Frasnium-/Famennium-Stufe korreliert²⁶⁵ – ist die Bentonitfolge vom Liegenden zum Hangenden im Profil

²⁶⁵ Die Basis der Famennium-Stufe ist biostratigraphisch definiert mit der Basis der Conodonten-Zone Untere *Palmatolepis triangularis*; der GSSP-Referenzpunkt liegt im Steinbruch Upper Coumiac, zwischen Schicht 31

Benner (Dillmulde) PEGASUS-Gruppe (= Benner 1), PICTOR (= Benner 2) und SEXTANS-Gruppe (= Benner 3-5) mit dem SEXTANS-Chronohorizont²⁶⁶ (= Benner 5) und im Profil Braunau/Schmidt SEXTANS-Gruppe (= Braunau 1-3) mit dem SEXTANS-Chronohorizont (= Braunau 3). Bentonit „Bed 36“ (Bank 36), der zwischen dem Unteren und Oberen Kellwasserkalk-Horizont vorkommt (Abb. 32), entspricht dem SEXTANS-Chronohorizont. Demnach ist die Bentonitabfolge (Komposit aus Profil Lion und Profil Benner): PEGASUS-Chronohorizont, PHOENIX-Chronohorizont, PICTOR-Chronohorizont, SEXTANS-Gruppe (mit SEXTANS-Chronohorizont). Im Profil Benner fehlt der PHOENIX-Chronohorizont. Für eine tephrostratigraphische Korrelation der obersten Bereiche der Frasnium-Stufe ist im Gebiet von Frasnies in stratigraphisch höheren Einheiten nach Bentoniten der SEXTANS-Gruppe zu suchen (Neuville-Formation, Matagne-Formation).²⁶⁷ Des Weiteren ist zu prüfen, ob Bentonit L7 aus dem Profil Lion (ca. 3,1 m oberhalb Bentonit L6) identifiziert werden kann.

LASALLE et al. (2007b) mutmaßen, dass die Zirkone des b36-Bentonits (= SEXTANS-Chronohorizont) von der Erosion eines exhumierten kalkalkalischen Plutons stammen könnten. Dies folgern sie aus der Zirkon-Typologie (nach PUPIN 1980), den durchweg gerundeten und leicht korrodierten Zirkonen sowie dem „zu hohen“ U-Pb-Alter (vgl. KAUFMANN et al. 2004). Diese „plutonische“ Interpretation beruht möglicherweise auf einem Missverständnis der PUPINschen Zirkon-Typologie. Nach Winter (2015, 244) „entsprechen die Aschenlagen der SEXTANS-Gruppe kalkalkalischen, rhyodazitischen bis trachyandesitischen Vulkaniten“; er berichtet nicht von gerundeten und/oder leicht korrodierten Zirkonen des SEXTANS-Chronohorizonts. Zu den „identischen“ U-Pb-Zirkonaltern schreibt WINTER (2015, 243): „Danach wäre das Alter von Bentonit 3 (= PEGASUS-Chronohorizont) mit $377,2 \pm 0,5$ Ma identisch mit dem Alter von ‚Bed 36‘ aus dem Profil Braunau (= SEXTANS-Chronohorizont) mit $377,2 \pm 1,7$ Ma (Kaufmann et al. 2004). Diese Daten belegen, dass sowohl die radiometrischen Altersbestimmungen wie auch einige Einstufung²⁶⁸ nach Conodonten einer Präzisierung bedürfen.“ Zuvor erfolgte eine Neubewertung (Rekalkulation) des Alters des b36-Bentonits durch SCHMITZ (2012b): $373,68 \pm 1,49$ Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 18, Pos. 17) unter Einbeziehung von 8 der 24 Zirkonkörner (vgl. Pos. 15 und 16, Tab. 18).²⁶⁹

g und 32a, etwa 4 km S St. Nazaire de Ladarez (Montagne Noire, Frankreich) (KLAPPER et al. 1993, BECKER et al. 2012). Die 12 cm mächtige Schicht 31g ist ein dunkelgrauer „Kalzilutit bis Kalkarenit“ (Korngrößen < 2 µm bis 2 mm) und wird mit dem Oberen Kellwasserkalk-Horizont korreliert.

²⁶⁶ Die Verknüpfung des Bentonitnamens mit dem Terminus „Chronohorizont“ wird von WINTER (2015, 230) nur angewandt, „(...) wenn eine definierte Aschenlage in mindestens zwei Profilen nachgewiesen und damit zur tephrostratigraphischen Korrelation geeignet ist.“ Siehe Abschnitt 2.2.

²⁶⁷ GOUWY & GOOLAERTS (2015, 63) berichten über neue Bentonitfunde im Steinbruch Lahony bei Lompret, 10 km O Frasnies: „The Neuville shales exposed in the southernmost part of the new quarry include three pale-yellow bentonite layers. Previously, bentonite layers in the Neuville Formation were already recognized in outcrops at Frasnies, Neuville and Givet (Gouwy, 2004).“

²⁶⁸ Es soll wohl „eine Einstufung“ oder „einige Einstufungen“ lauten.

²⁶⁹ Kürzlich haben PERCIVAL et al. (2018) ein neues U-Pb-Zirkonalter für Bentonit „Bed 36“ geliefert: $372,36 \pm 0,053$ Millionen [radiometrische] Jahre. Dieses Alter sei konsistent mit anderen Altern, die für die Grenze Frasnium/Famennium (hier 2,5 m über dem Bentonit) publiziert sind (u. a. GTS2012: 372,2 Millionen [radiometrische] Jahre). Das zuvor von KAUFMANN et al. (2004) determinierte Alter sei dagegen fehlerhaft. – Das „präzise“ Alter von PERCIVAL et al. (2018) basiert auf 8 von 11 Analysen langprismatischer Zirkone; insgesamt zeigen die 11 Analysen eine sehr geringe Streuung, die unter Berücksichtigung der 2σ -Unsicherheiten von 372,0 bis 372,7 Millionen [radiometrischen] Jahren reicht. Die CA-ID-TIMS-Einzelkornanalysen sind an der Universität

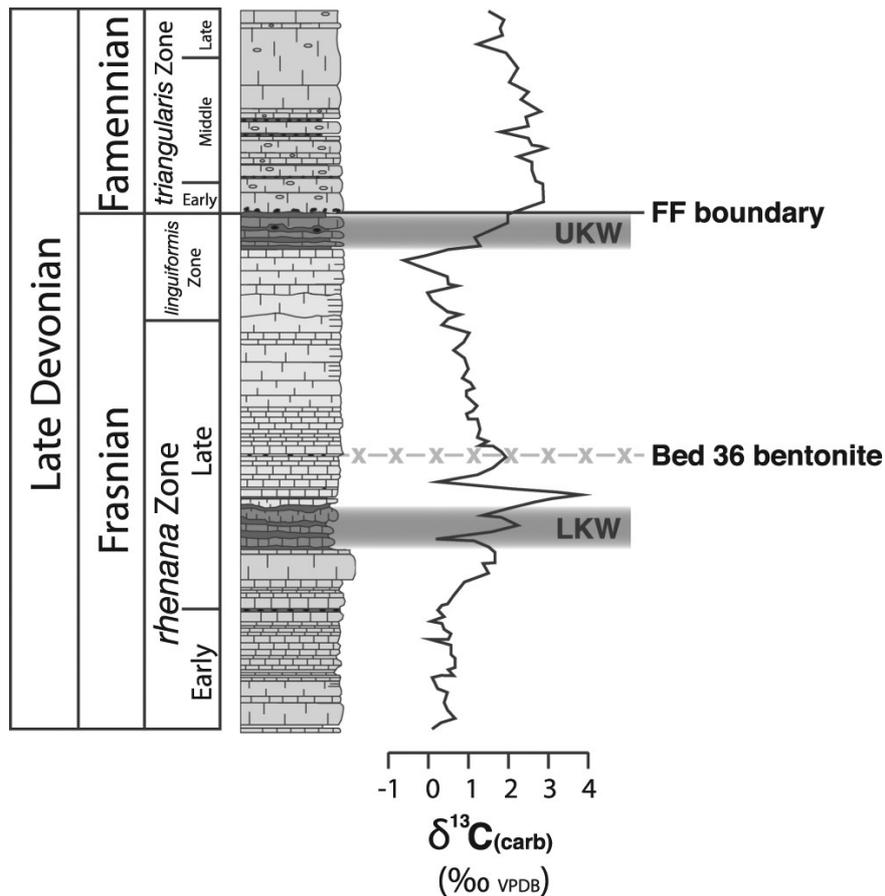


Abb. 32 Profil Steinbruch Schmidt (Braunau, Kellerwald).
 Legende: Chronostratigraphische Gliederung mit Frasnium-Stufe und Famennium-Stufe (Oberdevon) sowie Conodonten-Zonen (vgl. Abb. 31); $\delta^{13}\text{C}$ (‰), Kohlenstoffisotopen-Kurve; LKW, Unterer Kellerwasserkalk-Horizont; UKW, Oberer Kellerwasserkalk-Horizont; x-x, Bentonit „Bed 36“ (Bank 36); FF, Frasnium/Famennium-Grenze (Korrelation). Nach WINTER (2015, seine Abb. 8) beträgt der Abstand zwischen Unterem und Oberem Kellerwasserkalk-Horizont etwa 2,5 m (Oberkante zu Unterkante). Abbildung: Wiedergabe der Fig. 2 aus PERCIVAL et al. (2018) in *Scientific Reports* (CC BY 4.0).

Fazit

LASALLE et al. (2007a) präsentieren U-Pb-Zirkonalter für zwei Bentonite der Frasnium-Stufe (Oberdevon) aus dem Lion-Profil bei Frasnes (Belgien): $377,2 \pm 0,5$ und $370,4 \pm 0,6$ Millionen [radiometrische] Jahre (Abstand ca. 18 Profilmeter). Insbesondere der jüngere Alterswert harmonisiert nicht mit der bestehenden Feinkalibrierung der radiometrischen Zeitskala. Mit ihren sukzessiven Publikationen geben GUILLOT et al. (2006) und LASALLE et al. (2007a, b) einen punktuellen Einblick in eine in Schritten durchgeführte U-Pb-Altersbestimmung und -interpretation.

Die Autoren wenden Zirkon-Typologie, aber nicht Zirkon-Tephrostratigraphie an; mit der

Genf durchgeführt worden. – Das Ergebnis von PERCIVAL et al. (2018) und die Neubewertung und Rekalkulation des Ergebnisses von KAUFMANN et al. (2004) durch SCHMITZ (2012b), $373,68 \pm 1,49$ Millionen [radiometrische] Jahre, sind allerdings im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheiten nicht unterscheidbar. – Als Ergänzung könnte versucht werden, ein U-Pb-Zirkonalter der Bentonithorizonte über dem Oberen Kellwasserkalk-Horizont zu bestimmen (nach WINTER 2015, seine Abb. 8): Z. B. Lokalität Kellwassertal (Harz), + 0,68 m, oder Lokalität Braunau (Kellerwald; s. Abb. 3e, WINTER 2015), + ? m, (SCORPIUS-A-Chronohorizont); Lokalität Aeketal (Harz), + 2,3 m, (SCORPIUS-B-Chronohorizont).

Anwendung der Zirkon-Typologie glauben sie, die Herkunft der Zirkone – vulkanisch vs. plutonisch – bestimmen zu können. Für den „Kellwasser“-Bentonit (Deutschland) nehmen sie einen plutonischen Ursprung an. Dies ist eine Missinterpretation; bei den analysierten Bentoniten handelt es sich durchweg um vulkanische Fallout-Aschenlagen (WINTER 2015).

6.8 Kohlentonsteine und Bentonite im Donez-Becken (Ukraine), Karbon

Übersicht

Das Dnepr-Donetz-Becken²⁷⁰ im südöstlichen Teil des osteuropäischen Kratons ist mit einer Sedimentverfüllung von bis zu 19 km²⁷¹ eines der tiefsten Becken Europas; die Beckenarchitektur der NW-SO verlaufenden Depression lässt auf ein Paläo-Grabenbruchsystem schließen (STEPHENSON & STOVA 2012).²⁷²

DAVYDOV et al. (2010) zufolge enthält das Donez-(Teil-)Becken eine der am meisten vollständigen Sedimentabfolgen des Karbon-Systems. Im mächtigen mittleren Teil der Schichtenfolge sind etwa 250 Kohlenflöze und mehr als 250–300 (marine) Kalksteinhorizonte zwischengeschaltet. Die Gesamtmächtigkeit der Kohlen beträgt etwa 60 m; durch den aktiven Kohlenbergbau gehört das Donez-Becken zu den größten Kohlenrevieren der Welt.

Aus den karbonischen Schichten sind mindestens 37 vulkanische Aschenlagen bekannt²⁷³, 25 davon werden als (Kohlen-) Tonsteine²⁷⁴ (engl.: tonsteins) bezeichnet.

Titel (Hauptbezug)

DAVYDOV et al. (2010): High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine. [*Hochpräzise U-Pb-Zirkonalter-Kalibrierung der globalen karbonischen Zeitskala und Milankovitch-Band-Zyklizität im Donez-Becken, Ostukraine.*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die Sedimentfolge des oberen Paläozoikums wird zweckmäßig in drei Teile gegliedert; ihnen werden unterschiedliche Environments zugewiesen:

²⁷⁰ Das Becken ist ungefähr 200 km breit und 700 km lang.

²⁷¹ Basierend auf seismischen Daten und ihre Interpretation.

²⁷² Die Entwicklung des Grabenbruchsystems bzw. Rifts des Dnepr-Donetz-Beckens umfasst STEPHENSON & STOVA (2012) zufolge eine Prä-Rift-Phase (Mitteldevon und unteres Oberdevon), eine Syn-Rift-Phase (oberes Oberdevon) und eine Post-Rift-Phase (Karbon bis Paläogen).

²⁷³ DAVYDOV et al. (2010) verweisen auf AISENBERG et al. (1963, 1971) und LEVENSCHTEIN (1963) sowie CHERNOV'YANTS (1992).

²⁷⁴ Tonsteine bzw. Kohlentonsteine (ursprünglich deutsche Bezeichnung): dünne, auffallende und lateral aushaltende Tonlagen im Flözverband, die früh zu Korrelationszwecken verwendet wurden. Dass es sich hierbei überwiegend um umgewandelte vulkanische Aschenlagen handelt, wurde in den 1960er- und 1970er-Jahren erkannt (z. B. KIRSCH & HALLBAUER 1960, STÖFFLER 1963, DAMON & TEICHMÜLLER 1971, ZARITSKIY 1977). Der Begriff Bentonit wird folglich nur für Tufflagen außerhalb des Flözverbandes gebraucht.

- Untere karbonatische Abfolge: marin; Schelf bzw. „Plattform“.
- Mächtige, mittlere Abfolge, die hauptsächlich aus Siliciklastika besteht (Anteil 97 %) und von marinen Flachwasserkalken (Anteil 2 %, meist < 1 m dick) sowie Kohlenflözen (Anteil 1 %, Ø 0,3–0,5 m dick) unterbrochen wird: paralisch (kontinental/marin); Küstenbereich.
- Obere Abfolge aus vorwiegend Rotschichten und einigen wenigen Kalkstein-Horizonten: kontinental mit marinen „Einbrüchen“.

Die (traditionelle regionale) stratigraphische Systematik umfasst im Wesentlichen zwei Klassifikationen. Grundlage bilden die drei Serien des „Karbon“-Systems, C₁ (Unterkarbon), C₂ (Mittelkarbon) und C₃ (Oberkarbon). Die lithostratigraphischen Einheiten A bis Q²⁷⁵ und die biostratigraphischen Einheiten t, v etc.²⁷⁶ werden mit der Serien-Indexierung entsprechend verknüpft (AISENVERG et al. 1979), z. B. C₁B oder C₁v_{e2} (= Unterkarbon, Viseum-Stufe, 5. Zone, oberer Teil; vgl. Tab. 19, Pos. 9). In Verbindung mit den lithostratigraphischen Einheiten werden die marinen Kalksteineinschaltungen z. B. mit M₁, M₂ etc. und die Kohlenflöze mit m₁, m₂ etc. bezeichnet.²⁷⁷ Es sind 25 Formationen und etwa 40 Foraminiferen-Biozonen ausgegliedert.

Die untere karbonatische Abfolge C₁A umfasst 10 Formationen (C₁A₁ bis C₁A₁₀), wobei die zwei untersten Formationen aktuell dem Devon zugerechnet werden (vom Liegenden zum Hangenden, mit Angaben zur Mächtigkeit): Mafkhainskaya-Fm. (0–100 m), Porfiritovaya-Fm. (0–80 m), Bazalievskaya-Fm. (10–60 m), Karakubskaya-Fm. (20–60 m), Volnovakhszkaya-Fm. (20–60 m), Karpovskaya-Fm. (20–40 m), Dokuchaevskaya-Fm. (5–6 m), Skelevatskaya-Fm. (bis 100 m), Styl'skaya-Fm. (bis 40 m) und Donetskaya-Fm. (bis 60 m). Die mittlere, kohlenführende Abfolge umfasst 15 Formationen (C₁B bis C₃Q), wobei die Grenze Karbon/Perm aktuell in der Schichtenfolge der obersten Formation liegt (vom Liegenden zum Hangenden, mit Angaben zur Mächtigkeit): Mezhevskaya-Fm. (500 m), Samarskaya-Fm. (850–1000 m), Kal'miuskaya-Fm. (800–900 m), Amvrosievskaya-Fm. (500–550 m), Mandrykinskaya-Fm. (170–450 m im W, 500–700 m im O), Mospinskaya-Fm. (370 m im W, bis 1100 m im O), Smolyaninovskaya-Fm. (300 m im W, bis zu 1400 m im O), Belokalitvenskaya-Fm. (300–800 m), Kamenskaya-Fm. (350–1150 m), Almaznaya-Fm. (150–550 m), Lisitchanskaya-Fm. (500–1100 m), Isaevskaya Fm. (400–950 m), Avilovskaya-Fm. (550–1200 m), Araukaritovaya-Fm. (k. A.) und Kartamyshskaya-Fm. (k. A.). Die Formationen der oberen Abfolge (Teile der Gzhelium-Stufe sowie die Asselium-Stufe) werden hier nicht behandelt bzw. aufgeführt. Die lithologische Gliederung der mittleren Abfolge in Formationen basiert hauptsächlich auf der Einschaltung dickerer Kalksteinbänke; diese werden zur Definition der Basis einer Formation verwendet.

Die 12 Tonstein- bzw. Bentonitproben stammen von 9 Lokalitäten im Umkreis von bis zu 100 km um Donez, aus Schächten (aktiver Kohlenbergbau), von Bohrungen oder Oberflächenaufschlüssen, und decken eine stratigraphische Reichweite von Tournaisium-Stufe (unterste Stufe des Mississippium-Subsystems) bis Moskovium-Stufe (2. Stufe des Pennsylvanium-

²⁷⁵ Unterkarbon: C₁¹ (A), C₁² (B), C₁³ (C), C₁⁴ (D) und C₁⁵ (E); Mittelkarbon: C₂¹ (F), C₂² (G), C₂³ (H), C₂⁴ (I), C₂⁵ (K), C₂⁶ (L) und C₂⁶ (L); Oberkarbon: C₃¹ (N), C₃² (O), C₃³ (P) und teilweise C₃⁴ (Q).

²⁷⁶ Z. B. für die Moskovium-Stufe (m) 5 Zonen: C₂m_a bis C₂m_e.

²⁷⁷ Eine weitergehende Unterteilung mit hochgestellten Indexen wird hier nicht behandelt.

Subsystems) ab.²⁷⁸

- (A) Butovskaya-Schacht (Abk.: Bu), etwa 18 km NO Donez; Probe „n1 coal“: Tonstein, 17–20 cm dick. Position: n₁ (untere), C_{3a} (Basis); Isaevskaya-Formation.
- (B) Zasyadko-Schacht (Abk.: Za), etwa 5 km NW Donez; Probe „m3 coal“: Tonstein, 15–20 cm dick. Position: m₃, C_{2m_c} (Mitte); Lisitchanskaya-Formation.
- (C) Krasnolimanskaya-Schacht (Abk.: Kr), etwa 57 km NW Donez; Probe „l3(a) coal“: Tonstein, 3–5 cm dick. Position: l₃, C_{2m_b} (Mitte); Almaznaya-Formation.
- (D) Zdanovskaya-Schacht (Abk.: Zd), etwa 38 km NO Donez; Probe „l3(b) coal“: Tonstein, 1–2 cm dick. Position: l₃, C_{2m_b} (Mitte); Almaznaya-Formation.
- (E) Kirov-Schacht (Abk.: Ki), etwa 30 km NO Donez; Probe „l1 coal“: Tonstein, 3–5 cm dick. Position: l₁, C_{2m_b} (Basis); Almaznaya-Formation.
- (F) Pereval'skaya-Schacht (Abk.: Pe), etwa 93 km NO Donez; Proben „k7 coal“ und „k3 coal“: Tonsteine, 3–5 und 1–2 cm dick. Position: k₇, C_{2m_a} (obere) bzw. k₃, C_{2m_a} (Basis).
- (G) Yuzhno-Donbasskaya, Schacht Nr. 3, Ugledar (Abk.: Y-D), etwa 41 km SW Donez; Probe „c11 coal“: Tonstein, 2–3 cm dick. Position: c₁₁, C_{1v_{g2}}; Samarskaya-Formation.
- (H) Sukhaya Volnovakha, Dokuchaevsk, Tsentral'nyi rudnik, Ost (Abk.: S. V.), etwa 39 km SW Donez; Proben „C1ve2“, „C1vc“ und „3/2002“: Bentonite, 1–2, 5–8 und 10–15 cm dick. Position: C_{1A₉}, C_{1v_{e2}} (Basis), C_{1A₈}, C_{1v_c} (obere) bzw. C_{1A₈}, C_{1v_c} (Mitte); Styl'skaya- und Skelevatskaya-Formation.
- (I) Volnovkaha-Fluss, rechte Bank, nahe Businova Ravine (Abk.: V. R.), etwa 41 km S Donez; Probe „5/2002“: Bentonit, 15–20 cm dick. Position: C_{1A₄}, C_{1t_{b2}} (Basis); Karakubskaya-Formation.

Die karbonischen Ablagerungen enthalten „zahlreiche und diverse marine und brackische Faunen sowie Landpflanzen“. Deshalb sei „die Abfolge für eine Korrelation mariner und terrestrischer Entwicklungen des Karbons mit anderen Teilen der Welt sehr geeignet (...)“ (AISEN-VERG et al. 1979, 197; Stand damals). DAVYDOV et al. (2010) konstatieren, dass die karbonische Sedimentfolge des Donez-Beckens anhand von (Index-) Foraminiferen direkt mit den Typusprofilen der Becken in West-Europa, im Moskauer Raum und der Ural-Region korreliert werden könne.

Methodik

Beprobung. Selektiv?; unklar, ob alle 37 bekannten Horizonte beprobt wurden.

Zirkoncharakteristik. Keine Angabe.

Zirkonauswahl/Präparation. Keine Angabe.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse, modifizierte Version der chemischen Abrasion (MATTINSON 2005); ID-TIMS.

Labor. IGL, Boise State University, Id. (USA).

²⁷⁸ Nur drei der sieben globalen karbonischen Stufen sind bisher formal definiert (Stand 2019): Tournaisium (Frankreich, PAPROTH et al. 1991), Viseum (China, DEVUYST et al. 2003) und Bashkirium (Nevada, USA; LANE et al. 1999). Für die anderen Stufen werden GSSP-Kandidaten im Ural sowie China diskutiert, das Donez-Becken steht nicht zur Wahl.

Altersinterpretation (geologisch)

Keine Angabe.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Keine Angabe.

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Karbon, Carboniferous (S. 1066-1069): Nr. Cb3 bis Cb6, Cb9, Cb14 bis Cb19 (Ukraine; DAVYDOV et al. 2010); Tab. 19.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

DAVYDOV et al. (2010) liefern für Aschenlagen aus dem Donez-Becken „hochpräzise U-Pb-Zirkonalter“, die sie zur (Neu-) Kalibrierung der globalen Karbon-Zeitskala verwenden. Die hohe Auflösung der Alter erlaube die zeitliche Auflösung in das Milankovitch-Band und bestätige eine orbital gesteuerte Zyklizität der Sedimentation (~100- und 400-k[a]a-Zyklen der Exzentrizität).

Diskussion

DAVYDOV et al. (2010) präsentieren für elf (Kohlen-) Tonsteine und Bentonite der karbonischen Schichtenfolge des Donez-Beckens distinkte und stratigraphisch konsistente $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Zirkonalter (Tab. 19, gewichtete Mittel): von Position zu Position nehmen die U-Pb-Alter – synchron zur Stratigraphie – ab. Die Probenpunkte liegen teilweise bis zu 150 km auseinander; aufgrund der guten Kenntnisse der Abfolgen (Kohlenbergbau) wird von einer stratigraphischen Integrität ausgegangen.

Die Isotopenalter der Proben, die stratigraphisch von der Tournaisium-Stufe bis zur Moskovium-Stufe reichen, umspannen etwa 50 Millionen [radiometrische] Jahre. Damit liegt erstmals für ein paläozoisches System aus einem Gebiet (Becken) eine größere (vertikale) Serie von U-Pb-Altersbestimmungen vor.

Die neuen radiometrischen Alter passen nicht nur allgemein in das etablierte Altersmodell, sie erfordern – insbesondere wegen ihrer hohen Auflösung und stratigraphischen Dichte –, so DAVYDOV et al. (2010, 16), „signifikante Revisionen zur absoluten Alterskalibrierung der globalen Karbon-Zeitskala“: Hinsichtlich der Dauer und des Beginns der karbonischen Perioden erfolgen Korrekturen um bis zu 4 Millionen [radiometrische] Jahre (u. a. im Vergleich zur GTS2008). Diese Vorschläge haben bei der Erstellung der GTS2012 Berücksichtigung gefunden (DAVIDOV et al. 2012, SCHMITZ 2012b).

Grundlage dieser Korrekturen sind beckenübergreifende direkte Korrelationen mit den Typusprofilen in Westeuropa (Tournaisium- und Viseum-Stufe) sowie im Moskauer Becken und im Ural (Serpukhovium- bis Asselium-Stufe), die die angewandte Multitaxon-Biostratigraphie im Donez-Becken erlaube. Allerdings ist keineswegs sicher, dass es sich bei dem jeweiligen „ersten Auftreten“ auch um eine Isochrone handelt; vielmehr sind diachrone Verhältnisse

anzunehmen. Bereits beckenintern, mit Bezug auf die Kalkstein-Einschaltungen, die als isochrone Horizonte betrachtet werden (LUTIGIN & STEPANOV 1913), hat DAVYDOV (1992) festgestellt, dass derselbe Kalkstein seine „offensichtliche Biostratigraphie“ lateral wechseln kann, und zwar wenigstens um eine biostratigraphische Zone. Deshalb könnte nicht ausgeschlossen werden, dass zumindest einige Kalksteine im ganzen Becken „etwas“ diachron seien (DAVYDOV et al. 2010, 5). Es könnte aber auch bedeuten, dass sich die maßgebliche Fauna diachron verhält.

Das neue Alter des Tonsteinhorizonts des Kohlenflözes I₃ differiert zu einer älteren Bestimmung deutlich. DAVYDOV et al. (2010) geben ein U-Pb-Zirkonalter von 312,18 ± 0,07 Millionen [radiometrischen] Jahren an (Tab. 19, Pos. 3). Zuvor hatten HESS et al. (1999) für diesen Horizont ein ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Sanidinalter von 305,5 ± 1,5 Millionen [radiometrischen] Jahren ausgewiesen. Das „anomal junge“ Alter war von HESS et al. (1999) mit systemischen Problemen der biostratigraphischen Korrelation begründet worden. DAVYDOV et al. (2010) allerdings halten eine Kombination von systemischen analytischen Fehlern und ein offenes Systemverhalten für ausschlaggebend, die nicht nur dieses ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Sanidinalter, sondern weitere ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Sanidinalter betreffen, die bis dato Grundlage der Kalibrierung der Pennsylvania-Zeitkala waren.

| Pos. | Tonstein (T)/ Bentonit (B) | | Loka- lität | Profilmeter, relativ [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne, [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 σ |
|---|-------------------------------|-----|----------------|--------------------------------|--|--|---|----------|
| | Probe | Typ | | | | | | |
| Moskovium-Stufe (2. Stufe des Pennsylvania-Subsystems; regional, traditionell: oberes Mittelkarbon) | | | | | | | | |
| 1 | n1 coal | T | Bu | 1950 | 306,2-307,6 | 9 von 12 | 307,26 | 0,11 |
| 2 | m3 coal | T | Za | 1135 | 310,1-311,0, 336 | 10 von 11 | 310,55 | 0,10 |
| 3 | I3(a) coal | T | Kr | 782 | 311,7-313,2 | 6 von 7 | 312,01 | 0,08 |
| 4 | I3(b) coal | T | Zd | 782 | 312,0-312,9, 314-320 | 6 von 10 | 312,18 | 0,07 |
| 5 | I1 coal | T | Ki | 705 | 307, 308, 310,8-312,6, 398 | 5 von 11 | 312,23 | 0,09 |
| 6 | k7 coal | T | Pe | 422 | 312,7-313,6 | 8 von 8 | 313,16 | 0,08 |
| 7 | k3 coal | T | Pe | 180 | 314,0-314,7, 337, 441 | 7 von 9 | 314,40 | 0,06 |
| Serpukhovium-Stufe (obere Stufe des Mississippium-Subsystems) | | | | | | | | |
| 8 | c11 coal | T | Y-D | | 327,0-328,4 | 8 von 10 | 328,14 | 0,11 |
| Tournaisium- und Viseum-Stufe (untere und mittlere Stufe des Mississippium-Subsystems) | | | | | | | | |
| 9 | C1ve2 | B | S. V. | | 340, 341,6-342,9 | 7 von 8 | 342,01 | 0,10 |
| 10 | C1vc | B | S. V. | | 344,4-345,4 | 6 von 7 | 345,00 | 0,08 |
| 11 | 3/2002 | B | S. V. | | 344,2-345,5 | 6 von 8 | 345,17 | 0,07 |
| 12 | 5/2002 | B | V. R. | | 357,0-357,7 | 8 von 8 | 357,26 | 0,08 |

Tab. 19 Karbonische Aschenlagen (Donez-Becken), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt aus DAVYDOV et al. (2010). Zur Probenbezeichnung (Indexierungen C1, k3 etc.) siehe unter „Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie“. Die Lokalitäten liegen im Umkreis von bis zu 100 km um Donez: Bu = Butovskaya-Schacht; Za = Zasyadko-Schacht; Kr = Krasnolimanskaya-Schacht; Ki = Kirov-Schacht; Pe = Pereval'skaya-Schacht, Y-D = Yuzhno-Donbasskaya, Schacht Nr. 3, Ugledar; S. V. = Sukhaya Volnovakha, Dokuchaevsk, Tsentral'nyi rudnik, Ost; V. R. = Volnovkaha-Fluss, rechte Bank, nahe Businova Ravine; Pos. 9–12 sind Oberflächenaufschlüsse. Spalte „Profilmeter“ bezieht sich auf ein schematisches Kompositprofil für die Moskovium-Stufe (Bohrung 849 und Lokalität Kalinovo), siehe hierzu IZART et al. (1996). 2σ-Unsicherheit: analytisch.

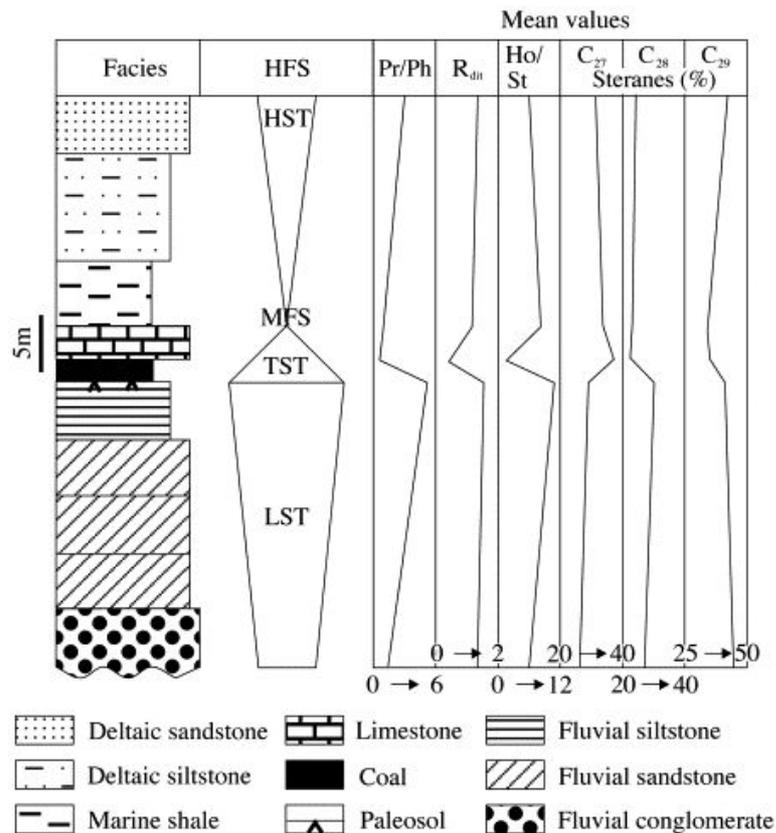


Abb. 33 Sequenz der kohlenführenden Sedimentfolge im Donez-Becken.

IZART et al. (2006) interpretieren die Sedimentfolge nach dem Konzept der Sequenzstratigraphie, hier typisierte Ausbildung einer Hochfrequenz-Sequenz (kleinste Sequenz-Einheit). Linke Säule („Facies“): Fazies; mittlere Säule („HFS“): Hochfrequenz-Sequenz (HFS) mit Niedrigstand-Systemtrakt (LST, lowstand systems tract), transgressivem Systemtrakt (TST, transgressive systems tract), Fläche der maximalen Überflutung (MFS, maximum flooding surface) und Hochstand-Systemtrakt (HST, highstand systems tract); rechte Säulen („Mean Values“, Mittelwerte ausgewählter Komponenten als Verhältniszahl oder in %): Pr/Ph, Pristan/Phytan-Verhältnis; R_{dit} , Verhältnis bestimmter Diterpane; Ho/St, Hopan/Steran-Verhältnis; C_{27} , C_{28} , C_{29} , Sterane. Legende: deltaic sandstone/siltstone, deltaischer Sandstein/Siltstein; marine shale, mariner Schieferthon; coal, Kohle; paleosol, Paläoboden; fluvial siltstone/sandstone/conglomerate, fluvialer/es Siltstein/Sandstein/Konglomerat. Abbildung: Wiedergabe der Fig. 13 aus IZART et al. (2006) in *International Journal of Coal Geology*; Verwendung mit Erlaubnis von Elsevier BV.

Die hauptsächlich kohlenführende Schichtenfolge (Serpukhovium-Stufe bis Gzhelium-Stufe) mit wiederkehrenden Lithologien wird sequenzstratigraphisch und zylostratigraphisch interpretiert.²⁷⁹ IZART et al. (1996, 2002, 2003, 2006) weisen Sequenzen 2., 3. und 4. Ordnung sowie Hochfrequenz-Sequenzen (high-frequency sequences) aus, die sie undifferenziert als Sequenzen 4./5. Ordnung klassifizieren. Nach IZART et al. (2006, 97) besteht im Donbas²⁸⁰ – siehe Abb. 33 (von unten nach oben) – „eine Hochfrequenz-Sequenz (HFS, Fig. 13) aus folgenden Einheiten:

- fluvialer Rinnensandstein (Niedrigstand-Systemtrakt; LST),
- Paläoboden, Kohlenflöz und Kalkstein (transgressiver Systemtrakt; TST),

²⁷⁹ Auch in anderen euramerischen Becken zeigen die kohlenführenden Sedimentfolgen wiederkehrende Lithologien, „sedimentäre Zyklen“. Sie werden ebenfalls zylostratigraphisch interpretiert: Z. B. Ruhr-Becken, Deutschland (SÜSS 1996, 2005); Paradox-Becken, USA (GOLDHAMMER et al. 1991, 1994); Pennine-Becken, Großbritannien (MAYNARD & LEEDER 1992, WATERS & CONDON 2012).

²⁸⁰ Andere Bezeichnung für das Donez-Becken.

- mariner Tonstein mit pelagischer Fauna, indikativ für hohe Bathymetrie (Fläche der maximalen Überflutung; MFS),
- deltaischer Silt- und Sandstein (Hochstand-Systemtrakt; HST).“²⁸¹

Unter Verwendung der radiometrisch kalibrierten Karbon-Zeitskala ordnen IZART et al. (2003, 2006) den Sequenzen Zeitspannen von 5–10, 1–5, 0,1–1 sowie < 0,2 Millionen [radiometrische] Jahren zu.²⁸² Die Hochfrequenz-Sequenzen würden mit Werten des Präzessionszyklus (17–21 Tausend [astronomische] Jahre), des Obliquitätszyklus (34–44 Tausend [astronomische] Jahre) und des kurzen Exzentrizitätszyklus (100–110 Tausend [astronomische] Jahre) korrespondieren (Modell nach BERGER & LOUTRE 1994); intermediäre Werte (60–80 Tausend [radiometrische] Jahre) seien nicht zuordenbar.

DAVYDOV et al. (2010, ihre Fig. 6) kalibrieren mit den neuen radiometrischen Altern sowie dem Grenzalter Gzhelium/Asselium (Karbon/Perm; RAMEZANI et al. 2007²⁸³) die Dauer der globalen Stufen neu: Moskovium zu 7,95, Kasimovium zu 3,45 und Gzhelium zu 4,50 Millionen [radiometrischen] Jahren (ohne 2 σ -Unsicherheit). Des Weiteren transformieren sie die bisher ausgewiesenen 18 Sequenzen 4. Ordnung der Moskovium-Stufe (IZART et al. 1996, SM1 bis SM18) in 20 Zyklen gleicher Dauer; dabei werden einige Hochfrequenz-Sequenzen neu interpretiert und zusätzlich zwei Sequenzen 4. Ordnung gebildet (Abb. 34). Durch diese Tuning-Maßnahme wird die Dauer der Moskovium-Stufe von 7,95 Millionen [radiometrischen] Jahren in 20 Zeiteinheiten von je etwa 0,4 Millionen [radiometrischen] Jahren, die dem [theoretischen] langen Exzentrizitätszyklus (~400 Tausend [astronomische] Jahre) entsprechen, gegliedert. In gleicher Weise werden die bisher ausgewiesenen 23 Sequenzen 4. Ordnung der Kasimovium- und Gzhelium-Stufe (IZART et al. 2006, SK1 bis SK7 und SG1 bis SG16) getunt und für die Gesamtdauer von 7,95 Millionen [radiometrischen] Jahren 20 Zyklen von je etwa 0,4 Millionen [radiometrischen] Jahren ausgegliedert (DAVYDOV et al. 2010, ihre Fig. 7).

Die Altersdifferenz der Tonsteine der Kohlenflöze I₁ und I₃(a) beträgt ohne die 2 σ -Unsicherheit 0,22 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 19, Pos. 5 und 3). Da nach IZART et al. (1996) jedes der drei Kohlenflöze – hier I₁, I₂ und I₃ – den „Mittelteil“ einer Hochfrequenz-Sequenz bildet (vgl. Abb. 33), entspricht der Abstand von Kohlenflöz I₁ zu Kohlenflöz I₃ zwei Hochfrequenz-Sequenzen.²⁸⁴ Daraus folgern DAVYDOV et al. (2010, 16), dass zumindest einige der Hochfrequenz-Sequenzen kurze Exzentrizitätszyklen (~100 Tausend [astronomische] Jahre) aufzeichnen würden.²⁸⁵ Demzufolge sei die Summe der Zeit, die in einem einzelnen „zyklothemischen transgressiven-regressiven, sedimentären Paket“ enthalten sei „~100 ka oder weniger“. Zusammenfassend schreiben DAVYDOV et al. (2010, 1): „Diese Präzision erlaubt eine

²⁸¹ Zur Position der Kohle schreiben IZART et al. (2006, 97-98): Die Kohle werde – in allen karbonischen, parali-schen Kohlebecken von Westeuropa (Nordfrankreich, England und Ruhr-Becken, IZART & VACHARD 1994) und in dem zentralen Appalachen-Becken (CHESNUT 1994) – immer an der Grenze zwischen kontinentaler und mariner Fazies beobachtet; die Torfbildung sei [jeweils, MK] durch eine erneute Transgression initiiert worden. – Hier liegt schließlich die Vorstellung einer autochthonen Akkumulation der Pflanzenmassen vor.

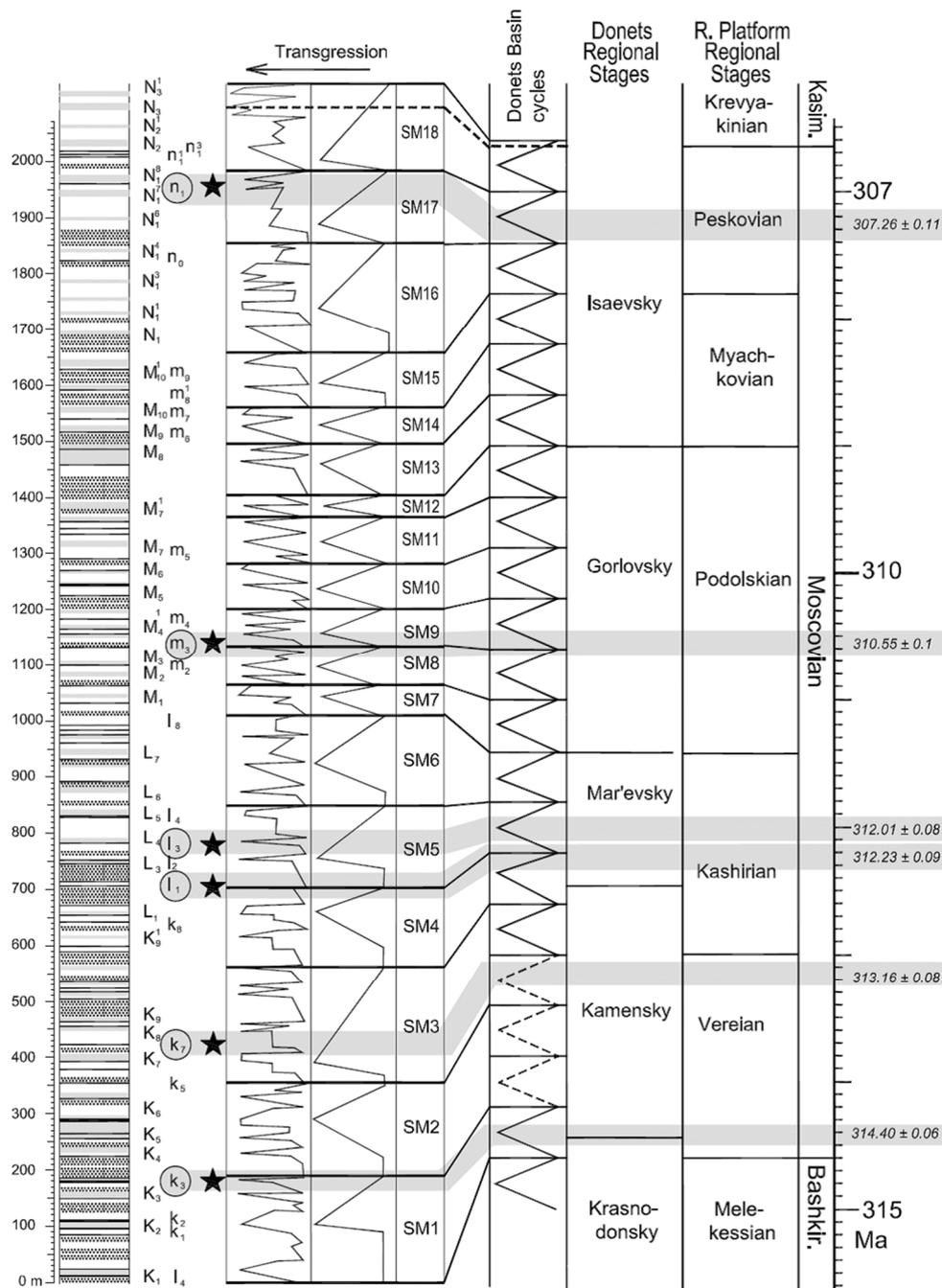
²⁸² Siehe auch VAIL et al. (1991, 619, Table 1).

²⁸³ GSSP in Kasachstan (etwa 40 km O Aqtöbe, Ural; etwa 1400 km ONO Donez), siehe DAVYDOV et al. (1998).

²⁸⁴ EROS et al. (2012) wiesen für diesen Abschnitt ebenfalls zwei Sequenzen aus, bezeichnet als Mo-17 und Mo-18 (s. ihre Fig. 9 und Table 2).

²⁸⁵ Rechnung: 0,22 Millionen [radiometrische] Jahre, 2 Sequenzen/Zyklen; d. h. etwa 110 Tausend [radiometrische] Jahre pro Sequenz/Zyklus (ohne Unsicherheit).

Auflösung der Zeit in das Milankovitch-Band und bestätigt die seit langem bestehende Hypothese, dass individuelle hochfrequente Zykloteme des Pennsylvanium und Bündel von Zyklotemen in Sequenzen 4. Ordnung die eustatische Response einer orbitalen Exzentrizitätssteuerung (~ 100 und 400 ka) sind.^{286,287} Mit der Vorgehensweise der Zuweisung und des Tunings haben die Autoren aber keine Orbitalsteuerung nachgewiesen; ihrer Validität („Bestätigung“) liegt ein Zirkelschluss zugrunde (vgl. KOTULLA 2015).



²⁸⁶ „This precision allows the resolution of time in the Milankovitch band and confirms the long-standing hypothesis that individual high-frequency Pennsylvanian cyclothem and bundles of cyclothem into fourth-order sequences are the eustatic response to orbital eccentricity (~ 100 and 400 ka) forcing” (DAVDOV et al. 2010, 1).

²⁸⁷ Auch in DAVDOV et al. (2012, 625) im Fakten-Modus: „are“.

Abb. 34 Lithostratigraphie und Sequenzstratigraphie, Donez-Becken, Moskovium-Stufe.

[Siehe vorherige Seite] Die Dauer der Moskovium-Stufe (etwa 7,95 Millionen [radiometrische] Jahre) wird in Beziehung gesetzt zu den 18 Sequenzen 4. Ordnung (SM1 bis SM18); durch Reinterpretation einiger Hochfrequenz-Sequenzen (im Ergebnis zwei zusätzliche Sequenzen 4. Ordnung) und Tuning werden 20 Zyklen gleicher Dauer ausgewiesen, je 0,4 Millionen [radiometrische] Jahre (Spalte „Donets Basin cycles“) (DAVYDOV et al. 2010). Mit dieser zyklustratigraphischen Vorgehensweise wird die Sedimentsäule zeitlich in [theoretische] Milankovitch-Zyklen gegliedert mit einer [theoretischen] Auflösung von 0,4 Millionen [radiometrischen/astronomischen] Jahren (langer Exzentrizitätszyklus; Sequenzen 4. Ordnung) und 0,1 Millionen [radiometrischen/astronomischen] Jahren (kurzer Exzentrizitätszyklus; Hochfrequenz-Sequenzen). Linke Säule: schematisches Kompositprofil mit marinen Einschaltungen (Großbuchstaben, K₁ etc.) und Kohlenflözen (Kleinbuchstaben; I₄, k₁ etc.); Legende: punktiert, Sandstein; grau, Kalkstein (marin); schwarz, Kohlenflöz; ohne (= weiß), Siltstein; umkreiste (und mit Stern) versehene Kohlenflöze, Position der beprobten Tonsteine. Mittlere Säulen: Ausgewiesene Sequenzen (konstruierter Kurvenverlauf: Interpretation des Paläoenvironments, links marin, rechts terrestrisch; IZART et al. 2006, 97), von links nach rechts: Hochfrequenz-Sequenzen, Hochfrequenz-Sequenzen zusammengefasst zu Sequenzen 4. Ordnung, Benennung der Sequenzen 4. Ordnung von SM1 bis SM18 (nach IZART et al. 1996) sowie die Überführung in Zyklen gleicher Zeitdauer (Zyklen des Donez-Beckens, insgesamt 20). Rechte Säulen: zwei regionale Stufengliederungen, rechts davon globale chronostratigraphische Gliederung (Moskovium etc.) mit numerischer Skala auf der Basis der neuen radiometrischen Alter (grau unterlegt). Diskussion siehe Textteil. Abbildung: Wiedergabe der Figure 6 DAVYDOV et al. (2010) in *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*; Verwendung mit freundlicher Genehmigung der *American Geophysical Union* und der *Geochemical Society*.

Nur vom Tonsteinhorizont des Kohlenflözes I₃ werden zwei U-Pb-Zirkonalter präsentiert; die Distanz der Probenpunkte zueinander beträgt etwa 105 km: 312,18 ± 0,07 sowie 312,01 ± 0,08 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 19, Pos. 4 und 3). Die Alter überlappen im Rahmen ihrer 2σ-Unsicherheiten nicht.²⁸⁸ Sollten die Mittelwerte für den Tonsteinhorizont des Kohlenflözes I₃ in dieser Weise streuen, so sind die Alter des Tonsteinhorizonts des Kohlenflözes I₁ – 312,23 ± 0,09 Millionen [radiometrische] Jahre (Tab. 19, Pos. 5) – und des Tonsteinhorizonts des Kohlenflözes I₃ nicht unterscheidbar. Demzufolge ist der (systemische) Schluss von DAVYDOV et al. (2010), dass im konkreten Fall ca. 100-k[r]a-Zyklen vorliegen sollen, zweifelhaft (s. o.). Nach SACHSENHOFER et al. (2003) kommen im Kohlenflöz I₃ an der Lokalität Krasnolimanskaya (s. o.) zwei Tonsteinhorizonte („Tuffe“) vor, etwa in der Mitte und am Top des knapp 2 m mächtigen Flözes (ihre Fig. 6). Insofern ist unklar, welcher Tonsteinhorizont von DAVYDOV et al. (2010) an dieser Lokalität beprobt wurde. SACHSENHOFER et al. (2003) zeigen auf, dass die Flözdicke erheblich variiert (0 bis 2,3 m) und diese Schwankungen zu einem Teil auf Erosion zurückzuführen sind. So ist entlang eines etwa 50 km langen Nordsüd-Profiles (NW bis W Donez) die Mächtigkeit im N (Berlozerskaya-Zeche) am höchsten, in der Novogrodovskaya-Zeche S der Krasnolimanskaya-Zeche fehlt das Flöz gänzlich, und im S fehlt der obere Teil, nur teilweise ist dort der untere Tonstein noch vorhanden.

Abb. 34 zeigt die stratigraphischen Positionen der beprobten Tonsteinhorizonte im zentralen Donez-Becken bezogen auf ein von IZART et al. (1996, Fig. 3) kompiliertes „Standard“-Profil (Bohrung 849, O Donez, und Lokalität Kalinovo, etwa 80 km NO Donez). Die Sedimentfolge von Flöz k₃ bis Flöz n₁ ist etwa 1770 m mächtig (Tab. 19). Werden die interpretierten Isotopenalter (Mittelwerte) zur stratigraphischen Position der Tonsteinhorizonte in der Sedimentsäule (= relative Profilmeter) in Beziehung gesetzt, zeigt sich ein bemerkenswertes Bild

²⁸⁸ DAVYDOV et al. (2010) kommentieren diesen Umstand nicht. Im Textteil heißt es: „(...) I₃ (two) samples from different shafts (...)“, in ihrer Table 1 allerdings ist für Probe „I₃(b) coal“ der lithostratigraphische Bezeichnung mit Fragezeichen versehen: „I₃ (?)“.

(Abb. 35). Die Isotopenalter liegen auf oder nahe bei der Regressionsgeraden ($R^2 = 0,99$). Hieraus könnte rechnerisch eine quasi-konstante Nettoakkumulationsrate (bzw. Sedimentationsrate) von etwa 250 m/M[r]a abgeleitet werden (Steigung $m = -251,37$). Umgekehrt könnte die augenscheinlich lineare Beziehung – unter Annahme einer gleichförmigen Nettoakkumulationsrate – als eine Verifizierung der Isotopenalter betrachtet werden. Sie könnte aber auch zur Interpretation der Isotopenalter verwendet worden sein. DAVYDOV et al. (2010) erwähnen diese Beziehung nicht.

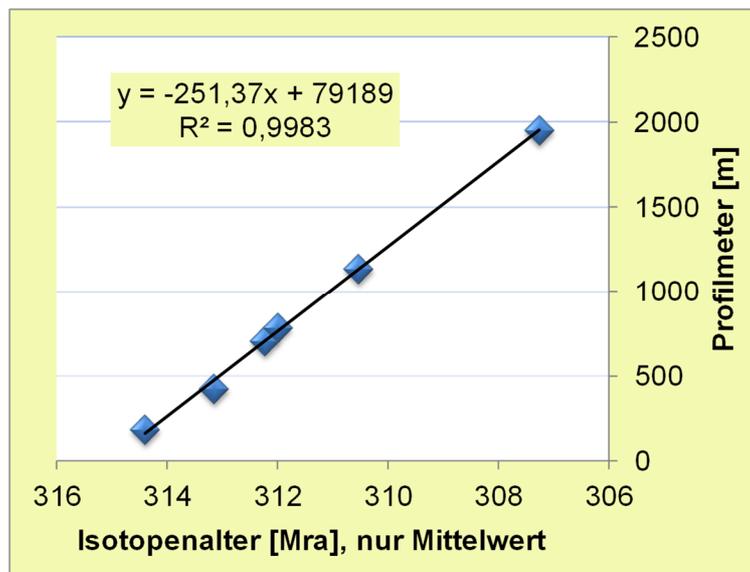


Abb. 35 Sedimentationsrate im Donez-Becken, Moskovium-Stufe.

Die Steigung von (-)251,37 entspricht einer durchschnittlichen Sedimentationsrate (bzw. Nettoakkumulationsrate) von etwa 250 m/M[r]a. R^2 , Gütemaß der linearen Regression: 0,9983, nahezu 1. Daten aus DAVYDOV et al. (2010), ihre Fig. 6.

Dieses erste Serien-Ergebnis karbonischer U-Pb-Zirkonalter gilt es zu reproduzieren und durch weitere Analyseinformationen zu ergänzen. Denn nur 12 der 40 Proben enthielten „datierbare“ Zirkone. Welcher Natur sind die „nicht-datierbaren“ Zirkone? Auch für diese Zirkone sollten die Charakteristika und Analysedaten publiziert werden. Darüber hinaus sollten umfangreiche Serien-Analysen und U-Pb-Altersbestimmungen karbonischer Aschenlagen auch in anderen europäischen Regionen durchgeführt werden. Schließlich kann eine tephrostratigraphische Korrelation von Becken zu Becken versucht werden, denn eine Aschenverbreitung über eine Distanz von > 1000 km ist möglich. Vom Donez-Becken ausgehend ist heute das Moskauer Becken im N etwa 850 km, das prä-uralische Becken im O etwa 1400 km und das oberschlesische Becken im W etwa 1400 km entfernt. Vom oberschlesischen Becken zum westfälischen Becken beträgt die Distanz etwa 800 km, und zu den britischen Becken etwa weitere 850 km.²⁸⁹

²⁸⁹ Die Distanzen beziehen sich auf nachfolgende Städte: Donez, Moskau, Aqtöbe, Ostrava, Essen, Manchester; aus dem Moskauer Becken sind nach Kenntnis des Verfassers bisher keine Tonsteine bzw. Bentonite beschrieben worden.

Sedimentgesteine, Ablagerungsumwelt, Tempo der Sedimentation

Nach AISENVERG et al. (1960, 2) setzt sich die kohlenführende Sedimentfolge aus Sandsteinen (28 %), Siltsteinen und Tonsteinen (69 %) sowie Kalksteinen (2 %) und Kohlen (1 %) zusammen. Da sich Abschnitte alternierender Lithologien wiederholen, wird einem Großteil der Abfolge eine Zyklizität zugeschrieben. Es wird ein Ablagerungsumwelt angenommen, in welchem sich kontinentale und marine Ablagerungen verzahnt haben: fluvio-deltaisch und küstennah-marin.

EROS et al. (2012) gliedern drei Fazies-Vergesellschaftungen aus²⁹⁰: „Marin“, „Deltaebene“ (delta-top) und „terrigen“ bzw. „fluviatil“; für die ausgewiesenen Sequenzen mit den Kohlenflözen I₁ bis I₃ wird die Abfolge vom Liegenden zum Hangenden schematisch wie folgt dargestellt (ihre Fig. 9)²⁹¹:

- Sequenz Mo[Moskovium]-17: fluviatil; deltaisch (mit I₁); marin (mit L₂-Kalkstein); deltaisch (mit Einschaltung mariner Sandsteine).
- Sequenz Mo-18: fluviatil; deltaisch (mit I₂); marin (mit L₃-Kalkstein); deltaisch (mit kohli- gen Einschaltungen).
- Sequenz Mo-19: fluviatil; deltaisch (mit I₃); marin (mit L₄-Kalkstein); deltaisch (mit mari- ner Einschaltung, L₄₋₁).

Dies entspricht – mit Ausnahme der das Kohlenflöz umschließenden „Sedimentpacken“ – der Interpretation der von IZART et al. (2006) ausgewiesenen Sequenzen (Abb. 33). Diese zeigen – wenn auch schematisch – einen im Vergleich zu AISENVERG et al. (1960) höheren Anteil an grobkörnigen Sedimentgesteinen an (Abb. 33): > 50 % Konglomerate und Sandsteine (IZART et al. 2006).

Grobkörnige Gesteine. Eine von VAN HINSBERGEN et al. (2015) kürzlich publizierte Feldstudie bezieht sich auf 13 Profile, die etwa 1,5 km der etwa 5 km mächtigen Sedimentfolge der Bashkirium- und Moskovium-Stufe („mittleres“ Karbon) umfassen. Die Sandsteine werden lithologisch in vier Gruppen unterteilt (hier verkürzt):

- Gruppe A. Beschreibung: (Sehr) grobe, schlecht sortierte Sandsteine; häufig mit Abdrücken von Baumstämmen und anderen größeren Resten von Pflanzen. Intervalle mit Dicken von 1–5 m, häufig in der unteren Hälfte eines mächtigen Sandsteinkörpers. Interpretation: Massenstromablagerung (mass flow deposition); kurzlebige hochenergetische fluviatile Pulse, Schüttungen mit hohen Sedimentationsraten. Environment: Flussmündung oder Deltaregime (proximal).
- Gruppe B (Abb. 36B/C). Beschreibung: Mittel- bis grobkörnige, moderat sortierte Sandsteine mit strömungsinduzierter Schrägschichtung. Einheiten (sets) meist 20–50 cm, mitunter bis 1 m dick; kontinuierlich. Folgen häufig unmittelbar Sandsteinen der Gruppe A. Interpretation: Niedrigenergetische Fortsetzung der Massenstromablagerung. Environment: Flussmündung oder oberes Deltaregime, flachmarin.

²⁹⁰ Die lithologische Analyse von EROS et al. (2012) basiert auf einer Aufnahme von 27 Oberflächenprofilen (in Summe etwa 4 km) sowie einer Auswertung von 206 Bohrkernprotokollen von 78 Lokalitäten (in Summe > 12 km). Insgesamt erstrecken sich die Lokalitäten im Donez-Becken über eine Fläche von ca. 150 x 200 km; die stratigraphische Reichweite umfasst die Spanne Serpukhovium-Stufe bis Gzhelium-Stufe.

²⁹¹ Der Abstand zwischen I₁ und I₃ variiert und beträgt nach ihrer Fig. 9 max. etwa 90 m.

- Gruppe C (Abb. 36E). Beschreibung: Fein- bis mittelkörnige, gut sortierte Sandsteine mit strömungsinduzierten Schrägschichten (~ 15–30 cm), mitunter Beulenrippeln (hummocky cross-stratification). Meist 4–10 cm dick, teilweise Einschaltungen von Siltsteinen. Interpretation: Im Vergleich geringere oder mehr kontinuierliche Sedimentzuführung; folgen Sandsteinen der Gruppe B (vertikal) oder sind ihr Äquivalent (lateral-distal).
- Gruppe D (Abb. 36A/D). Beschreibung: Sehr feine bis feine, gut sortierte Sandsteine; gewöhnlich mit Beulenrippeln, aber auch welliger und fast horizontaler Schichtung. Normalerweise um 10 cm, gelegentlich mehrere Meter dick. Örtlich wechsellagernd mit Silt- und Tonsteinen. Interpretation: Im Verhältnis niedrigenergetischste Sandsteinablagerung, am meisten distal. Environment: Marin (subtidal), unterhalb Schönwetterbasis.

Aufgrund ihrer Faziesinterpretation nehmen VAN HINSBERGEN et al. (2015) an, dass die „mittel“karbonischen Sedimente hauptsächlich in Wassertiefen von 5–20 m, jedoch kaum über 20–30 m, abgelagert wurden. Flacheres Wasser sei durch die Sandsteine der Gruppe A und B angezeigt. Die reinen, karbonatfreien, nicht-bioturbaten Sandsteine, die zudem noch Baumstämme führten, würden hohe Sedimentationsraten anzeigen. Das Fehlen erosiver Niveaus – wie auch das Fehlen von Paläoböden – würde anzeigen, dass die Abfolge ziemlich kontinuierlich sei.

Bemerkenswert ist allerdings die Schlussfolgerung der Autoren: Die errechnete mittlere Sedimentationsrate von ~ 40 cm/k[r]a (Basis: ~ 5 km Sedimentgestein, 12 M[r]a) sei konform mit der sedimentären Fazies, die eine rasche Schüttung der Klastika in einem sich rasch senkenden Becken anzeige.²⁹²

Feinkörnige Gesteine. Die Tonsteine und Schiefertone sind wenig untersucht; sie sind in der Donbass-Region schlecht aufgeschlossen (VAN HINSBERGEN et al. 2015, 4).

EROS et al. (2012) gliedern die untersuchten Sedimentgesteine u. a. in Mergelsteine (Fazies 1), siliciklastische Ton- und Siltsteine (Fazies 2) sowie siliciklastische Ton- bis Sandsteine (Fazies 5) aus. Die Mergelsteine sind sehr dünnbankig, spaltfähig und feinlaminiert (mm bis cm), mitunter treten Verwühlungen (hier: burrows) auf. Die Siltsteine sind quarz- und glimmerreich, die Tonsteine sind ihnen zwischengeschaltet. Die Gesteine der Fazies 5 sind organikreiche siliciklastische Tonsteine mit Einschaltungen von Siltsteinen sowie siltigen Sandsteinen; sie sind sehr dünn bis dünnbankig oder massig. Strukturell sind Kletter- und Strömungrippeln, linsenförmige Laminaebündel und mitunter planare Kreuzschichtung in siltigen Sandsteinen ausgebildet.

Den laminierten Mergelsteinen sind die siliciklastischen Ton- und Siltsteine zwischengeschaltet. Beide Fazies enthalten marine Organismen (Fazies 1: vereinzelt Fragmente von Echinodermen und Brachiopoden; Fazies 2: Goniatiten, Conodonten und Brachiopoden in karbonatischen Knollen); sie werden deshalb auch als „marine Tonsteine und Mergel“ zusammengefasst (ihre Fig. 4). Sie sind häufig mit den Kalksteineneinheiten assoziiert (s. u.). Die feinkörnigen Siliciklastika der Fazies 5 werden als Ablagerungen der Deltaebene interpretiert.

²⁹² „During the ~12 Myr of middle Carboniferous time, approximately 5 km of sediment was deposited, averaging to ~40 cm/kyr, in line with the sedimentary facies that indicate rapid dumping of clastics in a rapidly subsiding basin“ (VAN HINSBERGEN et al. 2015, 6).



Abb. 36 Charakteristische Lithologien im Donez-Becken.

A) Wellig-laminierter Feinsandstein und Siltstein (aus einer etwa 100 m mächtigen Wechselfolge von vorwiegend Ton- und Siltsteinen mit Sandsteinen der Gruppe D); Chegharniki-Profil (Sandsteinanteil 39 %), im N der Stadt Horliwka, ca. 40 km NNO Donez. B) Abdrücke von Baumstämmen in Sandstein (Gruppe B); Stepano-Krynka-Profil (Sandsteinanteil 77 %), 3 km SW der gleichnamigen Stadt, ca. 35 km OSO Donez. C) Großdimensionierte Schrägschichtung (Gruppe B); Pervomaysk-Profil, nahe der gleichnamigen Stadt, ca. 90 km NO Donez. D) Beulenrippeln (Gruppe D); Chegharniki-Profil. E) Brachiopoden-reiche Feinsandsteinbank (Einschaltung in Ton- und Siltsteinen); Malo-Orlovka-Profil (Sandsteinanteil 12 %), etwa 50 km ONO Donez. F) Kreuzgeschichtete Sandsteine (Gruppe C); Stepnoye-Profil (Sandsteinanteil 19 %), etwa 5 km SO Malo-Orlovka-Profil. Zu den Sandsteingruppen s. Textteil. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 4 (Fotos: H. A. ABELS und W. BOSCH) aus VAN HINSBERGEN et al. (2015) in *Scientific Reports*; freundliche Freistellung (CC BY 4.0).

Kalksteine. Nach EROS et al. (2012) variiert die Ausbildung der Kalksteineinheiten von knollig-bankigen, siltigen Skelett-Wackestones bis hin zu dickbankigen bis massigen Crinoiden-Grainstones und Rudstones. In einigen Einheiten sollen „mikrobielle Bioherme“ und laminierte „Algen-Biostrome“ vorkommen.²⁹³ Die Kalkstein-Einschaltungen mit einer Dicke von 5–1000 cm können anhand ihrer Faunenführung (insbes. Fusulinen und Conodonten)²⁹⁴ über Hunderte Kilometer weit verfolgt werden. Innerhalb mächtigerer Karbonateinheiten treten mitunter fossilführende, kreuzgeschichtete kalkige Silt- und Sandsteine auf. Das Ablagerungsumgebung wird hauptsächlich interpretiert in einer Bandbreite zwischen landferner und oberhalb der Sturmwellenbasis und landnäher und oberhalb der Schönwetterwellenbasis. Die Karbonat-Mudstones und Wackestones würden ruhiges, weniger tiefes Wasser anzeigen, die Skelett-Packstones, Grainstones und Boundstones dagegen höhere Energie.

Die Kalksteine L₂ bis L₄ 80–100 km NO Donez sind „organo-detritisch“ ausgebildet (AIZENVERG et al. 1975, 224)²⁹⁵, d. h. es handelt sich um Schuttkalke. Sie überlagern unmittelbar die Kohlenflöze I₁ bis I₃. Im Gebiet NW Donez werden die Kohlenflöze I₁ und I₃ nicht von Kalksteinen, sondern von Sandsteinen (I₁) bzw. Tonsteinen (I₃) überlagert (SACHSENHOFER et al. 2003).

Kohlenflöze. Die Kohlenflöze sind sehr dünnbankig bis mittelbankig, nur wenige sind dickbankig (EROS et al. 2012). 12 Flöze erreichen eine Dicke von über 1,0 m (PRIVALOV et al. 2004, 214). Die Kohlenflöze sind – trotz ihrer typischerweise dünnen Ausbildung – lateral aber weit ausgedehnt.²⁹⁶ Einige erstrecken sich über das gesamte Areal des Donez-Beckens (60.000 km²). Hinsichtlich der geringen Mächtigkeit und Ausbildung treten alle Abstufungen bis hin zu kohligem Einschaltungen (partings; siehe z. B. EROS et al. 2012, Fig. 5D) auf.

²⁹³ OGAR (2012) interpretiert bestimmte Strukturen innerhalb der Kalksteineinheiten L₆ und L₇ (Moskovium-Stufe) als „Bioherme“; ein durch Mikroorganismen induzierter Aufbau ist aber keineswegs sicher. OGAR (2012, 344) schreibt: „Probably microbial-mediated lenticular structures (bioherms) are particularly well developed in the middle part of the Moscovian in the northern part of the Donets Basin (Ogar, 2007). These bioherms are associated with limestone L₆ and L₇ (Lozovian Regional Stage, Almazna Suite C₂⁶ (L). Microbial origin of these buildups is very probable, but not completely proven.“ Weiter unten beschreibt er ein L₆-„Bioherm“ (in Auszügen): „The largest buildup is the Holubivka bioherm. (...) The bioherm is associated with the limestone L₆. It has the shape of a lens and 200×300 m as viewed from the top. The central part of this bioherm is almost mined by the quarry. Only a marginal part is preserved and the thickness exceeds 3 m. The bioherm is composed of light-gray thick-layered and massive wackestone-packstone. (...) The upper part of the bioherm is composed of lightbrown crinoidal rudstone (encrinite) with a thickness of 30 cm (...)“. Es werden durchweg Schuttkalke und keine Gerüstkalke aufgeführt. Für den stratigraphischen Abschnitt zwischen Kalkstein F₁ (unterer Teil Bashkirium-Stufe) und Kalkstein L₅ (mittlerer Teil der Moskovium-Stufe) beschreibt OGAR (2012) keine „Bioherm“-Strukturen. Korallen- und Schwamm-führende Bereiche des Kalksteins L₅ interpretiert OGAR (2012) als „Biostrom“.

²⁹⁴ Weitere Faunenelemente sind u. a. Brachiopoden, Trilobiten, Gastropoden, Solitärkorallen und das Spurenfossil *Zoophycos*.

²⁹⁵ Beschreibung nach AIZENVERG et al. (1975, 224 und Fig. 29); Lokalität Karaguz-Tal, nahe der Stadt Lutugino, ca. 100 km NO Donez. Kalkstein L₁: Dunkelgrau, über 3 m dick, „organo-detritisch“ (Schuttkalk), mit reicher Foraminiferen-Vergesellschaftung sowie Brachiopoden und Korallen. Den überlagernden Tonsteinen folgen Sand- und Siltsteine. Kalkstein L₂ (unmittelbar über Kohlenflöz I₁): 0,5 m dick (zerstreute Fragmente), dunkelgrau; „organo-detritisch“ (Schuttkalk), hauptsächlich Detritus von *Donezella* und Foraminiferen. Kalkstein L₃ (unmittelbar über Kohlenflöz I₂): Dünn (0,5 m dick), tonig. Kalkstein L₄ (unmittelbar über Kohlenflöz I₃): Dünn (0,6 m dick), plattig, „detritisch“ (Schuttkalk), lokal als Schillkalkstein mit reichlich *Schizophoria* ausgebildet; überlagert von Tonsteinen (15 m) und anschließenden Sandsteinen (40 m). Gemäß ihrer Fig. 29 beträgt der Abstand zwischen L₂ und L₄, entspricht gleichermaßen dem Abstand von I₁ und I₃, etwa 50 m.

²⁹⁶ PRIVALOV et al. (2004, 215): „Coal seams in the Donets Basin are typically thin, but have a wide lateral distribution.“

Die nachfolgende Beschreibung der Kohlenflöze I_1 und I_3 ist SACHSENHOFER et al. (2003) entnommen (in Auszügen); sie bezieht sich auf Lokalitäten des aktiven Untertagebergbaus NW (20–70 km) und NO (10–25 km) Donez. Zu den makroskopischen Strukturen der Kohlenflöze machen sie nur wenige Angaben.

Die Dicke des Kohlenflözes I_1 variiert grob zwischen 1 und 2 m.²⁹⁷ Im NW-Bereich spaltet sich das Flöz nach Norden hin auf; dort sind Tonsteine und kohlige Schiefertone zwischengeschaltet. Im Süden ist der obere Teil des Flözes erodiert. Das Flöz führt zwei Tuffe (Tonsteine); der untere Tuff (etwa 5 cm dick) tritt in allen Profilen auf. Sein Abstand zur Liegendgrenze nimmt von Norden nach Süden von etwa 40 cm auf 0 cm ab (ihre Fig. 6). Der obere Tuff ist punktuell verbreitet (ihre Fig. 6). Dies zeigt möglicherweise an, dass die Aschenlage unmittelbar nach Ablagerung teilweise wieder abgetragen wurde – ein Indiz für bewegtes Wasser. Im Profil Dimitrova bilden Sandsteine die Hangendschichten (über dem oberen Flöz); das Zwischengestein dort ist 30–35 cm dick. Das Flöz überlagert eine etwa 30 m mächtige Kornverfeinerungsabfolge (fining-upward sequence) aus Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen (vgl. Abb. 33). Die Hangendschichten werden von Tonsteinen oder Sandsteinen gebildet.

Die laterale Verbreitung des Kohlenflözes I_3 überschreitet 35.000 km². Die Dicke des Flözes schwankt zwischen < 0,4 und 2,3 m; geringere Mächtigkeiten werden lokal teilweise einer Erosion zugeschrieben. Am Aufbau des Flözes sind zwei Tufflagen und zahlreiche Zwischenschichten (partings) beteiligt. Die unmittelbaren Liegend- und Hangendschichten sind Tonsteine. Die bis zu 30 cm dicken Zwischenschichten aus Ton- und/oder Siltstein halten über weitere Distanzen lateral nicht aus (ihre Fig. 6). Der untere Tuffhorizont (5 cm dick) liegt etwa 0,5–1,2 m – teilweise abhängig vom Anteil der Zwischenschichten – über der Liegendgrenze. Der obere Tuffhorizont (15 cm dick) tritt max. 0,3 m unterhalb der Hangendgrenze auf; teilweise bildet er den Top, scheinbar dann, wenn das Pflanzenmaterial erodiert wurde.

Die stratigraphisch anhaltende Position der Tuffhorizonte beider Kohlenflöze sei bemerkenswert; sie bestätige – so SACHSENHOFER et al. (2003, 253) – eine annäherungsweise gleichzeitige Torfakkumulation in unterschiedlichen Teilen des Beckens.

EROS et al. (2012) interpretieren die „weitverbreiteten und zahlreichen Kohlen als saturierte, organikreiche Böden (Histosole) torfbildender Sümpfe“.²⁹⁸ Für SACHSENHOFER et al. (2003) steht die „Torf“-Genese außer Frage; ihre Interpretation bezieht sich auf eine Unterscheidung der „Torf-Varietäten“, der Torf-Fazies.

Alternative Interpretation des Verfassers. Die Sedimentgesteine werden als eine Folge rascher Schüttungen und die Kohlenflöze – das ursprüngliche Pflanzenmaterial – als rasch antransportiert und abgelagert (autochthon) aufgefasst. Es wird des Weiteren angenommen, dass keine größeren Sedimentationsunterbrechungen vorgelegen haben. Diese Interpretation bezieht die Ausführungen und Zwischenfazite der nachfolgenden Exkurse 1 bis 3 mit ein, die beispielhaft für die euramerische Region stehen (Analogieschlüsse).

Die ca. 80 m mächtige, von Kohlenflöz I_1 bis Kohlenflöz I_3 reichende Sedimentgesteinsfolge

²⁹⁷ In der Lutuginskaya-Severnaya-Zeche (Makijivka, O Donez) z. B. sind die Flöze I_1 (0,65 m) und I_2 (0,6–1,4 m) die hauptsächlichen Abbauflöze (AIZENVERG et al. 1975, 259), Stand damals.

²⁹⁸ „Widespread and abundant coals are interpreted to be saturated, organic-rich soils (Histosols) of peat-forming mires that developed from the late Visean through Kasimovian“ (EROS et al. 2012, 7).

(Tab. 19) ist möglicherweise in einen Zeitraum von Tagen bzw. wenigen Wochen abgelagert worden. In einer Folge von Sedimentationspulsen sind mächtige Sedimentkörper geschüttet worden; bei den sedimentären Zyklen (Abb. 33) zeigt sich die variierende hydrodynamische Energie prinzipiell mit der Abnahme oder Zunahme der Korngröße über mehrere Meter oder Zehnermeter mächtige Abschnitte. Kohlen, Kalksteine und (Kohlen-) Tonsteine bzw. Bentonite sind zwischengeschaltet.

Diese Interpretation einer insgesamt sehr kurzen Zeitdauer steht im Kontrast zu der Zuweisung einer Zeitdauer von etwa 0,22 Millionen Jahren (implizit: radiometrische Jahre gleich Kalenderjahre), die sich aus der Altersdifferenz der datierten (Kohlen-) Tonsteine der Kohlenflöze I₁ und I₃(a) ergibt (Tab. 19, Pos. 5 und 3; ohne 2σ-Unsicherheit).

Unter Einbeziehung der Ausführungen und Zwischenfazite der Exkurse 1 bis 3 lässt sich die alternative Zeit-Interpretation dieser zwei Sedimentpakete (bzw. sedimentären Zyklen) im Wesentlichen auf die gesamte kohlenführende Sedimentgesteinsfolge im Donez-Becken übertragen (Analogieschluss).

Exkurs 1: Versuche einer Quantifizierung des Tempos der Sedimentation

Es werden ausschließlich Beispiele der euramerischen Region präsentiert und diskutiert.

Fallgruppe A: verschüttete, aufrechte Baumstämme. Aufrechte Baumstämme, bis zu 12 m hoch, die in Wachstumsposition verschüttet wurden, sind ein Charakteristikum des euramerischen, produktiven Oberkarbons (BAILEY 2011, 1; Tab. 20).²⁹⁹ Die die aufrechten (upright, erect) Baumstämme umgebenden und unmittelbar überlagernden klastischen Sedimente müssen rasch sedimentiert worden sein, vor der Verrottung des Pflanzenmaterials (DIMICHELE & FALCON-LANG 2011³⁰⁰, SCOTT & STEPHENS 2015³⁰¹). DIMICHELE & FALCON-LANG (2011, ihre Table 1) führen zahlreiche Beispiele verschütteter, aufrechter Bäume an; hauptsächlich handelt es sich um Lycopside (Bärlappgewächse) und Calamiten (Schachtelhalmgewächse) in Steinkernerhaltung.

Cumberland-Becken, Kanada. Die Joggins-Küstenlokalität (Nova Scotia) gilt als der weltbeste Aufschluss kohlenführender karbonischer Schichten und ist berühmt für seine aufrechten Lycopside-Baumstämme (Abb. 37).³⁰²

²⁹⁹ Die Stämme sollen im Untergrund verwurzelt sein, siehe hierzu Exkurs 2 in diesem Abschnitt. BAILEY (2011, 1): „Rotted tree trunks up to 12 m tall, buried in growth position, are a feature of Euramerican late Carboniferous Coal Measures.“

³⁰⁰ „Clearly, to preserve a T⁰ assemblage at all, burial must happen more rapidly than destruction of the vegetation by decay or through direct exposure to the elements (Gastaldo & Staub 1999; DiMichele & Gastaldo 2008; Gastaldo & Demko 2010)“ (DIMICHELE & FALCON-LANG 2011, 586). Unter „T⁰ assemblage“ wird die In-situ-Erhaltung einer Tier- oder Pflanzen-Vergesellschaftung in einem geologischen (!) Augenblick verstanden, ein Schnappschuss, der „Stunden bis zu Dekaden“ angedauert haben kann (DIMICHELE & FALCON-LANG 2011, 589).

³⁰¹ „A general consideration of many coal-bearing sequences indicated that many of the clastic sequences were deposited relatively rapidly, as indicated by the rapid burial of trees (Broadhurst 1964; Broadhurst & Loring 1970; DiMichelle & Falcon-Lang 2011) (...)“ (SCOTT & STEPHENS 2015, 285).

³⁰² WALDRON & RYGEL (2005, 337), s. auch CALDER (2006).

| Pos. | Lokalität bzw. Becken (Referenz) | Stratigraphie (alte/regionale Klassifikation) | Höhe Stämme [m] | Sedimentgestein (Einkbettung) | Sedimentationsrate [relativ] | Annahme Dauer [a] | Ø Sedimentationsrate [m/a] |
|--------------------------|---|---|--------------------------------|-------------------------------|------------------------------|-------------------|----------------------------|
| a) aufrechte Baumstämme | | | | | | | |
| 1 | Lancashire-Kohlenfeld, UK (Broadhurst & Magraw 1959) | Westfalium A | 2,0 - 11,5 | Tonsteine | "sehr hoch" | 100 | 0,11 |
| 2 | Black Warrior, USA (Gastaldo et al. 2004, Bailey 2011) | Westfalium A | ≤ 4,5 | Sandsteine, Siltsteine | "sehr rasche Sedimentation" | ≤ 10 | ≥ 0,45 |
| 3 | Cumberland, Nova Scotia, Kan. (Falcon-Lang et al. 2006, Waldron & Rygel 2005) | Westfalium A | 1 - 12 | Tonsteine, Sandsteine | "rasche Subsidenz" | 100 | > 0,05 - 0,12 |
| 4 | Magdalena-Kohlenf., NW-Span. (Bashforth et al. 2010) | Stefanium B | ≤ 2,0 | Tonsteine | k. A. | k. A. | k. A. |
| 5 | Ruhr, Deutschland (Klusemann & Teichmüller 1954) | Westfalium B | 7,5 | Siltsteine, Sandsteine | "rasch" | < 1 bis < 10 | 1 - 10 |
| 7 | Ruhr, Deutschland (Kukuk 1938) | Westfalium | einige | Ton-, Silt- und Sandsteine | k. A. | k. A. | k. A. |
| 8 | Yorkshire, UK (Leeder et al. 1984) | Westfalium B | 2,5 | Siltsteine, Sandsteine | "ziemlich rasche Ablagerung" | k. A. | k. A. |
| b) Fluchtspuren Bivalven | | | | | | | |
| | Lancashire-Kohlenfeld, UK (Broadhurst et al. 1980) | Westfalium A | Abfolge ca. 0,8 m | Siltsteine, Sandsteine | "rasche Sedimentation" | 20-30; 100 | 0,03-0,04; 0,008 |

Tab. 20 Sedimentationsraten klastischer Abfolgen (kohlenführendes Karbon).

Zusammengestellt nach BAILEY (2011, seine Table 1), jedoch umfangreich verändert bzw. ergänzt. Angaben in Spalte „Sedimentationsrate [relativ]“ entstammen den jeweiligen Arbeiten (Referenzen in Spalte „Lokalität bzw. Becken“). Diskussion siehe Textteil.

Die 1,5 km mächtige Joggins-Formation³⁰³ enthält 76 Kohlenflöze (0,05–1,5 m dick, typischerweise < 0,1 m) und 63 Baum-„Horizonte“, häufig 5–6 m (WALDRON & RYSEL 2005), typischerweise aber bis 2 m hoch (FALCON-LANG et al. 2006).³⁰⁴ Von den 73 von DAVIES et al. (2005, Appendix A) aufgenommenen Baum-„Horizonten“ (Joggings-Formation nach neuer Definition) tritt die große Mehrzahl (66) in reinen klastischen Abfolgen auf, ohne einen Bezug zu einem Kohlenflöz; nur 7 „liegen“ unmittelbar einem Kohlenflöz auf.³⁰⁵ Die Baumstämme werden umgeben entweder nur von Ton-, Silt- oder Sandsteinen oder von „aufgestapelten Paketen heterolithischer Schichten“, d. h. einer Wechselfolge siliciklastischen Materials verschiedener Korngrößen. Während WALDRON & RYSEL (2005, 339) zur Entstehung dieser Schüttungen mehrere „Überflutungs“-Ereignisse annehmen, geht BAILEY (2011, 2) von *einem* durch ein Erdbeben induziertes „Überflutungs“-Ereignis aus. WALDRON & RYSEL (2005, 339) nehmen für die „Überflutungs“-Ereignisse eine Zeitspanne von 100 Jahren an und leiten daraus eine

³⁰³ Eine Revision erfolgte kürzlich durch DAVIES et al. (2005). Nach Mitte der 1800er-Jahre ist der Küstenaufschluss erstmals komplett neu vermessen und aufgenommen worden. Demnach werden die ursprünglichen Divisionen 5, 4 und 3 (insgesamt Joggins-Formation alt, nach BELL 1914) als Little River Formation, Joggins Formation und Springhill Mines Formation (Teil der Cumberland-Gruppe) klassifiziert. Die Joggins-Formation (neu, entspricht grob Division 4) hat eine Mächtigkeit von 915,5 m (zuvor 772 m, LOGAN 1845).

³⁰⁴ LYELL (1881) berichtete sogar von einem 12 m hohen Lycopsiden-Stamm.

³⁰⁵ Zählung durch den Verfasser; nach detailliertem Profil (Appendix A) in DAVIES et al. (2005). Die Zahl 73 bezieht sich auf aufrechte Lycopsiden- und Calamiten-Stämme.

Sedimentationsrate (nach Kompaktion) von 50–120 mm/a ab (Basis 5 bzw. 12 m).³⁰⁶ Dagegen ist das angenommene Erdbebenereignis ein Augenblicksereignis; ist dadurch die „Überflutung“ ausgelöst worden, kann von einem Ereignis in der Größenordnung von Stunden ausgegangen werden. Allerdings gibt BAILEY (2011, 3) nachfolgend eine Akkumulationsrate von „Meter/Dekade“ an.³⁰⁷



Abb. 37 Lycopsiden-Stamm mit anhängenden Stigmarien.

In aufrechter (Wachstums-) Position; Steinkernerhaltung. Joggins-Formation (Pennsylvanum-Subsystem), Cumberland-Becken, Nova Scotia (Kanada). Neigung der Schichten „korrigiert“; Maßstab: s. Geologenhammer. Foto: Michael C. RYGEL (Wikimedia Commons CC BY-SA 3.0).

Ruhr-Becken, Deutschland. KUKUK (1938, 98f, seine Abb. 71) berichtet von zahlreichen Vorkommen aufrechter Baumstämme im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet.

³⁰⁶ „However, Joggins lycopsids are generally entombed by stacked packages of heterolithic strata that make burial by a single catastrophic flood or earthquake unlikely (J.H. Calder, 2005, personal commun.). If complete burial is assumed to have occurred within 100 yr, entombment of the Joggins lycopsids required frequent sedimentation rates of > 50 mm/yr and perhaps as high as 120 mm/yr“ (WALDRON & RYGEL 2005, 339).

³⁰⁷ „The Joggins section underlies the contrast between the extreme (m/decade) rates of accumulation implied by buried trees, and the slow (m/kyr) net rates of accumulation of coal measure sequences in which they occur. In geological time-frames, many buried tree horizons record metre-scale accumulation in effectively zero time“ (BAILEY 2011, 3). Dies entspricht der Vorstellung von BROADHURST & MAGRAW (1959, 157): „A life-span of, say, 100 years after the inundation would involve a rate of sedimentation, as before, of 4 ½ inches per year of compacted sediment.“ Das sind umgerechnet 0,11 m/a bzw. 1,1 m/10 a. Die mutmaßliche Rate bezieht sich auf verschüttete Baumstämme der Lokalität Lancashire (Pennine-Becken, UK). BAILEY (2011) führt u. a. BROADHURST & MAGRAW (1959) als Referenz auf (seine Table 1, vgl. Tab. 20).

KLUSEMANN & TEICHMÜLLER (1954) beschreiben aufrechte Stämme von Siegelbäumen (Höhen > 7 m) unmittelbar über Flöz Angelika und Flöz Sonnenschein (beide Bochum-Formation) in geschichteten Sedimenten der Kornfraktion Grobsilt und Feinsand („Mehlsand“). Die Sedimentation könne nicht sehr lange gedauert haben, vielleicht „einige Monate, vielleicht einige Jahre“. Dies leiten sie aus der raschen „Vergänglichkeit“ der Siegelbäume ab, die eigentlich nur Rinden-Röhren darstellten.

Black-Warrior-Becken, USA. GASTALDO et al. (2004) berichten über aufrechte, bis zu 4,5 m hohe Baumstämme unmittelbar über dem Blue-Creek-Flöz (Upper-Pottsville-Formation, Alabama). Die einbettenden Schuttsedimente bestehen aus einem basalen Tonstein (3–15 cm) mit Pflanzenresten (interpretiert als „Laubfall“, forest litter), dem sich eine mehrere Meter mächtige feinlaminierte Wechselfolge aus Ton- und Feinsandsteinen anschließt (interpretiert als Gezeitenablagerung, tidalite), die zahlreiche sedimentäre Primärstrukturen aufweist.³⁰⁸ Die Dicke der Laminen variiert zwischen 0,1 und 3 mm. Diese Abfolge wird mit dem Zwischengestein (3–9 m) unterhalb des Blue-Creek-Flöz verglichen.³⁰⁹ In diesem Bereich hatte – GASTALDO et al. (2004) zufolge – DEMKO (1990) ein kontinuierlichen 5-m-Abschnitt untersucht und für die ersten 1340 identifizierten Sandsteinlaminen (gesamt 1,75 m) 90 Nipptide/Springtide-Zyklen (zu je 15 Tagen) ausgewiesen. Das Varianzspektrum der Zeitreihenanalyse hätte „solide periodische Komponenten“ (Peaks) bei 18 und 200 Laminen/Zyklus erkennen lassen (GASTALDO et al. 2004, 227; mit Bezug auf DEMKO et al. 1991); dabei haben DEMKO et al. (1991) Laminen teilweise als „halbtäglich“ bzw. „täglich“ interpretiert. Bemerkenswert ist, dass zahlreiche weitere Peaks vorhanden sind; allerdings wird in keinem Fall der Signifikanz-Level mitgeteilt.^{310,311} Ohne ein (Zeit-) Bezugssystem aber ist die abstrahierte Modell-Transformation nicht verifizierbar. Die dennoch durchgeführte Interpretation passt indes – nach Übertragung auf die Abfolge über dem Blue-Creek-Flöz – in die Größenordnung der bereits publizierten Vorstellungen: Demnach hätte es ungefähr 20 Jahre gedauert (nach Dekompaktion etwa „eine Dekade oder weniger“), um den 4,5 m hohen Lycopsiden-Stamm zu begraben (GASTALDO et al. 2004³¹²).³¹³

³⁰⁸ Siehe auch DEMKO & GASTALDO (1992, 28).

³⁰⁹ Nächst tieferes Kohlenflöz: Jagger-Flöz.

³¹⁰ Siehe SONETT et al. (1996), Fig. 3B (Periodogramm): Peaks bei etwa 0,039/0,034/0,022/0,012/0,009/0,006/0,002, d. h. bei etwa 26/29/45/83/111/167/500 Laminen/Zyklus.

³¹¹ Vollumfänglich ist die zyκλοstratigraphische Interpretation der „Pottsville-Rhythmite“ einschließlich der Zeitreihenanalyse nach Kenntnis des Verfassers nicht veröffentlicht worden. In DEMKO & GASTALDO (1996, 12) war die Einreichung eines diesbezüglichen Artikels angekündigt worden, aber offensichtlich kam es nicht zu einer Veröffentlichung.

³¹² „Using this estimate, it would have taken approximately 20 yr to bury the tallest lycopsid encountered (not considering the decompacted mud portion of each cycle; if the mudstone is decompacted, burial may have been on the order of a decade). Therefore, the sedimentation event responsible for burial of the forest-floor litter, removing it from decay processes operating at the surface of the peat mire, and the entombment of the standing forest, which thereafter underwent decay and casting, can be constrained to the order of a decade or less“ (GASTALDO et al. 2004, 230).

³¹³ Wird die Annahme, dass 1,75 m 3,75 a repräsentieren, auf die gesamte Höhe des Baumstammes übertragen, ergibt dies rein rechnerisch zur umschließenden Einbettung des Baumstammes eine Zeitspanne von etwa 10 a (4,5 m = 9,63 a). DIMICHELLE & FALCON-LANG (2011) bilden etwa 56 cm solch einer Sedimentfolge ab (ihre Fig. 4) und erläutern dazu, dass diese Abfolge „in nur wenigen Monaten“ abgelagert worden sei. Dies passt eher zu den rechnerisch etwa 10 a.

Pennine-Becken, Großbritannien. BROADHURST & LORING (1970) setzen insbesondere Beobachtungen in den Kohlenfeldern von Lancashire (Lokalität Atherton) und South Staffords-hire (Flöz „Thick Coal“) in Beziehung zur Sedimentation. In Atherton treten in Schiefertönen in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus mitunter in Wachstumsposition aufrechte Baumstämme oder artikulierte Bivalven auf. Das Thick-Coal-Flöz spaltet sich nordwärts in mehrere kleine Flöze auf. Während im Süden das Flöz 6–10 m dick ist, beträgt die korrespondierende Abfolge aus (mehrfach aufgepaltenem) Flöz und Zwischengestein im Norden etwa 50 m (Kohlen in Summe etwa 6 m). Andernorts ist ein Fall bekannt, dass ein Sedimentkeil zwischen einem sich aufgespaltenem Flöz einen aufrechtstehenden Stamm führte und damit eine rasche Sedimentation dieses Zwischengesteins anzeigte (BROADHURST et al. 1968). BROADHURST & LORING (1970) differenzieren schließlich vier Sedimentationsraten (SR) mit nachfolgender Relation: $SR_{\text{aufrechte Stämme}} > SR_{\text{Schillage}} > SR_{\text{Schiefertone}} > SR_{\text{Pflanzenmaterial}}$ (Kohle). Das Zeitintervall für die Bildung des Thick-Coal-Flözes sei adäquat zur Ablagerung von 44 m Sediment(gestein) und der Bildung von bis zu 6 m Kohlen andernorts.

Fallgruppe B: Fluchtspuren von Zweischalern. Auch Fluchtspuren von Zweischalern zeigen SCOTT & STEPHENS (2015) zufolge eine „relativ rasche Sedimentation“ an.

Pennine-Becken, Großbritannien. BROADHURST et al. (1980) beschreiben die etwa 25 m mächtige Sedimentfolge zwischen der Lower Mountain Coal und der Upper Foot Coal (Steinbruch Ravenhead, nahe Wigan, Lancashire-Kohlenrevier; Westfalium A)³¹⁴ und beziehen sich insbesondere auf einen etwa 9 m mächtigen Abschnitt im unteren Teil, der aus Siltsteinen und laminierten Sandsteinen (Bänke 1 bis 47) besteht. Dieser Teil enthält Pflanzendetritus, Bivalven und Spurenfossilien, insbesondere Fluchtspuren³¹⁵ der Muschelgattung *Carbonicola*.

Die Sedimentstrukturen umfassen neben der Lamination des Sandsteins asymmetrische und kletternde Rippeln sowie Rippel-Kreuzschichtung. Die vertikalen Fluchtspuren sind bis zu mehrere cm lang; teilweise „steckt“ der *Carbonicola*-Steinkern am Top der „Säule gestörten Sandes“ noch im Sedimentgestein. Einige der Fluchtspuren durchdringen den Sandstein und reichen bis in den überliegenden Siltstein hinein, andere enden im Sandstein. Fluchtspuren werden aus den Sandsteinbänken 1, 3 bis 9 und 23 bis 26 beschrieben (ihre Figs. 2 und 7). BROADHURST et al. (1980) nehmen u. a. aufgrund der sukzessiven Abnahme der Anzahl der Fluchtspuren in den Sandsteinen 3 bis 6 an, dass diese von *einer* Bivalven-Gemeinschaft stammte (Dicke der Abfolge mit Siltsteinen in Summe etwa 80 cm), die es nicht schaffte – da keine kleinen Bivalven auftreten – Nachkommen zu zeugen. Demzufolge sei die Dauer der Sedimentation von der Basis des Sandsteins 3 bis zum Top des Sandsteins 6 „sehr kurz“ gewesen, nämlich kürzer als die Lebensspanne des am längsten überlebenden Bivalven-Individuums: „weniger als 100 Jahre und möglicherweise weniger als 20–30 Jahre“. Ausgehend von diesem Zeitrahmen folgern sie, dass die rhythmische Sedimentation saisonaler Natur gewesen sein könnte; dabei repräsentiere der Sandstein die feuchte, der Siltstein dagegen die trockene Saison eines Jahres (monsunale Rhythmik). In „ruhigen“ Jahren seien aber keine erkennbaren

³¹⁴ Die Abfolge variiert zwischen 10 und 25 m, dünnt aber bis 0 m aus; dabei vereinigen sich im NO-Teil des Reviers die Kohlenflöze zur Union Coal. Siehe auch oben, Fallgruppe A, BROADHURST & LORING (1970).

³¹⁵ Siehe auch EAGAR (1974, Fig. 10) und EAGAR (2005, Fig. 3).

Flutablagerungen geschehen; dieser Einschränkung bedarf es, um die 7 Einheiten (rechnerisch 3,5 Jahre) mit den 20 Jahren und mehr zu harmonisieren.

Diskussion und Zwischenfazit. Die quantifizierten, durchschnittlichen Sedimentationsraten (s. auch Tab. 20) werden im Falle der „aufrechten Baumstämme“ von einer mutmaßlichen Verrottungszeit oder einem zugewiesenen, nicht verifizierbaren Tiden-Zyklus und im Falle der „Fluchtsuren von Zweischalern“ von einer mutmaßlichen Lebenszeit abgeleitet. Primär scheint bei der „biologischen Indikation“ eine Orientierung an einer möglichen Maximalzeit vorzuliegen: 10^1 bis 10^2 Jahre für etwa 1 bis 10 m (lokaler) Sedimentakkumulation (kompaktiert). KLUSEMANN & TEICHMÜLLER (1954) allerdings liegen mit einer Spanne von 10^0 bis 10^1 Jahren um eine Größenordnung niedriger.

Charakteristische Merkmale der Sedimentkörper – in ihrer vertikalen und lateralen Erstreckung – sind der häufige Wechsel der Kornfraktion sowie zahlreiche sedimentäre Strukturen. Sie zeigen Strömungstätigkeit und eine primär hohe und wechselhafte Hydrodynamik an. Dies betrifft auch die feinkörnigen Gesteine. Denn Tonpartikel können durch Flokkulation wie Sand transportiert und abgelagert werden (SCHIEBER et al. 2007); und bei einem Gemisch der Kornfraktionen Ton (Tonminerale) und Silt (körniger Quarz) kann in bewegter Suspension und bei der Sedimentation durch Segregation ein laminiertes Tonschlamm mit Einschaltungen von Grobsilt-Laminen entstehen (YAWAR & SCHIEBER 2015). Letzteres kann auch auf gröbere Fraktionen übertragen werden: Gemische der Kornfraktionen Ton/Silt und Sand oder Silt und Sand. Dieser Art klastischen Gesteine und Wechselfolgen werden von den kohlenführenden Abfolgen der oben aufgeführten Lokalitäten beschrieben.

Die Meter mächtigen, laminierten Abfolgen unterhalb und oberhalb des Blue-Creek-Flözes (GASTALDO et al. 2004) werden alternativ als Segregations-induzierte, kontinuierliche und rasche Schüttung interpretiert, die möglicherweise nur Stunden andauerte.

In gleicher Weise wird die Siltstein/Sandstein-Wechselfolge (BROADHURST et al. 1980) alternativ Segregations-induziert interpretiert. BROADHURST et al. (1980) selbst beschreiben Übergänge der Silt- und Sandfraktion, exemplarisch bei Sandstein 13 (25 cm dick) die Zunahme der Silt-Laminen zum Top hin.³¹⁶ Insgesamt scheint es sich um eine rasche Folge von Sedimentationspulsen zu handeln, mit nur geringen Sedimentationsunterbrechungen. Die eingeschwemmten Bivalven sind unmittelbar verschüttet worden; die Siltlage war schon sedimentiert, als Bivalven bei ihrer Flucht nach oben den Top der Sandschüttung erreichten. Für die gesamte 9 m mächtige Siltstein/Sandstein-Wechselfolge wird alternativ eine Bildungszeit in der Größenordnung von Stunden angenommen.

Wird – wie hier vorgeschlagen – ergänzend die geologisch-sedimentologische Indikation berücksichtigt und eher die Perspektive einer möglichen Minimalzeit eingenommen, handelt es sich bei diesen Beispielen um mögliche Ablagerungszeiten in der Größenordnung von 10^{-3} Jahren (Stunden). Das sind im Vergleich 3 bis 5 Größenordnungen weniger.

³¹⁶ Beschreibung zu ihrer Fig. 4 (BROADHURST et al. 1980, 643): „Note the increasing importance of sand laminae upwards from the base, the reappearance of silt laminae towards the top.“

Exkurs 2: Indizien für einen Absatz des Pflanzenmaterials

Es gilt unter Geologen als allgemein akzeptiert, dass das ursprüngliche Pflanzenmaterial der Kohlenflöze fast ausschließlich an Ort und Stelle gewachsen, verändert und eingebettet wurde³¹⁷ – so schreiben z. B. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1982, 19): „Autochthone Kohlen entstehen von Pflanzen, welche nach dem Tod *in situ* Torf bilden. Im Gegensatz dazu bilden sich allochthone Kohlen von Pflanzenresten, die beträchtliche Distanzen von ihrem Ursprungsort wegtransportiert worden sind, z. B. verdriftete Stämme von Bäumen und umgelagerter Torf (...). Fast alle abbauwürdigen Kohlenflöze sind autochthon, und die Wurzelböden im Liegenden solcher Flöze oder die Stubbenhorizonte in ihnen oder die aufrechten Stämme (...) sind Belege für ihre Autochthonie.“^{318,319}

Die Autochthonie-Vorstellung ist von LYELL (1844) und DAWSON (1859) popularisiert worden. MURCHINSON et al. (1845) nahmen für die Akkumulation des Pflanzenmaterials im Donez-Becken hauptsächlich allochthone Konditionen (Transport und Ablagerung) an.³²⁰ SCOTT & STEPHENS (2015) verweisen hinsichtlich der Natur der Pflanzenakkumulation (Kohlenbildung) – also der Autochthonie/Allochthonie-Frage – auf die Arbeiten von STEVENSON (1911a)³²¹ und BENNETT (1963). STEVENSON (1913, 162) konkludierte – teilweise im Fakten-Modus: „Die Kohlen-Schichten und die umgebenden Gesteine sind festländischen Ursprungs; die detritischen Ablagerungen sind solche, die von Hochwasser[ereignissen] auf ausgedehnten Ebenen herrührten; die Kohlen-Schichten tragen in allen ihren essentiellen Merkmalen eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit Moor-Ablagerungen, manchmal mit dem baumfreien Moor, häufiger mit dem Waldmoor. (...) Nach dem aktuellen Wissenstand, wie in der Literatur dargelegt, findet es [das Problem der Bildung der Kohlen-Schichten, MK] seine Lösung alleine in der Autochthonie.“^{322,323}

³¹⁷ Exkurs 2 bezieht sich ebenfalls auf die euramerische Region.

³¹⁸ Im Original (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1982, 19): „Autochthonous coals develop from plants which after death form peat *in situ*. In contrast, allochthonous coals form from plant remains which were transported considerable distances from their original sites, e. g. drifted stems of trees and redeposited peat (cf. Fig. 4). Almost all workable coal seams are autochthonous and the seat earths in the floors of such seams, or the stump horizons within them, or the upright stems (cf. Figs 1 a, 4), are evidence of their autochthony.“

³¹⁹ McCabe (1991, 27) z. B. bezieht sich auf TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1982) – aber formuliert als „für autochthon gehalten“: „The vast majority of economic coal deposits are thought to be autochthonous (Teichmüller & Teichmüller, 1982).“

³²⁰ MURCHINSON et al. (1845, 113-114): „In regard to the theory of the origin of coal, which has of late attracted so much attention of English geologists (...). (...) We may, however, express our belief, that here as elsewhere some of the coal which is found in the strata alternating with marine deposits, may have resulted from the washing away and the entombing at short distances from their original site, of the low jungle edges of tropical islands; in other words, by the sinking into the adjacent sea of floating masses of matted earth and plants.“

³²¹ *The Formation of Coal Beds* von John J. STEVENSON umfasst vier Teile, die über einen Zeitraum von drei Jahren publiziert wurden: STEVENSON (1911a, 1911b, 1912, 1913).

³²² „The coal beds and the associated rocks are of land origin; detrital deposits are those made by flooding waters on wide-spreading plains; the coal beds, in all essential features, bear remarkable resemblance to peat deposits, sometimes to the treeless moor, frequently to the Waldmoor. (...) In the present state of knowledge, as revealed in the literature, that finds its solution in autochthony alone“ (STEVENSON 1913, 162).

³²³ Oder auch KUKUK (1932, 191): „Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Flöze des paralischen westeuropäischen karbonischen Kohlengürtels, und damit auch die Flöze des Ruhrbezirks, autochthoner Natur sind, d. h. sich an Ort und Stelle vorwiegend aus Waldsumpfmoores krytogamer Landpflanzen auf ständig sinkendem Untergunde bildeten.“

Unter anderem führten die beobachteten marinen Einschaltungen, insbesondere im Nebengestein über den Kohlenflözen, zum „Konzept der karbonischen Kohlen als Küstenablagerung“ (GREB 2013, 23; Abb. 38). Andererseits zeige das Auftreten von Kohlen terrestrische Bedingungen auf Küstenniveau an (VAN HINSBERGEN 2015, 7; Donez-Becken).



Abb. 38 (Re)konstruktion der Landschaft zur „Steinkohlenzeit“.

Zu dem Bild heißt es in KUKUK & HAHNE (1962, 6): „Landschaft zur Steinkohlenzeit. Mit Verlandungspflanzen, vorwiegend Schachtelhalmen, bestandene offene Wasserstelle im Vorlande des alten variszischen Gebirges, umgeben von dem üppigen Pflanzenwuchs eines Waldsumpfmoores, aus Farnen und Bärlappgewächsen bestehend. In der Mitte Siegelbäume und Baumfarne, links Schuppenbäume, Baumfarne und niedere Farne, rechts die höher entwickelten Cordaitenbäume. (...)“. Abbildung: Aus KUKUK & HAHNE (1962), ihre Abb. 9.

Pro Allochthonie. Die folgende Aufstellung listet Elemente euramerischer, karbonischer Ablagerungen, die direkt oder indirekt auf eine *allochthone* Natur der Akkumulation bzw. Sedimentation des Pflanzenmaterials hinweisen:

- Die Kohleneinschaltungen erscheinen als integraler Teil der gesamten Sedimentfolge. Sie werden vertikal und lateral von aquatischen Sedimentgesteinen umschlossen. Diese sind hauptsächlich siliciklastischer Natur; das Material ist durch bewegtes Wasser antransportiert und abgelagert worden.
 - Großskalig: Kohlen(flöze) sind linsenförmige Einschaltungen (von Pflanzensubstanz) im Sedimentkörper. Typische Merkmale von Kohlenflözen sind Aufspaltung und Schärung sowie mitunter „Vereinigung“ mit dem nächsthöheren Kohlenflöz (sog. Z-Verbindung). In diesen Fällen kann das Nebengestein (Berge) auf kurzer Distanz zu mehreren Dekametern anwachsen.
 - Ober- und Unterseite der Kohlenflöze sind i. d. R. scharf begrenzt.
 - Kleinskalig: Kohlenflöze sind häufig in größerem Maße in ihrem Aufbau heterogen.³²⁴ So sind cm- oder dm-dicke, z. T. linsenförmige Einschaltungen von Nebengestein oder

³²⁴ Siehe z. B. FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977, 587): „(...) oft großen Heterogenitäten im Aufbau eines Kohlenflözes (...)“.

Brandschiefer (Kohle mit klastischen Beimengungen) weit verbreitet.³²⁵

- Die vulkanischen Aschen (Kohlentonsteine) sind im Wasser (aquatisch) abgesetzt worden (z. B. STÖFFLER 1963; FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977, 268).³²⁶ Bei jedem Aschenniedergang handelt es sich um eine zufällige Momentaufnahme der Bedingungen in der Wassersäule und am Untergrund. Die Aschenlagen treten stratigraphisch in allen Positionen innerhalb der Kohlenflöze auf, in deren unteren, mittleren und oberen Teilen.³²⁷ Sie bilden i. d. R. scharfe ebene Unter- und Obergrenzen.
 - Dies zeigt an, dass zum Zeitpunkt eines Aschenniedergangs kein Relief vorhanden war, also zu keinem Zeitpunkt ein mutmaßliches Waldsumpfmoor (Abb. 38) bestanden haben kann.
 - Des Weiteren zeigt es an – was bei einem anzunehmenden Waldsumpfmoor zu erwarten wäre –, dass selbst die dünnsten Aschenlagen 1) nicht durch ein Weiterwachsen der Vegetation von unter her („Bottom-up-Perspektive“) und 2) nicht durch ein Einwurzeln einer neuen Vegetation(sdecke) von ober her („Top-down-Perspektive“) durchdrungen wurden.
- Die sogenannten „Wurzelböden“ (seat earth, underclay, z. T. fireclay) kommen häufig im Liegenden der Flöze vor³²⁸; sie sind < 0,2 bis > 3,0 m mächtig³²⁹.
 - Die „Wurzelböden“ zeigen – verglichen mit heutigen Böden – keine bodenbildenden Produkte wie Umwandlung, Horizonte etc. (SCHULTZ 1958; Appalachen-, Illinois- und Mitte-Kontinent-Becken).
 - FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977, 269) zufolge hat sich die Auffassung durchgesetzt, dass „Wurzelböden‘ mit Sicherheit keine Bodenbildungen sind“.³³⁰ In MURWASKI & MEYER (2017) heißt es, dass ein Wurzelboden ein „bei Kohlenlagern vielfach im Liegenden des Flözes auftretende, von Wurzeln der Moorpflanzen durchzogene Sedimentschicht“ ist. Dies aber ist eine genetische Definition; deskriptiv handelt es sich um ein Basisorgane (Stigmarien und Appendices) führendes Sediment(gestein).
 - Die Mächtigkeit des „Wurzelbodens“ ist „von der Dicke der Flöze völlig unabhängig

³²⁵ JERRETT et al. (2011, 629) interpretieren die klastischen Einschaltungen (clastic splits) als Hiaten. Sie seien „deutliche Indikatoren einer Beendigung und Wiederaufnahme der Torfakkumulation“, mit Bezug auf STAUB (1991), SHEARER et al. (1994), GREB et al. (2002) und DAVIES et al. (2006).

³²⁶ Im Ruhr-Becken sind insgesamt 38 Kohlen-Tonsteine identifiziert worden (BURGER et al. 2005). BURGER et al. (2005) unterscheiden im Ruhrkarbon klassische und primitive Kaolin-Kohlentonsteine; in diesem Sinne sind hier die klassischen Kaolin-Kohlentonsteine (vulkanische Genese) gemeint.

³²⁷ Der Zollverein-8-Tonstein (Ruhr-Becken), der hauptsächlich im unteren Teil des Flözes vorkommt, wird lokal aus dem Flözhangenden und Flözliegenden (bis zu 10,5 m) beschrieben (BURGER 1971, BURGER & STADLER 1971, BURGER 1982). Ob es sich in jedem Fall um denselben Aschenniederschlag handelt, müsste weiter untersucht werden. Z. B. könnte die Anwendung der Zirkon-Tephrostratigraphie (WINTER 1981) versucht werden.

³²⁸ Ruhr-Becken: Ein „Wurzelboden“ im Liegenden der Flöze sei in 95 % der Vorkommen nachweisbar (KUKUK 1938, 194).

³²⁹ Beschreibungen z. B. bei KUKUK (1938) und ROESCHMANN (1962) (Ruhr-Becken).

³³⁰ Die zitierte Phrase im Kontext (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977, 269): „Erst durch die von SCHULTZ (1958) mit modernen Hilfsmitteln an zahlreichen Wurzelböden des Pennsylvanian der USA durchgeführten Untersuchungen, ergänzt durch Beobachtungen von O'BRIEN (1964), PARHAM (1964) und ODOM (1967) setzte sich die Auffassung durch, daß ‚Wurzelböden‘ mit Sicherheit keine Bodenbildungen sind, sondern Tongesteine, die bei sehr geinger Sedimentationsrate durch Akkumulation von ausgeflocktem Ton – also ähnlich wie die Salztone – entstanden sind.“

und umgekehrt“; es treten auch Stigmarienbänke („Wurzelböden“) ohne Zusammenhang mit einem Flöz auf (Ruhr-Becken; KUKUK 1938, 194f). Daraus wurde gefolgert, dass kein biologisch-genetischer Zusammenhang zwischen Vegetation (Kohlenflöz) und „Wurzel“organe führendem Flözliegenden bestehen muss (s. auch WELLER 1930, JESSEN 1955, 1961). Die Beobachtung führte u. a. zu der Aussage, dass „Wurzelböden“ kein „Beweis“ für die Autochthonie der Flöze seien (JESSEN 1961, 313³³¹).

- Aus den „Wurzelböden“ – den Basisorgane führenden Sediment(gesteinen)en – werden fast ausschließlich Stigmarien und Stigmarien-Appendices beschrieben. Von den im Wesentlichen hohlen (horizontalen) Stigmarienachsen gehen lateral radialstrahlig die hohlen Appendices ab (Abb. 39 und Abb. 40). Diese bezeichnende allseitige Anordnung der Appendices weist auf Charakteristika von Wasserpflanzen und nicht von Landpflanzen hin.³³² Dennoch entwerfen z. B. HETHERINGTON et al. (2016) das Bild von Lycophyten-Bäumen mit ausgedehnten, unterirdischen Wurzelsystemen in einem Kohlensumpfwald (Abb. 39).
- Die Basisorgane liegen im Sediment in vielfältiger Weise vor³³³: Abgebrochene (abgeworfene?) Appendices regellos vertretet oder eingeregelt; zusammenhängende Basisorgane, zusammengepresst oder als „Körperfossil“ (nicht zusammengepresst).³³⁴ Dies sind Anzeichen für sedimentäre Prozesse: subaquatische Ablagerung und teilweise Einregelung durch Strömung. Eine Zerdrückung der Basisorgane, die im Wasser unter den vermutlich Matten-artigen (Schwimm-) Vegetationsdecken herabhingen, kann bei deren Absatz auf dem feinkörnigen Schlamm erfolgt sein. Andererseits könnten diese (ggf. im Sinken befindlichen) Vegetationsdecken mit im Wasser herabhängenden Basisorganen nahe des Untergrundes durch unterspültes Sediment fixiert worden sein.
- Die Basisorgane führenden Sediment(gestein)e – Ton-, Silt-, Sand- und Kalksteine³³⁵ – zeigen keine Anzeichen einer subaerischen Exposition. Das deutet darauf hin, dass

³³¹ JESSEN (1961, 313): „Da die meisten Flöze von Wurzelböden unterlagert sind, sah man in diesen einen ‚Beweis‘ für die Autochthonie der Flöze. Heute haben wir uns von dieser Vorstellung frei zu machen (s. VASICEK, 1953, JESSEN, 1957). Denn anders müsste auch die Feinschichtung in den Flözen selbst beseitigt sein, zum mindesten unter Wurzelboden-Bergemitteln in untersten Flöz-Partien.“ JESSEN ist trotzdem ein Befürworter einer Autochthonie; er schreibt weiter: „Die Autochthonie normaler Streifenkohlenflöze ist auch ohne das nicht zu bestreiten (...)“

³³² Anders z. B. ROESCHMANN (1962): „Das Sediment ist von zahlreichen, z. T. verzweigten Lepidophyten-Wurzeln, den ‚Stigmarien‘, durchzogen. Diese werden 6–7 m, gelegentlich sogar über 10 m lang. Von den Stigmarien zweigen radialstrahlig schlauchförmige, 10–20 cm lange Anhängsel ab, die sogenannten Appendices. Ihre großen Luftkanäle zeigen, daß es Wurzeln von Sumpfgewächsen sind. Auch aus ihrer fast ausschließlich horizontalen Erstreckung im Boden geht dies hervor.“ – Die radialstrahlige Ausrichtung der Appendices, bei flachliegenden Stigmarien, schließt das Eindringen oder Entfalten in einem Sediment aus.

³³³ ROESCHMANN (1962) erklärt die unterschiedliche Konzentration der Wurzelorgane („Durchwurzelung“) im „Wurzelboden“ mit unterschiedlich intensiver Sumpfwald-Besiedelung bzw. Generationen derselben, abhängig von der Intensität der Sedimentation (der „Überschwemmungen“). Allerdings kommen – seinen Beschreibungen zufolge – im „Wurzelboden“ im Liegenden der Flöze keine Stammstümpfe vor; diese müssten sogar in unterschiedlichen Schicht-Niveaus (bezogen auf jede Neubesiedelung) auftreten.

³³⁴ Zu diesem Punkt siehe auch eine Diskussion zu den Wurzelorganen in Schichten der Joggins-Formation: RUPKE (1969), FERGUSON (1970) und RUPKE (1970).

³³⁵ Z. B.: DAVIES et al. (2005, 121), Joggins-Formation; JABLOKOV et al. (1960, 297), Donez-Becken. Die letztgenannten Autoren schlugen deshalb – unter Zugrundelegung einer Autochthonie (für „den Anschein dieser konti-

ihre Oberflächen – die „Böden“ der mutmaßlichen Landvegetation – stets unter Wasser lagen. Es scheint sich um durchgängig aquatische Sedimentationsräume zu handeln.

- Aufrechte Stämme in Wachstumsposition werden von zahlreichen Lokalitäten beschrieben (siehe Exkurs 1, Fallgruppe A).
 - o Die Position der Stämme in der Orientierung des Wachstums ist nicht zwangsläufig ein Indiz für ein In-situ-Wachstum. Transportierte Stämme mögen in einer stabilen Gleichgewichtslage (= Wachstumsorientierung) zum Absatz gekommen sein.³³⁶
 - o Es werden auch Vorkommen beschrieben, die verschüttete Baumstämme in Schrägstellung (mit unterschiedlichen Winkelmaßen) zeigen.
 - o Es werden im Hangenden von Kohlenflözen sitzende Stämme bzw. Stammstümpfe beschrieben, die wurzellos und an der Basis abgerundet sind (sog. Kessel) und sowohl in Wachstumsposition als auch umgekehrt eingebettet sind (Ruhr-Becken).³³⁷

Diskussion und Zwischenfazit. Die Hauptargumente für eine mutmaßliche autochthone Natur der (Kohlen-) Vegetation sind „Wurzelböden“ im Liegenden der Flöze oder aufrechte Stämme in Wachstumsposition (s. o. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1982, 19). Die Phänomene „Basisorgane führende Sediment(gestein)e“ und „aufrechtstehende Stämme in Wachstumsposition“ können bzw. müssen – je nach Bewertung – anders interpretiert werden: in dem dargestellten, primär sedimentären Kontext als ein Ergebnis von Transport und Ablagerung. Die Autochthonie/Allochthonie-Frage – so zeigt das umfangreiche Schrifttum der letzten 300 Jahre – ist eine essentielle Frage; sie ist Ausdruck über Vorstellungen der (geologischen) Vergangenheit und der möglicherweise wirkenden Prozesse.³³⁸

Unter der Voraussetzung einer allochthonen Natur der Vegetationsdecken (Kohlen) sind

mentalen Sumpf-Sedimente“) – die „Hypothese periodischer Anhebungen“ vor: „Many sections show bands of bog deposits with a root system of plants discovered inside limestones. Thus a persistent formiferous limestone K₉, which was formed at a depth of about 50–100 m includes such bands about 3–8 cm thick. The only possible explanation for the appearance of these bog (continental) sediments among such relatively deep-sea limestone oozes with a total thickness up to 10 m, is by a hypothesis of periodical uplifts of the area of accumulation.“

³³⁶ Vgl. auch BECKER (1982, 26) zu Hartholz-Wurzelstöcken in nacheiszeitlichen Flussablagerungen: „In Sedimentprofilen mit begrabenen Bäumen lassen sich aus den Lagerungsverhältnissen Hinweise auf deren Ablagerung gewinnen. Die Stämme wurden niemals aufrecht, sondern immer horizontal eingebettet. Eine Ausnahme bilden lediglich Wurzelstöcke, die, ihrem Schwerpunkt entsprechend, vertikal eingeschottert werden und – vor allem, wenn sie über tonigen Sedimenten liegen – zu der irreführenden Vorstellung Anlass geben, Hölzer postglazialer Talfüllungen seien stehend an ihrem ursprünglichen Standort begraben worden. Falls die in älteren Beschreibungen (z. B. GROSCHOPH und HAUFF 1951) entwickelte Vorstellung zutreffen würde, dass derartige Wurzelstöcke in originaler Position eingeschottert worden sind, müsste gleichzeitig der liegende Waldboden erhalten sein. Dies trifft in keinem der Fälle, in denen Wurzelstöcke in situ in Profilwänden angetroffen wurden, zu. Diese teilweise mächtigen Wurzelstöcke sind ohne Ausnahme vom fließenden Wasser verdriftet und in rein fluviatilen Sedimenten abgesetzt worden.“

³³⁷ Nur diese Fälle stellen nach KUKUK (1938, 204-206) „auf allochthonem Wege eingeflößte und abgesetzte alte Baumstümpfe“ dar.

³³⁸ Z. B. WALDON & RYSEL (2005, 337): „This remarkable section, proposed as a UNESCO World Heritage Site (Falcon-Lang and Calder, 2004), profoundly influenced the young science of geology by serving as a proving ground for the principles of uniformitarianism, in situ botanical origin of coal, and incompleteness of the fossil record. Despite these contributions, relatively little is known about the basin dynamics responsible for the preservation of this window into the Carboniferous world.“

Akkumulations- bzw. Sedimentationsraten von einem Meter in Stunden vorstellbar; diese Rate wird für die Kalkulationen in Exkurs 3 verwendet.

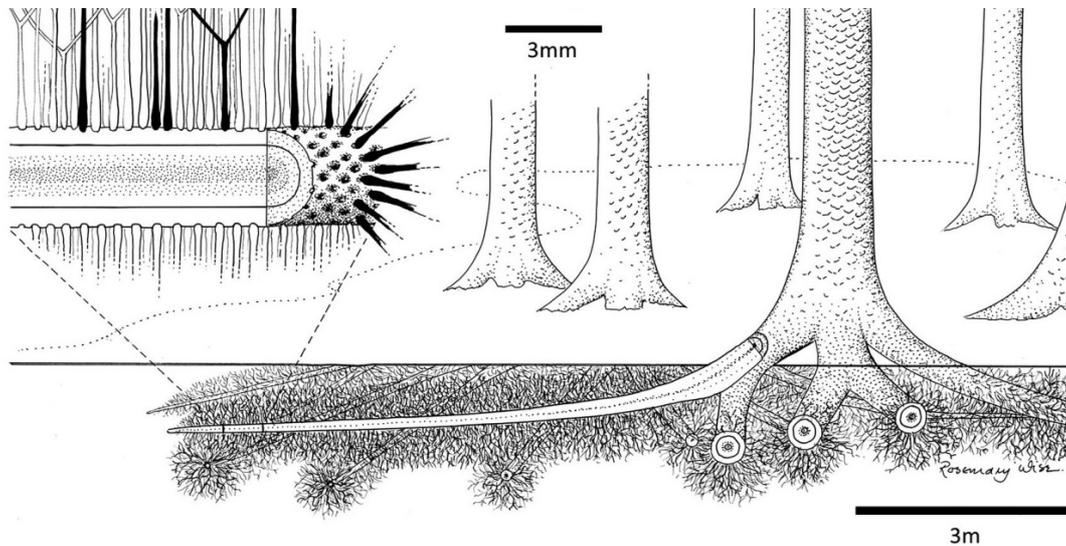


Abb. 39 Eine (Re)konstruktion des Stigmarien-„Wurzel“systems.

Nach HETHERINGTON et al. (2016) bildeten die gigantischen Lycophyten-Bäume – eines mutmaßlichen Kohlen-sumpfwaldes – ein unterirdisches (subterrane) Wurzelsystem. Von den im Wesentlichen hohlen, mit einem Zentralzylinder versehenen Stigmarienachsen (interpretiert als Hauptwurzeln) gehen lateral radialstrahlig (Vergrößerung oben links) die sog. Appendices ab (interpretiert als „Wurzelchen“ und als rootlets bezeichnet). Diese ebenfalls hohlen Appendices besitzen einen einzelnen Gefäßstrang; sie können sich bis in eine vierte Ordnung verzweigen (ihre Fig. 1C). Auf dieser Grundlage berechneten HETHERINGTON et al. (2016) die (mögliche) Anzahl endständiger „Wurzelchen“ zu etwa 25.600 pro Meter Strang. Dieser ausgedehnte „Wurzelteller“ (root plate) hätte den Bäumen u. a. Halt gegeben: „Such an extensive branched system would have formed a subterranean network with a large surface area available for nutrient uptake and tethering these giant trees in place.“ Allerdings ist die radialstrahlige Anordnung der Appendices vielmehr ein deutliches Merkmal einer Wasserpflanze (siehe Textteil). Auswüchse aus den Appendices, die bis zu 40 μm lang sein können (ihre Fig. 3E und S9), interpretieren HETHERINGTON et al. (2016) – im Vergleich mit *Isoetes* – als Wurzelhaare (root hairs). Diese Feinstrukturanalysen waren mit Dünnschliffen von Torfdolomitknollen (coal balls) möglich (Material von den Lancashire- und Yorkshire-Kohlenablagerungen, UK). Abbildung: Wiedergabe von Fig. 4 (Ausschnitt) aus HETHERINGTON et al. (2016) in *Proceedings of the National Academy of Sciences* (PNAS), Verwendung gemäß „Rights & Permissions“.

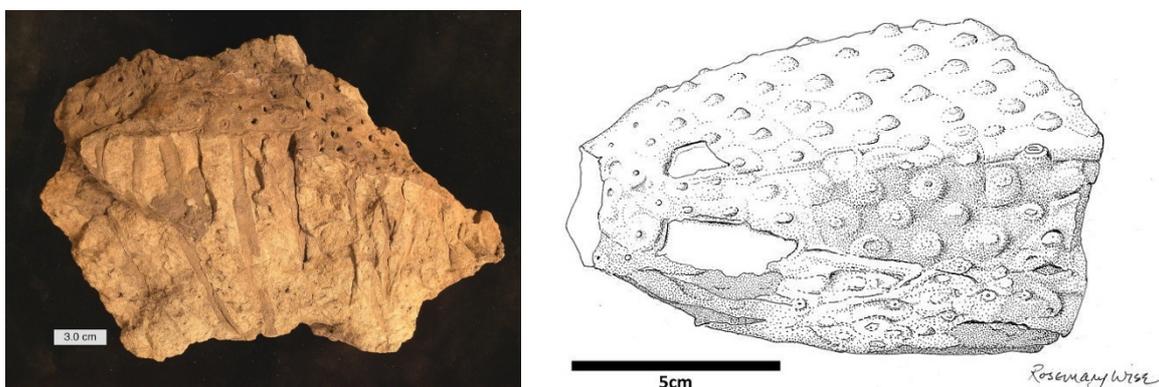


Abb. 40 Stigmarien mit und ohne Appendices.

Links: Flachgedrückte Stigmarie mit flachgedrückten Appendices; Fundpunkt NO-Ohio (Pennsylvanien-Subsystem). Foto: Mark A. WILSON (Wikimedia Commons CC BY-SA 3.0). Rechts: Zylindrische, unzerdrückte Stigmarie mit Abbruchnarben der Appendices; die Narben (Stigmen) sind namensgebend. Abbildung: Wiedergabe von Fig. S7 (Teil B, gezeichnet nach ihrer Fig. S7A) aus HETHERINGTON et al. (2016) in *Proceedings of the National Academy of Sciences* (PNAS), Verwendung gemäß „Rights & Permissions“.

Exkurs 3: Diskussion summarischer Betrachtungen zur Ablagerungszeit

Es werden zwei neuere teil- bzw. gesamtsummarische Betrachtungen zur Ablagerungszeit von kohlenführenden Sedimentgesteinsfolgen diskutiert und alternative Berechnungen angestellt.

Zu BAILEY (2011); Joggins-Formation³³⁹ (Cumberland-Becken, Kanada). BAILEYS (2011) teilsummarische Betrachtung stellt sich wie folgt dar: Für die Abschnitte mit verschütteten aufrechten Stämmen nennt er eine Akkumulationsrate von „Meter/Dekade“.³⁴⁰ Es wäre aber irreführend, die Sedimentakkumulation einzig im Lichte der 60 oder 70 verschütteten Baum-Horizonte zu interpretieren. Selbst wenn ihre assoziierten Versätze durchschnittlich bis zu 5 m betrügen, würde ihre Anteil an der Gesamtabfolge weniger als 40 % betragen; die Intervalle zwischen den Baum-Horizonten seien [immerhin] 10–80 m mächtig.³⁴¹ Geringe Netto-Akkumulationsraten zeigten die Kohlenablagerungen an („Meter/Jahrtausend“).³⁴² Letztendlich aber fordert BAILEY (2011) „kompensatorische Lücken“ ein, Zeitintervalle gewissermaßen mit einer Null-Akkumulation. Dies seien Intervalle, bei denen die Oberfläche des Feuchtgebietes [die mutmaßlichen (Kohlen-) Moore, MK] und der (Ablagerungs-) Base-Level [„gedachte Mittellinie zwischen Abtrag und Sedimentation“³⁴³, MK] in Koizidenz verharren.³⁴⁴ Diese Interpretation setzt allerdings voraus, dass es sich bei den Kohlenflözen um an Ort und Stelle gewachsene Vegetationsdecken handelt (siehe hierzu Exkurs 2 in diesem Abschnitt). Eine gesamtsummarische Betrachtung liefert BAILEY (2011) allerdings nicht.

Mit den Angaben und Annahmen von BAILEY (2011), u. a. der Maximal-Spanne der Akkumulationsrate für die Stämme-freien Klastika – Meter/Dekade und Meter/Jahrtausend –, können die Ablagerungszeiten jedoch berechnet werden. Sie betragen im Fall 1 (Stämme-freie Klastika: Meter/Dekade) 24.000 Jahre und im Fall 2 (Stämme-freie Klastika: Meter/Jahrtausend) 612.150 Jahre. Bezogen auf die von der geologischen Zeitskala abgeleitete Zeitdauer für diesen Abschnitt – 915.000 Jahre (radiometrische Jahre implizit Kalenderjahre) – betragen die von BAILEY (2011) geforderten „kompensatorischen Lücken“ (in Summe) zwischen 33 und 97 % der [radiometrischen] Zeitdauer.

Alternative Betrachtung. Wird die von BAILEY (2011) aufgeworfene Zeitfrage zunächst alleine für die klastischen Abfolgen stringent weiterverfolgt, so gilt es festzuhalten, dass sich die Schüttungen, die Baumstämme (Profilanteil kalkulatorisch 35 %) enthalten, nicht von den

³³⁹ Nach DAVIES et al. (2005).

³⁴⁰ Siehe Fußnote 307.

³⁴¹ „It would be misleading to interpret the Joggings sedimentary accumulation solely in terms of 60 or 70 buried tree horizons, since, even if the associated surface displacements averaged as much as 5m, they would account for less than 40% of the logged section, a discrepancy emphasized by 10–80m intervals between such horizons (Davies et al. 2005; Falcon-Lang et al. 2006)“ (BAILEY 2011, 2).

³⁴² „(...) and the slow (m/kyr) net rates of accumulation of coal measure sequences (...)“ (BAILEY 2011, 3). Bereits zuvor zitiert, siehe Fußnote 307.

³⁴³ SCHÄFER (2010, 383); zu Base-Level siehe auch Glossar.

³⁴⁴ Unmittelbare Fortführung der zitierten Passage in Fußnote 307: „Whatever the relative contribution of such events, the far slower net rates of accumulation of the sections in which they occur demand compensatory gaps: time intervals with effectively zero accumulation. These would be intervals when wetland surface and basel-level remained coincident.“

Schüttungen, die keine Baumstämme (Profilanteil kalkulatorisch 65 %) enthalten, unterscheiden. Es werden deshalb für die Stämme-freien Klastika die gleichen Akkumulationsraten angesetzt wie für die Stämme-führenden Klastika (Analogieschluss). Des Weiteren werden für die klastischen Abfolgen keine größeren Sedimentationsunterbrechungen angenommen, wofür auch keine Indizien vorliegen. Schließlich wird die vorgeschlagene Perspektive einer Minimalzeit in Betracht gezogen (vgl. Exkurs 1; Akkumulationsrate Meter/Stunden). Die Kohlen werden als allochthon aufgefasst (vgl. Exkurs 2; Akkumulationsrate Meter/Stunden), ohne größere Sedimentationsunterbrechungen zum Liegenden oder Hangenden.

| Pos. | Joggins-Formation, Nova Scotia, Kanada (Aufnahme nach Davies et al. 2005) | Bailey (2011) | Umsetzung | | diese Arbeit | | |
|-------|--|-------------------------|-----------------|--------------|--------------------|-----------------|--------------|
| | | Angabe/ An- nahme | Zahlen- wert | Ein- heit | Angabe/ Annahme | Zahlen- wert | Ein- heit |
| 1. | Annahmen und Werte | | | | | | |
| 1.1. | Akkumulationsrate Klastika "Stämme-führend"; a) | m/10 a | 0,1 | m/a | m/Stunden | 2.500 | m/a |
| 1.2. | Akkumulationsrate Klastika "Stämme-frei"; b) | k. A. | | | m/Stunden | 2.500 | m/a |
| 1.3. | Akkumulationsrate Kohlenvegetation netto; c) | m/1000 a | 0,001 | m/a | m/Stunden | 2.500 | m/a |
| 1.4. | Anteil Klastika "Stämme-führend"; d) | < 40 % | 35 | % | s. Bailey | 35 | % |
| 1.5. | Akkumulationsrate "kompensatorische Lücken" | effektiv 0 | | | nein | | |
| 2. | Weitere Werte | | | | | | |
| 2.1. | Profilmeter Klastika, gesamt | | 900 | m | | 900 | m |
| 2.2. | Anteil Klastika "Stämme-frei" | | 65 | % | | 65 | % |
| 2.3. | Profilmeter Kohlen, gesamt | | 15 | m | | 15 | m |
| 3. | Weitere Annahmen; e) | | | | | | |
| 3.1. | Fall 1: Akkumulationsrate Klastika "Stämme-frei" (Max.) | X | 0,1 | m/a | | | |
| 3.2. | Fall 2: Akkumulationsrate Klastika "Stämme-frei" (Min.) | X | 0,001 | m/a | | | |
| 4. | Berechnung der Ablagerungszeit | | | | | | |
| 4.1. | Klastika "Stämme-führend" | | 3.150 | a | | 0,13 | a |
| 4.2. | Klastika "Stämme-frei", Fall 1 | | 5.850 | a | | | |
| 4.3. | Klastika "Stämme-frei", Fall 2 | | 585.000 | a | | | |
| 4.4. | Klastika "Stämme-frei" | | | | | 0,23 | a |
| 4.5. | Kohlen | | 15.000 | a | | 0,01 | a |
| 4.6. | Zwischensumme Klastika und Kohlen, Fall 1 | | 24.000 | a | | | |
| 4.7. | Zwischensumme Klastika und Kohlen, Fall 2 | | 612.150 | a | | | |
| 4.8. | Zwischensumme Klastika und Kohlen | | | | | 0,37 | a |
| 5. | Differenz-Betrachtung | | | | | | |
| 5.1. | Ablagerungszeit gesamt, Ableitung geol. Zeitskala; f) | | 915.000 | a | | 915.000 | a |
| 5.2. | abzgl. Ablagerungszeit Klastika/Kohlen, Fall 1 | | 24.000 | a | | | |
| 5.3. | Summe "kompensatorische Lücken" (1.5.), Fall 1 | | 891.000 | a | | | |
| 5.4. | Anteil "kompensatorische Lücken" (1.5.), Fall 1 | | 97 | % | | | |
| 5.5. | abzgl. Ablagerungszeit Klastika/Kohlen, Fall 2 | | 612.150 | a | | | |
| 5.6. | Summe "kompensatorische Lücken" (1.5.), Fall 2 | | 302.850 | a | | | |
| 5.7. | Anteil "kompensatorische Lücken" (1.5.), Fall 2 | | 33 | % | | | |
| 5.8. | abzgl. Ablagerungszeit Klastika/Kohlen | | | | | 0,37 | a |
| 5.9. | Differenz zu Ablagerungszeit "geologische Zeitskala" | | | | | 914.999,6 | a |
| 5.10. | Repräsentierte Zeit als Anteil von 5.1. | | | | | 0,00004 | % |

Tab. 21 Kalkulation von Ablagerungszeiten für die Joggins-Formation (Kanada).

[Siehe vorherige Seite] Ausgangspunkt sind die Angaben und Annahmen von BAILEY (2011); die Kalkulationen erfolgen in Spalte „Umsetzung“ durch den Verfasser. Für die Differenzbetrachtung (Pos. 5) werden radiometrische Jahre mit Kalenderjahren gleichgesetzt. a) „Stämme-führend“ bezieht sich auf die Abschnitte der Sedimentfolge, in denen aufrechte Stämme von Lycopsideen oder anderen baumförmigen Gewächsen vorkommen. Zu „diese Arbeit“: Annahme von Sedimentationspulsen in rascher Folge mit ggf. kurzen Sedimentationsunterbrechungen (Minimal-Betrachtung); 2.500 m/a entsprechen etwa 1 m/3,5 h. b) Zu „diese Arbeit“: Aufgrund der Gleichartigkeit der Sedimentgesteine (inkl. Sedimentstrukturen etc.) werden die Akkumulationsraten der „Stämme-freien“ Abschnitte mit denen der „Stämme-führenden“ Abschnitte gleichgesetzt (Pos. 1.1.). Des Weiteren werden keine größeren Sedimentationsunterbrechungen angenommen. c) Zu BAILEY (2011): Unklar ist, ob eine Komprimierung berücksichtigt ist. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER (1982, 17-18) geben z. B. ein Komprimierungsverhältnis von 7 : 1 an (Torfdolomitknolle, ihre Fig. 9) und eine Akkumulationsdauer für 1 m bituminöser Kohle von ungefähr „6000–9000 Jahren“. Wird ein Faktor 7 einbezogen, reduziert sich der Anteil der „kompensatorischen Lücken“ (Pos. 5.4. bzw. 5.7.) entsprechend. Zu „diese Arbeit“: Annahme einer Allochthonie, Ablagerung von Vegetations-„matten“ oder Relikten derselben (da Kohlen-Horizonte häufig geringmächtig), Rate wie Pos. 1.1. d) Zu BAILEY (2011): Annahme von Versätzen der 60–70 verschütteten Baum-„Horizonte“ um bis zu 5 m; in Summe maximal 350 m (= 38 %, bezogen auf die Gesamtmächtigkeit von 915 m); es werden pauschal 35 % angesetzt. e) Der Anteil Klastika „Stämme-frei“ enthält vereinzelte, i. d. R. geringmächtige Karbonateinschaltungen, die hier vernachlässigt werden. Nach DAVIES et al. (2005), Appendix A, lässt sich die Gesamtmächtigkeit der Kohlen (dünne Horizonte und Flöze) zu 10,43 m aufaddieren; es werden pauschal 15 m angesetzt. f) BAILEY (2011) bezieht sich auf WALDRON & RYGEL (2005, 337), die wiederum auf MENNING et al. (2000) verweisen: Die Joggins-Formation (alte Definition: 1552 m) wird dem „unteren Langsettium“ (regionale Westfalium-A-Substufe) zugerechnet mit einer Dauer von etwa 1,5 Millionen [radiometrischen] Jahren. Hieraus ergibt sich eine durchschnittliche Akkumulationsrate (komprimiert) von etwa 1,0 mm/[r]a, die auf die 915 m (Joggins-Formation, neue Definition nach Davies et al. 2005) übertragen wird. MENNING et al. (2000, ihre Fig. 6) geben für die Dauer der regionalen Langsettium-Substufe 2,0 (Skala A) bzw. 3,0 (Skala B) Millionen [radiometrische] Jahre an, SCOTT & STEPHENS (2015, ihre Table 3) als Durchschnitt 1,8 (Basis 8 Publikationen) und mit Bezug auf DAVYDOV et al. (2012) 2,6 Millionen [radiometrische] Jahre. – Diskussion siehe Textteil.

Mit diesen Annahmen beträgt die Ablagerungszeit für die Klastika (in Summe ca. 900 m) und die Kohlen (in Summe ca. 15 m) zusammen 0,37 a (ca. 4,5 Monate) (Tab. 21). Das heißt, die Sedimentfolge der Joggins-Formation könnte so in einer Größenordnung von 10^{-1} bis 10^0 Jahren entstanden sein. Rein rechnerisch sind demnach nur 0,0004 % der Zeit repräsentiert, die durch die radiometrische Eichung der internationalen chronostratigraphischen Tabelle vorgegeben wird (radiometrische Jahre implizit Kalenderjahre) (Tab. 21, Referenzen dort); die Differenz beträgt etwa sechs Größenordnungen.

Zu SCOTT & STEPHENS (2015); Lokalität Durham, Pennine-Becken, Großbritannien. SCOTT & STEPHENS (2015) berechnen „bottom-up“ die Sedimentationszeit der Sedimentfolge der regionalen Substufen Langesettium (Westfal A) und Duckmantium (Westfal B) für acht Lokalitäten des Pennine-Beckens und des Südwales-Beckens. An der Lokalität Durham besteht die Folge in Summe aus ca. 18 m Kohlen und ca. 155 m Klastika (Ton- und Sandsteine).

Für das Hauptmodell werden durchschnittliche Akkumulationsraten von 1 mm/a für die Klastika³⁴⁵ und 2 mm/a für die Torfe/Kohlen angesetzt (Tab. 22, Beschreibung). Demnach beträgt die Sedimentationszeit – unter Berücksichtigung einer Dekomprimierung (Sedimentfolge in Summe 704 m) – 615.200 Jahre; das entspricht 17 % der diesen Substufen zugewiesenen Dauer von 3,7 Millionen [radiometrischen] Jahren (Tab. 22). Die Differenz zwischen

³⁴⁵ Sie merken aber an, dass die Ablagerung möglicherweise auch schneller gewesen sein kann: „It is possible (likely?) that deposition was actually much faster than this. Also, some mudstones show varving (...) (Haszeldine 1984) that may indicate seasonal and rapid sedimentation, perhaps up to 1 cm per year, but in this paper a simple average had to be used“ (SCOTT & STEPHENS 2015, 289).

errechneter Zeit und zugewiesener Zeit (Ableitung geologische Zeitskala), je nach Modellrechnung 83 oder 67 % der zugewiesenen Zeit, impliziere signifikante Zeitlücken.³⁴⁶ Die kohlenführenden Sedimentfolgen zeigen allerdings keine offensichtlichen Unkonformitäten (Hiaten).³⁴⁷ SCOTT & STEPHENS (2015) nehmen deshalb an, dass signifikante (Zeit-) Lücken der Sedimentfolgen sehr wahrscheinlich die Basis der Kohle repräsentiere, also die Trennfläche zwischen „Wurzelboden“ und Kohle.^{348,349} Das ist ihre Antwort zur eingangs gestellten Frage; denn ihr Artikel trägt die Überschrift *British Pennsylvanian (Carboniferous) coal-bearing sequences: where is the time? – Wo ist die Zeit?*

Alternative Betrachtung. Wird analog „Joggins“ eine anhaltend rasche Sedimentation – sowohl für die Klastika als auch die Vegetationsdecke – mit nur geringfügigen Sedimentationsunterbrechungen und einer Rate von Meter in Stunden angenommen, beträgt die kalkulierte Ablagerungszeit 0,3 Jahre (3,6 Monate) (Tab. 22, rechter Teil). Diese Zeit entspricht 0,00001 % der Dauer, die durch die radiometrische Eichung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle vorgegeben wird (radiometrische Jahre implizit Kalenderjahre) (Tab. 22); die Differenz beträgt etwa sieben Größenordnungen.

Zusammenfassung und Zwischenfazit. Die Ergebnisse summarischer Betrachtungen zur Ablagerungszeit von kohlenführenden Sedimentgesteinsfolgen sind hauptsächlich abhängig von den Vorstellungen zur Akkumulations- bzw. Sedimentationsrate des Sediment-aufbauenden Materials. Diese werden konventionell im Wesentlichen von aktuogeologischen Beobachtungen oder von Zeitspannen abgeleitet, die sich aus radiometrischer Datierung und Eichung ergeben.

SCOTT & STEPHENS (2015) und BAILEY (2011) – Letzterer nur in Teilen – unternehmen den Versuch, die gesamte Ablagerungszeit aus einer „Bottom-up“-Perspektive zu gewinnen, einer überschlägigen Aufaddierung angenommener Zeitspannen für definierte Sedimentgesteinseinheiten. Im Vergleich zur vorgegeben radiometrischen Dauer der untersuchten Sedimentgesteinsfolgen stellen die Autoren „zeitliche Lücken“ fest, deren Umfang 67 bis 83 % (SCOTT & STEPHENS 2015) bzw. 33 bis 97 % (BAILEY 2011; berechnet durch den Verfasser) der Gesamtdauer beträgt. Die nicht durch Sedimentgesteine repräsentierte Zeit befindet sich nach SCOTT & STEPHENS (2015) in der Grenzfläche „Wurzelböden“/Kohlenflöz und nach BAILEY (2011) in der Grenzfläche Kohlenflöz/überlagerndes Sedimentgestein. In beiden Arbeiten werden die jeweiligen Übergänge aber als konform

³⁴⁶ „The total time represented by both the clastic facies and peats (coal) is considerably less than the total time intervals considered. This implies that within the coal-bearing strata there are significant time gaps” (SCOTT & STEPHENS 2015, 293).

³⁴⁷ „In both the Pennine and South Wales Basins there are no obvious unconformities” (SCOTT & STEPHENS 2015, 283).

³⁴⁸ „The most likely significant gaps in the sequences may represent the base of the coal at the position of the seat-earth-coal interface. More detailed studies of this transition are needed to confirm this hypothesis” (SCOTT & STEPHENS 2015, 293). – Zu dieser Position zuvor (auch S. 293): „This would make some sense, as there is no reason to suppose a direct relationship between the sediments in which peat (coal)-forming plants root and the peat, which subsequently forms (Scott 1990).“ Siehe hierzu Exkurs 2 zu „Wurzelböden“.

³⁴⁹ LARGE & MARSHALL (2015) dagegen sehen keine Notwendigkeit, substantielle Hiaten abzuleiten. Nach ihrem „Kohlenstoffakkumulationsmodell“ betrage die Torf-Akkumulationszeit das 7- bis 8-Fache der Werte von SCOTT & STEPHENS (2015). Damit rücke die errechnete Gesamtakkumulationszeit (Torf und Klastika) in die Spanne der zugewiesenen Dauer, die für die zwei Substufen je nach Autor von 1 bis 6 Millionen [radiometrische] Jahre reiche (SCOTT & STEPHENS 2015, ihre Table 3): „(...) application of the carbon accumulation model increases the estimated time in the coal from a range of 75–125 kyr to a range of 0.5–1 myr and total time estimates for the combined Duckmantian-Langsettian interval increase to 0.7–1.5 myr“ (S. 309).

und ohne erkennbare Hiaten beschrieben.

Die alternative Betrachtungsweise des Verfassers ist ebenfalls „bottom-up“. Allerdings werden geologisch-sedimentologisch begründet (s. Exkurs 1 und 2) höhere Akkumulations- bzw. Sedimentationsraten angesetzt und insbesondere das Pflanzenmaterial (die späteren Kohlen) als allochthon angesehen. Auch werden keine größeren Sedimentationsunterbrechungen angenommen, wofür auch keine Indizien vorliegen. Für die so errechnete gesamte Ablagerungszeit von einigen Monaten werden aber – im Vergleich zur vorgegeben radiometrischen Dauer der untersuchten Sedimentgesteinsfolgen in der Größenordnung von Millionen Jahren (implizit: radiometrische Jahre gleich Kalenderjahre) und den vorgenannten Autoren – keine „zeitlichen Lücken“ gesucht. Vielmehr wird die krasse Differenz aufgezeigt und die „Vorgabe“, die Gleichsetzung von Isotopenjahren mit Kalenderjahren, in Frage gestellt.

| Pos. | Schichtenfolge der Langsettium- und Duckmantium-Substufen (Beispiel Profil Durham, Großbritannien) | Scott & Stephens (2015) | | | | | diese Arbeit |
|-------------------------|--|-------------------------|------------|------------------|--------------|-----------|--------------|
| | | Einheit | Torf/Kohle | Ton/Silt (stein) | Sand (stein) | Summe | |
| Scott & Stephens (2015) | | | | | | | |
| 1. | Hauptmodell | | | | | | |
| 1.1. | Sedimentdicke (Profilmeter in Summe); a) | m | 17,8 | 200,8 | 154,3 | 372,9 | 372,9 |
| 1.2. | Sedimentdicke (dekomprimiert); b) | m | 178,0 | 333,2 | 193,0 | 704,2 | 704,2 |
| 1.3. | Angenommene Akkumulationsrate; c) | m/a | 0,002 | 0,001 | 0,001 | | 2.500 |
| 1.4. | Kalkulierte Akkumulationszeit | a | 89.000 | 333.200 | 193.000 | 615.200 | 0,3 |
| 1.5. | Ablagerungszeit gesamt, Ableitung geol. Zeitskala; d) | a | | | | 3.700.000 | 3.700.000 |
| 1.6. | Anteil "überlieferte Zeit" | | | | | 17% | 0,00001% |
| 2. | Modell SR: maximale kalkulierte Akkumulationszeit | a | | | | 1.220.000 | |
| 2.1. | Anteil "überlieferte Zeit", maximal | | | | | 33% | |
| 3. | Anteil an sedimentärer Überlieferung | | < 25% | zus. > 75% | | 100% | |
| Large & Marshall (2015) | | | | | | | |
| 4. | Anpassung der Annahmen von Scott & Stephens (2015) | | | | | | |
| 4.1. | Akkumulationszeit Torf 1/8-fach; kalkulierte Zeit (zu 1.4.) | a | 712.000 | 333.200 | 193.000 | 1.238.200 | |
| 4.2. | Anteil an sedimentärer Überlieferung | | > 50% | zus. < 50% | | 100% | |
| 4.3. | Akkumulationszeit Torf 1/8-fach; geschätzte Zeit (zu 2.1.) | a | | | | 2.500.000 | |
| 4.4. | Anteil "überlieferte Zeit", maximal | | | | | 68% | |

Tab. 22 Kalkulation von Ablagerungszeiten, Lokalität Durham (Großbritannien).

Ausgangspunkt sind die Angaben, Annahmen und Kalkulationen von SCOTT & STEPHENS (2015). Für Pos. 1.5 sowie die Verhältniszahlen (Pos. 1.6., 2.1. und 4.4.) werden radiometrische Jahre mit Kalenderjahren gleichgesetzt. a) Durham-Datensets von MILLS & HULL (1976); Gesamtprofil aus Daten verschiedener Bohrloch-Aufzeichnungen zusammengesetzt (SCOTT & STEPHENS 2015, 286). b) Dekomprimierungsverhältnisse für Tonstein und Sandstein nach HAMMER et al. (2010); für Kohle das „üblicherweise angenommene durchschnittliche Dekomprimierungsverhältnis“ – hier 10 : 1. c) Zu SCOTT & STEPHENS (2015): Akkumulationsrate für Torf nach MCCABE (1984, 1987) und MOORE (1987); Akkumulationsraten für Klastika nach EINSELE (2000) – dort für verschiedene Environments (Überschwemmungsebene, Delta, Ästuar) zwischen 0,02 bis 1 mm/a –, wegen „Perioden sehr rascher klastischer Sedimentation“ (SCOTT & STEPHENS 2015, 289) (Fluchtspuren Bivalven, Verschüttung aufrechter Stämme; siehe siehe auch Exkurs 1) Verwendung „nur höherer Werte“ von durchschnittlich 0,5 (SR-Modell) und 1,0 mm/a (Hauptmodell). Zu „diese Arbeit“: Annahme von Sedimentationspulsen in rascher Folge mit ggf. kurzen Sedimentationsunterbrechungen (Minimal-Betrachtung, analog Tab. 21). d) SCOTT & STEPHENS (2015), ihre Table 3: Durchschnitt basierend auf acht Publikationen (zwischen 1 und 6 Millionen [radiometrische] Jahre). e) LARGE & MARSHALL (2015, 309) nehmen aufgrund ihres „Kohlenstoffakkumulationsmodells“ umgerechnet eine 7- bis 8-fach geringere Akkumulationsrate für Torf an, bezogen auf die Arbeit von SCOTT & STEPHENS (2015) (siehe Fußnote 349); für die Lokalität Durham ist das 1/8-Fache angenommen worden. Diskussion siehe Textteil.

Fazit

DAVYDOV et al. (2010) präsentieren erstmals für das kohlenführende Karbon U-Pb-Zirkonalter in hoher Auflösung und höherer stratigraphischer Dichte. Dennoch handelt es sich nicht um eine systematische Reihenuntersuchung. Tephrostratigraphie im Sinne einer Identifizierung und Korrelation einzelner vulkanischer Aschenlagen ist nicht angewendet worden.

Mit den Isotopenaltern werden zuvor ausgewiesene sedimentäre Zyklen bzw. Sequenzen neu geordnet und ihre Dauer radiometrisch kalibriert und zyκλοstratigraphisch interpretiert: So soll beispielsweise die Altersdifferenz der (Kohlen-) Tonsteine der Kohleflöze I₁ und I₃ etwa 220 Tausend [radiometrische] Jahre betragen und zwei kurze Exzentrizitätszyklen von ca. 100 Tausend [astronomischen] Jahren aufzeichnen. Ein Bezug zur Sedimentation wird nicht hergestellt.

Werden nur kurze Sedimentationsunterbrechungen angenommen – es liegen keine gegensätzlichen Indizien vor –, kann ein sedimentärer Zyklus binnen Stunden oder Tagen zum Absatz gekommen sein. Diese Dauer (10^{-3} bis 10^{-2} a) steht in einem krassen Verhältnis zu der radiometrisch kalibrierten Dauer (implizit: Isotopenjahre gleich Kalenderjahre) von etwa 10^5 Jahren.

Aufgrund der Gleichartigkeit der Gesteine und ihrer Ausbildung ist dieses Missverhältnis auf die unter- und überlagernden sedimentären Zyklen im Donez-Becken übertragbar. Es mag im Weiteren auch auf andere euramerische Regionen zutreffen (Analogieschluss).

6.9 Bentonite des prä-uralischen Beckens (Russland), Pennsylvanium („Oberkarbon“) und Cisuralium („Unterperm“)

Übersicht

Das prä-uralische Becken („Pre-Uralian basin“, Abb. 41) war ein Sedimentationsraum im Ostteil des Osteuropäischen Kratons (Russische Plattform, s. auch Abschnitt 6.5.2); es ist angefüllt mit Sedimenten, die chronostratigraphisch dem Karbon- und Perm-System zugerechnet werden. Die Ost-Grenze des Kratons bilden die Uraliden, die nach dem plattentektonischen Konzept als Kollisionsorogen aufgefasst werden. Demnach gilt das dem Orogen vorgelagerte Sedimentationsbecken als Vorlandbecken (foreland basin)³⁵⁰, ein Teilbereich daraus wird als Vortiefe (foredeep) bezeichnet.³⁵¹ In den „oberkarbonischen“ und „unterpermischen“ Sedimentfolgen (Pennsylvanium, Cisuralium) des südlichen prä-uralischen Beckens sind lokal in Summe mehr als 70 Aschenlagen (Bentonithorizonte) eingeschaltet.

³⁵⁰ Unter der Annahme und Vorstellung einer von Osten nach Westen heranrückenden orogenen (Decken-) Front, die das Einsinken des kontinentalen Krustenabschnitts (hier: prä-uralisches Becken) bewirkte.

³⁵¹ ПУЧКОВ (1997, 204) zufolge ist die 50–75 km weite uralische Vortiefe mit bis zu 6 km mächtigen permischen Flysch- und Molassesedimenten „östlicher Provenienz“ aufgefüllt. Sie werden von etwa 4–7 km mächtigen Schelfablagerungen (Ordovizium bis Karbon) unterlagert.

Die Perm-Region (Ural-Vorland) ist geologisch-historisch bedeutend (MURCHISON 1841, DAVYDOV et al. 1998).

Titel (Hauptbezug)

SCHMITZ & DAVYDOV (2012): Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian-Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. [*Quantitative radiometrische und biostratigraphische Kalibrierung der Zeitskala des Pennsylvanium und frühen Perm (Cisularium) und pan-euramerische chronostratigraphische Korrelation*].

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die untersuchten „oberkarbonischen“ und „unterpermischen“ Sedimentfolgen befinden sich geographisch östlich der etwa 1000 km langen Nordsüd-Linie Perm/Orenburg und westlich des Ural bzw. auf dessen westlicher Seite. Im nördlichen Teil des südlichen prä-uralischen Beckens – als Ural-oder Bel’sk-Subbecken bezeichnet – besteht die Sedimentfolge vorwiegend aus „Becken-Schiefertonen, Kalkstein-Turbiditsequenzen und siliciklastischen submarinen Schuttfächerkomplexen“ (SNYDER et al. 1994, 467).³⁵²

Die Lokalitäten sind (nach SCHMITZ & DAVYDOV 2012):

- (A) Verkhnyaya Kardailovka (am Ural-Fluss, Ortschaft ca. 300 km ONO Orenburg): Kontinuierlicher Abschnitt der Gusikhin-Formation (etwa 6 m) mit 1 Bentonit (Grenzbereich Viseum-/Serpukhovium-Stufe); sowie oberhalb des Profils 1 Bentonit in der überlagernden, > 600 m mächtigen Kardailowka-Formation (Bashkirium- bis Kasimovium-Stufe, teilweise nur anteilig), etwa 300 m über deren Basis; beide datiert.
- (B) Kljuch (am Kljuch-Bach, 5 km W Kamensk-Ural’sky, Ortschaft ca. 400 km OSO Perm): Mehrere Bentonite in der etwa 110 m mächtigen Scherbakov-Formation (Bashkirium- und Moskovium-Stufe, jeweils anteilig), davon 3 datiert (nur Bashkirium-Stufe); Anzahl Proben nicht erwähnt.
- (C) Usolka (am Usolka-Fluss, nahe Krasnousolsk-Mineralquellen-Ressort, ca. 400 km NNO Orenburg)³⁵³: Quasi-kontinuierliche Abfolge (etwa 92 m) der Zilim-Formation (nur Top), der Kurkin-Formation³⁵⁴ und Tulkas-Formation (Top fehlt); nicht aufgeschlossen oder dokumentiert sind Profilmeter 76,2 bis 90,8 (gemäß ihrer Fig. 5); > 50 Bentonite³⁵⁵, insgesamt 17 datiert; Anzahl Proben > 50 (über mehrere Jahre).
- (D) Dal’ny Tulkas, Steinbruch (Tal des Dal’ny-Tulkas-Baches, 4,4 km S Usolka): Abfolge (etwa 12 m) des Grenzbereichs Zilin-/Kurkin-Formation (entspricht Grenzbereich Moskovium-/Kasimovium-Stufe); 13 Bentonite (gemäß ihrer Fig. 4), davon 4 datiert.

³⁵² Bei SCHMITZ & DAVYDOV (2012, 550) heißt es: „The Ural sub-basin contains predominantly carbonate strata, consisting of silty micrites with intercalated volcanic ash layers, bioclastic packages, turbiditic limestone sequences, and siliciclastic submarine fan complexes.“

³⁵³ Zahlreiche Detail-Fotografien des Usolka-Profiles sind in CHERNYKH et al. (2015), CHERNYKH (2015) und SUNGATULLINA et al. (2015) abgebildet.

³⁵⁴ Auch als Kurornaya- oder Kurort-Formation bezeichnet.

³⁵⁵ Laut CHERNYKH et al. (2006) enthält die Kurkin-Formation alleine bis zu 50 Aschenlagen.

(E) Dal’ny Tulkas, Straßenanschnitt (wie oben): Abfolge (etwa 30 m) des Grenzbereichs Tulkas-/Krasnousolka-Formation (entspricht Grenzbereich Sakmarium-/Artinskium-Stufe); 4 Bentonite (gemäß ihrer Fig. 6), davon 3 datiert.

In diesem Abschnitt werden nur die Sedimentfolgen der Lokalitäten Usolka und Dal’ny Tulkas diskutiert. Für diese Lokalitäten werden die Sedimentgesteine als Ablagerungen in einem tieferen Bereich innerhalb der prä-uralischen Vortiefe interpretiert (Abb. 41).³⁵⁶

Chronostratigraphisch umfassen die Profile Usolka und Dal’ny Tulkas die Stufenfolge Moskovium (Top) bis Artinskium (Mitte). Biostratigraphisch ist die jeweilige Basis der Stufe (teilweise vorläufig) mit dem ersten stratigraphischen Auftreten – interpretiert als FAD oder FOD – der Conodontenarten *Streptognathodus subexcelsus* (Kasimovium), *Streptognathodus simulator* (Gzhelium), *Streptognathodus isolatus* (Asselium), *Sweetognathus merrilli/Mesogondnella uralensis* (Sakmarium) und *Sweetognathus whitei* (Artinskium) definiert.

2018 wurde im Usolka-Profil (Profilmeter 55,4, Schicht 26/3) der GSSP für die Sakmarium-Stufe formal festgelegt; demnach ist die Basis der Stufe mit dem „ersten Erscheinungsdatum“ (FAD) des Conodonten *Mesogondnella monstra* definiert (SHEN 2018; s. auch YUAN et al. 2017, CHERNYKH et al. 2013, 2016). Das interpolierte Alter der Basis der Stufe beträgt $293,52 \pm 0,17$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute.³⁵⁷

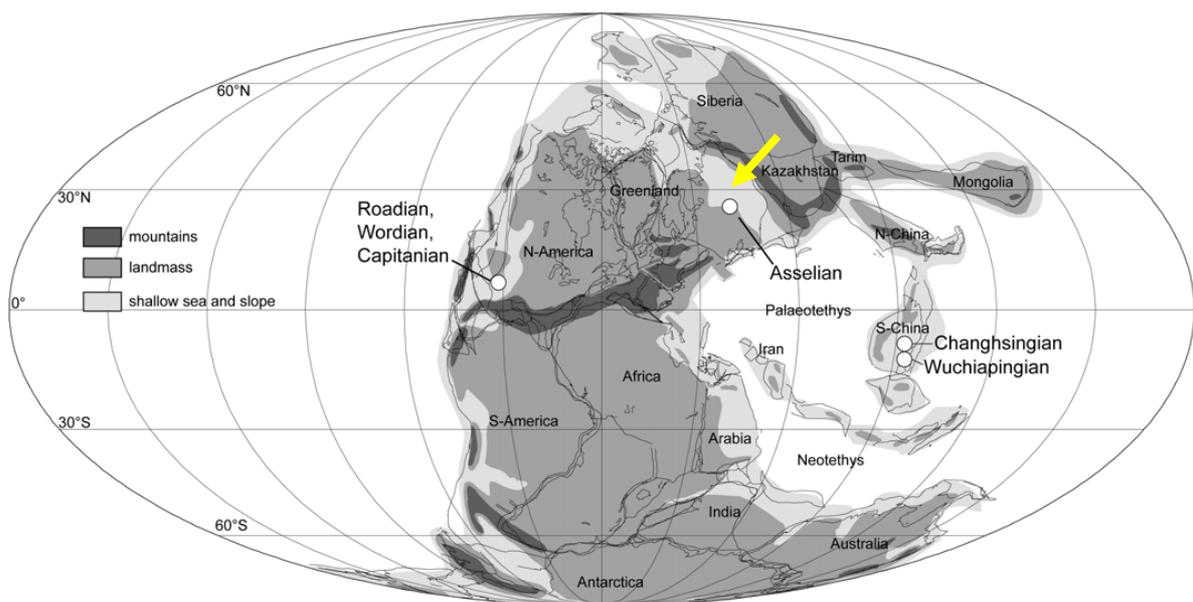


Abb. 41 Mutmaßliche Paläogeographie des Perm und GSSP-Lokalitäten.

Paläogeographie nach dem plattentektonischen Konzept zum Zeitpunkt permischer Ablagerungen. Die GSSP-Lokalitäten (weiße Kreise, Stand 2017) sind eingetragen. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 2 aus LUCAS & SHEN (2018) in *Geological Society, London, Special Publications*; freundliche Freistellung (CC-BY 3.0). Legende: mountains, Gebirge; landmass, Landmasse; shallow sea and slope, Flachmeer und Abhang; gelber Pfeil, prä-uralisches Becken (Eintrag durch den Verfasser).

³⁵⁶ „The Usolka and Dal’ny Tulkas stratigraphic sections of this study occur in the axial part of the Bel’sk depression and represent a deeper-water, offshore setting within the Pre-Uralian Foredeep“ (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, 550).

³⁵⁷ Siehe <http://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.jpg>.

Methodik

Beprobung. Selektiv; nicht alle Aschenlagen beprobt und analysiert.

Zirkoncharakteristik. Keine Angabe.

Zirkonauswahl/Präparation. Hand-Selektion (sorgfältig).

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse; chemische Abrasion (MATTINSON 2005), modifizierte Version; ID-TIMS.

Ausschlüsse (Altersinterpretation). Alter, die sich vom „Haupt-Cluster“ differenzieren.

Labor. Zunächst MIT (Cambridge, MA, USA), Fortführung BSU (Boise, ID, USA); insgesamt über einen Zeitraum von 5 Jahren.

Altersinterpretation (geologisch)

Zirkon-Kristallisationsalter, das dem Eruptionsalter und der nachfolgenden Aschenablagerung in etwa entspreche.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Möglicherweise vom Ostteil des angenommenen Tagil-Magnitogorsk-Vulkaninselbogens (DAVYDOV et al. 2001, 15); die Tagil-Magnitogorsk-Zone ist eine Nordsüd-Struktureinheit des Urals unmittelbar O der Ural-Hauptstörung.

GTS2012 (Appendix 2): verwendete radiometrische Alter

Karbon, Carboniferous (S. 1064-1067): Nr. Cb7, Cb11 bis Cb13, Cb20 bis Cb34 (Südural, SCHMITZ & DAVIDOV 2012), zusätzlich Cb35 (Südural, RAMEZANI et al. 2007); s. Tab. 23 und Tab. 24.

Perm (S. 1064-1065): Nr. P3 bis P8 (Südural, SCHMITZ & DAVIDOV 2012), zusätzlich P1 bis P2 (Südural, RAMEZANI et al. 2007); s. Tab. 23 und Tab. 24.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

SCHMITZ & DAVYDOV (2012) liefern eine ganze Serie „hoch-präziser“ ID-TIMS-U-Pb-Zirkonalter, die sie verwenden, die chronostratigraphischen Einheiten des Pennsylvanium und Cisuralium „quantitativ radiometrisch und biostratigraphisch“ zu kalibrieren. Die „radiometrische Altersauflösung“ von ca. 0,1 Millionen [radiometrischen] Jahren sei eine 50-fache Verbesserung in Präzision und Genauigkeit gegenüber älteren Zeitskalen-Kalibrierungen (mit Verweis auf HINNINOV & OGG 2007). Die hohe „radiometrische Auflösung“ rechtfertige ein absolutes Altersmodell auf Biozonen-Niveau (s. Abschnitt 2.2) und erlaube das Testen und Komplementieren zylostratigraphischer Methodik für die Zeitskalenkalibrierung des Paläozoikums. U. a. präsentieren die Autoren eine Korrelation ausgewiesener Zyklenfolgen des Donez-Beckens (s. Abschnitt 6.8) und des nordamerikanischen Mitte-Kontinent-Beckens.

Diskussion

Die Diskussion bezieht sich hauptsächlich auf die Sedimentfolge der nahe beinander liegenden Profile der Lokalitäten Usolka und Dal'ny Tulkas.

| Pos. | Bentonit- probe | Hori- zont- Dicke [cm] | Position im Profil: jeweils zur Basis [m] | Chrono- strati- graphie: Stufe | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter | \pm 2 σ |
|---|--------------------|---------------------------------|---|---|---|--|---|---------------------|
| | | | | | | | Subpopulation; gewogenes Mittel | |
| Profil Dal'ny Tulkas (Straßenanschnitt) | | | | | | | | |
| 1 | 01DES-403 | 5-6 | 12,5 | Artinskium | 287,7-288,5 | 8 von 8 | 288,21 | 0,06 |
| 2 | DTR905 | 2-3 | 10,5 | Artinskium | 256, 287,0-298,7, 298 | 7 von 8 | 288,36 | 0,10 |
| 3 | 07DTRBed2 | 3-4 | -4,0 | Sakmarium | 299,4-291,4, 600 | 6 von 8 | 290,81 | 0,09 |
| Profil Usolka | | | | | | | | |
| 4 | 97USO-91.0 | 2 | 91 | Sakmarium | 289,6-291,5 | 8 von 10 | 290,50 | 0,09 |
| 5 | 97USO-66.2 | 2 | 66,2 | Sakmarium | 289,8-292,3, 296, 305 | 8 von 11 | 291,10 | 0,12 |
| 6 | 01DES-212 | 2 | 41,25 | Asselium | 296,2-297,1 | 9 von 9 | 296,69 | 0,12 |
| 7 | 97USO-23.3 | 1 | 23,3 | Gzhelium | 297,2-300,7, 302 | 7 von 15 | 300,22 | 0,06 |
| 8 | 01-DES-121 | 4 | 21,45 | Gzhelium | 301,0-301,6 | 5 von 5 | 301,29 | 0,07 |
| 9 | 01DES-112 | 1-3 | 18,2 | Gzhelium | 301,5-302,4, 304, 306 | 5 von 9 | 301,82 | 0,09 |
| 10 | 01DES-63 | 8 | 12,0 | Gzhelium | 302,9-303,7 | 4 von 5 | 303,10 | 0,07 |
| 11 | 97USO-2.7 | 3 | 11,4 | Gzhelium | 303,2-304,6 | 5 von 8 | 303,54 | 0,18 |
| 12 | 97USO-1.2 | 11 | 10,65 | Kasimovium | 304,0-305,2, 319, 346 | 6 von 10 | 304,49 | 0,06 |
| 13 | 01DES-43 | 11 | 10,65 | Kasimovium | 304,2-304,7 | 5 von 5 | 304,42 | 0,07 |
| 14 | 02VD-5 | 3-4 | 9,85 | Kasimovium | 304,6-305,6 | 4 von 6 | 304,83 | 0,19 |
| 15 | 01DES-42 | 3-4 | 9,85 | Kasimovium | 304,6-305,1, 310 | 3 von 4 | 304,82 | 0,08 |
| 16 | 01DES-31 | 5 | 7,8 | Kasimovium | 305,2-306,2 | 6 von 8 | 305,49 | 0,06 |
| 17 | 08USO-8.4 | 5 | 7,8 | Kasimovium | 304,7-306,6 | 6 von 8 | 305,42 | 0,12 |
| 18 | 08USO-7.09 | 3 | 6,5 | Kasimovium | 305,7-307,4 | 3 von 8 | 305,95 | 0,08 |
| 19 | 06USO-2.0 | 10 | 1,4 | Moskovium | 307,7-308,8 | 4 von 5 | 308,00 | 0,09 |
| 20 | 01DES-481 | 15-20 | 1,25 | Moskovium | 307,2-308,7 | 6 von 8 | 308,36 | 0,13 |
| Profil Dal'ny Tulkas (Steinbruch) | | | | | | | | |
| 21 | 01DES-371 | 7-9 | 20,15 | Kasimovium | 305,2-307,4 | 4 von 14 | 305,51 | 0,09 |
| 22 | 01DES-363 | 5-8 | 19,7 | Kasimovium | 305,3-307,4 | 8 von 10 | 305,96 | 0,07 |
| 23 | 01DES-362 | 3 | 17,4 | Moskovium | 307,2-309,6 | 7 von 10 | 307,66 | 0,07 |
| 24 | 01DES-351 | 3-5 | 12,4 | Moskovium | 306,7-308,8 | 6 von 8 | 308,5 | 0,07 |
| Profil Kljuch | | | | | | | | |
| 25 | Bed32 | 0,5 | 48,0 | Bashkirium | 317,2-317,8 | 4 von 4 | 317,54 | 0,08 |
| 26 | Bed9 | 7 | 19,1 | Bashkirium | 318,4-318,6 | 5 von 5 | 318,63 | 0,16 |
| 27 | Bed2 | 6 | 5,8 | Bashkirium | 318,8-319,4, 322,0-324,2 | 4 von 7 | 319,09 | 0,08 |
| Profil Verkhnyaya Kardailovka | | | | | | | | |
| 28 | 02VD1 | 5 | | Kasimovium | 304,1-304,9 | 5 von 5 | 304,39 | 0,08 |
| 29 | 02VD-0 | 4 | | Viseum | 333,6-338,9, 415 | 4 von 16 | 333,87 | 0,08 |

Tab. 23 Karbonische und permische Bentonithorizonte I (Südural), U-Pb-Zirkonalter.

Zur Probenbezeichnung: 01DES, Proben-Kampagne in 2001 (DAVYDOV et al. 2001); demzufolge weisen die ersten zwei Ziffern, z. B. 97, wahrscheinlich grundsätzlich die Jahrgänge der Proben-Kampagnen aus. Zusammengestellt aus SCHMITZ & DAVYDOV (2012); 2σ bezieht sich nur auf die interne/analytische Unsicherheit. Diskussion siehe Textteil.

SCHMITZ & DAVYDOV (2012) liefern erstmals – unter Einbeziehung der „Vorab“-Publikation von RAMEZANI et. al. (2007) – für eine Serie von 18 Bentoniten U-Pb-Zirkonalter (Usolka-Profil). Sie reklamieren eine „noch nie da gewesene Dichte radiometrischer Kalibrierungspunkte“.³⁵⁸

Die von SCHMITZ & DAVYDOV (2012) insgesamt 26 publizierten U-Pb-Zirkonalter passen in das etablierte geochronologische Rahmenwerk; sie sind ohne Ausnahme stratigraphisch konsistent und distinkt (Tab. 23). Die Autoren weisen insbesondere auf die Reproduzierbarkeit ihrer U-Pb-Zirkonalter hin. Für in unterschiedlichen Jahren gewonnene Bentonitproben desselben Horizontes (Usolka-Profil), jeweils 7,8 m, 9,85 m und 10,65 m über der Profil-Basis (Tab. 23, Positionen 12 bis 17) erzielten sie jeweils gleiche, im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit nicht unterscheidbare Isotopenalter. In einigen Fällen setzt sich die maßgebliche Subpopulation aus ID-TIMS-Analysen von Einzelkörnern zusammen, die von zwei Laboren (MIT, BSU) stammen (z. B. Proben 97USO-66.2, 01DES-212 und 01DES-121).

Die sorgfältige, handverlesene Auswahl der Zirkonindividuen und die Vorbehandlung durch chemische Abrasion (Ablösungsgrad i. d. R. $< 20\%$; vereinzelt bis $> 80\%$, Probe 97USO-23.3) habe zu einer Reduzierung der Streuung bzw. einer signifikanten Homogenisierung der Analyse-Ergebnisse geführt. Ältere Zirkonkörner, solche die von der kohärenten Gruppe bzw. dem gewählten Cluster (Subpopulation) ausscheren, werden als Antekristen betrachtet, die möglicherweise von älteren, aufgearbeiteten Aschenlagen stammen und als detritische Körner zusammen mit den frischen Aschen abgelagert wurden (z. B. Probe 01DES-371 oder 01DES-63). Jüngere Alter werden mit Pb-Verlust erklärt (z. B. Probe 97USO-23.3; dieser sei durch die chemische Abrasion nicht vollumfänglich abgeschwächt worden (mitigated). Beide Erklärungen allerdings können nicht überprüft werden.

Bemerkenswert ist die ausgezeichnete Distinktion. Dennoch bestehen Interpretationsspielräume. Zum Beispiel unterschieden sich die Alter der Proben 01DES-363 und 01DES-371 im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit nicht (Tab. 23, Pos. 22 und Pos. 21), wenn für Probe 01DES-371 zur Bestimmung des U-Pb-Zirkonalters das mittlere Cluster (Abb. 42) anstelle des jüngsten Clusters (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, ihre Fig. 8) verwendet wird. Für den Usolka-Profilabschnitt 29,5 bis 36,0 m ist die Situation anders. RAMEZANI et. al. (2007) präsentieren nicht ausschließlich distinkte und stratigraphisch konsistente U-Pb-Zirkonalter. Sowohl die Alter der Proben 01DES-143 und 01DES-144 sowie 01DES-194 und 01DES-202 (Tab. 24, Pos. 5 bis 2) überlappen im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit. Die Alter der Proben 01DES-144 und 01DES-194 dagegen sind im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheit distinkt; dies gilt auch, wenn das Cluster für Probe 01DES-194 etwas anders gewählt wird (Abb. 43). Mit einem geringeren Alter von 298,89 Millionen [radiometrischen] Jahren (ohne 2σ -Unsicherheit) verglichen mit dem Alter von 299,22 Millionen [radiometrische] Jahren der 1,3 Profilmeter höher positionierten Probe 01DES-144 fällt das Alter der Probe 01DES-143 optisch aus dem Rahmen. Dieser Wert ist auch bei der Kalibrierung der GTS2012 nicht berücksichtigt worden (DAVYDOV et al. 2012).

³⁵⁸ „The unprecedented density of radiometric calibration points for the Pennsylvanian-Permian transition provides a high-resolution (~ 0.1 -Ma) global chronostratigraphic standard for testing and improving biostratigraphic correlations across Euramerica“ (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, 549).

| Pos. | Bentonit- probe | Hori- zont- Dicke [cm] | Position im Profil: jeweils zur Basis [m] | Chrono- strati- graphie: Stufe | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation | | Me- tho- de |
|--------------------------------------|--------------------|---------------------------------|---|---|---|--|--|-----------------|-------------------|
| | | | | | | | ± 2 σ [Millionen Isotopenjahre] | | |
| Profil Usolka (Chuvsov et al. 1996) | | | | | | | | | |
| 1 | 1580-17 | k. A. | 38,8 | Asselium | k. A. | k. A. | 290,6 | 3,0 | |
| Profil Usolka (Ramezani et al. 2007) | | | | | | | | | |
| 2 | 01DES-202 | 2 | 36,0 | Asselium | 295,8-300,8, 302 | 9 von 11 | 298,05 | 0,44 | WM |
| 3 | 01DES-194 | 1 | 32,4 | Asselium | 283-294, 296,2- 300,1, 403 | 14 von 27 | 298,43 | +0,18/ -0,15 | M |
| 4 | 01DES-144 | 4 | 30,8 | Gzhelium | 287, 297,1-301,1, 370 | 19 von 24 | 299,22 | 0,13 | WM |
| 5 | 01DES-143 | 1 | 29,5 | Gzhelium | 291, 295,2-302,7, 327 | 17 von 21 | 298,89 | +0,55/ -1,1 | M |

Tab. 24 Karbonische und permische Bentonithorizonte II (Südural), U-Pb-Zirkonalter.

Bei den Positionen 2 bis 5 handelt es sich um Bentonithorizonte des Usolka-Profiles zwischen Profilmeter 29,5 und 36,0 (s. Tab. 23, dort nicht ausgewiesen). (Berechnungs-) Methode: WM, gewichtetes Mittel; M, Median. Nach RAMEZANI et al. (2007, 253) liegt der in CHUVASOV et al. (1996, 31) beprobte Bentonithorizont (Probe 1580-17, Pos. 1) 2,8 m über dem 36,0-m-Bentonit (Pos. 2). Verfahren und Labor: CHUVASOV et al. (1996), SIMS am ANU (Australien); RAMEZANI et al. (2007), ID-TIMS am MIT. Zusammengestellt aus CHUVASOV et al. (1996) und RAMEZANI et al. (2007); 2σ bezieht sich nur auf die interne/analytische Unsicherheit (für Pos. 2-5). Diskussion siehe Textteil.

Die publizierte Daten-Basis umfasst 237 individuell analysierte Zirkonkörner (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, Datenblatt). Bemerkenswert ist die geringe Anzahl von Körnern, die für die Bestimmung des Alters der jeweiligen Probe verwendet wird: In 16 Fällen sind es ≤ 5 Körner, für die restlichen 13 Fälle sind es zwischen 6 und 9 Körner. Insgesamt sind in 19 Fällen ≤ 8 Analysen und für die restlichen 10 Fälle 9 bis 16 Analysen publiziert. Dies mag mit der oben erwähnten „Homogenisierung“ in Zusammenhang stehen. Ursprünglich war geplant, nicht weniger als 15 Analysen pro Probe durchzuführen (DAVYDOV et al. 2001, 17). Für die 4 Bentonitproben in RAMEZANI et al. (2007) schwankt die Zahl der Analysen zwischen 11 und 27 (gesamt 83) und die Zahl der für die Altersbestimmung verwendeten Zirkone zwischen 9 und 19 (gesamt 59).

Die umfangreiche Bentonitbeprobung des Usolka-Profiles 2001 (01DES-Proben, Profilmeter -6,3 bis 92,5 über Basis) erfasste 45 Horizonte (DAVYDOV et al. 2001, Table 1); 37 Proben enthielten magmatogene Zirkone, 33 Proben Mikrofossilien, Conodontenelemente und/oder Radiolarien (s. u.). Von diesen 37 Proben – abzüglich 4 Proben für den Abschnitt 29,5 bis 36,0 m (RAMEZANI et al. 2007) – sind von SCHMITZ & DAVYDOV (2012) lediglich für 8 Proben Analyseergebnisse veröffentlicht worden. Für 1 Horizont ist (Position 66,2 m; ersatzweise?) eine Probe aus 1997 verwendet worden. Zusätzlich sind Analyseergebnisse für 5 weitere, neue Bentonithorizonte (Positionen 1,4, 6,5, 11,4, 23,3 und 91,0 m; Proben-Kampagnen 1997, 2006 und 2008) einbezogen worden. Diese Umstände werden in keiner Weise erklärt; insbesondere stellt sich die Frage nach den unpublizierten Analyseergebnissen und wie diese in das präsentierte Bild hineinpassen oder auch nicht.

CHERNYKH et al. (2016) schlagen erneut vor (zuvor CHERNYKH et al. 2013), den globalen Referenzpunkt (GSSP) für die Basis der Sakmarium-Stufe im Usolka-Profil zu manifestieren. Als Basis soll in Schicht 25 der Probenpunkt 25.2 (51,4 m) gelten, an welchem die definierte Conodontenart *Mesogondella uralensis* erstmals überliefert ist. Das extrapolierte U-Pb-Alter dieses

Punktes ist 295,5 Millionen [radiometrische] Jahre (CHERNYKH et al. 2016, 16); es bestimmt sich aus den datierten Aschenlagen der Schicht 18 (41,25 m; 296,69 ± 0,12 Millionen [radiometrische] Jahre) und der Schicht 28 (66,2 m; 291,10 ± 0,12 Millionen [radiometrische] Jahre) (siehe Tab. 23, Pos. 5 und Pos. 6). Die Altersdifferenz der beiden Aschenlagen beträgt ohne 2 σ -Unsicherheiten 5,59 Millionen [radiometrische] Jahre.

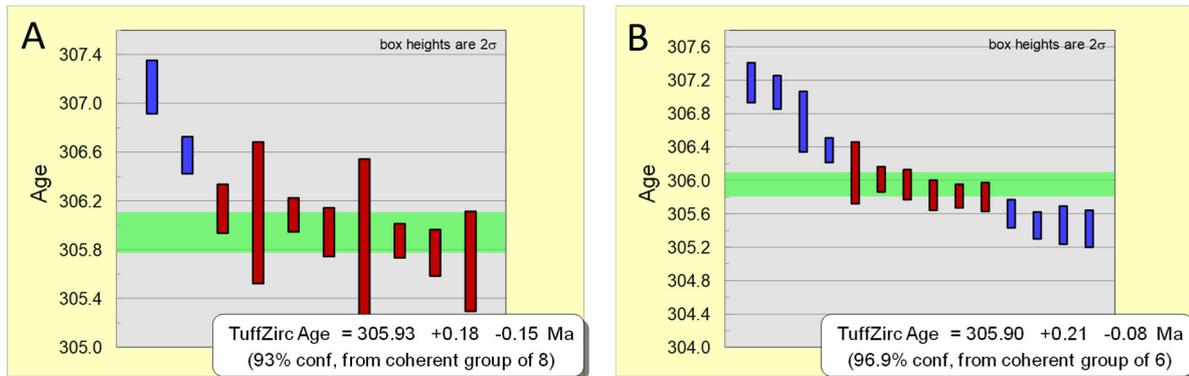


Abb. 42 U-Pb-Zirkonalter (Usolka-Profil), Bildung statistisch kohärenter Gruppen, I.

A) U-Pb-Zirkonalter der Probe 01DES-363. B) U-Pb-Zirkonalter der Probe 01DES-371. Lokalität und Position siehe Tab. 23. Bildung bzw. Berechnung mit Isoplot 4.15, Funktion „TuffZircAge“³⁵⁹ (Tuff-Zirkon-Alter); rot: kohärente Gruppe, Balkenhöhe: 2 σ -Unsicherheit. Die Median-Alter der Proben sind im Rahmen ihrer 2 σ -Unsicherheit nicht unterscheidbar. SCHMITZ & DAVYDOV (2012, 559) allerdings bilden für Probe 01DES-371 ein gewichtetes Alter von 305,51 ± 0,09 Millionen [radiometrischen] Jahren aus dem Cluster der vier jüngsten ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter. Dieses Alter unterscheidet sich im Rahmen der 2 σ -Unsicherheit vom Alter der Probe 01DES-363, 305,96 ± 0,07 Millionen [radiometrischen] Jahren, deren Lage 45 cm tiefer ist. ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der Einzelkörner aus SCHMITZ & DAVYDOV (2012, Datenblätter).

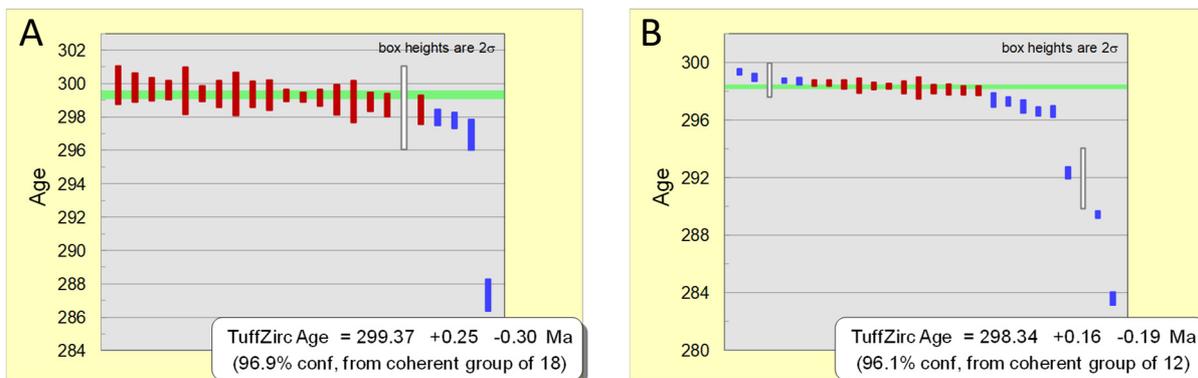


Abb. 43 U-Pb-Zirkonalter (Usolka-Profil), Bildung statistisch kohärenter Gruppen, II.

A) U-Pb-Zirkonalter der Probe 01DES-144, kohärente Gruppe: 18 (rot) von 24 Körnern. B) U-Pb-Zirkonalter der Probe 01DES-194, kohärente Gruppe: 12 (rot) von 27 Körnern. Bildung bzw. Berechnung mit Isoplot 4.15, Funktion „TuffZircAge“ (Tuff-Zirkon-Alter); Balkenhöhe: 2 σ -Unsicherheit. Die U-Pb-Zirkonalter der Bentonithorizonte, die in einem Abstand von 1,6 m folgen, überlappen im Rahmen ihrer 2 σ -Unsicherheit nicht; dies gilt sowohl für die hier dargestellten Mediane sowie die gewichteten Mittel nach RAMEZANI et al. (2007). Siehe auch Tab. 23. ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter der Einzelkörner aus RAMEZANI et al. (2007), ihre Table 1.

³⁵⁹ LUDWIG (2008, 35) weist auf einige Vorbedingungen zur Anwendung der Funktion hin.

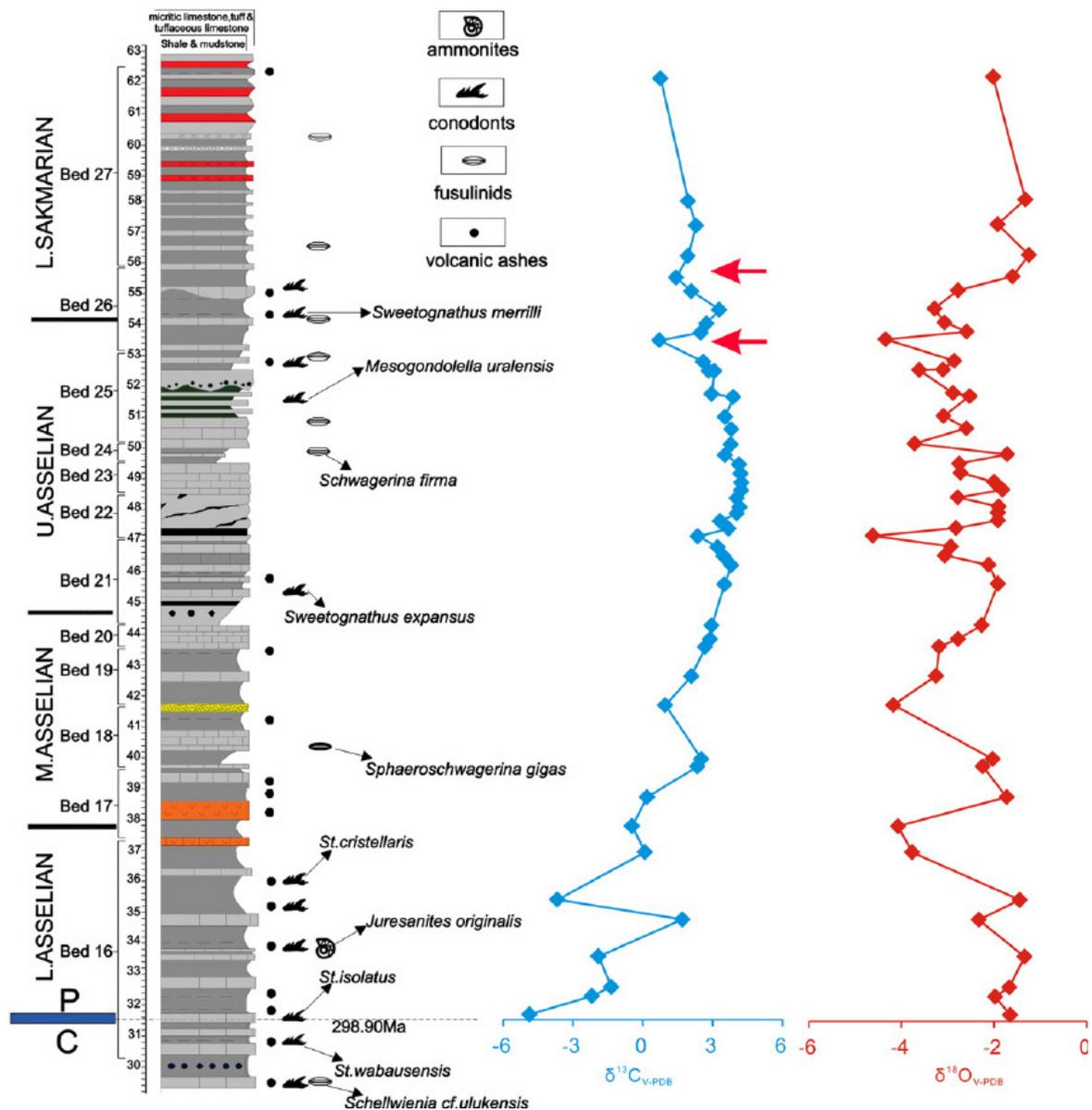


Abb. 44 Usolka-Profil (Südural).

Ausschnitt für Profilmeter 30–62 mit korrelierter Karbon/Perm-Grenze (C/P) sowie Asselium-Stufe (Asselian) und unterer Teil der Sakmarium-Stufe (Sakmarian). Legende: Bed, Schicht; shale/mudstone, Schieferton/Tonstein (mittelgrau); micritic limestone, mikritischer Kalkstein (Backsteinsignatur); tuff/tuffaceous limestone, Tuff/tuffischer Kalkstein; ammonites, Ammoniten; conodonts, Conodonten; fusulinids, Fusulinen; volcanic ashes, vulkanische Aschen (schwarze Kreise, im Profil häufig als gestrichelte Linie); $\delta^{13}\text{C}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnis im Vergleich zum Standard; $\delta^{18}\text{O}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnis im Vergleich zum Standard. Die Profil-Darstellung ähnelt mehr Fig. 4 in DAVYDOV et al. (2001) als Fig. 5 in SCHMITZ & DAVYDOV (2012). Die kürzlich durchgeführten Isotopenmessungen sind eine Erfordernis für eine Kandidatur des Usolka-Profiles als GSSP für die Sakmarium-Stufe. Diskussion siehe Textteil. Abbildung: ZENG et al. (2012), ihre Figure 2 in *Gondwana Research*; Verwendung mit freundlicher Genehmigung der International Association for Gondwana Research.

Es ist bemerkenswert, dass für den Profilabschnitt > 41,25 bis < 66,2 m (Tab. 23) keine U-Pb-Zirkonalter publiziert worden sind. In der Proben-Kampagne des Jahres 2001 sind in diesem Abschnitt 6 Bentonite beprobt worden (DAVYDOV et al. 2001), 4 davon führen Zirkone.³⁶⁰

³⁶⁰ Proben 01DES213 (43,45 m; Z-f); 01DES221 (45,8 m; Z-kf); 01DES225 (52,8 m; Z-kf); 01DES231 (54,35 m; Z-f); 01DES232 (55,05 m; Z-f); 01DES232 (55,05 m; Z-f) – Z-f: Zirkone führend; Z-kf: keine Zirkone führend (nach DAVYDOV et al. 2001, ihre Table 1).

Diese 6 Aschenlagen sind in der Profilzeichnung (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, ihre Fig. 5) nicht dargestellt, während andere, nicht-datierte Aschenlagen sehr wohl in der Zeichnung Berücksichtigung finden (z. B. Abschnitt > 36,0 bis < 41,25 m). ZENG et al. (2012) dagegen weisen diese Aschenlagen in ihrer Profilzeichnung aus (ihre Fig. 2, Abb. 44). Sie hatten vorab von SCHMITZ & DAVYDOV (2012) die Aufzeichnung des Usolka-Profiles erhalten, um ihre $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte profiltreu darzustellen. Im Rahmen des laufenden GSSP-Verfahrens ist unverständlich, dass nicht versucht wird, das U-Pb-Alter des vorgesehenen Referenzpunktes besser einzugrenzen, z. B. durch die Datierung der Aschenlage bei Profilmeter 54,35 (Probe 01DES231, DAVYDOV et al. 2002) oder durch Nach- und Neubeprobungen.

| Chronostratigraphie: Stufe | U-Pb-Zirkonalter (der jeweiligen Basis) | | Dauer Stufe (extrapol. Werte) | Stufe formal definiert? | (Ca.-)Position | | Netto-Sedimentakkumulation; Vergleich Profile (Faktor höher im Donez-Becken) |
|----------------------------|---|--------------------|-------------------------------|-------------------------|---------------------|--------------|--|
| | extrapoliert (CONOP9) | lineare Regression | | | Usolka-Profil | Donez-Becken | |
| | [Millionen Isotopenjahre], ohne 2σ | | | | (jeweils Basis) [m] | | |
| Kungurium | 282,0 | 282,0 | | nein | - | - | |
| Artinskium | 290,1 | 290,0 | 7,9 | nein | > 92 ? | - | |
| Sakmarium | 295,0 | 295,0 | 4,9 | nein | 51,4 | - | |
| Asselium | 298,9 | 298,7 | 3,9 | ja | 31,5 | 2.310 | |
| Gzhelium | 303,4 | 303,4 | 4,5 | nein | 11,2 | 850 | 72 |
| Kasimovium | 306,6 | 306,7 | 3,2 | nein | 6,1 | -75 | 181 |

Tab. 25 Kalibrierung der Stufen-Folge Kasimovium bis Kungurium I.

Kalibrierung mit ID-TIMS-U-Pb-Zirkonalter. Zusammengestellt aus SCHMITZ & DAVYDOV (2012); CONOP9 (Software, constrained optimization; SADLER et al. 2009), auf Basis eines konstruierten biochronologischen Komposits. Lineare Regression nach DAVYDOV et al. (2012, 639, Table 23.3). Diskussion siehe Textteil.

| Chronostratigraphie: Stufe | GTS2012 | | | GTS2004 | | |
|----------------------------|--|--------------------|-------------------------------|--|--------------------|-------------|
| | U-Pb-TIMS-Zirkonalter (der jeweiligen Basis) | | Dauer Stufe (extrapol. Werte) | Radiometrisches Alter (der jeweiligen Basis) | | Dauer Stufe |
| | extrapoliert (CONOP9) | lineare Regression | | extrapoliert (graphisch) | lineare Regression | |
| [Millionen Isotopenjahre] | | | [Millionen Isotopenjahre] | | | |
| Kungurium | 279,3 ± 0,6 | 282,0 | 7,0 ± 0,1 | 275,6 ± 0,7 | - | 5,0 ± 0,1 |
| Artinskium | 290,1 ± 0,2 | 290,0 | 10,7 ± 0,2 | 284,4 ± 0,7 | - | 8,8 ± 0,2 |
| Sakmarium | 295,5 ± 0,4 | 295,0 | 5,5 ± 0,1 | 294,6 ± 0,8 | - | 10,2 ± 0,2 |
| Asselium | 298,9 ± 0,2 | 298,7 | 3,4 ± 0,1 | 299,0 ± 0,8 | - | 4,4 ± 0,1 |
| Gzhelium | 303,7 ± 0,1 | 303,4 | 4,8 ± 0,1 | 303,9 ± 0,9 | - | 4,9 ± 0,1 |
| Kasimovium | 307,0 ± 0,2 | 306,7 | 3,3 ± 0,1 | 306,5 ± 1,0 | - | 2,6 ± 0,0 |

Tab. 26 Kalibrierung der Stufen-Folge Kasimovium bis Kungurium II.

Vergleich GTS2012 und GTS2004. Zusammengestellt aus DAVYDOV et al. (2012, 639, Table 23.3), DAVYDOV et al. (2004, 247, Table 15.3) und WARDLOW et al. (2004, 270, Table 16.2.). Die Regressionsalter liegen meist außerhalb des Unsicherheitsbereiches der CONOP-Extrapolation. CONOP9, siehe Tab. 25. Diskussion siehe Textteil.

Tephrostratigraphie wenden SCHMITZ & DAVYDOV (2012) nicht an. Sie korrelieren Bentonite der Profile Usolka und Dal'ny Tulkas (Steinbruch) auf Basis ihrer interpretierten Alter: 01DES-481 mit 01DES-351, 08USO-7.09 mit 01DES-363 und 01DES-31 mit 01DES-371 (Tab. 23, Pos. 20/24, 18/22 und 16/21). Ist die Korrelation korrekt – von den Autoren primär durch das erste stratigraphische Auftreten der Conodontenart *Streptognathodus subexcelus* abgesichert (Dal'ny Tulkas zwischen Profilmeter 17,4 und 19,7, d. h. unterhalb 01DES-363; Usolka bei Profilmeter 6,5, entspricht der Position von 08USO-7.09) –, wird die jeweilige Maximal-Spanne

durch 6,55 m (Usolka) bzw. 7,75 m (Dal'ny Tulkas) Sedimentgestein repräsentiert. Die identischen Alter für drei Paare von Aschenlagen demonstrieren, so SCHMITZ & DAVYDOV (2012, 552), dass an zwei Lokalitäten für den Abschnitt oberstes Moskovium bis unterstes Kasimovium das gleiche Schichtpaket präsent sei.³⁶¹

Mit den zahlreichen radiometrischen Ankerpunkten kalibrieren SCHMITZ & DAVYDOV (2012) die globale chronostratigraphische Tabelle für die Stufen-Einheiten Kasimovium bis Kungurium neu (Tab. 25), eine erneute Extrapolation für GTS2012 weicht teilweise von diesem Ergebnis ab (vgl. Tab. 25 und Tab. 26). Ein Vergleich von GTS2004 mit GTS2012 zeigt, dass die geologische (radiometrische) Zeit im Wesentlichen „nur“ neu bzw. umverteilt wurde – mit Bezug auf die jeweilige Dauer der Stufen (Tab. 26).

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

SCHMITZ & DAVYDOV (2012) setzen die U-Pb-Zirkonalter nicht in Beziehung zu einer wahrscheinlichen (Real-) Sedimentation. Sie zeigen aber für drei Profile die Beziehung zwischen stratigraphischer Position (Profilmeter) und radiometrischem Alter auf, um abschnittsweise das jeweilige „Datum des Erstauftretens“ (FOD) ausgewählter Conodonten durch lineare Interpolation zu kalibrieren (ihre Fig. 9).

Für zwei Profilabschnitte des Usolka-Profiles werden hier exemplarisch durchschnittliche Netto-Sedimentationsraten ermittelt (Daten aus Tab. 23); für diese Abschnitte liegen Profilbeschreibungen vor (Tab. 27 und Tab. 28):

- Profilmeter 10,65 bis 11,40 (0,75 m); Altersdifferenz: 0,88 Millionen [radiometrische] Jahre (ohne Unsicherheiten); Rate: 0,852 m/1 Million [radiometrische] Jahre.
- Profilmeter 41,25 bis 66,20 (24,95 m); Altersdifferenz: 5,59 Millionen [radiometrische] Jahre (ohne Unsicherheiten); Rate: 4,463 m/1 Million [radiometrische] Jahre.

Mit der zweiten durchschnittlichen Netto-Sedimentationsrate von 4,463 m/1 Million [radiometrische] Jahre ist im Usolka-Profil bei Profilmeter 55,4 die Basis der Sakmarium-Stufe durch lineare Interpolation zu $293,52 \pm 0,17$ Millionen [radiometrische] Jahre kalibriert worden (s. o.).

SCHMITZ & DAVYDOV (2012, 550) zufolge repräsentieren die Profile der Lokalitäten Usolka und Dal'ny Tulkas für das gesamte Intervall von Moskovium- bis Sakmarium-Stufe eine nahezu kontinuierliche Sedimentation. Die Sedimentfolge des „Ural-Subbeckens aus vorwiegend karbonatischen Schichten – siltiger Mikrite mit zwischengeschalteten Aschenlagen, bioklastischen Paketen, turbiditischen Kalksteinsequenzen – und siliciklastischen submarinen Schuttfächerkomplexen“ zeige das Ablagerungsumgebung eines tieferen Schelfbereiches an.³⁶²

³⁶¹ „Identical ages for three pairs of ash beds from the DTQ and Usolka sections (see below) demonstrate that the same upper Moscovian through lower Kasimovian strata are present at the two locales (...)“ (SCHMITZ & DAVYDOV 2012, 552).

³⁶² In einer Diskussion um den Aidaralash-GSSP (Basis Perm; Süddural, N-Kasachstan) wird die marine Sedimentfolge im Grenzbereich unterschiedlich angesprochen bzw. interpretiert (LUCAS 2013a, DAVYDOV 2013, LUCAS 2013b): als eine Folge von Turbiditen oder Tempestiten oder Ablagerungen durch „Gravitationsströme“: „Facies in Aidaralash definitely shallow marine, but no turbiditic beds are exist in the section. Instead, these are tempestites, the nature of which is consistent with bathymetry of the basin“ (DAVYDOV 2013, 14). Und: „Despite what V. Davydov says, no real sedimentological analysis of the Aidaralash section has ever been

Studien mit sedimentologischem oder mikrofaziellem Schwerpunkt liegen nicht vor. Die Profilaufnahmen (Beispiele Tab. 27 und Tab. 28) beschränken sich auf die Lithologie und die Gewinnung von Mikro- und Makrofauna sowie magmatogenen Zirkonen (Bentonite). Dies zeigt sich z. B. auch bei der Neuaufnahme des unteren Teils des Usolka-Profiles 2012-2014, die sich insbesondere auf den Grenzbereich Kasimivium-/Gzhelium-Stufe konzentrierte (SANGA-TULLINA et al. 2015, 2018; Tab. 27).

Das vorherrschende Sedimentationsmodell wird von HENDERSON (2017) beschrieben. Demnach werde eine Hintergrund-Sedimentation, die durch dünnbankige Karbonat-Mudstones mit teils siliciklastischen Komponenten repräsentiert werde, von Turbiditen oder Tempestiten unterbrochen.³⁶³ Und SHEN (2016) schreibt, dass die Abfolge – mit Bezug auf die Sakmarium- und Asselium-Stufe – hauptsächlich von klastischen Turbiditen zusammengesetzt sei.³⁶⁴

Alternative Interpretation des Verfassers. Es kann also zunächst festgestellt werden, dass der Großteil der Sedimentfolge offensichtlich von Ereignislagen aufgebaut wird. Aber auch das feinkörnige karbonatische oder siliciklastische Material (Korngröße Ton und Feinsilt) kann durch Strömungen antransportiert und abgelagert worden sein; hierfür spricht die plattige Absonderung, die mehrfach Erwähnung findet. Dabei könnte es sich auch um distale Endglieder von Turbiditen oder mutmasslichen Tempestiten, also Schüttungen, handeln.

DAVYDOV et al. (2001) zufolge sind die unteren und oberen Kontakte der Bentonite scharf und generell planar; die Bentonithorizonte können klar bestimmt werden.³⁶⁵ Jedes dieser 70+ Aschen-Niederschlagsereignisse repräsentiert eine zufällige Momentaufnahme der Bedingungen in der Wassersäule und am Meeresboden. Die scharfen Kontakte sind ein Indiz für mangelnde Bioturbation und rasche Überdeckung und Konservierung durch das nachfolgende Sedimentationsereignis.

Für alle Sedimentations(einzel)ereignisse kann eine Akkumulationszeit von Minuten oder Stunden angenommen werden. Da keine Indizien für größere Sedimentationsunterbrechungen vorliegen, könnte die Sedimentfolge der Lokalität Usolka in Tagen oder Wochen entstanden sein.

published. Instead, declarative statements and brief descriptions of lithotypes are what has been published (e. g., Davydov et al., 1998). These indicate the facies is basically turbiditic, though V. Davydov now wants to call tempestites what he previously called “gravity flows” in the Aidaralash section” (LUCAS 2013b, 16). – In jedem Fall aber handelt es sich um Ereignislagen, denen eine zeitliche Dimension von Minuten oder Stunden eingeräumt werden kann.

³⁶³ „I think the Usolka section is a good section for the GSSP. It generally has continuous sedimentation in what is probably a slope setting. It is punctuated with turbidites or tempestites that seem to transport some shallow water forms, but the background sedimentation of thin-bedded carbonate mudstones with some siliciclastic component dominates the section” (HENDERSON 2017, 5).

³⁶⁴ „There is very little discussion on the sedimentary characters on the Sakmarian and Asselian at the Usolka section. The sequence is mainly composed of clastic turbiditic deposits” (SHEN 2016, 2).“

³⁶⁵ „Volcanic ash horizons are widely distributed in the southern Ural foreland, and are present in many of the classic late Paleozoic sections of the region. Most ash layers are easily recognized in the field because of their striking colors, including yellow-brown, red-brown and various shades of green. Their thickness varies from 1 to 20 cm. Both lower and upper contacts of volcanic ash layers are sharp, generally planar, and can be clearly determined” (DAVYDOV et al. 2001, 15).

| Usolka-Profil, unterer Abschnitt, Neuaufnahme 2012-2014; nach Sungatullina et al. (2015, 2016, 2018) | | | | Implizite Korrelation; zu Schmitz & Davydov (2012) | | | |
|---|---|---------------|----------------------------------|---|---------|----------------------------------|------------------------------------|
| Schicht | Lithologie | Dicke [cm] | Position über Basis [m] | U-Pb-Alter [Millionen Isotopen- jahre] | Schicht | Position über Basis [m] | Bemerkung |
| Sungatullina et al. (2018, Fig. 5) | | | | | | | |
| 54 neu | Kalkstein | ca. 23 | 11,22 | | | | |
| 53 neu | Bentonit; <i>St. simulator</i> | ca. 5 | 10,99 | 303,54 ± 0,18 | 8 | 11,40 | 97USO-2.7; <i>St. simulator</i> |
| 52 neu | Kalkstein; <i>St. simulator</i> | ca. 25 | 10,74 | | | | |
| 41-51 | wie unten | | | | | | |
| Sungatullina et al. (2015, 2016) | | | | | | | |
| | | | 12,06 | | | | |
| 53 | Tonstein, grau, mit mikritischen Kalksteinlagen | 85 | 11,21 | 303,54 ± 0,18 | 8 | 11,40 | 97USO-2.7; <i>St. simulator</i> |
| 52 | Kalkstein, grau, etwas siltig, mikritisch, mit Bioklasten-Trümmer | 47 | 10,74 | | 8 | | |
| 51 | Kalkstein, grau, dolomitisiert; <i>St. Simulator</i> | 16 | 10,58 | | 8 | | |
| ---- | Grenze Kasmimovium-/ Gzhelium-Stufe (vorläufig) | | | | 8 | | |
| 50 | Tonstein, bräunlichgrau, mit kleinen phosphatischen Konkretionen | 16 | 10,42 | | 8 | | |
| 49 | Bentonit, dunkelgrau | 5 | 10,37 | | 8 | | ? |
| 48 | Tonstein, braungrau, mit kleinen phosphatischen Konkretionen | 19 | 10,18 | | 8 | | |
| 47 | Kalkstein, grau, silifiziert, dolomitisiert | 42 | 9,76 | | 8 | 10,85 | Basis: Kalkstein, ca. 40 cm |
| 46 | Tonstein, grau, mit kleinen phosphatischen Konkretionen | 16 | 9,6 | | 7? | | |
| 45 | Bentonit, organgegelb | 1 | 9,59 | 304,42 ± 0,07 | 7 | 10,65 | 01DES-43 |
| 44 | Tonstein, grau, mit zahlreichen kleinen phosphat. Konkretionen | 4 | 9,55 | | 7 | | ? 43-45 zusammengefasst |
| 43 | Bentonit, organgegelb | 2 | 9,53 | | 7 | | |
| 42 | Tonstein, grau, mit kleinen phosphatischen Konkretionen | 6 | 9,47 | | 7 | | |
| 41 | Kalkstein, grau, gebankt, mikritisch, dolomitisiert | 51 | 8,96 | | 7 | | |
| (...) | | | | | | | |
| 37/36 | Bentonite | 3/4 | 7,02 | | 6? | 7,8? | ? 01DES-31 |

Tab. 27 Usolka-Profil I (Südural, Russland), Ausschnitt.

Beschreibung nach SUNGATULLINA et al. (2015, 2016, 2018). Bentonithorizonte nach SCHMITZ & DAVYDOV (2012), vgl. Tab. 23; „Position über Basis“ bezieht sich auf die jeweilige Untergrenze; *St.*, Conodontengattung *Streptognathodus*. – Eine detaillierte Schicht-für-Schicht-Synopse zwischen der Aufnahme von DAVYDOV et al. (2001, aus dem Jahre 2001; siehe z. B. DAVYDOV & SCHMITZ 2012, ihre Fig. 5) und SUNGATULLINA et al. (2016, Co-Autor ist DAVYDOV) fehlt. Die grobe graphische Gegenüberstellung der Profile durch SUNGATULLINA et al. (2015, Fig 6.2) ist unzureichend; Korrelationen sind nicht erkennbar oder unklar. In ihrer Fig. 1 ordnen SUNGATULLINA et al. (2016, 54) dem Ausschnitt der Schichtenfolge von Schicht 39 bis Schicht 53 zwei U-Pb-Zirkonalter zu: Schicht 45 (Bentonit) das U-Pb-Zirkonalter von 304,42 ± 0,07 Millionen [radiometrischen] Jahren und – etwa 1,5 m darüber – dem Basalteil der Schicht 53 (Tonstein mit mikritischen Kalksteinlagen, kein Bentonit) das U-Pb-Zirkonalter von 303,54 ± 0,18 Millionen [radiometrischen] Jahren (Tab. 23, Pos. 13 und Pos. 11). Nach dem Profil von SCHMITZ & DAVYDOV (2012, ihre Table 1) liegen die zwei Bentonithorizonte 75 cm auseinander (jeweils Basis). In SUNGATULLINA et al. (2018, Fig. 5; siehe auch UENO 2017, Fig. 2) schließlich wird Schicht 52 (alt) neu differenziert; nunmehr ist die Zuweisung des U-Pb-Zirkonalter von 303,54 ± 0,18 Millionen [radiometrischen] Jahren zu Schicht 53 (neu), einem Bentonit, nachvollziehbar; dennoch ist der Abstand der beiden Bentonite zueinander noch etwa 1,4 m (s. o.). Unklar ist auch, ob es sich um dasselbe Profil handelt oder um zwei nahe beieinanderliegende Profile.

| Usolka-Profil (Ausschnitt) | | | | Bentonithorizonte | |
|----------------------------|---|-----------|-------------------------|------------------------------|-------------------------|
| Schicht | Lithologie | Dicke [m] | Position über Basis [m] | U-Pb-Alter [Millionen Jahre] | Position über Basis [m] |
| 29 | | | 68,2 | | |
| 28 | Tonstein. | ca. 5,9 | | 291,10 ± 0,12 | 66,2 |
| 27 | Mergel, bräunlichgrau mit plattiger Absonderung bei Dicken von 3-5 cm. Die oberen 4 m enthalten drei Einschaltungen von bioklastischen Kalksteinen (bis 15 cm dick); fossiler Detritus aus kleinen Foraminiferen, Bryozoen, Crinoiden etc. Über die gesamte Schicht verteilt Einschaltungen von dünnen (5-10 cm), sehr feinkörnigen Kalksteinen. | 10 | 58,05 | | |
| 26 | Wechselfolge aus Kalksteinen, Mergel und Argilliten. Kalkstein, bräunlich- bis dunkelgrau, sehr feinkörnig, 2-5 cm, selten bis 10 cm dick, mitunter komplett silifiziert. Argillite und Mergel, dünnplattig oder "spaltbar", Dicke 15-20 cm (Basis), nach oben hin abnehmend (5-7 cm). - Probe 26/3 (55,4 m) mit <i>M. monstra</i> . | 4,4 | 53,65 | | |
| 25 | Hauptsächlich dunkelgrauer, "spaltbarer" oder dünnplattiger Argillit (Schiefer-ton) oder Mergel mit zwischengeschalteten Lagen bräunlichergrauen Tonsteins (1-3 cm dick), der häufig silifiziert ist und charakteristische Muschelbruchstücke enthält. Einschaltung von drei grauen bioklastenreichen Kalksteinen (15, 20 und 12 cm dick). Probe 25/3 (51,6 m) mit <i>M. uralensis</i> (FAD). | 3,8 | 49,85 | | |
| 24 | Brekzie, 0-20 cm dick, mit kantigen und schlecht gerundeten Fragmenten von Kalkstein (1-2 cm, Fossilien-fühend); rascher Übergang zu hellgrauem, fein-detritischem, dickplattigen Kalkstein. | 0,45 | 49,4 | | |
| 23 | Wechselfolge von dunkelgrauem Mergel mit hellgrauen, sehr feinkörnigem Kalkstein. Mergel mit gras-grünen Flecken. In mittleren Teil Schiefer-ton-Lagen. - Probe vom brekziösen Mergel im Mittelteil (48,8 m). | 1,2 | 48,2 | | |
| 22 | Brekzie, 5-7 cm dick, mit kantigen Fragmenten von grünem Mergel und Kalkstein (1 cm) sowie organischer Überreste u. a. von Crinoiden und Brachiopoden; gradueller Übergang zu (detritischen) Bioklasten-Kalkstein (20 cm dick). Obere Teil der Schicht besteht aus einem bräunlich-hellgrauen, sehr feinkörnigen Kalkstein mit plattiger Absonderung. | 0,9 | 47,3 | | |
| 21 | Wechselfolge von Karbonat- mit tonreichen Gesteinen: Kalksteine, grünlich- bis dunkelgrau, 4-25 cm dick, feinkörnig bis sehr feinkörnig (aphanitisch). Tonsteine, 4-5 cm dick, häufig fragmentarische Struktur, getrennt von dunkelgrauen, plattigen ("spaltbaren") Schiefer-ton oder Mergel (2,5 - 20 cm dick). In Schiefer-ton-Horizonten mit unter ovale Mergel-Konkretionen und Kieselschiefer-Lagen. Zahlreiche fossile Überreste. | 3 | 44,3 | | |
| 20 | Kalkstein. | ca. 0,8 | ca. 43,5 | | |
| 19 | Tonstein; mit eingeschaltetem Kalkstein (ca. 30 cm). | ca. 1,7 | ca. 41,8 | | |
| 18 | Tonstein, z. T. mergelig; mit zwei eingeschalteten Kalksteinen (Basis und Mitte). | ca. 2,1 | ca. 39,7 | 296,69 ± 0,12 | 41,25 |

Tab. 28 Usolka-Profil II (Südural, Russland), Ausschnitt.

Beschreibung nach CHERNYKH et al. (2016), Schichten 21 bis 27, und SCHMITZ & DAVYDOV (2012, Fig. 5), Schichten 18 bis 20 und 28. Bentonithorizonte nach SCHMITZ & DAVYDOV (2012), vgl. Tab. 23; „Position über Basis“ bezieht sich auf die jeweilige Untergrenze.

Fazit

SCHMITZ & DAVYDOV (2012) liefern für eine umfangreiche Serie von Bentonithorizonten im Südural stratigraphisch konsistente ID-TIMS-U-Pb-Zirkonalter, die sie u. a. dazu verwenden, die chronostratigraphischen Einheiten von der Kasimovium-Stufe bis zur Artinskium-Stufe (Basis) zeitlich zu kalibrieren. Mit ihren Ergebnissen verteilen sie die geologische (radiometrische) Zeit bezogen auf die jeweilige Dauer der Stufen im Wesentlichen „nur“ neu bzw. um.

SCHMITZ & DAVYDOV (2012) setzen die U-Pb-Zirkonalter nicht in Beziehung zu einer wahrscheinlichen (Real-) Sedimentation. Das vorherrschende Sedimentationsmodell einer kontinuierlichen, langsamen Hintergrund-Sedimentation mit episodischen Unterbrechungen durch Sedimentationsereignisse (Turbidite, Tempestite etc.) ist fiktiv; vielmehr ist ein Sedimentationscharakter zu vermuten, der fast ausschließlich von Sedimentationsereignissen geprägt ist – ohne größere Sedimentationsunterbrechungen. Die ausgewiesene Dauer von mehreren Millionen Jahren (implizit Isotopenalter = Realalter) für die Bildung der Sedimentfolge des Usolka-Profiles steht so in einem krassen Gegensatz zu einer Zeitindikation auf Basis geologisch-sedimentologischer Kriterien.

Tephrostratigraphie wird nicht angewendet; insofern ist nicht bekannt, ob Korrelationen von Bentonithorizonten auf Basis ihrer ausgewiesenen radiometrischen Alter korrekt sind.

6.10 Tuffe der Dwyka-Gruppe (südliches Afrika), Karoo-Becken, Permokarbon

Übersicht

Die Karoo-Becken nehmen den größten Teil des zentralen und südlichen Afrika ein. Die Karoo-Supergruppe umfasst eine Folge lithostratigraphischer Einheiten, die im Karoo-Hauptbecken (Südafrika) mit der Dwyka-Gruppe (Oberkarbon) beginnt und mit der Drakensberg-Gruppe (Mitteljura) abschließt (CATUNEANU et al. 2005). Eine Einschaltung vulkanischer Aschenlagen in die Sedimentfolge der Dwyka-Gruppe, teilweise auch in basale Teile der unmittelbar folgenden Ecca-Gruppe, ist aus mehreren Karoo-Becken bekannt. Die Sedimentgesteine der Dwyka-Gruppe, u. a. Diamiktite, werden als glazigene Bildungen interpretiert. Im Aranos-Becken (Südnamibia), einem Karoo-„Neben“becken, hat die Sedimentfolge der Dwyka-Gruppe eine Gesamtmächtigkeit von einigen 10 bis über 400 Meter; nach Südwesten keilt sie total aus.³⁶⁶

Titel (Hauptbezug)

BANGERT (2000): Tephrostratigraphy, petrography, geochemistry, age and fossil record of the Ganigobis Shale Member and associated glaciomarine deposits of the Dwyka Group, Late Carboniferous, southern Africa. [*Tephrostratigraphie, Petrographie, Geochemie, Alter und Fossilüberlieferung des Ganigobis Shale Member und assoziierter glaziomariner Ablagerungen der Dwyka-Gruppe, Oberkarbon, südliches Afrika*].

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

BANGERT (2000, 25) zufolge sind alle Tuffhorizonte³⁶⁷ Airfall-Aschen; sie liegen heute als Bentonite vor.

³⁶⁶ Siehe z. B. STOLLHOFEN et al. (2000, 132).

³⁶⁷ BANGERT (2000) bezeichnet die (umgewandelten) vulkanischen Aschenlagen durchgängig als Tuffe bzw. Tuffschichten (tuff beds), untergeordnet als Aschentuffe, bentonitische Aschentuffe oder bentonitische Tuffe.

- (A) Bei Ganigobis (W-Rand des Aranos-Beckens³⁶⁸, ca. 130 km S Mariental, S-Namibia): Ganigobis Shale Member (ca. 40 m, mittlere Teil der Dwyka-Gruppe) mit 21 Tuffhorizonten, 0,1–2,5 cm dick, zusammengefasst in 8 Gruppen. Die Tuffhorizonte zeigen scharfe untere und mitunter unscharfe, wellige obere Grenzen.
- (B) Bei Zwartbas (S-Rand des Karasburg-Beckens, Südafrika): Sedimentfolge (ca. 145 m, vollständige (?) Dwyka-Gruppe; in Teilen Äquivalent (?) zu Ganigobis Shale Member) mit 65 Tuffhorizonten (in den unteren 95 m), 0,1–3,5 cm dick, zusammengefasst in 38 Gruppen.
- (C) N Klaarstroom (S-Rand des Karoo-Hauptbeckens, Südafrika): Top Dwyka-Gruppe/Basis Ecca-Gruppe (Prince Albert Formation) mit 27 Tuffhorizonten in einer Abfolge von 34 m, zusammengefasst in 8 Gruppen.

Das Ganigobis Shale Member (bei Ganigobis) wird hauptsächlich aus Tonsteinen³⁶⁹ aufgebaut. Die Mehrzahl der Faunenelemente weisen auf ein marines Ablagerungsumgebung hin (BANGERT 2000, BANGERT et al. 2000, 274).³⁷⁰

Methodik

Beprobung. Selektiv, bei Tuff-Serien häufig (nur) unten/oben; teilweise Probenmengen zu gering, da die „datierbaren“ Zirkone nicht ausreichend waren (nachträgliche Feststellung).³⁷¹

Zirkonauswahl/Präparation. Sorgfältige Selektion von (juvenilen) Einzelkristallen, häufig mit Zonarbau. Kathodolumineszenz-Mikroskopie (REM).

Verfahren/Analyse. Nach WILLIAMS & CLAESON (1987) sowie COMPSTON et al. (1992); SHRIMP II; Zirkon-Standards AS3 und SL13.

Ausschlüsse. Zirkone mit hohen, nicht-radiogenen Pb-Gehalten (common Pb), ungewöhnlich hohen U- und Th-Gehalten sowie Ausreißer.

Labor. PRISE Laboratories (Precise Radiogenic Isotope Services), Research School of Earth Sciences, Australian National University (ANU), Canberra, Australien.

Altersinterpretation (geologisch)

Eruptionereignis: das magmatische Ereignis, welches die Auswurfprodukte (Tuffe) erzeugte.

³⁶⁸ STOLLHOFEN et al. (2008, 84) bevorzugen die Verwendung des (beschreibenden) Begriffs „Ausbissbereich“ (outcrop area) anstelle Becken (basin), da die gegenwärtigen Ausbiss-Umriss nicht notwendigerweise die ursprüngliche Beckengeometrie wiedergeben und eine strukturelle Trennung nicht offensichtlich ist (Fazies etc.). Dies beziehen sie auf die Sedimentationsbereiche von Mariental-Keetmanshoop (Teil des Aranos-Beckens mit der Lokalität Ganigobis) sowie Noordoewer und Karasburg (Karasburg-Becken).

³⁶⁹ Für „shale“ wird in diesem Abschnitt der Begriff „Tonstein“ anstelle „Schiefer“ verwendet.

³⁷⁰ Folgende Makro-Fossilien werden angeführt: Palaeoniskoide Fische (disartikuliert), Coprolithen, „mikrobielle Kalksteine“, Gastropoden, Bivalven, Conularen, Schwammnadeln, Crinoidenstielelemente, lithifiziertes Holz (Stammfragmente), Pflanzenreste und Spuren. Vereinzelt wird Bioturbation erwähnt.

³⁷¹ „Aranos Basin (Namibia): In order to obtain the duration of the Ganigobis Shale Member (DS II, Dwyka Group), samples of the lowermost and uppermost tuff beds were selected for radiometric dating. Unfortunately, it turned out that only few of the analysed tuff beds contained enough dateable zircons“ (BANGERT 2000, 182). – BANGERT benennt weder diese Tuffhorizonte noch erklärt er, was mit „datierbar“ gemeint ist.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Nicht bekannt; Vermutungen: Ein magmatischer Bogen SW des Karoo-Hauptbeckens (heutiges Patagonien, Südamerika)³⁷² oder lokal, N/NW des Aranos-Beckens.

| Pos. | Tuffprobe | Dicke [cm] | Lithostratigraphie: Gruppe | Profilmeter [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne (Millionen Isotopenjahre) | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel | \pm 2 (?) σ |
|--|-------------------|------------|----------------------------|-----------------|--|-------------------------------|---|----------------------|
| | | | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| Westkap-Provinz (ZA), 13 km S Laingsburg (Karoo-Hauptbecken) | | | | | | | | |
| 1a | Laingsburg | | Ecce | | 456-476 | 7 von 8 | 464 | 5 |
| 1b | Laingsburg | | Ecce | | 278-315 | 8 von 11 | 289,6 | 3,4 |
| Westkap-Provinz (ZA), 30 km N Klaarstrom (Karoo-Hauptbecken) | | | | | | | | |
| 2 | VI-b | 8 | Ecce | 640 | 275-296 | 12 von 15 | 288,0 | 3,0 |
| 3 | Shale-Unit | 8-9 | Dwyka | 405 | 292-306 | 18 von 19 | 297,1 | 1,8 |
| Sedimentfolge bei Zwartbas (Karaburg-Becken, NA) | | | | | | | | |
| 4 | XXXIV | 1 | Dwyka | 80 | 239, 297, 303 | 1 von 2; (2 Analysen) | 300,3 | 6,3 |
| 5 | III-b | 4 | Dwyka | 16 | 295-308 | 16 von 19 | 302,3 | 2,1 |
| Ganigobis Shale Member, bei Ganigobis (Aranos-Becken, NA) | | | | | | | | |
| 6 | #23, (?) (Top) | | Dwyka | | Nicht ausreichend datierbare Zirkone | | | |
| 7 | #23, II-b (Basis) | 1-3 | Dwyka | | 283-311 | 14 von 17 | 302,0 | 3,0 |
| 8 | #45, (?) (Top) | | Dwyka | | Nicht ausreichend datierbare Zirkone | | | |
| 9 | #45, II-b (Basis) | 1-2,5 | Dwyka | | 258-303 | 12 von 15 | 299,5 | 3,1 |
| KwaZulu-Natal (ZA), 2 km O Nondweni | | | | | | | | |
| 10 | Nondweni | 1,5/6,0 | Dwyka | | 2023, 2063 | 2 | 2054 | 31 |

Tab. 29 Permokarbonische Tuffhorizonte (Namibia und Südafrika), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt aus BANGERT (2000).³⁷³ Lokalität Nondweni: Die analysierten Zirkone werden als detritische (Fremd-) Komponenten des Tuffhorizontes interpretiert, mit proterozoischem Alter (hier ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Alter).

Ergebnisse und Schlussfolgerungen des Autors

BANGERT (2000) liefert erstmals radiometrische Altersbestimmungen an magmatogenen Zirkonen der Dwyka-Gruppe.³⁷⁴ Mit diesen Altersdaten ermittelt er die Dauer des Ganigobis Shale Member (indirekt) zu etwas mehr als 1 Million [radiometrische] Jahre sowie das Grenzalter Dwyka-/Ecce-Gruppe (Westkap-Provinz) zu ungefähr 290 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Des Weiteren korrigiert er die Schätzung des Beginns der Ablagerung der Dwyka-Gruppe in Südnamibia von spätestens 302 (BANGERT et al. 1999) auf 306 Millionen [radiome-

³⁷² Nach dem plattentektonischen Konzept.

³⁷³ Zur Distanz der Lokalitäten: Zwartbas, ca. 300 km S Ganigobis; Klaarstrom, ca. 1000 km SSO Ganigobis; Laingsburg ca. 50 km W Klaarstrom; Nondweni, ca. 1200 km O Ganigobis. Ecce-Gruppe: Proben aus dem basalen Bereich der Prince-Albert-Formation.

³⁷⁴ Die damit verbundenen Ziele im Einzelnen (BANGERT 2000, 181): „In this study however, radiometrically determined ages of the Dwyka Group of southern Africa are specified for the first time. U/Pb ages of zircons from tuff beds of the Dwyka Group in southern Namibia and South Africa as well as of the basal Ecce Group in South Africa were determined (1) to identify the crystallisation age of the zircons and approximately the age of the eruption of the volcanic ash, (2) to correlate deposits of the Dwyka Group between single basins or parts of basins and (3) to estimate the duration of the Dwyka Group respectively the duration of the single deglaciation sequences of the Dwyka Group in southern Africa.“

trische] Jahre vor heute.³⁷⁵ Die [mutmaßlichen] „Entgletscherungssequenzen II bis IV“ (s. u.) hätten im Durchschnitt 5 bzw. 5–7 Millionen [radiometrische] Jahre angedauert (BANGERT 2000, 5 u. 194).

Diskussion

BANGERT (2000) weist für fünf, teilweise weit voneinander liegende Lokalitäten insgesamt neun radiometrische Alter aus, die von Zirkonen aus Tuffhorizonten der Dwyka- und Eccca-Gruppe stammen (Tab. 29). Bei zwei Probensets (Pos. 2 und 3 sowie 4 und 5, Tab. 29) verhalten sich die gewichteten Durchschnittsalter der ausgewählten Zirkonpopulationen stratigraphisch synchron.

Für den Tuffhorizont II-b (Proben der Aufschlüsse #23 und #45; Pos. 7 und 9, Tab. 29) zeigen die zwei ermittelten Isotopenalter von $299,5 \pm 3,1$ und $302,0 \pm 3,0$ Millionen [radiometrischen] Jahren hinsichtlich ihrer gewichteten Mittel eine gewisse Variabilität; im Rahmen ihrer Unsicherheit sind die Isotopenalter aber nicht unterscheidbar. Eine korrekte Korrelation des Tuffhorizontes II-b (Abstand der Probenpunkte etwa 8 km) scheint aufgrund der Gleichförmigkeit der Sedimente und der Einschaltungsfolge der Tuffhorizonte wahrscheinlich. Eine ähnlich überlappende Bandbreite weisen auch die zwei Proben bei Zwartbas auf (XXXIV und III-b), allerdings in der Vertikalen; ihr Abstand in der quasi-kontinuierlichen Sedimentfolge beträgt etwa 64 m. Die Isotopenalter von $300,3 \pm 6,3$ ³⁷⁶ und $302,3 \pm 2,1$ Millionen [radiometrischen] Jahren sind ebenfalls nicht unterscheidbar (Pos. 4 und 5, Tab. 29).³⁷⁷ Zusätzlich ist anzumerken, dass das interpretierte Alter der Tuffprobe XXXIV lediglich auf zwei Analysen eines einzelnen Zirkonkorns beruht: $302,87 \pm 4,31$ und $297,28 \pm 4,74$ Millionen [radiometrische] Jahre. BANGERT (2000, 193) berechnet dennoch aufgrund ihrer gewichteten Mittel eine Sedimentationsrate von etwa 38 Meter pro Million [radiometrische] Jahre, überträgt diese Sedimentationsrate auf das Ganigobis Shale Member (bei Ganigobis) und ermittelt dadurch die [radiometrische] Dauer des Member zu etwas mehr als 1 Million [radiometrische] Jahre. Die Vorgehensweise ist allerdings mehr als fraglich, und BANGERT (2000) ist sich der geringen radiometrisch-zeitlichen Auflösung durchaus bewusst.³⁷⁸ Des Weiteren ist die Positionierung des Ganigobis Shale Member (bei Ganigobis) in die Tuff-führende, etwa 300 km entfernte Zwartbas-Abfolge

³⁷⁵ ISBELL et al. (2008, 77 u. 80) rekalkulieren auf Grundlage der ausgewiesenen U-Pb-Alter von BANGERT et al. (1999) und weiterer Annahmen die Basis der Dwyka-Gruppe zu 312,4 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute, mit einer Spanne von 307,8 bis zu 317 Millionen [radiometrischen] Jahren. Dennoch, so die Autoren, könne die [mutmaßliche] Vereisung früher begonnen haben.

³⁷⁶ BANGERT (2000) weist in seiner Fig. 142 ein leicht abweichendes Isotopenalter aus: $300,6 \pm 6,3$ Millionen [radiometrische] Jahre. Mit diesem Isotopenalter ermittelt er auch die Sedimentationsrate von etwa 38 Meter pro Million [radiometrische] Jahre.

³⁷⁷ GEIGER (2000) macht in seiner Arbeit zu Probe XXXIV inkonsistente Angaben: Neben $300,3 \pm 6,3$ auch $307,1 \pm 6,2$ (Table 2) Millionen [radiometrische] Jahre. Desgleichen zu Probe III-b (Table 2): $302,7 \pm 2,2$ Millionen [radiometrische] Jahre.

³⁷⁸ „As reliable SHRIMP-based ages of groups of individual zircons of Carboniferous time have analytical errors of more than 1 Ma, more dating of zircons from the tuff beds of the Ganigobis Shale Member would not have granted an exact time span. This is also shown by the analysis of zircons of the same tuff bed IIb originating from two different outcrops of the Ganigobis Shale Member leading to ages of 302.0 ± 3.0 Ma and 299.5 ± 3.1 Ma (...)“ (BANGERT 2000, 193).

nicht sicher. BANGERT (2000, 82) korreliert die Sedimentfolgen schließlich aufgrund ihrer Gesamtlithologie, den Fossilfunden und ihrer Einschaltungsfolge sowie dreier TOC-Peaks³⁷⁹; eine tephrostratigraphische Korrelation auf Basis der Einschaltungsfolge und Dicken der Tuffhorizonte war nicht gegeben.³⁸⁰ Dass der Tuff-führende Hauptabschnitt der Sedimentfolge von Zwartbas eine zeitgleiche Bildung des Ganigobis Shale Member sei, werde, so BANGERT, an anderer Stelle durch das „Rahmenwerk der Entgletscherungssequenzen“ bestätigt.³⁸¹

| Pos. | Tuff-probe | Dicke [cm] | Litho-stratigraphie: Gruppe | Population | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne (Millionen Isotopenjahre) | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 (?) σ |
|---|------------|------------|-----------------------------|--------------|--|-------------------------------|---|-----------|
| Owl Gorge Member, bei Zwartbas (Karasburg-Becken, NA) | | | | | | | | |
| 1 | OG-9 | 1 | Ecca | gesamt | 283-485 | 18 (gesamt) | | |
| 1a | OG-9 | | Ecca | Pop-1 | bimodal | 14 von 17 | 290,9 | 1,7 |
| 1b | OG-9 | | Ecca | Pop-2 | | | 298,7 | 2,0 |
| 1c | OG-9 | | Ecca | Pop-3 | 485 | 1 | 484,5 | 5,9 |
| 1d | OG-9 | | Ecca | "Ausschluss" | | 3 | | |

Tab. 30 Permokarbonischer Tuffhorizont (Owl Gorge, Namibia), U-Pb-Zirkonalter. Zusammengefasst aus WERNER (2006).

Eine spätere U-Pb-Altersbestimmung am Top der Zwartbas-Folge (WERNER 2006; etwa Profilmeter 138)³⁸² scheint eine größere Differenz von etwa 6–10 Millionen [radiometrischen] Jahren zwischen unteren Teilen der Dwyka-Gruppe und basalen Teilen der hangenden Ecca-Gruppe zu bestätigen (Pos. 1b, 2 und 3, Tab. 29). WERNER (S. 356) weist allerdings für diese Probe drei Populationen aus (Tab. 30): $290,9 \pm 1,7$ und $298,7 \pm 2,0$ sowie $484,5 \pm 5,9$ Millionen [radiometrische] Jahre. Er interpretiert die heterogene Zusammensetzung im Kontext der bereits durchgeführten Analysen (insbesondere Pos. 5 sowie Pos. 1b und 2, Tab. 29). Demzufolge wird dem Owl-Gorge-Tuff das jüngste U-Pb-Alter ($290,9 \pm 1,7$ Millionen [radiometrische]

³⁷⁹ Konkret platziert BANGERT (2000, 82) das mehr als 40 m dicke Ganigobis Shale Member (interpretiert als oberer Teil der „Entgletscherungssequenz II“) zwischen die Tuffhorizonte VI (etwa Profilmeter 30) und XXX (etwa Profilmeter 70) der Zwartbas-Abfolge. GEIGER (2000) dagegen interpretiert diesen Abschnitt vorwiegend als „Entgletscherungssequenz III“; siehe aber WERNER (2006) und Fußnote 382. – BANGERT et al. (2000, 267) weisen dann 65 (und nicht mehr 40) Profilmeter der Zwartbas-Abfolge als Äquivalent des Ganigobis Shale Member aus.

³⁸⁰ „The correlation on the basis of tuff beds revealed as not possible. Equidistant plotting of the tuff beds of both localities unfortunately showed no convincing similarities (...)“ (BANGERT 2000, 79).

³⁸¹ „This confirms the correlation between the two outcrop areas which is based on the framework of deglaciation sequences“ (BANGERT et al. 2000, 268-269).

³⁸² WERNER (2006) reinterpretiert die Zwartbas-Sedimentfolge hinsichtlich der Zuweisung von [mutmaßlichen] Entgletscherungssequenzen (deglaciation sequences, DS). Während GEIGER (2000, 17, Fig. 8; Kompositprofil) in 0–1 m (DS I), 1–39 m (DS II), 39–99 m (DS III) und 99–145 m (DS IV) unterteilt, gliedert WERNER (2006, 171, Fig. 3.7) in 0–1 m (DS I), 1–64 m (DS II), 64–107 m (DS III) und 107–135 m (DS IV) und zieht damit die Grenze Dwyka-/Ecca-Gruppe nach unten. Demzufolge bildet der Tuff-führende „White Horizon“ bereits den basalen Teil der Ecca-Gruppe, nunmehr informell als Owl Gorge Member bezeichnet (Prince Albert Formation). Die Lokalität Owl Gorge liegt etwa 2 km N des Orange River, wo sich die Hauptlokalitäten der Zwartbas-Tuffhorizonte befinden. Bemerkenswert ist, dass GEIGER die Tuffhorizonte im „White Horizon“ nicht aufgefallen sind. – In BANGERT et al. (2000, 266), Co-Autor ist GEIGER, wird für den DS-II-Abschnitt der Zwartbas-Abfolge eine Mächtigkeit von nahezu 100 m angegeben.

Jahre) zugewiesen. Die Zirkonminerale der geringfügig älteren Population ($298,7 \pm 2,0$ Millionen [radiometrische] Jahre) sollen von pyroklastischem Material herrühren, welches im Quellgebiet der jüngeren Eruption (Pos. 1a, Tab. 30) einbezogen³⁸³ wurde. Desgleichen wird für eine ordovizische Komponente ($484,5 \pm 5,9$ Millionen [radiometrische] Jahre) vorgeschlagen, mit Bezug auf die Laingsburg-Analyse (Pos. 1a, Tab. 29). Drei Körner werden ausgeschlossen; ihre U-Pb-Alter seien eindeutig zu jung: von 278,4 bis 283,1 Millionen [radiometrische] Jahre (ohne Unsicherheit). In diesen Fällen läge ein Pb-Verlust vor. – Mit dieser Vielfalt an Interpretationsmöglichkeiten lässt sich das neue U-Pb-Alter „problemlos“ einpassen.

Die Sedimentfolgen der Dwyka- und Ecca-Gruppe werden dem Permokarbon zugerechnet; in ihrem Übergangsbereich wurde zuvor die Karbon/Perm-Grenze vermutet. BANGERT (2000) ermittelt das numerische Grenzalter (Dwyka-/Ecca-Gruppe) durch Extrapolation der Isotopendatierten Tuffhorizonte im basalen Teil der Prince-Albert-Formation (Pos. 1b und 2, Tab. 29) zu ungefähr 290 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Die Einordnung in die (globale) geologische Zeitskala erfolgt rein numerisch; die chronostratigraphische Zuordnung der Dwyka-Gruppe variiert in Abhängigkeit von dem jeweils publizierten Karbon/Perm-Isotopengrenzalter. So fällt die Dwyka/Ecca-Grenze etwa mit der Karbon/Perm-Grenze (nach HARLAND et al. 1990) oder der unterpermischen Asselium/Sakmarium-Grenze (nach MENNING 1995) zusammen (BANGERT et al. 1999). Später rekalißrieren MENNING et al. (1997) die Karbon/Perm-Grenze von 290 auf 296 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Wird die GTS2012 zugrunde gelegt, fällt die Dwyka/Ecca-Gruppengrenze nunmehr in etwa mit der Stufengrenze Sakmarium/Artinskium zusammen. Demnach wird ein Teil der Sedimentfolge der Dwyka-Gruppe nunmehr dem Unterperm (Cisuralium-Serie) zugerechnet (vgl. SCHMITZ & DAVYDOV 2012, 573).

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

Bereits in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ist das Dwyka-„Konglomerat“ als Moränenablagerung gedeutet worden³⁸⁴; heute gilt die Dwyka-Vereisung (umfassend: Gondwana-, jungpaläozoische oder permokarbonische Vereisung)³⁸⁵ quasi als Tatsache.³⁸⁶ Die

³⁸³ Gemeint ist wohl „durchschlagen und mitgerissen“; WERNER (2006, 357): „The slightly older zircons with an age of 298.7 ± 2.0 Ma within the Owl Gorge Tuff most probably represent a ‘young-xenocrystic’ component, which was incorporated from a slightly older pyroclastic deposit during the slightly younger eruption event into the volcanic ash.”

³⁸⁴ Siehe SUTHERLAND (1868); er leitet ein (S. 304): „ (...) der Eifer, der von allen Seiten dem merkwürdigen Problem der jungpaläozoischen Vereisung entgegengebracht wird. Keine andere theoretische Frage hat so lebhaft Diskussionen hervorgerufen und keine übt auf den europäischen Reisenden einen so faszinierenden Reiz aus wie diese. (...) Die jüngsten Schichtgesteine gehören dem älteren Mesozoicum und jüngsten Paläozoicum an und stellen ein mächtiges und weit verbreitetes System von kontinentalen Bildungen dar, welche man als die Karru-Formation zusammenzufassen pflegt. Diese ruht sehr verschiedenen Gesteinen auf, im allgemeinen älteren im Norden, jüngeren im Süden, fast immer aber tritt an ihrer Basis ein sehr eigentümliches Konglomerat auf, für welches sich der Name ‚Dwyka-Konglomerat‘ eingebürgert hat. Der glaciale Ursprung dieses Dwyka-Konglomerates ist es, der den Gegenstand der nachfolgenden Zeilen bilden soll.“ Des Weiteren z. B. auch in PHILIPPI (1904) diskutiert.

³⁸⁵ International hauptsächlich als „late Paleozoic ice age“ (LPIA) bezeichnet, z. B. in SCHMITZ & DAVYDOV (2012).

³⁸⁶ Beispielsweise die Pressemitteilung der Universität Würzburg vom 4. März 1998: „Das südliche Afrika lag vor etwa 290 bis 300 Millionen Jahren in der Nähe des Pols und war deshalb weitgehend vereist – das ist heute durch die weitverbreiteten glazigenen Sedimente der Dwyka-Gruppe innerhalb des Grossen Karoobeckens

Hauptargumente einer mutmaßlichen Dwyka-Vereisung beziehen sich im Wesentlichen auf drei Phänomene: 1) Lokal auftretende geschrammte (geritzte) Felsoberflächen, unmittelbar der Untergrund des Dwyka-„Konglomerats“ (bzw. der Dwyka-Diamiktite) – interpretiert als Gletscherschrammung; 2) Diamiktite – interpretiert als Tillite (verfestigte Grundmoränen, subglaziale Bildungen) oder proglaziale Bildungen; 3) Laminite, mit teilweise auffälligen, größeren Klasten (Lonestones) – interpretiert als Dropstones (Treibeis- bzw. Schelfeis-Fallout, glaziomarine Bildungen). Solcherart Phänomene können aber – auch in ihrem Zusammenauftreten – anders interpretiert werden: u. a. als Bildungen bzw. Ablagerungen von z. T. gewaltigen Trümmer- und Trübeströmen.^{387,388}

BANGERT et al. (1999) und BANGERT (2000, 19) unterteilen die Dwyka-Gruppe des Aranos-Beckens³⁸⁹ – nach Übertragung und Anwendung des von VISSER (1997) erstellten glazigenen Konzepts von (vier) Entgletscherungssequenzen³⁹⁰ – ebenfalls in vier Abschnitte (Sequenzen); sie sollen sich primär durch jeweils abnehmende Korngrößen zum Hangenden hin auszeichnen. Demzufolge wird die siltige Tonsteinfolge des Ganigobis Shale Member³⁹¹ als oberer (feinklastischer) Teil der zweiten Sequenz betrachtet.

bezeugt“ (KÄSER 1998). – Mit der Bezeichnung der Sedimente als „glazigene Sedimente“ ist die „Vereisung“ zu einem Faktum transformiert worden; von einer Interpretation ist keine Rede. Oder aktuell GÖTZ (2019): „The Late Palaeozoic Ice Age (LPIA) represents one of the most extreme climate transformations in Earth history, transitioning from icehouse to greenhouse conditions (...)“

³⁸⁷ Siehe z. B. EYLES & JANUSZCZAK (2004). Mit Bezug auf präkambrische Bildungen schreiben sie (S. 1): „Diamictites and conglomerates are dominantly the product of subaqueous mass flow and mixing of coarse and fine sediment populations (the term *mixtite* has been used in the past). These facies are not uniquely glacial and are produced regardless of climate and latitude.“ Und zu Lonestones (S. 27): „Outsize-clast-bearing deposits are by themselves, not a reliable indicator of a cold climate setting. Lonestones do not have a unique paleoenvironmental origin as iceberg-rafted dropstones because they are commonly produced as a consequence of sediment gravity flows. For this reason, we prefer use of the nongenetic term ‘lonestone’ for ‘isolated oversized clasts in finer sediment with or without clear evidence of having been dropped from above’ (OJAKANGAS, 1985).“ – Zu “dropstone-like boulders” siehe u. a. auch DONOVAN & PICKERILL (1997).

³⁸⁸ OBERBECK et al. (1993a) haben die gängige Interpretation von Diamiktiten als Tillite auf ihre Weise herausgefordert: als mögliche Bildungen von größeren Impakten-Ereignissen, jedenfalls teilweise. Als wesentliche Kriterien, eine Ablagerung üblicherweise genetisch als Tillit zu bezeichnen, nennen sie (S. 11): „(...) we find that the main criteria used to label a deposit a tillite rather than a diamictite, is the presence of dropstones, simple striations, boulder pavements, rythmites, and varve like sediment layers.“ Mit ihrer Idee hatten sie eine Debatte ausgelöst (YOUNG 1993, OBERBECK et al. 1993b, OBERBECK et al. 1994; s. auch RAMPINO 1992, 1994). Für die Dwyka-Gruppe schließen die südafrikanischen Geologen REIMOLD et al. (1997) eine Impakt-Ursache zum Datum ihrer Analyse aus; sie hatten keine Schock-metamorphen Deformationen an Mineralen oder Klasten feststellen können.

³⁸⁹ Insgesamt ist eine Becken-zu-Becken-Korrelation der Ablagerungen der Dwyka-Gruppe schwierig: „The correlation of these rather isolated occurrences of Dwyka Group deposits in South Africa and southern Namibia is complicated because of their variable thickness and heterolithic facies architecture“ (BANGERT 2000, 13).

³⁹⁰ Demnach soll es nur während des mutmaßlichen Eis-/Gletscherrückzugs (Entgletscherung) zur Bildung von Sedimenten gekommen sein.

³⁹¹ STOLLHOFEN et al. (2000) zufolge (Co-Autor ist u. a. BANGERT) soll an der Lokalität Ganigobis die Basis des Ganigobis Shale Member durch eine Winkeldiskordanz charakterisiert sein: „At the Ganigobis locality (Fig. 1B), the base of the Early Kasimovian Ganigobis Shale Member is characterised by an angular unconformity and a sharp vertical facies change reflecting a rapid rather than a gradual sea-level rise.“ Diese Beobachtung wird an anderer Stelle von BANGERT nicht bestätigt; vielmehr beschreibt er einen graduellen Übergang. So zur ausgewiesenen „Entgletscherungssequenz II“ (BANGERT et al. 2000, 267): „Particularly well developed at Ganigobis is a clast-poor diamictite unit, up to 30 m thick, with a fine-grained sandy to silty matrix that gradually changes up-section into massive or laminated mudstones with lonestones.“ Oder auch in BANGERT (2000, 27): „The lowermost part of the Ganigobis Shale Member is characterised by a rapid transition from dropstone-

BANGERT (2000) untergliedert das Ganigobis Shale Member bei Ganigobis unter Zuhilfenahme der Tephrostratigraphie in drei Abschnitte (Mächtigkeiten der Abschnitte siehe seine Fig. 14, S. 29):

- Unterer Teil; Obergrenze etwa 1,5 m oberhalb Tuff-Schicht VIb (ca. 20 m mächtig). Blauschwarze massige, siltige Tonsteine von der Basis bis Tuff-Schicht Vc; darüber mittelgraue, siltige Tonsteine mit einer ausgeprägten Lamination (Laminendicken von $\varnothing < 1$ mm).
- Mittlerer Teil; Obergrenze Tuff-Schicht VIIIa (ca. 14 m mächtig). Schwarze Tonsteine mit Einschaltungen von normalgradierten, kalkigen Sandsteinen (Mächtigkeiten von ≤ 1 m).
- Oberer Teil; Obergrenze Top Ganigobis Shale Member (ca. 7 m mächtig). Wie mittlerer Teil: Schwarze Tonsteine mit sporadischen Einschaltungen von Sandsteinen.

Tonsteine des Ganigobis Shale Member. BANGERT (2000, 60) zufolge besteht das Ganigobis Shale Member zu etwa 99 % hauptsächlich aus siltigen Tonsteinen. Die feinkörnigen Sedimentgesteine werden nur makroskopisch beschrieben; Dünnschliffe mit sedimentären Feinstrukturmerkmalen werden nicht präsentiert. Er wird grob zwischen einer massigen oder einer ausgeprägten laminierten Ausbildung unterschieden. In den Profilbeschreibungen werden vereinzelt weitere Strukturmerkmale verzeichnet, beispielweise eine „nicht-parallele, wellige Lamination“. Mineralogisch wird ein relativ hoher SiO_2 -Wert ermittelt (62 %). Dieser wird mit einem hohen Silt-Anteil (Quarzkörner) erklärt (S. 61).

Das Material, das die siltigen Tonsteine aufbaut, soll in Suspension antransportiert worden sein, bevor es sich küstennah im Meer absetzte („offshore suspension load settling“).^{392,393} Dieser Prozess wird an anderer Stelle als tonige Hintergrund-Sedimentation bezeichnet (s. u.), aber nicht weiter konkretisiert. Allgemein wird darunter ein langsamer und kontinuierlicher Partikel-für-Partikel-Absatz in stillem Wasser verstanden (z. B. MACQUAKER & BOHACS 2007).

Offensichtlich liegen hier zum Transport- und Ablagerungsmechanismus von Partikeln der Korngröße Ton und Silt ältere Annahmen und Vorstellungen zu Grunde, wie sie z. B. in FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977, 3) zum Ausdruck kommen: „Den drei genannten Transportarten entsprechen die drei Haupttypen der Sedimente[:] 1. Sandsteine, Konglomerate und Breccien (Bodenfracht)[.] 2. Ton- und Siltsteine (Suspension)[.] (...)“. Die experimentellen Ergebnisse von z. B. SCHIEBER et al. (2007), SCHIEBER & SOUTHARD (2009), SCHIEBER et al. (2010), SCHIEBER (2011a, 2011b) sowie YAWAR & SCHIEBER (2015), die zu realitätsnahen Interpretationen für die

bearing mudstones to mainly dropstone-free mudstones with interbedded phosphatic-siliceous concretions enclosing remains of palaeoniscoid fishes. (...) The base itself is demarcated by the virtual boundary between mudstones with abundant dropstones and mudstones containing only solitary dropstones which occur about 1 m below tuff bed Ia.“

³⁹² „In the uppermost part of DS II an essentially dropstone-free, silty mudstone unit (Ganigobis Shale Member; Martin and Wilczewski, 1970; Tab. 1) suggests that fully marine conditions were finally established. It originated mainly from offshore suspension load settling and comprises a thickness of more than 40 m at Ganigobis“ (BANGERT 2000, 19).

³⁹³ So auch in einem Abschnitt eine Seite zuvor (BANGERT 2000, 18) mit Verweis auf VON BRUNN (1996), wiederum unter dem „Faktum“ einer Vergletscherung: „Mudstones in the upper part of the sequences were primarily derived from flocculation and settling out from suspension of fine particles which were transported seaward by overflow plumes. These plumes originated from sediment-charged subglacial freshwater streams emanating from the melting base along the seaward margin of a retreating ice sheet (Von Brunn, 1996).“

Ablagerung von Ton und Silt führen, konnten noch nicht berücksichtigt werden. So ist möglicherweise ein Teil des feinkörnigen Materials durch bodennahe Strömungen (Bodenfracht) rasch abgelagert worden. Dies könnte anhand von Sediment-Feinstrukturanalysen (u. a. Dünnschliffe, Röntgen-Radiographie) weiter untersucht werden.

Einige Hinweise auf höher-energetische Ablagerungsbedingungen bzw. bodennahe Strömungen liefert BANGERT (2000) selbst, direkt oder indirekt: Massige Tonsteine mit bis zu 5 mm großen Tonstein-Intraklasten (S. 40), mitunter wellige Oberflächen der Tuffhorizonte (S. 26)³⁹⁴, Abschnitte mit ausgeprägter Lamination (S. 27) oder relativ hoher Silt-Anteil (S. 61).

Sandsteine des Ganigobis Shale Member. Die normalgradierten, bis zu 1 m mächtigen Sandstein-Einschaltungen im mittleren und oberen Teil des Member werden von BANGERT (2000, 37) als distale Turbiditablagerungen interpretiert.

Kalksteine des Ganigobis Shale Member. BANGERT (2000, 41 f) beschreibt vom oberen Teil des Ganigobis Shale Member Strukturen aus Kalkstein, die in schwarzen massigen Tonsteinen und knolligen, grauen kalkigen Siltsteinen eingebettet sind (Aufschluss #43). Die säulenförmigen Kalksteine mit einer Höhe von bis zu 2,5 m und eine Breite von bis zu 1,5 m interpretiert er als Bioherme und bezeichnet sie – mit Verweis auf GRILL (1997) – als „algal-serpulid build ups“ (Algen-Serpuliden³⁹⁵-Aufbauten).

HIMMLER et al. (2008) dagegen interpretieren die auf diesen Aufschluss begrenzten, elf isolierten säulen- und linsenförmigen Kalksteine³⁹⁶ als eine ehemalige Ablagerung bzw. Abscheidung eines Kohlenwasserstoff-Austrittsgebiets („ancient hydrocarbon-seep carbonate deposit“). Die geringen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Kalksteins von bis zu -51 ‰ seien indikativ für biogenes Methan als hauptsächliche Kohlenstoffquelle. Die zahlreichen röhrenförmigen Strukturen werden als fossilisierte, vestimentiferane Wurmröhren betrachtet³⁹⁷; eine systematische Beprobung der dreidimensionalen Kalkstein-Körper zur Identifizierung der Verteilung der röhrenförmigen Strukturen erfolgte nicht. Algen werden nicht erwähnt (s. o.). Des Weiteren treten vereinzelt Bivalven auf; zu ihrer Position im oder ggf. außerhalb des zementierten Kalksteins werden keine Angaben gemacht. Unklar ist, ob in diesem Szenarium die Bildung des Karbonats noch im Sediment, im Grenzbereich Sediment/Wasser oder unmittelbar auf dem Meeresboden erfolgte.

Bemerkenswert ist, dass Tuffhorizont VIIIc im oberen Teil einer säulenförmigen Kalkstein-Struktur „inkorporiert“ ist. Fig. 30 (links)³⁹⁸ in BANGERT (2000, 42) zeigt, dass sich die „inkorporierte“ Aschenlage seitlich – quasi auf gleichem Niveau – in den Tonsteinen forstsetzt (s. auch schematische Aufschluss-Übersicht, Fig. 31, S. 43). Hätte die Kalkstein-Struktur am

³⁹⁴ „The bases of the tuff beds are mostly sharp, whereas the tops are sometimes wavy probably due to weak bottom currents during deposition (Fig. 10)“ (BANGERT 2000, 26).

³⁹⁵ Kalkröhrenwürmer.

³⁹⁶ Der intensiv zementierte Kalkstein besteht hauptsächlich aus Karbonatkrusten. Die Internstruktur ist chaotisch mit einer Mikrobrekziation der Karbonatkrusten und teils eckigen bis gerundeten Intraklasten, die in den Karbonatzementkrusten eingebettet sind.

³⁹⁷ Die röhrenförmigen Strukturen haben einen Durchmesser von 0,1 bis 1,5 mm und eine maximale Länge von 8 mm.

³⁹⁸ Bildbeschriftung zu Fig. 30 (BANGERT 2000, 42): „Left: Bioherm (B) mainly made up of brown-grey massive micrite nodules, scale is 1 m; Right: tuff bed VIIIc (T) is incorporated within the bioherm and does not affect the bioherm growth (locality #43).“

Meeresboden ein Relief („Aufbau“) gebildet, hätte ein Versatz der Tuff-Schicht VIIIc von dem Niveau der Basis der Struktur (in den Tonsteinen) bis zum Top der Struktur von etwa > 1 m ausgebildet sein müssen. Das ist aber nicht der Fall.³⁹⁹ Unter der Annahme einer Entstehung der Kalksteine durch mobile Kohlenwasserstoff-Fluide (HIMMLER et al. 2008, s. o.) kann eine Abscheidung des Karbonats hauptsächlich im obersten Teil des Sedimentkörpers geschehen sein⁴⁰⁰; demnach wäre der Prozess postsedimentär. Die Abscheidung könnte zu einem leichten „Hochdrücken“ der Tuff-Schicht VIIIc geführt haben, denn die Figs. 30 und 31 (BANGERT 2000) zeigen lateral eine leichte „Schleppung“ im jeweiligen Grenzbereich vom Tonstein zur Kalkstein-Struktur. Das „Rest“-Karbonat (etwa 30–50 cm) der Karbonat-Struktur (Fig. 30) über Tuff-Schicht VIIIc wäre dann als eine weitere Abscheidung zu interpretieren, im Gegensatz zu BANGERT (2000, 42), der annimmt, dass sich das Bioherm-Wachstum fortsetzte und von dem Aschenniederschlag (netto 8–10 mm) nicht beeinflusst worden war.

Zeitdauer des Ganigobis Shale Member. Die Abschätzung einer Sedimentationsrate erachtet BANGERT (2000, 193) als „ziemlich schwierig“. Denn die tonige Hintergrund-Sedimentation sei öfter von turbiditischen Sandstein-Einschaltungen unterbrochen worden, und zusätzlich seien mindestens vier marine kondensierte⁴⁰¹ Abschnitte ausgebildet, die mehr Zeit besitzen mögen als die, die durch die normale Hintergrund-Sedimentation erhalten sei. Er überträgt aber die in der Zwartbas-Abfolge ermittelte Sedimentationsrate von ca. 38 m pro 1 Million [radiometrische] Jahre auf das Ganigobis Shale Member (s. o.); sie sei zwar „ziemlich niedrig“, passe aber zu dem „generell sedimentarmen Offshore-Setting“.⁴⁰² Damit weist BANGERT dem Ganigobis Shale Member⁴⁰³ eine Bildungszeit von (mindestens) etwa 1 Million [radiometrische] Jahre zu. Diesen Wert bzw. diese Dauer setzt er nicht in konkreter Weise in Beziehung zur Sedimentation.

GEIGER (1999, 2000) leitet von den U-Pb-Altern der in seinem Kartiergebiet bei Zwartbas gewonnenen und analysierten Tuffe (Pos. 4 und 5, Tab. 29) – im Gegensatz zu BANGERT (2000) – keine Sedimentationsraten und/oder Sedimentbildungszeiten ab. Allerdings unternimmt er

³⁹⁹ Es könnte aber die besondere Situation vorgelegen haben, dass zum Zeitpunkt der Aschensedimentation der mutmaßliche Kalkstein-„Aufbau“ bis quasi nahezu zum Top bereits eingesedimentiert war und deshalb die Aschenlage auf gleichem Niveau ausgebildet ist.

⁴⁰⁰ HIMMLER et al. (2008, 193) beschreiben den Prozess so: „As soon as the hydrocarbon-rich fluids reached the sub-surface transition zone between methanogenesis and sulphate reduction, methane oxidation resulted in an increase of carbonate alkalinity, resulting in the precipitation of authigenic ¹³C-depleted carbonates (cf. Paull et al., 1992; Aloisi et al., 2002; Reitner et al., 2005).“

⁴⁰¹ Gemeint ist wohl eine extrem reduzierte oder ausbleibende Hintergrund-Sedimentation.

⁴⁰² „This averages 37.64 m/Ma which is a rather low sedimentation rate but fitting to the generally sediment-starved offshore setting. Taking into account that some sediment was not preserved during ice advance, the sedimentation rate was probably lower. Applying the rate to the more than 40 m thick Ganigobis Shale Member, it should have lasted a little more than 1 Ma“ (BANGERT 2000, 193).

⁴⁰³ Wird BANGERTS Ansatz einer Zeitbestimmung über die Sedimentationsrate auch für die Ermittlung der Dauer der „Entgletscherungssequenzen II-IV“ angewendet, so würden sich auf Basis einer vorwiegend einheitlichen und kontinuierlichen Sedimentation rein rechnerisch etwa 4,55 Millionen [radiometrische] Jahre ergeben (Zwartbas-Abfolge: 64 m entsprechen 2 Millionen [radiometrischen] Jahren; Übertragung auf 144 m, DS II bis DS IV, s. Fußnote 382), d. h. pro „Entgletscherungssequenz“ im Durchschnitt etwa 1,5 Millionen [radiometrische] Jahre. Dieser Wert ist deutlich niedriger als die 5–7 Millionen [radiometrische] Jahre, die BANGERT aus den U-Pb-Altern der Westkap-Provinz (Pos. 1b und 2, Tab. 29) ableitet, und umso mehr niedriger im Vergleich zu den Schätzungen von VISSER (1997), der als Durchschnitt 9–11 Millionen [radiometrische] Jahre ausweist (Letztere beziehen DS I mit ein).

den Versuch, die Einschaltungsfrequenz der Tuffhorizonte (bzw. der Eruptionen) für den homogenen Abschnitt zwischen Tuffhorizont VI und Tuffhorizont XXVIII (etwa zwischen Profilmeter 29 und 64) zu ermitteln: Mächtigkeitsmessungen der Tonsteine zwischen den jeweiligen Tuffhorizonten ergeben eine Häufigkeit für das Mächtigkeitsintervall > 20 bis ≤ 25 cm.⁴⁰⁴ Die unter der Annahme einer Warvierung an zwei laminierten Abschnitten ermittelten Sedimentationsraten (GEIGER 1999, 37f) – hier 5 mm pro [Warven-] Jahr – werden auf die Mächtigkeitsintervalle übertragen. Demnach entspricht Intervall > 20 bis ≤ 25 cm einer Periode von 40–50 [Warven-] Jahren⁴⁰⁵, d. h. der Abstand zwischen zwei vulkanischen Eruptionen soll häufiger etwa „50 Jahre“ betragen haben. In seiner Zusammenfassung drückt es GEIGER (2000, 73) so aus: „Unter Verwendung der Sedimentationsrate, die von Warven erhalten wurde, wurde ein dominantes sequenzielles Auftreten von Tufflagen bei etwa 50 Jahren nachgewiesen.“⁴⁰⁶ Mit diesem „Nachweis“ und der zugrundeliegenden Übertragung der Sedimentationsrate hat GEIGER (2000) letztlich auch – ohne es auszuweisen – die Bildungszeit der gesamten, rund 35 m mächtigen Tonsteinfolge zu etwa 7000 [Warven-] Jahren bestimmt. Die Frage einer offensichtlichen Diskrepanz zwischen etwa 7000 [Warven-] Jahren und knapp 1 Million [Isotopen-] Jahre für die Bildungszeit der Sedimentfolge (nach BANGERT 2000 nahezu das gesamte Äquivalent zum Ganigobis Shale Member, s. Fußnote 379) wirft GEIGER (2000) allerdings nicht auf.

SCHULZ et al. (2018, 76) beschreiben die schwarzen Tonsteine der Dwyka-Gruppe vom Süden bzw. Südwesten des Karoo-Beckens. In Dünnschliffen des Kernmaterials der Bohrung KL 1/65 zeigen die Tonsteine eine vorwiegend gute, teilweise auch wellige Lamination. Mitunter sind grobkörnigere Lagen (Feinsilt) zwischengeschaltet, mit irregulären Übergängen zu feinkörnigeren Lagen (nach unten) – möglicherweise verursacht durch Bodenströmungen –, oder es sind relativ größere Klasten (\varnothing 0,1–0,3 mm) vorhanden – interpretiert als Dropstones (s. o.). Später bezeichnen SCHULZ et al. (2018, 83) diese feinkörnigen Gesteine (unter Bezugnahme auf ihre Figs. 6B bis 6F⁴⁰⁷) als Rhythmite; sie würden glazialen Warven ähneln.⁴⁰⁸ Da Letztere „distinktive Merkmale“ eines glazialen lakustrinen Environments seien, würde ein solches angenommenes Ablagerungsumgebung eine saisonale oder jährliche Variation in der Sedimentation anzeigen. Die Erhaltung der Rhythmite selbst weist auf eine sehr geringe Aktivität von grabenden Bodenorganismen hin.

⁴⁰⁴ Sieben Treffer, Basis 52 Messungen und Klassifizierung in 5-cm-Intervalle einer Histogramm-Skala von 0 bis 200 cm Mächtigkeit (GEIGER 2000, 28; seine Fig. 13).

⁴⁰⁵ „Accounting the sedimentation rate in Chapter 3.1.2 the highest bar of the interval of >20 to ≤ 25 cm equals about 40 to 50 years and approximates at its upper interval limit the dominant frequency of about 49 years in the FFT power spectrum (Chapter 4.5.1.2)“ (GEIGER 2000, 28). Zur Sedimentationsrate in Chapter 3.1.2 (S. 19): „Laminated diamictite layers at the base and at the top of the succession imply a sedimentation rate of about 5 mm post-diagenetic per year.“

⁴⁰⁶ GEIGER (2000, 73): „Using the sedimentation rate obtained from varves substantiated a dominant sequential appearance of tuff layers at about 50 a.“

⁴⁰⁷ Fig. 6C und 6D (SCHULZ et al. 2018, 77) entstammen Probenset 8, dessen stratigraphische Position der „Entgletscherungssequenz II“ zugerechnet wird (möglicherweise zeitliches Äquivalent zu Ganigobis Shale Member).

⁴⁰⁸ Zur Tiefbohrung KL 1/65 s. auch LINOL et al. (2016, insbesondere ihre Fig. 1.3), die das Kernmaterial aus den 1960er-Jahren neu aufgenommen und die „Bohrkern-Stratigraphie“ in Teilen reinterpretiert haben. Ihre Fig. 1.4 b zeigt einen feinlaminierten schwarzen Tonstein der Dwyka-Gruppe (Tiefbohrung Sp 1/69; Core C 11, Höhe etwa 8 cm); die Bildung wird als glaziale Warve gedeutet.

Die sedimentären Feinstrukturen – mit Bezug auf GEIGER (1999) und SCHULZ et al. (2018) – werden vom Verfasser alternativ interpretiert, als unter höher-energetischen Ablagerungsbedingungen rasch entstanden.

Fazit

BANGERT (2000) kann Tephrostratigraphie nur kleinräumig (über wenige Kilometer hinweg) anwenden; eine tephrostratigraphische Korrelation des Ganigobis Shale Member (bei Ganigobis, S-Namibia) mit der etwa 300 km entfernten Sedimentfolge in Zwartbas (Südafrika) war ihm – mangels Identifizierungskriterien der einzelnen vulkanischen Aschenlagen – nicht möglich.⁴⁰⁹

Die ausgewiesenen, interpretierten U-Pb-Alter (Pos. 1b bis 5, 7 und 9; Tab. 29) fügen sich nominal in den geochronologischen Gesamtrahmen. Im Detail werden teilweise unter Einsatz aller Interpretationsoptionen „Einpassungen“ vorgenommen.

Die von U-Pb-Altern abgeleitete Bildungsdauer des Ganigobis Shale Member von etwa 1 Million Jahren (implizit: Isotopenjahre gleich Kalenderjahre) wird nicht in konkreter Weise zur Sedimentation in Beziehung gesetzt. Das angenommene Sedimentationsmodell einer kontinuierlichen und langsamen, teilweise extrem reduzierten oder sogar ausbleibenden Hintergrund-Sedimentation ist fiktiv. Vielmehr ist ein Sedimentationscharakter zu vermuten, der diskontinuierlich und episodisch war, möglicherweise mit nur kurzen Unterbrechungen. Hier bedarf es aber weiterer sedimentologischer Feinstrukturanalysen der siltigen Tonsteine des Member.

6.11 Tuffe des Saar-Nahe-Beckens (südwestliches Deutschland), Permokarbon

Übersicht

Das sich SW-NO erstreckende Saar-Nahe-Becken mit einem Oberflächenausstrich von ungefähr 120 x 40 km⁴¹⁰ reicht etwa von Saarbrücken bis Bad Kreuznach und wird im NW durch die Hunsrück-Südrand-Störung begrenzt. Es ist eines der größeren von zahlreichen, so BOY et al. (2012), intermontanen (Kollaps-) Becken, die während der Spätphase der variszischen Orogenese durch Krustenzerrung (Extension) entstanden.⁴¹¹ Die permokarbone Beckenfüllung besteht aus terrestrischen Sedimenten, Magmatiten und Pyroklastika. Lokal soll die Füllung ursprünglich bis zu etwa 10.000 m betragen haben, erhalten sind maximal noch 6500 m (prä-triassische Erosion).

⁴⁰⁹ Hier hätte ggf. überprüft werden können, ob die Methode von WINTER (1981) anwendbar ist. BANGERT (2000) ist die Arbeit von WINTER bekannt, er zitiert sie mehrmals.

⁴¹⁰ Das Becken insgesamt ist größer, etwa 300 x 100 km.

⁴¹¹ Eine abgrenzbare Periode tektonischer Aktivität, die – bezogen auf das heutige Europa – zur Bildung eines Gebirges oder einer Gebirgskette (Orogenese) führte. Der variszische Aktivität umfasst nach PARK (2015, 6) die Spanne Oberdevon bis unterstes Perm, einen „angenäherten Zeitraum“ von „380–290 Ma“ vor heute. Siehe auch Übersichten zu Abschnitt 6.5.2 und 6.7.

Titel (Hauptbezug)

KÖNIGER et al. (2002): Origin, age and stratigraphic significance of distal fallout ash tuffs from the Carboniferous-Permian continental Saar-Nahe Basin (SW Germany). [*Herkunft, Alter und stratigraphische Signifikanz distaler Fallout-Aschentuffe des permokarbonen kontinentalen Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland)*].

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die Meisenheim-Formation (Glan-Gruppe, „Unterrotliegend“⁴¹²) im NO-Teil des Saar-Nahe-Beckens besteht aus grob- und feinklastischen Sedimentgesteinen; die Mächtigkeit schwankt zwischen 260 und 370 m. Der untersuchte Abschnitt reicht vom Sandsteinhorizont R2 bis zum Humberg-Schwarzschiefer (schematisches Kompositprofil, Fig. 3; KÖNIGER et al. 2002, 344). In diesem stratigraphischen Bereich können insgesamt mehr als 40 Tuffhorizonte unterschieden werden. Sie sind wenige cm bis 75 cm dick, 7 davon sind über eine Distanz von 50 km verfolgbar. Die Identifikation und Korrelation der Tuffhorizonte erfolgt z. T. auf geochemischer Basis (KÖNIGER 1999). Von zwei Tuffen sind für radiometrische Altersbestimmungen Zirkone extrahiert worden:

- (A) Humberg-Tuff (Odernheim-Subformation, oberer Teil der Meisenheim-Formation), Beprobung nahe der Ortschaft Alsenz. Horizont bis zu 30 cm mächtig, „einschließlich turbiditischer Ablagerungen und geringmächtiger Siltsteinlagen“ (KÖNIGER 2000, s. u.).
- (B) Pappelberg-Tuff (Jeckenbach-Subformation, unterer Teil der Meisenheim-Formation), Beprobung nahe der Ortschaft Erdesbach, ca. 30 km SW Alsenz. Horizont bis zu 20 cm mächtig (wie oben).

Methodik

Beprobung. Selektiv; jeweils der markanteste, stratigraphisch niedrigstliegende (Pappelberg-Tuff) und höchstliegende (Humberg-Tuff) Tuffhorizont.

Zirkoncharakteristik. Pappelberg-Tuff: kleine (80-120 μm), vorwiegend hypidiomorphe und vereinzelt idiomorphe, nadelige Individuen. Humberg-Tuff: sehr kleine (70-110 μm), nadelige, gedrungene (gleichdimensionale) sowie hypidiomorphe Individuen.

Zirkonauswahl/Präparation. Sorgfältige Selektion von idiomorphen Phänokristen, häufig mit Zonarbau. Kathodolumineszenz-Mikroskopie (REM).

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalysen. Nach WILLIAMS & CLAEISSON (1987) sowie COMPSTON et al. (1992); SHRIMP II; Zirkon-Standards AS3 (vgl. PACES & MILLER 1989) und SL13 (vgl. CLAOUÉ-LONG et al. 1995).

Ausschlüsse. Keine Angabe.

Labor. Research School of Earth Sciences, Australian National University (ANU), Canberra, Australien.

⁴¹² Nun Glan-Subgruppe, Rotliegend-Gruppe; siehe z. B. MENNING et al. (2012). Hinsichtlich der radiometrischen Kalibrierung der Karbon/Perm-Grenze weicht STDK 2012 von GTS2012 ab.

Altersinterpretation (geologisch)

Kristallisationsalter der Zirkone sowie Eruptionsalter der Asche (Pappelberg-Tuff).

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Nicht bekannt; möglicherweise südlich (außerhalb) des Beckens, innerhalb einer Distanz von 300 km (heutige Nordvogesen und/oder Nord- bzw. Mittelteil des heutigen Schwarzwaldes) auf der Grundlage von Korngrößenanalysen vorwiegend an Zirkonmineralen (Windfracht).

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

KÖNIGER et al. (2002) liefern erstmals U-Pb-Alter permokarboner Tuffe des Saar-Nahe-Beckens. Demnach repräsentiert die Meisenheim-Formation auf Basis des interpretierten U-Pb-Alters des Pappelberg-Tuffs von $297,0 \pm 3,2$ Millionen [radiometrischen] Jahren und einer Kalibrierung der Karbon/Perm-Grenze bei 296 Millionen [radiometrischen] Jahren (MENNING 1995, MENNING et al. 1997, 2000) chronostratigraphisch den Karbon/Perm-Grenzbereich. Folglich seien untere Einheiten der Glan-Gruppe – bisher als „Unterrotliegend“ eingestuft – dem Oberkarbon zuzuweisen.

Diskussion

Die von KÖNIGER et al. (2002) für zwei Tuffhorizonte der Meisenheim-Formation ausgewiesenen Isotopenalter sind augenscheinlich inkonsistent (Tab. 31, Pos. 1 und 2): Für den stratigraphisch älteren Pappelberg-Tuff wird ein U-Pb-Alter von $297,0 \pm 3,2$ Millionen [radiometrischen] Jahren angegeben, für den stratigraphisch jüngeren (etwa 170 Profilmeter höher auftretenden) Humberg-Tuff ein relativ höheres U-Pb-Alter von 306 ± 6 Millionen [radiometrischen] Jahren (jeweils gewogene Mittelwerte).

Das Resultat für den Pappelberg-Tuff wird als „sehr gut“ bezeichnet; mit anderen Worten: es passt in das „etablierte chronostratigraphische Rahmenwerk“.⁴¹³ Die Zirkon-Ausbeute der Probe des Humberg-Tuffs dagegen zeige ein heterogenes Bild, mit einer Bandbreite von [Isotopen-] Altern vom Proterozoikum bis zum Perm (etwa 760 bis 260 Millionen [radiometrische] Jahre). Die älteren Zirkone könnten „offensichtlich“ als Fremdkristalle betrachtet werden (Pos. 1c und 1d, Tab. 31), die von einem oder mehreren der folgenden Mechanismen herrührten:

- Beimengung siliciklastischen Materials zur Tephra während der Aufarbeitung;⁴¹⁴
- Beimengung in das Wirtsmagma durch Assimilation des proterozoischen Nebengesteins, welches unmittelbar der Magmakammer oder dem Schlot angrenzt;
- Beimengung von Nebengestein in das eruptierte Material während phreatomagmatischen Explosionen.

⁴¹³ Umkehr-Schluss mit Bezug auf die Bewertung der Zirkonanalyse des Humberg-Tuffes: „(...) ages which are too young (ca. 260 Ma) for the established chronostratigraphic framework“ (KÖNIGER et al. 2002, 347).

⁴¹⁴ Hier ist wohl gemeint, dass die vulkanischen Aschen (teilweise oder gänzlich) während und/oder nach der (subaquatischen) Sedimentation durch turbulente(re) Strömungen bewegt, transportiert – dabei noch siliciklastisches Fremdmaterial aufnehmend – als „Gemisch“ abgelagert wurde, bevor es anschließend durch eine Sedimentüberdeckung konserviert wurde.

| Pos. | Tuff | Probe | Dicke [cm] | Position (relativ) [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | ± 2 σ |
|--------------------------|------------|----------|------------|------------------------|--|-------------------------------|---|-------|
| 1 | Humberg | 6410/1 | bis 30 | 262 | 258-763 | 8 von 17 | 306 | 6 |
| 2 | Pappelberg | 6212/109 | bis 20 | 89 | 242, 288-316 | 16 von 17 | 297,0 | 3,2 |
| Details zu Humberg-Tuff: | | | | | | | | |
| 1a | Humberg | 6410/1 | | | 258-267 | 3 | | |
| 1b | Humberg | 6410/1 | | | 292-321 | 8 | 306 | 6 |
| 1c | Humberg | 6410/1 | | | 336 | 1 | | |
| 1d | Humberg | 6410/1 | | | 579-763 | 5 | | |

Tab. 31 Permokarbonische Tuffhorizonte (Saar-Nahe-Becken), U-Pb-Zirkonalter. Zusammengestellt aus KÖNIGER et al. (2002). Diskussion siehe Textteil.

Im Rahmen ihrer analytischen Unsicherheiten überlappen die Isotopenalter von Pappelberg- und Humberg-Tuff noch (verbleibende Sub-Population⁴¹⁵, Pos. 1b, Tab. 31); dies könne andeuten, so die Autoren, dass zwischen den beiden Ereignissen keine große Zeitdifferenz gewesen sei. Eher möglich aber sei, dass die meisten Zirkone eine ererbte Komponente besäßen⁴¹⁶ – und deshalb die meisten Alter zu hoch seien.

Die Erklärungen für die heterogene Zirkonpopulation des Humberg-Tuffs beeindrucken zunächst. Dennoch sind sie hypothetisch und nicht verifizierbar. Die Bandbreite der geochemischen Signatur, ausgedrückt als radiogenes ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Verhältnis, das zur Ableitung der Isotopenalter verwendet wird, variiert zwischen 0,0408 und 0,1257. Im Grunde genommen bedarf es weiterer Zirkonanalysen, um die geochemischen Ergebnisse einerseits zu reproduzieren und andererseits die geochemische Variabilität und Konsistenz innerhalb eines Tuffs und weiterer zwischengeschalteter Tuffe für das Verbreitungsgebiet zu überprüfen.⁴¹⁷

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

Nach KÖNIGER (2000, 105) sollen sich die vulkanischen Airfall-Aschen der Meisenheim-Formation in drei unterschiedlichen Ablagerungsumgebungen abgelagert haben: Zwischengeschaltet in bituminösen Ton- und Siltsteinen – interpretiert als offen-lakustrines Milieu; zwischengeschaltet in Silt- bis Grobsandsteinen, teilweise durch Turbiditströme aufgearbeitet – interpretiert als Prodelta bis Deltafront-Bereich; zwischengeschaltet in Silt- bis Grobsandsteinen, mit Schrägschichtung – interpretiert als Deltaebene.

Auf der Grundlage der detaillierten Beschreibungen in KÖNIGER (2000) werden die wichtigsten stratigraphischen und namentlich benannten Tuffhorizonte nachfolgend nach dem (Lagen-) Aufbau klassifiziert und kurz charakterisiert (jeweils stratigraphisch aufsteigend):

⁴¹⁵ „Alter, die zu jung sind“ werden ausgeschlossen (Pos. 1a, Tab. 31); s. such Fußnote 413.

⁴¹⁶ Dies ist allerdings im Nachhinein nicht überprüft worden.

⁴¹⁷ Zur Korrelation der innervariatischen Rotliegendbecken „nach radiometrischen Datierungen“ stellen LÜTZNER et al. (2012, 863) fest: „Eine widerspruchsfreie Korrelation allein auf radiometrischen Altersdaten ist jedoch derzeit noch nicht möglich (s. u.). Erstrebenswert ist eine Probenserie aus den wichtigsten Referenzprofilen, mit der bisherige Eckpunkte überprüft und neue bei der Anwendung einer einheitlichen Labortechnik hinzugefügt werden können.“

- (1) Aus einer Lage aufgebaut:
 - Windhoff-Tuff (in Siltsteinen): bis 6 cm mächtig.
 - Klauswald-Tuff (in bituminösen Tonsteinen): bis 2 cm mächtig.
- (2) Aus mehreren (Primäraschen-) Lagen (L) aufgebaut, mit zwischengeschalteten Siliciklastika (Z) und mitunter tuffitischen Turbiditlagen; meist laminiert bis feingeschichtet; mit variierender Gesamtmächtigkeit (M):
 - Hofferhof-Tuff (in bituminösen Tonsteinen): $L \geq 4$, bis zu 2 cm dick; Z lokal, 1–2 mm dick (Siltsteine); M bis 5 cm. Schichtgrenzen mitunter wellig.
 - Pappelberg-Tuff (in Silt- bis Grobsandsteinen): L mehrere, 0,5–7 cm dick; Z oft, bis zu 2 cm dick (Silt- bis Mittelsandsteine); M bis 20 cm. L teilweise massig oder normal gradiert. Tuff folgt gelegentlich unmittelbar auf Grobsandstein; lokal aufgearbeitet, mitunter teils undeutliche Schrägschichtung.
 - Jeckenbach-Tuff (in bituminösen Tonsteinen): L zahlreich, 0,1–2 cm; Z gelegentlich, 1–6 mm (bituminöse Tonsteine und Siltsteine); M bis 7 cm. Obere Schichtgrenzen mitunter wellig.
 - St.-Alban-Tuff (in Siltsteinen): $L \geq 4$, bis 13 cm dick; Z keine; mehrere, bis 35 cm dicke tuffitische Turbidithorizonte; M bis 67 cm; diapirartige Entwässerungsstrukturen.
 - Raumberg-Tuff (in Siltsteinen): L mehrere, 0,1–4 cm; Z gelegentlich bis zu 2 mm (Siltsteine, teilweise mit organischem Material); M bis 10 cm. Lokal tuffitische Ablagerungen (Vermischung mit siliciklastischem Material); diapirartige Entwässerungsstrukturen.
 - Kuhtrift-Tuff (in Sandstein): $L \leq 4$, 0,1–2 cm dick; Z gelegentlich, < 1 mm dick (Siltsteine); M bis 5 cm.
 - Hesselberg-Tuff (in Siltsteinen oder bituminösen Tonsteinen): L mehrere, bis 7 cm dick; Z lokal, < 2 mm dick (Siltsteine, bituminöse Tonsteine); M bis 15 cm. Obere Schichtgrenzen mitunter wellig.
 - Odernheim-Tuff (in bituminösen Tonsteinen): $L \geq 10$, wenige mm bis 2 cm dick; Z häufig, < 2 mm dick (bituminöse Ton- und Siltsteine); M bis 13 cm. An einer Lokalität mit 15 cm dicker Wickelschichtung ausgebildet, M bis 25 cm. Mitunter diapirartige Entwässerungsstrukturen und geringe Schrägschichtung.
 - Kappeln-Tuff (in Siltsteinen): L mehrere, bis 20 cm dick (dünn- bis dickgeschichtet); Z gelegentlich, < 4 cm dick (Siltsteine oder pflanzenhäckselreiche Horizonte); L lokal überlagert von tuffitischen Turbiditlagen und siliciklastischen Turbiditeinheiten; M bis 75 cm (einschließlich tuffitischer Lagen). Einzellagen mit Strukturmerkmalen wie Schrägschichtung, Erosionsrillen, Strömungsrippeln, Belastungsmarken.
 - Gaugrehweiler-Tuff (in Siltsteinen): L mehrere, bis 7 cm dick; Z lokal, < 1 mm dick (Siltsteine); M bis 15 cm. L massig oder normal gradiert, zum Teil mit siliciklastischem Material vermischt.
 - Humberg-Tuff (in bituminösen Tonsteinen): $L \geq 10$, bis 2 cm dick; Z teilweise, < 1 mm dick (bituminöse Tonsteine); L lokal überlagert von tuffitischen Turbiditlagen (bis 7 cm), zum Teil mit Übergang zu geringmächtigen Siltsteinen; M bis 30 cm (einschließlich tuffitischer Lagen). Mikroturbidite mit Strukturmerkmalen wie Schrägschich-

tung, Erosionsrillen, Strömungsrippeln, Belastungsmarken.

(3) Lokal in zwei Horizonte aufspaltend, mächtigere Zwischenschaltung (Z):

- Raumberg-Tuff: Z mehrere Meter, Abfolge von Silt- und Feinsandsteinen;
- Hesselberg-Tuff: Z bis 1 m, Abfolge von Ton- und Siltsteinen;
- Humberg-Tuff: Z bis 1,4 m, Abfolge von Tonsteinen.

Den Aufbau der Tuffe aus mehreren Lagen erklärt KÖNIGER (2000, 120f) wie folgt: Tuffe, „die aus mehreren geringmächtigen Tufflagen aufgebaut sind, entstanden durch verschiedene aufeinanderfolgende Aschenfallereignisse (...). Dabei zeigen zwischengelagerte, sehr geringmächtige siliciklastische oder bituminöse Lagen zwischen einzelnen Tufflagen kurze Eruptionspausen an (...).“ Und weiter: „Dagegen entstanden tuffitische Turbiditlagen aus aufgearbeiteter vulkanischer Asche meist kurz nach der Ablagerung größerer Mengen primärer Asche.“⁴¹⁸ „Kurz“ deshalb, weil zwischen Tuff- und Tuffithorizont siliciklastische oder bituminöse Lagen fehlen und/oder die Entwässerungsstrukturen in den einzelnen Tufflagen wohl auf eine unmittelbare Auflast der mächtigen Aschenturbidite zurückzuführen sind. Die Aschenturbidite⁴¹⁹ wiederum seien durch gravitativen Kollaps oder Erbeben ausgelöst worden, infolge einer „schnellen Überladung mit pyroklastischem Material“ an relativ steilen subaquatischen Abhängen.

Zur Quantifizierung der Aschenfallereignisse (zwischen zwei Tuffen und innerhalb eines Tuffs) im pelitischen (lakustrinen) Ablagerungsumfeld wendet KÖNIGER (2000) eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 0,38 mm/[Warven-] Jahr an; denn die Tonsteine der Schwarzschieferbänke seien aus „nicht-glazialen Warven“ zusammengesetzt. Auf diese Weise ermittelt KÖNIGER (2000) Zeitspannen, wobei er sich bezüglich ihrer Dauer allerdings mit „repräsentieren würde“, „andeuten“ und „hinweisen“ vorsichtig ausdrückt:

- 14 Einzeltufflagen des Odernheim-Tuffs (siehe Abb. 10) mit zwischengeschalteten < 0,5 mm dicken (= 1 [Warven-] Jahr) bituminösen Tonsteinlagen: 14 [Warven-] Jahre.
- Vier, jeweils 1 cm dicke (unbenannte) Tuffhorizonte im Rehborn-Schwarzschiefer (Bohrung „Oberhausen 1“) im Abstand von 181, 129 und 41 cm: 4769, 3160 und 1080 [Warven-] Jahre.
- Aufgespaltener Hesselbach-Tuff, 101 bzw. 102 cm: 2670 [Warven-] Jahre.
- Aufgespaltener Humberg-Tuff, 140 cm: 3680 [Warven-] Jahre.

KÖNIGER (2000) übernimmt die Sedimentationsrate von BANGERT (1994)⁴²⁰; der Nachweis einer Warvierung ist aber nicht publiziert worden.⁴²¹ Gewaltige, explosive Ausbrüche können

⁴¹⁸ KÖNIGER (2000) verwendet mehrmals den Satzteil „aufgrund einer schnellen Eindeckung unverfestigter Asche“ (z. B. zu St.-Alban- und Raumberg-Tuff).

⁴¹⁹ Innerhalb einer Turbiteinheit werden von der Basis zum Dach folgende Strukturelemente ausgeschieden: „horizontale Lamination, Rippelschrägschichtung und horizontale Schichtung“. Die Abfolge „deutet eine abnehmende Geschwindigkeit an“ (KÖNIGER 2000, 121).

⁴²⁰ „Nach BANGERT (1994) repräsentiert ein Laminienpaar (laminae couplet) aus dunkler und heller Lage in den offen-lakustrinen Schwarzschieferbänken des Saar-Nahe-Beckens jeweils einen Ablagerungszeitraum von einem Jahr, wobei die durchschnittliche Mächtigkeit von laminae couplets 0,38 mm beträgt“ (KÖNIGER 2000, 122).

⁴²¹ Die jahreszeitliche Interpretation der Laminien hat eine weitere Dimension: STOLLHOFEN et al. (1999) weisen der 3,8 bis 4,7 km mächtigen Sedimentfolge der Ottweiler-, Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppe (Göttelborn- bis Thallichtenberg-Formation) 70 Sedimentationszyklen zu. Dabei schwankt die Mächtigkeit eines

aus einer Folge von plinianischen Eruptionen bestehen, mit Eruptionspausen im Stundenbereich (vgl. Abschnitt 3.1). Werden solche Zeitintervalle auf Königers „kurze Eruptionspausen“ (s. o.) übertragen, so liegt eine andere Schlussfolgerung nahe: Während der mehrstündigen Pausen ist häufig siliciklastisches Material und teilweise auch organisches Material im Umfang von Millimetern und Zentimetern rasch sedimentiert worden, aber auch in der Größenordnung von 100 cm und mehr, was an den aufgespaltenen Tuffen besonders deutlich wird.

Eine andauernde, hochproduktive Sedimentation (hoher Intensität) mit kleineren Unterbrechungen muss während der gesamten Bildungszeit der Meissenheim-Formation geherrscht haben, denn die zufälligen Aschenfallereignisse zeugen von dieser Aktivität. Selbst in hochdynamischen Ablagerungsbereichen sind Aschenniederschläge erhalten geblieben; sie müssen rasch überdeckt worden sein.

Fazit

KÖNIGER et al. (2002) weisen für zwei mit deutlichem Abstand aufeinanderfolgende Tuffhorizonte der Meissenheim-Formation (Saar-Nahe-Becken) gegensätzliche (inkonsistente) U-Pb-Zirkonalter aus.⁴²² Für das nicht-passende Isotopenalter werden zahlreiche Erklärungen angeführt, die nicht überprüfbar sind oder nicht überprüft wurden. Mit dem konformen Isotopenalter des Pappelberg-Tuffs von $297,0 \pm 3,2$ Millionen [radiometrischen] Jahren wird die Karbon/Perm-Grenze zu 296 Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute kalibriert.

Ausbildung und Häufigkeit der Tuffhorizonte lassen auf eine andauernde, hochproduktive Sedimentation (hoher Intensität) mit nur kurzen Unterbrechungen während und zwischen den explosiven vulkanischen Eruptionen schließen.

Einzelzyklus zwischen 18 m und 80 m (\varnothing 57 m). Unter Zugrundelegung der radiometrischen Alter von LIPPOLT et al. (1984, 1989) und HESS (1994, pers. Mitteilung) leiten sie für die gesamte Sequenz eine Bildungszeit von 14 Millionen [radiometrischen] Jahren ab (304–290 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute; ihre Fig. 1, S. 802). Unter der Annahme, dass die Sedimentationszyklen ungefähr gleich lange Zeitintervalle repräsentieren, ermittelten sie eine durchschnittliche Dauer pro Zyklus von 200.000 [radiometrischen] Jahren. Damit seien die Sedimentationszyklen im Milankovitch-Band und hätten gleiche durchschnittliche Zeitspannen wie Zyklen 4. Ordnung (u. a. mit Verweis auf VAIL et al. 1991; s. Fußnote 59). Über vermeintliche Jahresschichten (hochfrequenter Zyklus) wird des Weiteren versucht, niederfrequente Zyklen „näherungsweise zeitlich zu ‚eichen‘“ (BOY et al. 2012, 365; Autor des Abschnitts 7.3.4, auf welchen hier Bezug genommen wird, ist H. STOLLHOFEN): Auf Basis einer am Bohrkern Münsterappel 1 an Laminen zugewiesenen Jahresschichtung und der Ermittlung einer durchschnittlichen Akkumulationsrate von 0,25 mm/[W]a würden spektrale Fourier-Analysen (Basis Gamma-Ray-Log, Abstand 5 cm) ein Varianzspektrum mit Peaks bei 100, 71, 47, 24 und 26 k[W]a zeigen. Die Spektral-Analysen sind allerdings bisher nicht veröffentlicht. – Zu Zyκλοstratigraphie und Milankovitch-Zyklen siehe KOTULLA (2015).

⁴²² „Zircon SHRIMP dating of the two tuff horizons of the Meissenheim Formation revealed contrasting results“ (KÖNIGER et al. 2002, 350).

6.12 Kohlentonsteine der Rio-Bonito-Formation (Paraná-Becken, südliches Brasilien), Perm

Übersicht

Das Paraná-Becken ist eine weitgespannte, wannenartige Struktur auf der südamerikanischen Plattform⁴²³ mit einer Fläche von etwa 1,7 Millionen km²; der größte Teil liegt in Südbrasilien, kleinere Teile im Westen und Süden gehören zu Paraguay, Uruguay und Argentinien. Das SW-NO-streichende, intrakontinentale⁴²⁴ Becken ist im Zentralteil von mehreren Tausend Meter mächtigen, nicht deformierten Sedimenten angefüllt (Ordovizium bis Kreide).

Die Kohlen-führenden Sedimentfolgen des Paraná-Beckens in Südbrasilien werden traditionell als Rio-Bonito-Formation bezeichnet; die Formation ist Teil der permokarbonen Sedimentserie.⁴²⁵ In die Kohlenflöze sind vereinzelt vulkanische Aschenlagen (Kohlentonsteine bzw. Tonsteine) eingeschaltet.

Titel (Hauptbezug)

GUERRA-SOMMER et al. (2008c): Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. [*Radiometrische Altersbestimmung von Kohlentonsteinen und stratigraphische Eingrenzungen für die unterpermische Kohlenfolge im südlichen Paraná-Becken, Brasilien.*]

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

In die Ton-, Silt- und Sandsteine der Rio-Bonito-Formation sind weit verbreitet mehrere, regional auch dickere Kohlenflöze^{426,427} linsenförmig eingeschaltet; sie lassen sich teilweise nur über kürzere Distanzen korrelieren (km bis Zehner km). In der Region des Candiota-Kohlenfeldes schwankt die Mächtigkeit der Formation zwischen 13 und 123 m (MATOS et al. 2001). Die

⁴²³ Präkambrisch konsolidiertes und abgetragenes (eingeflachtetes) Grundgebirge, daher Plattform.

⁴²⁴ Auch als intrakratonisches oder epikontinentales Becken bezeichnet.

⁴²⁵ MILANI et al. (1998) gliedern die gesamte Sedimentfolge des Paraná-Beckens in sechs Serien (Sequenzen), die sie unter Anwendung des Konzepts der Sequenzstratigraphie als Supersequenzen (SS) bzw. hierarchisch als Sequenzen 2. Ordnung bezeichnen (s. Fußnote 59). Diese sind (M = Mächtigkeit, Fm = Formation): (1) Rio-Ivaí-SS (lithostratigraphisch Rio-Ivaí-Gruppe), Alto-Garcas-Fm. bis Vila-Maria-Fm. bzw. Cariy-Fm., Oberordovizium bis unteres Silur; M: < 10 bis ca. 360 m (Brasilien), bis ca. 1100 m in Paraguay. (2) Paraná-SS (lithostratigraphisch Paraná-Gruppe), Furnas- und Ponta-Grossa-Fm., unteres bis oberes Devon; M: bis 900 m. (3) Gondwana-I-SS, Itararé-Gruppe bzw. Aquidauana-Fm. bis Rio-do-Rasto-Fm., Oberkarbon und Perm (bzw. unterste Trias); M: bis 2500 m in Beckenmitte. (4) Gondwana-II-SS, Santa-Maria-Fm, Mittel- und Obertrias, M: bis 150 (?) m. (5) Gondwana-III-SS, Botucut-Fm. und Serra-Geral-Fm. (Eruptiva, hauptsächlich Flutbasalte, und Vulkanoklastika, lokal bis 2000 m mächtig), Oberjura und Unterkreide. (6) Bauru-SS (lithostratigraphisch Bauru- und Caiuá-Gruppe), obere Unterkreide und Oberkreide; M: < 10 bis ca. 250 m. Die sechs Serien seien durch regionale Diskordanzen abgegrenzt. Die Absenkungsphasen des Beckens würden (zeitlich) mit den Serien (Sequenzen) korrespondieren. – Diese Sequenz-„Gliederung“ wird allgemein verwendet; s. auch GUERRA-SOMMER et al. (2008c), ihre Fig. 1.

⁴²⁶ Bestehend aus komprimierten, unbekanntem (d. h. nicht mehr identifizierbaren) Pflanzenresten.

⁴²⁷ CORREA DA SILVA (1993) schätzt die Kohlenressourcen im Paraná-Becken auf über 12.000 Megatonnen (Mt). Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe weist in ihrer Energiestudie 2015 (für 2014) folgende Zahlen für Brasilien aus: Förderung 4,5, Reserven 1.547, Ressourcen 4.665 und verbl. Potenzial 6.212 Mt Hartkohle; Verbrauch 24,9 Mt.

Sedimente sollen in einem fluviatilen bis marinen Ablagerungsumgebung entstanden sein. Insgesamt werden acht Kohlentonsteine bzw. Tonsteine beschrieben:⁴²⁸

- (A) Candiota-Kohlegrube (Bundesstaat Rio Grande do Sul, ca. 300 km SW Porto Alegre). Ausschnitt einer etwa 28 m mächtigen Abfolge (Referenzprofil M-IV-48-RS, Bohrloch M-IV-C48) mit zahlreichen Kohlenflözen (untere Einheiten: 3; mittlere Einheiten: Lower-/Upper-Candiota-Flöz (Hauptflöz), obere Einheiten: Banco-Leuco-Flöz und 2 weitere). Insgesamt 7 ausgewiesene Tonsteinhorizonte (zuvor MATOS et al. 2001), 6 bis 12 cm dick.
- (B) Faxinal-Kohlenfeld (Bundesstaat Rio Grande do Sul, ca. 120 km W Porto Alegre). Ausschnitt einer etwa 17 m mächtigen Abfolge mit fünf Kohlenflözen (I, IM, M, MS, S); ein Tonsteinhorizont (7 cm) im obersten Kohlenflöz S (Abb. 45 und Abb. 46).

Die Distanz zwischen den beiden Lokalitäten beträgt etwa 250 km.

Die brasilianischen Kohlen werden auch als Gondwana-Kohlen bezeichnet. Die Gondwana-Kohlen umfassen die permokarbonen Kohlen der „südlichen“ Kontinente Südamerika, Afrika, Indien, Antarktika und Australien – sie grenzen sich zu den euramerischen Kohlen (s. Abschnitt 6.8) u. a. durch ihre Faunenelemente ab. Die „südlichen“ Kontinente sollen einem Großkontinent Gondwana entstammen.

Methodik

Beprobung. Selektiv, je zwei Tonsteine aus dem Lower- und Upper-Candiota-Kohleflöz; Faxinal-Tonstein. Probenmenge: jeweils bis 1 kg. Ausbeute: Zirkon-reich, mit z. T. über 3000 Zirkonmineralen pro Probe.

Zirkonauswahl/Präparation. Rückstreuielektronen-Analyse (REM-RE; engl.: BSE); insges. 8000 Körner: keine älteren Kerne oder rekristallisierte Randbereiche entdeckt.

Ausschlüsse. Bereiche mit potentiell höheren Normal-Bleigehalten (Inklusionen, Frakturen, matamikte Bereiche).

Verfahren/Analyse. SHRIMP II.

Labor. Geochronology Centre der Curtin University of Technology in Perth, Western Australia.

Altersinterpretation (geologisch)

Keine Angabe, implizit Sedimentationsalter.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Nicht bekannt; zwei mögliche Gebiete mit permischem Vulkanismus im Westen (nach COUTINHO & HACHITO 2005): La-Pampa-Provinz (Nordpatagonien) oder nördlich davon, Choiyoi-Provinz (Frontalkordillere).

⁴²⁸ Auch in den liegenden und hangenden Sedimentfolgen sind vulkanische Airfall-Aschen (Bentonite) eingeschaltet; teilweise sind an den Zirkonen Altersbestimmungen vorgenommen worden. Top der Itararé-Gruppe (CAGLIARI et al. 2016); Irati-Formation (SANTOS et al. 2006); s. auch COUTINHO & HACHITO (2005) sowie ROCHA-CAMPOS et al. (2019).



Abb. 45 Kohlen-führende Sedimentfolge mit Tonsteinhorizont, Faxinal-Kohlenfeld. Balkenlänge: 1 m; der helle Kohlentonstein-Horizont (weißer Pfeil) in Flöz S ist leicht zu erkennen. Abbildung: Wiedergabe (Ausschnitt, unten abgeschnitten) von Fig. 3A aus SIMAS et al. (2013) in *Geologica Acta*; freundliche Freistellung (CC BY-SA 4.0); Eintragungen durch den Verfasser.



Abb. 46 Tonsteinhorizont der Kohlen-führenden Sedimentfolge, Faxinal-Kohlenfeld. Balkenlänge: 8 cm; weiße Dreiecke am rechten Bildrand markieren Unter- und Obergrenze des Tonsteins nach DEGANI-SCHMIDT et al. (2015), Fig. 1B. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 3B aus SIMAS et al. (2013) in *Geologica Acta*; freundliche Freistellung (CC BY-SA 4.0).

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

GUERRA-SOMMER et al. (2008c) weisen für die fünf beprobten Tonsteinhorizonte ein gemittelt U-Pb-Alter von $290,6 \pm 1,5$ Millionen [radiometrische] Jahre aus (Pos. 6, Tab. 32). U. a. leiten sie aus den Ergebnissen ein maximales Zeitintervall von ± 2 Millionen [radiometrische] Jahre für die Entstehung der Pflanzen („Kohle“)-Ablagerungen ab, einen Prozess, den sie als „für geologische Zeitverhältnisse ziemlich rasch“ bezeichnen (S. 13). Das ermittelte Isotopenalter wird zur (Re-) Kalibrierung der lokalen Chronostratigraphie verwendet.

| Pos. | Tonstein-Probe | Profilmeter, Untergrenze (relativ) [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] A) | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter | $\pm 2\sigma$ |
|---|----------------|--|---|-------------------------------|---|---------------|
| | | | | | Subpopulation; gewogenes Mittel | |
| | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| Candiota-Kohlenfeld | | | | | | |
| 1 | UpCand 2 | 8,5 | (282-) 284-299 (-308) | 11 von 21 | 291,46 | +2,13/-0,96 |
| 2 | UpCand 1; C | 9,1 | (269-) 282-299 (-310) | 8 von 15 | 289,36 | +1,84/-1,58 |
| 3 | LowCand 2 | 12,4 | (279-) 281-293 (-300) | 7 von 12 | 290,72 | +2,15/-3,86 |
| 4 | LowCand 1; A | 13,0 | (253-) 267-311 | 18 von 20 | 293,96 | +3,83/-4,20 |
| Faxinal-Kohlenfeld | | | | | | |
| 5 | Tonstein | | (271-) 284-295 (-299) | 12 von 18 | 290,15 | +2,45/-0,85 |
| Mittel aus allen 5 Proben (Subpopulationen) | | | | | | |
| 6 | | | 287-298 | | 290,6 | 1,5 |

Tab. 32 Kohlentonstein-Horizonte der Rio-Bonito-Formation (Bras.), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt aus GUERRA-SOMMER et al. (2008c). A) Werte in Klammern beziehen sich auf die ausgeschlossenen Körner. – Der Ausweis der Mittelung ist nicht konsistent. Einmal gilt das gemittelte Alter nur für die vier Candiota-Tonsteine (S. 22, zweimal), ein andermal für alle fünf, also inkl. des Faxinal-Tonsteins (Fig. 4f, S. 21; 13, 25). Einmal wird auch ein für alle fünf Tonsteinhorizonte gemittelt Alter von 291 ± 1 Millionen [radiometrische] Jahre ausgewiesen (S. 22, 24). Dies mag eventuell eine Rundung der $290,6 \pm 1,5$ Millionen [radiometrische] Jahre sein. Insgesamt hat es keine Relevanz.

Diskussion

Tephrostratigraphie im Sinne einer Identifikation und Korrelation von vulkanischen Aschenlagen betreiben GUERRA-SOMMER et al. (2008c) nicht. Demzufolge ist nicht bekannt, ob der Tonstein im Flöz S der Faxinal-Sedimentfolge mit einem der vier Tonsteine der Candiota-Sedimentfolge identisch ist. Es existieren auch keine anderen eindeutigen (Korrelations-) Marker. Zwar variiert die Zusammensetzung der Mikroflora beider Lokalitäten, dies wird aber als paläoökologische Signatur ohne stratigraphische Signifikanz gewertet. Vielmehr wird aus den sich nicht unterscheidbaren Isotopenaltern abgeleitet (als Hypothese bezeichnet), dass die Bildungen bzw. Ablagerungen (also die wesentlichen Kohlen-führenden Abschnitte) selbst einen stratigraphischen Marker darstellen, demnach in einem gewissen Rahmen zeitgleich sind.

Im Einzelnen ist festzuhalten, dass sich die gewichteten Isotopenalter der Proben der Candiota-Abfolge (ohne Unsicherheiten) zur Stratigraphie nicht konsistent verhalten (Pos. 1 bis 4, Tab. 32). Des Weiteren können die Isotopenalter unter Einbeziehung ihrer Unsicherheiten nicht unterschieden werden (s. o.); d. h. die zugrundeliegenden ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Verhältnisse sind nicht unterscheidbar. Dasselbe gilt für die Faxinal-Probe in Bezug auf die Candiota-Proben.

Bemerkenswert ist, dass die Leitautorin kurz zuvor für diese Tonsteinhorizonte andere Isotopenalter publiziert hatte: Für die Candiota-Tonsteine A und C deutlich höhere Werte (GUERRA-SOMMER et al. 2008a), $296 \pm 4,2$ bzw. $296,9 \pm 1,65$ Millionen [radiometrische] Jahre (Pos. 2 und 3, Tab. 33), und für den Faxinal-Tonstein einen niedrigeren Wert (GUERRA-SOMMER et al. 2008b), $285,4 \pm 8,6$ Millionen [radiometrische] Jahre (Pos. 5, Tab. 33) – insgesamt eine Differenz von etwa 11 Millionen [radiometrischen] Jahren (ohne Unsicherheiten). Demzufolge war auch die sequenzstratigraphische Zuordnung der Sedimentfolgen abweichend, Candiota zu Sequenz 2 und Faxinal zu Sequenz 3 (gemäß der Ausgliederung von HOLZ et al. 2000⁴²⁹). Diese Diskrepanzen werden in GUERRA-SOMMER et al. (2008c) nicht diskutiert. Erst in GUERRA-SOMMER et al. (2012) ist zu lesen, dass aufgrund der „relativ hohen Unsicherheit (im Falle von Faxinal von 8,5 Millionen Jahren)“ der U-Pb-ID-TIMS-Alter erneute Altersbestimmungen mit der SHRIMP-II-Methode durchgeführt worden waren.⁴³⁰

SIMAS et al. (2012, Co-Autorin ist GUERRA-SOMMER) interpretieren U-Pb-Isotopenverhältnisse von Zirkonen eines Tonsteins aus dem S1-Flöz der Recreio-Mine (Leao-Buitá-Kohlenfeld, etwa 200 km N des Candiota-Kohlenfeldes) und ermitteln ein U-Pb-Alter von $291,0 \pm 1,2$ Millionen [radiometrische] Jahre. Dieses Isotopenalter ist zu jenen der Candiota- und Faxinal-Tonsteine (nach GUERRA-SOMMER et al. 2008c) nicht unterscheidbar. SIMAS et al. (2012) bilden dann aus den insgesamt sechs Ergebnissen der drei Kohlenfelder ein mittleres U-Pb-Alter von $291,0 \pm 1,2$ Millionen [radiometrische] Jahre. Schließlich ist damit für das hauptsächliche Kohlenintervall der südbrasilianischen Kohlenfelder eine „geochronologische Korrelation“ realisiert worden.⁴³¹

⁴²⁹ HOLZ et al. (2000) weisen der Sedimentfolge der Rio-Bonito-Formation zwei Sequenzen 3. Ordnung zu: S2 und S3 (unterer Teil); das ist vereinfacht ausgedrückt, denn Lithostratigraphie und Sequenzstratigraphie sind unterschiedliche Konzepte. Die folgende Palermo-Formation gehört in S3 (oberer Teil); der Übergang von Rio-Bonito- zur Palermo-Formation wird als diachron interpretiert (Fig. 3, S. 425). S2 beinhaltet die wichtigen Kohlenflöze im Süden (Rio Grande do Sul), während die Kohlenflöze im Norden (Santa Catarina) in S3 auftraten, also jünger seien: „Insofar, the analysis of the third order systems tract show that the coals in Rio Grande do Sul and Santa Catarina states are not equivalent in time, nor are the lithostratigraphic subdivision.“ Später weisen HOLZ et al. (2010) in der liegenden Einheit der Itarare-Gruppe ein weitere Sequenz 3. Ordnung aus, sodass sich die Folge der Sequenzen der Rio-Bonito-Formation um eine Sequenz zu S3/S4 verschiebt (vormals S2/S3); zudem wurde eine neue Bezeichnung eingeführt: LPTS3/LPTS4 (Late Paleozoic Third-Order Sequences). – Nach VAIL et al. (1991, 619) beträgt die Dauer einer Sequenz 3. Ordnung 0,5 bis 3,0 Millionen [radiometrische] Jahre (s. Fußnote 59). HOLZ et al. (2010) allerdings geben unter Verweis auf KRAPETZ (1996) eine Dauer von 1 bis 11 Millionen [radiometrische] Jahre an. Die Gondwana-I-Supersequenz hat nach HOLZ et al. (2010, Appendix A) eine stratigraphische Reichweite vom oberen Teil der Bashkirium-Stufe bis etwa zum Grenzbereich Wuchapingium-/Changhsingium-Stufe und umfasst nach der radiometrischen Eichung etwa 58 Millionen Isotopenjahre (etwa 312 bis 254 Millionen [radiometrische] Jahre v. h.). Der Rio-Bonito-Formation werden in diesem Kontext 8 Millionen [radiometrische] Jahre zugewiesen (ihre Table 1).

⁴³⁰ „A radiometric conventional U-Pb dating (IDTIMS) from zircons of the tonstein layer indicate an age of 285.4 ± 8.6 Ma (GUERRA-SOMMER et al., 2008a). As this conventional U-Pb zircon ages provided a relatively large uncertainty (of 8.5 Ma the case of Faxinal), GUERRA-SOMMER et al. (2008b) performed SHRIMP U-Pb dating on zircons from tonstein samples at Candiota and Faxinal Coalfield. The authors obtained Tuffzircon age of $290.15 \pm 2.45/-0.85$ Ma for the Faxinal tonstein and a mean age of 290.6 ± 1.5 Ma which is more precise than the previously published results“ (GUERRA-SOMMER et al. 2012, 127).

⁴³¹ „The mean U-Pb age of 291 ± 1.3 Ma obtained for Candiota, Faxinal and Leão-Butiá coalfields represents a consistent geochronological correlation in a regional context for the main coal interval in southern Brazilian coalfields“ (SIMAS et al. 2012, 14).

| Pos. | Tonstein- probe | Profilmeter, Untergrenze (relativ) [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpo- pulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter | ± 2σ |
|--|--------------------|---|---|--|---|---------|
| | | | | | Subpopulation; ge- wogenes Mittel [Millionen Isotopenjahre] | |
| Candiota-Kohlenfeld; etwa 20 km N der Candiota-Kohlengrube (Mori et al. 2012) | | | | | | |
| 1a | Tonstein (Flöz | | | 10 von 11 (Pop-1) | 281,4 (Pb/Pb) | 3,4 |
| 1b | Cs5) | | | 12 von 13 (Pop-2) | 295,4 (Pb/Pb) | 4,5 |
| Candiota-Kohlenfeld, Candiota-Kohlengrube (Guerra-Sommer et al. 2008a) | | | | | | |
| 2 | C; (UpCand 1) | 9,1 | 292-300 | 5 Fraktionen | 296,9 | 1,65 |
| 3 | A; (LowCand 1) | 13,0 | 292-304 | 4 Fraktionen | 296 | 4,2 |
| Candiota-Kohlenfeld (Matos et al. 2001) | | | | | | |
| 4 | A (wie Pos. 2) | | | 4 Fraktionen | 267,1 | 3,4 |
| Faxinal-Kohlenfeld (Guerra-Sommer et al. 2008b) | | | | | | |
| 5 | Tonstein (Flöz S) | | | 3 (5?) Fraktionen | 285,4 | 8,6 |
| Leao-Butia-Kohlenfeld, Recreio-Kohlengrube (Simas et al. 2012) | | | | | | |
| 6 | Tonstein (Flöz S1) | | 279-307 | 16 von 16 | 291 | 1,2 |
| Simas et al. (2012): Mittel von 6 Ergebnisse aus drei Kohlenfeldern (Candiota, Faxinal, Recreio) | | | | | | |
| 7 | | | 287-298 | | 291,0 | 1,3 |
| Barracodo, ca. 20 km W Capane-Kohlenmine (Cagliari et al. 2014) | | | | | | |
| 8 | Tonstein-2 | 5 | 259-300 | 11 von 39 | 281,7 | 2,3 |
| 9 | Tonstein-1 | 0 | 271-307 | 6 von 38 | 290,6 | 2,8 |
| Bohrlokalität AC-72-RS, etwa 130-140 km W Faxinal (Cagliari et al. 2016) | | | | | | |
| 10a | Tonstein | | 205-375 | 19 von 36 (Pop-1) | 298,8 | 1,9 |
| 10b | | | ca. 500-2000 | 28 (Pop-2) | | |

Tab. 33 Kohlentonstein-Horizonte der Rio-Bonito-Formation, weitere U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt aus MORI et al. (2012), GUERRA-SOMMER et al. (2008a, 2008b), MATOS et al. (2001), SIMAS et al. (2012) und CAGLIARI et al. (2014, 2016). Zu Pos. 1a/1b: LA-MC-ICP-MS-Methode, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Konkordia-Alter. Das ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Alter von 281,4 ± 3,4 Millionen [radiometrischen] Jahren wird als Sedimentationsalter interpretiert (Pos. 1a, Population 1); das höhere ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Alter von 295,4 ± 4,5 Millionen [radiometrischen] Jahren wird auf eine ererbte Komponente („inherited“) zurückgeführt (Pos. 1b, Population 2). Der dünne Tonstein (< 5 cm) ist am Top der Rio-Bonito-Formation in Kohlenflöz Cs5 (Candiota Upper Seam 5) eingeschaltet. Der Abstand zum Lower Candiota Seam beträgt in Bohrung HN120RS (MORI et al. 2012, Fig. 9) etwa 15 m. Zu Pos. 2/3: ID-TIMS-Methode. Gewichtetes Mittel aus 4 bzw. 5 Fraktionen. Zu Pos. 4: ID-TIMS-Methode, Konkordia-Schnittpunkt-Alter, Mittel aus 4 Fraktionen. Das ausgewiesene Alter wird als Kristallisationsalter der Zirkone interpretiert. Zu Pos. 5: ID-TIMS-Methode. Mittel aus 3 (5?) Fraktionen. Zu Pos. 6: SHRIMP-II-Methode, Konkordia-Alter; darüber hinaus werden zwei weitere Berechnungsergebnisse ausgewiesen: TuffZir-²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter (13 von 16 Körnern) von 288,96 ± 2,4/- 0,9 Millionen [radiometrischen] Jahren sowie das ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter als gewichtetes Mittel aller 16 Körner von 290,8 ± 2,8 Millionen [radiometrischen] Jahren. Die zwei erstgenannten Alter seien im Rahmen ihrer Unsicherheiten äquivalent (SIMAS et al. 2012, 8). Zu Pos. 7: Ermittelt aus den Pos. 1 bis 5 von Tab. 32 sowie Pos. 7 dieser Tabelle. Zu Pos. 8/9: LA-MC-ICP-MS-Methode. Zu Tonstein-1: Für die restlichen 32 Zirkone wurde ein separates älteres U-Pb-Alter von 303 ± 2,8 Millionen [radiometrischen] Jahren ermittelt (2σ-Spanne 285–323 Millionen [radiometrische] Jahre). Darüber hinaus wurde eine Population B (weitere 11 Zirkone) ausgeschieden mit einem gemittelten U-Pb-Alter von 354 ± 16 Millionen [radiometrischen] Jahren (2σ-Spanne 324–444 Millionen [radiometrische] Jahre); CAGLIARI et al. (2014) zufolge korrespondiert das Kristallisationsalter mit der Tournaisium-Stufe (unterstes Unterkarbon). Drei weitere Zirkonkörner mit ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Alter von 630, 801 und 1025 Millionen [radiometrischen] Jahren interpretieren sie als detritische Körner. Zu Tonstein-2: 12 Zirkone wurden ausgeschlossen (höhere Unsicherheiten, höhere Gehalte von Normal-Pb). Für die restlichen 16 Zirkone wurde ein separates älteres U-Pb-Alter von 288,7 ± 2,3 Millionen [radiometrischen] Jahren ermittelt (2σ-Spanne 271–312 Millionen [radiometrische] Jahre). Die Beprobung der Tonsteine 1 und 2 (jeweils 2–4 cm dick) erfolgte in zwei unterschiedlichen Aufschlüssen, ca. 100 m voneinander entfernt. Zu Pos. 10a/10b: Position des Tonsteins nach Fig. 2a in CAGLIARI et al. (2016) ca. 70 m über der Basis der Formation; diese Position soll noch das untere Intervall der Rio-Bonito-Formation repräsentieren. LA-ICP-MS-Methode; das Alter der Population 1 (Pop-1) sei maßgeblich.

Werden die interpretierten Isotopenalter der Tonsteinhorizonte der Candiota-Flöze, Cs5 und Lower/Upper (GUERRA-SOMMER et al. 2008c), in Beziehung gesetzt (Pos. 1a, Tab. 33, zu Pos. 6, Tab. 32), so ergeben sich für etwa 15–20 Profilmeter rund 9 Millionen [radiometrische] Jahre (ohne Unsicherheiten). MORI et al. (2012) diskutiert diese „Inkonsistenz“ nur insofern, als er auf mögliche methodische Probleme der „isotopischen Altersanalysen“ hinweist, insbesondere mit Blick auf das weite Spektrum der [Isotopen-] Alter von ein und demselben Tonsteinhorizont.⁴³²

MORI et al. (2012) unterscheiden aufgrund unterschiedlicher Th/U-Verhältnisse (niedrig/hoch) zwei Zirkon-Subpopulationen (Pos. 1a/1b, Tab. 33) und interpretieren die Subpopulation mit den höheren Th/U-Verhältnissen (hier die „ältere“) als Fremdkomponente, d. h. von außerhalb der vulkanischen Provinz der „jüngeren“ Subpopulation. Diese Interpretation ist nicht zwingend; die Zirkone könnten aus demselben Magmenherd stammen. Diese Situation allerdings würde ein Umdenken bei der Interpretation erfordern.

Des Weiteren überlappt ihr interpretiertes Alter von $281,4 \pm 3,4$ Millionen [radiometrische] Jahre mit publizierten Alter der Irati-Formation – SANTOS et al. (2006), $278,4 \pm 2,2$, und ROCHA-CAMPOS et al.⁴³³ (2006, 2007), $279,9 \pm 4,8$ Millionen [radiometrische] Jahre –, dazwischen befindet sich noch die Palermo-Formation.

Die [Isotopen-] Altersdifferenz zwischen Tonstein-1 und Tonstein-2 im „mittleren Teil“ der Rio-Bonito-Formation der Lokalität Barrocada (CAGLIARI et al. 2014, 275) beträgt rechnerisch $8,9 \pm 6,0$ Millionen [radiometrische] Jahre (Pos. 8 und 9, Tab. 33)⁴³⁴. Dieses mutmaßliche Zeitintervall fassen die Autoren vollumgänglich als Alterslücke (age gap) auf. Demzufolge nehmen sie für die etwa 5 m mächtige feinkörnige Abfolge zwischen den Tonsteinen das Vorliegen von Sedimentationsunterbrechungen an, bedingt durch Erosion oder Sedimentumleitung. Konkrete sedimentologische Indizien für diese hypothetische Erklärung liefern sie aber nicht. Darüber hinaus scheint die [Isotopen-] Altersdifferenz zwischen Tonstein-1 und Tonstein-2 eine künstliche zu sein. Die Isotopenalter der Einzelzirkone beider Tonsteine können auch so gruppiert und gemittelt werden, dass kein unterscheidbares Ergebnis erzielt werden kann.⁴³⁵

Sedimentgesteine, Ablagerungsumwelt, Tempo der Sedimentation

GUERRA-SOMMER et al. (2008c, mit Verweis auf HOLZ 1998) zufolge demonstrieren detaillierte sedimentologische und stratigraphische Arbeiten, dass die Kohlenablagerungen der Rio-

⁴³² „Thus, it should be noted that besides the stratigraphical differences between tonstein samples, some of these contributions may be marred by methodological problems with respect to the isotopic age analysis, if we consider the wide variation in the spectrum of the ages coming from the same tonstein level. [neuer Absatz] A more relevant inconsistency (...)“ (MORI et al. 2012, 666).

⁴³³ ROCHA-CAMPOS et al. (2006) verstehen ihre ermittelten/interpretierten U-Pb-SHRIMP-Alter als vorläufig; Details zu diesen Analysen sind nicht veröffentlicht.

⁴³⁴ „The age difference between Tonstein-1 and Tonstein-2 is 8.9 ± 6.0 Ma, with this age gap represented in the sedimentary succession by approximately 5m of fine-grained lithologies (...). This time interval is probably related to the presence of depositional hiatuses resulted from erosional processes or sediment bypass. The occurrence of hiatuses in the Rio Bonito Formation is in agreement with the transgressive context of coastal and shallow marine systems“ (CAGLIARI et al. 2014, 275).

⁴³⁵ Die Autoren streben Ergebnisse mit höherer Präzision an. Ihre Schlussfolgerungen beenden sie mit folgendem Satz (S. 276): „To obtain results with better precision the same samples will be analyzed using the methods of TIMS dating of zircon.“

Bonito-Formation in Küstennähe erfolgt sind – das würden die ästuarinen, deltaisichen und tidalen (siliciklastischen) Ablagerungen anzeigen –, in Barriere-rückseitigen Environments.^{436,437} Auf der Grundlage paläobotanischer und palynologischer Untersuchungen entwerfen CAZZULO-KLEPZIG et al. (2005, 2007) Bilder von Feuchtgebietslandschaften, die zur Bildung der Biomasse und schließlich der Kohlenablagerungen geführt haben sollen: Für das Faxima-Kohlenfeld Sumpfwälder, die in einer tieferen Deltaebene gelegen waren und unter marinen Einfluss standen; für das Candiota-Kohlenfeld dagegen Sumpfwälder in niederen Küstenebenen, die mit einem Lagunen/Barriere-System in Verbindung standen und abhängig vom Ort nicht oder sporadisch überflutet wurden. In beiden Fällen werden Pflanzenvergesellschaftungen in Lebendstellung mit ausgeprägtem topographischen Relief konstruiert (Wachstumshöhen bis > 10 m).⁴³⁸ Diese Konzepte der Kohlenbildung setzen eine Entstehung bzw. Akkumulation des organischen Materials in situ voraus (Autochthonie⁴³⁹).

BEGOSSI & DELLA FÁVERA (2002) dagegen führen Belege an, die den Schluss nahelegen, dass das organische Material antransportiert und abgelagert wurde – also allochthoner Natur ist. BEGOSSI & DELLA FÁVERA (2002) beschreiben die Kohleneinschaltungen als integralen Teil der gesamten Sedimentfolge. Demnach sind die Kohlenschichten sehr heterogen, und aufgrund ihres hohen Gehalts an Aschen (Verbrennungsrückstände; Candiota: 22–62 Gew%⁴⁴⁰) eher als kohlige Siltsteine zu bezeichnen. In zahlreichen Kohlenschichten des Paraná-Beckens erkannten die Autoren Hummocky-Schrägschichtung⁴⁴¹ (hummocky cross stratification, HCS), ein Gefügemerkmal, das eine hohe Strömungsenergie anzeigt. Als mögliche Ursache der Akkumulation des organischen Materials werden katastrophische Fluten diskutiert.⁴⁴² In einem entsprechenden Sedimentationsmodell werden die Kohlen mit Prodelta-Ablagerungen assoziiert, während die Diamiktite und konglomeratischen Sandsteine mit Sigmoidal-Schichtung als zugehörige Deltafront-Ablagerungen interpretiert werden. Die Deltaablagerungen beziehen sich auf ein generelles Environment eines salzhaltigen Lago-Mare-Beckens. BEGOSSI & DELLA FÁVERA (2002) zeigen damit auf, dass die seit über 200 Jahren bestehende Sicht- und Denkweise zur Akkumulation des organischen Materials, das zu Kohle führt – das „Paradigma einer

⁴³⁶ „Detailed sedimentological and stratigraphic work demonstrated that coal deposits of the Rio Bonito Formation in the Candiota and Faxinal coalfields occur adjacent to paralic, i.e., estuarine, deltaic, backshore, foreshore and shoreface siliciclastic deposits, and that coal was deposited in back-barrier environments (Holz, 1998)“ (GUERRA-SOMMER et al. 2008c, 17).

⁴³⁷ HOLZ et al. (2000) sowie HOLZ & KALKREUTH (2004) erwähnen darüber hinaus das fluviatile Environment.

⁴³⁸ Für die drei untersuchten Abschnitte (Candiota-Hauptflöz, oben und unten; Faxinal, zusammengefasst Flöze I, M, L) werden jeweils fünf dominante Pflanzen-Vergesellschaftungen gezeigt, gekürzt: 1) Algen, 2) krautige und strauchartige Pflanzen, 3) baumförmige Bärlappe, 4) baumförmige Cordaiten und Glossopteriden sowie 5) baumförmige Koniferen. Sie unterscheiden sich lediglich in der prozentualen Zusammensetzung (CAZZULO-KLEPZIG et al. 2007, Fig. 6; CAZZULO-KLEPZIG et al. 2005, Fig. 10 und Fig. 12).

⁴³⁹ Die Kohlen werden als hypautochthon betrachtet. Aus palynologischer Sicht soll diese Bezeichnung anzeigen, dass geringere Transportweiten (z. B. von Sporen) in Betracht gezogen werden, aber noch im Lebensraum ihrer Mutterpflanzen geblieben sind.

⁴⁴⁰ Nach OLIVEIRA & KALKREUTH (2010, 267).

⁴⁴¹ S. Fig. 3 in BEGOSSI & DELLA FÁVERA (2002), Recreio-Kohlengrube, oder Fig. 5 in DELLA FÁVERA & MALMANN MEDEIROS (2007), Faxinal-Kohlengrube.

⁴⁴² Als (heutiges) Beispiel werden Jökullhlaups („Gletscherläufe“) genannt, ein Begriff der in Island im Zusammenhang mit Gletscherseeausbrüchen verwendet wird.

gradualistischen Ablagerung“ – für die Paraná-Kohlen inkorrekt ist.⁴⁴³

Daneben kann auch von der Natur der Tonsteine abgeleitet werden^{444,445}, dass Pflanzenwachstum und Biomasse-Akkumulation nicht an Ort und Stelle stattfanden. Die (messer-)scharfen unteren und oberen Grenzen der Tonsteine⁴⁴⁶, die subaquatische Ablagerung der ursprünglichen vulkanischen Aschen auf quasi ebenem Untergrund über große Flächen, ihre Erhaltung als solche, ohne irgendeine Aufarbeitung bzw. Veränderung durch mutmaßliche (aktive) Sumpfwald-Pflanzenvergesellschaftungen unter der Aschenlage als auch über der Aschenlage – diese Kriterien zusammengenommen lassen darauf schließen, dass die Pflanzenreste (teilweise „mattenartig“) durch Wasser antransportiert wurden (allochthon) und zur Ablagerung gelangten.⁴⁴⁷

GUERRA-SOMMER et al. (2008c, Fig. 2) weisen am schematischen Faxinal-Profil an vier Positionen unterhalb von Kohlenschichten Paläoböden aus. Die gleiche Abbildung verwenden SIMAS et al. (2013, Fig. 2; hier Abb. 47). Sie schreiben: „Trotz der Präsenz von Paläoböden an der Basis des Kohlenflözes fehlen in der studierten Abfolge Baumstämme in Wachstumsposition.“ Diese Aussage bezieht sich wohl auf die zwei mutmaßlichen, „klassischen“ Belege für die Autochthonie von Kohlen: „Wurzelböden“ und „aufrechtstehende Stämme in Wachstumsposition“ (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER 1982, 19)⁴⁴⁸ (s. Exkurs 2, Abschnitt 6.8). Indizien dafür, dass es sich um Paläoböden handelt, werden von SIMAS et al. (2013) allerdings nicht vorgebracht (z. B. fossile Wurzeln, Durchwurzlung, pedologische Kriterien).⁴⁴⁹ Es scheint sich bei dieser „Interpre-

⁴⁴³ „The organic matter deposition, giving rise to coal, has been considered for almost 200 years to be a paradigm of gradualist deposition (McCabe, 1984; Diessel, 1992). (...) However, in the Rio Bonito Formation (Paraná Basin, Southern Brazil), coal has distinctive features and associations such as large ash yields that makes the coal to be called better coaly siltstone than properly coal, that hinder the traditional gradualist interpretation. Hower and Eble (1995) mention similar lithology in coal deposits interlayered with clastic deposition, in Eastern Kentucky, USA. The peculiar character, plus the overall occurrence of hummocky cross stratification (HCS) in the Rio Bonito Formation's coal (Della Fávera, 1997) and close association with diamictites, suggesting lateral passages between these two lithological types, lead to an interpretation of deposition under high energy conditions (Begossi, 2001)“ (BEGOSSI & DELLA FÁVERA 2002, 84).

⁴⁴⁴ Für die vulkanischen Aschen des Faxinal-Tonsteins liefern GUERRA-SOMMER et al. (2012, 129f) Argumente für ein einziges vulkanisches Ereignis und eine rasche, subaquatische Ablagerung. Für die vulkanischen Aschen der Candiota-Tonsteine werden die Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen nicht konkretisiert.

⁴⁴⁵ CORREA DA SILVA (1973) interpretiert – Stand damals – die Tonsteine nach einer Klassifikation von SCHÜLLER (in SCHERRE 1958) als „dichter Tonstein“ bzw. „Stratotonstein“ (nach BOUROZ 1964), also sedimentär-detritischen und nicht vulkanischen Ursprungs. Nach SIMAS (2008, 22) haben erstmals FORMOSO et al. (1999) die Tonsteine als vulkanische Airfall-Aschen identifiziert (nach den Kriterien von BOHOR & TRIPLEHORN 1993).

⁴⁴⁶ So auch der Faxinal-Tonstein (z. B. SIMAS 2013, 48): „The tonstein at the Faxinal Coalfield is a bed of kilometric continuity corresponding to one pyroclastic fall, about 7-10 cm thick (Fig. 3B) with sharp upper and lower boundaries (RIBEIRO et al., 1987).“

⁴⁴⁷ Die Pflanzenreste (Makro-Fauna), die nunmehr als Kompressionsfossilien im Faxinal-Tonstein vorzufinden sind, müssen sich bereits in der Wassersäule befunden haben und sind durch den Ascheniederschlag rasch zu Boden gerissen und mit der Asche sedimentiert worden.

⁴⁴⁸ S. Fußnote 318.

⁴⁴⁹ Auch PUTZER (1955) zum Beispiel irritiert mit seinen Aussagen. Zunächst folgert er von seinen Beobachtungen (S. 52): „Auffallend ist die Armut bzw. das Fehlen von Wurzelböden und Stämmen in den Flözen. Lenz (1940) erwähnt Stigmarien aus Paraná. Putzer (1953a) beschrieb im Bereich des Beckentiefsten des Barro-Branco-Flözes in Sta. Catarina über dem höchsten Flöz 1-3 schwach entwickelte, jedoch verbreitete Wurzelböden im hangenden Sandstein. Mit diesen spärlichen Beweisen kann Autochthonie nicht belegt werden. Die oft ausgezeichnet erhaltenen Blätter der Glossoperis-Fauna deuten jedoch darauf hin, daß kein weiter Transport stattgefunden hat.“ Er schreibt weiter (S. 52): „Als Stütze für die hypautochthone Entstehung der Kohlenflöze erwähnen wir noch (...)“ Und fasst zusammen (S. 52): „Wir dürfen also annehmen, daß die brasilianischen

tation“ – „Präsenz von Paläoböden an der Basis des Kohlenflözes“ – um eine konzeptionelle faktische Etablierung zu handeln.⁴⁵⁰

Die Sedimentfolgen bestehen hauptsächlich aus Silt- und Sandsteinen sowie Konglomeraten bzw. Diamiktiten (Abb. 47, Tab. 34). Hinsichtlich der feinklastischen Komponente gibt es unterschiedliche Angaben, teilweise werden auch Mudstones (Ton- und Siltsteine, Korngröße < 0,063 mm) und Shales (Schiefertone bzw. „schiefriger Siltstein“) ausgewiesen. Mithilfe der makroskopischen Gefügemerkmale, insbesondere der Schichtungsmerkmale, interpretieren z. B. DE OLIVEIRA & KALKREUTH (2010) die Entstehung der Sedimente unter niedriger bis hoher Strömungsenergie oder im Falle der Mudstones als Absatz aus Suspension (Tab. 34).

| Pos. | Lithologie | sedimentäre Strukturen | Interpretation |
|------|--|--|---|
| 1 | matrixgestützter Kies, matrixgestütztes Konglomerat, Diamiktit | keine | Schuttstrom |
| 2 | Fein- bis Grobsandstein | trogförmige und planare Schrägschichtung | Rippel-Migration; niedrige bis hohe Strömungsenergie |
| 3 | Fein- bis Mittelsandstein, manchmal grobkörnig | Flaserschichtung, manchmal mit doppelten Tonlaminae ("double mud trapes") | Wechsel von Rippel-Migration und Absetzung von Sediment in Suspension |
| 4 | Fein- bis Mittelsandstein | wellige Schichtung, einschließlich kleinskaliger Hummocky-Schrägschichtung; Bioturbation | Wechselnde Strömungsenergie |
| 5 | Fein- bis Mittelsandstein | Schwall("swash")-Schrägschichtung | Hohe Strömungsenergie |
| 6 | Tonstein (bzw. Siltstein) mit etwa feinkörnigem Sandstein | linsige Schichtung | Absetzung von Sediment in Suspension im Wechsel mit etwas Rippel-Migration unter niedrigen Energiebedingungen |
| 7 | Kohle, kohlige Schiefertone bzw. Ton-/Siltsteine | Wurzelmarken | Akkumulation von Pflanzenmaterial und feinkörniger Sedimente |

Tab. 34 Lithologie der Sedimentfolge der Lokalität Candiota (Brasilien).

Aufstellung nach DE OLIVEIRA & KALKREUTH (2010, Table 1), sowie KALKREUTH et al. (2013, Table 1). Sie bezieht sich auf vier bzw. acht Kernbohrungen des Candiota-Kohlenfeldes, deren Lokalitäten maximal 3 km voneinander entfernt liegen. Der englische Begriff „mudstone“ umfasst die Korngrößen Ton und Silt (< 0,063 mm) und ist deshalb mit Ton- bzw. Siltstein übersetzt worden (Pos. 6 und 7). Das schematische Candiota-Profil der Fig. 2 in KALKREUTH et al. (2013) zeigt als feinkörnigstes siliciklastisches Sedimentgestein allerdings Siltstein, nicht Tonstein.

Gondwana-Kohlen hypautochthon auf dem Festland gebildet wurden (...).“ Und schließlich sind die Kohlenlager autochthoner Natur (unter „Ergebnis“, S. 54): „In festländischen Mooren entstanden vorwiegend autochthone Kohlenlager, zum Teil interstadialen Charkaters.“

⁴⁵⁰ Zu Paläoböden in Gondwana-Kohlen s. auch DUFF (1998, 125): „Another feature is the absence of seatearths (as recognized in the Carboniferous) which led to the belief that the Gondwana coals were of drift (allochthonous) origin i. e. the peats were formed from plant material that was washed into the swamps, rather than from degradation of plants that grew *in situ*. However, remains of standing trees in the position of growth have been found in South Africa, India and Australia. One of the most convincing pieces of evidence can be seen in New South Wales, Australia, where a volcanic ash-fall covering a coal seam displays numerous tree stumps in the position of growth (Plate VIa). Nevertheless the absence of obvious seatearths is noteworthy and may be a reflection of the different type of rooting system in the *Glossopterids* and their allies and/or climatic differences affecting the lack of chemical change in the muds underlying the peats.“ – Aufrechte Baumstämme in Wachstumsposition (z. B. Aufschlüsse bei Swansea Heads, Australien; DIESSEL 1984) zeigen per se kein Wachstum an Ort und Stelle an (s. Exkurse 1 und 2, Abschnitt 6.8).

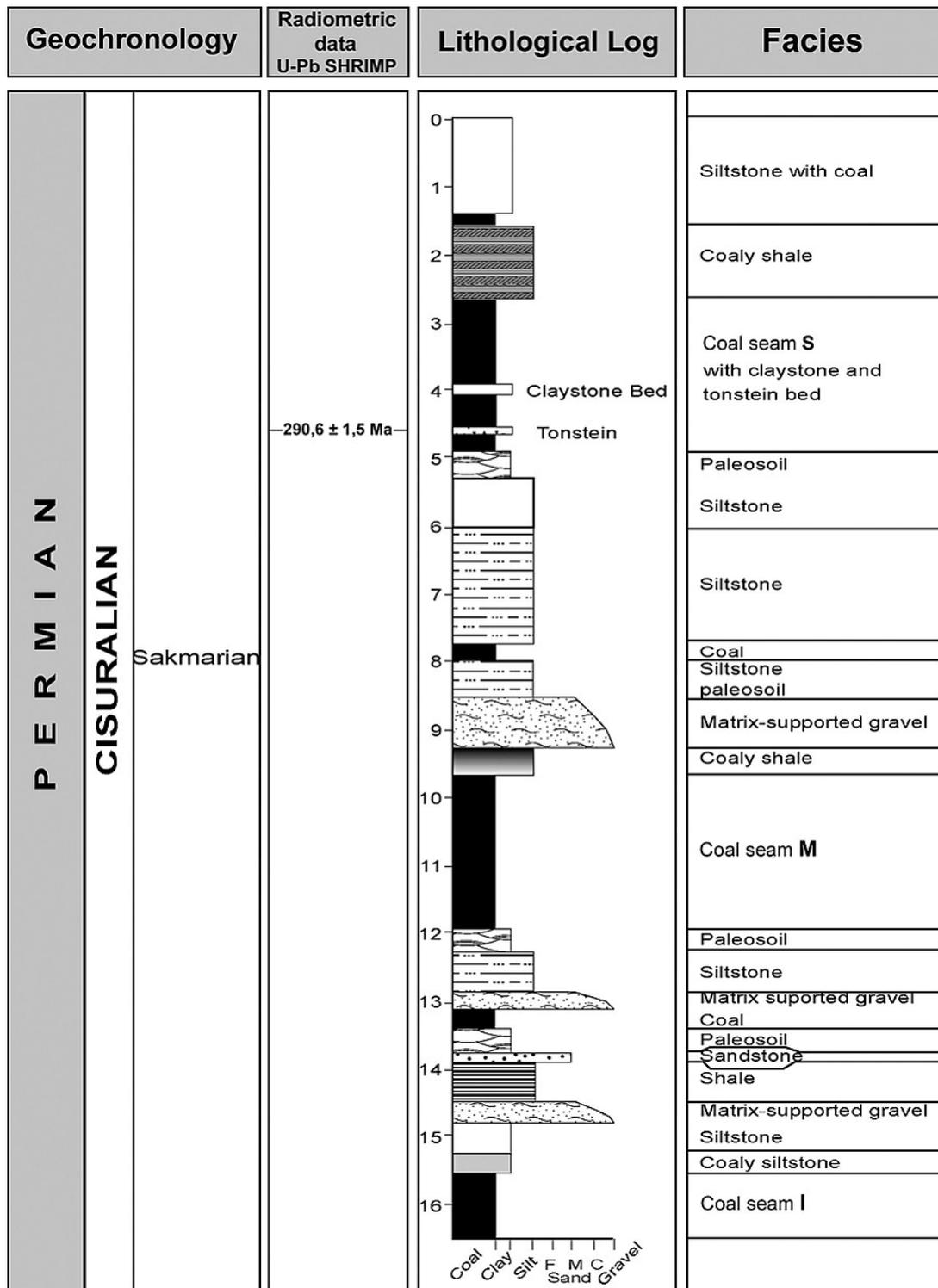


Abb. 47 Profil der Kohlen-führenden Sedimentfolge von Faxinal (Brasilien).

Schematisches Profil. Spaltenüberschriften: Geochronologie (Geochronology), Lithologie (Lithological log) und Fazies (Facies). Aufgrund der Interpretation des U-Pb-SHRIMP-Alters (Radiometric data) des Tonsteins – „290,6 ± 1,5 Ma“ – wird die Sedimentfolge chronostratigraphisch der Sakmarium-Stufe (Cisuralium-Serie, Perm-System) zugeordnet; vgl. GTS2004, Fig. 16.1: Sakmarium von 294,6 ± 0,8 bis 284,4 ± 0,7 Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Zu Fazies: Coal seam, Kohlenflöz; Coaly siltstone, kohliger Siltstein; Siltstone, Siltstein; Matrix-supported gravel, matrixgestützter Kies; shale, Schiefer-ton; Sandstone, Sandstein; Paleosoil, Paläoboden; Coal, Kohle; Coaly shale, kohliger Schiefer-ton; Tonstein, Kohlentonstein (hier: vulkanische Aschenlage); claystone, Tonstein. Zu Lithologie: Clay, Ton; Silt, Silt; F/M/C Sand, Fein-, Mittel- und Grobsand; Gravel, Kies. Lokalität und Diskussion s. Textteil. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 2 aus SIMAS et al. (2013) in *Geologica Acta*; freundliche Freistellung (CC BY-SA 4.0).

Die feinkörnige Komponente der Kohlen-führenden Abfolgen kann aber auch – im Gegensatz zu DE OLIVEIRA & KALKREUTH (2010) – vorwiegend durch Bodenströmungen abgelagert worden sein (vgl. z. B. SCHIEBER et al. 2007 und Abschnitt 6.10). Demzufolge könnte es sich durchweg um ein Ablagerungsumgebung mit einem höherenergetischen Strömungsregime gehandelt haben. Des Weiteren sind aus den Beschreibungen der Sedimentfolgen keine größeren Sedimentationsunterbrechungen erkennbar.

Zeitdauer. Unklar in GUERRA-SOMMER et al. (2008c) ist, ob sich die ausgewiesene, maximale Bildungszeit von ungefähr ± 2 Millionen [radiometrischen] Jahren (maximal 4 Millionen [radiometrische] Jahre?) auf die Sedimentfolge mit den hauptsächlich Kohlenflözen (z. B. Lower-/Upper-Candiota-Flöz) oder auf die gesamte, ca. 20 bis 30 m mächtigen Kohlen-führenden Sedimentfolgen bezieht.⁴⁵¹ Einerseits heißt es, dass die Datierungsergebnisse anzeigen würden, dass die Ablagerung der Tonsteine und Kohlschichten nahezu gleichzeitig geschah, in einem Zeitfenster von bis zu „2 Millionen Jahren“.⁴⁵² Andererseits heißt es, dass die Datierungsergebnisse auf eine Zeitspanne zur Bildung des Torfs (in Candiota und Faxinal) von maximal „2 Millionen Jahren“ hinweisen würden.⁴⁵³ Dieses Zeitintervall sei kürzer, als das von MILANI et al. (1998) für die Kohlenablagerung im Paraná-Becken vorgeschlagene Zeitintervall von „3,2 Millionen Jahren“ – auf der Basis hochauflösender sequenzstratigraphischer Modelle.⁴⁵⁴ Unter „Conclusions“ wird die Beziehung so dargestellt: „Das maximale Zeitintervall für die Bildung der Kohle in dem südbrasilianischen Teil des Beckens ist begrenzt auf ± 2 Millionen Jahre; ziemlich schnell mit Bezug auf die geologische Zeit; (...)“. Ob nun maximal 2 oder 4 Millionen [radiometrische] Jahre maßgeblich sind, hat allerdings für die Diskussion hier keine größere Bedeutung.

Die Kohlen-führenden Sedimentfolgen von Candiota und Faxinal werden vom Verfasser alternativ als eine Folge rascher Schüttungsereignisse mit nur kurzen Unterbrechungen interpretiert. Insofern steht diese Interpretation einer relativ kurzen Zeitdauer in einem krassen Gegensatz zu den „2 Millionen Jahren“ oder ggfs. mehr, die von den radiometrischen Datierungen abgeleitet werden.

⁴⁵¹ „Calibrations of chronostratigraphic data with radiometric ages show that the main coal succession from the southern Basin is constrained to the Middle Sakmarian. The ± 2 Ma time interval of deposition supports the hypothesis that the coal-generating process was quite rapid in terms of geological time.“

⁴⁵² „Otherwise, the U-Pb SHRIMP ages obtained in the present study demonstrate that the hypautochthonous accumulation of the peat-forming organic matter in the interval to the Lower and Upper Candiota Coal Seams may have occurred over a short time interval. Such interval may have been shorter than 2 Ma and probably shorter than that, but impossible to determine using the available geochronologic techniques. The four TuffZir ages are within error and the mean average is 290.6 ± 1.5 Ma“ (GUERRA-SOMMER et al. 2008c, 22).

⁴⁵³ „The U-Pb SHRIMP ages obtained in zircons from the upper tonstein layer UppCand1 and UppCand2) are undistinguishable (within error) from the ages of the lower tonstein (LowCand1 and LowCand2) and the age of Faxinal Tonstein. This suggests that the deposition of the tonsteins and the coal beds was almost near contemporaneous and all deposited in a time window of up to 2 m.y. Thus, the composition differences found between Candiota and Faxinal palynofloras are considered as representing local paleoenvironmental conditions, and not stratigraphic signature. By the other hand, the SHRIMP U-Pb ages discussed in this paper indicate a maximum time interval of 2 Ma for the time of peat formation in Candiota and Faxinal. This interval is shorter than the 3.2 Ma time interval proposed for the coal deposition in Paraná Basin, on the basis of high resolution sequence stratigraphic models (Milani et al., 1998)“ (GUERRA-SOMMER et al. 2008c, 22).

⁴⁵⁴ Der Verfasser hat in MILANI et al. (1998) eine solche Angabe nicht gefunden. Es ist unklar, ob und ggf. wie GUERRA-SOMMER et al. (2008c) diesen Wert abgeleitet haben.

Aktuelle CA-TIMS-U-Pb-Zirkonanalysen (GRIFFIS et al. 2018)

GRIFFIS et al. (2018) haben kürzlich erstmals CA-TIMS-U-Pb-Zirkonalter der diskutierten Kohlensteine publiziert. Demnach sind die vulkanischen Aschen des Candiota-Kohlenfeldes mit einem Isotopenalter von rund 298 Millionen [radiometrischen] Jahren (Pos. 1a bis 3b, Tab. 35) etwa 12 Millionen [radiometrische] Jahre älter als die des Faxinal-Kohlenfeldes (rund 286 Millionen [radiometrische] Jahre; Pos. 5a und 5b, Tab. 35). Sie schließen daraus, dass es mindestens zwei unterschiedliche Perioden der Kohlenbildung gegeben haben muss.⁴⁵⁵ Dies steht im Gegensatz zu den Ergebnissen und Interpretationen von GUERRA-SOMMER et al. (2008c).

| Pos. | Tonstein-/Bentonitprobe | Profilmeter, Untergrenze (relativ) [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel | ± 2σ |
|---|-------------------------|--|--|-------------------------------|---|-------------|
| | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| Candiota-Kohlenfeld; etwa 20 km N der Candiota-Kohlengrube bzw. 8 km O Ortschaft Hulha Negra | | | | | | |
| 1a | HNC01 | | 297-314, | 4 von 17 | 298,03 | 0,25 |
| 1b | (wie Flöz CS5) | | 326, 411, 535 | | 297,77 (jZa) | +0,35/-0,59 |
| Candiota-Kohlenfeld, Candiota-Kohlengrube | | | | | | |
| 2a | CT3 | 9,1 | 296-311 | 12 von 15 | 298,64 | 0,17 |
| 2b | (Candiota C) | | | | 297,58 (jZa) | +0,68/-1,4 |
| 3a | CT1 | 13,0 | 295-302 | 5 von 9 | 298,23 | 0,31 |
| 3b | (Candiota A) | | | | | |
| Quiteria, 25 km SW Ortschaft Minas do Leao (ohne Bezug zu einem bekannten Kohlen-führenden Intervall) | | | | | | |
| 4a | QUI | | 295-300 | 13 von 13 | 298,10 | 0,28 |
| 4b | | | | | 296,97 (jZa) | +0,45/-0,72 |
| Faxinal-Kohlenfeld | | | | | | |
| 5a | FAX | | 284-294 | 3 von 20 | 286,52 | 0,30 |
| 5b | | | | | 285,42 (jZa) | +1,2/-2,1 |

Tab. 35 Aschenlagen der Rio-Bonito-Formation, weitere U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach GRIFFIS et al. (2018). jZa: jüngstes Zirkonalter, unter Verwendung des Isoplot-Algorithmus „youngest detrital age“ (LUDWIG 2008). Labor: Berkeley Geochronological Center (Kalifornien, USA). Diskussion s. Textteil. GRIFFIS et al. (2018) argumentieren, dass das „jüngste Zirkonalter“ im Vergleich zum gemittelten Alter im geologischen Sinne realistischer sein mag, d. h. eine akkuratere Approximation des Eruptions- bzw. Ablagerungsalters [repräsentiere].⁴⁵⁶

Fazit

GUERRA-SOMMER et al. (2008c) korrelieren Tonsteinhorizonte der Rio-Bonito-Formation der Lokalitäten Candiota und Faxinal nicht tephrostratigraphisch, sondern auf Grundlage ihrer

⁴⁵⁵ „In summary, the new CA-TIMS U-Pb ages indicate at least two distinct periods of coal formation separated by minimally 12 m.y. This finding highlights the fact that the Rio Bonito coal interval is not an isochronous stratigraphic marker throughout the basin, as has been previously suggested and subsequently utilized for correlation (Fig. 3; Guerra-Sommer et al., 2008c; Simas et al., 2012)“ (GRIFFIS et al. 2018, 853).

⁴⁵⁶ „We thus argue that the new ages presented here may be more realistic in a geological sense, i.e., a more accurate approximation of the eruption/deposition age. For example, the highly precise weighted mean age of CT3 (<0.06%) may not capture the true depositional age, because it may be biased by the pre-eruptive residence time of zircon (Caricchi et al., 2014; Ickert et al., 2015)“ (GRIFFIS et al. 2018, 849).

Isotopenalter geochronologisch. Demnach sind die hauptsächlich Kohlschichten von Candiota und Faxinal in einem gewissen Rahmen gleich alt: $290,6 \pm 1,5$ Millionen [radiometrische] Jahre (gemittelt aus fünf Proben beider Lokalitäten).

GRIFFIS et al. (2018) dagegen weisen für die beiden Lokalitäten um 12 Millionen [radiometrische] Jahre differierende Alter aus. Das macht deutlich, dass es einer eindeutigen Identifikation und Korrelation der einzelnen Kohlentonsteine bedarf (vgl. WINTER 1981), um die Zirkonanalysen und interpretierten Zirkonalter verifizieren und bewerten zu können.

Die von GUERRA-SOMMER et al. (2008c) ausgewiesene Dauer von 2 Millionen Jahren (implizit Isotopenalter gleich Realalter) für die Bildung der hauptsächlich Kohlen-führenden Sedimentfolge steht im krassen Gegensatz zu einer Zeitindikation auf Basis geologisch-sedimentologischer Kriterien.

6.13 Bentonite der Yangtze-Plattform (Südchina), Grenzbereich Perm/Trias

Übersicht

Die Sedimentgesteine der Yangtze-Plattform liegen dem präkambrischen Südchina-Block bzw. -kraton auf, der hauptsächlich aus dem nordwestlichen Yangtse-(Teil-)Block und dem südöstlichen Cathaysia-(Teil-)Block besteht (ZHENG et al. 2013). Die stratigraphische Spanne der Ablagerungen der Yangtze-Plattform reicht vom Ediacarium (in China vormals „Sinium“) bis zur Mitteltrias.

In die fossilreichen marinen Sedimentfolgen, die dem obersten Perm und der untersten Trias zugeordnet werden, sind bei den Plattform-Lokalitäten Meishan und Shangsi (Südchina) zahlreiche vulkanische Aschenlagen (Bentonite) eingeschaltet.

Die Meishan-Profile sollen die (geologisch) am meisten intensiv untersuchten Profile der Welt sein (SHEN 2012, 576). Im Profil Meishan-D ist die Perm/Trias-Grenze formal definiert worden (YIN et al. 2001).

Titel (Hauptbezug)

SHEN et al. (2011): Calibrating the End-Permian Mass Extinction. [*Kalibrierung des end-permischen Massenaussterbens*].

Lokalität(en), Lithologie, Stratigraphie

Die gut geschichtete Abfolge bei Meishan (Changhsing-Formation, zuvor Changhsing Limestone, sowie untersten Abschnitte der Yinkeng-Formation) besteht vorwiegend aus Kalksteinen unterschiedlicher Ausprägung (teilweise tonig und siltig und mit kieseligen Bändern, unterschiedliche Gehalte an Bioklasten) und untergeordnet Mergeln und kalkigen Ton- und Siltsteinen; sie werden als Ablagerungen eines Milieus im Grenzbereich von Schelf (Karbonat-Plattform) und Abhang interpretiert. Demgegenüber werden die Abfolgen bei Shangsi vom Liegenden zum Hangenden zunächst als ein Milieu einer sich vertiefenden Plattform

(Wujiaping-Formation, karbonatreich), sodann als ein Milieu im Bereich Abhang/Becken (Dalong-Formation, Übergang von Kalksteinen zu Tonsteinen) gedeutet.

Paläogeographisch wird der Ablagerungsbereich zum östlichen Paläotethys-Ozean zugeordnet (Abb. 48).

- (A) Meishan-Profil⁴⁵⁷ (Kreis Changxing, Provinz Zhejiang, ca. 200 km WSW Shanghai). Bis zu 35 vulkanische Aschenlagen und karbonisierte Tuffe (SHEN 2012, 573).
- Die Parallel-Profile A, B, C, D, D'⁴⁵⁸, E und Z liegen in einer Reihe von Steinbrüchen nebeneinander, etwa auf einer SW-NO-Linie 2–3 km SW Meishan; die Abstände zueinander betragen Zehner- bis wenige Hundert Meter (Abb. 49).
 - GSSP-Referenzpunkte (Profil D) für die Changhsingium-Stufe (JIN et al. 2006) und Indusium-Stufe (YIN et al. 2001), letzterer definiert zugleich die Perm/Trias-Grenze und die Paläozoikum/Mesozoikum-Grenze (Abb. 51)⁴⁵⁹; Gliederung und Definition konzeptionell mit Conodonten.^{460,461}
- (B) Shangsi-Profil (35 km WSW Guangyuan, Provinz Sichuan, ca. 1350 km W Meishan). Mehr als 30 Bentonite zwischen Schicht 7 und Schicht 30 (GLEN et al. 2009, Fig. 4).
- Zwei nah beieinanderliegende Aufschlüsse (Abstand 100–200 m), ein Flussanschnitt (Qingshuihe River) und ein Straßenanschnitt.

⁴⁵⁷ Der Ort, an welchem im Rahmen der Einrichtung des Meishan-Geoparks das Meishan-Museum errichtet wurde, hat sich zum populärsten Besuchsort für Studenten in Südostchina entwickelt (SHEN 2012, 576).

⁴⁵⁸ Profil D': Neuer Aufschluss einige Zehnermeter seitlich Profil D, da Profil D unter „Schutz“ gestellt wurde.

⁴⁵⁹ SHEN (2012, 573) zufolge ist es der einzige Ort, an welchem an einer durchgängigen Schichtenfolge zwei GSSP's definiert sind; siehe aber SCHMITZ et al. (2011), GSSP's für die Selandium-Stufe und Thanetium-Stufe (beide oberes Paläozän) an einer kontinuierlichen Sedimentfolge bei Zumaia, Spanien. Mit den zwei aufeinanderfolgenden GSSP's bei Meishan wurde ein „physischer“ Stratotypus (body stratotype) für die Changhsingium-Stufe etabliert (YUAN et al. 2014, 220). – BAUD (2014, 19) geht davon aus, dass in der nahen Zukunft eine neue Lokalität als Referenzpunkt für die Perm/Trias-Grenze vorgeschlagen werden wird; denn das GSSP-Profil in Meishan sei „stark kondensiert“ und kürzlich entdeckte Schichtenfolgen dieses stratigraphischen Bereiches seien „ausgedehnter“: „But now, with the discovery of extended latest Permian sections in South China and extended earliest Triassic sections in Arctic areas, the actual Meishan highly condensed GSSP section shows his borderline. As an extremely short duration of the Induan have been established recently (see BURGESS et al. 2014, OVTCHAROVA et al. 2007), sure a new subdivision of the lower Triassic will be proposed and a new locality for the GSSP will come in the next future.“

⁴⁶⁰ Die Indusium-Stufe ist definiert mit dem „ersten Auftreten“ des Conodonten *Hindeodus parvus*. Zum seltenen „Auftreten“ und zur „Abgrenzung“ von *Hindeodus parvus* (YUAN et al. 2014, 229): „The lower boundary of this zone is defined by the FAD of *Hindeodus parvus* at the base of Bed 27c (YIN et al., 2001). The upper boundary of this zone is constrained by the first occurrence of *Isarcicella staeschei* (JIANG et al., 2007; ZHANG et al., 2007, 2009). It is worth noting that typical specimens of *H. parvus* are very rare in Bed 27 at the Meishan sections. So far, less than ten specimens of *H. parvus* have been recovered. Some specimens of *Hindeodus* in the *Clarkina zhejiangensis* Zone show some similar characters of *Hindeodus parvus* (ZHANG et al., 2014) and are transitional. Some specimens of *H. changxingensis* and many *H. praeparvus* are commonly associated with *H. parvus* at the Meishan and many other sections.“ – Aufgrund unterschiedlicher Konzepte und taxonomischer Ansätze liegen (insgesamt) bedeutende Diskrepanzen in der Interpretation des Conodonten-Materials der Meishan-Profile vor, die sich auch im Ausweis von unterschiedlichen Conodonten-Zonierungen ausdrücken (YUAN et al. 2014, 220): „However, major discrepancies exist in various previous studies of conodonts from the Meishan sections. Many different authors have documented very different species ranges based on different concepts and approaches of taxonomy.“

⁴⁶¹ Zuvor waren zahlreiche Vorgehensweisen diskutiert worden, die Perm/Trias-Grenze zu definieren (YIN & TONG 1998): Neben einer Vielzahl biostratigraphischer Ansätze einen sequenzstratigraphischen, einen geochemischen, einen Ereignis-stratigraphischen, einen paläomagnetischen, einen zyklustratigraphischen und einen Bio-Ereignis-Ansatz.

- Profil vom Liegenden zum Hangenden (Schichtenbeschreibung nach LAI et al. 1996 und LI et al. 1989): Wujiaping-Formation (ca. 58 m, Schicht 5–12?), Dalong-Formation (ca. 42 m, Schicht 13?–27) und Feixianguan-Formation (Schicht 28 aufwärts).
- Korrelation der Perm/Trias-Grenze: Schicht 28–30 (abhängig vom Kriterium).

Methodik

Beprobung. Selektive Serien- und Einzelproben; 300 Zirkon- und Monazit-Einzelkörner aus 29 Aschenlagen von insgesamt sieben Lokalitäten.

Zirkoncharakteristik. Keine Angabe.

Zirkonauswahl/Präparation. Sorgfältige Hand-Selektion von (juvenilen) Einzelkristallen, darüber hinaus keine weiteren Angaben.

Verfahren/Analyse. Einzelkornanalyse, CA-ID-TIMS (nach MATTINSON 2005 sowie SCHOENE et al. 2006); Isoplot/EX 3.0 zur Kalkulation des „gewichteten mittleren Datums“.

Labor. Massachusetts Institute of Technology (MIT), Cambridge, MA, USA.

Altersinterpretation (geologisch)

Zeitpunkt der Eruption und Sedimentation der Aschenlagen (Eruptions- und Sedimentationsalter).

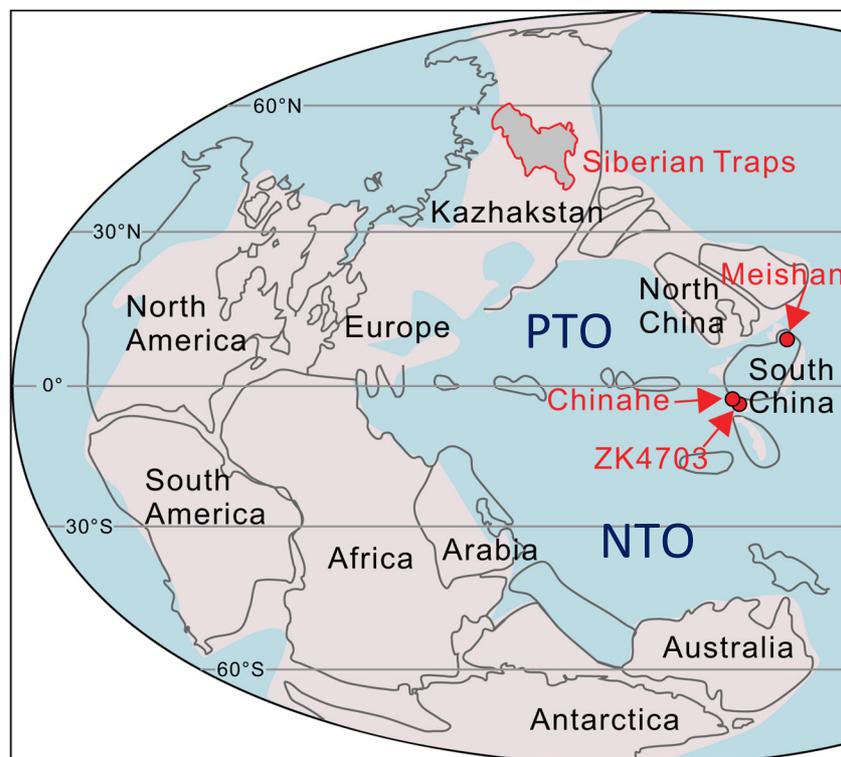


Abb. 48 Mutmaßliche paläogeographische Lage von Meishan (China).

Paläogeographie nach dem plattentektonischen Konzept zum Zeitpunkt der Ablagerung der Perm-Trias-Grenzschichten (CHU et al. 2020); die Lokalitäten „Chinahe“ und „ZK4703“ werden hier nicht diskutiert. PTO (Paleo-Tethys Ocean), Paläotethys (Ozean); NTO (Neo-Tethys Ocean), Neotethys oder Tethys (Ozean): Eintragungen des Verfassers nach SHEN et al. (2019). Abbildung: Wiedergabe von Fig. 1 aus CHU et al. (2020) in *Geology*; freundliche Freistellung (CC BY).



Abb. 49 Die Profil-Serie bei Meishan (China).

Distanzblick auf die Lokalitäten der einzelnen Profile bei Meishan. In dem Profil Meishan-D sind die Stufen-Grenzen Changhsingium/Indusium (entspricht Perm/Trias-Grenze), GSSP links von „D“, und Wuchiapinium/Changhsingium, GSSP rechts von „D“, formal definiert worden. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 2B aus SHEN (2012), mit freundlicher Genehmigung des *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*.

Herkunftsgebiet der vulkanischen Aschen

Nicht bekannt, möglicherweise „nahe Meishan“ (YIN et al. 1994, 26). HE et al. (2014) vermuten allerdings (im Kontext des plattentektonischen Konzepts) als Eruptionsgebiet einen ehemals kontinental-magmatischen Bogen im Paläotethys-Ozean, der in Teilen im heutigen Kunlun-Gebirge im Westen Chinas erhalten und aufgeschlossen ist. Eine rasche Subduktion hätte zu einem Ignimbrit-„Schub“ bzw. -„Aufflammen“ geführt.⁴⁶²

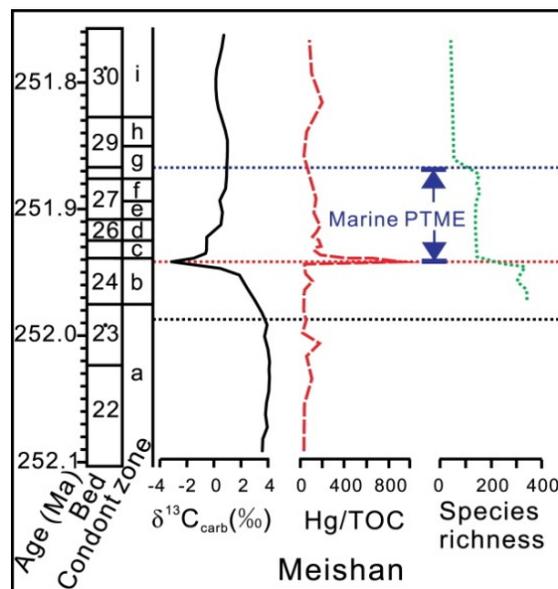


Abb. 50 Perm/Trias-Grenzsichten, Sedimentgesteinsanalysen.

Präsentation der gemessenen Werte für Kohlenstoffisotopenkonzentration $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (nach SHEN et al. 2011 und BURGESS et al. 2017), Verhältnis Quecksilber (Hg) zu gesamten organischen Kohlenstoff (TOC) (nach GRASBY et al. 2017) und Artenreichtum (nach SONG et al. 2013) von CHU et al. (2020). Legende (von links nach rechts): Skala links, Alter (Age) vor heute in M[r]a; bed, Schicht (22 bis 30); Conodont Zone, Conodonten-Zone (a bis i); Species richness, Artenreichtum; Marine PTME, marines Perm-Trias-Massenaussterben (definiertes Intervall). Abbildung: Wiedergabe von Fig. 3 (Ausschnitt) aus CHU et al. (2020) in *Geology*; freundliche Freistellung (CC BY).

⁴⁶² „Spatial variation in the thickness and numbers of the PTB ash layers in South China (Fig. 3a) likely indicates that they may have originated from the west part of South China, where a Permian–Triassic continental magmatic arc (including gigantic intrusions and volcanics such as ignimbrite) is well documented east of Kunlun mountain“ (HE et al. 2014, 264). – Zum Kunlun-Gebirge siehe z. B. YOUNGUN & HSÜ (1994).

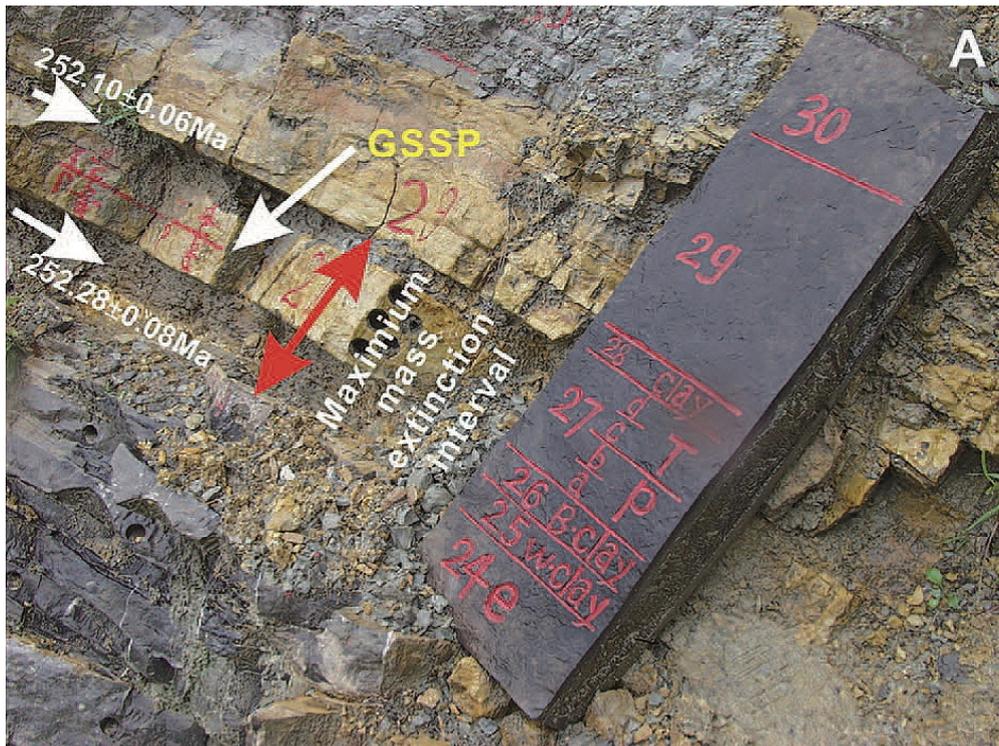


Abb. 51 Perm/Trias-Grenze, GSSP Meishan (China).

Gekennzeichnet sind die Schichten 24e bis 30. Die definierte Perm/Trias-Grenze befindet sich mittig in Schicht 27. Legende: W(hite) clay, weißer Ton; B(lack) clay, schwarzer Ton; maximum mass extinction interval, maximales Intervall des Massenaussterbens (s. auch Abb. 50). Diskussion siehe Textteil. Abbildung: Wiedergabe von Fig. 4A aus SHEN (2012), mit freundlicher Genehmigung des *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Autoren

SHEN et al. (2011) unternehmen den Versuch, dem sogenannten „end-permischen Massenaussterben“⁴⁶³ sowohl ein präzises numerisches Alter als auch eine präzise Zeitdauer zuzuweisen. Sie nutzen dabei den Umstand, dass im definierten Perm/Trias-Grenzbereich über eine kurze Profildistanz mehrere Bentonite eingeschaltet sind; ihre magmatogenen Zirkone (und untergeordnet Monazite) verwenden sie zum Zwecke einer Altersbestimmung.

Demzufolge ereignete sich der Peak der „Extinktion“ unmittelbar vor dem „Datum“ von $252,28 \pm 0,08$ Millionen [radiometrischen] Jahren vor heute und fiel zeitlich mit einem $\delta^{13}\text{C}$ -Aus Schlag von -5 ‰ zusammen (Abb. 50). Das „Extinktionsintervall“ soll weniger als 200 Tausend [radiometrische] Jahre gedauert haben. Des Weiteren berechnen sie durch Interpolation das Alter der Perm/Trias-Grenze zu $252,17 \pm 0,06$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute und das Alter der Wuchapingium/Changsingium-Grenze zu $254,14 \pm 0,07$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute; dies sind die in der GTS2012 verwendeten numerischen Grenz-Alter.⁴⁶⁴

⁴⁶³ Eine Diskussion des „Massenaussterbens“ ist nicht Gegenstand dieses Beitrages.

⁴⁶⁴ Darüber hinaus werden für die GTS2012 (nur) die älteren radiometrischen Alter von MUNDIL et al. (2001, 2004) verwendet: Trias (S. 1062-1063): Nr. T2 (Meishan, MUNDIL et al. 2001) und P18 (Shangsi, MUNDIL et al. 2004); s. Tab. 36. Perm (S. 1062-1063): Nr. P10, P11, P12, P13, P14, P15 und P16 (alle Shangsi) und P17 (Meishan); MUNDIL et al. 2004, s. Tab. 40. – In Appendix 2 der GTS2012 werden von denselben Bentonithorizonten auch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter aufgeführt; die korrespondierenden b-Nummern sind: P12b, P13b, P14b, P15b, P16b und P17b (alle RENNE et al. 2010). Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode aber ist eine relative Altersbestimmungsmethode: „Die

6.13.1 Lokalität Meishan

Diskussion

Die Bentonit-Serienanalyse von SHEN et al. (2011) bezieht sich auf sieben ausgewählte Bentonithorizonte einer etwa 38 m mächtigen Sedimentfolge. Für sechs Bentonithorizonte werden stratigraphisch konsistente U-Pb-Zirkonalter ausgewiesen, d. h. die gewogenen mittleren Alter der Subpopulationen nehmen vom Liegenden zum Hangenden ab (Tab. 36, Pos. 2–7). Lediglich für Pos. 1 (Schicht 33) wird kein gewogenes mittleres Alter geliefert.

Im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheiten sind zwei Isotopenalter nicht unterscheidbar (Tab. 36, Pos. 6–7), vier dagegen unterscheidbar (Tab. 36, Pos. 2–5). Die Isotopenalter der Grenzben-tonite betragen $252,28 \pm 0,08$ (Schicht 25, „white clay“; Tab. 36, Pos. 3) und $252,10 \pm 0,06$ (Schicht 28, „clay“; Tab. 36, Pos. 2) Millionen [radiometrische] Jahre vor heute (Abb. 51).

Den Probenbezeichnungen ist zu entnehmen, dass nicht ein (durchgängiges) Profil beprobt wurde, sondern die Proben aus mehreren, z. T. Hunderte Meter voneinander entfernten (Parallel-) Profilen stammen und ein Komposit kreiert wurde (zweiter Buchstabe der Probenbezeichnung: Profile B, C, D und Z; siehe oben unter „Lokalitäten“). Eine sichere Korrelation ist aber aufgrund der quasi gleichförmigen Ausbildung der Sedimentfolge und der relativen geringen Distanzen zueinander wohl gegeben.⁴⁶⁵

Die jeweils analysierten Zirkon-Gesamtpopulationen zeigen hinsichtlich ihrer $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse Streuwerte auf, die deutlich überlappen (siehe Tab. 36, Spalte „ $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter Ca.-Spanne“); demzufolge wären die Zirkon-Populationen hinsichtlich ihrer $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse – interpretiert und ausgedrückt als $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter – nicht unterscheidbar. Dennoch weisen SHEN et al. (2011) distinkte Isotopenalter aus (s. o.). Sie bezeichnen ihre Vorgehensweise der „Unterscheidung“, der Bildung spezifischer Subpopulationen, als subjektiv. Insbesondere folgern sie, dass „das jüngste statistische signifikante Cluster von Daten die wahrscheinlich beste Schätzung des Eruptionszeitpunkts ist“.⁴⁶⁶

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Technik ist eine relative Datierungsmethode; Alter werden zurück referenziert auf einen Mineral-Standard ‚bekanntes Alters‘ (JOURDAN et al. 2014, 2). Und RENNE et al. (2010, 5350): „The ⁴⁰Ar/³⁹Ar method requires, in addition, the use of natural standards with either accurately-known ⁴⁰Ar/⁴⁰K ratios or independent knowledge of the age.“

⁴⁶⁵ So BOWRING et al. (1998, 1040): „Not all ash beds were collected from quarry D, but each can be confidently correlated into the standard section shown here [bezieht sich auf ihre Fig. 2, MK].“

⁴⁶⁶ „The calculation of weighted mean dates from a geochronologic data set is subjective with some of the analyses being excluded from the calculation. The weighted mean is calculated on the assumption that a population of zircons crystallized at the same time and that they define a normal distribution. This is not always the case for several reasons. The most common is inheritance of small amounts of older xenocrystic zircon in a volcanic grain that results in a single analysis with a date older than the eruption age. A Precambrian core in a Permian zircon is easy to detect. More difficult to detect are slightly older whole grains or cores that are xenocrystic or had a prolonged period of residence in the magma before eruption. These grains and cores can be up to a few hundred thousand years older than the eruption age (...). Over the past decade, as uncertainties on individual analyses have been reduced, scatter in excess of what can be predicted by analytical uncertainties alone is often attributed to magmatic residence. Because some of the scatter in our datasets could be related to magma residence, we conclude that the youngest statistically significant cluster of dates is likely the best estimate of the eruption time. While we cannot dismiss prolonged magma residence in our samples, the large number of analyses per sample and the many ash beds in close stratigraphic sequence gives us confidence in our age interpretations. Another reason for scatter in the datasets is Pb loss from zircon due to

| Pos. | Schicht Nr. | Bentonit-probe | Dicke [cm] | Abstand zur P/T-Grenze [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter | ± 2σ |
|---|-------------|----------------|------------|----------------------------|--|-------------------------------|---|-------------|
| | | | | | | | Subpopulation; gewogenes Mittel | |
| | | | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| Shen et al. (2011); Proben von Profil B, C, D und Z. | | | | | | | | |
| 1 | 33 | MD99-33u | | 1,75 | 251,9-252,7 | 15 | 251,9-252,7 | |
| 2 | 28 | MBE-02-05 | 4 | 0,12 | 251,9-252,2 | 8 von 8 | 252,10 | 0,06 |
| | 27c-Basis | | | 0,00 | | | <i>int. 252,17</i> | <i>0,06</i> |
| 3 | 25 | MBE 02 03 | 4 | -0,16 | 251,1-257,5 | 13 von 16 | 252,28 | 0,08 |
| 4 | 22 | MZ96(-4.3) | | -4,5 | 252,4-253,7 | 7 von 8 | 252,50 | 0,11 |
| 5 | 15 | MD99-15 | | -17,4 | 252,7-253,1 | 7 von 7 | 252,85 | 0,11 |
| 6 | 7 | MD-7b-96 | | -35,9 | 252,2-260,6 | 7 von 9 | 253,45 | 0,08 |
| 7 | 6 | MC03 6-3 | | -36,4 | 253,4-372,0 | 7 von 9 | 253,49 | 0,07 |
| Mundil et al. (2004); Probe von Profil D. | | | | | | | | |
| 8 | 25 | D3t | | -0,18 | 252,1-252,9 | 6 von 6 | 252,4 | 0,3 |
| Mundil et al. (2001); Proben von Profil D, außer AW3 (Profil A-West). | | | | | | | | |
| 9 | zw. 34/35 | D1 | 5-12 | 7,0 | 250,4-268,2 | 15 | 250,4-254,5 | |
| 10 | 28 | AW3 | 4 | 0,08 | 252,1-254,8 | 6 von 7 | 252,5 | 0,3 |
| | 27c-Basis | | | 0,00 | | | | |
| 11 | 25 | D3t | | -0,18 | 217,8-330,5 | 20 | >254 | |
| 12 | 15 | D10/15 | 8-9 | -17,3 | 233,0-875,7 | 23 | min. 252 | |
| 13 | zw. 3/4 | D16 | 2 | -41 | 235,5-395,9 | 12 | >257 | |
| Bowring et al. (1998); Proben von Profil A, D und Z. | | | | | | (Fraktionen) | | |
| 14 | zw. 34/35 | MD96-293w | 5 | 7 | 249,0-329,7 | 9 von 12 | 250,2 | 0,2 |
| 15 | 33 | MDB96-33 | 5 | 1,75 | 231,3-376,1 | 7 von 12 | 250,4 | 0,5 |
| 16 | 28 | MZ96-(+0,17) | 9 | 0,08 | 242,9-491,3 | 9 von 19 | 250,7 | 0,3 |
| | 27c-Basis | | | 0,00 | | | | |
| 17 | 25 | MAW-b25 | | -0,18 | 233,7-344,9 | 10 von 24 | 251,4 | 0,3 |
| 18 | 22 | MZ96(-4,3) | | -4,5 | 237,5-619,6 | 8 von 15 | 252,3 | 0,3 |
| 19 | 7 | MD96-7 | 9 | -36,8 | 251,1-323,0 | 12 von 24 | 253,4 | 0,2 |

Tab. 36 Bentonithorizonte der Meishan-Profile (China), U-Pb-Zirkonalter.

Vergleich der Analysen und Interpretationen von SHEN et al. (2011) mit den Analysen und Interpretationen von MUNDIL et al. (2001, 2004) und BOWRING et al. (1998); Diskussion siehe Textteil. Die Abstandsangaben der Proben von BOWRING et al. (1998) sind zum Zwecke der Vergleichbarkeit MUNDIL et al. (2001) entnommen; es bestehen z. T. kleinere Differenzen zwischen SHEN et al. (2011) und BOWRING et al. (1998). Labore: SHEN et al. (2011, Co-Autor ist BOWRING), BOWRING et al. (1998): Massachusetts Institute of Technology (MIT), USA; MUNDIL et al. (2001, 2004): Berkeley Geochronology Center, USA.

MUNDIL et al. (2001) hatten auf Basis ihrer ID-TIMS-Einzelkornanalysen zuvor nur gröbere Isotopenalter liefern können (Tab. 36, Pos. 9–13), mit Ausnahme der Probe AW3 (Schicht 28)

radiation damage that yields dates that are younger than the eruption age. Despite pretreatment using the CA-TIMS method, a small percentage of grains still show evidence of Pb loss" (SHEN et al. 2011, SOM, 3).

von Profil Z; die Datensätze seien zu komplex^{467,468} und nicht schlüssig⁴⁶⁹ (MUNDIL et al. 2010). MUNDIL et al. (2004) weisen dann aber für Probe D3t – auf Grundlage der CA-TIMS-Technik – erstmals ein konkretes Isotopenalter aus (Tab. 36, Pos. 8); allerdings werden die anderen Proben nicht erneut analysiert. Demnach wären die Grenz Bentonite (Tab. 36; Pos. 10, Schicht 28, und Pos. 8, Schicht 25) „gleich alt“; sie wären aufgrund ihrer 2 σ -Unsicherheiten nicht unterscheidbar.

Die ältere Bentonit-Serienanalyse von BOWRING et al. (1998) haben MUNDIL et al. (2001) analysiert (vgl. Tab. 36, Pos. 14–19). Sie stellen u. a. eine Altersinterpretation zu Gunsten der Einhaltung der stratigraphischen Konsistenz fest.⁴⁷⁰ Die Proben von BOWRING et al. (1998) sind auch hier über drei Profile verteilt. Durch vergleichsweise leicht höhere 2 σ -Unsicherheiten

⁴⁶⁷ „(...) IDTIMS single-grain zircon U/Pb ages obtained from most of the Meishan P-T bentonites are difficult to interpret, and display complex age patterns within individual layers. In most cases, the effects of subtle Pb loss are combined with varying amounts of inheritance. If inheritance is present in the form of cores, such grains escaping detection during crystal selection may typically be recognized because of the resulting pronounced $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age discordance. However, the presence within a single horizon of multiple generations of older xenocrysts (in many cases only slightly older than the depositional age) complicates age distribution to a degree which renders objective assignment of an age difficult or even impossible. When these phenomena bias individual zircon ages at the sub-percent level they are extremely difficult to deconvolute, and are impossible to recognize if multi-grain analyses or individual analyses with low precision were used“ (MUNDIL et al. 2001, 136).

⁴⁶⁸ Zu Probe D3t (Schicht 25): „Initial analyses in this study were performed on abraded individual crystals from this unit. They are associated with large uncertainties, as the sample size is substantially reduced and the common Pb correction has a significant effect. It can be demonstrated though, that this treatment can yield a coherent (due to a larger individual errors) but biased mean age, as inferred by the mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 249.0 ± 0.8 Ma (four analyses) which clearly is too young. The D3t data are an excellent example of an assemblage of a larger number of high-quality single-zircon analyses (19, including the two obviously inherited, strongly discordant crystals listed in Table 1) which nonetheless defy any precise interpretation. There is no real plateau of statistically equivalent ages, and there is a slight jump in the ages of the two oldest (concordant) grains which look suspiciously, but not convincingly, like slightly older xenocrysts. All that one can conclude is that either the ash is older than about 257 Ma (the apparent age of the two oldest concordant grains) and thus being in conflict with the age of layer D16, or if these two grains are xenocrysts, that the ash is slightly older than 254 Ma old (the mean age of the five next oldest, statistically similar grains). A weak conclusion indeed, given the effort involved (...)” (MUNDIL et al. 2001, 141). Zu Probe D1: „Although the oldest seven analyses scatter only slightly beyond their analytical error (253.5 ± 0.4 Ma, MSWD = 1.7), this age is discordant with its stratigraphic position (...).“

⁴⁶⁹ „MUNDIL et al. (2001), using an approach similar to the latter study on samples from the same layers, failed to provide a conclusive data set (...)” (MUNDIL et al. 2010, 45).

⁴⁷⁰ MUNDIL et al. (2001, 135) zum ausgewiesenen Ergebnis von BOWRING et al. (1998), Probe MAW-b25: BOWRING et al. (1998) „reported an age of 251.4 ± 0.3 Ma, derived from five coherent analyses with partially overlapping error ellipses out of a total of 20 multi- and single-crystal analyses, rejecting analyses with both younger and older ages. This choice was made in order to maintain the relationship between stratigraphic order and age. An equally plausible age assignment of > 252 Ma can also be inferred from these data, as the authors noticed a second, older data cluster at 252.7 ± 0.4 Ma, which was, however, attributed to inheritance (...).“ Zu Probe MZ96-(-4,3), mit einer Ausnahme statistisch keine robusten „Alter“: „This age is the only one (...) from the entire suite published by [2; = BOWRING et al. 1998, MK] which is statistically robust (...).“ Der Bentonithorizont tritt nur im Profil Z auf: „The stratigraphic level of this bed was not sampled for this study (it has only been detected in section Z, where the uppermost part of the Changhsingian stage is exposed).“ Zu Probe MAW-b25, Verzerrung (Bias) in Richtung eines jüngeren „Alters“: „However, the single-crystal analyses scatter beyond their analytical uncertainty suggesting that the oldest single-grain age can be considered a minimum age of this horizon, as there is no obvious suggestion of xenocrystic contamination from the single-crystal data set displayed in Fig. 2. This example demonstrates the biasing towards a younger age if multi-grain analyses are applied and Pb loss is the main biasing factor.“

überlappen sich die jeweils aufeinanderfolgenden UPb-Zirkonalter deutlich (Pos. 14–16) oder nahezu (Pos. 16–17).

Insgesamt haben die Isotopenalter bezogen auf die Perm/Trias-Grenze (im Verhältnis geringfügig) zugenommen⁴⁷¹; dies wird u. a. auf eine Vorbearbeitung der Zirkonkristalle (weniger Pb-Verlust) und strikere Vorauswahl zurückgeführt.

Sedimentgesteine, Ablagerungsumgebung, Tempo der Sedimentation

Die Perm/Trias-Grenzsichten können YIN et al. (2001, 110) zufolge über die gesamte Yangtze-Plattform verfolgt werden. Sie bestehen vom Hangenden zum Liegenden aus folgenden Einheiten (in Klammer korrespondierende Schichten im Meishan-D-Profil, siehe auch Tab. 37):

1. Überlagernde Schichten: dünner, kalkiger Tonstein mit zwischengeschaltetem Mergel;
2. Oberer Ton (Schicht 28): vorwiegend Illit und Montmorillonit, meistens vulkanischen Ursprungs, einige cm bis 10 cm dick;
3. Grenz-Kalkstein (Schicht 27): grauer, mittelbankiger, kieseliger, tonhaltiger oder dolomitischer, mikritischer Kalkstein, ca. 20 cm dick;
4. Unterer Ton (Schichten 25 und 26): vorwiegend Illit und Montmorillonit, vulkanischen Ursprungs, einige cm bis 10 cm dick;
5. Unterlagernde Schichten: grauer, kieseliger Mikrit in Karbonat-Fazies (Schicht 24) oder gräulich brauner, dünner, kieseliger oder verkieselter Argillit in Kieselschiefer-Fazies.

Die die Grenzsichten charakterisierende, sogenannte gemischte Fauna (mixed fauna) bezieht sich einerseits auf „permische Relikte“, u. a. Zwergbrachiopoden (*Crurithyris*) und Conodonten (*Clarkina changxingensis*) und andererseits auf „triassische Neulinge“, u. a. Conodonten (*Hindeodus parvus*) und Bivalven (*Claraia*).

Das Meishan-D-Profil „bietet eine kontinuierliche Abfolge mariner Sedimente“ (YIN et al. 1996, 81)⁴⁷²; dies gelte insbesondere auch für das Perm/Trias-(P/T-)Grenzintervall (YIN et al. 2001, 104): „(...) obwohl seine P/T-Grenzsichten dünn sind, besteht kein Grund, einen Hiatus innerhalb der Schichten zu vermuten.“⁴⁷³ Diese Einschätzung gilt auch trotz der zuvor von CAO & SHANG (1998)⁴⁷⁴ dargelegten Interpretationen von Diskontinuitäten (Schicht 26) und Sedimentationsunterbrechungen (Schicht 27), denen sie allerdings eine nur „kurze Zeitspanne“ beimessen (s. u.).

Für verschiedene Intervalle innerhalb der P/T-Grenzsichten werden von SHEN et al. (2011) ihre Dauern numerisch quantifiziert.

- Für die scharfe, negative Kohlenstoffisotopenanomalie $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (-5 ‰); umfasst mit nur fünf Profil-Zentimetern den obersten Teil der Schicht 24e und den untersten Teil der

⁴⁷¹ „As techniques and calibrations have evolved, the measured data for this boundary level has progressively shifter to older ages, from c. 248 Ma to c. 252 Ma“ (OGG 2012, 685).

⁴⁷² Z. B. YIN et al. (1996, 81): „Das Meishan-Profil ist leicht zugänglich, gut aufgeschlossen und bietet eine kontinuierliche Abfolge mariner Sedimente vom Changxingian (oberstes Perm) bis in die frühe Trias.“

⁴⁷³ „So far concerning the PTB interval, the conodont sequence of Meishan is the most complete one in the world. Therefore, although its PTB strata are thin there is no reason to suspect a hiatus within the strata“ (YIN et al. 2001, 104).

⁴⁷⁴ YIN et al. (2001) erwähnen die Arbeit von CAO & SHANG (1998) nicht.

Schicht 25: Weniger als 20 ± 10 Tausend [radiometrische] Jahre.⁴⁷⁵

- Für das „Extinktionshauptintervall“⁴⁷⁶; umfasst die Schichten 24e (oberster Teil) bis 28: Nicht länger als 200 ± 100 Tausend [radiometrische] Jahre.

Grundlage hierfür sind die Sedimentakkumulationsraten der Schichtenfolge 22 bis 25 ($\Delta t = 220 \pm 130$ Tausend [radiometrische] Jahre, Abstand 414 cm) bzw. 25 bis 28 ($\Delta t = 180 \pm 80$ Tausend [radiometrische] Jahre, Abstand 28 cm), die von den ermittelten radiometrischen Altern (Schichten 22, 25 und 28) abgeleitet werden, und die Annahme einer konstanten Rate.

| Schicht Nr. | Lithologie (kurz) | Dicke [cm] | Beschreibung |
|-------------|--------------------------------|------------|--|
| 30 | Mergel | 45 | Blaugrau; fossilführend. |
| 29 | tonig-siltiger Kalkstein | 26 | "Grauer, mittelbankiger dolomitischer Mikrit mit Ton- und Silt-Anteilen", fossilführend (u. a. Conodonten). |
| 28 | Ton | 4 | "Gräulich-gelber Illit-Montmorillonit-Ton", fossilführend (u. a. Conodonten). |
| 27 | siltiger Kalkstein | 16 | Lichtgrau, zuvor als "grauer dolomitischer Mergel" beschrieben (Sheng et al. 1984); fossilführend, u. a. Brachiopoden und Conodonten. Zur Conodonten-Beprobung Aufteilung in vier gleichdicke Partitionen a-d (je 4 cm). Zwei Exemplare von <i>Hindeodus parvus</i> an der Basis von Partition c (Zhang 1987). |
| 26 | "schwarzer Ton" ("black clay") | 6 | "Dunkelgrauer Montmorillonit-Illit-Tonstein, teilweise kalkig und siltig" (Yin et al. 1994); zuvor auch als "gräulich-gelber Tonstein mit kleinen Pyritkristallen" (Sheng et al. 1984) oder "dunkelbrauner, kalkiger Tonstein" (Yang et al. 1987) bezeichnet; fossilführend, u. a. Brachiopoden, Conodonten, Bivalven. |
| 25 | "weißer Ton" ("white clay") | 4 | "Lichter, blaugrauer Illit-Montmorillonit-Tonstein"; fossilführend, u. a. Conodonten, Foraminiferen. |
| 24a-e | (mikritischer) Kalkstein | 81 | Mittelbankig, dunkelgrau oder grau (nur Einheit e), mit Conodonten sowie Brachiopoden und Fusuliniden (nur Einheit e?). - Einheit e (20 cm): Mikrit. - Einheit d (23 cm): "Wackestone" (> 10% Körnern); "mit sehr dünnen Bioklasten-führenden, kalkigen Tonstein-Zwischenlagen"; bioklastischer, teilweise siliciklastischer Mikrit (Yin et al. 2001). - Einheit c (17 cm): "dolomitischer Packstone" (korngestütztes Gefüge), "mit normal-gradierter und paralleler Schichtung"; "bioklastischer Mikrit" (Yin et al. 2001). - Einheit b (11 cm): "dolomitischer Packstone, am Top sehr dünne Tonschicht"; bi-oklastischer, teilweise siliciklastischer Mikrit (Yin et al. 2001). - Einheit a (10 cm): "Wackestone, am Top sehr dünne Tonschicht" |

Tab. 37 Beschreibung der Perm/Trias-Grenzsichten, Lokalität Meishan (China).

Zusammengestellt für Profil Meishan-D (Ausschnitt) nach YIN et al. (1994) sowie weiteren Autoren (vermerkt).

Zum Verständnis der Bildungszeit der Sedimente sind lithologische, sedimentologische sowie stratigraphische Untersuchungen bis in den Mikrobereich⁴⁷⁷ von besonderem Interesse. Aus zahlreichen Arbeiten⁴⁷⁸ werden einige der Ergebnisse anhand einer Schicht-für-Schicht-Betrachtung nachfolgend dargelegt und diskutiert.

Zu Schicht 24: Der knapp 1 m mächtige Kalkstein am Top der Changxing-Formation wird stratigraphisch in fünf weitere Einheiten unterteilt; die Beschreibung erfolgt nach YIN et al. (1996, 35 u. 44), vom Hangenden (24e) zum Liegenden (24a):

- 24e (20 cm): Grauer, mittelbankiger Mikrit. Fossilführend, Conodonten u. a. *Clarkina carinata* und *Clarkina changxingensis* sowie Ammoniten (*Rotodiscoceras* sp.). – Detail:

⁴⁷⁵ Rein rechnerisch: Rate von 28 cm/180 k[r]a = 0,156 cm/1 k[r]a. 5 cm entsprechen 32,1 k[r]a.

⁴⁷⁶ Die Bezeichnungen im Original (SHEN et al. 2011): „Maximum extinction interval“ (ihre Fig. 2) sowie „main pulse of extinction“ (S. 1369).

⁴⁷⁷ U. a. auch die Mikrofazies-Analyse; diese ist allerdings stark von Fazies-Modellen geprägt.

⁴⁷⁸ Viele der Arbeiten stehen im Zusammenhang mit Erklärungsversuchen zum „Massenaussterben“.

Bestehend aus drei natürlichen Schichten von schluffigen Kalkstein (mit variabler Dicke der einzelnen Schichten, manchmal nur wenige Millimeter), aber mit lateral weitgehend konstanter Gesamtmächtigkeit; lokal hohe Pyrit-Anreicherungen (im Profil B bis 80 %). Die Dicken-Variationen der Einzel-Schichten als auch ihre wellenförmigen Oberflächen werden der diagenetischen Kompaktion zugeschrieben; Indizien für eine Erosion seien nicht beobachtet worden.

- 24d (23 cm): Dunkelgrauer, mittelbankiger Wackestone mit sehr dünnen Bioklasten-führenden, kalkigen Tonstein-Zwischenlagen. Fossilführend, Conodonten, u. a. *C. carinata* und *C. changxingensis*, sowie Ammoniten (*Pleuromodoceras mirificaus*, *Pseudogastriocersa* sp.).
- 24c (17 cm): Dunkelgrauer, mittelbankiger, dolomitischer Packstone, mit normal-gradierter und horizontaler Schichtung; fossilführend, u. a. Conodonten. *Clarkina*-Exemplare werden nicht aufgeführt.
- 24b (11 cm): Dunkelgrauer, mittelbankiger, dolomitischer Packstone, von sehr dünnem Tonhorizont überlagert (Top); fossilführend, Conodonten, u. a. *C. changxingensis*.
- 24a (10 cm): Dunkelgrauer, mittelbankiger Wackestone, von sehr dünnem Tonhorizont überlagert (Top); fossilführend, Conodonten, u. a. *C. carinata* und *C. changxingensis*.

ZHANG et al. (1997)⁴⁷⁹, darunter auch H. YIN (s. o.), weisen der Abfolge mittelbankiger Kalksteine im Rahmen einer Ereignis- bzw. Sequenz-stratigraphischen Interpretation acht Sedimentationsereignisse zu, jeweils an der Basis der fünf Untereinheiten 24a bis 24e sowie drei weitere innerhalb Einheit 24d (ihre Fig. 3, depositional event). Für die gesamte Changxing-Formation gliedern sie über 130 Sedimentationsereignisse aus; beispielhaft für den unteren Teil der Formation interpretieren sie diese als Absätze von Kalkschlamm-beladenen Trübe-strömen, die möglicherweise durch Erschütterungen der Kruste oder Stürme ausgelöst wurden.⁴⁸⁰ Für Turbidite⁴⁸¹ charakteristisch seien komponentengestützte Gefüge (Packstone) mit normalgradierter Schichtung sowie Horizontal-, Wickel- und wellige Schichtung. Dagegen werden gräulich schwarze, dünn- bis mittelbankige, bituminöse und kieselige Mikrite mit kieseligen Bändern als Ablagerungen einer Hintergrund-Sedimentation gedeutet. Die Ausbildung des Kontaktes zwischen Schicht 24d und 24e ist wellig; die Wellentäler (Basis von Schicht 24e) sind mit kalkigem Tonstein und abradierten Bioklasten verfüllt. Schicht 24d ist am Top invers-gradiert, die Mikrofazies-Abfolge von Schicht 24d zu 24e diskontinuierlich. Sie interpretieren diesen Kontakt als kurzzeitiges Auftauchen über den Meeresspiegel (subaerische Exposition) oder als Hiatus.⁴⁸²

CAO & SHANG (1998) liefern weitere feinstratigraphische Beschreibungen, die sich vorwie-

⁴⁷⁹ Inhaltlich gleicher Artikel (ZHANG et al. 1996) bereits in *The Palaeozoic-Mesozoic Boundary*.

⁴⁸⁰ „The 37 m thick Changxingian sediment sequence of Meishan consists of, besides normal shallow water limestones, carbonate tempestites at upper and lower parts and carbonate turbidites at middle part, showing a subtidal slope environment, deepening at first and shallowing in a later stage“ (YIN et al. 1994, 22).

⁴⁸¹ Die Turbidit-Einheiten werden auch als allogene Zyklen (allogenic cycles) bezeichnet, was zu einer zyκλοstratigraphischen Interpretation überleitet (ZHANG et al. 1997, 101-102; YIN et al. 2001); siehe dazu auch KOTULLA (2015).

⁴⁸² „Therefore, short-term exposures on land or small hiatuses existed at the sequence boundary“ (ZHANG et al. 1997, 93). – Im Rahmen des interpretativen Konzeptes der Sequenzstratigraphie legen sie eine Sequenzgrenze (sequence boundary, SB) zwischen Schicht 24d und 24e.

gend auf bearbeitete Proben (polierte Blöcke, Dünnschliffe) aus den Abfolgen der Profile A und B beziehen:

- 24e: Nach oben hin zunehmende Korngröße zu einem feinkörnigen Kalkarenit, darüber einige tonige Laminen; Bioturbation (Sedimentdurchwühlung) in den obersten 1–3 cm. Darüber folgt eine etwa 1 cm dicke Ansammlung von Schwammnadeln, die von einer bis zu 0,5 cm dicken Eisenkruste überzogen ist.
- 24d: Vorkommen zahlreicher Spurenfossilien (*Planolites*, *Skolithos*), d. h. Bioturbation.

Sie interpretieren die Bioturbation am Top der Schicht 24d ebenfalls als eine kurzzeitige subaerische Exposition⁴⁸³ (vgl. ZHANG et al. 1997, s. o.), die Bioturbation am Top der Schicht 25e deuten sie allerdings als eine temporäre Exposition am Meeresboden⁴⁸⁴.

In einer neueren Arbeit gliedert und beschreibt CAO, zusammen mit Co-Autor ZHENG (2009), Schicht 24 primär nach mikrofaziellen Kriterien:

- Laminiertes organisch-reiches Packstone: Helle Lagen mit gut sortierten Fossilbruchstücken von Crinoiden, Brachiopoden und dünnchaligen Ostrakoden. Organisch-reiche Lagen mit reichlich Tonmineralen und Pyrit; wellige Oberflächen und geringe Sedimentdurchwühlung.
- Homogener Bioklasten-führender Wackestone: Mit Fossilfragmenten hauptsächlich von Kotpillen, Foraminiferen und Ostrakoden (Anteil 10–30 %) sowie kalzitischen Nadeln und Algen; intensive Bioturbation (außer am Top von 24d), teilweise Anreicherungen von Peloiden in Wühlgefügen. Häufig gradiert (normal); teilweise mit Erosionskontakt zum unterliegenden Gestein (Sediment). Nur teilweise eine Ansammlung von Schwammnadeln am Top von 24e (vgl. oben).

Insgesamt leiten CAO & ZHENG (2009, 1533) von der Schichtenfolge 24a bis 24d ein Sedimentationsraum am Rande einer Karbonat-Plattform ab, der „periodisch von Sturm-induzierten Strömungen gestört“ wurde.⁴⁸⁵ Die Fossilvergesellschaftung der hellen Lagen (Packstone) mit gut sortierten Fossilfragmenten (Anteil > 50 %; vorwiegend Crinoiden, Brachiopoden, Ostrakoden) lasse auf einen (Material-) Input von einer Karbonat-Plattform und der Aktivität von Bodenströmungen (Durchmischung, Transport) schließen.⁴⁸⁶ Die Wellen-artigen Laminen würden hohe [hydrodynamische] Energie und starke Strömungen repräsentieren.⁴⁸⁷ Und die Bioklasten des Wackestones würden „diagnostisch eher heterogene Quellen als *in situ*

⁴⁸³ „We found abundant trace fossils at the top surface of Bed 24d. (...) This assemblage of trace fossils characterises the intertidal Permian argillaceous carbonate facies in South China and thus, may serve as evidence of a short-term exposure around the suggested sequences boundary“ (CAO & SHANG 1998, 148).

⁴⁸⁴ „Occurrence of borings and burrowings indicate that this bed was temporarily exposed on the sea floor“ (CAO & SHANG 1998, 149).

⁴⁸⁵ „If so, the depositional environment within Bed 24 should be in the setting of stratified and anoxic water column within the carbonate periplatform ramp, but periodically disturbed by storm currents“ (CAO & ZHENG 2009, 1533).

⁴⁸⁶ „This fossil assemblage indicates actually mixed deposits of bottom current carryings and input from carbonate platform settings“ (CAO & ZHENG 2009, 1532).

⁴⁸⁷ „Furthermore, waving-shaped layers are developed in the lamina interval, and should represent effects of high energy and strong disturbances during the latest Permian“ (CAO & ZHENG 2009, 1532).

kontinuierliche Ablagerungen“ anzeigen.⁴⁸⁸

Die „konische“ Oberfläche von Einheit 24d mit geringer Sedimentdurchwühlung soll, so CAO & ZHENG (2009, ihre Fig. 1), – terminologisch betrachtet – ein Hartgrund-Substrat (s. o.) darstellen. Für ein Hartgrund-Substrat, so die Autoren selbst, fehlen aber weitere Indizien wie keilförmige Netzleisten (Trockenrisse) oder Bioturbationen einer benthonischen Fauna. Dennoch halten sie an dem Hartgrund-Konzept fest. Die Struktur soll „in der Tat weggefallene oder starke kondensierte Ablagerungen“ repräsentieren⁴⁸⁹; von einem Emportauchen des Meeresbodens über den Meeresspiegel ist keine Rede mehr (s. o.).

Weitere mikroskopische Untersuchungen, insbesondere vom Top der Schicht 24, legen KAIHO et al. (2006) vor; die Proben stammen aus den Profilen A und D':

- 24e-3 (19 mm): Bioklasten-reicher Packstone; niedrigere Karbonat- und höhere Nickel-Gehalte. Mit gräulich schwarzen, dünnen Fragmenten sowie Körnern aus Fe/Ni. Häufigkeit und Diversität der Fossilfragmente ist im Vergleich zum Top von 24e-2 (weiter) reduziert; zahlreiche silifizierte Schwammnadeln.
- 24e-2 (12 mm): Bioklasten-reicher Packstone; niedrigere Karbonat- und höhere Nickel-Gehalte. Mit gräulich schwarzen, dünnen Fragmenten. Häufigkeit und Diversität der Fossilfragmente ist im Vergleich zum Top von 24e-1 reduziert.
- 24e-1 (17 cm?⁴⁹⁰): Dunkelgrauer Bioklasten-reicher Packstone.

Mit einer quantitativen Analyse der Zusammensetzung der Fossilkomponenten zeigen KAIHO et al. (2006) auf, dass Fragmente von Crinoiden, Fusulinen, Korallen, Bryozoen, Ostracoden und Gastropoden innerhalb der obersten 3 cm der Schicht 24e „unvermittelt verschwinden“ (disappear); das „Verschwinden“ wird für einen Teil der Fossilgruppen genau angegeben (z. B. permische Fusulinen und Gastropoden 22 mm unterhalb der Oberfläche von Schicht 24e).^{491,492} Allerdings tritt in Schicht 26 ein Teil der Gruppen wieder auf (reappear). Des Weiteren identifizieren sie in den obersten 19 mm häufiger auftretende kieselige Stäbe (Längs- und Querschnitte im Dünnschliff, SEM-Aufnahme; ihre Fig. 4 A bis 4D) primär aufgrund ihrer Morphologie als Schwammnadeln. Das vermehrte Vorkommen von Schwammnadeln im obersten Bereich der Einheit 24e-3 führen die Autoren auf eine verzögerte Sedimentation zurück, denn die winzig kleinen kieseligen Stäbe könnten eine Zeitlang im Meerwasser verweilt haben (vgl. oben).⁴⁹³

⁴⁸⁸ „These microfacies features indicate diagnostically heterogeneous sources rather than in situ continuous deposits“ (CAO & ZHENG 2009, 1533).

⁴⁸⁹ „The topmost black layer of Bed 24d is in shape of hemicone, but absent of ‘fire structure’, wedge-shaped desiccation cracks, and bioturbations of benthic fauna. It terminologically belongs to the hard-ground concept and represents indeed ceased or high-condensed deposits“ (CAO & ZHENG 2009, 1534).

⁴⁹⁰ Die Angaben von KAIHO zur Gesamtmächtigkeit von Schicht 24e variieren: 20 cm (KAIHO et al. 2009, 802) vs. 40 cm (KAIHO et al. 2006, 402); die Dicke der Einheit 24e-1 errechnet sich durch Abzug der oberen rund 3 cm.

⁴⁹¹ Es handelt sich um Auszählungen an Dünnschliffen im 1-Millimeter-Abstand.

⁴⁹² Das „Verschwinden“ von Fossilgruppen vom Liegenden zum Hangenden (KAIHO et al. 2006, Fig. 3): Basis 24e-2 (im Vgl. zu Top 24e-1): keine Bryozoen, Korallen, Algen; Basis 24e-3 (im Vgl. zu Top 24e-2): keine Fusulinen und Gastropoden; Basis 25 (im Vgl. zu Top 24e-3): keine Crinoiden, Ostracoden, Foraminiferen, Brachiopoden und Schwammnadeln.

⁴⁹³ „Occurrence of abundant sponge spines above this event horizon was probably due to these tiny siliceous spines lasting in seawater for a while (...)“ (KAIHO et al. 2006, 403).

Ihre Grafik (Fig. 3), die die Analyseergebnisse⁴⁹⁴ visualisiert, zeigt allerdings, dass das „Verschwinden“ jeweils (nur) am Top der Einheiten 24e-1, 24e-2 und 24e-3 erfolgt, und deshalb wahrscheinlich primär mit den Sedimentationsgegebenheiten in Beziehung steht wie die Autoren selbst dies für das Beispiel der Schwammnadeln vermuten.

Die vorwiegend aus dünn- bis mittelbankigen, Bioklasten-reichen Wacke- und Packstones aufgebaute Kalkstein-Schicht 24 bildet eine Einheit aus einer Folge von wahrscheinlich acht bis zehn raschen Sedimentationspulsen, die sich insbesondere in der Bankung, den teilweise erosiven Oberflächen, den Komponenten, der Körnung und Gradierung sowie den Ton(stein)-Zwischenlagen ausdrücken. Von den Bearbeitern sind keine Nachweise einer (längeren) Sedimentationsunterbrechung (subaerische Exposition, Hartgrund) erbracht worden. Auch sind Sedimentdurchwühlungen kein hinreichendes Indiz für längere Sedimentationsunterbrechungen; sie können schnell (in Minuten oder Stunden) erfolgt sein. Die Ereignis-induzierten Ablagerungen erklären sich aus bodennahem Transport (z. B. Trübestrome) mit unterschiedlicher hydrodynamischer Energie und Transport in Suspension (Suspensionswolken, möglicherweise in unmittelbarer Verbindung mit den Trübestromen; Niederschläge am Top der Untereinheiten, z. B. dünne Tonlagen oder Schwammnadel-Anreicherung). Für derartige Sedimentationsereignisse sind Größenordnungen von Minuten, allenfalls Stunden anzunehmen.

Zu Schicht 25: Der etwa 4 cm dicke Tonstein, der auch als Grenz-Ton⁴⁹⁵ (boundary clay) oder weißer Ton (white clay) bezeichnet wird⁴⁹⁶, ist hellbläulich gelb, im verwitterten Zustand hellgelblich weiß (YIN et al. 1996, 35). Bei dem Tonstein handelt es sich um eine umgewandelte vulkanische Aschenlage (Bentonit); das zeigen die noch vorhandenen magmatischen Primärkomponenten (u. a. vulkanische Gläser, magmatogene Zirkone, Pseudomorphosen von α -Quarzen nach β -Quarz) und die typischen Umwandlungsprodukte (Illit, Montmorillonit und teilweise Kaolinit). Der Tonstein ist nicht fossilfrei; u. a. enthält er Conodonten (darunter *C. changxingensis*), Foraminiferen, Ostrakoden und winzige Brachiopoden. In den Meishan-Profilen dünnt der Horizont in östlicher Richtung unter 3 cm aus, örtlich fehlt er sogar.

Schicht 25 und 26 werden häufig als genetisch zusammengehörend betrachtet (z. B. YIN et al. 2001, s. o.). Demnach würde Schicht 25 den unteren und Schicht 26 den oberen Teil der Aschenablagerung bilden.⁴⁹⁷

KAIHO et al. (2006, s. o.) gliedern Schicht 25 mikrostratigraphisch (vgl. auch Tab. 38):

⁴⁹⁴ Die Autoren interpretieren ihre Analyseergebnisse dahingehend, dass der von ihnen ausgeschiedene, 12 mm dicke (Ereignis-) Horizont 24e-2 das „end-permische Massenaussterben“ darstelle bzw. repräsentiere. Er liege somit (stratigraphisch) 19 mm tiefer als der von JIN et al. (2000) ausgewiesene „Aussterbe-Horizont“ (Basis von Schicht 25). – Ungeachtet dieser Auffassung stellt sich die Frage der Reproduzierbarkeit. 1) Kann an anderen Meishan-Profilen das gleiche „Verschwinde“-Phänomen beobachtet werden? 2) Lässt sich auch – quasi als (Gegen-) Probe – ein „Verschwinde“-Phänomen am Top vergleichbarer Kalksteine (Packstone) in stratigraphisch tieferen Positionen der Changxing-Formation aufzeigen?

⁴⁹⁵ Zuvor wurde die Perm/Trias-Grenze informell zwischen Schicht 24 und 25 bzw. an die Basis von Schicht 25 gelegt (SHENG et al. 1984, 172; YIN et al. 1996, 34).

⁴⁹⁶ Zusammen mit Schicht 26 auch als gemischte Schicht 1 (Mixed Bed 1, SHENG et al. 1984) oder untere Übergangsschichten (Lower Transitional Beds, YIN 1985) bezeichnet; s. auch YIN et al. (1996, 38).

⁴⁹⁷ BOWRING et al. (1998, 103) zufolge wird die Aschenlage lithologisch in einen „unteren weißen Ton“ (Schicht 25) und einen „oberen schwarzen Ton“ (Schicht 26) unterteilt, obwohl Schicht 26 nicht immer vorhanden ist: „Lithologically, the ash bed is divided into a lower white clay (bed 25) and an upper black clay (bed 26), although bed 26 is not always present.“

- 25-3 (2–4 cm): Bläulich grauer Illit-/Montmorillonit-Ton; (umgewandelte) vulkanische Aschen.
- 25-2 (0,3–1 mm): Dünne Lage, dunkelgelblich orange, mit Gips und Eisen.
- 25-1 (0,1 mm): Fe- und Ni-reiche gräulich schwarze, dünne Lage.

| Probe | Schicht | Dicke [mm] | Kalzit [%] | Ankerit [%] | Goethit [%] | Quarz [%] | Gips [%] | Illit [%] | Mont. [%] | Kaolinit [%] | Chlorit [%] | Ortho-klas [%] |
|--------|---------|------------|------------|-------------|-------------|-----------|----------|-----------|-----------|--------------|-------------|----------------|
| MD29 | 29 | 260 | 16 | 62 | | 15 | | 5 | | 2 | | |
| MD28 | 28 | 40 | 4 | | | 50 | | 16 | | 22 | | 5 |
| MD27cd | 27 | 80 | 33 | 38 | | 23 | | 4 | | 2 | | |
| MD27ab | 27 | 80 | 30 | 38 | | 26 | | 4 | | 2 | | |
| MD26 | 26 | 60 | 8 | | | 36 | 21 | 18 | | 17 | | |
| MD25 | 25 | 40 | | | | | 34 | 10 | 28 | 19 | 9 | |
| MD25mr | 25 | 0,3 | | | 25 | | 63 | | | | 12 | |
| MD25my | 25 | 0,3 | | | | 18 | 76 | | | | 6 | |
| MD25mb | 25 | 0,3 | 11 | | | 50 | 35 | | | | 4 | |
| MD24e | 24 | 200 | 97 | | | 2 | | 0,5 | | 0,5 | | |
| MD24d | 24 | 230 | 98 | | | 2 | | | | | | |

Tab. 38 Mineralbestand der Perm/Trias-Grenzschichten, Meishan (China).

Chemische Zusammensetzung (Mineralphasen) der P/T-Grenzschichten in Masse-Prozent (Röntgendiffraktometrie, XRD), Meishan-D'-Profil; Daten von LIANG et al. (2002, ihre Tab. 1), Analysegrenze 0,2 %. LIANG et al. (2002) haben insbesondere auch die farbenfrohen „Mikrolaminen“ ,m' an der Basis von Schicht 25 untersucht (Spalte Probe), sie treten aber mit Ausnahme von ,mr' nur lokal auf und sind sekundäre Bildungen (siehe Textteil). Legende: mr, red (rot), Göthit-reich; my, yellow (gelb); mb, brown (braun). Illit, Montmorillonit, Kaolinit und Chlorit sind Tonminerale und allesamt Schichtsilikate. Ankerit – $\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})[\text{CO}_3]_2$ – ist ein Karbonat, Goethit – $\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ – ein Hydroxid.

Die unterste Bildung (Lage 25-1 bei KAIHO et al. 2006) wird auch als eine bis zu 5 mm dicke, limonitische und Pyrit-reiche Kruste auf der unebenen Oberfläche von Schicht 24e beschrieben (CAO & SHANG 1998). Sie kann auf syn- oder post-diagenetische Prozesse zurückgeführt werden und ist kein Hartgrund (YIN et al. 1996, 45⁴⁹⁸; YIN & ZHANG 1996, 89; CAO & SHANG 1998, 149). Dabei sind Sulfide aus der Aschenlage (Ton) gelöst und „am Boden“ entlang der Grenzfläche zwischen Aschen (Ton/Tonstein) und siltitischem Kalkschlamm (Kalkstein) ausgeschieden und angereichert worden. Ein ähnlicher, syndiagenetischer Prozess kann auch für die Bildung der Gipskristalle angenommen werden. Nach KAIHO et al. (2006, 404) ist die Gipslage ein Oxidationsprodukt ozeanischer Sulfide, in Folge einer ozeanischen „Schwefel-Injektion“ durch einen sauren Regen.⁴⁹⁹ Beide Phänomene sind auch als subaerische (Langzeit-) Bildungen (Evaporation, Verwitterung), die entsprechende Zeit benötigen (Auf- und Abtauchen des

⁴⁹⁸ „There is sometimes a thin limonite crust on the concave top of Bed 24e, assuredly resulted from the ferruginous post-diagenetic leaching from the overlaying clay“ (YIN et al. 1996, 35).

⁴⁹⁹ Als Ursache nennen KAIHO et al. (2006, 404) eine vulkanische Eruption oder einen Meteoritenimpakt: „Acid rain caused by a bolide impact or a volcanic eruption may have led to the accumulation of gypsum changed from the sulfide in the temporal oxic acidic ocean.“ – Diese Ursachensuche ist verknüpft mit Erklärungsversuchen zum „Massenaussterben“, s. Fußnote 463.

Meeresbodens), interpretiert worden.^{500,501}

CAO & ZHENG (2009, 1533) gehen aufgrund der Ausbildung und Beschaffenheit der unterliegenden „eisenhaltigen Kruste“ (s. o.) von einem direkten Niederschlag der vulkanischen Auswurfprodukte (air-fall) aus und schließen damit als möglichen alternativen Prozess einen Trübestrom aus.

Die Bildungszeit von Schicht 25 (teilweise mit Schicht 26 zusammen) wird häufig mit „rasch“ (z. B. YIN et al. 1994⁵⁰²) oder „relativ rasch“ (z. B. YIN & TONG 1998⁵⁰³), mitunter auch „augenblicklich“ (CAO & SHANG 1998⁵⁰⁴), angegeben. Einige Bearbeiter beziehen sich dabei auf CHAI et al. (1992), die aus einem geringen Mn/Ti-Verhältnis von generell $< 0,1$, das für beide Schichten zutrifft (ihre Fig. 14.8), eine rasche Bildung ableiten und diese bezogen auf eine Tonlage von 5 cm mit „nur ein paar Jahren“ quantifizieren.⁵⁰⁵

Werden allerdings die von WIESNER et al. (1995, 2004) mit Sedimentfallen gemessenen Sinkgeschwindigkeiten von etwa 2 cm/s (Pinatubo-Eruption von 1991) und eine explosive, mehrstündige Hauptphase zugrundegelegt (Novarupta-Katmai, Mt. St. Helens, Pinatubo), kann bei einer angenommenen Wassertiefe von 50 m (SHEN et al. 2011, Fig. S1) das Tephra, das die Meeresoberfläche erreicht, binnen einer Stunde und die gesamte Tephra in einer Zeitspanne von einigen Stunden abgelagert worden sein (siehe Abschnitt 3.2). Im Vergleich zu den Angaben von CHAI et al. (1992) ist die wahrscheinliche (reale) Ablagerungszeit der Aschen um etwa vier Größenordnungen schneller.⁵⁰⁶

Zu Schicht 26: Der dunkelgraue, etwa 6 cm dicke Tonstein bzw. Schiefer-ton ist teilweise

⁵⁰⁰ Z. B. die Pyrit-reiche Kruste als verwitterte Rückstände von Pyrit-Bändern: „It used to be regarded as weathered residues of pyrite bands, but it is more likely a ferriferous precipitate layer resulting from fraction leaching during the diagenetic reorganization of volcanic ash“ (CAO & SHANG 1998, 149).

⁵⁰¹ Z. B. die Entstehung der Gipskristalle durch Evaporation (CHAI et al. 1992, 163): „The Rb/K ratio is an indicator of seawater salinity. Fig. 14.9 shows that, from the end of the Permian, salinity of seawater suddenly became high. This may have been caused by a high-temperature, evaporating environment. Indeed, at the base of the boundary-clay layers we found a large amount of gypsum debris, which indicates strong evaporation.“

⁵⁰² „Although the age difference for the deposition of the black and white clays should be deducted from the above age [a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of $251,2 \pm 3,4$ Ma, MK] the formation of these claybeds was a rapid process judging from the low Mn/Ti ratio (CHAI et al. 1992, Fig. 14-8). So the time difference can be neglected and we can contend ourselves with 251 Ma as the age of the PTB“ (YIN et al. 1994, 24). PTB, Permian-Triassic boundary; (definierte) Perm/Trias-Grenze.

⁵⁰³ Ohne neue Erkenntnisse wird dieser Prozess von demselben Leitautor (vgl. YIN et al. 1994) mit „relativ rasch“ scheinbar abgemildert (YIN & TONG 1998, 209): „Although age difference needed for deposition of black and white clays should be deducted from the above age, formation of these claybeds was a relatively rapid process as judged by the low Mn/Ti ratio (CHAI et al. 1992, Fig. 14-8; RENNE et al. 1995).“

⁵⁰⁴ „It suggest that the boundary clay is an instantaneous deposition of acidic volcanic ash (...)“ (CAO & SHANG 1998, 149).

⁵⁰⁵ „Formation of the boundary-clay layers was clearly a rapid process because the sedimentation rate for normal clay is so low that contents of trace elements from the marine system become higher. In fact, variations in the Mn/Ti ratios along the clay layers shown in Fig. 14.8 are the same as expected. It is known that Mn represents marine deposition, whereas Ti is a typical indicator of continental rocks. Thus, the higher the Mn/Ti ratio, the slower the sedimentation rate. At the boundary, or in non-boundary clays, the Mn/Ti ratio is generally below 0.1. Such a low ratio indicates that a clay layer 5 cm thick might have been deposited in just a few years“ (CHAI et al. 1992, 161).

⁵⁰⁶ Basis der Gegenüberstellung: Angenommene 10 Jahre (für CHAI et al. 1992) versus angenommenen 8 Stunden (auf Grundlage eines gemessenen Wertes); entspricht einem Faktor von 10950.

siltig und kalkig (YIN et al. 1996, 35).⁵⁰⁷ Farben und Gefüge sind abhängig vom Verwitterungszustand: Im frischen Aufschluss ein gräulich schwarzer, dichter Tonstein (mudrock); leicht verwittert eher schiefrig (shale, Schieferton), mit zunehmender Verwitterung und Bleichung Ausbildung von schwarz-gelblichbraunen Zebralagen oder Verfärbung in ein bläuliches Grau (YIN et al. 1996, 45). Die Dicke nimmt zum Osten hin zu, eine offensichtliche Tendenz einer Komplementierung, wenn Schicht 25 und 26 zusammen betrachtet werden.⁵⁰⁸ Teilweise soll Schicht 26 auch fehlen.⁵⁰⁹ Der Horizont ist im Vergleich zu Schicht 25 etwas Fossil-führender: Darunter Brachiopoden (kleine Exemplare), Conodonten (u. a. *C. changxingensis* und *C. carinata*), vereinzelt Ammoniten (aber *Otoceras?* sp.) und Bivalven (YIN et al. 1996, 35); des Weiteren Spurenfossilien in den oberen 4–5 cm (CAO & ZHENG 2009). Der Ton(stein) der Schicht 25 geht graduell in den Ton(stein) der Schicht 26 über; dies zeige sich insbesondere durch die Zunahme des Gehaltes an Karbonat und Fossilien in Schicht 26 (CAO & SHANG 1998).

Schicht 25 und Schicht 26 unterscheiden sich etwas in ihrer Zusammensetzung: Bezüglich der Hauptbestandteile (Mineralphasen) hat Schicht 26 eine deutliche Kalzit-Komponente, mehr Quarz, weniger Gips und folglich einen geringeren Ton-Anteil (LIANG et al. 2002, Tab. 38); auch ist der Anteil des gesamten organischen Kohlenstoffs (TOC) möglicherweise höher (XIE et al. 2005^{510,511}). Bezüglich der magmatischen Primärkomponenten hat Schicht 26 einen deutlichen höheren Anteil (magmatogener) β -Quarze (25 % vs. selten), des Weiteren auch höhere Zirkon- und Apatit-Gehalte (YIN & ZHANG 1996⁵¹², ihre Tab. 7.2). YIN & ZHANG (1996) bilden auch einen (magmatogenen) langprismatischen Zirkon aus dem „schwarzen Ton“ ab (S. 96 und Plate II. 10, ihre Abb. 10). Trotz all dieser Hinweise interpretieren sie Schicht 26, die ihrer Analyse zufolge die gleiche Zusammensetzung hat wie Schicht 25 (Illit, Montmorillonit und untergeordnet Kaolinit) als sedimentären und nicht vulkanischen Absatz, aber mit vulkanischem Einfluss; eine Begründung hierfür nennen sie nicht.⁵¹³

Eine „sedimentäre“, (extrem) langsame Ablagerung von Schicht 26 scheint bei einigen Bearbeitern durch den radiometrischen Altersrahmen vorgegeben: So ermitteln beispielsweise JIN et al. (2000, 433) auf diese Weise für die P/T-Übergangsschichten eine Sedimentationsrate

⁵⁰⁷ Ältere Beschreibungen: Gräulich gelber Tonstein mit kleinen Pyritkristallen (SHENG et al. 1984); dunkelbrauner, kalkiger Tonstein (YANG et al. 1987).

⁵⁰⁸ „The thickness of this bed [black clay, MK] has an obvious tendency to complement with the ‘white clay’ of Bed 25 and thus thick in the east part and thin in the west“ (YIN et al. 1996, 45).

⁵⁰⁹ BOWRING et al. (1998, 103): „(...) although bed 26 is not always present.“

⁵¹⁰ TOC-Gehalte von XIE et al. (2005, Table 1; Profil B): Schicht 25: 0,03–0,08 %; Schicht 26: 0,41–0,79 %; Schicht 27: 0,04–0,11 %.

⁵¹¹ Aber JIN et al. (2000, 435): „(...) and total organic carbon (TOC) is relatively low in beds 26 and 27 [Cao 1999], (...)“. Hier ist unklar, von welchem Meishan-Profil die Proben stammen.

⁵¹² In ihrer Tab. 7.2 (YIN & ZHANG 1996, 88) scheinen die Angaben zur Quarz-Komponente bezogen auf Schicht 25 und 26 vertauscht (z. B. Anteil von β -Quarz: Schicht 26, gering; Schicht 25, 20 %); sie stehen im Gegensatz zu den Aussagen im Textteil sowie YIN et al. (1994) oder auch LIANG et al. (2002).

⁵¹³ „The ‘White Clay’ or Bed 25 is composed of interbeds of illite and mixed montmorillonite-illite layers with subordinate kaolinite and is of volcanic origin. The ‘Black Clay’ of bed 26 is of mixed montmorillonite-illite with subordinate kaolinite. It is of sedimentary origin but with volcanic influence“ (YIN & ZHANG 1996, 87). – Zuvor YIN et al. (1994, 26): „The ‘White Clay’ or Bed 25 is composed of interbeds of illite and mixed montmorillonite-illite layers with subordinate kaolinite. The ‘Black Clay’ of bed 26 is of mixed montmorillonite-illite with subordinate kaolinite. Both, especially Bed 25, have been claimed to be of volcanic origin based on following evidences.“

von 0,03 cm/1000 k[r]a; das entspricht einer Sedimentakkumulationsdauer von 200 Tausend [radiometrischen] Jahren für die 6 cm dicke „Ton“schicht 26. In diesem Sinne interpretieren CAO & SHANG (1998, 150)⁵¹⁴ die Fossilvergesellschaftung von Schicht 26 als eine kurze Wiederbesiedlung der Epifauna auf dem unwirtlichen, weichen Substrat der abgelagerten Aschen (Schicht 25); folglich muss die Ablagerung des darüber liegenden „Tons“ (Schicht 26) langsam erfolgt sein.⁵¹⁵ CAO & SHANG (1998) konstruieren ein Lebensraummodell, das einer Ablagerungsvergesellschaftung entstammt.

Als Hauptanzeiger für einen Bentonit gelten die magmatischen Primärkomponenten, von denen Schicht 26 reichlich besitzt. Die magmatische Herkunft der Schicht 26 wird auch durch Elementuntersuchungen der Platin-Gruppe unterstrichen; die Schichten 25, 26 und 28 zeigen ein nahezu paralleles Muster (XU et al. 2007⁵¹⁶), und der Ton der Schicht 25 und Schicht 26 bestünde aus vulkanischen Aschen (XU & LIN 2014⁵¹⁷). Damit ist sehr wahrscheinlich, dass Schicht 26 den oberen Teil einer Aschenablagerung repräsentiert, die sowohl Schicht 25 als auch Schicht 26 umfasst. Bei der konvektiven Tephersedimentation (WIESNER et al. 2004, Abschnitt 3.2) ist anzunehmen, dass die vertikalen Dichteströme (Sedimentfahnen) Material (u. a. Fossilien) mitgerissen haben, und mit nachlassender Tephra häuft sich im obersten Teil das kalkige bzw. kalzitische Material etwas (bis zu 10 %⁵¹⁸). Die lokal auftretende Sedimentdurchwühlung kann rasch, binnen Stunden erfolgt sein.

Zu Schicht 27: Der 16 cm dicke, mikritische Kalkstein ist lichtgrau und Ton- und Silt-führend; er hat ebene Schichtflächen und eine dichte, gleichförmige Textur (YIN et al. 1996, 34 u. 45).⁵¹⁹ Insbesondere zur Conodonten-Beprobung ist der fossilführende Kalkstein in vier künstliche, gleichdicke Partitionen a bis d zu je 4 cm unterteilt worden. Partition c führt „erstmalig“ den Conodonten *Hindeodus parvus*. Es werden weitere Conodonten und Brachiopoden aufgeführt.

CAO & ZHENG (2009) untergliedern die Kalksteinbank feinstratigraphisch und mikrofazial in 6 Einheiten (hier Reihenfolge vom Hangenden zum Liegenden):

- 27-6 (0,5 cm): Oberster Teil des tonigen, schwarzen Kalksteins.
- 27-5 (5 cm): Feingeschichteter toniger Dolomit, Organik-reiche Lagen im unteren Teil reichlich, zum Top hin abnehmend.
- 27-4 (0,2–4 cm): Bioklastischer Packstone mit variabler Dicke, reichlich Fossilbruch-

⁵¹⁴ Im oberen Teil (5 cm) der 6–7 cm dicken Schicht *Chondrites*, *Zoophycos* und *Planolites* mit Ausnahme am Top (siehe Fußnote 518).

⁵¹⁵ CAO & SHANG (1998, 150): „These fossils represent a brief recolonization of epifauna on the barren soft substratum of ash deposits. (...) The slow deposition (...)“

⁵¹⁶ „The different colors of the clay layers of beds 25, 26 and 28 suggest various degrees of biological activity, and the pyrite lamina is composed predominantly of pyrite. However all of the samples have nearly parallel PGE patterns, suggestive of a similar source and no significant secondary effects“ (XU et al. 2007, 61). – PGE = platinum group elements.

⁵¹⁷ „This implies that the clay of Bed 25 and Bed 26 is composed of other highly PGE-depleted volcanic ashes“ (XU & LIN 2014, 371).

⁵¹⁸ CAO & ZHENG (2009, 1531-32): „The clay mineral contents and bioturbation decreased upward while calcareous material contents increased (reaching 10%)“

⁵¹⁹ Auch als dolomitischer Mergel (SHENG et al. 1984) oder siltiger Kalkstein (YIN et al. 1996) beschrieben sowie als gemischte Schicht 2 (Mixed Bed 2, SHENG et al. 1984) oder obere Übergangsschicht (upper Transitional Bed, YIN 1985) bezeichnet.

stücke (Anteil 50–75 %, \varnothing 0,1–0,5 mm), normal-gradiert, mit raschem Wechsel zu darüber liegendem tonigem Dolomit.

- 27-3 (3 cm): Toniger Dolomit, kalkschalige Fossilien (Bruchstücke) selten (Anteil ~ 1 %), zahlreiche Spurenfossilien.
- 27-2 (3 cm): Gräulich schwarzer, bioklastischer Wackestone mit Fossilbruchstücken (Anteil 2–10 %, nach oben hin zunehmend), Bioturbationen, Firmgrund-Substrat am Top.
- 27-1 (3cm): Toniger Kalkstein, graduell übergehend in darüber liegenden Wackestone, winzige Fossilelemente (Anteil < 2 %), Bioturbationen.

CAO & SHANG (1998, 150) hatten zuvor in ihrer mikrostratigraphischen Arbeit in Schicht 27 drei Hartgrund-Oberflächen ausgewiesen. Sie werteten diese als Indizien für eine sehr geringe Sedimentation und/oder Sedimentationslücken von kurzer Zeitspanne, ohne diese weiter zu quantifizieren.⁵²⁰ In der folgenden Arbeit von CAO & ZHENG (2009) wird nur noch eine der bioturbaten Formen (am Top der Einheit 27-2) als durchwühlte „Oberfläche“ interpretiert, als Firmgrund, einer (gedachten) genetischen Vorstufe zu einem Hartgrund. ZHENG et al. (2013) führen diese Interpretation erneut aus; demnach würden u. a. „zahlreiche Bauten und die Eisenoxidkruste auf Höhe des Firmgrunds einen beträchtlichen Hiatus belegen“.⁵²¹ ZHENG et al. (2013) beziffern die Dauer des mutmaßlichen „lang-zeitlichen Ablagerungsstillstandes“ nicht, nehmen aber Bezug auf die von SHEN et al. (2011) ermittelte Sedimentationsrate von „0,16 cm/k[r]a“.⁵²²

Eine Sedimentdurchwühlung des Substrates ist sicherlich gegeben; dass es sich nach dem Firmgrund-Konzept aber um ein frei liegendes, bis zu 3 cm hohes Relief unter Wasserbedeckung handeln soll, ist unwahrscheinlich. Die unregelmäßigen Gebilde sind teilweise „steil“, haben „Überhänge“ und sind nicht miteinander „verbunden“; des Weiteren sind sie nicht aushaltend, unmittelbar daneben ist die Sedimentfolge kontinuierlich und undurchwühlt ausgebildet (vgl. CAO & SHANG 1998, ihre Fig. 2; ZHENG et al. 2013, ihre Fig. 6).

Es ist möglicherweise der Versuch von CAO und anderen Bearbeitern⁵²³, die Sedimentations- bzw. Bildungsdauer von Schicht 27 „lang-zeitig“ zu erklären und irgendwie mit dem radiometrischen Altersrahmen zu harmonisieren: Denn Schicht 27 soll CAO et al. (2002) zufolge eine (Bildungs-) Zeit von 0,7 Millionen [radiometrischen] Jahren repräsentieren.⁵²⁴

⁵²⁰ „Repeated development of hardgrounds implies that the deposition had been rather slow, and thus had caused depositional gaps of short time span“ (CAO & SHANG 1998, 151).

⁵²¹ „Abundant burrows and the iron oxide crust further support a notable hiatus at the level of the firmground“ (ZHENG et al. 2013, 966).

⁵²² „(1) Large amounts of marine burrows or borings indicating long-term deposition cessation were observed in all the firmground/hardgrounds intervals; (2) For the Meishan section with well constrained high-resolution U-Pb radioactive ages [hier Endnote 41, Verweis auf SHEN et al. (2011); MK], the average accumulation rate of the interval from Beds 25 to 28, which contains the firmground interval, is approximately 0.16 cm ky⁻¹“ (ZHENG et al. 2013, 967).

⁵²³ Teilweise werden die Vorstellungen auch nur übernommen, z. B. JIN et al. (2000, 433): „The idea that deposition occurred by a slow sedimentation process is supported by extensively burrowed hardgrounds within bed 27 [Cao & Shang 1998].“ Oder HUANG et al. (2011; Supplementary, Abschnitt: „Stratigraphic framework“): „The PTB interval, only 31 cm thick, indicates extremely reduced sedimentation, diagenesis, burrowing, and possible submarine erosion, nondeposition and/or dissolution, especially within Bed 27 (Cao & Shang 1998, Cao & Zheng 2009, Nicoll et al. 2002).“

⁵²⁴ „In particular, Bed 27 with the index conodont *Hindeodus parvus*, is only 18 cm thick, but represents 0.7 Ma of time span and records a dramatic drop of 8 ‰ in $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.“ (CAO et al. 2002, 1125). Diese [radiometrische]

MENNING et al. (2005) weisen dem Abschnitt von Schicht 26 bis Schicht 27b (zusammen 14 cm) in dem aus ihrer Sicht „extrem kondensierten Profil in Meishan“ eine minimale Zeitspanne von ca. 0,1 Millionen [radiometrische/astronomische] Jahre zu. Sie beziehen sich dabei zunächst auf die Aussage von MUNDIL et al. (2004), dass das Alter der biostratigraphischen Perm/Trias-Grenze etwas, aber nicht auflösbar jünger als das Alter des „Hauptsterbeereignisses“ von $252,6 \pm 0,2$ Millionen [radiometrischen] Jahren (Profil Shangsi) sei.⁵²⁵ Des Weiteren übernehmen MENNING et al. (2005, 177) den Korrelierungsansatz von KOZUR (2003) und folgern auf Basis ihrer kleinzyklischen Gliederung des Buntsandstein in Deutschland⁵²⁶: „Wenn, wie KOZUR (2003) postuliert, Mikrospherule aus dem untersten Kleinzyklus der Calvörde-Folge (s1.1) mit dem Hauptsterbeereignis korrelieren und die Perm-Trias-Grenze im folgenden Kleinzyklus s1.2 liegt, so ist das Hauptsterbeereignis, gerundet auf 100 ka, ca. 0,1 Ma älter als die Perm-Trias-Grenze.“ Schließlich äußern MENNING et al. (2005, 177) „(...) den Verdacht, dass es im GSSP von Meishan, entsprechend den Geländebefunden (BOWRING u. a. 1998: 1045) eine kleine Sedimentationslücke zwischen bed 25 (Boundary Clay) und bed 27c (FAD of *H. parvus*) gibt, bzw. dass die U-Pb-Datierungen zwar analytisch sehr präzise, aber eben nicht immer genau sind.“ BOWRING et al. (1998, 1045) allerdings führen in ihrer Endnote 28 keine konkreten lithologischen oder sedimentologischen Beobachtungen für eine Sedimentationslücke auf.⁵²⁷ Auch ist KOZURS (2003) feinstratigraphische (quasi-globale) Korrelation auf Basis (kosmischer) Mikrospherulen und ihren Häufigkeiten eine pure Zuweisung und unfundiert (Postulat, s. o.).⁵²⁸ Kürzlich publizierte Analysen an Mikrospherulen aus den Perm/Trias-Grenzschichten Südchinas sowie angrenzender Bodenproben zeigen, dass es für eine Entstehung der

Dauer ist den von BOWRING et al. (1998) ausgewiesenen Isotopenaltern abgeleitet; vgl. Tab. 36, Schicht 25 zu Schicht 28.

⁵²⁵ MENNING et al. (2005, 177): „(...) errechneten MUNDIL et al. (2004) (...) aus dem Profil von Shangsi ein Alter von $252,6 \pm 0,2$ Ma für das Hauptsterbeereignis. Die Autoren selbst geben kein Alter für die Perm-Trias-Grenze an, sondern konstatieren, bezogen auf das Hauptsterbeereignis $252,6 \pm 0,2$ Ma, dass ‚The age of the biostratigraphic P-T boundary (FAD of *H. parvus* in Meishan) is slightly unresolvably younger.‘“

⁵²⁶ „Die Korrelation des Buntsandstein bzw. der Perm/Trias-Grenze im globalen Kontext (Germanische Trias und tethyale Trias) erfolgt magnetostratigraphisch, durch Vergleich und Zuweisung der ‚bemerkenswert dicken normalen Magnetozone sn1‘ in Deutschland (SZURLIES 2004b, MENNING et al. 2005, 186-189, ihre Abb. 1) zur magnetischen Überlieferung der formalen Perm/Trias-Grenze (bzw. des Grenzbereiches) in China (magnetische ‚Zone V‘, GSSP Meishan). Mittels dieser Korrelation werden einige wenige radiometrische Alter ‚importiert‘ (übertragen)“ (KOTULLA 2015, 68).

⁵²⁷ BOWRING et al. (1998, 1045) führen in ihrer Endnote 28 keine konkreten lithologischen oder sedimentologischen Beobachtungen auf, auch nennen sie keine weiteren Quellen: „Field evidence suggests a hiatus at the top of bed 25 that would shorten the duration of the isotopic shift. Accumulation rates between MZ96-(24.3) and MD96-293w are much higher (1 cm per 2000 years), which would yield a duration of less than 10,000 years for the isotopic excursion. Alternatively, if a substantial amount of time is missing at the top of bed 25, only part of the spike may be preserved.“

⁵²⁸ KOZUR (2003, 59): „A further tool for stratigraphic correlation around the PTB is a horizon with rich occurrences of microsphaerules. They were first reported from the Meishan section and other sections in China (e.g., He Jinwen, 1985, Yin Hongfu et al., 1992, Yin Hongfu & Zhang Kexin, 1996), but we have found them also (...) Such microsphaerules were also found in continental beds of the Germanic Basin (Bachmann & Kozur, 2002) with a distinct maximum from the Oolite Bank Alpha 1 up to grey clays about 1.5 m above the base of Oolite Bank Alpha 1. This indicates that the base of the Buntsandstein which is characterised by a distinct climatic change from a dry to wet climate coincides roughly with the base of the Boundary Clay.“ Und ergänzend KOZUR & BACHMANN (2005, 157): „The maximum of predominantly cosmic microsphaerules occurring in the lower Boundary Clay of South China (...)“

Mikrospherule durch einen Himmelskörper-Impakt keine Indizien gibt. Vielmehr rührt ein Großteil der Mikrospherulen von modernen Flugaschen (industrielle Kontamination) her oder ihre Entstehung ist sedimentären und/oder diagenetischen sowie biologischen Ursprungs (ZHANG et al. 2014).⁵²⁹ Insofern scheint die Annahme einer Schichtlücke von MENNING et al. (2005) (Zuordnung von 0,1 Millionen [radiometrische/astronomische] Jahre) auf eine Einpassung ihres zyκλοstratigraphischen Modells⁵³⁰ abzielen. Von einem Trend, Einpassungen im Perm/Trias-Grenzbereich vorzunehmen, schreibt auch KOZUR (2003).⁵³¹ Kann möglicherweise der Nachweis einer Schichtlücke nicht erbracht werden, so nehmen MENNING et al. (2005) hilfsweise (vorsorglich) eine ungenaue U-Pb-Datierung an (s. o.).

Es gilt festzuhalten, dass für Schicht 27 bislang keine längere Sedimentationsunterbrechung bzw. Schichtlücke schlüssig nachgewiesen worden ist. Das ist auch das Zwischenfazit von YIN et al. (2005): „(...) es gibt bislang keinen Grund, eine Schichtlücke festzusetzen.“⁵³² Und in YIN et al. (2014) heißt es, dass „kein Hiatus auf Zonen-Level“ bekannt sei, also keine Conodonten-Zone fehle.^{533,534}

Zum Tempo der Sedimentation wird vom Verfasser alternativ vorgeschlagen, dass die Kalksteinbank (Schicht 27) ein Sedimentationsereignis repräsentiert; möglicherweise waren es zwei signifikante Sedimentationspulse, die zur Ablagerung des (siltigen) Kalkschlammes führten: Der erste Puls umfasst die Einheiten 27-1 und 27-2 (nach CAO & ZHENG 2009) mit einem graduellen Übergang und einer Zunahme der Korngröße (invers gradiert). Der zweite Puls

⁵²⁹ ZHANG et al. (2014, 246): „All these external and chemical characteristics suggest that most of iron microspherules previously reported from PTB sections in South China are modern industrial fly ashes. A low ratio of Fe^{3+}/Fe^{Total} in crystals of magnetite-silicate microspherules and high ZnO contents can identify them as industrial contaminants. The pyrite microspherules and framboidal pyrite found from bed 24e and bed 26 at the Meishan sections are of depositional or/and diagenetic origins, and only the rounded quartz and the fragments containing extremely high SiO_2 and TiO_2 are possibly of volcanic origin.“ Und in ihrer Zusammenfassung (S. 256): „In summary, no evidence supports the contention that microspherules from the PTB beds in South China are of impact origin. No accompanying minerals with impact planar deformation features have thus far been found in the PTB beds in South China. The microspherules from the PTB beds are of multiple origins. Among them, most of iron and magnetite-silicate microspherules are modern fly ashes rather than of volcanic origin or impact event. The pyrite microspherules and framboidal pyrite are of depositional or/and diagenetic origins. The calcareous microspherules and the hollow organic microspherules are of biological origin.“

⁵³⁰ Siehe KOTULLA (2015), insbesondere Abschnitt 5.9.

⁵³¹ KOZUR (2003, 59): „Magnetostratigraphic investigations in combination with detailed biostratigraphy are very important for correlation. However, at the PTB the trend can be observed to fit the data by compilation into the PTB which was accepted or generally used at the time of publication.“

⁵³² YIN et al. (2005, 718): „Therefore, although the PTB strata of Meishan are thin, there is yet no reason to ascertain a hiatus within the strata.“ Aber in den Schlussfolgerungen ihres Artikel leicht relativierend, ohne einen Grund zu nennen (S. 725): „Although condensed and possibly with small hiatuses, there is as yet no doubt on its conformity of rock sequence.“

⁵³³ YIN et al. (2014, 20): „Although highly condensed, so far the conodont zonation is complete and no hiatus of zonal level is known in this section, although some hardground has been found (Cao and Zheng, 2009).“ – Nach dem Altersmodell von SHEN et al. (2011) umfassen die sechs definierten Conodonten-Zonen des Perm/Trias-Grenzabschnitts im Durchschnitt etwa 40 Tausend [radiometrische] Jahre: „According to Shen et al. (2011) the six conodont zones of PTB at Meishan span a little more than 0.2 Mya, averaging 40 ka per zone (Yin et al., 2012)“ YIN et al. (2014, 30).

⁵³⁴ SHEN et al. (2019) schreiben – mit Bezug auf CAO & ZHENG (2007, 2009) und ZHENG et al. (2013) –, dass an oder unterhalb der P/T-Grenze mehrere Ablagerungsschichtlücken vorliegen mögen: „However, the extinction interval corresponding to Beds 25–28 at Meishan is highly condensed (only 0.36 m thick) and may also contain multiple depositional hiatuses at or below the PTB (...).“

umfasst die Einheiten 27-3 bis 27-6 mit mehrfachem Wechsel der Korngröße und möglicherweise leichter Erosion des Top der Einheit 27-3.⁵³⁵ Dieser Korngrößen-Wechsel bis hin zu einer (beginnenden) Erosion lässt auf (schnell) variierende hydrodynamische Verhältnisse schließen. Die Bioturbation kann unmittelbar nach Sedimentation und während einer weiteren Sedi-mentüberdeckung erfolgt sein.

Zu Schicht 28: Der 4 cm dicke Horizont besteht im Meishan-D-Profil aus einem gräulich gelben Illit-/Montmorillonit-Ton(stein). In den Meishan-Profilen können mancherorts zwei Lagen unterschieden werden: Als untere ein gelblich weißer Illit-/Montmorillonit-Tonstein, als obere ein gelblich grauer bis gräulich schwarzer Schieferton oder Tonschiefer (YIN et al. 1996, 34 u. 45).⁵³⁶ Das erinnert unmittelbar an die Folge bzw. Gliederung von „weißer Ton“ (Schicht 25) und „schwarzer Ton“ (Schicht 26).

Bei diesem Tonstein handelt es sich ebenfalls um vulkanische Air-Fall-Aschen (Bentonit). Auch hier ist von einem Stunden-Ereignis auszugehen (s. o. „Zu Schicht 25“).

Alternative Interpretation des Verfassers (Zusammenfassung). Im Vergleich zu den bisherigen Vorstellungen werden die Schichten 24e bis 28 alternativ als eine Folge rascher Sedimentationsereignisse interpretiert; diese Interpretation orientiert sich an den bereits oben diskutierten geologisch-sedimentologischen Indizien einer wahrscheinlichen Real-Sedimentation:

- Schicht 24 und Schicht 27: Die Absätze aus kalkigem, teilweise tonig-siltigem und Bioklasten-reichem Material (dünn- bis mittelbankigen Kalksteine) infolge von Sedimentbeladenen Strömungspulsen; mit Schüttungspulsen im Minuten- oder Stundenbereich.
- Schichten 25, 26 und 28: Die Ablagerung vulkanischer Air-fall-Aschen (weitestgehend umgewandelt in Ton bzw. Tonstein, Bentonit) infolge von Eruptionspulsen; mit zwei oder drei Einzel-Sedimentationsereignissen im Stundenbereich (genetische „Zusammenveranlagung“ von Schicht 25 und Schicht 26).
- Rasche Aufeinanderfolge der Sedimentationsereignisse: Scharfe Liegend- und Hangendgrenzen der Schichteinheiten; keine Bioturbation, die zwei aufeinanderfolgende Schichten im Grenzbereich vermengt hätten. In Schicht 27 ist Bioturbation teilweise verbreitet; sie ergreift aber nicht Schicht 26 oder Schicht 28.

Quantitativ wird für die gesamte Schichtenfolge 24e bis 28 (Basis bis Top) eine Sedimentations- bzw. Bildungszeit (inklusive kleinerer Pausen) im Bereich von Tagen angenommen, für eine überschlägige Kalkulation 7 Tage. Im Vergleich zu den „≤ 100–300 Tausend Jahren“ von SHEN et al. (2011), die ja als Real-Jahre verstanden werden wollen, beträgt der Dimensionsunterschied der Zeitskalen etwa 7 Größenordnungen (etwa 1 zu 10.000.000).⁵³⁷

⁵³⁵ In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, dass die Position des „ersten Auftretens“ von *H. parvus* auf Grundlage einer weiteren, noch umfangreicheren Beprobung wohl um einige Zentimeter tiefer an die Basis des Schichtkörpers verlegt werden muss. So YIN et al. (2005, 718): „The parvus Zone occupies Bed 27c and d, but recent research based on large quantity sampling of Bed 27a and b show that the FAD of parvus may extend downward a few centimeters (Lai Xulong, pers. comm.).“

⁵³⁶ Die Abfolge von Schicht 28 bis Schicht 34 wird auch als gemischte Schicht 3 (Mixed Bed 3, SHENG et al. 1984) bezeichnet.

⁵³⁷ Rechnerisch 7 Tage zu 200.000 Jahre (ca. 73.000.000 Tage).

Neue U-Pb-Alter: BURGESS et al. (2014)

BURGESS, BOWRING & SHEN (2014) präsentieren für einige der vulkanischen Aschenlagen der Meishan-Profilserie neue U-Pb-Zirkonalter mit einer Auflösung von Isotopenjahren im einstelligen Tausender-Bereich (Tab. 39). Demnach habe das Extinktionsintervall 61 ± 48 Tausend [radiometrische] Jahre gedauert;⁵³⁸ das entspricht etwa einem Drittel der Dauer gemäß SHEN et al. (2011).⁵³⁹ Diese Dauer bezieht sich konkret auf die Zeitspanne nach Ablagerung der Schicht 25 bis zum Einsetzen der Sedimentation der Schicht 28.

Diese um einen Faktor 3 kleinere Dauer von etwa „60 Tausend Jahren“ (implizit: Isotopenjahre = Realjahre) hat keine Relevanz für die vom Verfasser dargelegte alternative Interpretation (s. o.) einer Folge rascher Sedimentationsereignisse ohne größere Sedimentationsunterbrechungen.

Drei Punkte der Arbeit von BURGESS et al. (2014) bedürfen hier einer Erwähnung bzw. Diskussion:

- (1) Die ausgewiesenen Isotopenalter sind stratigraphisch konsistent. Auf Basis ihrer 2σ -Unsicherheiten sind allerdings die Isotopenalter der Zirkon-Subpopulationen der Schichten 25 und 28 nicht unterscheidbar (Tab. 39, Pos. 4–5); im Gegensatz zu SHEN et al. (2011) (Tab. 36).
- (2) Die neue Schätzung der Dauer des Extinktionsintervalls, so BURGESS et al. (2014), stimme mehr mit der Schätzung überein, die kürzlich WU et al. (2013) von der Astrochronologie abgeleitet haben, „83 ka“.⁵⁴⁰ Mit dieser Aussage wird dem Ergebnis der astrochronologischen Methode eine hohe Autorität zugesprochen. Allerdings haben WU et al. (2013) keine Milankovitch-Zyklen nachgewiesen, sondern konstruiert (KOTULLA 2015, 96ff). Konkret ist mit einer Konstruktion des [theoretischen] orbitalen 405k-Jahr-Exzentrizitätszyklus die Sedimentfolge segmentiert und bestimmten Ereignissen ein Datum zugewiesen worden. KOTULLA (2015) legt aber dar: Die astrochronologische Methode verifiziert die radiometrische Altersbestimmung nicht, vielmehr ist sie davon abgeleitet. Insofern gründet die Aussage von BURGESS et al. (2014) auf einem Zirkelschluss.
- (3) BURGESS et al. (2014, ihre Table 1) ermitteln auf Basis der Isotopenalter von Schicht 25 und Schicht 28 eine durchschnittliche Sedimentationsrate von $0,36 \text{ cm/k[r]a}$ für die dazwischenliegenden Schichten 26 und 27; mit dieser Sedimentationsrate wird das Datum der Perm/Trias-Grenze interpoliert: $251,941 - 0,039^{541} = 251,902$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute (ohne Unsicherheiten, Grenze 16 cm über Hangendgrenze von Schicht 25; vgl. Tab. 39).⁵⁴² Das kalkulierte Datum habe aber – unter Zugrun-

⁵³⁸ Wie die Unsicherheit von ± 48 Tausend [radiometrische] Jahre ermittelt wurde, ist nicht beschrieben. Aus den Einzelergebnissen (Pos. 3 und 4, Tab. 39) kann nur ± 68 Tausend [radiometrische] Jahre abgeleitet werden.

⁵³⁹ „(...) thus, our duration estimate between bed 25 and bed 28 at Meishan of 61 ± 48 ka is a maximum (...) This estimate is three times shorter than reported by Shen et al. (...) and is more consistent with the recent estimate derived from astrochronology of 83 ka (...)” (BURGESS et al. 2014, 3318).

⁵⁴⁰ Siehe Fußnote 539.

⁵⁴¹ $16 \text{ cm} \times 0,36 \text{ cm/k[r]a} = 38,8 \text{ k[r]a}$, gerundet $0,039 \text{ M[r]a}$.

⁵⁴² Diese CA-TIMS-Zirkon-Altersinterpretation von Schicht 25 differiert um etwa 0,7 Millionen [radiometrische] Jahre (ohne Unsicherheiten) zu der Erstinterpretation mit der SHRIMP-Technik (CLAOUÉ-LONG et al. 1991): „The 5 cm boundary clay bed in the Chinese stratotype section through the Permian-Triassic boundary has

delegung einer „konstanten Sedimentationsakkumulationsrate“ – „nichtquantifizierbare Unsicherheiten bezüglich Ablagerungsunterbrechungen“. Auf die Natur der Ablagerungen gehen BURGESS et al. (2014) aber nicht ein, insbesondere nicht darauf, dass die geologisch-sedimentologischen Indizien rasche Sedimentationsereignisse anzeigen.

| Pos. | Schicht Nr. | Bentonitprobe | Dicke [cm] | Abstand zur P/T-Grenze [m] | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel | ± 2σ |
|------|-------------|---------------|------------|----------------------------|--|-------------------------------|---|--------------|
| | | | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| 1 | 34 | MSB34-2 | | | 251,0-252,4 | 11 von 14 | 251,495 | 0,064 |
| 2 | 33 | MD99-33u | | 1,75 | 251,0-252,0 | 9 von 9 | 251,583 | 0,086 |
| 3 | 28 | MBE0205 | 4 | 0,12 | 251,6-252,1 | 13 von 13 | 251,880 | 0,031 |
| | 27c-Basis | | | 0,00 | | | <i>int.</i> 251,902 | <i>0,024</i> |
| 4 | 25 | MBE0203 | 4 | -0,16 | 251,5-252,3; 252,3-252,9 | 16 von 19 | 251,941 | 0,037 |
| 5 | 22 | MZ96(-4.3) | | -4,5 | 251,6-252,6; 254; 326; 370; 890 | 12 von 16 | 252,104 | 0,060 |

Tab. 39 Weitere U-Pb-Zirkornalter der Perm/Trias-Grenzbentonite (Meishan).

Zusammengestellt aus BURGESS et al. (2014); Methode: CA-TIMS; Labor: MIT. Legende: int., interpoliert. Das von BURGESS et al. (2014) interpolierte Perm/Trias-Grenzdatum von $251,902 \pm 0,024$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute ist von den Autoren der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle (COHEN et al.) übernommen worden, aktuell v2020/01 (stratigraphy.org).

Fazit

SHEN et al. (2011, 368) kalibrieren das sogenannte „endpermische Massenaussterben“ mit magmatogenen Zirkonen aus Air-Fall-Aschenlagen der Perm/Trias-Grenzsichten (GSSP Meishan, China). Demzufolge werden für den „Peak der Extinktion“ ein gewogenes mittleres U-Pb-Zirkonalter von $252,28 \pm 0,08$ Millionen [radiometrische] Jahre vor heute und für die „Dauer der Extinktion“ (Schichten 24e bis 28) weniger als „200.000 Jahre“ ausgewiesen. Die Dauer wird aus der Differenz von zwei gewogenen mittleren U-Pb-Zirkonaltern abgeleitet (Bentonite der Schichten 25 und 28): „ $\Delta t = 180 \pm 80$ ka“.

Die Sedimentfolge von Schicht 25 bis Schicht 28 wird vom Verfasser als eine Aufeinanderfolge von Ereignislagen interpretiert: Die Tonsteine (Bentonite) – Schichten 25 und 26 – als genetisch zusammengehörend, als (umgewandelte) vulkanische Aschenniederschläge; der Grenz-Kalkstein – Schicht 27 – als Schuttkalk, möglicherweise mit zwei Schüttungspulsen; der Tonstein (Bentonit) – Schicht 28 – als (umgewandelter) vulkanischer Aschenniederschlag. Alle Schichtglieder (hier Schichten 25/26 zusammen betrachtet) weisen scharfe Liegend- und Hangendgrenzen auf. Bioturbation ist in Schicht 27 teilweise verbreitet, sie ergreift aber nicht die Liegendschicht 26 oder die Hangendschicht 28. Dieser Umstand lässt auf eine rasche Überdeckung von Schicht 26 und eine rasche Überdeckung von Schicht 27 durch Schicht 28 und 29

been recognised as a bentonite. SHRIMP ion microprobe dating of zircons in the bentonite indicates a magmatic age of 251.2 ± 3.4 Ma (2σ); this is the first direct constraint on the numerical age of the Permian-Triassic boundary.”

schließen. Die Bildung der Ereignislagen kann Stunden (vulkanische Eruptionspulse) bzw. Minuten bis Stunden (karbonatische Schüttungspulse) gedauert haben. Die Sedimentfolge von Schicht 25 bis Schicht 28 könnte – auf Grundlage dieser alternativen Interpretation einer raschen Aufeinanderfolge der Sedimentationsereignisse – eine Zeitdauer von wenigen Tagen repräsentieren.

Diese Zeitdauer, die auf eine geologisch-sedimentologische Indikation gründet, steht in einem krassen Missverhältnis zu der unmittelbar aus den radiometrischen Altersbestimmungen abgeleitete und ausgewiesene Dauer bzw. Bildungszeit der Sedimentfolge von etwa 180 Tausend Jahren (implizit Isotopenjahre = Realjahre) (ohne Unsicherheit).

6.13.2 Lokalität Shangsi

Diskussion

Auch für die Bentonitserie in Shangsi zeigen SHEN et al. (2011, 1368) stratigraphisch konsistente U-Pb-Alter, jedenfalls für 8 der 12 beprobten Bentonithorizonte (Tab. 40). Insgesamt sind sechs Zirkon-Analysen verworfen worden, hauptsächlich wegen zu großer Streuungen (Tab. 40, Pos. 3, 7, 9, 10 und 11^{543,544}) und im Falle von Probe S03-30⁵⁴⁵ (Tab. 40, Pos. 1) wegen eines Isotopenalters, das um 1 bis 4 Millionen [radiometrische] Jahre höher läge als das angenommene Alter der Aschenlage auf Basis seiner stratigraphischen Position. Von zwei Proben (S03-09, S03-17) sind verwertbare Ersatzanalysen an Monazitkristallen vorgenommen worden.

Unter Zugrundelegung der ausgewiesenen, sehr geringen 2σ -Unsicherheiten sind die Isotopenalter einiger stratigraphisch benachbarter Bentonithorizonte im Abschnitt der korrelierten Perm/Trias-Grenze nicht unterscheidbar: Pos. 5 und 4 sowie Pos. 4 und 2 (Tab. 40).

Die älteren Zirkonanalysen von MUNDIL et al. (2004) zeigen abschnittsweise eine konsistente Beziehung zwischen stratigraphischer Abfolge und interpretiertem Isotopenalter (Tab. 40, Pos. 15–22; ein Ausreißer ist Pos. 21⁵⁴⁶ verglichen mit Pos. 22 und Pos. 20). In der Sedimentfolge von Schicht 25 bis Schicht 30 – den „Grenzschichten“ – sind die drei Alter der Bentonithorizonte im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheiten nicht unterscheidbar (Tab. 40, Pos. 15-17).

⁵⁴³ „Five zircon grains from S03-06 (0.0 m) yielded scattered dates that are 1-5 Myr older than the assumed age of the ash bed based on stratigraphic position” (SHEN et al. 2011, supporting online material, S. 6. sowie ihre Fig. 1).

⁵⁴⁴ „Eleven grains from S03-24 (-9.8 m) yielded dates between 253.6 and 252.8 Ma, and a date from one grain is younger. Eleven grains from S03-26 (-4.4 m) yielded dates between 253.2 and 252.6 Ma. There is too much scatter in the dates from these two samples to interpret a depositional ages, likely for reasons related to inheritance of zircon and/or an extended period of zircon residence in the magma” (SHEN et al. 2011, supporting online material, S. 6. sowie ihre Fig. 1).

⁵⁴⁵ „Five zircon grains from S03-30 (+3.4 m) yielded dates that are 1-4 Myr older than the assumed age of the ash bed based on stratigraphic position (Figs. 1 and S3)” (SHEN et al. 2011, supporting online material, S. 6. sowie ihre Fig. 1).

⁵⁴⁶ Mit dem Concordia-Altersalgorithmus und der Bayesschen Analyse allerdings versuchen MUNDIL et al. (2004, 1761) aufzuzeigen, dass Aschenlage SH01(7) älter ist als Aschenlage SH03(8): „The concordia ages of SH01(7) and SH03(8) are 259.5 ± 0.9 Ma and 260.4 ± 0.8 Ma, respectively, indicating that an apparent reversal age-order for the two samples is not particularly improbable [and can be used as a Bayesian constraint – see later discussion – to infer that SH01(7) is $0.06 +0.81/-0.06$ Ma older than SH03(8)].”

| Pos. | Schicht Nr. | Bentonitprobe | Abstand zur P/T-Grenze [m] | Mineral | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Ca.-Spanne [Millionen Isotopenjahre] | Anzahl Körner (Subpopulation) | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U-Alter Subpopulation; gewogenes Mittel | |
|----------------------|-------------|---------------|----------------------------|---|--|-------------------------------|---|------|
| | | | | | | | [Millionen Isotopenjahre] | |
| Shen et al. (2011) | | | | | | | | |
| 1 | | S03-30 | 3,4 | Z | 255,4-263,6 | 0 von 5 | ??? | |
| 2 | | S03-12 | 0,5 | Z | 251,9-298,9 | 13 von 14 | 252,16 | 0,09 |
| | [28-Basis] | | 0,0 | korrelierte Perm/Trias-Grenze | | | | |
| 3 | [27] | S03-06 | 0,0 | Z | 254,1-256,4 | 0 von 5 | zu starke Streuung | |
| 4 | | S03-07 | -0,2 | Z | 251,7-555,1 | 10 von 15 | 252,28 | 0,13 |
| 5 | [25] | S03-08 | -0,3 | Z | 251,8-919,9 | 12 von 16 | 252,37 | 0,08 |
| 6 | | S03-09 | -1,0 | M | 252,5-253,6 | 9 von 10 | 252,68 | 0,12 |
| 7 | | S03-09 | -1,0 | Z | 251,1-255,1 | 0 von 7 | nicht verwendet, s. o. | |
| 8 | [23] | S03-17 | -2,9 | M | 252,8-253,3 | 13 von 13 | 253,10 | 0,12 |
| 9 | [23] | S03-17 | -2,9 | Z | 55,5-281,5 | 0 von 11 | nicht verwendet, s. o. | |
| 10 | | S03-26 | -4,4 | Z | 252,6-253,2 | 7 von 13 | 252,6-253,2 | |
| 11 | | S03-24 | -9,8 | Z | 252,1-253,6 | 5 von 12 | 252,1-253,6 | |
| 12 | [18] | S03-22 | -12,8 | Z | 253,5-254,2 | 6 von 7 | 253,60 | 0,08 |
| 13 | | S03-18 | -17,1 | Z | 254,2-271,2 | 7 von 10 | 254,31 | 0,07 |
| 14 | [15] | S03-05 | -27,5 | Z | 247,6-258,0 | 6 von 6 | 257,79 | 0,14 |
| Mundil et al. (2004) | | | (zu Schicht 4) | | | | | |
| | 30 | | 104,6 | erste stratigraphische Überlieferung von <i>H. parvus</i> | | | | |
| 15 | 29 | SH32(29) | 103,4 | Z | 246,9-704,5 | 12 von 13 | 252,5 | 0,2 |
| | 28-Basis | | ca. 100,05 | "Extinktionshorizont" | | | | |
| 16 | 27 | SH10(27) | 100,05 | Z | 251,1-252,5 | 5 von 5 | 252,2 | 0,4 |
| 17 | 25 | SH09(25) | 99,7 | Z | 251,4-253,4 | 12 von 12 | 252,5 | 0,3 |
| 18 | 23 | SH27(23) | 97,1 | Z | 252,6-2219,3 | 8 von 16 | 253,2 | 0,3 |
| 19 | 18 | SH16(18) | ca. 87 | Z | 252,7-259,3 | 14 von 16 | 253,7 | 0,2 |
| 20 | 15 | SH08(15) | 72,5 | Z | 256,8-257,9 | 8 von 8 | 257,3 | 0,3 |
| 21 | 8 | SH03(8) | 36,3 | Z | 260,2-263,1 | 5 von 5 | 260,8 | 0,8 |
| 22 | 7 | SH01(7) | 23,5 | Z | 258,7-261,4 | 6 von 6 | 259,1 | 1,0 |

Tab. 40 Bentonithorizonte des Shangsi-Profiles (China), U-Pb-Zirkonalter.

Zusammengestellt nach SHEN et al. (2011) und MUNDIL et al. (2004); Diskussion siehe Textteil. Die Schichtnummern bei SHEN et al. (2011) in eckiger Klammer sind von den Angaben in MUNDIL et al. (2004) abgeleitet; die Nummerierung geht auf LI et al. (1989) zurück. Zu Spalte Mineral: Z = Zirkon, M = Monazit.

Bei einem Vergleich der ausgewiesenen Isotopenalter von MUNDIL et al. (2004) und SHEN et al. (2011) ist eine gute Übereinstimmung festzustellen: z. B. die Isotopenalter für die Bentonithorizonte der Schichten 15, 18 und 25 (Tab. 40, Pos. 5, 12 und 14 sowie Pos. 17, 19 und 20). Demnach sind die Ergebnisse der U-Pb-Analysen reproduzierbar. Das interpolierte Alter des „Extinktionsintervalls“ (Basis Schicht 28) differiert allerdings um etwa 0,4 Millionen [radiometrische] Jahre, nach SHEN et al. (2011) bei MUNDIL et al. (2004) zu hoch.⁵⁴⁷

⁵⁴⁷ „(...) there is a difference in the interpreted age of the extinction. Their [MUNDIL et al. 2004, MK] estimate of 252.6 ± 0.2 Ma is in part controlled by the date of an ash bed [sample SH32 (...)] located 3.4 m above the extinction horizon that overlaps within error with those from immediately below the boundary“ (SHEN et al. 2011, 1368).

Die Sedimentgesteinsfolge der Lokalität Shangsi weist nach JIANG et al. (2011) eine kontinuierliche, karbonatisch-dominierte marine Sedimentation auf, die chronostratigraphisch die Spanne von der Wuchiapingium-Stufe bis zur Untertrias umfasst.⁵⁴⁸ Eine Beschreibung der P/T-Grenzsichten (Abb. 52) liefert Tab. 41.

| Schicht Nr. | Lithologie (kurz) | Dicke [cm] | Beschreibung |
|-------------|---|------------|--|
| 31 | Mikrit (Kalkstein) | 269 | Dünnbankiger Mikrit in Wechsellagerung mit grauen, laminierten dolomitschen Kalkstein; mit Organik-reichen Algenlaminaen am Top. |
| 30 | Mergel | 180 | Gelbgrüner laminiertes Mergel mit Einschaltungen von Mikrit (Kalkstein). <i>H. parvus</i> tritt im oberen Teil der Schicht auf. |
| 29 | Tonstein [mit Bentonithorizont] | 191 | Grünlicher, Illit- und Montmorillonit-laminiertes Tonstein mit Einschaltung(en) von kieseligem Schiefer-ton und Mergel. |
| 28 | Mergel | 178 | Grüngraue Mergel mit Einschaltungen von braunen, laminierten, Organik-reichen Schiefer-tonen und mikritischen Tonsteinen; die Muschel <i>Claraia wangi</i> tritt 45 cm unterhalb der P/T-Grenze auf, zwischen Schicht 28 und Schicht 29. - Einheit d (74 cm): graugrüner, siltiger Illit-Tonstein mit Einschaltungen von kalkiger Schiefertone. - Einheit c (64 cm): gelblichgrüner, siltiger Illit-Tonstein. --- "Conformity" (Konformität) --- - Einheit b (24 cm): hellgelber bis gelblichgrüner, siltiger Montmorillonit-Tonstein mit Einschaltungen von dünnbankiger Mikrite. - Einheit a (16 cm): gelblichgrüner, dünnbankiger Illit/Montmorillonit-Tonstein mit Einschaltungen kalkiger Schiefertone und Mergel. |
| --- | "Conformity" (Konformität) --- | | |
| 27 | Tonsteine ("black clay") ("white clay") [Bentonit(e)] | 15 | - Einheit c (4 cm): gräulichschwarzer, Illit- und Montmorillonit-führender, laminiertes Tonstein ("black clay"). - Einheit b (6 cm): gräulichweißer, irregulärer Illit/Montmorillonit-Tonstein mit Vulkanoklasten ("white clay"). - Einheit a (5 cm): gräulichschwarzer Montmorillonit/Illit-Tonstein. |
| 26 | kieseliger Mikrit (Kalkstein) | 25 | Dunkelgrauer, dünnbankiger kieseliger Mikrit. |
| 25 | Tonstein [Bentonit] | 15 | Gelblichgrüner bis weißer Illit/Montmorillonit-Tonstein mit Einschaltungen gräulichschwarzer Mergel am Top. |
| 24 | kieseliger Kalkstein | 59 | Dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger kieseliger Kalkstein mit Einschaltung(en) von kieseligem Schiefer-ton. |
| 23 | Tonstein [Bentonit] | 6 | Gelblichbrauner bis gräulichgrüner, dünnbankiger Illit/Montmorillonit-Tonstein. |
| 22 | kieseliger Tonstein | 178 | Dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger kieseliger Tonstein mit Einschaltung(en) von kieseligem Kalkstein. |
| 21 | kieseliger Mikrit (Kalkstein) | 261 | Grau bis dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger kieseliger Mikrit mit Einschaltung(en) von kieseligem Schiefer-ton. |

Tab. 41 Beschreibung der Perm/Trias-Grenzsichten, Lokalität Shangsi (China).

Zusammengestellt nach HUANG et al. (2011) und LAI et al. (1996). In eckiger Klammer die Identifikation der Bentonithorizonte, Ergänzung durch den Verfasser (vgl. Tab. 40).

SHEN et al. (2011) korrelieren die Meishan- und Shangsi-Sedimentfolgen auf Basis der „detaillierten Conodonten-Biostratigraphie, geochronologischer Alter und Kohlenstoffisotopenkurven“. Die Korrelation der Perm/Trias-Grenze erfolgt allerdings durch Gleichsetzung von „Extinktionsintervall“ bzw. „Extinktionshorizont“ – für Shangsi nach MUNDIL et al. (2004): Basis von Schicht 28a – in Verbindung mit den interpretierten Isotopenaltern der über- und unterlagernden Bentonite-Horizonte und nicht über das erste Auftreten der Conodontenart

⁵⁴⁸ „The Shangsi section (...) displays continuous carbonate-dominated marine sedimentation from the Wuchiapingian (Upper Permian) to Lower Triassic (Wignall et al., 1995; Lai et al., 2008)“ (JIANG et al. 2011, 103).

Hindeodus parvus. Unabhängig der Isotopenalter scheinen sie damit einer älteren Korrelation zu folgen⁵⁴⁹ (vgl. auch Ji et al. 2007⁵⁵⁰).

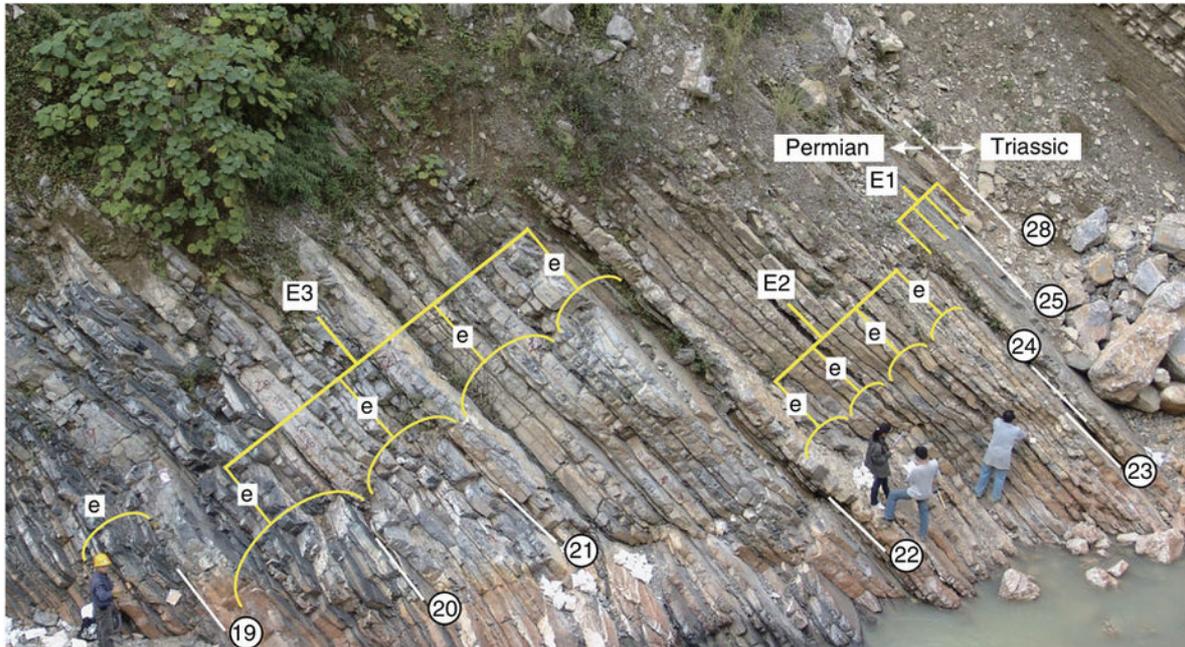


Abb. 52 Perm/Trias-Grenzschichten am Qingshuihe River, Lokalität Shangsi (China).

Zyklostratigraphische Interpretation des oberen Teils der Dalong-Formation (WU et al. 2013); zu einer Diskussion s. KOTULLA (2015). Legende: Zahl im Kreis (hier 19–28), Schichtnummer (korrespondierende weiße Linie markiert Liegendgrenze); E1–E3, Zuweisung von langen [theoretischen] Exzentrizitätszyklen (~ 405 k[a]a); e, Zuweisung von kurzen [theoretischen] Exzentrizitätszyklen (~ 100 k[a]a). WU et al. (2013) platzieren die Perm/Trias-Grenze nach SHEN et al. (2011) zwischen Schicht 28b und Schicht 28c (vgl. Tab. 41). Abbildung: Wiedergabe der Fig. 5 aus WU et al. (2013) in *Nature Communications*; freundliche Freistellung (CC BY 3.0).

Als „erstes Auftreten“ von *H. parvus* in der Shangsi-Sedimentfolge galt zunächst eine Position in Schicht 30, 4,5 m über dem „Extinktionshorizont“; eine erneute systematische Bepro-

⁵⁴⁹ Eine Korrelation der Perm/Trias-Grenze mit Meishan war zuvor über einen $\delta^{13}\text{C}$ -Aus Schlag (Schicht 28a, innerhalb 17 cm unterhalb der in Shangsi gezogenen Grenze; Meishan 5 cm darunter) sowie einer Ir-Spitze (Schicht 27c, innerhalb 21 cm unterhalb der in Shangsi gezogenen Grenze; Meishan 9 cm darunter) durchgeführt worden (YIN et al. 1994, 26); also geringfügige Änderungen im Zentimeter-Bereich.

⁵⁵⁰ „The thickness of the interval between the main extinction horizon and the FO of *H. parvus* is nearly ten times thicker at Chaotian than at Meishan, as previously emphasized by ISOZAKI et al. (2004) (Pl. 1). The main extinction horizon of the Permian taxa is at the top of Bed D24 of the topmost Dalong Fm at Chaotian, and at the top of Bed 24 of the topmost Changxing Fm at Meishan (CLARK et al., 1986; YANG et al., 1987; WANG, 1994; JIN et al., 2000) respectively. This horizon can be doubtlessly correlated between the two sections as an event-stratigraphic boundary. In contrast, the FO of *H. parvus* is about 1.4 m higher than the main extinction horizon at Chaotian, whereas it is merely 16 cm above the extinction horizon at Meishan. The Shangsi section discussed above also has a greater thickness about 4.5 m for this interval (NICOLL et al., 2002). This apparent contrast in thickness between the Chaotian–Shangsi sections and the Meishan section can be explained in two ways; 1) the boundary marl at Chaotian and Shangsi may contain rare *H. parvus* which has not been found yet (i.e., FO of *H. parvus* does not coincide with FAD because of the scarcity of conodonts), or 2) the Meishan section is lacking a certain interval of the topmost Permian or at least highly condensed. The above-mentioned brim-bearing *Clarkina* of the Chaotian section supports the latter option. Although the *H. parvus* Zone and *Isarcicella* Zone at Chaotian are easily correlated with those in Meishan, there is a remarkable difference in thickness again between the two sections. The *H. parvus* Zone at Chaotian is ca. 3.7 m thick, while that in Meishan is no more than 8 cm. This also suggests the possible incompleteness or highly condensed nature of the Meishan section.“ (Ji et al. 2007, 49 und Fig. 3).

bung hat aber bereits *parvus*-Exemplare in Schicht 29c (neu⁵⁵¹) erbracht, etwa zwei Profilmeter niedriger (JIANG et al. 2011). Die stratigraphische Position von *H. parvus* hatte zur Folge, dass die Perm/Trias-Grenze von verschiedenen Bearbeitern unterschiedlich korreliert wurde (z. B. LI et al. 1989, LAI et al. 1996, NICOLL et al. 2002, METCALFE et al. 2007).⁵⁵² JIANG et al. (2011) positionieren sie nun 22 cm oberhalb der Basis von Schicht 28a (neu), also 22 cm oberhalb des „Extinktionshorizonts“.

Die U-Pb-Alter der vulkanischen Aschenlagen (Bentonite), die „Extinktionsintervall“ bzw. „Extinktionshorizont“ unmittelbar eingrenzen sind (quasi) identisch: Unterer Bentonit: $252,28 \pm 0,08$ (Meishan) und $252,28 \pm 0,13$ (Shangsi) Millionen [radiometrische] Jahre vor heute; oberer Bentonit: $252,10 \pm 0,06$ (Meishan) und $252,16 \pm 0,06$ (Shangsi) Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Ob die vulkanischen Aschenlagen jeweils von demselben Eruptionereignis stammen, ist allerdings nicht bekannt. Eine Tephrostratigraphie mit dem Ziel der Identifizierung und Korrelation der Bentonithorizonte ist bislang nicht durchgeführt worden (s. Abschnitt 6.13.3).

6.13.3 Tephrostratigraphische Korrelation südchinesischer Perm/Trias-Grenzprofile?

Das geologische Südchina umfasst nach der paläogeographischen Karte von SHEN et al. (2011, Fig. S1) eine Region von $> 2.000.000 \text{ km}^2$. In dieser Region werden an mehr als 20 Lokalitäten Perm/Trias-Grenzschichten ausgewiesen und miteinander korreliert; ein Großteil dieser P/T-Sedimentfolgen enthält zahlreiche Bentonithorizonte (YIN et al. 2007; GAO et al. 2013; HE et al. 2014, Fig. 3; SHEN et al. 2011, 2019; CHU et al. 2020), z. B.:

- (A) Marines Environment: Meishan, Shangsi, Penglitan, Tieqiao, Heshan, Chaotian, Recunping, Nantong, Huangshi, Chaoxian, Xishan, Daxiakou (Xiakou).
- (B) Marin-terrestrisches Übergangs-Environment: Chuanyan, Zhongzhai.
- (C) Terrestrisches Environment: Chahe (mit Weining und Guizhou), Guanbachong, Dongban, ? Xiakou, Chinahe, Fuyuan (Bohrkern ZK4703).

Die Korrelation der P/T-Grenzschichten erfolgt u. a. mit folgenden Kriterien bzw. Vorgehensweisen:

- Conodonten (Biostratigraphie)
- Isotopenalter (U-Pb) bzw. Isotopensignatur

⁵⁵¹ JIANG et al. (2011) haben für Teilabschnitte eine leicht abweichende Schichtenummerierung eingeführt.

⁵⁵² Verglichen mit der Sedimentfolge in Shangsi, u. a. mit einem vermeintlich „späteren Einsetzen“ von *Hindeodus parvus*, schlagen NICOLL et al. (2002) einen „kleinen sedimentären Hiatus“ am Referenzpunkt in Meishan vor: „Analysis of conodont biostratigraphy of the Meishan D section and the Shangsi section suggest significant differences between the two sections. This include the absence of *H. changxingensis* Wang from the Shangsi section and the approximately 4.5 m of the Shangsi section that contains *H. priscus* (Kozur), *H. latidentatus* (Kozur) and *H. euryppge* n. sp. Below the first occurrence of *H. parvus*. These differences may be accounted for most easily by suggesting that there is a minor depositional hiatus at the Permian-Triassic boundary GSSP level as based on the first appearance of the conodont *Hindeodus parvus* in Meishan section D“ (NICOLL et al. 2002, 609). – Die „spätere“ fossile Überlieferung ist aber kein hinreichender Grund; das „Einsetzen“ von *Hindeodus parvus* bildet nicht zwangsläufig eine Isochrone.

- „Extinktionsintervall/-horizont“
- Kohlenstoffisotopenexkursion ($\delta^{13}\text{C}$)
- Verschwinden der *Gigantopteris*-Flora
- Holzkohle-Lagen
- Lithologie (Farbwechsel)
- Sequenzstratigraphische (Zeitbezugs-) Flächen: Transgressionsfläche (transgression surface, TS), Sequenzgrenze (sequence boundary, SB)

Die jeweiligen physischen Korrelationspunkte – bezogen auf zwei Profile – müssen per se nicht zeitgleich sein, z. B. das „erste Auftreten“ des Conodonten *H. parvus* oder eine Exkursion der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve. Insofern sind die vorgenommenen Korrelationen bislang nicht verifiziert.

Eine Verifikation könnte aber mit den Bentonithorizonten versucht werden. Hierbei müsste ein einheitliches Verfahren zur Identifizierung und Unterscheidung der Aschenlagen und gegebenenfalls ihrer Sublagen etabliert werden (z. B. Zirkon-Tephrostratigraphie nach WINTER 1981).

7 Zur Praxis der stratigraphischen Korrelation von Bentonithorizonten

Bentonithorizonte sind Chronohorizonte; sie liefern in ihrer räumlichen Verbreitung exakte Zeit-Bezugsflächen (vgl. Abschnitt 2.3). Dieses Korrelationspotenzial kann aber nur zur Anwendung gebracht werden, wenn eine eindeutige, identifizierbare Merkmalsausprägung der einzelnen, bentonisierten Aschenlage vorliegt.

Die in Kapitel 6 präsentierten Beispiele zeigen, dass in der Praxis eine Korrelation einzelner Bentonithorizonte nur eingeschränkt, fehlerhaft oder überhaupt nicht erfolgt ist.

Eine Korrelation wurde u. a. mit folgenden Methoden vollzogen:

- Charakteristische Einschaltungsfolge (Distanz: wenige km):
 - o Gangiobis Shale Member, Gangiobis, Namibia (Abschnitt 6.10)
- Charakteristische Einschaltungsfolge in Kombination mit einer Feinstratigraphie (Distanz: bis 200 km):
 - o Donez-Becken, Ukraine (Abschnitt 6.8)
- Kombination von außergewöhnlicher Mächtigkeit, charakteristischer Einschaltungsfolge und Phänokristen-Spektrum (Distanz: bis > 1000 km):
 - o Deike- und Millbrig-Bentonit, Nordamerika (Abschnitt 6.5.1)
- Kombination von Mächtigkeit und Spurenelementcharakteristik (Distanz: bis > 1000 km):
 - o Kinnekulle-Bentonit, Balto-Skandinavien (Abschnitt 6.5.2)
- Zirkonanalysen: $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse bzw. abgeleitete U-Pb-Alter:
 - o Kinnekulle-Bentonit, Balto-Skandinavien (Abschnitt 6.5.3)
 - o Millbrig-Bentonit vs. Kinnekulle-Bentonit (Abschnitt 6.5.3)

- Lower-Whomble-Bentonit und Deicke-Bentonit sowie Upper-Whomble-Bentonit und Deicke-Bentonit (Abschnitt 6.5.3)
- P/T-Grenzbentonite Lokalität Meishan vs. Lokalität Shangsi, China (Abschnitt 6.13)
- Kombination von Biostratigraphie und $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ -Profilen (Distanz bis > 1000 km):
 - Much Wenlock Limestone Formation (England) vs. Halla-Formation (Gotland), insbesondere WNH3-Bentonit und Grötlingbo-Bentonit und WNH7-Bentonit und Djupvik-Bentonit (Abb. 29); Distanz heute ca. 1400 km

In nachfolgenden Fällen wurde keine Korrelation versucht:

- Profil Talacasto vs. Profil Cerro La Chila, Distanz heute ca. 90 km; argentinische Pärkordillere (Abschnitt 6.4)
- Donez-Becken, Ukraine, zu benachbarten Sedimentationsbecken (Abschnitt 6.8)
- Profil Usolka vs. Profile Dal'ny Tulkas (Distanz wenige km), Ural-Vorland (Abschnitt 6.9)
- Profil Candiota-Kohlengrube vs. Profil Faxinal-Kohlenfeld (Distanz 250 km), Brasilien (Abschnitt 6.12)

Die aktuelle Praxis der Korrelation von Bentonithorizonten bedarf einer grundlegenden Neuorientierung. In Abschnitt 6.7 wird beschrieben, wie WINTER (2015) mit der Methode der Zirkon-Tephrostratigraphie Bentonithorizonte der Mulde von Dinant (Frasnes, Belgien), der Dillmulde und dem Kellerwald (Braunau; Stichwort: Kellwasserhorizont) eindeutig korreliert (Distanz von Frasnes heute ca. 280 bzw. 350 km). Er zeigt auf, dass „sowohl die radiometrischen Altersbestimmungen wie auch einige Einstufung[en] nach Conodonten einer Präzisierung bedürfen“ (S. 243). Mit anderen Worten: nicht übereinstimmen.

Es wird grundsätzlich empfohlen, anstelle punktueller Analysen systematische, vollumfängliche Reihenuntersuchungen sowohl in der Vertikalen (Bentonitserien) als auch in der Horizontalen (Verbreitung mitunter bis > 1000 km) durchzuführen. Dabei gilt es, zunächst ein einheitliches Verfahren zur Identifizierung und Unterscheidung der Aschenlagen und gegebenenfalls ihrer Sublagen zu etablieren. Hierzu wird die Anwendung der Methode von WINTER (1981) vorgeschlagen. Auf dieser (Korrelations-) Grundlage können dann (methodisch einheitliche) U-Pb-Analysen durchgeführt werden (vgl. Kapitel 8).

8 Zur Praxis der U-Pb-Datenanalyse und -interpretation

Ein $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Zikonalter wird gemäß Gleichung 1 (Anhang II) durch das jeweilige $^{208}\text{Pb}^*/^{236}\text{U}$ -Verhältnis bestimmt.⁵⁵³ Dieser Zusammenhang findet im Textteil jüngerer geochronologischer Arbeiten keine Erwähnung mehr. CLAUÉ-LONG et al. (1992) haben es mit Bezug auf die radiometrische Datierung des Hasselbachtal-Bentonits⁵⁵⁴ („bed 79“) noch so ausgedrückt: „Das gewichtete, mittlere $^{208}\text{Pb}^*/^{236}\text{U}$ -Verhältnis der Gruppe⁵⁵⁵ beträgt $0,05632 \pm 0,00067$ (2σ),

⁵⁵³ * = Mit radiogener Komponente aus dem (unabhängigen) Zerfall von ^{238}U (s. Anhänge I und II).

⁵⁵⁴ Position im Grenzbereich Devon/Karbon (korreliert); Lokalität unmittelbar nördlich Hagen-Hohenlimburg.

⁵⁵⁵ Bezogen auf die Gruppe der Zirkonkörner, die zur Bestimmung des gewichteten, mittleren Verhältnisses verwendet werden (Subpopulation).

äquivalent zu einem Alter von $353,2 \pm 4,0$ Ma (2σ), und dieses wird interpretiert als das Alter der Kristallisation des vulkanischen Horizontes.^{556,557}

| Verhältnis $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | Isotopenjahre | Verhältnis $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | Isotopenjahre |
|--|----------------|--|---------------|
| 10,000000 | 15.457.826.094 | 0,04040 | 255.311.875 |
| 1,000000 | 4.468.313.815 | 0,04035 | 255.002.063 |
| 0,500000 | 2.613.796.023 | 0,04030 | 254.692.236 |
| 0,200000 | 1.175.320.269 | 0,04025 | 254.382.394 |
| 0,100000 | 614.408.895 | 0,04020 | 254.072.537 |
| 0,090000 | 555.537.123 | 0,04015 | 253.762.666 |
| 0,080000 | 496.122.747 | 0,04010 | 253.452.779 |
| 0,070000 | 436.155.671 | 0,04005 | 253.142.878 |
| 0,060000 | 375.625.516 | 0,04000 | 252.832.962 |
| 0,050000 | 314.521.606 | 0,03995 | 252.523.030 |
| 0,040000 | 252.832.962 | 0,03990 | 252.213.084 |
| 0,030000 | 190.548.282 | 0,03985 | 251.903.123 |
| 0,020000 | 127.655.937 | 0,03980 | 251.593.147 |
| 0,010000 | 64.143.954 | 0,03975 | 251.283.156 |
| 0,005000 | 32.151.758 | 0,03970 | 250.973.151 |
| 0,001000 | 6.443.193 | 0,03965 | 250.663.130 |
| 0,000100 | 644.609 | 0,03960 | 250.353.095 |
| 0,000010 | 64.464 | 0,03955 | 250.043.044 |
| 0,000001 | 6.446 | 0,03950 | 249.732.979 |

Tab. 42 Vom $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ -Verhältnis zu Isotopenjahren, Referenztablelle.

Für die in Kapitel 6 vorgestellten geochronologischen Arbeiten – der paläozoischen Stichprobe – reichen die $^{208}\text{Pb}^*/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse der für die Altersbestimmung selektierten Zirkonindividuen bzw. Zirkonpopulationen von nahezu 0,09 (Grenzbereich Ediacarium/Kambrium; BOWRING et al. 2007) bis etwa 0,04 (Grenzbereich Perm/Trias; SHEN et al. 2011) (vgl. Tab. 42); dabei werden bis zu 5 Nachkommastellen ausgewiesen. Die $^{208}\text{Pb}^*/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse – und die daraus abgeleiteten Isotopenalter – nehmen in Relation zu der Abfolge der paläozoischen chronostratigraphischen Einheiten (von unten nach oben) kontinuierlich ab.

Allerdings sind im Detail nur für einige Bentonithorizonte der diskutierten Sedimentfolgen U-Pb-Zirkonanaysen wiederholt und Ergebnisse reproduziert worden. Dies trifft beispielsweise auf einige Bentonithorizonte der Profile Meishan und Shangsi zu (Abschnitt 6.13) oder auf die ordovizischen Bentonite Deike und Millbrig (Abschnitt 6.5).

⁵⁵⁶ „The weighted mean $^{208}\text{Pb}^*/^{236}\text{U}$ ratio of the group is 0.05632 ± 00067 ($2\sigma\delta$), equivalent to an age of 353.2 ± 4.0 Ma (2σ), and this is interpreted as the age of crystallization of the volcanic horizon” (CLAOUÉ-LONG et al. 1992, 544).

⁵⁵⁷ Nach DAVYDOV et al. (2011) beträgt das (neue) Alter dieses Bentonits $358,71 \pm 0,19$ Millionen [radiometrische] Jahre; es ist zur Erstellung der GTS2012 verwendet worden (Appendix 2, S. 1068-1069, Nr. Cb1) (SCHMITZ 2012b).

Es ist auffallend, dass für Bentonitserien häufig – in nahezu perfekter Weise – stratigraphisch konsistente U-Pb-Zirkonalter ausgewiesen werden. Darüber hinaus sind diese U-Pb-Zirkonalter häufig auch distinkt, d. h. unterscheidbar. Für beide Konstellationen stellt sich die Frage, ob diese herbeigeführt wurde oder natürlich ist.

Mit dem Ausweis stratigraphisch konsistenter U-Pb-Zirkonalter wird die Glaubwürdigkeit maßgeblich unterstützt. Eine Möglichkeit der „Steuerung“ ist die Bildung spezifischer Zirkon-Subpopulationen; diese Vorgehensweise der Selektion ist SHEN et al. (2011) zufolge subjektiv.⁵⁵⁸ Sie kann auch Einfluss auf eine Unterscheidbarkeit von U-Pb-Zirkonaltern von zwei oder mehr aufeinander folgenden Bentoniten haben.

Als Maßnahme bzw. zur Überprüfung der beiden Fallkonstellationen wird die Durchführung von Blindanalysen empfohlen. Dabei werden von jedem Bentonithorizont mehrere Proben entnommen, zufällig nummeriert und mindestens durch zwei Labore nach dem gleichen Prozedere analysiert. Die Labore kennen weder die Probenlokalität noch die stratigraphische Position. Schließlich werden die Analyseergebnisse und die vorgeschlagenen Isotopenalter verglichen. Solcherart Blindanalysen sind bei der Bestimmung des Iridiumgehalts der Perm/Trias-Grenzschichten nahe des Meishan-D-Profiles (vgl. Abschnitt 6.13.1) durchgeführt worden (LIN et al. 2014).⁵⁵⁹

Für Bentonitserien ist des Weiteren anzumerken, dass eine „Selektion“ bereits auf Proben-Ebene stattfindet – wie das Beispiel Usolka-Profil zeigt (Abschnitt 6.9): Die umfangreiche Bentonitbeprobung in 2001 erfasste 45 Horizonte (Profilmeter -6,3 bis 92,5 über Basis); 37 Proben enthielten magmatogene Zirkone. Für 12 Proben sind Analyseergebnisse veröffentlicht worden: 4 in RAMEZANI et al. (2007), 8 in SCHMITZ & DAVYDOV (2012). Zusätzlich sind in SCHMITZ & DAVYDOV (2012) Analyseergebnisse für 5 weitere Bentonithorizonte (Positionen 1,4, 6,5, 11,4, 23,3 und 91,0 m; Proben-Kampagnen 1997, 2006 und 2008) einbezogen worden; eine Probe aus 2001 wurde durch eine Probe aus 1997 ersetzt (66,2 m). Es stellt sich die Frage nach den unpublizierten Analyseergebnissen und wie diese in das präsentierte Bild hineinpassen oder auch nicht. Für diese Fälle wird empfohlen – also für relevante bzw. grundlegende Profile – Zirkone aller Zirkon-führenden Bentonite zu analysieren, um ein vollständiges Bild bzw. Ergebnis zu liefern.

⁵⁵⁸ Siehe Fußnote 466.

⁵⁵⁹ „In order to ensure the samples to be as fresh as possible and to avoid contamination, the drill core samples were used in the study. The drilling sites were located 550 m (Meishan-1) and 150 m (Meishan-2) west of section D of the Meishan P/Tr boundary. By drilling through the P/Tr boundary layer, the core samples are very intact and fresh (2003). All the samples were of unified treatment for crushing, grinding and distribution at the sedimentology laboratory of the National History Museum. In order to verify the results obtained by different laboratories, the samples were numbered randomly, which were distributed to different laboratories in the form of unknown samples. The number for the actual section of samples will be told to the researchers from different laboratories after all laboratories have completed their analyses of the samples and submitting the analytical results“ (LIN et al. 2014, 366). – Die Resultate zeigen, dass keine Iridium-Anomalität vorliegt. Eine Iridium-Anomalität kann ein Hinweis auf einen Impakt eines extraterrestrischen Boliden sein. Zuvor hatten XU et al. (1985) ein anomale, erhöhte Iridiumkonzentration von 2 ng/g vermeldet.

9 Sedimentäre Überlieferung und Zeit

9.1 Zeitkonflikte?

In Kapitel 6 sind für einzelne paläozoische Sediment(gesteins)folgen die Bildungszeiten diskutiert worden. Nach Interpretation des Verfassers stellt sich die Situation wie folgt dar: Die Bildungszeiten, die sich aus geologisch-sedimentologischer Indikation ableiten lassen, stehen in einem krassen Verhältnis zu den Bildungszeiten, die von radiometrischen Alterswerten abgeleitet werden. Die Verhältnisse reichen – nach einer ersten versuchsweisen Quantifizierung – von 1 : 400 bis 1 : 900.000.000 (Tab. 43).

| Sedimentfolge (jeweils bezogen auf einen Ausschnitt) | Kapitel | Bildungszeit (Ableitung): Verhältnis geologisch-sedimentäre Indikation vs. radiometrische Alterswerte (versuchsweise Quantifizierung) |
|---|---------|--|
| Ara-Gruppe (Oman); Ediacarium/Kambrium | 6.1 | 1 : 400 bis 1 : 4.000.000 |
| Comley-Schichten (England); Kambrium (Serie 2/3) | 6.2 | mehrere Größenordnungen |
| Dollgellau-Formation (Wales); Kambrium/Ordovizium | 6.3 | mehrere Größenordnungen |
| San-Jun-Formation (Argentinien); Ordovizium | 6.4 | mehrere Größenordnungen |
| Hagan-Bentonit-Komplex (Nordamerika); Ordovizium | 6.5.1 | 1 : 15.000.000 bis 1 : 150.000.000 |
| Orthocerenkalk (Schweden); Ordovizium | 6.5.2 | 1 : 4.500.000 bis 1 : 300.000.000 |
| Halla-Formation (Gotland); Silur (Wenlock) | 6.6 | 1 : 2.000.000 bis 1 : 20.000.000 |
| Almaznaya-Formation (Ukraine); Karbon (Pennsylvanien) | 6.8 | 1 : 1.100.000 bis 1 : 11.000.000 |
| Joggins-Formation (Kanada); Karbon (Pennsylvanien) | 6.8 | 1 : 2.500.000 |
| Profil Durham (Großbritannien); Karbon (Pennsylvanien) | 6.8 | 1 : 12.000.000 |
| Profil Usolka (Russland); Karbon/Perm | 6.9. | 1 : 90.000.000 bis 1 : 900.000.000 |
| Gangiobis Shale Member (Namibia); Permokarbon | 6.10 | mehrere Größenordnungen |
| Rio-Bonito-Formation (Brasilien); Perm | 6.12 | mehrere Größenordnungen |
| Profil Meishan (China); Perm/Trias-Grenze | 6.13.1 | 1 : 10.000.000 |

Tab. 43 Sedimentfolgen und interpretierte Bildungszeiten.

Die Verhältnisse beziehen die 2σ -Unsicherheiten der radiometrischen Alterswerte nicht mit ein. Die Verhältnisse beruhen auf der Annahme, dass radiometrische Jahre mit Kalenderjahren gleichgesetzt werden können.

Die offensichtliche Frage ist, ob diese Zeitkonflikte scheinbar oder real sind. Es kann ja nur eine Geschichte, eine Sedimentationsgeschichte, geben, und nach Tab. 43 liegen die Interpretationen häufig extrem weit, um 6–7 Größenordnungen, auseinander. Zur Klärung dieser Frage ist es hilfreich, die Vorstellungen und Konzepte zur Vollständigkeit bzw.

Unvollständigkeit stratigraphischer Abschnitte und zur Quantifizierung zeitlicher Lücken, d. h. nicht durch Sediment repräsentierte Zeit, zu betrachten. Hierzu werden die Arbeiten von SADLER (1981), RICKEN (1991) sowie MIALL (2015) in Teilen vorgestellt und diskutiert.

SADLER (1981)

SADLER (1981) kompilierte nahezu 25.000 Sedimentakkumulationsraten aus über 700 Referenzen. Im Diagramm „Sedimentakkumulationsrate zu Zeitspanne“ (seine Fig. 1) bilden die Datenpunkte vier Cluster, die mit dem Ursprung der Daten korrespondieren:

- 1) Kontinuierliche Observation (Ca.-Spanne: Stunden/1 Tag, $\sim 10^{-3}$ a);
- 2) Wiederbesetzung von Beobachtungsstationen (Ca.-Spanne 10^{-2} – 10^2 a);
- 3) ^{14}C -datiert (Ca.-Spanne 10^2 – $\sim 10^4$ [r]a);⁵⁶⁰
- 4) Biostratigraphie, K/Ar-datiert (Ca.-Spanne 10^6 – 10^8 [r]a).

Die berechneten (measured) Raten umspannen 11 Größenordnungen. Die Beziehung „Sedimentakkumulationsrate zu Zeitspanne“ sei invers, d. h. die Raten nehmen mit zunehmender Zeitspanne ab – und zwar signifikant um Größenordnungen.⁵⁶¹ SADLER (1981) erklärt dies mit der Unvollständigkeit (Lückenhaftigkeit) der sedimentären Überlieferung, bezogen auf Zeiteinheiten der jeweils betrachteten Zeitskala. Hierzu sein Beispiel (vgl. Tab. 44): Es wird ein Zeitraum von 7,5 Millionen Jahren betrachtet (die ungefähre [evolutive] Dauer einer Pferdegattung nach SIMPSON 1949). Mit Bezug auf die Akkumulationsrate fluviatiler Sedimente (seine Fig. 12) sei zu erwarten, dass solch ein zeitliches Intervall im Durchschnitt von einer 500 m mächtigen Sedimentsequenz repräsentiert wird (Tab. 44, Pos. 1). Wird die Akkumulationsrate für das zeitliche Intervall von 1 Jahr betrachtet bzw. angewendet, so scheint es, dass diese Mächtigkeit eine kumulative, aktive Sedimentationszeit von nur 5000 Jahren oder 5000 jährlichen Flut-Inkrementen repräsentieren könnte (Tab. 44, Pos. 2).⁵⁶² Demzufolge beträgt die Vollständigkeit der sedimentären Überlieferung im Skalenbereich von 1 Jahr 5000 zu 7.500.000 oder 1 zu 1500 (0,07 %). Wird die Akkumulationsrate von 1 Stunde angewendet, einem Intervall, in welchem viel mehr eine nahezu kontinuierliche Sedimentation vorliegen könnte, beträgt die kumulative Sedimentationszeit 9,5 Monate und die Vollständigkeit 0,8 zu 7.500.000 oder 1 zu 10.000.000 (Tab. 44, Pos. 3). Also – nach dem Konzept von SADLER (1981) –, je kleiner die betrachtete Zeitspanne, desto größer die Zeitlücke.

Es ist zunächst nachzutragen, dass im 2. Fall des Beispiels (Tab. 44, Pos. 3) rechnerisch 6935 Sedimentationsereignisse entstehen, die jeweils 1 Stunde andauern und netto jeweils 7,2 cm Sediment akkumulieren. Bezogen auf die zugewiesene Zeitspanne von 7.500.000 Jahren treten diese Sedimentationsereignisse im Durchschnitt alle 1081 Jahre auf.⁵⁶³

⁵⁶⁰ Zur Radiokarbon-Altersbestimmung und Radiokarbon-Kalibrierung s. KOTULLA (2019); weitere Referenzen dort.

⁵⁶¹ Von 10^4 – 10^6 m/ka (Cluster 1) zu 10^{-3} – 10^0 m/ka (Cluster 4) (SADLER 1981, seine Fig. 1).

⁵⁶² Entspricht einer Akkumulation von durchschnittlich 10 cm Sediment pro Jahr bzw. pro Flutereignis. Diese 1-Jahr-Skalenbetrachtung – 1 Flutereignis pro Jahr – macht keine Aussage zur realen Dauer des Flutereignisses: Stunden, Tage, Wochen? Die theoretische Obergrenze ist ein Jahr.

⁵⁶³ Diese Berechnung fehlt bei SADLER (1981).

| Pos. | Sedimentakkumulationsrate: Kompilation fluviatile Sedimente | | Mäch- tigkeit [m] | Berechnung | | |
|------|---|-------------------------------------|-------------------------|---|--------------------------------------|--|
| | Zeit- spanne [a] | Skala Rate, Median [m/1000 a] | | reine Sediment- akkumulations- zeit [a] | zugewie- sene Zeit- spanne [a] | durch Sediment reprä- sentierte Zeit (Vollständigkeit) |
| 1 | 7.500.000 | 0,07 | 500 | | 7.500.000 | |
| 2 | 1 | 100 | 500 | 5000 | 7.500.000 | 1 : 1500 (0,07%) |
| 3 | 0,00011 (= 1h) | 631.579 | 500 | 0,79 (9,5 Monate) | 7.500.000 | 1 : 10.000.000 (0,00001%) |

Tab. 44 Durch Sediment repräsentierte Zeit.
Beispiel aus SADLER (1981). Diskussion siehe Textteil.

Das Beispiel-Verhältnis 1 zu 10.000.000 bzw. diese Größenordnung ist in Tab. 43 häufiger anzutreffen. Im Gegensatz zu der theoretisch „durch Sediment repräsentierten Zeit“ (SADLER 1981; Tab. 44) zeigt es ein Missverhältnis der Bildungszeiten an – geologisch-sedimentologisch versus radiometrisch.

RICKEN (1991)

RICKEN (1991) indessen stellte Sedimentationsraten zusammen, die sich auf Zeitspannen beziehen, die in typischen Schichtdicken von 30 cm enthalten sind (seine Fig. 6a⁵⁶⁴).⁵⁶⁵ Insgesamt umspannen die Raten für unterschiedliche Environments „4 Größenordnungen von 1-10000 m/Ma“; dies entspricht einer Zeitspanne von 10^1 – 10^2 bis 10^5 – 10^6 a. Die Langzeit-Sedimentationsraten sind direkt oder indirekt von radiometrischen Alterswerten abgeleitet.⁵⁶⁶

In Anlehnung an SADLER (1981) und ANDERS et al. (1987; Co-Autor ist SADLER) erklärt RICKEN (1991, 794) die „Unvollständigkeit der stratigraphischen Überlieferung“ hierarchisch⁵⁶⁷ im Rahmen des Konzepts der Sequenzstratigraphie. Demnach seien größere „stratigraphische Lücken“ mit den unterschiedlichen Sequenzgrenzen assoziiert. Die fehlenden Zeitspannen umfassen:

- Sequenzgrenze Zyklus 3. Ordnung (Transgressions-/Regressionszyklus nach HAQ et al. 1987): maximal mehrere Millionen [radiometrische] Jahre.
- Sequenzgrenze Zyklus 4. Ordnung (Parasequenz): maximal mehrere Hunderttausend [radiometrische] Jahre.

Kleinere „stratigraphische Lücken“ dagegen seien mit verschiedenen Ablagerungsprozessen assoziiert, hauptsächlich mit Hiaten an der Basis von Ereignislagen. Die fehlenden

⁵⁶⁴ RICKEN (1991, 781) bezieht sich auf publizierte „Daten“ von SCHWAB (1976), SADLER (1981), SEIBOLD & BERGER (1982), SCHOLLE et al. (1983), STOW et al. (1985) und ANDERS et al. (1987).

⁵⁶⁵ Eine ähnliche, aber weitaus differenziertere Grafik bzw. Aufstellung liefert EINSELE (2000, 458, Fig. 10.3) in *Sedimentary Basins*. Die in dieser Monographie präsentierten Sedimentationsraten werden häufig verwendet, so beispielsweise durch SCOTT & STEPHENS (2015, 289).

⁵⁶⁶ „As for larger sequence, the timing of beds can be estimated using two procedures: (1) The time span of larger intervals between two radiometric dates or other datums is divided equally by the number of beds, or (2) the bed thickness is divided by typical values for long-term sedimentation rates“ RICKEN (1991, 781).

⁵⁶⁷ RICKENS (1991, 784f) „Hierarchie-Konzept“ zur schematischen Klassifizierung „stratigraphischer Lücken“ umfasst Attribute wie Dauer, Genese und Assoziation/Nichtassoziation mit einer Ereignisablagerung (seine Fig. 7).

Zeitspannen werden nicht konkretisiert.

MIALL (2015)

MIALL (2015, 14) macht „eine natürliche Hierarchie sedimentärer Prozesse“ geltend. In dem Versuch, SADLERS (1981) Diagramm „Sedimentakkumulationsrate zu Zeitspanne“ (s. o.) zu verstehen, hatte MIALL (1991, 2010) eine Analyse des Verhältnisses zwischen Sedimentationsrate und Sedimentationsprozess anhand der publizierten Arbeiten über flachmarine Stratigraphie unternommen. Im Ergebnis zeige der Bericht eine „natürliche Prozess-Hierarchie“, die auf „die natürlichen Zeitskalen sedimentärer Prozesse“ basiere. MIALLS (2015, seine Table 1) aktuelle Klassifikation unterscheidet beobachtete und kalkulierte Sedimentationsraten über 12 Zeitskalen-Größenordnungen von 10^{-6} a bis 10^6 – 10^7 a. Die Tabelle enthält zu jeder Skalen-Klasse – SRS 1 bis SRS 12, Sedimentationsraten-Skala (Sedimentation Rate Scale) – Angaben zu „Datierungsmethode“, „sedimentärer Prozess“, „Geschehen zur Erhaltung“ (Preservational accident) und „wahre Zyklizität“. Ab Klasse 7, $\geq 10^3$ – 10^4 a (Zeitskala) und $\leq 10^0$ – 10^1 m/ka (Sedimentationsrate), gründen die Zeitwerte direkt oder indirekt auf radiometrischen Alterswerten (vgl. oben: SADLER 1981, RICKEN 1991).⁵⁶⁸

Das Hierarchie-Konzept von MIALL (2015) macht deutlich wie SADLERS (1981) „Unvollständigkeit (Lückenhaftigkeit) der sedimentären Überlieferung“ abstrakt „verarbeitet“ wird: Sedimentationsraten werden von Hierarchie-Stufe zu Hierarchie-Stufe, von Zeit-Perspektive zu Zeit-Perspektive, nivelliert – und letztlich auf die Zeitperspektive der *geologischen Zeit* eingephasst. Dazu einige Beispiele von MIALL (2015).

- Zu SRS 2 (Zeitskala: 10^{-5} – 10^{-4} a; „augenblickliche“ Sedimentationsrate: 10^5 m/ka); zum Prozess der Rippel-Migration. Eine 5 cm hohe Rippel, die sich in 30 Minuten formt, sei äquivalent zu einer augenblicklichen Sedimentationsrate von 876.000 m/ka. Diese Rate sei – offensichtlich – bedeutungslos; sie diene aber dazu die Extreme der Sedimentationsraten herauszustellen und mit geologisch eher typischen Raten zu vergleichen.⁵⁶⁹
- Zu SRS 5 (Zeitskala: 10^0 – 10^1 a; „augenblickliche“ Sedimentationsrate: 10^2 – 10^3 m/ka); zum Prozess „saisonaler bis 10-Jahres-Fluten“: Bei einer heftigen Flut im Bijou Creek (Colorado), wie sie seit 30 Jahren nicht vorkam, sind 1965 innerhalb von 12 Stunden 1–4 m Sediment abgelagert worden (MCKEE et al. 1967); dies entspricht einer „augenblicklichen Sedimentationsrate von 730.000–2.920.000 m/ka“. Werden keine Erosion und eine Wiederholung solcher Fluten alle 30 Jahre angenommen, so errechnet sich eine Sedimentationsrate von 33–133 m/ka, gemittelt über 1000 a. Tatsächlich hat es Ausspülungen von 1,5–3 m Tiefe gegeben, und eine Netto-Erhaltung von Flutablagerungen über Perioden von Hunderten oder Tausenden Jahren mögen, so MIALL (2015, 17),

⁵⁶⁸ MIALL (2015) verwendet des Weiteren die Begriffe „augenblickliche Sedimentationsrate“ (instantaneous) und „Kurzzeit“-Zeitskala (beide bis Klasse 6) sowie Langzeit-Sedimentationsrate und „Langzeit“-Zeitskala (letztere ab Klasse 7).

⁵⁶⁹ Z. B. MIALL (2015, 17): „A 5-cm-high ripple that forms in 30 min is equivalent to a instantaneous sedimentation rate of 876000 m/ka. Clearly, this number is meaningless, but it will serve to emphasize the extremes of sedimentation rate, to compare with more geologically typical rates discussed later.“

vernachlässigbar sein. Es erfolgt eine Nivellierung zu einer Sedimentationsrate von 10^2 – 10^3 m/ka.

- Die Erhaltung verschütteter, aufrechter Baumstämme von bis zu 12 m Höhe, für die BAILEY (2011) eine Sedimentationsrate von 100 m/ka vorschlägt (s. Exkurs 1, Abschnitt 6.8), fügt MIALL (2015, 14) wie folgt in sein Schemata ein: Diese geologische Situation wird als eine Folge von kurzen Zeitintervallen interpretiert, die durch hohe Sedimentationsraten charakterisiert und durch zeitliche Lücken (Hiaten) voneinander getrennt sind. Es bedürfe zur Erhaltung der Baumstämme Intervalle rascher Sedimentation (SRS 5 oder SRS 6). Die rapide Rate könne als ein Teil eines vorhersagbaren Spektrums von Sedimentationsraten gesehen werden, wenn sie auf der entsprechenden Zeitskala gemessen würde. Diese seien für Kohlen-Ablagerungen SRS 7 und für Talfüllungen und Delta-Hänge, wo viele Kohlenflöze akkumulierten, SRS 7 oder SRS 8. Das Ganze aber eingebettet in SRS 9 (Zeitskala: 10^5 – 10^6 a; „augenblickliche“ Sedimentationsrate: 10^{-2} – 10^{-1} m/ka), einer Akkumulation in tektonisch aktiven Becken mit orbital-zyklischer Steuerung.

Schließlich stellt MIALL (2015, 25) die Frage nach dem Verhältnis aktueller Sedimentationsraten zu vergangenen Sedimentationsraten, die z. B. über zwei datierbare Aschenlagen einer Sedimentgesteinsfolge ermittelt werden. Erstere seien viel höher, typischerweise um Größenordnungen. [Aber] es bestehe kein Konflikt. Der traditionelle Uniformitarismus („die Gegenwart ist der Schlüssel zur Vergangenheit“) sei korrekt, aber unter dem zusätzlichen Vorbehalt, dass Analysen der Vergangenheit allgegenwärtige zeitliche Lücken (viele ganz verborgen) berücksichtigen müssen, die auf allen Zeitskalen auftreten.⁵⁷⁰

Zeitkonflikte und Sedimentationsmodelle

MIALL (2015) zufolge tragen zahlreiche Schlüsselkonzepte der Sedimentgeologie eine Implikation von Kontinuität in der sedimentären Überlieferung. Dazu gehören die Praktiken der stratigraphischen Klassifikation und Korrelation, Walthers Gesetz, zyklische Sedimentation, Faziesmodelle und Sequenzstratigraphie.

Diese Kontinuität sei aber nicht gegeben, vielmehr sei die sedimentäre Überlieferung lückenhaft (fragmentary). Mit dem „fraktalen Konzept“ allerdings ließen sich diese Beobachtungen systematisieren und in einem Rahmenwerk eingliedern, das eine Kontinuität der Prozesse [der Sedimenterzeugung] über alle Zeitskalen vorschläge (MIALLS „natürliche Hierarchie sedimentärer Prozesse“; s. o.).

Mit den Konzepten von SADLER (1981), RICKEN (1991) oder MIALL (2015) lassen sich dem ersten Anschein nach die vom Verfasser aufgezeigten Zeitkonflikte (auf)lösen. Demnach würde es sich um „fehlende Zeit“, um nicht durch Sediment repräsentierte Zeit, handeln, für die es

⁵⁷⁰ „Actual sedimentation rates in most geological settings are always likely to be much higher – typically orders of magnitude higher – than those calculated from the rock record, based on observable geological data, such as extrapolations from datable ash beds or biohorizons, or rates based on regional rates of accommodation generation. There is no conflict between the rapid sedimentation that can commonly be observed in modern settings, and the rates that prevailed in the past. In that limited sense, traditional uniformitarianism (‘the present is the key to the past’) is correct, but with the additional proviso that analyses of the past must take into consideration the ubiquitous hiatuses, many quite cryptic, that occur at all times scales” MIALL (2015, 25).

aber nach MIALL (2015) gilt, die richtige Zeitskala anzuwenden. Die Zeitkonflikte wären demzufolge nur scheinbar.

Diese Konzepte beruhen aber für die geologische Vergangenheit auf (durchschnittlichen) Sedimentakkumulationsraten und Zeitskalen, die von radiometrischen Alterswerten abgeleitet werden. Insofern kann ein mutmaßlicher Zeitkonflikt, der möglicherweise radiometrische Alterswerte (implizit: radiometrische Jahre gleich Kalenderjahre) in Frage stellt, nicht durch eine A-priori-Festschreibung radiometrischer Alterswerte gelöst werden.

Dass die konzeptionelle, theoretische Betrachtung der Vollständigkeit der sedimentären Überlieferung mit Bezug auf die Zeit im Wesentlichen Top-Down erfolgt, zeigt das Beispiel von SADLER (1981), das hier noch einmal aufgegriffen wird. Er beginnt mit: „Consider, for example, an interval of 7.5 m. y. – the approximate duration of a horse genus (Simpson 1949).“ Das Zeitintervall von „7,5 Millionen Jahren“ wird also vorgegeben.⁵⁷¹

Im Vergleich dazu hat der Verfasser versucht, die Natur der sedimentären Überlieferung hauptsächlich aus geologisch-sedimentologischer Perspektive zu betrachten und zu interpretieren: Die einzelnen Sedimentationseinheiten (bzw. -ereignisse), die eine Sediment(gesteins)folge aufbauen. Diese Vorgehensweise könnte als Bottom-Up bezeichnet werden; sie wird als qualitative Annäherung an die wahrscheinliche Real-Sedimentation verstanden. Des Weiteren werden vorherrschende Vorstellungen zum Ablagerungsmechanismus von Partikeln der Korngröße Ton und Feinsilt in Frage gestellt; dies betrifft insbesondere das Konzept der Hintergrund-Sedimentation.

Baut sich eine Sedimentfolge aus zahlreichen Sedimentationsereignissen auf, sind zur (qualitativen) Abschätzung der gesamten Bildungsdauer möglicherweise die Dauern der Sedimentationsunterbrechungen maßgeblich. Der Verfasser hat in einigen der in Kapitel 6 betrachteten Fälle Indizien angeführt, die auf nur kurze Sedimentationsunterbrechungen hinweisen und/oder keine Indizien gefunden, die längere Sedimentationsunterbrechungen anzeigen.⁵⁷²

Unter qualitativer Einbeziehung der Sedimentationsunterbrechungen (der Lücken) der in Kapitel 6 betrachteten Fälle schlägt der Verfasser vor, die Zeitkonflikte – auf der Grundlage der konventionellen Annahme, dass radiometrische Jahre und Kalenderjahre gleichzusetzen sind –, zunächst als gegeben zu betrachten.⁵⁷³

⁵⁷¹ Die zwei konstruierten Fälle mit Flutereignissen machen aber auch deutlich, dass die Häufigkeit (Frequenz) der Flutereignisse und die Magnitude der Sedimentproduktion bzw. Sedimentakkumulation der Flutereignisse maßgebliche Größen sein können.

⁵⁷² AGER (1993) hat zahlreiche Metaphern zur Beschreibung bzw. Interpretation der stratigraphischen Überlieferung verwendet. Selten wird sein Vergleich mit Musik diskutiert; dieser erscheint dem Verfasser aber in vielen Fällen recht zutreffend: Die Folge von Noten entspricht der Folge von Sedimentationsereignissen. Der „Fluss“ von Noten bzw. Sedimentationsereignissen wird von Pausen unterbrochen; diese sind relativ zur Tondauer der Note bzw. Dauer der Sedimentation kleiner bis etwa gleich groß. Insgesamt ist der Notenfluss abhängig vom Tempo. Dieses kann in der Musik variieren zwischen etwa 40 und 200 Schlägen pro Minute (Metronom). – „To change my metaphor yet again, I would compare the stratigraphical record with music. Just as the intervals between the notes in music are very bit as important as the notes themselves, so the bedding planes are as important as the beds“ (AGER 1993, 53).

⁵⁷³ Es könnte auch der Fall vorliegen, dass weder die eine noch die andere Interpretation in Annäherung die reale Bildungszeit trifft.

9.2 Verifizierung der paläozoischen Zeitskala

Etablierung der radiometrischen Methode – ohne belastbare Verifizierung?

Die paläozoische Zeitskala ist ein Segment der Geologischen Zeitskala; insofern mögen die nachfolgenden, allgemeinen Ausführungen auch uneingeschränkt für die gesamte Zeitskala gelten.

1931 wurde der Bericht der „Unterkommission für das Alter der Erde“ im *Bulletin of the National Research Council* veröffentlicht.⁵⁷⁴ Das Ergebnis kann so zusammengefasst werden: Eine Unterkommission des US-amerikanischen Nationalen Forschungsrats löst das Problem des Alters der Erde mit der radiometrischen Altersbestimmungsmethode. Infolgedessen war ab diesem Zeitpunkt quasi amtlich: Die einzig gültige Methode zur Bestimmung geologischer Zeit ist die radiometrische Methode.

In der Zusammenfassung schreibt KNOPF (1931): „In Kürze, die radioaktive Evidenz besagt, dass die post-kambrische Zeit, d. h. vom Ordovizium aufwärts, 450 Millionen Jahre beträgt, eine Spanne, die leicht mit der geologischen Evidenz vereinbar ist (...)“.⁵⁷⁵ Zur „geologischen Evidenz“ nennt er zwei Beispiele einer Ermittlung von Bildungszeiten von Sedimentfolgen durch Warven: Warven der Green River Formation (BRADLEY 1929, Eozän), USA, und Warven der Bannisdale Slates (MARR 1928, Silur), England. In beiden Fällen habe die Warven-Methodik zu einer Annäherung an die Größenordnung der Dauer geologischer Perioden geführt. Allerdings ist der Nachweis einer Warvierung, einer Jahresschichtung, mit der Möglichkeit, Kalenderjahre abzählen zu können, nicht erbracht worden.⁵⁷⁶ Demzufolge ist auch eine „Vereinbarkeit“ bzw. Verifizierung der radiometrischen Alterswerte nicht gegeben.

HOLMES (1931), der Begründer der geologischen Zeitskala⁵⁷⁷, stellt im Kontext eines Vergleichs von Methoden zur Bestimmung geologischer Zeit ausdrücklich heraus: „Die einzige Evidenz für lange Perioden, vorgegeben durch die Stoffe der Erde selbst, ist die [Methode, MK], die auf dem radioaktiven Zerfall basiert.“⁵⁷⁸ Das schließlich bedeutet, dass die geologische Zeitskala – auf der Grundlage radiometrischer Alterswerte – eine nicht verifizierte bzw. nicht verifizierbare Zeitskala ist.

⁵⁷⁴ Subsidiary Committee on the Age of the Earth (1931); Die Mitglieder des Kommittees waren: Adolph KNOPF (Vorsitzender), E. W. BROWN, Arthur HOLMES, A. F. KOVARIK, A. C. LANE und Charles SCHUCHERT.

⁵⁷⁵ „In short, the radioactive evidence indicates that post-Cambrian time, i. e., from Ordovician onward, is 450 million years, a span that is easily reconcilable with the geologic evidence, and that the age of the Earth is at least 2,000 million years, an estimate which, although not incompatible with the geologic evidence, is less readily reconcilable“ (KNOPF 1931, 3).

⁵⁷⁶ Zu einer Diskussion des Artikels von BRADLEY (1929), *The Varves and Climate of the Green River Epoch*, siehe KOTULLA (2015), insbesondere Abschnitt 5.2.

⁵⁷⁷ Siehe HOLMES (1911, 1913).

⁵⁷⁸ „It has been shown in the preceding sections that estimates of geological time can no longer be based on the Earth's thermal history, whatever hypothesis be adopted as best representing the cooling process. Every attempt so far made has been unsound in principle. The methods based on denudation and sedimentation are also unreliable except as applied to relatively short intervals. The only evidence for long periods given by the materials of the Earth itself is that based on radioactive disintegration. Like Hutton we can still find 'no trace of a beginning', for the oldest rocks have everywhere been made from preexisting and therefore still older materials, of which no other relics now survive“ (HOLMES 1931, 454).

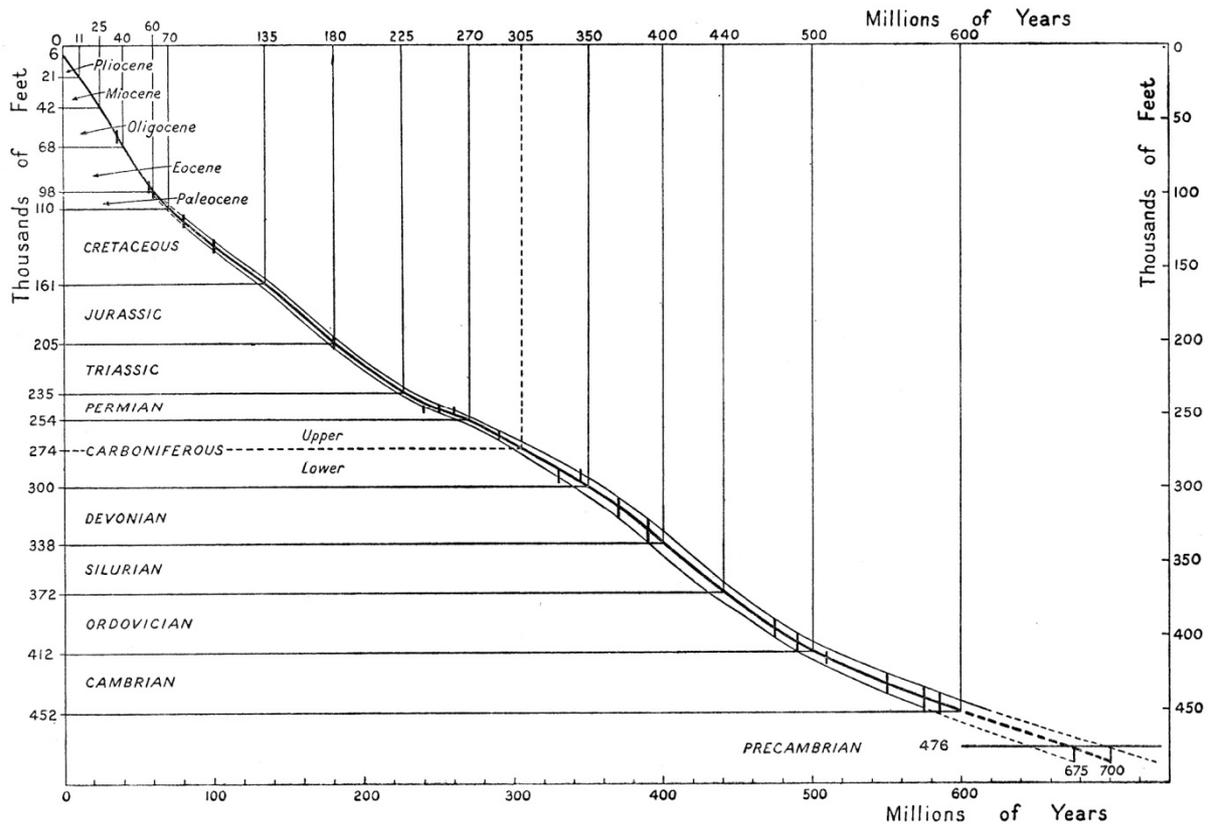


Abb. 53 Geologische Zeitskala von HOLMES (1959), Skalierung.

Legende: Kleine, senkrechte Striche: ausgewählte radiometrische Alter. Ordinate: Kumulative Summe der Maximalmächtigkeiten stratigraphischer Einheiten (System, Serie); Gegenwart = 0, Gegenwart bis Kambrium (Basis) = 452.000 Feet (ca. 138.000 m). Abszisse: Alter der geologischen Perioden bzw. Epochen, jeweils Basis des Systems oder der Serie; Millionen [radiometrische] Jahre vor heute. Mit dieser Grafik hat HOLMES (1959) die [radiometrischen] Alter der Perioden- bzw. Epochengrenzen inter- bzw. extrapoliert. Abbildung: Reproduktion von Fig. 2 aus HOLMES (1959) in *Transactions of the Edinburgh Geological Society* (Vol. 17, S. 205), mit freundlicher Genehmigung der *Edinburgh Geological Society*.

Dennoch operiert HOLMES (1959) nicht ohne einen „Check“. Es sei wünschenswert „irgendeinen unabhängigen geologischen Standard zu haben, wie auch immer grob und variabel, der als eine generelle Prüfung der Stimmigkeit der geochronologischen Daten, die zugelassen werden, dienen wird, und auch zum Zwecke der Interpolation von einem ganz gut datierten Teil der Säule zu einem anderen.“⁵⁷⁹ Der angewandte geologische „Standard“ basiert auf der maximalen bekannten Gesteinsdicke des jeweiligen Systems.^{580,581} Das Verhältnis Gesteinsdicke (System) zu radiometrischen Alterswerten zeigt für das Paläozoikum eine leicht geschwun-

⁵⁷⁹ „Consequently it is still desirable to have some independent geological standard, however rough and variable, which will serve as a general check on the coherence of the geochronological data to be admitted, and also as a means of interpolating from one fairly well dated part of the column to another. The geological ‘standard’ here adopted, as before, is based on the maximum known thickness of the strata of each system” (HOLMES 1959, 203).

⁵⁸⁰ (HOLMES 1947, 1959) übernahm und modifizierte das „berühmte Prinzip“ von Samuel HAUGHTON (1878), wonach das geeignete relative Zeitmaß geologischer Perioden die maximale Dicke der Schichten ist, die während dieser Periode gebildet wird: „(...) the proper relative measure of geological periods is the maximum thickness of the strata formed during these periods (...)“ (HOLMES 1959, 184). Die „offensichtliche Schwäche“ des „objektiven Standards“ als Interpolationsmethode war HOLMES bewusst.

⁵⁸¹ HOLMES (1959, 204) präsentiert hauptsächlich aktuelle Zahlen (Mächtigkeiten) von KAY (1955).

gene Kurve (um eine virtuelle Linie) (HOLMES 1959, seine Fig. 2; Abb. 53); das Verhältnis ist also quasi-linear. Es war wohl diese „Kontinuität“, die HOLMES (1959) als „belastbar“ empfand.

Verifizierung ist kein Thema aktueller Zeitskala-Konstruktionen. Es kann aber festgestellt werden, dass die Autoren bzw. Konstrukteure der Geologischen Zeitskala von 1989 (HARLAND et al. 1990) und 2012 (GRADSTEIN et al. 2012) der radiometrischen Methode ein „Alleinstellungsmerkmal“ zuweisen. GRADSTEIN (2012, 16) weist auf das Potential hin, dass über ein Orbitaltuning zyklischer Sedimentfolgen eine noch exaktere Eichung der Geologischen Zeitskala möglich wäre: „Tuning cyclic sequences to orbital time scales (...) has the potential to be the most accurate calibration of the geologic time scale.“ Diese astrochronologische Methode aber ist radiometrisch geeicht; sie kann zur Verifizierung der radiometrischen Methode keinen Beitrag leisten.

Verifizierung durch geologisch-sedimentologische Interpretation?

Bei den in Kapitel 6 diskutierten Sedimentfolgen handelt es sich um Fallbeispiele, um eine Stichprobe, aus dem Paläozoikum. In einigen dieser Fälle werden die U-Pb-Zirkonalter für die Konstruktion der Geologischen Zeitskala verwendet. In den Fällen, wo dies nicht zutrifft, fügen sich die U-Pb-Zirkonalter meistens in das geochronologische Rahmenwerk. Insofern stehen beide Fallgruppen in Beziehung zur Eichung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle (Abschnitt Paläozoikum, Abb. 54).

Die Stichprobe zeigt, dass Bildungszeiten, die sich nach Interpretation des Verfassers aus geologisch-sedimentologischer Indikation ableiten lassen, häufig um 6–7 Größenordnungen kleiner sind als die Bildungszeiten, die von radiometrischen Alterswerten abgeleitet werden (Abschnitt 9.1). Insofern verifiziert (bestätigt) diese Stichprobe die zugrundeliegenden radiometrischen Alterswerte nicht; vielmehr stellt sie punktuell die radiometrischen Alterswerte in Frage. Demzufolge wäre die Gleichsetzung von radiometrischem Jahr und Kalenderjahr punktuell inkorrekt.

Diese Stichprobe ist sicherlich nicht für das gesamte Paläozoikum repräsentativ. Einerseits liegt eine erhebliche Einschränkung vor. Denn es bedarf einer Sedimentfolge, die mindestens zwei Bentonithorizonte mit ausreichend magmatogenen Zirkonen führt, an denen U-Pb-Analysen vorgenommen werden können bzw. worden sind. Und es bedarf sedimentologischer Untersuchungen, die die sedimentären Primärstrukturen – wenn (noch) vorhanden – darlegen. Andererseits sind zahlreiche Sedimentfolgen aufgrund ihrer Attribute vergleichbar; so könnte eine Übertragung mittels eines Analogieschlusses erfolgen.

Auf jeden Fall bedarf es zur Festigung bzw. Überprüfung der Stichproben-Indikation weiterer Analysen paläozoischer Sedimentfolgen. Eine Auswahl könnte sich orientieren an weiteren radiometrischen Altern, die zur Konstruktion der paläozoischen Zeitskala verwendet werden (GTS2012, Appendix 2, und/oder angekündigte GTS2020, GRADSTEIN et al. 2020) sowie an noch nicht erfassten charakteristischen Sedimentfolgen.

| Äonothem /Äon | Ärathem /Ära | System/ Periode | Serie/ Epoche | Numme- risches Alter (Mra) |
|------------------|-----------------|--------------------|------------------|----------------------------------|
| PHANERO | PALÄOZOIKUM | PERM | MITTELTRIAS | 247,2 |
| | | | UNTERTRIAS | 251,902 |
| | | | LOPINGIUM | 259,1 |
| | | | GUADALUPIUM | 272,95 |
| | | | CISARALIUM | 298,9 |
| | | KARBON | PENNSYLVANIUM | 323,2 |
| | | | MISSISSIPPIUM | 358,9 |
| | | DEVON | OBERDEVON | 382,7 |
| | | | MITTELDEVON | 393,3 |
| | | | UNTERDEVON | 419,2 |
| | | SILUR | PRIDOLI | 423,0 |
| | | | LUDLOW | 427,4 |
| | | | WENLOCK | 433,4 |
| | | | LLANDOVERY | 443,8 |
| | | ORDOVI- ZIUM | OBERORDOVIZIUM | 458,4 |
| | | | MITTELORDOVIZIUM | 470,0 |
| | | | UNTERORDOVIZIUM | 485,4 |
| | | KAM- BRIUM | FURONGIUM | ~ 497 |
| | | | SERIE 3 | ~ 509 |
| | | | SERIE 2 | ~ 521 |
| | | | TERRENEUVIUM | 541,0 |
| | | JM" | EDIACARIUM | ~ 635 |

Abb. 54 Internationale Chronostratigraphische Tabelle, Ausschnitt Paläozoikum.

Mit Zuweisung geschätzter numerischer Alter des GTS2012-Altersmodells in Millionen [radiometrischen] Jahren (Mra) ohne Unsicherheiten; rechte Spalte. Nach Version v2020/01 der *Internationalen Stratigraphischen Kommission* (ICS) mit teilweise aktualisierten Alterswerten. Ausschnitt von Abb. 1 (weitere Informationen dort).

9.3 Wahl der Zeitskala und des Zeit-Bezugssystems – Implikationen

In der Einführung zur GTS2012 heißt es zu Beginn (GRADSTEIN 2012): „Die geologische Zeitskala (GTS) ist das Rahmenwerk für die Entschlüsselung der *langen* und komplexen Geschichte unseres Planeten (...)“ (kursiv durch den Verfasser). Dieser einleitende Satz ist unmissverständlich: *Die geologische Zeitskala 2012 ist einzig das Rahmenwerk.*⁵⁸² Hier liegt eine Tatsachenaussage vor, obwohl die Geologie von einer *langen* Geschichte (folglich einer *langen* Zeitskala)

⁵⁸² Die Ausgabe von 2004 lautet *A Geologic Time Scale 2004*. In der Ausgabe von 2012 ist also bewusst eine Veränderung von „A“ (Eine) auf „The“ (Die) vollzogen worden.

nur *ausgeht*: „Sie [Die Geologie, MK] geht davon aus, dass das heutige Erscheinungsbild der Erde das Ergebnis einer *langen* und wechselvollen Entwicklung ist (...)“ (LOTZE 1968, 7; kursiv durch den Verfasser).

Die Stichprobe (s. Abschnitt 9.2) – über das Paläozoikum verteilt – deutet an, dass ausschnittsweise (punktuell) eine kurze Geschichte vorliegen könnte. Mit dieser Interpretation kann für Abschnitte des Paläozoikums initial die Vorstellung vertreten werden – in Anlehnung an LOTZE (1968) –, dass „das heutige Erscheinungsbild der Erde“ in Teilen „das Ergebnis“ einer *kurzen* „und wechselvollen Entwicklung ist“.

Nach VON BUBNOFF (1948) hängt von der Wahl des (Zeit-) Bezugssystems „die Deutung der Erdgeschichte so stark ab“.⁵⁸³ Hierbei bezieht er sich auf zwei Zeitmaßstäbe, einem astronomischen (Erdumlauf) und einem physikalischen (radioaktiver Zerfall): Vom astronomischen Zeitmaßstab abgeleitete Bildungszeiten (z. B. Extrapolationen über „Warven“zählung) sind aber im Verhältnis zu Alterswerten der Uran-Blei-Methode zu gering oder gar nicht möglich. Es verbleibt also nur der „physikalische Zeitmaßstab“. Wird aber dieser in Frage gestellt – hier die Alterswerte auf Grundlage der Uran-Blei-Methode – fällt das System in sich zusammen. VON BUBNOFF (1948) drückt es dreimal so aus: „würde uns aber den Boden unter den Füßen wegziehen“.^{584,585,586} Ohne Zeitbezugssystem (bzw. „einem schrankenlosen Relativismus“), so VON BUBNOFF (1948), würde sich „jede weitere Diskussion des Zeitproblems unfruchtbar gestalten“.

Ob *kurz* oder *lang* hat weitreichende Implikationen. Mit Bezug auf zwei alternative radiometrisch begründete Zeitskalen für das Karbon (Skala A und Skala B) führen MENNING et al. (2000) an: „Die Interpretation und Modellierung geologischer, geophysikalischer und geochemischer Prozesse sind häufig von der Zeitskala abhängig, auf welcher sie basieren. Unterschiedliche Zeitverhältnisse führen zu unterschiedlichen Schlüssen.“⁵⁸⁷ Diese Aussage hat Allgemeingültigkeit.

⁵⁸³ „(...) sind neuerdings Zweifel geäußert worden, die sich auf die Unveränderlichkeit der Zeitmaßstäbe beziehen. Es ist ja an sich auch gewiß richtig, daß ein exakter Beweis für diese Unveränderlichkeit nicht möglich ist; indessen sind solche Zweifel unproduktiv, da es einen absoluten Zeitbegriff nicht gibt und überhaupt nicht geben kann. Stets muß von einem, als unveränderlich angenommenen, Bezugssystem ausgegangen werden, um überhaupt eine Diskussion zu ermöglichen. Von der Wahl dieses Bezugssystems hängt allerdings die Deutung der Erdgeschichte so stark ab, daß diesem Punkte, als einer zu klärenden Voraussetzung, besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden muß“ (VON BUBNOFF 1948, 6).

⁵⁸⁴ „(...) und was schließlich die Geschwindigkeit des radioaktiven Zerfalls angeht, so ist sie zwar nach physikalischem Zeugnis konstant und durch keinen Faktor zu beeinflussen, doch gilt das, rein logisch betrachtet, doch auch nur für die Gegenwart und eine Extrapolation auf Hunderte von Jahrillionen ist vielleicht, wie Hummel annimmt, unzulässig (...). Ein solcher schrankenloser Relativismus würde uns aber den Boden unter den Füßen wegziehen und jede weitere Diskussion des Zeitproblems unfruchtbar gestalten“ (VON BUBNOFF 1948, 17). – Mit Bezug auf HUMMEL (1942).

⁵⁸⁵ „Dagegen glaube ich die Unveränderlichkeit des physikalischen Zeitmaßstabes als Grundpostulat aufrecht erhalten zu müssen, da wir ohne dies jeden Boden unter den Füßen verlieren“ (VON BUBNOFF 1948, 19).

⁵⁸⁶ „Betrachtet man also die Gesamtheit der heute bekannten Tatsachen, so scheint es doch angezeigt, die Geschwindigkeit des radioaktiven Zerfalls der Materie als Bezugsbasis unserer Zeitrechnung gelten zu lassen, da man ohne die an sich auch durchaus wahrscheinliche Annahme einer Unveränderlichkeit dieses Zeitmaßstabes jeden Boden unter den Füßen verliert“ (VON BUBNOFF 1948, 20f).

⁵⁸⁷ „The interpretation and modelling of geological, geophysical, and geochemical processes are often dependent on the time scale on which they are based. Different time ratios lead to different conclusions“ (MENNING et al. 2000, 6).

Kurz wäre ein Antagonismus zu *lang*, zur „Idee der geologischen Zeit“. „Die Idee der geologischen Zeit“, so SEIBOLD & BERGER (1996, 92), „die für die Geologie so fundamental ist (...) Im Wesentlichen beginnt sie mit James HUTTON (1726-1797) und ihre Hauptprotagonisten waren Charles LYELL (1797-1875) und Charles DARWIN (1809-1882).“ *Kurz* würde in der Tat der historischen Geologie, die sich mit HUTTON, dem Begründer der Tiefenzeit⁵⁸⁸, am Ende des 18. Jahrhunderts zu etablierten begann, eine fundamentale Grundlage entziehen.

10 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die in Kapitel 6 vorgestellten und diskutierten Beispiele werden als qualitative Stichprobe des Paläozoikums aufgefasst.

Vulkanische Airfall-Aschen sind als geringmächtige Bentonithorizonte oder Kohlentonsteine zahlreichen paläozoischen Sediment(gesteins)folgen zwischengeschaltet; sie treten häufig in Serie auf und nehmen in ihrer räumlichen Verbreitung teilweise große Areale (> 1.000.000 km²) ein.

- (1) Die Herkunftsgebiete der vulkanischen Aschen, die Vulkanfelder bzw. magmatischen Provinzen, sind häufig nicht erhalten oder nicht zuordenbar. Mitunter kann beispielsweise über eine Korngrößenanalyse die damalige, vorherrschende Windrichtung und somit die relative Herkunftsrichtung des vulkanischen Materials bestimmt werden.
- (2) Bentonithorizonte sind echte Zeitbezugsflächen (Chronohorizonte). Das Korrelationspotenzial ist sehr groß; es wird aber bis dato nur vereinzelt genutzt. Es fehlt zunächst an systemematischen vertikalen Reihenuntersuchungen zur Beschreibung und Identifikation der Horizonte anhand von Primärmerkmalen, z. B. der Zirkon-Tephrostratigraphie nach WINTER (1981, 2001) oder einer Spurenelementcharakteristik. Erst eine eindeutige Identifizierung erlaubt die Korrelation von Bentonithorizonten innerhalb eines Beckens und von Becken zu Becken. In der Praxis vorgenommene Korrelationen über andere Methoden werden im Einzelfall so überprüfbar und können gegebenenfalls korrigiert werden. Hierzu zählen: Litho-, Bio-, Isotopen-, Chemo-, Sequenz- und Zyklostratigraphie.

Die Bentonithorizonte oder Kohlentonsteine führen häufig als Primärbestandteil magmatogene Zirkone (Zr[SiO₄]), die u. a. geringfügige Mengen von Uran (U) enthalten. Sie werden unter bestimmten Voraussetzungen zur Uran-Blei-(U-Pb-)Altersbestimmung (nach Gleichung 1, Anhang II) verwendet. Ausgewählte U-Pb-Zirkonalter dienen zur zeitlichen Kalibrierung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle und zur Konstruktion der geologischen Zeitskala (aktuell GTS2012).

⁵⁸⁸ Tiefenzeit (deep time): Eine von MCPHEE (1983, 127) kreierte Wortprägung, die nachträglich auf Huttons „Unermesslichkeit der vergangenen Zeit“ bezogen wird. Im angelsächsischen Bereich eine häufig verwendete Metapher für „geologische Zeit“.

- (3a) Die Stichprobe zeigt, dass die $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse der für Altersbestimmungen selektierten Zirkonindividuen bzw. Zirkonpopulationen von nahezu 0,09 (Grenzbereich Ediacarium/Kambrium; BOWRING et al. 2007) bis etwa 0,04 (Grenzbereich Perm/Trias; SHEN et al. 2011) reicht. Dies entspricht einer Altersspanne von etwa 541 bis 241 Millionen [radiometrischen] Jahren. Die $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse – und die daraus abgeleiteten radiometrischen Alter – nehmen in Relation zu der Abfolge der paläozoischen chronostratigraphischen Einheiten (von unten nach oben) im Wesentlichen kontinuierlich ab, sind also stratigraphisch konform.
- (3b) Die ausgewiesenen U-Pb-Zirkonalter der Stichprobe fügen sich i. d. R. in das geochronologische Rahmenwerk bzw. passen zum etablierten, radiometrisch-begründeten Altersmodell. In einigen Fällen werden die U-Pb-Zirkonalter für die Konstruktion der geologischen Zeitskala verwendet; insbesondere werden neu publizierte Alter zur Feinkorrektur bzw. Feinkalibrierung oder zur Anreicherung mit Alterswerten des derzeitigen Standards (CA-TIMS) verwendet (SCHMITZ 2012a, 2012 b).
- (4a) Es ist auffallend, dass für einzelne, konkrete Sedimentgesteinsfolgen mit mehreren vulkanischen Aschenlagen häufig – in nahezu perfekter Weise – stratigraphisch konsistente U-Pb-Zirkonalter ausgewiesen werden. Darüber hinaus sind diese U-Pb-Zirkonalter häufig auch distinkt, d. h. im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheiten unterscheidbar. Für beide Konstellationen stellt sich die Frage, ob diese u. a. durch Selektion herbeigeführt wurden oder natürlich sind.
- (4b) Zur Klärung dieser Frage wird die Durchführung von Blindanalysen empfohlen. Dabei werden mehrere Labore einbezogen, die nach dem gleichen Prozedere an zufällig nummerierten Proben ohne Kenntnis des Projektes, der Lokalität und der stratigraphischen Position U-Pb-Datenanalysen und -interpretationen durchführen.
- (5a) Nur für einige Bentonithorizonte der Stichprobe sind bisher U-Pb-Zirkonanalysen wiederholt und Ergebnisse reproduziert worden. Dies trifft beispielsweise auf einige Bentonithorizonte der Profile Meishan und Shangsi zu (Grenzbereich Perm/Trias, China; Abschnitt 6.13) oder auf die ordovizischen Bentonite Deike und Millbrig (Nordamerika, Abschnitt 6.5). Für den größten Teil der Bentonithorizonte liegen keine reproduzierten Ergebnisse vor.
- (5b) Für die zeitliche Kalibrierung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle und zur Konstruktion der geologischen Zeitskala mit radiometrischen Alterswerten wird empfohlen, nur reproduzierbare Ergebnisse von mindestens zwei unabhängigen Laboren zu verwenden.
- (6) Aschenlagen werden mitunter auf Grundlage ihrer U-Pb-Zirkonalter korreliert. Diese Vorgehensweise ist fragwürdig. Es bedarf einer unabhängigen Methode zur eindeutigen Identifikation und Korrelation von Bentonithorizonten (Punkt 2). Auf dieser (Korrelations-) Grundlage können dann (methodisch einheitliche) U-Pb-Analysen

durchgeführt werden. Des Weiteren kann dann das (laterale) Streuspektrum der $^{208}\text{Pb}/^{236}\text{U}$ -Verhältnisse analysiert werden.

Es ist Praxis für Sediment(gesteins)folgen, die durch zwei datierte Bentonithorizonte oder Kohlentonsteine begrenzt sind, eine Bildungszeit über die Altersdifferenz der U-Pb-Zirkonalter zu ermitteln.

- (7a) Abhängig vom gewählten Profilabschnitt, der gewählten Bentonithorizonte sowie der Präzision bzw. Auflösung der U-Pb-Zirkonalter liegen für die Stichprobe die Bildungszeiten in einer Spanne von Zehntausenden bis Millionen [radiometrischen] Jahren. In einigen Fällen können die zwei U-Pb-Zirkonalter im Rahmen ihrer 2σ -Unsicherheiten nicht unterschieden werden.
- (7b) Die Bildungszeiten ausgewählter Sediment(gesteins)folgen der Stichprobe, die sich nach Interpretation des Verfassers primär aus geologisch-sedimentologischer Indikation ergeben, mögen schätzungsweise in einer Spanne von Tagen bis Wochen liegen.
- (7c) Konkrete Vergleiche ausgewählter Sediment(gesteins)folgen der Stichprobe zeigen, dass die radiometrisch begründete Bildungsdauer häufig um 6–7 Größenordnungen höher ist als die geologisch-sedimentologisch begründete. Voraussetzung für diese Diskrepanz ist u. a., dass die U-Pb-Zirkonalter „absolute Zeit“ (SCHMITZ 2012a), d. h. Real-Zeit in Kalenderjahren, repräsentieren und die geologisch-sedimentologische Interpretation das damalige reelle Sedimentationsgeschehen annähernd zutreffend erfasst.
- (7d) Für diese Fälle (Punkt 7c) wird die radiometrisch begründete Bildungsdauer in Frage gestellt.

Übergeordnete Schlussfolgerungen

- (8) Die Stichprobe – über das Paläozoikum verteilt – stellt punktuell nicht nur die Altersdifferenz, sondern auch das absolute Alter der radiometrisch datierten paläozoischen Ereignisse in Frage: die absoluten Zeitzahlen in Kalenderjahren – in einer ausgewiesenen Spanne von etwa 541 bis 252 Millionen Jahren vor heute.
- (9) Folglich (siehe Punkt 8) stellt die Stichprobe das radiometrische Altersmodell zur Eichung der globalen chronostratigraphischen Tabelle – hier des paläozoischen Ära-thems – in Frage.
- (10) Folglich (siehe Punkt 9) stellt die Stichprobe die Anwendung der U-Pb-Methode zur Bestimmung real verflüsselter Zeit in Frage. Wenn U-Pb-Isotopenjahre nicht Realjahre repräsentieren, liegt möglicherweise auch keine Diskrepanz vor (Punkt 7c).
- (11) Die Stichprobe deutet an, dass ausschnittsweise (punktuell) eine kurze Geschichte vorliegen könnte. In Anlehnung an und im Gegensatz zu LOTZE (1968) könnte daher initial angenommen werden, dass „das heutige Erscheinungsbild der Erde“ in Teilen

„das Ergebnis“ einer *kurzen* und nicht „einer langen (...) Entwicklung ist“ (s. Abschnitt 9.3).

Anhang I: U-Pb-Altersbestimmung (Übersicht)

Vorbemerkung

Dieser Anhang bezieht sich auf eine für die Erstellung der Geologischen Zeitskala 2012 (GTS2012; GRADSTEIN et al. 2012) relevante Methode. Die Zusammenstellung basiert in Teilen auf FAURE & MENSING (2005) und SCHOENE (2014).

Ziel

Versuch, den radioaktiven Zerfall ausgewählter Radioisotope zur Altersbestimmung geologischer Objekte zu nutzen; z. B. Bestimmung der verfloßenen Zeit seit Bildung eines Minerals.

Grundlagen

Verständnis des Phänomens Radioaktivität; Messbarkeit der beteiligten Größen.

Vorgehensweise

Ermittlung der für das jeweilige Verfahren maßgeblichen Isotopenmengen und Isotopenverhältnisse sowie Auswertung. Mit Kenntnis der mittleren (aktuellen) Zerfallsrate bezogen auf die jeweilige Ausgangsmenge (Zerfallskonstante, Halbwertszeit) Berechnung des jeweiligen Isotopenalters.

Basisannahme(n)

- 1) Unveränderlichkeit der Zerfallskonstante während der gesamten Erdgeschichte und in jeder Umgebung.
- 2) Kenntnis der Ausgangsbedingungen, u. a. der initialen Isotopenmengen und Isotopenverhältnisse (bei der Bildung eines Minerals).
- 3) Vorliegen eines geschlossenen Systems; keine Veränderung der Isotopenmengen als durch den spezifischen radioaktiven Zerfall selbst.

Siehe auch Abschnitt „Die Annahmen in FAURE & MENSING (2005)“ unten.

Historie (Anwendung für geologische Zeitskala)

HOLMES (1911, 1913), U-Pb- und U-He-Alter (geochemische Gesamtgesteinsanalysen).

Altersbestimmungsverfahren

Unabhängig, absolut.

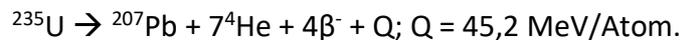
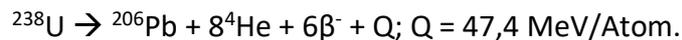
Natürlich vorkommende Uranisotope

^{238}U (99,27%), ^{235}U (0,72%), ^{234}U (0,0055%) und ^{236}U (Spuren).

Natürlich vorkommende Bleiisotope

^{204}Pb (1,4%), $^{206}\text{Pb}^*$ (24,1%), $^{207}\text{Pb}^*$ (22,1%) und $^{208}\text{Pb}^*$ (52,4%); *mit radiogener Komponente aus dem (unabhängigen) Zerfall von ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th .

Zerfallsmechanismus (Kurzform)



Jeweils unter der Voraussetzung eines geschlossenen Systems und eines Dauergleichgewichtes (Anhang II).

(Aktuelle) Zerfallskonstanten

Letztes Zählexperiment: JAFFEY et al. (1971).

| Radioisotop | Zerfalls- konstante λ | \pm Unsicher- heit* | Referenz | \pm Unsicher- heit | Halbwerts- zeit** $T_{1/2}$ | \pm Unsicher- heit* |
|---------------------------------------|----------------------------------|--------------------------|---|-------------------------|--------------------------------|--------------------------|
| | [Ga ⁻¹] | [Ga ⁻¹] | | [in Prozent] | [Ga] | [Ga] |
| ²³⁸ U | 0,155125 | 0,00016 | | 0,1031 | 4,468314 | 0,004609 |
| ²³⁵ U | 0,98571 | 0,00012 | Mattinson (2010) Schoene et al. (2007) | 0,0122 | 0,703196 | 0,000086 |
| ²³⁵ U (nicht mehr benutzt) | 0,98485 | 0,00134 | Jaffey et al. (1971) | 0,1361 | 0,703810 | 0,000958 |
| ⁴⁰ K (total) | 0,5463 | 0,0107 | | 1,9586 | 1,268803 | 0,024851 |
| ¹⁸⁷ Re | 0,016689 | 0,000031 | | 0,1858 | 41,533176 | 0,077148 |

Tab. 45 Angewendete Zerfallskonstanten zur Berechnung radiometrischer Alter.

Nach GRADSTEIN et al. 2012, Table 6.2, und ergänzt). Ga = Gigajahre = 10⁹ Jahre; * 2-sigma (95% Konfidenz); ** Umrechnung nach $T_{1/2} = \ln 2 / \lambda$.

U-Pb-Datum und -Alter

Die durch die Gleichungen (3) und (4) (Anhang II) ermittelten ²⁰⁶Pb/²³⁸U-, ²⁰⁷Pb/²³⁵U- und abgeleitet ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-Daten werden erst durch (geologische) Interpretation zu Altern (z. B. Kristallisations-, Eruptions- oder Abkühlungsalter).⁵⁸⁹

Anwendung

Terrestrische und extraterrestrische Minerale (und Gesteine).

Bevorzugte (uranhaltige) Analyse-Minerale

Zirkon (ZrSiO₄; für ²⁰⁶Pb/²³⁸U), untergeordnet Monazit (ThPO₄; für ²⁰⁷Pb/²³⁵U); für das Phanerozoikum primär aus (umgewandelten) vulkanischen Aschenlagen gewonnen, die Sedimentfolgen zwischengeschaltet sind.

Zirkon-Kristallisation

Ggf. Substitution von Zr durch U und Th (ähnliche Ionenradien): Zr⁴⁺ (0,87 Å), U⁴⁺ (1,05 Å), Th⁴⁺ (1,10 Å). Eine Substitution durch Pb²⁺ (1,32 Å) wird ausgeschlossen⁵⁹⁰, Pb⁴⁺ allerdings hat einen vergleichbaren Ionenradius (0,78–0,94 Å).

⁵⁸⁹ SCHOENE (2014, 358-359).

⁵⁹⁰ Ionenradien von FAURE & MENSING (2005, 221); deshalb enthalte Zirkon sehr wenig Blei zum Zeitpunkt der Bildung. Wegen seines folglich hohen U/Pb-Verhältnisses eigne es sich für Datierungen.

Messtechniken

- Thermo-Ionen-Massenspektrometrie (TIMS, thermal ionization mass spectrometry) in Verbindung mit Isotopenverdünnung (isotope dilution, ID-TIMS) oder chemischer Abradierung (chemical abrasion, CA-TIMS). CA-TIMS ist für die GTS das derzeitige Standard-Verfahren (SCHMITZ 2012a).
- Sekundär-Ionen-Massenspektrometrie (SIMS, secondary ion mass spectrometry).
- Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma nach Laserablation (LA-ICPMS, laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry).

Unsicherheiten (nichtanalytisch, „geologisch“)

Diskordanz-Phänomene (synonym mit Verhalten im offenen System; Ursachen häufig nicht bekannt): Vermengung unterschiedlicher „Alters“-Domänen (z.B. zonar aufgebauter Zirkon mit einem „älteren“ Kern); Pb-Verlust; Ungleichgewicht der Zwischenprodukte (Fraktionierung während der Kristallisation oder bei partieller Aufschmelzung); initiales Pb; Mobilität des Urans unter oxidierenden Konditionen (Wasserlöslichkeit der Uranyl-Ionen, $[\text{UO}_2]^{2+}$).

Regulative

Stratigraphie (relative Altersfolge der Gesteinsabfolge); globale und korrelierbare (isochrone) Zeitmarken (i. d. R. biostratigraphische Bindung).

Reproduzierbarkeit (des Ergebnisses)

Abhängig von der Bewertung der Präzision und weiterer Kriterien. Häufig gering; jedes publizierte Alter hat einen individuellen Werdegang einer Interpretation und einen einzigartigen Set von Unsicherheiten.

Anwendungsspanne in GTS2012

Mit zwei Ausnahmen Santonium-Stufe (Oberkreide) und älter (> ca. 83 Mio. [radiometrische] Jahre); fast ausnahmslos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter.

Die Annahmen in FAURE & MENSING (2005)

NACH FAURE & MENSING (2005) ist die Interpretation des numerischen Wertes der Gleichung 2, eines Datums der Vergangenheit, von gewissen Annahmen über die geologische Geschichte des zu datierenden Gesteins oder Minerals sowie den in der Kalkulation angewendeten numerischen Werten D_0 und λ abhängig.

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D - D_0}{N} + 1 \right) \quad (2)$$

D = Anzahl der Tochteratome (D für daughter, Tochter); D_0 = Anzahl initialer Tochteratome; N = Anzahl verbleibender Mutteratome (N für nuclide, Nuklid);
 λ = (aktuelle) Zerfallskonstante; t = Datum in der Vergangenheit.

Die Annahmen sind:

- 1) Keine Abgänge (Verluste) oder Zugänge (Gewinne) von Mutter- oder Tochteratomen außer durch den Zerfall der Mutter zur stabilen Tochter.
- 2) Die Zerfallskonstante des Mutternuklids ist zeitinvariant, physisch nicht beeinflussbar und genau bekannt.
- 3) Für D_0 wird ein angemessener Wert verwendet; entweder auf Basis der chemischen Eigenschaften des Tochterelements oder seiner isotopischen Zusammensetzung in dem terrestrischen Reservoir, von welchem das Gestein oder Mineral stammt.
- 4) Die gemessenen Werte von D und N sind genau; sie sind repräsentativ für das zu datierende Gesteine oder Mineral.

Online-Lehrmaterial

Inzwischen gibt es zahlreiches Lehrmaterial, das die gesamte Prozesskette von der Beprobung über die Probenaufbereitung bis zur finalen Analyse visualisiert – „Virtual Labs for Teaching“. Die nachfolgende Tabelle weist auf Material des Isotope Geology Laboratory der Boise State University, Dr. Mark SCHMITZ, hin (Zugriffe November 2019).

| | |
|----------------------------|---|
| Slide shows | https://www.boisestate.edu/earth-isotope/education-and-outreach/how-its-done-u-pb-geochronology-slide-shows/ |
| Analyse-App: „ZirChron“ | https://www.boisestate.edu/earth-isotope/education-and-outreach/zircon-virtual-zircon-analysis-app/ |
| Data Reduction Software | https://www.boisestate.edu/earth-isotope/labshare/data-reduction-software/ |
| Videos | <p>„U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY BY ID-TIMS: CLEANING DISSOLUTION VESSELS“ (07.09.2013; 5:05 Min.): https://youtu.be/H7w05Wpy7mQ</p> <p>„U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY BY ID-TIMS: CHEMICAL ABRASION & DISSOLUTION“ (07.09.2013; 14:13 Min.): https://youtu.be/ChZhd2jpDIQ</p> <p>„U-PB ZIRCON GEOCHRONOLOGY BY ID-TIMS: COLUMN CHEMISTRY SEPARATION“ (07.09.2013; 8:45 Min.): https://youtu.be/NSm8UiTm5c8</p> |
| Handbücher | https://www.boisestate.edu/earth-isotope/labshare/laboratory-handbooks/ |

Anhang II: Konkordia-Diagramm

Zum Problem diskordanter (nicht übereinstimmender) Daten im U-Pb-System (Anhang I) präsentierte WETHERILL bereits 1956 eine (graphische) Prozedur zur Ableitung und Interpretation dieser Daten (insbesondere Bleiverlust) im Verhältnis zu einer theoretischen Konkordanz (Übereinstimmung). Seine Darstellung hatte sich schnell zu einem bis heute genutzten Standard der Präsentation der Isotopendaten etabliert.

Struktur des Wetherill-Diagramms

In dem zweidimensionalen Diagramm (WETHERILL 1956, seine Fig. 1 und Fig. 2; vgl. Abb. 55) wird das Verhältnis von $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (Ordinate) zu $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (Abszisse) derselben Analyse⁵⁹¹ dargestellt.⁵⁹² Als Bezugskurve der Datenpunkte gilt die Konkordia. Sie ist die Kurve, bei welcher die Verhältnisse von $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ und $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ zu dem gleichen Datum korrespondieren, also $\tau_0 = t_1 = t_2$ gilt (siehe Gleichungen 1–4). Liegen die Proben auf oder nahe der Kurve, werden sie als konkordant oder quasi-konkordant bezeichnet, liegen sie dagegen (deutlich) neben der Kurve als diskordant.

$$t_1 = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1 \right) \quad (1)$$

$$t_2 = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} + 1 \right) \quad (2)$$

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}\tau_0} - 1 \quad (3)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}\tau_0} - 1 \quad (4)$$

Die Annahmen WETHERILLS

Als konkordant definiert WETHERILL konkret die Altersgleichheit, „die Alter gelten als ‚konkordant‘“, als diskordant die Altersungleichheit. Zwei kalkulierte Alter sind zueinander gleich und gleich dem wahren Alter des Minerals, wenn nachfolgende Annahmen erfüllt sind:

- Geschlossenes System I: Keine Abgänge (Verluste) oder Zugänge (Gewinne) von Uran oder Blei während der gesamten Zeit seit Entstehung des Systems.
- Geschlossenes System II: Keine Abgänge (Verluste) oder Zugänge (Gewinne) der Zwischenglieder der radioaktiven Zerfallsreihen, z.B. Radon oder Ionium.
- Korrekturen: Für die initialen Konzentrationen von ^{206}Pb und ^{207}Pb sind angemessene Korrekturen vorgenommen worden.
- Die chemischen Analysen sind exakt durchgeführt und die korrekten („correct“) Zerfallskonstanten λ_1 (^{238}U) und λ_2 (^{235}U) angewendet worden.

⁵⁹¹ I. d. R. handelt es sich um wenige Proben.

⁵⁹² * = radiogenes Blei.

Das Versagen der Annahmen (a) bis (c) bezeichnet WETHERILL als „intrinsische Diskordanz“, das der Annahme (d) als „technische Diskordanz“.

Die graphische Prozedur Wetherills

Die von WETHERILL vorgeschlagene Prozedur bezieht sich primär auf das mögliche Versagen der Annahme (a), des Weiteren werden die Annahmen (b) und (c) diskutiert; dies alles unter der Voraussetzung, dass Annahme (d) erfüllt ist.

Verlust von Blei oder Uran oder der Gewinn von Uran. Eine Mineralprobe, die alle vier Annahmen erfüllt, würde auf der Konkordiakurve liegen (gedachter Punkt P_1). Hat dieses Mineral (während einer geologisch kurzen Periode) Blei oder Uran verloren oder Uran gewonnen (auch als U-Pb-Fraktionierung bezeichnet), so liegt es außerhalb (und unterhalb) der Konkordiakurve (gedachter Punkt P_2). Eine Gerade durch diese zwei Punkte P_1 und P_2 ergibt die Diskordia. Bei nur einem (Störungs-) Ereignis liegen weitere Mineralproben (desselben Gesteins) mit gleicher geologischer Geschichte ebenfalls auf der Diskordia. Der obere Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia ergibt (definitionsgemäß) das Schließungsalter (Beginn des geschlossenen Systems). Der untere Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia zeigt das Alter des (Störungs-) Ereignisses (z. B. Metamorphose) an. Gleichermaßen können auch mehrere Fraktionierungen graphisch hergeleitet werden; jedes dieser Ereignisse hat eine eigene Diskordia.

Exkus: Beispiel Abb. 55 (unten). Das Daten-Set besteht aus 10 Fraktionen; die resultierenden Datenpunkte, rote Ellipsen (da inkl. Fehler), sind im Wetherill-Diagramm eingetragen. Die blaue Linie ist die Konkordia (ausschnittsweise, leicht gekrümmt) mit abgetragenen Werten (226 bis 258) in Millionen [radiometrischen] Jahren. 9 der 10 Datenpunkte liegen dicht bei der Konkordia (ca. 251 Millionen [radiometrische] Jahre), sie sind quasi-konkordant. Ein Datenpunkt liegt deutlich entfernt (unterhalb etwa 230 Millionen [radiometrische] Jahre). Die gestrichelte blaue Linie durch diesen einen Datenpunkt und die Gruppe von 9 Datenpunkten ist die Diskordia. Definitionsgemäß gilt der obere (ältere) Schnittpunkt ($256 \pm 2,4$ Millionen [radiometrische] Jahre) als Zeitpunkt der (Mineral-) Bildung (Schließung des geschlossenen Systems), der untere Schnittpunkt (nicht dargestellt) als Zeitpunkt des Eintritts der Störung (ca. -2 ± 42 Millionen [radiometrische] Jahre).

Die Gültigkeit der graphischen Prozedur. Im Wesentlichen kann WETHERILL die graphische Lösung auch mathematisch herleiten. Es zeigt sich, dass nur ein Nettoeffekt betrachtet wird: Denn es kann nicht unterschieden werden zwischen einem Mutter-Verlust und einem Tochter-Gewinn oder einem Mutter-Gewinn und einem Tochter-Verlust. Für konkrete Versagen der Annahmen (b) und (c) zeigt WETHERILL Wege einer mathematischen Behandlung auf.

WETHERILLS abschließende Bemerkungen

Mit der Nutzung der graphischen Prozedur – bezogen auf ein Versagen der Annahmen (a) bis (c) – können nach WETHERILL die diskordanten Alter einer gegebenen Geschichte eindeutig kalkuliert werden. Aber: Wenn die diskordanten Alter gegeben sind, ist es nicht möglich, daraus eine eindeutige [geologische] Geschichte abzuleiten. Die graphische Prozedur wird als nützlich

empfunden werden, auf mögliche Geschichten einer geologischen Einheit zu folgern und in einigen Fällen auf die wahrscheinliche Geschichte.

WETHERILLS Annahme (d) – korrekte Zerfallskonstanten

Es ist festzustellen, dass WETHERILL im Verlauf seines Artikels auf Annahme (d), insbesondere Teil 2 („korrekte Zerfallskonstanten“) nicht weiter eingeht. Mit der Operation inkorrekturer Zerfallskonstanten wäre seiner graphischen und mathematischen Behandlung jegliche Grundlage entzogen; „true ages“, wahre System-Alter ließen sich nicht mehr herleiten.

WETHERILLS Annahme allerdings ist grundsätzlicher Natur. Sie schließt auch veränderliche Zerfallskonstanten ein. Er zählt diese Voraussetzung nicht zu den intrinsischen (inneren) Faktoren. Insofern sind alle seine Ausführungen als System-immanent zu verstehen, nämlich für das System, dem die aktuell (ermittelten) Zerfallskonstanten zu Grunde liegen.

Weitere Konkordia-Diagramme

Eine Variante des Wetherill-Konkordia-Diagramms ist von TERA & WASSERBURG (1972; Abb. 2) eingeführt worden. Bei ihrer Darstellung sind die Verhältnisse von $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (Ordinate) zu $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Abszisse) maßgeblich. Darüber hinaus gibt es weitere, auch dreidimensionale Ansätze.

Aktuelle Praxis und Bedeutung

In der U-Pb-Geochronologie ist „Konkordanz“ für die Beurteilung eines geschlossenen Systemverhaltens wichtig. Allerdings ist Konkordanz für den primär fossilführenden Abschnitt des Phanerozoikums (Kambrium bis rezent) wegen der relativen Linearität der Konkordiakurve kein effektives Werkzeug zur Abschätzung des Bleiverlustes oder subtiler Alterserbschaft.⁵⁹³

Fazit

Konkordia-Diagramme sind Visualisierungen radiogener Isotopendaten und ihrer Beziehungen zueinander in einem definierten Rahmen systemisch-wahrer Alter auf Basis aktuell ermittelter Zerfallskonstanten. In diesem Rahmen werden radiogene Isotopendaten auf innere (intrinsische) Übereinstimmung (Konkordanz) überprüft und diskordante Daten interpretiert.⁵⁹⁴ Denn für die radiometrische Kalibrierung der Internationalen Chronostratigraphischen Tabelle sowie der Erstellung der Geologischen Zeitskala ist die Verwendung von intrinsisch konkordanten radiogenen Isotopendaten ein kritisches Kriterium.

Konkordia-Diagramme sind geochronologische Werkzeuge; sie stellen keine eigene Datierungsmethode dar und werden nicht dazu verwendet, um die radiometrische Methode zu verifizieren.

⁵⁹³ „Unfortunately, the relative linearity of the concordia curve in the Phanerozoic renders concordance an ineffective tool for assessing Pb-loss or subtle inheritance“ (SCHMITZ 2012, 116).

⁵⁹⁴ Zur relativen Häufigkeit vgl. z. B. MÖLLER (1986, 265): „Da die Randbedingungen für die Concordia-Kurve nur in den seltensten Fällen erfüllt werden, werden diskordante Alter weit häufiger gefunden.“

Beispiel eines Wetherill- und Tera-Wasserburg-Diagramms

Die unten aufgeführten Daten und Diagramme sind dem Demonstrationsbeispiel von *Isoplot* (Version 4.15) entnommen. Dieses Analyse- und Präsentations-Tool für radiogene Isotopen-daten wird als Add-in für Microsofts Excel® von Kenneth R. LUDWIG (2008) und dem Berkeley Geochronology Center zur Verfügung gestellt.

LUDWIG hat die Daten-Sets der Arbeit von KAMO et al. (1996) entnommen und adaptiert. Der jeweils 10. Datensatz bildet den einzigen diskordanten Punkt. Rechnerisch und (graphisch) wird als eine Lösung der obere Schnittpunkt mit $256,4 \pm 2,4$ Millionen [radiometrischen] Jahren angegeben. Durch die Wahl (Auswahl) der quasi-konkordanten Punkte sowie der statistischen Verfahren sind weitere Lösungen möglich, die sich aber nur marginal unterscheiden. Erläuterung des Beispiels siehe oben.

| 207Pb /235U | 2σ %err | 206Pb /238U | 2σ %err | rho |
|----------------|------------|----------------|------------|------|
| .2819 | .254 | .03985 | .201 | 0.79 |
| .2814 | .655 | .03980 | .201 | 0.31 |
| .2814 | .592 | .03978 | .503 | 0.85 |
| .2812 | .432 | .03976 | .252 | 0.58 |
| .2814 | .308 | .03972 | .201 | 0.65 |
| .2811 | .573 | .03971 | .504 | 0.88 |
| .2813 | .473 | .03967 | .202 | 0.43 |
| .2810 | .407 | .03966 | .303 | 0.74 |
| .2816 | .308 | .03974 | .201 | 0.65 |
| .2554 | .318 | .03607 | .277 | 0.87 |

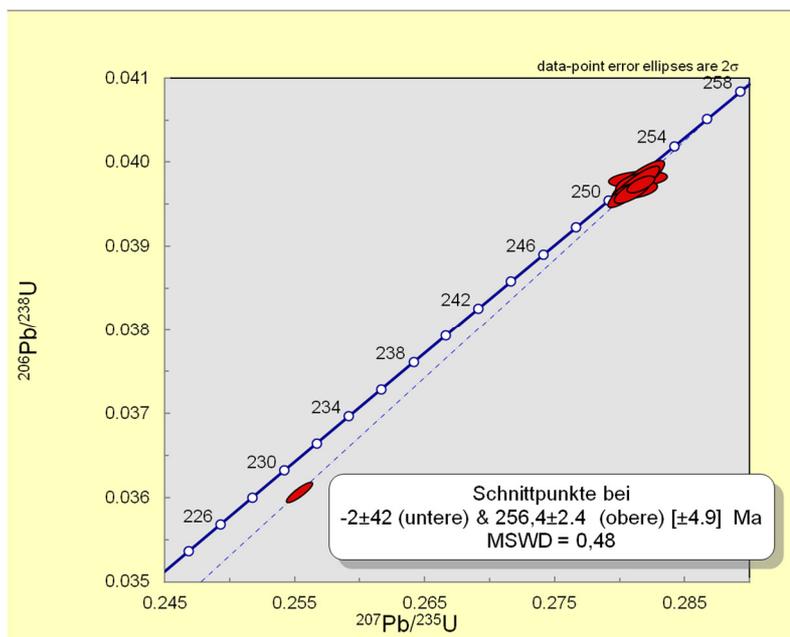


Abb. 55 Beispiel für ein Wetherill-Konkordia-Diagramm

Links: Wertetabelle; rechts: Grafik. Legende: MSWD (mean standard weighted deviation), mittlere gewichtete Standardabweichung; Ma = Millionen Jahre; 2σ = Standardabweichung etwa 95,4 %, Werte innerhalb der Streuintervalle.

Zu KAMO et al. (1996): Die Autoren untersuchten die sibirische Flutbasalt-Provinz bei Noril'sk. Von einer gabbroiden Intrusion (Noril'sk I), die das untere Drittel der insgesamt rasch gebildeten 3500 m mächtigen Lavadecken schneidet, entnahmen sie zwei Proben (je 20 kg) und gewannen daraus Zirkon- ($ZrSiO_4$) und Baddeleyitminerale (ZrO_2), die sie auf 10 Fraktionen aufteilten (siehe Tabellen der Abb. 55 und Abb. 56). Ihrer Analyse und Interpretation zufolge beträgt das durchschnittliche $^{206}Pb/^{238}U$ -Alter $251,2 \pm 0,3$ Millionen Jahre (9 der 10 Fraktionen)⁵⁹⁵, welches sie als Minimum-Alter der Flutbasalte deuten. Im (Wetherill)-Konkordia-

⁵⁹⁵ Die Korrekturen für gewöhnliches Blei variieren von 0 bis 335 Millionen [radiometrische] Jahre (!): „This correction can be considered valid, given that the amount of this common Pb is highly variable among the analyses, varying from a zero 207Pb/235U age correction (points 2 and 6) to a 15 Ma correction (point 3), to the

Diagramm präsentieren sie als oberen Schnittpunkt den rechnerisch ermittelten Wert von $256,5 \pm 2,6/-2,0$ Millionen [radiometrischen] Jahre, den sie (definitionsgemäß) als maximales Alter interpretieren (vgl. Abb. 55 und Abb. 56). Das Minimum-Alter entspräche dem der Perm/Trias-Grenze in Meishan in Südchina ($251,1 \pm 3,6$ Millionen [radiometrische] Jahre); somit könnte der sibirische Vulkanismus ein möglicher Beitragender des [postulierten] Massenaussterbens an der Perm/Trias-Grenze gewesen sein.

| $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ | 2σ %err | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2σ %err |
|----------------------------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------|
| 25.09 | .201 | .05131 | .156 |
| 25.13 | .201 | .05128 | .623 |
| 25.14 | .503 | .05131 | .312 |
| 25.15 | .252 | .05129 | .351 |
| 25.18 | .201 | .05139 | .234 |
| 25.18 | .504 | .05134 | .273 |
| 25.21 | .202 | .05143 | .428 |
| 25.21 | .303 | .05139 | .272 |
| 25.16 | .201 | .05140 | .233 |
| 27.72 | .277 | .05135 | .156 |

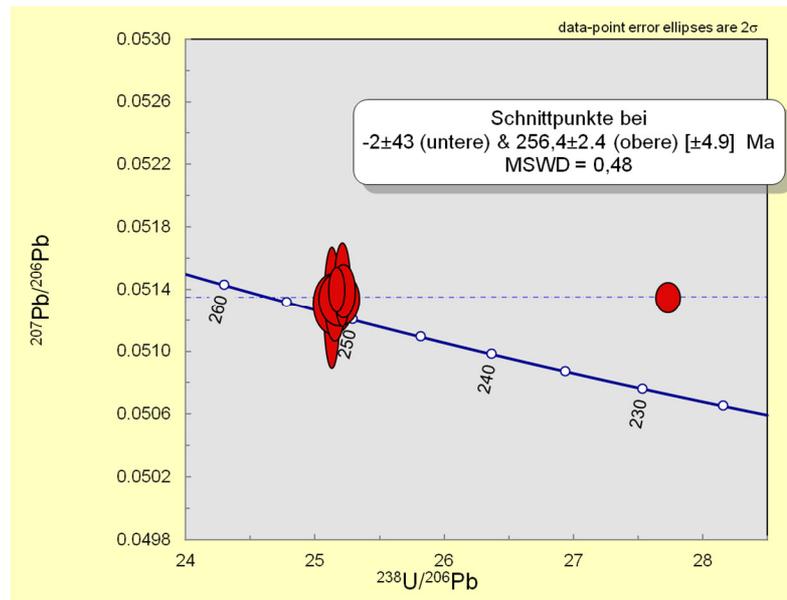


Abb. 56 Beispiel für ein Tera-Wasserburg-Koncordia-Diagramm

Links: Wertetabelle; rechts: Grafik. Legende: MSWD (mean standard weighted deviation), mittlere gewichtete Standardabweichung; Ma = Millionen Jahre; 2σ = Standardabweichung etwa 95,4 %, Werte innerhalb der Streuintervalle.

largest correction of 335 Ma (point 7), and still the data plot in a tight, concordant grouping" (KAMO et al. 2006, 3509).

Glossar mit Verzeichnis der Abkürzungen

∅: Durchschnittlich, Durchmesser.

Abk.: Abkürzung.

Akkumulation, akkumuliert: (An)sammlung, (an)gesammelt.

Akkumulationsrate: Akkumulation von Sediment (Mächtigkeit) pro Zeiteinheit. → Rate.

Antekristen: Hier makroskopisch sichtbare Kristalle der vulkanischen Aschen, die als Fremdbestandteile gelten; sie entstammen mutmaßlich einer früheren magmatischen Schmelze (ante = vor) und sind durch Magmenmischung in die eruptierte Magma gelangt.

AVO: Alaska Volcano Observatory. <https://avo.alaska.edu/>

Base Level: Base Level ist die Erosionsbasis, eine (abstrakte) sedimentologisch definierte Fläche, die für jeden Küstenraum und seine angeschlossenen Bereiche spezifisch ist und Bereiche ausgliedert, in welchen einerseits Sedimentation und andererseits Erosion überwiegen (vgl. SCHÄFER 2010). Ein Base-Level-Zyklus ist ein Baustein des (interpretativen) Konzeptes der → Sequenzstratigraphie und soll eine genetische Sequenz aus Base-Level-Fall (Verflachung des Environments, Sinken der Erosionsbasis, regressive Sequenz – Halbzyklus) und Base-Level-Rise (Vertiefung des Environments, Steigen der Erosionsbasis, transgressive Sequenz – Halbzyklus) beschreiben. Der Umkehrpunkt bildet die Transgressionsfläche.

Bentonit: Siehe Abschnitt 2.1.

Bioherm: → Riff.

Biostrom: → Riff.

Bafflestone: Kalkstein mit organischem Gefüge; Organismen waren Sedimentfänger (z. B. Korallen). → Boundstone, → Kalkstein, Klassifikation.

Bindstone: Kalkstein mit organischem Gefüge; Organismen waren Sedimentbinder (z. B. Algen). → Boundstone, → Kalkstein, Klassifikation.

Bioturbation: Hier Durchwühlung des Meeresbodens durch Organismen; Wühlgefüge.

Biostratigraphie: siehe Abschnitt 2.2, unter „Biostratigraphie“.

Boundstone: Kalkstein mit organischem Gefüge; „primäre Komponenten während der Sedimentation organogen verbunden“ (FLÜGEL 1978, 301). → Kalkstein, Klassifikation.

Brekzie: Verfestigtes Trümmergestein mit hauptsächlich eckig-kantigen Bruchstücken; Adjektiv: **brekziös**.

Calciumsulfat: Häufige Formen sind Anhydrit (CaSO_4) und Gips ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Chronostratigraphie: siehe Abschnitt 2.2, unter „Chronostratigraphie“.

$\delta^{13}\text{C}$, Kohlenstoffisotopenverhältnis: Verhältnis von ^{13}C zu ^{12}C in Relation zu einem Standard. Index_{carb}: an Karbonaten gemessen; Index_{org}: an organischem Material gemessen.

$\delta^{18}\text{O}$, Sauerstoffisotopenverhältnis: Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen in Relation zu einem internationalen Standard, $\delta^{18}\text{O} = (((^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ Probe} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ Standard}) - 1) \times 1000 \text{ ‰}$.

Diachron: Zeitschräg; u. a. für nicht zeitgleich gebildete Grenze oder nicht zeitgleich auftretende Organismen.

Diagenese: Umbildung unverfestigter Sedimente zu festem Gestein.

Diamiktit: Auch Mixtit; wenig oder nicht sortiertes, „durchmischtes“ Gestein mit eckigen und/oder runden Gesteinsfragmenten (Klasten) in einer feinkörnigen Grundmasse (Matrix).

Distal: Entfernt; hier zum Ursprungsort.

DRE (dense rock equivalent): Maß bzw. Größe, um Volumen von Pyroklastika auf „blasenfreies Ausgangsmagma“ zurückzuführen.

Engl.: Englisch.

Environment: „Umwelt“, „Umgebung“; ein allumfassender Begriff, der hier die angenommenen Zustände und Prozesse des Bereiches der Ablagerung wiedergibt, die wiederum aus den Ablagerungen selbst (sowie der Region bzw. des Beckens insgesamt) abgeleitet und interpretiert werden.

Eustatisch, Eustasie: Beckenbezogene bis globale Schwankungen des Meeresspiegels durch Volumenänderung (Meerwasser und/oder Meeresbecken).

Evaporit: Salzgestein; hier Chloridgestein, hauptsächlich aus den Mineralen → Halit und Sylvin (KCl) aufgebaut, und Sulfatgestein, hauptsächlich aus dem Mineral Calciumsulfat aufgebaut.

Exposition: Ausgesetztsein gegenüber Umwelteinflüssen.

Fazies: „Gesicht“; hier: Merkmale (Makro- und Mikrobereich), die die verschiedenen Ausbildungen von Sedimentgesteinen gleichen Alters kennzeichnen. Weitere Gliederungen nach petrographischem Aufbau (Lithofazies), charakterisierendem Fossilinhalt (Biofazies) oder anderen Kriterien. Häufig keine strikte Trennung zwischen Beschreibung und Interpretation.

Firmgrund (firmground): „Stabiles, nicht konsolidiertes, sedimentäres Substrat, das leicht gebrochen werden kann und keine Zeichen von Kompaktion zeigt (Ekdale 1985)“; „häufig eine initiale Stufe der Hartgrund-Bildung (Ruffell & Wach 1998)“; „Firmgründe enthalten typischerweise ein Netzwerk von Bauten (Bromley 1990)“; (FLÜGEL 2004, 204).

Floatstone: Lithifizierter „Kalksand“ bis „Kalkkies“. Kalkstein mit mehr als 10 % Komponenten > 2 mm (matrixgestützt, sparitisch). → Kalkstein, Klassifikation.

Fm.: Formation.

Framestone: Kalkstein mit organischem Gefüge; Organismen waren Gerüstbildner (z. B. Riffbildende Korallen). → Boundstone, → Kalkstein, Klassifikation.

Gefüge: Beschreibende Darstellung der Lage der Gesteinsbestandteile zueinander und im Raum; bei Sediment(gestein)en Merkmale wie Korngrößenverteilung, Partikelform, Schichtungstypen, Schichtflächen.

Geochronologie: Siehe Abschnitt 2.4.

Gew.-%: Gewichtsprozent.

Ggf.: Gegebenenfalls.

Glazigen: Vom Gletscher- oder Inlandeis geschaffene Formen und abgelagerte Sedimente, z. B. Till (Geschiebemergel).

Gamma-Ray-Log (GR): Messung der natürlichen Radioaktivität.

Grainstone: Lithifizierter „Kalksand“. Kalkstein, der hauptsächlich aus Komponenten aufgebaut (komponentengestützt) ist; mit weniger als 10 % Komponenten ≥ 2 mm und ohne \rightarrow Mikrit. \rightarrow Kalkstein, Klassifikation.

GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point): Stratotypusektion und -punkt einer globalen (stratigraphischen) Grenze. Konzept zur Festlegung von stratigraphischen Referenzpunkten; ein formales Prozedere der \rightarrow ICS und \rightarrow IUGS.

GTS (Geologic Time Scale): Geologische Zeitskala; angehängte Jahreszahl (z. B. GTS2012) weist auf das Datum der Veröffentlichung/des Standes der Zeitskala.

Halit: Steinsalz (NaCl); bezeichnet sowohl das Mineral als auch das vorwiegend aus Halit-Mineralen bestehende Gestein.

Hartgrund (hardground): Auch Hartboden; „diskontinuierliche Oberflächen einer synsedimentären Lithifizierung, die als harter Meeresboden existiert haben, vor der Ablagerung des darüber liegenden Sediments“, „impliziert eine Sedimentationsunterbrechung und kann stratigraphisch als Unkonformität erhalten werden“; (FLÜGEL 2004, 204).

Heterochron: Ungleich alt; z. B. wenn eine Untergrenze einer Formation nicht zeitgleich ist.

ICS (International Commission on Stratigraphy): Internationale Stratigraphische Kommission.
<https://stratigraphy.org/>

Idiomorph: Eigengestaltig; Mineral, das seine Eigengestalt voll entwickelt hat.

Isochron: Gleich alt; u. a. für zeitgleich gebildete Grenze.

Isotopenalter: Mit radiometrischen Altersbestimmungsmethoden ermittelte Alter. Siehe Abschnitt 2.5 sowie Anhänge I und II. \rightarrow Zeitangaben.

IUGS (International Union of Geological Sciences): „Internationale Vereinigung der Geologischen Wissenschaften“; <http://www.iugs.org/>. Deutsches Nationalkomitee für die IUGS, siehe: <http://www.bgr.bund.de/DE/Allgemeines/Kooperation/DNK-IUGS.html>.

HREE (heavy rare earth elements): Schwere Seltene-Erde-Elemente (als Gruppe); Yttrium sowie die Reihe Gadolinium bis Lutetium.

Hypidiomorph: Teilweise eigengestaltig. \rightarrow Idiomorph.

K. A.: Keine Angabe.

Kalksteine, Klassifikation: Hier häufig Klassifikation nach DUNHAM (1962) mit Ergänzungen nach EMBRY & KLOVAN (1972) verwendet; die Bezeichnungen werden in dieser Arbeit generell in Großschreibung wiedergegeben. Reihenfolge nach Zunahme der Originalkomponenten und ihrer Größe (allochthone Kalksteine): \rightarrow Mudstone, \rightarrow Wackestone, \rightarrow Packstone, \rightarrow Grainstone, \rightarrow Floatstone, \rightarrow Rudstone; Komponenten während der Ablagerung organogen gebunden (autochthone Kalksteine); Oberbegriff Boundstone: \rightarrow Bafflestone, \rightarrow Bindstone, \rightarrow Framestone. Anmerkung: Wackestone bis Rudstone sind Schuttkalke; Mudstones können ebenfalls Schuttkalke sein. Eine Autochthonie von Boundstones kann nicht a priori vorausgesetzt werden.

Karbonate: Hier Oberbegriff für Kalk- und Dolomitgesteine; Kalziumkarbonat, CaCO_3 ; Dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Klasten: „Zerbrochenes“, Gesteinsbruchstücke aller Korngrößen; hier oft als Gefügemerkmal (\rightarrow Gefüge) verwendet. **Bioklasten:** Überreste von Organismen (z. B. Bruchstück einer Muschelschale). **Intraklasten:** Aufarbeitungsprodukte desselben Ablagerungsraumes.

Klastisch: Aus den Trümmern anderer Gesteine bestehend. **Siliciklastisch:** Material, welches sich aus Silicium-haltigen Mineralen zusammensetzt; oft zur Abgrenzung von Karbonatgesteinen.

Kohlentonstein (engl: tonstein): Ursprünglich deutsche Bezeichnung; dünne, auffallende und lateral aushaltende Tonlagen im Flözverband, die früh zu Korrelationszwecken verwendet wurden. Dass es sich hierbei überwiegend um umgewandelte vulkanische Aschenlagen handelt, wurde in den 1960er- und 1970er-Jahren erkannt (z. B. KIRSCH & HALLBAUER 1960, STÖFFLER 1963, DAMON & TEICHMÜLLER 1971, ZARITSKIY 1977). Der Begriff Bentonit wird folglich nur für Tufflagen außerhalb des Flözverbandes gebraucht. – Im Textteil wird häufig die verkürzte Bezeichnung „Tonstein“ verwendet.

Komponenten (der Karbonatgesteine): Während der Sedimentation gebildete bzw. in den Sedimentationsraum transportierte Bestandteile der Karbonatgesteine (nach FLÜGEL 1978, 79). Dazu zählen u. a.: **Biogene:** Organismenreste; **Peloide:** mikritische Rundkörperchen; **Ooide:** kugelförmige Körper mit Schalenaufbau um einen Kern; **Onkoide** (Gestein: **Onkolith**): unregelmäßig geformte Körper mit unregelmäßigen, mikritischen Lagen (biogenen Anlagerungen) um einen Kern (z. B. Algen-Onkoide); → **Resedimente:** Intra- und Extraklaste; → Klasten.

Konglomerat: Verfestigter, „zusammengeballter“ Schotter mit hauptsächlich zugerundeten Geröllkomponenten; Adjektiv: **konglomeratisch**.

Kraton: Hier vorpaläozoischer, konsolidierter (versteifter) Krustenteil.

Lithofazies: Gesamtheit der nicht-organogenen Charakteristika eines Gesteins oder einer Gesteinseinheit; mit dem Ziel Gesteine gleichartiger Beschaffenheit und/oder Bildungsprozesse zusammenzufassen.

Lithologie: Petrographie der Sedimente/-gesteine; umfasst häufig auch Gefüge- und Faziesmerkmale.

Lithostratigraphie: siehe Abschnitt 2.2, unter „Lithostratigraphie“.

Lok.: Lokalität.

LREE (light rare earth elements): Leichte Seltene-Erde-Elemente (als Gruppe); Scandium sowie die Reihe Lanthan bis Europium.

M: Magnitude; hier Maß für die Stärke von Erdbeben. **M_S:** Oberflächenwellenmagnitude (S = surface); **M_B:** Raumwellenmagnitude (B = body).

Marin: Das Meer betreffend; bezieht sich auf im (oder durch das) Meer (verursachte) ablaufende Prozesse und Bildungen.

Mudstone: Lithifizierter „Kalkschlamm“; hauptsächlich aus Mikrit aufgebaut (CaCO₃-Kristalle < 0,03 mm) mit weniger als 10 % Komponenten > 2 mm. → Kalkstein, Klassifikation.

Mikrit: Bezeichnet eine Matrix-Korngröße von Kalk(gestein)en: ≤ 4 µm nach FOLK (1959); < 30 µm DUNHAM (1962), → Mudstone, → Kalkstein. Der Begriff „mikritische Kalke“ umfasst häufig auch noch die Matrix-Korngröße Mikrosparit (nach FOLK 4-30 µm), da eine makroskopische Unterscheidung nicht möglich ist.

Mikrofazies: Definition nach FLÜGEL (1978, 1): „(...) die Gesamtheit der im Schlibfbereich (Kleinbereich) typisierbaren paläontologischen und sedimentpetrographischen Merkmale.“

N: Nord, Norden, nördlich.

NASA (National Aeronautics and Space Administration): US-Bundesbehörde für Aeronautik und Raumfahrt. <https://www.nasa.gov/>

NGDC (National Geophysical Data Center): Geophysikalisches Datenzentrum, US-Bundesbehörde. <https://www.ngdc.noaa.gov/>

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration): Ozean- und Atmosphärenadministration, US-Bundesbehörde. <https://www.noaa.gov/>

O: Ost, Osten, östlich.

Omission: Unterdrückung, Auslassung; Schichtenausfall. „Nicht-Ablagerung von Sediment“, in Beziehung zu „einer signifikanten und lang-andauernden Unterbrechung der Sedimentation (Heim 1924)“; „führt zur Bildung von Hartgründen“, siehe dort; (FLÜGEL 2004, 204).

Packstone: Lithifizierter „Kalksand“. Kalkstein, der hauptsächlich aus Komponenten aufgebaut (komponentengestützt) ist; mit weniger als 10 % Komponenten > 2 mm und mit Mikrit in den Zwischenräumen (CaCO₃-Kristalle < 0,03 mm). → Kalkstein, Klassifikation.

Paläozoikum: Untere geochronologische Einheit des Phanerozoikums; umfasst die Systeme Kambrium bis Perm, siehe Abb. 1. Adjektiv: paläozoisch.

Pelagisch: In der historischen Geologie angenommene küstenferne Hochseeregion mit großen Wassertiefen; dort kommen pelagische Sedimente zur Ablagerung.

Petrologie: Gesteinskunde; befasst sich insbesondere mit dem Mineralbestand, dem Gefüge und der chemischen Zusammensetzung der Gesteine sowie deren Entstehung und Vorkommen.

Petrographie: Beschreibende Gesteinskunde, Teilgebiet der → Petrologie.

Phänokristen: Hier makroskopisch sichtbare Kristalle der vulkanischen Aschen, die als Primärbestandteile gelten, d. h. derselben magmatischen Schmelze entstammen.

Plinianische Eruption: Km bis 10er km hohe Eruptionssäule, die über längere Zeit (Stunden) hauptsächlich Lapilli und Asche fördert.

Pos.: Position; häufig bei Tabellen verwendet.

Proximal: Nahe gelegen; hier zum Ursprungsort.

Pyroklastika (Adjektiv: pyroklastisch): → Tephra.

Radiometrisches Alter: → Isotopenalter.

Rate: Angaben zu Sinkgeschwindigkeit, Akkumulations- oder Sedimentationsrate: **m/s:** Meter pro Sekunde; **m/d:** Meter pro Tag (d = day).

Regression: „Zurückschreiten“; seewärtiges Zurückweichen einer Küstenlinie, seewärtiger Rückzug mariner Sedimentation.

REM: Rasterelektronenmikroskop.

Resediment: Sediment, das durch Aufarbeitung vorhandener Sedimente (z. B. durch Rutschung) und deren erneute Ablagerung ggf. mit weiteren zusätzlichen (neuen) Bestandteilen gebildet worden ist. Bei einem Resediment kann von einer raschen Sedimentation ausgegangen werden (Resedimentationsereignis).

Riff: Untermeerische Erhebung; hier: aus koloniebildenden Organismen (Korallen etc.) bestehend. Weit verbreitete Klassifikation: Bioherm, Dominanz von Höhenwachstum; Biostrom, Dominanz von Lagenwachstum (flach).

Rudstone: Lithifizierter „Kalksand“ bis „Kalkkies“. Kalkstein mit mehr als 10 % Komponenten > 2 mm (komponentengestützt, sparitisch). → Kalkstein, Klassifikation.

σ : Standardabweichung (der Grundgesamtheit) bzw. Unsicherheit; verkürzt: $1\sigma = 68,3\%$; $2\sigma = 95,4\%$.

S: Süd, Süden, südlich.

s.: siehe.

S.: Seite.

Schicht: Der englische Begriff „bed“ wird häufig mit Schicht übersetzt; lithostratigraphisch müsste es formal Bank oder Lage heißen (siehe Abschnitt 2.2).

Sedimentationsrate: Akkumulation von Sediment (Mächtigkeit) pro Zeiteinheit; mitunter wird unterschieden nach brutto (unverfestigt, akkumuliert) oder netto (verfestigt). → Rate.

Sequenzstratigraphie: Sequenzstratigraphie „ist die stratigraphische Analyse von zyklisch aufgebauten, genetisch miteinander verwandten Gesteinsabfolgen innerhalb eines chronostratigraphisch definierten Rahmens“; eine Sequenz ist „eine relativ konforme Abfolge von genetisch miteinander in Beziehung stehenden Schichten (...), die an ihrer Basis und an ihrem Top durch Diskordanzen und durch mit diesen korrelierenden Flächen begrenzt sind“ (SCHÄFER 2010, 322). Das „Arbeitskonzept der Sequenzstratigraphie“ (SCHÄFER 2010, 321) leitet sich von der hauptsächlich in der Erdölindustrie verwendeten seismischen Stratigraphie ab.

Stratigraphie: Siehe Abschnitt 2.2.

Stromatolith: Kalkgebilde mit schalig-blättrigem Aufbau, schichtig oder kuppelartig aufgewölbt; wörtlich etwa „Mattensteine“. Paläozoische Stromatolithe werden unterschiedlich gedeutet: als organische oder anorganische Gebilde.

Subaerisch: An der freien Luft; bezieht sich auf Prozesse, die an der freien Luft bzw. an der Erdoberfläche auftreten.

Subsidenz: „Niedersetzung“, Senkung; hier: großräumige, tektonisch-verursachte Absenkung des Untergrundes.

Suspension: Fein verteilte Festkörper (Partikel) in Wasser oder Luft; oder als Transportart der Partikel.

Tephra: Pyroklastika; Auswurfprodukte einer explosiven vulkanischen Eruption; Komponenten nach zunehmender Korngröße: Asche (< 2mm), Lapilli (2-64 mm) sowie Blöcke und Bomben (> 64 mm).

Tephrostratigraphie: Zeitliche (relative) Gliederung und Korrelation von Gesteinskörpern anhand von Tephraablagerungen, insbesondere eingeschalteter Aschenlagen in Sedimentfolgen (im Falle größerer Distanzen zum Ausbruchszentrum); siehe Abschnitt 2.3.

Tempestit: Ein durch Sturmereignisse produziertes Sediment; Sturmsediment.

Terrestrisch: Das Land betreffend; bezieht sich auf Prozesse, Kräfte und Bildungen, die auf dem Festland auftreten.

Thrombolith: Kalkgebilde mit schalig-blättrigem Aufbau, gekröse- oder klumpenförmig; wörtlich etwa „Klumpensteine“. Paläozoische Thrombolithe werden unterschiedlich gedeutet: als organische oder anorganische Gebilde.

TOC (total organic carbon): Gesamter organischer Kohlenstoffgehalt.

Transgression: „Überschreiten“; landwärtige Vorrücken einer Küstenlinie, landwärtige Ausbreitung mariner Sedimentation.

Tuff: Verfestigte Asche(n); z. T. auch für verfestigte pyroklastische Ablagerungen.

Turbidit: Ein aus einem turbulent fließenden Trübe- oder Suspensionsstrom (turbidity current) gebildetes Sediment(gestein); die Sedimentkonzentration des Stroms beträgt 1–23 Volumenprozent. Es handelt sich um ein rasches Sedimentationsereignis.

U-Pb: Uran-Blei. **U-Th-Pb:** Uran-Thorium-Blei.

U-Pb-Altersbestimmungen: Siehe Abschnitt 2.5.

USGS (United States Geological Survey): Geologische Dienst der USA (bzw. der US-Administration). <https://www.usgs.gov/>

Variszische Orogenese: Begriff für eine genetisch zusammenhängende Phase gebirgsbildender Krustenbewegungen („Faltungs-Ära“); etwa Unterdevon bis Oberperm. Charakteristikum in Mitteleuropa (im engeren Sinne): Gebirge, die sich in Südwest-Nordost-Richtung erstrecken (z. B. Rheinisches Schiefergebirge).

Vs.: Versus; gegen(übergestellt), bei Vergleichen.

W: West, Westen, westlich.

Wackestone: „Kalk-Schlammstein“; hauptsächlich aus Mikrit aufgebaut (CaCO_3 -Kristalle $< 0,03$ mm) mit mehr als 10 % Komponenten > 2 mm. → Kalkstein, Klassifikation.

Zirkon: Mineral; Inselsilikat mit der chemischen Formel $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$. Primäres, magmatisches Kristallisationsprodukt; kann geringe Mengen von Uran (U) und Thorium (Th) enthalten.

Z. T.: Zum Teil.

Zeit- bzw. Altersangaben: Einfügungen in eckigen Klammern dienen – unter Inkaufnahme einer Verschlechterung der Lesbarkeit – zur Konkretisierung oder Klarstellung; die Einfügung „[astronomisch]“ bezieht sich auf Jahreszahlen des astronomischen Modells (theoretische Rückrechnung), die Einfügung „[radiometrisch]“ auf radiometrische Altersbestimmungen (inklusive Interpolation) und die Einfügung „[Warven]“ auf eine Jahresschichtenzählung. Präfixe: **k** (auch **K**) = Kilo (Tausend, 10^3), **M** (auch **m**) = Mega (Million, 10^6), **G** = Giga (Milliarde, 10^9).

Weitere Abkürzungen: **Mio.** = Million; **rad./radiom.** = radiometrisch.

Einschübe (abgekürzt) in eckiger Klammer: **[r]** = radiometrisch, **[a]** = astronomisch, **[W]** = Warven.

Jahr: **a** = annum; **y, Y, yr** = year.

Beispiele: **ka** = 1.000 Jahre; **21 k[a]a** = 21.000 [astronomische] Jahre; **1 M[a/r]a** = 1 Million [astronomische/radiometrische] Jahre; **5,2 Ma** = 5,2 Millionen Jahre (bei Zeitangaben in einem Zitat werden i. d. R. kein Einschübe in eckiger Klammer vorgenommen).

Kurzschreibweise für Zyklen: **100-k[a]a-Zyklus, 100-ka-Zyklus** (Zitat).

Zyklen n. Ordnung: Im Rahmen des interpretativen Modells der → Sequenzstratigraphie (VAIL et al. 1977, 1991) werden Ablagerungssequenzen als Zyklen 1. bis 6. Ordnung unterschieden. VAIL et al. (1991, 619) weisen jedem Zyklus eine Dauer (Zeitperiode) zu; diese wurde primär abgeleitet von der radiometrisch geeichten chronostratigraphischen Tabelle: 1. Ordnung 50+, 2. Ordnung 3–50, 3. Ordnung 0,5–3,0, 4. Ordnung 0,08–0,5, 5. Ordnung 0,03–0,08 und 6. Ordnung 0,01–0,03 Millionen [radiometrische] Jahre.

Zyklostratigraphie: Diese stratigraphische Subdisziplin befasst sich „(...) mit der Identifikation, Charakterisierung, Korrelation und Interpretation zyklischer Variationen in der stratigraphischen Überlieferung und, im Besonderen mit ihrer Anwendung in der Geochronologie, mit der Verbesserung der Genauigkeit und Auflösung Zeit-stratigraphischer Rahmenwerke. Für Letzteres nutzt sie astronomische Zyklen bekannter Periodizitäten, um die sedimentäre Überlieferung zu datieren und zu interpretieren. Die wichtigsten dieser Zyklen sind die Erd-Orbitalzyklen der Präzession, Obliquität und Exzentrizität (Milankovitch-Zyklen) (...)“ (STRASSER et al. 2006, 75).

Zyklus: Sedimentäre Sequenz mit mindestens drei unterschiedlichen Sedimenttypen, die eine sich wiederholende Abfolge bilden; z.B. ABC, ABC, etc. (nach EINSELE et al. 1991, 4).

?: Fragliches Vorkommen; unklare Beschreibung oder Situation.

Tabellenverzeichnis

| | | |
|----------------|---|-----|
| Tab. 1 | Stratigraphische Verbreitung von Bentonithorizonten im Paläozoikum. | 26 |
| Tab. 2 | Stratigraphische Verteilung der Bentonithorizonte in den Eifeler Kalkmulden. | 28 |
| Tab. 3 | Aschenlagen der Ara-Gruppe (Oman), U-Pb-Zirkonalter. | 38 |
| Tab. 4 | Comley-Schichten (Shropshire, England), Kambrium. | 51 |
| Tab. 5 | Bentonithorizonte der Comley-Schichten, U-Pb-Zirkonalter. | 53 |
| Tab. 6 | Vulkanoklastika der Dolgellau-Formation (N-Wales), U-Pb-Zirkonalter. | 61 |
| Tab. 7 | Bentonithorizonte der San-Juan-Formation (Argentinien), U-Pb-Zirkonalter. | 68 |
| Tab. 8 | Weitere U-Pb-Zirkonalter, Präkordillere und Famatina-Komplex (Argentinien). | 69 |
| Tab. 9 | Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit (Virginia, USA), U-Pb-Zirkonalter. | 79 |
| Tab. 10 | Nebengestein von Deicke und Millbrig: Regionale Lithofazies-Verteilung. | 81 |
| Tab. 11 | Lithologie der Spechts Ferry „Formation“, N-Illinois. | 83 |
| Tab. 12 | Lithologie der Decorah-Formation (Ausschnitt), Iowa. | 84 |
| Tab. 13 | „Likhall“-Bank (Kinnekulle, Schweden), U-Pb-Zirkonalter. | 95 |
| Tab. 14 | Mega-Bentonite (Ordovizium), U-Pb-Zirkonalter. | 99 |
| Tab. 15 | Kinnekulle-Bentonit (Balto-Skandinavien), U-Pb-Zirkonalter. | 101 |
| Tab. 16 | Silurische Bentonithorizonte (Gotland und England), U-Pb-Zirkonalter. | 105 |
| Tab. 17 | Kalkulierte Altersdifferenzen auf Basis von U-Pb-Zirkonaltern. | 107 |
| Tab. 18 | Bentonithorizonte der Frasnium-Stufe (Belgien, Deutschl.), U-Pb-Zirkonalter. | 118 |
| Tab. 19 | Karbonische Aschenlagen (Donez-Becken), U-Pb-Zirkonalter. | 126 |
| Tab. 20 | Sedimentationsraten klastischer Abfolgen (kohlenführendes Karbon). | 138 |
| Tab. 21 | Kalkulation von Ablagerungszeiten für die Joggins-Formation (Kanada). | 151 |
| Tab. 22 | Kalkulation von Ablagerungszeiten, Lokalität Durham (Großbritannien). | 153 |
| Tab. 23 | Karbonische und permische Bentonithorizonte I (Südural), U-Pb-Zirkonalter. | 158 |
| Tab. 24 | Karbonische und permische Bentonithorizonte II (Südural), U-Pb-Zirkonalter. | 160 |
| Tab. 25 | Kalibrierung der Stufen-Folge Kasimovium bis Kungurium I. | 163 |
| Tab. 26 | Kalibrierung der Stufen-Folge Kasimovium bis Kungurium II. | 163 |
| Tab. 27 | Usolka-Profil I (Südural, Russland), Ausschnitt. | 166 |
| Tab. 28 | Usolka-Profil II (Südural, Russland), Ausschnitt. | 167 |
| Tab. 29 | Permokarbonische Tuffhorizonte (Namibia und Südafrika), U-Pb-Zirkonalter. | 170 |
| Tab. 30 | Permokarbonischer Tuffhorizont (Owl Gorge, Namibia), U-Pb-Zirkonalter. | 172 |
| Tab. 31 | Permokarbonische Tuffhorizonte (Saar-Nahe-Becken), U-Pb-Zirkonalter. | 182 |
| Tab. 32 | Kohlentonstein-Horizonte der Rio-Bonito-Formation (Bras.), U-Pb-Zirkonalter. | 189 |
| Tab. 33 | Kohlentonstein-Horizonte der Rio-Bonito-Formation, weitere U-Pb-Zirkonalter. ... | 191 |
| Tab. 34 | Lithologie der Sedimentfolge der Lokalität Candiota (Brasilien). | 195 |
| Tab. 35 | Aschenlagen der Rio-Bonito-Formation, weitere U-Pb-Zirkonalter. | 198 |
| Tab. 36 | Bentonithorizonte der Meishan-Profile (China), U-Pb-Zirkonalter. | 205 |
| Tab. 37 | Beschreibung der Perm/Trias-Grenzschiefer, Lokalität Meishan (China). | 208 |
| Tab. 38 | Mineralbestand der Perm/Trias-Grenzschiefer, Meishan (China). | 213 |
| Tab. 39 | Weitere U-Pb-Zirkonalter der Perm/Trias-Grenzbentonite (Meishan). | 222 |
| Tab. 40 | Bentonithorizonte des Shangsi-Profiles (China), U-Pb-Zirkonalter. | 224 |

| | | |
|----------------|---|-----|
| Tab. 41 | Beschreibung der Perm/Trias-Grenzsichten, Lokalität Shangsi (China)..... | 225 |
| Tab. 42 | Vom $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ -Verhältnis zu Isotopenjahren, Referenztablelle..... | 230 |
| Tab. 43 | Sedimentfolgen und interpretierte Bildungszeiten. | 232 |
| Tab. 44 | Durch Sediment repräsentierte Zeit. | 234 |
| Tab. 45 | Angewendete Zerfallskonstanten zur Berechnung radiometrischer Alter..... | 248 |

Abbildungsverzeichnis

| | | |
|----------------|--|-----|
| Abb. 1 | Internationale Chronostratigraphische Tabelle..... | 3 |
| Abb. 2 | Präkambrium/Kambrium-Grenze, Fortune Head (Neufundland). | 5 |
| Abb. 3 | Katmai National Park, Satelittenaufnahme. | 9 |
| Abb. 4 | Katmai-Caldera und Novarupta, Luftbildperspektive..... | 10 |
| Abb. 5 | Novarupta-Katmai-Eruption, dokumentierte Erdbeben. | 11 |
| Abb. 6 | Novarupta-Eruption, Tephraablagerungen. | 12 |
| Abb. 7 | Verbreitung der Novarupta-Tephra von 1912, Golf von Alaska..... | 13 |
| Abb. 8 | Novarupta-Tephra. | 15 |
| Abb. 9 | Mt. Pinatubo, Ausbruch 1991, I..... | 16 |
| Abb. 10 | Mt. Pinatubo, Ausbruch 1991, II..... | 17 |
| Abb. 11 | Mt. Pinatubo, Hauptphase der Eruption aus der Satellitenperspektive. | 18 |
| Abb. 12 | Verbreitung der Pinatubo-Tephra von 1991, Südchinesisches Meer. | 20 |
| Abb. 13 | Habitustypen magmatogener Zirkone..... | 29 |
| Abb. 14 | Orientierung und Indizierung von Zirkon. | 29 |
| Abb. 15 | Zirkone des Bentonithorizonts Hercules I (Devon, Eifel)..... | 30 |
| Abb. 16 | Zirkone des Bentonithorizonts Horologium I (Devon, Eifel)..... | 31 |
| Abb. 17 | Stratigraphie der Ara-Gruppe (Oman)..... | 37 |
| Abb. 18 | Konkordia-Diagramme für U-Pb-Zirkondaten der Ara-Gruppe (Oman)..... | 39 |
| Abb. 19 | Comley-Schichten (UK), lokale Stratigraphie und globale Chronostratigraphie. | 52 |
| Abb. 20 | Bentonitserien in Sedimentfolgen der argentinischen Präkordillere..... | 66 |
| Abb. 21 | Deicke-Bentonit und Millbrig-Bentonit (kontinentale Plattform, Nordamerika)..... | 78 |
| Abb. 22 | Kinnekulle-Bentonit (Estland). | 88 |
| Abb. 23 | Sedimentfolge im Steinbruch Thorsberg (bei Kinnekulle, Schweden). | 93 |
| Abb. 24 | Zirkon-führende „Likhall“-Bank und Zirkon-Körner (bei Kinnekulle, Schweden)..... | 94 |
| Abb. 25 | Verbreitung und Mächtigkeit von Millbrig-Bentonit und Kinnekulle-Bentonit. | 97 |
| Abb. 26 | Stratigraphische Tabellen mit Position der Bentonite Millbrig und Kinnekulle. | 98 |
| Abb. 27 | Konkordia-Diagramme, Bentonite Deicke und Millbrig (Nordamerika)..... | 99 |
| Abb. 28 | Gotland-Bentonite: U-Pb-Zirkonalter, Bildung statistisch kohärenter Gruppen..... | 106 |
| Abb. 29 | Korrelation von Sedimentfolgen in Gotland und England, Homerium-Stufe..... | 109 |
| Abb. 30 | Mutmaßliche paläogeographische Lage der Lokalität Kellerwald. | 115 |
| Abb. 31 | Sedimentfolge am Südrand der Mulde von Dinant, Frasnium-Stufe. | 117 |
| Abb. 32 | Profil Steinbruch Schmidt (Braunau, Kellerwald). | 121 |
| Abb. 33 | Sequenz der kohlenführenden Sedimentfolge im Donez-Becken..... | 127 |

| | | |
|----------------|---|-----|
| Abb. 34 | Lithostratigraphie und Sequenzstratigraphie, Donez-Becken, Moskovium-Stufe.. | 130 |
| Abb. 35 | Sedimentationsrate im Donez-Becken, Moskovium-Stufe. | 131 |
| Abb. 36 | Charakteristische Lithologien im Donez-Becken. | 134 |
| Abb. 37 | Lycopsiden-Stamm mit anhängenden Stigmarien..... | 139 |
| Abb. 38 | (Re)konstruktion der Landschaft zur „Steinkohlenzeit“..... | 144 |
| Abb. 39 | Eine (Re)konstruktion des Stigmarien-„Wurzel“systems..... | 148 |
| Abb. 40 | Stigmarien mit und ohne Appendices. | 148 |
| Abb. 41 | Mutmaßliche Paläogeographie des Perm und GSSP-Lokalitäten..... | 156 |
| Abb. 42 | U-Pb-Zirkonalter (Usolka-Profil), Bildung statistisch kohärenter Gruppen, I..... | 161 |
| Abb. 43 | U-Pb-Zirkonalter (Usolka-Profil), Bildung statistisch kohärenter Gruppen, II..... | 161 |
| Abb. 44 | Usolka-Profil (Südural)..... | 162 |
| Abb. 45 | Kohlen-führende Sedimentfolge mit Tonsteinhorizont, Faxinal-Kohlenfeld. | 188 |
| Abb. 46 | Tonsteinhorizont der Kohlen-führenden Sedimentfolge, Faxinal-Kohlenfeld. | 188 |
| Abb. 47 | Profil der Kohlen-führenden Sedimentfolge von Faxinal (Brasilien). | 196 |
| Abb. 48 | Mutmaßliche paläogeographische Lage von Meishan (China). | 201 |
| Abb. 49 | Die Profil-Serie bei Meishan (China)..... | 202 |
| Abb. 50 | Perm/Trias-Grenzsichten, Sedimentgesteinsanalysen..... | 202 |
| Abb. 51 | Perm/Trias-Grenze, GSSP Meishan (China). | 203 |
| Abb. 52 | Perm/Trias-Grenzsichten am Qingshuihe River, Lokalität Shangsi (China). | 226 |
| Abb. 53 | Geologische Zeitskala von HOLMES (1959), Skalierung..... | 239 |
| Abb. 54 | Internationale Chronostratigraphische Tabelle, Ausschnitt Paläozoikum. | 241 |
| Abb. 55 | Beispiel für ein Wetherill-Konkordia-Diagramm | 254 |
| Abb. 56 | Beispiel für ein Tera-Wasserburg-Konkordia-Diagramm..... | 255 |

Abbildungsnachweis

Nachweis wie im Einzelnen bei den Abbildungsbeschriftungen ausgewiesen; darüber hinaus:

| Name | Quelle |
|---|---|
| AVO oder AVO/USGS | http://www.avo.alaska.edu/images/image_search_results.php?volcano=ak147&year%5B%5D=&type=&caption=&lastname=&firstname=&recent=&limit=50 |
| ChrisTomnong | Own work, CC BY-SA 3.0, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=6898828 |
| GMS (Geostationary Meterological Satellite, Japan) Mark A. WILSON (Wilson44691) | http://eos.higp.hawaii.edu/ppages/pinatubo/6.weather_sat/index.html Own work, CC BY-SA 3.0 https://commons.wikimedia.org/wiki/File:StigmalariaRootlets.JPG |
| Michael C. RYGEL | Own work, CC BY-SA 3.0, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=11232561 |

| Name | Quelle |
|-------------------|--|
| Liam HERRINGSHAW | Own work, CC BY-SA 3.0 https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Fortune_Head_GSSP,_Newfoundland.jpg |
| USGS/VDA-Programm | http://volcanoes.usgs.gov/vdap/images/pinatubo/index.php . [alt] https://volcanoes.usgs.gov/vdap/pinatubo.html [neu] |

Dank

Dr. Reinhard JUNKER und Thomas VEIGEL danke ich für die Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Hinweise.

Literatur

- AGER DVA (1993) *The Nature of the Stratigraphical Record*. 3rd edition, Chichester New York.
- AISENVERG DE (ed.) (1971) *Atlas Fauny Turneyskikh Otlozheniy Donetskogo Basseyna (s Opisaniem Novykh Vidov) [Atlas of Fauna of Carboniferous Deposits of Donets Basin]*. Kiev.
- AISENVERG DE, BRAZHNIKOVA NE, NOVIK KO, ROTAY AP & SHULGA PL (1960) Carboniferous Stratigraphy of the Donets Basin. *Compte Rendu, Quatrième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Heerlen, 1958, volume 1, 1-12.
- AISENVERG DE, BRAZHNIKOVA NE, NOVIK KO, ROTAY AP & SHULGA PL (1963) Carboniferous Stratigraphy of the Donets Basin. Ukrainian Academy of Sciences, Kiev.
- AISENVERG DE, BRAZHNIKOVA NE, VASSILYUK NP, VDOVENKO MV, GORAK SV, DUNAEVA NN, ZERNETSKAYA NV, POLATEV VI, POTIEVSKAYA PD, ROTAI AP & SERGEEVA MT (1979) The Carboniferous sequence of the Donets Basin: A standard section for the Carboniferous System. In: Wagner RH, Higgins AC & Meyen SV (eds) *The Carboniferous of the U.S.S.R.* Yorkshire Geological Society, Occasional Publication No. 4, 197-224.
- AISENVERG DE, LAGUTINA VV, LEVENSHEIN ML & POPOV VS (eds.) (1975) *Field Excursion Guidebook for the Donets Basin*. VIII International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Moskau, 1975. Ministry of Geology of the Ukr.SSR.
- ALBANESI GL, CARRERA MG, CANAS FL & SALZMAN M (2006) A proposed Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Middle Ordovician Series: The Niquivil section, Precordillera of San Juan, Argentina. *Episodes* 29, 1-15.
- ALLEN PM & JACKSON AA (1985) *Geological excursions in the Harlech Dome*. British Geological Survey.
- ALLEN PM, JACKSON AA, & RUSHTON AWA (1981) The stratigraphy of the Mawddach Group in the Cambrian succession of North Wales. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 43, 295-329.
- ALOISI G, BOULOUBASSI I, HEIJS SK, PANCOST RD, PIERRE C, SINNIGHE DAMSTÉ JS, GOTTSCHAL JC, FORNEY LJ & ROUCHY J-M (2002) CH₄-consuming microorganisms and the formation of carbonate crusts at cold seeps. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 195-203.
- ANDERS MH, KRUEGER SW & SADLER PM (1987) A new look at sedimentation rates and the completeness of the stratigraphic record. *Journal of Geology* 95, 1-14.
- ANDRÉ L, HERTOGEN J & DEUTSCH S (1986) Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology* 14, 879-882.
- ARTURSSON C (2018) *Stratigraphy, sedimentology and geophysical assessment of the early Silurian Halla and Klinteberg formations, Altajme core, Gotland, Sweden*. Master's thesis, Universität von Lund.
- ASTINI RA, COLLO G & MARTINA F (2007) Ordovician K-bentonites in the upper-plate active margin of Western Gondwana, (Famatina Ranges): stratigraphic and palaeogeographic significance. *Gondwana Research* 11, 311-325.
- BABCOCK LE, PENG S, ZHU M, XIAO S & AHLBERG P (2014) Proposed reassessment of the Cambrian GSSP. *Journal of African Earth Sciences* 98, 3-10.
- BACHMANN GH & KOZUR HW (2002) First evidence of a microsphaerule interval around the continental Permian-Triassic Boundary, Germany, and its correlation with the marine realm. In: ADA M, HOUZAR S, HRAZDÍL V & SKÁLA R (eds.) IX. International Conference on moldavites, tektite and impact processes, Františkovy Lázn [Franzensbad]. Field trip guidebook and abstracts, 24-26.
- BAILEY RJ (2011) Buried trees and basin tectonics: A discussion. *Stratigraphy* 8, 1-6.
- BALDO EG, FANNING CM, RAPELA CW, PANKHURST RJ, CASQUET C & GALINDO C (2003) U-Pb shrimp dating of rhyolite volcanism in the Famatinian belt and k-bentonites in the Precordillera. In: ALBANESI GL, BERESI MS & PERALTA AH (eds.) *Ordovician from the Andes*. Proceedings of the 9th International Symposium of the Ordovician System. *Serie Correlación Geológica (INSUGEO)* 17, 185-190.
- BALLO EG (2017) *A new age model for the Ordovician K-bentonites in Oslo, Norway*. Master's thesis, Universität von Oslo.
- BANGERT B (1994) *Analyse hochfrequenter Sedimentationszyklen in laminierten Tonsteinen des Permokarbon am Beispiel der Forschungsbohrung "Münsterappel 1" (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland)*. Dipl.-Arb., Univ. Würzburg [unveröff.].
- BANGERT B (2000) *Tephrostratigraphy, petrography, geochemistry, age and fossil record of the Ganigobis Shale Member and associated glaciomarine deposits of the Dwyka Group, Late Carboniferous, southern Africa*. Diss., Univ. Würzburg.
- BANGERT B, STOLLHOFEN H, GEIGER M & LORENZ V (2000) Fossil record and high-resolution tephrostratigraphy of Carboniferous glaciomarine mudstones, Dwyka Group, southern Namibia. *Communs geol. Surv. Namibia* 12, 265-276.

- BANGERT B, STOLLHOFEN H, LORENZ V & ARMSTRONG R (1999) The geochronology and significance of ash-fall tuffs in the glaciogenic Carboniferous-Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. *Journal of African Earth Sciences* 29, 33-49.
- BARNES GL, TRAYLER RB, CRAMER BD, CALNER M, BANCROFT AM & OBORNY SC (2019) A Bayesian age-depth model for the Silurian Altajme Core, Gotland, Sweden. *GSA Abstracts and Programs* 51 (5).
- BASHFORTH AR, FALCON-LANG HJ & GIBLING MR (2010) Vegetation heterogeneity on a Late Pennsylvanian braided-river plain draining the Variscan Mountains, La Madalene Coalfield, northwestern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 367-390.
- BASSET MG (1984) Lower Palaeozoic Wales – a review of studies in the past 25 years. *Proceedings of the Geologists' Association* 95, 291-311.
- BATCHELOR RA & JEPPSSON L (1999) Wenlock metabentonites from Gotland, Sweden: Geochemistry, sources and potential as chemostratigraphic markers. *Geological Magazine* 136, 661-669.
- BATCHELOR RA, HARPER DAT & ANDERSON TB (2003) Geochemistry and potential correlation of Silurian (Telychian) metabentonites from Ireland and SW Scotland. *Geological Journal* 38, 161-174.
- BAUD A (2014) The global marine Permian-Triassic boundary: Over a century of adventures and controversies (1880-2001). *Albertiana* 42, 1-21.
- BAUERT H, ISOZAKI Y, HOLMER LE, AOKI K, SAKATA S & HIRATA T (2014) New U-Pb zircon ages of the Sandbian (Upper Ordovician) Big K-bentonite in Baltoscandia (Estonia and Sweden) by LA-ICPMS. *GFF* 136, 30-33.
- BECKER B (1982) Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Band 5*. Wien.
- BEGOSSI R (2001) Inundacoes catastroficas como uma possivel causa para a formacao de carvao na Bacia do Paraná. Diss., Rio de Janeiro State University (UERJ).
- BEGOSSI R & DELLA FÁVERA JC (2002) Catastrophic floods as a possible cause of organic matter accumulation giving rise to coal, Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology* 52, 83-89.
- BEIER H, HINZ-SCHALLREUTER I, KATZUNG G, MALETZ J & SCHALLREUTER R (2001) 4.32 Adlergrund (Vorland der Rügen-Kaledoniden) (32). In: BEIER H, BURMANN G, EHLING B-C, EISERHARDT, KH, FRANZKE H-J, HINZ-SCHALLREUTER I, HOTH K, KÄMPF H, KATZUNG G, KOCH L, LEONHARDT D, KOPP J, MALETZ J, RIBBERT K-H, SCHALLREUTER R, SCHENK, PF, SERVAIS, T, TIETZ O, VANGUESTAINE M & WUNDERLICH J (Stratigraphische Kommission Deutschland; Herausgeber): *Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum Teil III: Nordthüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, deutscher Anteil Ostsee, Schleswig-Holstein, deutscher Anteil Nordsee*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 235, 135-151.
- BEIER H & KATZUNG G (1999) Lithologie und Strukturgeologie des Altpaläozoikums in der Offshore-Bohrung G 14-1/86 (südliche Ostsee). *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 6, 327-345.
- BELL WA (1914) Joggins Carboniferous section, Nova Scotia. *Geological Survey of Canada, Summary Report*, 1912, 360-371.
- BENNETT AJR (1963) Origin and formation of coal seams. A literature survey. Commonwealth Science Industrial Research Organisation Miscellaneous Report 239.
- BERGER A & LOUTRE MF (1994) Astronomical forcing through geological time. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 19, 15-24.
- BERGSTRÖM SM (1983) Trans-Iapetus significance of Ordovician bentonite bed complexes. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 15, 255.
- BERGSTRÖM SM (1988) Event-stratigraphic significance of K-bentonite beds in the Ordovician of North America and northwestern Europe. *Fifth International Symposium on the Ordovician System, Program and Abstracts*, St. John's, Newfoundland, 9.
- BERGSTRÖM SM (2004) The Greatest Volcanic Ash Falls in the Phanerozoic: Trans-Atlantic Relations of the Millbrig and Kinnekulle K-Bentonites. *The Sedimentary Record* 2 (4), 4-7.
- BERGSTRÖM SM, CALNER M, LEHNERT O & NOOR A (2011) A new upper Middle Ordovician-Lower Silurian drillcore standard succession from Borensult in Östergötland, southern Sweden: 1. Stratigraphical review with regional comparisons. *GFF* 133, 149-171.
- BERGSTRÖM SM, CHEN X, GUTIÉRREZ-MARCO JC & DRONOV A (2009) The new chronographic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia* 42, 97-107.
- BERGSTRÖM SM, ERIKSSON ME, SCHMITZ B, YOUNG SA & AHLBERG P (2016). Upper Ordovician $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy, K-bentonite stratigraphy, and biostratigraphy in southern Scandinavia: A reappraisal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 454, 175-188.
- BERGSTRÖM SM, HUFF WD, KOLATA DR & BAUERT H (1995): Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. *GFF* 117, 1-13.

- BERGSTRÖM SM, HUFF WD, KOREN T, LARSSON K, AHLBERG P & KOLATA DR (1999) The 1997 core drilling through Ordovician and Silurian strata at Röstanga, S. Sweden: Preliminary stratigraphic assessment and regional comparison. *GFF* 121, 127-135.
- BERGSTRÖM SM & LÖFGREN A (2008) The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolites and unconformities. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 99, 189-212.
- BERGSTRÖM SM & NILSSON R (1974) Age and correlation of the Middle Ordovician bentonites on Bornholm. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 23, 27-48.
- BOULVAIN F (1993) Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques "F2J" du Frasnien de l'Ardenne. *Serv. géol. Belgique, Professional Paper 1993/2 260* (2 vol.).
- BOULVAIN F, BULTYNCK P, COEN M, COEN-AUBERT M, LACROIX D, LALOUX M, CASIER J-G, DEJONGHE L, DUMOULIN V, GHYSEL P, GODEFROID J, HELSEN S, MOURAVIEFF NA, SARTENAER P, TOURNEUR F & VANGUESTAINE M (1999) Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium* 44, 1-124.
- BOWRING SA, ERWIN DH, JIN YG, MARTIN MW, DAVIDEK K & WANG W (1998) U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science* 280, 1039-1045.
- BOWRING SA, GROTZINGER JP, Condon DJ, Ramezani J, Newall MJ & Allen PA (2007): Geochronological constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *American Journal of Science* 307, 1097-1145.
- BOY JA, HANEKE J, KOWALCZYK G, LORENZ V, SCHINDLER T, STOLLHOFEN H & THUM H (2012) Rotliegend im Saar-Nahe-Becken, am Taunus-Südrand und im nördlichen Rheingraben. In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. LÜTZNER & G. KOWALCZYK für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 61, 254-377.
- BRADLEY WH (1929) The varves and climate of the Green River Epoch. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 168-E*, 87-104.
- BRASIER M, COWIE J & TAYLOR M (1992) Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype. *Episodes* 17, 3-8.
- BROADHURST FM (1964) Fossilized shell assemblages, trees and rates of sedimentation from the Upper Carboniferous of England. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 44, 486.
- BROADHURST FM & LORING DH (1970) Rates of sedimentation in Upper Carboniferous of Britain. *Lethaia* 3, 1-9.
- BROADHURST FM & MAGRAW D (1959) On a fossil tree found in an opencast coal site near Wigan, Lancashire. *Geological Journal* 2, 155-158.
- BROADHURST FM, SIMPSON IM & HARDY PG (1980) Seasonal sedimentation in the Upper Carboniferous of England. *Journal of Geology* 88, 639-651.
- BRENCHLEY PJ, RUSHTON AWA, HOWELLS M & CAVE R (2006) Cambrian and Ordovician: the early Palaeozoic tectonostratigraphic evolution of the Welsh Basin, Midland and Monian Terranes of Eastern Avalonia. In: BRENCHLEY PJ & RAWSON PF (eds.) *The Geology of England and Wales*. 2nd edition, 25-74.
- BUGGISCH W, KELLER M & LEHNERT O (2003) Carbon isotope record of the Late Cambrian to Early Ordovician carbonates of the Argentine Precordillera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 195, 357-373.
- BULTYNCK P & GODEFROID J (1974) Excursion G. – *Int. Symp. Belg. Micropal. Limits Namur 1974, Guides* 1-42. Brussels (Geol. Surv. Belg.).
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) *Energiestudie 2015. Reserven, Ressourcen und Verfügbarkeit von Energierohstoffen*. Hannover.
- BURCHETTE TP & WRIGHT VP (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79, 3-57.
- BURGER K (1971) Monographie des Kaolin-Kohlesteinsteins Zollverein 8 in den Essener Schichten (Westfal B1) des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenreviers. Teil I. *Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen* Nr. 2125, Köln und Opladen.
- BURGER K (1982) Kohlesteinsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploitation von Kohlenlagerstätten. *Z. dt. geol. Ges.* 133, 201-255.
- BURGER K, BIEG G & PFISTERER W (2005) Klassische und primitive Kaolin-Kohlesteinsteine im Ruhroberkarbon. In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanien) in Deutschland. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 254, 169-180.
- BURGER K & STADLER G (1971) Monographie des Kaolin-Kohlesteinsteins Zollverein 8 in den Essener Schichten (Westfal B1) des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenreviers. Teil II. *Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen* Nr. 2126, Köln und Opladen.
- BURGESS SD, BOWRING S & SHEN S (2014) High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *PNAS* 111, 3316-3321.
- BURGESS SD, MUIRHEAD JD & BOWRING SA (2017) Initial pulse of Siberian Traps sills as the trigger of the end-Permian mass extinction: *Nature Communications* 8, 164; DOI: 10.1038/s41467-017-00083-9.

- CAGLIARI J, LAVINA ELC, PHILIPP RP, TOGNOLI FMW, BASEI MAS & FACCINI UF (2014) New Sakmarian ages for the Rio Bonito Formation (Parana Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U-Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences* 56, 265-277.
- CAGLIARI J, PHILIPP RP, BUSO VV, NETTO RG, HILLEBRAND PK, DA CUNHA LOPES R, BASEI MAS & FACCINI UF (2016) Age constraints of the glaciation in the Paraná Basin: Evidence from new U-Pb dates. *Journal of the Geological Society* 173, 871-875.
- CALDER JH (2006) Coal age Galapagos: Joggins and the lions of nineteenth century geology. *Atlantic Geology* 42, 37-51.
- CALNER M (1999) Stratigraphy, facies development, and depositional dynamics of the Late Wenlock Fröjel Formation, Gotland, Sweden. *GFF* 121, 13-24.
- CALNER M (2005) Silurian carbonate platforms and extinction events – ecosystem changes exemplified from Gotland, Sweden. *Facies* 51, 584-591.
- CALNER M, ERIKSSON MJ, CLARKSON ENK & JEPSSON L (2008) An atypical intra-platform environment and biota from the Silurian of Gotland, Sweden. *GFF* 130, 79-86.
- CALNER M & JEPSSON L (2003) Carbonate platform evolution and conodont stratigraphy during the middle Silurian Mulde Event, Gotland, Sweden. *Geol Mag* 140, 173-203.
- CALNER M & JEPSSON L & ERIKSSON MJ (2004a) Ytterholmen revisited – implications for the Late Wenlock stratigraphy of Gotland and coeval extinctions. *GFF* 126, 231-241.
- CALNER M & JEPSSON L & MUNNECKE A (2004b) The Silurian of Gotland – Part I. Review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. In: MUNNECKE A, SERVAIS T & SCHULBERT C (eds) *Early Palaeozoic palaeogeography and palaeoclimate (IGCP 503)*. Erlanger Geol Abh Sonderbd 5, 113-131.
- CALNER M, KOZŁOWSKA A, MASIAK M & SCHMITZ B (2006) A shoreline to deep basin correlation chart for the Middle Silurian coupled extinction-stable isotopic event. *GFF* 128, 79-84.
- CAO C & SHANG Q (1998) Microstratigraphy of Permo-Triassic transitional sequence of the Meishan section, Zhejiang, China. *Permian stratigraphy, environments and resources*. *Palaeoworld* 9, 147-152.
- CAO C, WANG W & JIN Y (2002) Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chinese Science Bulletin* 47, 1125-1129.
- CAO C & ZHENG Q (2007) High-resolution lithostratigraphy of the Changhsingian Stage in Meishan section D, Zhejiang: *Journal of Stratigraphy* 31, 14-22.
- CAO C & ZHENG Q (2009) Geological event sequences of the Permian-Triassic transition recorded in the microfacies in Meishan section. *Science in China Series D: Earth Sciences* 52, 1529-1536.
- CAREY SN (1997) Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea. *Geology* 25, 839-842.
- CARICCHI L, SIMPSON G & SCHALTEGGER U (2014) Zircons reveal magma fluxes in the Earth's crust. *Nature* 511, 457-461.
- CATUNEANU O, WOPFNER H, ERIKSSON PG, CAINCROSS B, RUBIDGE BS, SMITH RMH & HANCOX PJ (2005) The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43, 211-253.
- CAVE R & LOYDELL DK (1998) Wenlock volcanism in the Welsh Basin. *Geological Journal* 33, 107-120.
- CHAI Z, ZHOU Y, MAO X, MA S, MA J, KONG P & HE J (1992) Geochemical constraints of the Permo-Triassic boundary event in South China. In: SWEET WC, YANG Z, DICKENS JM & YIN H (eds.) *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys*, 158-168.
- CHEKHOV'YANTS MG (1992) Tonshteyni i ikh ispol'zovanie pri izuchenii uglenosnykh formatsyi [*Tonsteins and Their Utilization in Coal-Bearing Deposits Study*]. Nedra, Moscow.
- CHERNS L (2011) The GSSP for the base of the Ludfordian Stage, Sunnyhill Quarry. In: RAY DC (ed.) *Siluria Revisited: A Field Guide*. International Subcommittee on Silurian Stratigraphy, Field Meeting 2011, 75-81.
- CHEKHOV'YANTS VV (2015) Usolka Section. Upper Carboniferous (Gzhelian) deposits. In: NURGALIEV DH (ed.) *Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian, August 11-15, 2015, Kazan, Russia*. Kazan Federal University, 56-71.
- CHEKHOV'YANTS VV, CHUVASHOV BI, DAVYDOV VI, SCHMITZ MD & SNYDER WS (2006) Usolka section (southern Urals, Russia): A potential candidate for GSSP to define the base of the Gzhelian Stage in the global chronostratigraphic scale. *Geologija* 49, 205-217.
- CHEKHOV'YANTS VV, CHUVASHOV BI, DAVYDOV VI, SHEN S-Z & HENDERSON CM (2015) Usolka Section. Lower Permian (Asselian and Sakmarian) deposits. In: NURGALIEV DH (ed.) *Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian, August 11-15, 2015, Kazan, Russia*. Kazan Federal University, 38-55.
- CHEKHOV'YANTS VV, CHUVASHOV BI, SHEN S-Z & HENDERSON CM (2016) Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian). *Permophiles* 58, 16-26.

- CHERNYKH VV, CHUVASHOV BI, SHEN S-Z & HENDERSON CM (2016) Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Sakmarian Stage (Lower Permian). *Permophiles* 63, 4-18.
- CHESNUT JR DR (1994) Eustatic and tectonic control of deposition of the Lower and Middle Pennsylvanian strata of the Central Appalachian Basin. In: DENNISON JM & ETTENSOHN FR (Eds.) *Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles*. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 4, 51-64.
- CHU D, GRASBY SE, SONG H, CORSO JD, WANG Y, MATHER TA, WU Y, SONG H, SHU W, TONG J & WIGNALL PB (2020) Ecological disturbance in tropical peatlands prior to marine Permian-Triassic mass extinction. *Geology* 48, 288-292.
- CHUVASHOV BI, FOSTER CB, MIZENS GA, ROBERTS J & CLAOUÉ-LONG JC (1996) Radiometric (SHRIMP) dates for some biostratigraphic horizons and event levels from the Russian and Eastern Australian Upper Carboniferous and Permian. *Permophiles* 28, 29-36.
- CLAOUÉ-LONG JC, COMPSTON W, ROBERTS J & FANNING CM (1995) Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In: BERGGREN WA, KENT DV, AUBRY M-P & HARDENBOL J (eds) *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. *SEPM Spec. Publ.* 54, 3-21.
- CLAOUÉ-LONG JC, ZICHAO Z, GUOGAN M & SHAOHUA D (1991) The age of the Permian-Triassic boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 105, 182-190.
- CLARK DL, WANG CY, ORTH J & GILMORE JS (1986) Conodont survival and low Iridium abundances across the Permian-Triassic boundary in South China. *Science* 233, 984-986.
- COBBOLD ES (1921) The Cambrian horizons of Comley (Shropshire) and their Brachiopoda, Pteropoda, Gasteropoda, etc. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 76, 325-386.
- COBBOLD ES (1927) The stratigraphy and geological structure of the Cambrian area of Comley (Shropshire). *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 83, 551-573.
- COBBOLD ES (1931) Additional fossils from the Cambrian rocks of Comley, Shropshire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 87, 459-512.
- COBBOLD ES & POCKOCK RW (1934) The Cambrian area of Rushton (Shropshire). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* 223, 305-409.
- COEN-AUBERT M & BOULVAIN F (2006) Frasnian. *Geologica Belgica* 9, 19-25.
- COMPSTON W & WILLIAMS IS (1992) Ion probe ages for the British Ordovician and Silurian stratotypes. In: WEBBY BD & LAURIE JR (eds) *Global perspectives on Ordovician geology*. *Proceedings of the 6th international symposium on the Ordovician System*, Sydney, 59-67.
- COMPSTON W, WILLIAMS IS, KIRSCHVINK JL, ZHANG Z & MA G (1992) Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London* 149, 171-184.
- COOPER RA, NOWLAN GS & WILLIAMS SH (2001) Global Stratotype Section and Point for base of the Ordovician System. *Episodes* 24, 19-28.
- COOPER RA & SADLER PM (2004) Ordovician. In: GRADSTEIN FM, OGG JG & SMITH AG (eds.) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, UK, 165-187.
- COOPER RA & SADLER PM (2012) The Ordovician Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *The Geologic Time Scale 2012*. Volume 1/2, Oxford Amsterdam, 489-523.
- CORRÊA DA SILVA (1993) Candiota coalfield: a world class Brazilian coal deposit. *International Journal of Coal Geology* 23, 103-116.
- COUTINHO JMV & HACHIRO J (2005) Distribution, mineralogy, petrography, provenance and significance of Permian ash-carrying deposits in the Paraná Basin. *Revista do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo* 5, 29-39.
- COWIE JW, RUSHTON, AWA & STUBBLEFIELD CJ (1972) A Correlation of the Cambrian Rocks of the British Isles. *Geological Society, London, Special Reports* 2.
- CRAMER BD, CONDON DJ, SÖDERLUND U, MARSHALL C, WORTON GJ, THOMAS AT, CALNER M, RAY DC, PERRIER V, BOOMER I, PATCHETT PJ & JEPSSON L (2012) U-Pb (zircon) age constraints on the timing and duration of Wenlock (Silurian) paleocommunity collapse and recovery during the 'Big Crisis'. *Geol. Soc. Am. Bull.* 124, 1841-1857.
- CRESSMAN ER (1973) Lithostratigraphy and depositional environments of the Lexington Limestone (Ordovician) of central Kentucky. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 768, 1-61.
- CURRAY JP (1975) Marine sediments, geosynclines and orogeny. In: FISHER AG & JUDSON S (eds.) *Petroleum and Global Tectonics*, 157-222.
- CURTIS GH (1968) The stratigraphy of the ejecta from the 1912 eruption of Mount Katmai and Novarupta, Alaska. In: COATS RR, HAY RL & ANDERSON CA (eds.) *Studies in Volcanology*. *Geological Society of America Memoir* 116, 153-210.
- DAHLQUIST P, CALNER M, KALLASTE T, KIIPLI T & SIIR S (2012) Geochemical variations within the mid-Silurian Grötlingbo Bentonite (Gotland, Sweden): discriminating between magmatic composition, ash transport fractionation and diagenetic effects. *GFF* 134, 273-282.

- DAMON PE & TEICHMÜLLER R (1971) Das absolute Alter des sanidinführenden kaolinischen Tonsteins im Flöz Hagen 2 des Westfal C im Ruhrrevier. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 18, 53-56.
- DARTEVELLE S, ERNST GGJ, STIX J & BERNARD A (2002) Origin of the Mount Pinatubo climactic eruption cloud: implications for volcanic hazards and atmospheric impacts. *Geology* 30, 663-666.
- DA SILVA A-C, YANS J & BOULVAIN F (2010) Early-middle Frasnian (Early Late Devonian) sedimentology and magnetic susceptibility of the Ardennes area (Belgium): identification of severe and rapid sea-level fluctuations. *Geologica Belgica* 13/4, 319-332.
- DAVIDEK K, LANDING E, BOWRING SA, WESTROP SR, RUSHTON AWA, FORTEY RA & ADRIAN JM (1998) New uppermost Cambrian U-Pb date from Avalonian Wales and age of the Cambrian-Ordovician boundary. *Geological Magazine* 135, 305-309.
- DAVIES R, HOWELL J, BOYD R, FLINT S & DIESSEL C (2006) High-resolution sequence-stratigraphic correlation between shallow-marine and terrestrial strata: Examples from the Sunnyside Member of the Cretaceous Blackhawk Formation, Book Cliffs, eastern Utah. *AAPG Bulletin* 90, 1121-1140.
- DAVIES SJ, GIBLING MR, RYGEL MC & CALDER JH (2005) The Joggins Formation: stratigraphic framework and sedimentological log of the historic fossil cliffs. *Atlantic Geology* 41, 115-141.
- DAVYDOV VI (1992) Subdivision and correlation of Upper Carboniferous and Lower Permian deposits in Donets Basin according to fusulinid data. *Sov. Geol.* 5, 53-61. [in Russisch]
- DAVYDOV VI (2013) The GSSP at the Aidaralash section is solid and has no alternative. *Permophiles* 58, 13-15.
- DAVYDOV VI, CROWLEY JL, SCHMITZ MD & POLETAEV VI (2010): High-precision U-Pb zircon age calibration of the global Carboniferous time scale and Milankovitch band cyclicity in the Donets Basin, eastern Ukraine. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, Q0AA04, doi:10.1029/2009GC002736.
- DAVYDOV VI, GLENISTER BF, SPINOSA C, RITTER SM, CHERNYKH VV, WARDLAW BR & SNYDER WS (1998) Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Permian System. *Episodes* 21, 11-18.
- DAVYDOV VI, KORN D & SCHMITZ MD (2012) The Carboniferous Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *A Geologic Time Scale 2012. Volume 1/2*, Oxford Amsterdam, 603-651.
- DAVYDOV VI, WARDLAW BR & GRADSTEIN FM (2004) The Carboniferous Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG & SMITH A (Eds.) *A Geologic Time Scale 2004*. New York, 222-248.
- DEGANI-SCHMIDT I, GUERRA-SOMMER M, DE OLIVEIRA MENDONÇA J, MENDONÇA FILHO JC, JASPER A, MIRIAM CAZZULO-KLEPZIG M & IANNUZZI R (2015) Charcoalified logs as evidence of hypautochthonous/autochthonous wildfire events in a peat-forming environment from the Permian of southern Paraná Basin (Brazil). *International Journal of Coal Geology* 146, 55-67.
- DELLA FÁVERA JC (1997) Estratificacao cruzada hummocky no carvão. Bacia do Paraná, Brasil. 30. CRONOPAR, Barra do Garças (Abstract).
- DELLA FÁVERA JC & MALMANN MEDEIROS MA (2007) Gestalt psychology and the recognition of complex sedimentary structures in geology. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 841-847.
- DEMKO TM (1990) Paleogeography and depositional environments of the lower Mary Lee coal zone, Pottsville Formation, Warrior Basin, northwestern Alabama. M.S. thesis, Auburn University, Alabama, USA.
- DEMKO TM & GASTALDO RA (1992) Paludal environments of the Mary Lee coal zone, Pottsville Formation, Alabama: stacked clastic swamps and peat mires. *International Journal of Coal Geology* 20, 23-47.
- DEMKO TM & GASTALDO RA (1996) Eustatic and autocyclic influences on deposition of the lower Pennsylvanian Mary Lee coal zone, Warrior Basin, Alabama. *International Journal of Coal Geology* 31, 3-19.
- DEMKO TM, JIRIKOWIC J & GASTALDO RA (1991) Tidal cyclicity in the Pottsville Formation, Warrior Basin, Alabama: Sedimentology and time-series analysis of an interlaminated sandstone-mudstone interval. *Geological Society of America Abstracts with Program* 23, 287.
- DE RAAF JFM, BOERSMA JR & VAN GELDER A (1977) Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology* 24, 451-483.
- DEVUYST F-X, HANCE L, HOU H, WU X, TIAN S, COEN M & SEVASTOPULO G (2003) A proposed global stratotype section and point for the base of the Visean Stage (Carboniferous): The Pengchong Section, Guanggzhi, south China. *Episodes* 26, 105-115.
- DIESSEL CFK (1992) *Coal-Bearing Depositional Systems*. Berlin.
- DIMICHELE WA & FALCON-LANG HJ (2011) Pennsylvanian 'fossil forests' in growth position (T° assemblages): origin, taphonomic bias and palaeoecological insights. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 585-605.
- DIMICHELE WA & GASTALDO RA (2008) Plant paleoecology in deep time. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 95, 144-198.
- DONOVAN SK & PICKERILL RK (1997) Dropstones: their origin and significance: a comment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 131, 175-178.
- DUFF PMD (1998) *Holmes' Principles of physical geology*. Cheltenham, 4th ed. (reprint).

- DUNHAM RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Ass. Petrol. Geol.* **1**, 108-121.
- EAGER RMC (1974) Shape of shell *Carbonicola* in relation to borrowing. *Lethaia* **7**, 219-238.
- EAGER RMC (2005) Non-marine and limnic bivalves. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) *Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanien) in Deutschland*. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* **254**, 55-85.
- EINSELE G (2000) *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 2nd ed., Berlin.
- EINSELE G, RICKEN W & SEILACHER A (1991) Cycles and Events in Stratigraphy – Basic Concepts and terms. In: EINSELE G, RICKEN W & SEILACHER A (Eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin Heidelberg, 1-22.
- EISBACHER GH (1988) *Nordamerika. Geologie der Erde, Band 2*. Stuttgart.
- ELICKI O & BREITKREUZ C (2016) *Die Entwicklung des Systems Erde*. Berlin Heidelberg.
- EKDALE AA & BROMLEY RG (2001) Bioerosional innovation for living in carbonate hardgrounds in the Early Ordovician of Sweden. *Lethaia* **34**, 1-12.
- EMBRY AF & KLOVAN EJ (1972) Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau* **61**, 672-686.
- EMERSON NR, LUDVIGSON GA, WITZKE BJ, SCHNEIDER CL, GONZÁLES LA & CARPENTER SJ (2005a) Stop 1 – The Breuning Rock Products, Inc. Quarry on Iowa State Hwy 9. In: LUDVIGSON GA & BUNKER BJ (eds.) *Facets of the Ordovician geology of the Upper Mississippi Valley region*. Iowa Geological Survey Guidebook Series **24**, 95-104.
- EMERSON NR, LUDVIGSON GA, WITZKE BJ, SMITH EA, GONZÁLES LA & CARPENTER SJ (2005b) Stop 5 – The Fred Carlson C., LLC Locust Quarry west of Locust, Iowa. In: LUDVIGSON GA & BUNKER BJ (eds.) *Facets of the Ordovician geology of the Upper Mississippi Valley region*. Iowa Geological Survey Guidebook Series **24**, 115-122.
- ERIKSSON ME & CALNER M (eds.) 2005 *The Dynamic Silurian Earth*. Subcommission on Silurian Stratigraphy, Field Meeting 2005. Field Guide and Abstracts. *Sveriges Geologiska Undersökning Rapport och Meddelanden* **121**.
- ERIKSSON ME, LINDSKOG A, CALNER M, MELLGREN JIS, BERGSTRÖM SM, TERFELT F & SCHMITZ B (2012) Biotic dynamics and carbonate microfacies of the conspicuous Darriwilian (Middle Ordovician) 'Täljsten' interval, south-central Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **367**, 89-103.
- EROS JM, MONTAÑEZ IP, OSLEGER DA, DAVYDOV VI, NEMYROVSKA TI, POLETAEV VI & ZHYKALYAK MV (2012) Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **313-314**, 1-15.
- Expedition 341 Scientists (2014) *Southern Alaska Margin: Interactions of tectonics, climate, and sedimentation*. IODP Prel. Rept. **341**; doi:10.2204/iodp.pr.341.2014.
- EYLES N & JANUSZCZAK N (2004) 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews* **65**, 1-73.
- FALCON-LANG HJ, BENTON MJ, BRADY SJ & DAVIES SJ (2006) The Pennsylvanian tropical biome reconstructed from the Joggins Formation of Canada. *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 561-576.
- FALCON-LANG HJ & CALDER JH (2004) UNESCO World Heritage and the Joggins cliffs of Nova Scotia. *Geology Today* **20**, 140-144.
- FANNING CM, PANKHURST RJ, RAPELA CW, BALDO EG, CASQUET C & GALINDO C (2004) K-bentonites in the Argentine Pre-cordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian Arc. *Journal of the Geological Society* **161**, 747-756.
- FAURE G & MENSING TM (2005) *Isotope Principle and Applications*. 3rd Edition, Hoboken, N. J.
- FEARNSIDES WG (1910) The Tremadoc slates and associated rocks of south-east Carnarvonshire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* **66**, 142-188.
- FERGUSON L (1970) Sedimentary Evidence for the Allochthonous Origin of *Stigmara*, Carboniferous, Nova Scotia: Discussion. *Geological Society of America Bulletin* **81**, 2531-2254.
- FIERSTEIN J & HILDRETH W (1992) The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology* **54**, 646-684.
- FISHER RV (1965) Settling velocity of glass shards. *Deep-Sea Research* **12**, 345-353.
- FLÜGEL E (1978) *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. Berlin Heidelberg New York.
- FLÜGEL E (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Berlin Heidelberg New York.
- FOLK RL (1959) Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull.* **43**, 1-38.
- FOLK RL (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: PRAY LC & MURRAY RC (Eds.) *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. *SEPM Spec. Publ.* **13**, 14-48.
- FOLK RL (1973) Carbonate petrography in the post-Sorbian age. In: GINSBURG RN (Ed.) *Evolving concepts in Sedimentology*, 118-158.

- FORTEY NJ, MERRIMAN RJ & HUFF WD (1995) Silurian and Late Ordovician K-bentonites as a record of late Caledonian volcanism in the British Isles. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh – Earth Sciences* 86, 167-180.
- FRANKE W, COCKS LRM & TORSVIK TH (2017) The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research* 48, 257-284.
- FÜCHTBAUER H & MÜLLER G (1977) *Sediment-Petrologie Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine*. 3. Auflage, Stuttgart.
- GAO Q, ZHANG N, XIA W, FENG Q, CHEN Z-Q, ZHENG J, GRIFFIN WL, O'REILLY SY, PEARSON NJ, WANG G, WUA S, ZHONG W, SUN X (2013) Origin of volcanic ash beds across the Permian-Triassic boundary, Daxiakou, South China: Petrology and U-Pb age, trace elements and Hf-isotope composition of zircon. *Chemical Geology* 360/361, 41-53.
- GASTALDO RA & DEMKO TM (2010) Long term hydrology controls the plant fossil record. In: ALLISON PA & BOTTJER DJ (eds) *Taphonomy: Processes and Bias Through Time*, 2nd Edition. *Topics in Geobiology* 32, 249-286.
- GASTALDO RA & STAUB JR (1999) A mechanism to explain the preservation of leaf litter lenses in coals derived from raised mires. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149, 1-14.
- GASTALDO RA, STEVANOVIC-WALLS I & WARE WN (2004) Erect forests are evidence for coseismic base-level changes in Pennsylvanian cyclothems of the Black Warrior Basin, U.S.A. In: PASHIN JC & GASTALDO RA (eds.) *Sequence stratigraphy, paleoclimate, and tectonics of coal-bearing strata*. *AAPG Studies in Geology* 51, 219-238.
- GEIGER M (1999) An explanation of the Geological Map 1:10000 of the Namibian borderland along the Orange River at Zwartbas, Warmbad District, Karas Region, Namibia. *Dipl.-Kart.*, Würzburg.
- GEIGER M (2000) The geology of the southern Warmbad Basin Margin – Tephrostratigraphy, age, fossil record and sedimentary environment of Carboniferous-Permian clacigenic deposits of the Dwyka Group. Zwartbas, southern Namibia. *Dipl.-Arb.*, Würzburg.
- GEYER G, ELICKI O, FATKA O & ZYLINSKA A (2008) Cambrian. In: MCCANN T (ed.) *The Geology of central Europe*. Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic. Bath, 155-202.
- GLEN JMG, NOMADE S, LYONS JJ, METCALFE I, MUNDIL R & RENNE PR (2009) Magnetostratigraphic correlations of Permian-Triassic marine-to-terrestrial sections from China. *Journal of Asian Earth Sciences* 36, 521-540.
- GÖTZ AE (2019) Late Palaeozoic energy resources of Gondwana – archives of climate change that power the world. In: HARTENFELS S, HERBIG H-G, AMLER MRW & ARETZ M (Eds.) *Abstracts, 19th International Congress on the Carboniferous and Permian*, Cologne, July 29 – August 2, 2019. *Kölner Forum Geol. Paläont.* 23, 13-14.
- GOLDHAMMER RK, OSWALD EJA & DUNN PA (1991) Hierarchy in stratigraphic forcing: Example from the Middle Pennsylvanian shelf carbonates of the Paradox basin. In: FRANSEEN FK, WATNEY WL, KENDALL CGST & ROSS W (eds.) *Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition*. *Kansas Geological Survey Bulletin* 233, 361-413.
- GOLDHAMMER RK, OSWALD EJA & DUNN PA (1994) High-frequency, glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox basin: an evaluation of Milankovitch forcing. *IAS, Special Publication* 19, 243-283.
- GOLDMAN D, LESLIE SA, NOLVAK J, YOUNG SA, BERGSTRÖM SM & HUFF WD (2007) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Katian Stage of the Upper Ordovician series at Black Knob Ridge, southeastern Oklahoma, USA. *Episodes* 30, 258-270.
- GOUWY S (2004) *The Graphic Correlation Method as a tool for integrated stratigraphy – application to the uppermost Emsian-lowermost Famennian (Devonian) from the Ardenne area (Belgium–N-France) and correlation with the Eastern Anti-Atlas (Morocco) and the New York area (N-America)*. Unveröffentl. Diss., Universität von Leuven (Belgien).
- GOUWY S & GOOLAERTS S (2015) Upper Frasnian deposits at the Lahonry quarry (Lompret, Belgium): conodont biostratigraphy, microvertebrates and bentonites. In: MOTTEQUIN B, DENAYER J, KÖNIGSHOF P., PRESTIANNI C & OLIVE S. (eds.) *IGCP 596 – SDS Symposium (Brussels, September 2015), Abstracts*. *STRATA série 1*, vol. 16, 63.
- GRADSTEIN FM (2012) Introduction. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *The Geologic Time Scale 2012*. Volume 1, 1-30. Oxford Amsterdam.
- GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) (2012) *The Geologic Time Scale 2012*. Volume 1/2, Oxford Amsterdam.
- GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) (2020) *Geologic Time Scale 2020*. Volume 1/2, Oxford Amsterdam.
- GRAHN Y & NÖLVAK H (2007) Ordovician Chitinozoa and biostratigraphy from Skane and Bornholm, southernmost Scandinavia – An overview and update. *Bulletin of Geosciences* 82, 11-26.
- GREB SF (2013) Coal more than a resource: Critical data for understanding a variety of earth-science concepts. *International Journal of Coal Geology* 118, 15-32.
- GREB SF, EBLE CF, HOWER JC & ANDREWS WM (2002) Multiple-bench architecture and interpretations of original mire phases – Examples from the Middle Pennsylvanian of the Central Appalachian Basin, USA. *International Journal of Coal Geology* 49, 147-175.

- GRIFFIS NP, MUNDIL R, MONTANEZ IP, ISBELL J, FEDORCHUK N, VESELY F, IANNUZZI R & YIN Q-Z (2018) A new stratigraphic framework built on U-Pb single-zircon TIMS ages and implications for the timing of the penultimate icehouse (Paraná Basin, Brazil). *GSA Bulletin* 130, 848-858.
- GRILL H (1997) The Permo-Carboniferous glacial to marine Karoo record in southern Namibia: sedimentary facies and sequence stratigraphy. *Beringeria* 19, 1-98.
- GRIMM MC, PIECHA M, PRICK R & JOACHIMSKI MM (2008) Höheres Mitteldevon und Oberdevon der Prümer Mulde (Givetium bis tiefes Famennium/Eifel). In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) *Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 52, 375-391.
- GROSCHOFF P & HAUFF R (1951) Untergegangene Wälder der Vorzeit im Donautal bei Ulm. *Schwäb. Heimat* 5, 196-199.
- GUERRA-SOMMER M, CAZZULO-KLEPZIG M, LAQUINTINIE FORMOSO ML, MENEGAT R & MENDONÇA FO JG (2008a) U-Pb dating of tonstein layers from a coal succession of the southern Parana Basin (Brazil): A new geochronological approach. *Gondwana Research* 14, 474-482.
- GUERRA-SOMMER M, CAZZULO-KLEPZIG M, MENDONÇA FILHO JG, DEGANI-SCHMIDT I, JASPER A, MENEGAT R & SIMAS MW (2012) Integration of geochronologic, paleobotanical and organic matter studies in gondwanan tonstein (Sakmarian, Paraná Basin, Brazil). In: LOPES FC, ANDRADE AI, HENRIQUES MH, QUINTA-FERREIRA M, BARATA MT & PENNA DOS REIS R (eds.) *Para Conhecer a Terra: Memórias e Notícias de Geociências no espaço lusófono*. Universidade de Coimbra, 123-131.
- GUERRA-SOMMER M, CAZZULO-KLEPZIG M, MENEGAT R, LAQUINTINIE FORMOSO ML, STIPP BASEI MA, BARBOZA EG & SIMAS MW (2008b) Geochronological data from the Faxinal coal succession, southern Parana Basin, Brazil. A preliminary approach combining radiometric U-Pb dating and palynostratigraphy. *Journal of South American Earth Sciences* 2, 246-256.
- GUERRA-SOMMER M, CAZZULO-KLEPZIG M, SCHNEIDER SANTOS JO, HARTMANN LA, KETZER JM & LAQUINTINIE FORMOSO ML (2008c) Radiometric age determination of tonsteins and stratigraphic constraints for the Lower Permian coal succession in southern Parana Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology* 74, 13-27.
- GUILLOT F, LASALLE S, DECONINCK J-F, PELLENARD P, AVERBUCH O, PAQUETTE J-L, HERBOSCH A & DEVLEESCHOUWER X (2006) Typologie du zircon des bentonites du Frasnien (carrière du Lion, Belgique): utilité avant la datation U-Pb. *Géologie de la France* 1-2/2006, 59-63.
- HAGEMANN F & SPJELDNÆS N (1955) The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway: 6. Notes on bentonites (K-bentonites) from the Oslo-Asker district. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 35, 29-52.
- HAMMER E, MORK MB & NAESS A (2010) Facies controls on the distribution of diagenesis and compaction in fluvial-deltaic deposits. *Marine and Petroleum Geology* 27, 1737-1751.
- HARLAND WB, ARMSTRONG RL, COX AV, CRAIG LE, SMITH AG & SMITH DG (1990) *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge.
- HARVEY THP, WILLIAMS M, CONDON DJ, WILBY PR, SIVETER DJ, RUSHTON AWA, LENG MJ & GABBOTT S (2011) A refined chronology for the Cambrian succession of southern Britain. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 705-716; doi: 10.1144/0016-76492010-031.
- HAUGHTON S (1878) Physical geology. *Nature* 18, 266-268.
- HAYNES JT (1994) The Ordovician Deicke and Millbrig K-bentonite beds of the Cincinnati Arch and southern Valley and Ridge Province. *Geological Society of America Special Paper* 290, 1-80.
- HE B, ZHONG Y-T, XU Y-G & LI X-H (2014) Triggers of Permo-Triassic boundary mass extinction in South China: The Siberian Traps or Paleo-Tethys ignimbrite flare-up? *Lithos* 204, 258-267.
- HE J (1985) Discovery of microsphaerules from Permian-Triassic mixed fauna bed No. 1 of Meishan in Changxing, Zhejiang and its significance. *J. Stratigraphy* 9, 293-297.
- HENDERSON C (2017) Email from 16. October 2016. In: ANGIOLINI L (ed.) Discussion on the updated version of the Sakmarian-base GSSP proposal published in *Permophiles* 63 (October, 2016). *Permophiles* 64, 5-6.
- HESS JC, LIPPOLT HJ & BURGER K (1999) High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum dating on sanidine from the Donets Basin, Ukraine: Evidence for correlation problems in the Upper Carboniferous. *J. Geol. Soc.* 156, 527-533.
- HESS S, KUHN W, HILL S, KAMINSKI MA, HOLBOUTN A & DE LEON M (2001) Monitoring the recolonization of the Mt Pinatubo 1991 ash layer by benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 43, 119-142.
- HETHERINGTON AJ, BERRY CM & DOLANA L (2016) Networks of highly branched stigmarian rootlets developed on the first giant trees. *PNAS* 113, 6695-6700.
- HILDRETH W (1983) The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 18, 1-55.
- HILDRETH W & FIERSTEIN J (2012) The Novarupta-Katmai eruption of 1912 – largest eruption of the twentieth century; centennial perspectives. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1791.
- HIMMLER T, FREIWALD A, STOLLHOFEN H & PECKMANN J (2008) Late Carboniferous hydrocarbon-seep carbonates from the glaciomarine Dwyka Group, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257, 185-197.

- HINNOV LA & HILGEN FJ (2012) Cyclostratigraphy and Astrochronology. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *A Geologic Time Scale 2012*. Volume 1, Oxford Amsterdam, 63-84.
- HINNOV LA & OGG JG (2007) Cyclostratigraphy and the astronomical time scale: *Stratigraphy* 4, 239-251.
- HINTS L, MÄNNIK P, HINTS O & HINTS R (2008) Discovery of the Ordovician Kinnekulle K-bentonite at the Pöösaspea cliff, NW Estonia. *Estonian Journal of Earth Sciences* 57, 192-196.
- HISTON K, KLEIN P, SCHÖNLAUB HP & HUFF WD (2007) Lower Palaeozoic K-Bentonites from the Carnic Alps, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100, 26-42.
- HOBLITT RP, WOLFE EW, COUCHMAN MR, PALLISTER JS & JAVIER D (1996) The preclimactic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 457-511.
- HOLASEK RE, SELF S & WOODS AW (1996) Satellite observations and interpretation of the 1991 Mount Pinatubo eruption plumes. *Jour. Geophys. Res.* 101, 27635-27655.
- HOLLAND CH (1982) The State of Silurian Stratigraphy. *Episodes* 5/3, 21-23.
- HOLLAND CH (1985) Series and Stages of the Silurian System. *Episodes* 8/2, 101-103.
- HOLMES A (1911) The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. *Proceedings of the Royal Society, Ser. A*, 85, 248-256.
- HOLMES A (1913) *The Age of the Earth*. London.
- HOLMES A (1931) Radioactivity and Geological Time. In: *Physics of the Earth IV. The Age of the Earth*. Bulletin of the National Research Council 80, 124-459.
- HOLMES A (1947) The construction of a geological time-scale. *Transactions of the Geological Society of Glasgow* 21, 117-152.
- HOLMES A (1959) A revised geological time-scale. *Transactions of the Edinburgh Geological Society* 17, 183-216.
- HOWER JC & EBLE CF (1995) Palynologic, petrographic and geochemical characteristics of the Manchester coal bed in Eastern Kentucky. *International Journal of Coal Geology* 27, 249-278.
- HUANG C, TONG J, HINNOV L & CHEN ZQ (2011) Did the great dying of life take 700 k.y.? Evidence from global astronomical correlation of the Permian-Triassic boundary interval. *Geology* 39, 779-782.
- HUFF WD (2008) Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlating ancient tephras. *Quaternary International* 178, 276-287.
- HUFF WD (2016) K-bentonites: A review. *American Mineralogist* 101, 43-70.
- HUFF WD, BERGSTRÖM SM & KOLATA DR (1992) Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology* 20, 875-878.
- HUFF WD, BERGSTRÖM SM & KOLATA DR (2000) Silurian K-bentonites of the Dniester Basin, Podolia, Ukraine: *Journal of the Geological Society of London* 157, 493-504.
- HUFF WD, BERGSTRÖM SM & KOLATA DR (2010) Ordovician explosive volcanism. In: FINNEY SC & BERRY WBN (eds.) *The Ordovician Earth System*. The Geological Society of America, Special Paper 466, 13-28.
- HUFF WD, DAVIS D, BERGSTRÖM SM, KREKELER MPS, KOLATA DR & CINGOLANI C (1997) A biostratigraphically well-constrained K-bentonite U–Pb zircon age of the lowermost Darriwilian State (Middle Ordovician) from the Argentine Precordillera. *Episodes* 20, 29-33.
- HUFF WD, MÜFTÜOĞLU E, KOLATA DR & BERGSTRÖM SM (1999) K-bentonite bed preservation and its event stratigraphic significance. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica* 43, 491-493.
- HUMMEL K (1942) Gibt es eine geschichtliche Entwicklung der Naturgesetze? *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 94, 183-192.
- ICKERT RB, MUNDIL R, MAGEE CW & MULCAHY SR (2015) The U-Th-Pb systematics of zircon from the Bishop Tuff: A case study in challenges to highprecision Pb/U geochronology at the millennial scale. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 168, 88-110.
- ISELL JI, COLE DI & CATUNEANU O (2008) Carboniferous-Permian glaciations in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. In: FIELDING CR, FRANK TD & ISELL JI (eds.) *Resolving the late Paleozoic ice age in time and space*. GSA Special Papers 441, 71-82.
- ISOZAKI Y, YAO J, MATSUDA T, SAKAI H, JI Z, SHIMIZU N, KOBAYASHI N, KAWAHATA H, NISHI H, TAKANO M & KUBO T (2004) Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and Lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China. *Proceedings of the Japan Academy* 80, 10-16 (Series B).
- IZART A, BRIAND C, VASLET D, VACHARD D, COQUEL R & MASLO A (1996) Stratigraphy and sequence stratigraphy of the Moscovian in the Donets Basin. *Tectonophysics* 268, 189-209.
- IZART A, SACHSENHOFER RF, PRIVALOV VA, ELIE M, PANOVA EA, ANTSEFEROV VA, ALSAAB D, RAINER T, SOTIROV A, ZDRAVKOV A & ZHYKALYAK MV (2006) Stratigraphic distribution of macerals and biomarkers in the Donets Basin: implications for paleoecology, paleoclimatology and eustasy. *International Journal of Coal Geology* 66, 69-107.

- IZART A, STEPHENSON R, VAI GB, VACHARD D, LE NINDRE Y, VASLET D, FAUVEL P-J, SÜSS P, KOSSOVAYA O, ZHONGQUIANG C, MASLO A, STOVBA S (2003) Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196, 59-84.
- IZART A & VACHARD D (1994) Tectonic subsidence, eustacy and control of the sequences in the Namurian and Westphalian basins of the western Europe, CIS and USA. *Bulletin de la Société géologique de France* 165, 499-514.
- IZART A, VACHARD D, VASLET D & MASLO A (2002) Sedimentology of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the Dniepr and Donets basins. In: HILLS LV, HENDERSON CM & BAMBER EW (Eds.) *Carboniferous and Permian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 19, 120-143.
- JABLOKOV VS, BOTVINKINA LN & FEOFILOVA AP (1960) Sedimentation in the Carboniferous and the significance of alluvial deposits. *Compte Rendu, Quatrième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Heerlen, 1958, volume 1, 293-300.
- JAFFEY AH, FLYNN KF, GLENDENIN LE, BENTLEY WC & ESSLING AM (1971) Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review C* 4, 1889-1906.
- JÄGER H (1991) New standard graptolite zonal sequence after the 'Big Crisis' at the Wenlockian/Ludlowian boundary (Silurian). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 182, 303-354.
- JEPSSON L & CALNER M (2003) The Silurian Mulde event and a scenario for secundo-secundo events. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 93, 135-154.
- JERRETT RM, DAVIES RC, HODGSON DM, FLINT SS & CHIVERRELL RC (2011) The significance of hiatal surfaces in coal seams. *Journal of the Geological Society, London*, 168, 629-632.
- JESSEN W (1955) Das Ruhrkarbon (Namur C ob. – Westfal C) als Beispiel für extratellurisch verursachte Zyklizitäts-Erscheinungen. *Geol. Jb.* 71, 1-20.
- JESSEN W (1961) Zur Sedimentologie des Karbon mit Ausnahme seiner festländischen Gebiete. *Compte Rendu, Quatrième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, Heerlen, 1958, volume 2, 307-322.
- JI Z, YAO J, ISOZAKI Y, MATSUDA T, WU G (2007) Conodont biostratigraphy across the Permian-Triassic boundary at Chaotian, in northern Sichuan, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 39-55.
- JIANG H, LAI X, LUO G, ALDRIDGE RA, ZHANG K & WIGNALL PB (2007) Restudy of conodont zonation and evolution across the P/T boundary at Meishan section, Changxing, Zhejiang, China, environmental and biotic changes during the Paleozoic-Mesozoic transition. *Global and Planetary Change* 55, 39-55.
- JIANG H, LAI X, YAN C, ALDRIDGE RA, WIGNALL PB & Sun Y (2011) Revised conodont zonation and conodont evolution across the Permian-Triassic boundary at the Shangsi section, Guangyuan, Sichuan, South China. *Global and Planetary Change* 77, 103-115.
- JIN Y, WANG Y, HENDERSON C, WARDLAW BR, SHEN S & CAO C (2006) The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of Changhsingian Stage (Upper Permian). *Episodes* 29, 175-182.
- JIN YG, WANG Y, WANG W, SHANG QH, CAO CQ & ERWIN DH (2000) Pattern of Marine Mass Extinction Near the Permian-Triassic Boundary in South China. *Science* 289, 432-436.
- JOURDAN F, MARK DF & VERATI C (2014) Advances in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: from archaeology to planetary sciences – introduction. In: JOURDAN F, MARK DF & VERATI C (Eds.) *Advances in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: from archaeology to planetary sciences*, 1-8; doi: 10.1144/SP378.24.
- KAIHO K, CHEN Z-Q, KAWAHATA H, KAJIWARA Y & SATO H (2006) Close-up of the end-Permian mass extinction horizon recorded in the Meishan section, South China: Sedimentary, elemental, and biotic characterization and a negative shift of sulfate sulfur isotope ratio. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 396-405.
- KAMO SL, CZAMANSKE GK & KROGH TE (1996) A minimum U-Pb age of the Siberian flood-basalt volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3505-3511.
- KÄSER A (1998) Vulkanische Aschen im südlichen Afrika. *Pressemitteilung der Julius-Maximilians-Universität Würzburg vom 04. 03. 1998*.
- KAUFMANN B, TRAPP E & MEZGER K (2004) The numerical age of the late Frasnian (Late Devonian) Kellwasser horizons – a new U-Pb zircon date from Steinbruch Schmidt (Kellerwald, Germany). *J. Geol.* 112, 495-501.
- KAUFMANN B, TRAPP E, MEZGER K & WEDDIGE K (2005) Two new Emsian (early Devonian) U-Pb zircon ages from volcanic rocks of the Rheinisch Massif (Germany): implications for the Devonian time scale. *Journal of the Geological Society, London* 162, 363-371.
- KAY M (1955) Sediments and subsidence through time. In: POLDERVAART A (ed) *Crust of the Earth. A Symposium*. Geological Society of America, Special Paper 62, 665-684.
- KELLER M (1999) Argentine Precordillera: sedimentary and plate tectonic history of a Laurentian crustal fragment in South America: Geological Society of America, Special Paper 341, 1-131.

- KELLER M, CANAS F, LEHNERT O & VACCARI NE (1994) The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. *Newsletter Stratigraphy* 31, 115-132.
- KELLER M & FLÜGEL E (1996) Early Ordovician reefs from Argentina: Stromatoporoid vs. stromatolite origin. *Facies* 34, 177-192.
- KERSHAW S (1994) Classification and geological significance of biostromes. *Facies* 31, 81-92.
- KERSHAW S, LI Y & GUO L (2007) Micritic fabrics define sharp margins of Wenlock patch reefs (middle Silurian) in Gotland and England. In: ALVARO JJ, ARETZ M, BOULVAIN F, MUNNECKE A, VACHARD D & VENNIN E (eds) *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Control*. Geological Society, London, Special Publications 275, 87-94.
- KIPLI T, BATCHELOR RA, BERNAL JP, COWING C, HAGEL-BRUNNSTROM M, INGHAM MN, JOHNSON D, KIVISILLA J, KNAACK C, KUMP P, LOZANO R, MICHIELS D, ORLOVA K, PIRRUS E, ROUSSEAU RM, RUZICKA J, SANDSTROM H & WILLIS JP (2000) Seven sedimentary rock reference samples from Estonia. *Oil Shale* 17, 215-223.
- KIPLI T, KALLASTE T, KLEESMENT A & NIELSEN AT (2009) Corroded hydrothermal quartz in Ordovician altered volcanic ash beds of the Baltoscandian Region. *Estonian Journal of Earth Sciences* 58, 268-272.
- KIPLI T, KALLASTE T, NIELSEN A, SCHOVSBO N & SIIR S (2014) Geochemical discrimination of the Upper Ordovician Kinnekulle Bentonite in the Billegrav-2 drill core section, Bornholm, Denmark. *Estonian Journal of Earth Sciences* 63, 264-270.
- KIPLI T, KIPLI E, KALLASTE T, HINTS R, SOMELAR P & KIRSIMÄE K (2007) Altered volcanic ash as an indicator of marine environment, reflecting pH and sedimentation rate – example from the Ordovician Kinnekulle bed of Baltoscandia. *Clays and Clay Minerals* 55, 177-188.
- KIPLI T, RADZEVIČIUS S, KALLASTE T, MOTUZA T, JEPSSON L & WICKSTRÖM LM (2008) Wenlock bentonites in Lithuania and correlation with bentonites from sections in Estonia, Sweden and Norway. *GFF* 130, 203-210.
- KIRSCH H & HALLBAUER D (1960) Über das Vorkommen von Sanidin in einem Tonstein des Ruhrkarbons. *N. Jb. Miner., Mh.* 3, 52-57.
- KLAPPER G, FEIST R & HOUSE MR (1987) Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. *Episodes* 10, 97-101.
- KLUSEMANN H & TEICHMÜLLER R (1954) Begrabene Wälder im Ruhrkohlenbecken. *Natur und Volk* 84, 373-382.
- KNIGHT WC (1897) Mineral soap. *Engineering and Mining Journal* 63, 600-601.
- KNIGHT WC (1898) Bentonite. *Engineering and Mining Journal* 66, 491.
- KNOFF A (1931) The Age of the Earth. Summary of Principal Results. In: *Physics of the Earth IV. The Age of the Earth*. Bulletin of the National Research Council 80, 3-9.
- KOBAYASHI T (1937) The Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. *Faculty of Science Journal, Imperial University of Tokyo, section II, Geology, Mineralogy, Geography, Seismology* 4, 369-522.
- KOLATA DR, FROST JK & HUFF WD (1986) K-bentonites of the Ordovician Decorah Subgroup, upper Mississippi Valley: Correlation by chemical fingerprinting. *Illinois State Geological Survey Circular* 537, 1-10.
- KOLATA DR, HUFF WD & BERGSTRÖM SM (1996) Ordovician K-bentonites of Eastern North America. *The Geological Society of America, Special Paper* 313, 1-84.
- KOLATA DR, HUFF WD & BERGSTRÖM SM (1998): Nature and regional significance of unconformities associated with the Middle Ordovician Hagan K-bentonite complex in the North American midcontinent. *Geological Society of America Bulletin* 110, 723-739.
- KÖNIGER S, LORENZ V, STOLLHOFEN H & ARMSTRONG RA (2002) Origin, age and stratigraphic significance of distal fallout ash tuffs from the Carboniferous-Permian continental Saar-Nahe Basin (SW Germany). *Int. Journal of Earth Sciences* 91, 341-356.
- KOTULLA M (2015) Sedimentfolgen und ihre Interpretation: Zyклоstratigraphie und das Milankovich-Zyklus-Syndrom. *W+W Special Paper G-15-1*, Bayersbronn.
https://www.wort-und-wissen.org/wp-content/uploads/g-15-1_zyklostratigraphie_und_milankovitch-zyklen.pdf
- KOTULLA M (2017) Salzlagerstätten: War das Mittelmeer einst ausgetrocknet? *Studium Integrale Journal* 24, 22-30. <http://www.si-journal.de/jg24/heft1/sij241-3.pdf>
- KOTULLA M (2019) Verkohlte Baumstämme in Tephra-Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans: Neue Radiokarbonbestimmungen und ihre Altersinterpretation. *W+W Special Paper G-19-1*, Bayersbronn.
https://www.wort-und-wissen.org/wp-content/uploads/g-19-1_radiokarbon.pdf
- KOYAGUCHI T & TOKUNO M (1993) Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 55, 85-96.
- KOZUR (2003) Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to stage/substage subdivisions and the numeric age of the Triassic stages. *Albertiana* 28, 57-74.
- KOZUR HW & BACHMANN GH (2005) Marine biostratigraphy and event stratigraphy around the Permian-Triassic Boundary (PTB) in Iran and its correlation with the continental biostratigraphy and event stratigraphy in the

- Germanic Basin. In: LUCAS SG & ZEIGLER KE (Eds.) *The Nonmarine Permian*. New Mexico Museum of Natural History & Science, Bulletin 30, 154-158.
- KROGH TE (1982) Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 145, 637-649.
- KRÖMMELBEIN K (1976) *Brinkmanns Abriß der Geologie*. Band II. Historische Geologie. 10./11. Auflage, Stuttgart.
- KUKUK P (1938) *Geologie des Niederrheinsich-Westfälischen Steinkohlengebietes*. Textband, Berlin.
- KUKUK P & HAHNE C (1962) *Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebirges (Ruhrreviers)*. Herne.
- KUNK M, BERGSTRÖM S & SUTTER J (1986) A comparison of Middle Ordovician bentonites in Sweden and North America using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum dating techniques. *Terra Cognita* 6, 141.
- KUNK MJ & SUTTER JF (1984) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum dating of biotite from Middle Ordovician bentonites, eastern North America. In: BRUTON DL (ed.) *Aspects of the Ordovician System*. Paleontological Contributions from the University of Oslo 295, 11-22.
- LAI X, WANG W, WIGNALL PB, BOND DPG, JIANG H, ALI JR, JOHN EH & SUN Y (2008) Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 269, 78-93.
- LAI X, YANG F, HALLAM A & WIGNALL PB (1996) The Shangsi section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. In: YIN H (Ed.) *The Palaeozoic-Mesozoic boundary, candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary*. China Univ. Geosci. Press, Wuhan, 113-124.
- LANDING E (1996) Avalon: insular continent by the latest Precambrian. In: NANCE RD & THOMPSON MD (eds) *Avalonian and Related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. Geological Society of America, Special Papers 304, 29-64.
- LANDING E, BOWRING SA, DAVIDEK KL, RUSHTON AWA, FORTEY RA & WIMBELDON WAP (2000): Cambrian-Ordovician boundary age and duration of the Ordovician Tremadoc Series based on U-Pb zircon dates from Avalonain Wales. *Geological Magazine* 137, 485-494.
- LANDING E, BOWRING SA, DAVIDEK KL, WESTROP SR, GEYER G & HELDMAIER W (1998) Duration of the Early Cambrian: U-Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 329-338.
- LANDING E, GEYER G, BRASIER MD & BOWRING SA (2013) Cambrian Evolutionary Radiation: Context, correlation, and chronostratigraphy – Overcoming deficiencies of the first appearance datum (FAD) concept. *Earth-Science Reviews* 123, 133-172.
- LANDING E, GEYER G, BUCHWALD R & BOWRING SA (2015) Geochronology of the Cambrian: a precise Middle Cambrian U-Pb zircon date from the German margin of West Gondwana. *Geological Magazine* 152, 28-40.
- LANDING E, RUSHTON AWA, FORTEY RA & BOWRING SA (2015) Improved Geochronologic Accuracy and Precision for the ICS Chronostratigraphic Charts: Examples from the Late Cambrian-Early Ordovician. *Episodes* 38, 154-161.
- LANE HR, BRECKLE PL, BAESEMANN JF & RICHARDS B (1999) The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous; Arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes* 22, 272-283.
- LARGE DJ & MARSHALL C (2015) Use of carbon accumulation rates to estimate the duration of coal seams and the influence of atmospheric dust deposition on coal composition. In: SMITH DG, BAILEY RJ, BURGESS PM & FRASER AJ (eds) *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society, London, Special Publications, 404, 303-315.
- LASALLE S, GUILLOT F, AVERBUCH O, PELLENARD P, DECONINCK J-F, DEVLEESCHOUWER X & HERBOSCH A (2007b) Volcanic origin of K-Bentonite: criteria from zircons. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10519.
- LASALLE S, GUILLOT F, PAQUETTE J-L, AVERBUCH O, PELLENARD P, DECONINCK J-F, DEVLEESCHOUWER X & HERBOSCH A (2007a) Zircon U-Pb ages from late Frasnian K-bentonites of Frasnies (Belgium). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 08729.
- LAUFELD S (1974) Reference localities for palaeontology and geology in the Silurian of Gotland. *Sveriges Geologiska Undersökning C* 705, 1-172.
- LAUFELD S & BASSETT MG (1981) Gotland: the anatomy of a Silurian carbonate platform. *Episodes* 2, 23-27.
- LAWSON JD & WHITE DE (1989) The Ludlow Series in the type area. In: HOLLAND CH & BASSETT MG (eds.) *A Global Standard for the Silurian System*. National Museum of Wales, Geological Series 9, 73-90.
- LEEDER MR, NAMI M, SCOTT AC & GARDINER A (1984) Studies on the sedimentology, palaeontology and palaeoecology of the Middle Coal Measures, (Westphalian B, Upper Carboniferous) at Swillington, Yorkshire. II. Centroclinal cross strata preserved around an in situ vertical tree trunk. *Transactions of the Leeds Geological Association* 10, 17-21.
- LESLIE SA & BERGSTRÖM SM (1997) Use of K-bentonite beds as time-planes for high-resolution lithofacies analysis and assessment of net rock accumulation rate: An example from the upper Middle Ordovician of eastern North America. *Geological Society of America Special Paper* 321, 11-21.

- LESLIE SA, BERGSTRÖM SM & HUFF WD (2006) Volcanic ash beds discovered in the upper Bromide Formation and Womble Shale (Ordovician) in Oklahoma: The westernmost occurrences of the Millbrig and Deicke K-bentonites? *Geological Society of America Abstracts with Programs* 38, 31.
- LEVENSHEIN ML (1963) Synonymic of coals and limestone in Donets Basin. In: KUZNETSOV IA (ed.) *Ugolnye basseiny i mestorozhdeniya yuga Evropeiskoi chasti SSSR (Donetskii bassein, Dneprovskii bassein, Lvovsko-Volynskii bassein, mestorozhdeniya zapadnykh oblastei Ukrainy i Moldavii, Belorussii, severnogo Kavkaza i Zakavkazya)*, 45-56. Gosgeolizdat, Moscow.
- LI ZS, ZHAN LP, DAI JY, JIN RG, ZHU XF, ZHANG JH, HUANG HQ, XU DY, YAN Z & LI HM (1989) Study on the Permian-Triassic biostratigraphy and event stratigraphy of northern Sichuan and southern Shaanxi. *Geological Memoirs Series* 29, Beijing. [in Chinesisch mit englischer Zusammenfassung]
- LIANG H (2002) End-Permian catastrophic event of marine acidification by hydrated sulfuric acid: Mineralogical evidence from Meishan Section of South China. *Chinese Science Bulletin* 47, 1393-1397.
- LINDSTRÖM M (1963) Sedimentary folds and the development of limestone in an early Ordovician sea. *Sedimentology* 2, 243-292.
- LINDSTRÖM M (1979) Diagenesis of Lower Ordovician hardgrounds in Sweden. *Geologica et Palaeontologica* 13, 9-30.
- LINDSKOG A, COSTA MM, RASMUSSEN CMØ, CONNELLY JN & ERIKSSON ME (2017) Refined Ordovician timescale reveals no link between asteroid breakup and biodiversification. *Nature Communications* 8; DOI: 10.1038/ncomms14066.
- LINOL B, CHERE N, MUEDI T, NENGOVHELA V & DE WIT MJ (2016) Deep Borehole Lithostratigraphy and Basin Structure of the Southern Karoo Basin Re-Visited. In: LINOL B & DE WIT MJ (Eds.) *Origin and Evolution of the Cape Mountains and Karoo Basin. Regional Geology Reviews*, 3-16.
- LIPPOLT HJ, HESS JC & BURGER K (1984) Isotopische Alter von pyroklastischen Sandsteinen aus Kaolin-Kohlesteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. *Fortschritte der Geologie von Rheinland und Westfalen* 32, 119-150.
- LIPPOLT HJ, HESS JC, RACZEK I & VENZLAFF V (1989) Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism II. Rb-Sr investigations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 9, 539-552.
- LOGAN WE (1845) A section of the Nova Scotia coal measures as developed at Joggins on the Bay of Fundy, in descending order, from the neighbourhood of the west Ragged Reef to Minudie, reduced vertical thickness. Appendix W: Geological Survey. *Journals of the Legislative Assembly of the Province of Canada* 4, Appendix W, 28-45.
- LOTZE F (1968) *Geologie. Sammlung Göschen, Band 13/13a*, Berlin.
- LUCAS SG (2013a) We Need a New GSSP for the Base of the Permian. *Permophiles* 58, 8-13.
- LUCAS SG (2013b) The Aidaralash GSSP – Reply to Davydov. *Permophiles* 58, 15-16.
- LUDWIG KR (2008) User's Manual for Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4. Berkeley, CA. [aktuelle, letzte Version: 4.15, unter: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html].
- LUTUGIN LI & STEPANOV PI (1913) Donets coal basin. In: Geological Committee, St. Petersburg (Eds.) *Coal Minings in Russia*, 112-143. [in Russisch]
- LÜTZNER H, KOWALCZYK G & SCHNEIDER JW (2012) Stratigraphische Korrelation der innervariscischen Rotliegendebcken in Deutschland. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. LÜTZNER & G. KOWALCZYK für die Subkommission Perm-Trias): *Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 61, 861-879.
- LYELL C (1881) Letter to his sister: July 30. In: LYELL KM (ed.) *Life, letters, and journals of Sir Charles Lyell, Bart.* London, Volume 2, 64-66.
- MACQUAKER JHS & BOHACS KM (2007) On the accumulation of mud. *Science* 318, 1734-1735.
- MANTEN AA (1971) Silurian reefs of Gotland. *Developments in Sedimentology* 13. Amsterdam London.
- MARR JE (1928) A possible chronometric scale for the graptolite-bearing strata. *Palaeobiologica* 1, 161-162.
- MARTIN GC (1913) The recent eruption of Katmai volcano in Alaska. *National Geographic Magazine* 24, 131-181.
- MATOS SLF, YAMAMOTO JK, RICCOMINI C, HACHIRO J & TASSINARI CCG (2001) Absolute dating of Permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research* 4, 421-426.
- MATTHES S (1983) *Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde.* Berlin Heidelberg.
- MATTINSON JM (2010) Analysis of the relative decay constant of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed-system natural zircon samples. *Chemical Geology* 275, 186-198.
- MAYNARD JR & LEEDER MR (1992) On the periodicity and magnitude of Late Carboniferous glacio-eustatic sea level changes. *J. Geol. Soc. London* 149, 303-311.

- MCCABE PJ (1984) Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: RAHMANI RA & FLORES RM (eds.) *Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences*. International Association of Sedimentologists Special Publication. Blackwell Scientific Publications 7, 13-42.
- MCCABE PJ (1987) Facies studies of coal and coal-bearing strata. In: SCOTT AC (ed.) *Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances*. Geological Society, London, Special Publication. Blackwell Scientific Publications 32, 51-66.
- MCCABE PJ (1991) Tectonic controls on coal accumulation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 162, 277-282.
- McFARLAN AC (1943) *Geology of Kentucky*. Lexington, Kentucky; University of Kentucky.
- MCKEE ED, CROSBY EJ & BERRYHILL HL JR (1967) Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 829-851.
- MCPHEE J (1983) *Annals of the Former World. Book 1: Basin and Range*. New York.
- MELCHIN MJ, SADLER PM & CRAMER BD (2012) The Silurian Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *A Geologic Time Scale 2012. Volume 1/2*, Oxford Amsterdam, 525-558.
- MENARD HW (1953) Pleistocene and Recent sediments from the floor of the northeastern Pacific Ocean. *Bull. Geol. Soc. Am.* 64, 1279-1294.
- MENNING M (1995) A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods: an integrated time analysis. In: SCHOLLE PA, PERYT TM & ULMER-SCHOLLE DS (Eds.) *The Permian of Northern Pangea, Vol. I*, Berlin, 77-97.
- MENNING M & Deutsche Stratigraphische Kommission (2012) *Erläuterung zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland Kompakt 2012*. Z. dt. Ges. Geowiss. 163, 385-409.
- MENNING M, GAST R, HAGDORN H, KÄDING KC, SZURLIES M & NITSCH E (2005) Zeitskala für Perm und Trias in der stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002, zyklusstratigraphische Kalibrierung der höheren Dyas und Germanischen Trias und das Alter der Stufen Radium bis Rhaetium 2005. *Newsl. Stratigr.* 41, 173-210.
- MENNING M, WEYER D, DROZDZEWSKI G & VAN AMEROM HWJ (1997) Carboniferous time scales revised 1997. *Carboniferous Newsletter* 15, 26-28.
- MENNING M, WEYER D, DROZDZEWSKI G, VAN AMEROM HWJ & Wendt I (2000) A Carboniferous Time Scale 2000: Discussion and Use of Geological Parameters as Time Indicators from Central and Western Europe. *Geol. Jahrb.* A156, 3-44.
- MIALL AD (2015) Updating uniformitarianism: stratigraphy as just a set of 'frozen accidents'. In: SMITH DG, BAILEY RJ, BURGESS PM & FRASER AJ (eds) *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society, London, Special Publications 404, 11-36.
- MILANI EJ, FACCINI UB, SCHERER CM, ARAÚJO LM, CUPERTINO JA (1998) Sequences and stratigraphy hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous Southern Brazil). *Bol. IG, USP, Série Científica* 29, 125-173.
- MILLS DAC & HULL JH (1976) *Geology of the Country Around Barnard Castle, Explanation of 1-inch Geological Sheet 32*. Institute of Geological Sciences, London.
- MÖLLER P (1986) *Anorganische Geochemie. Eine Einführung*. Berlin, Heidelberg.
- MOORE PD (1987) Ecological and hydrological aspects of peat formation. In: SCOTT AC (ed.) *Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances*. Geological Society, London, Special Publication. Blackwell Scientific Publications 32, 7-15.
- MORI J, WHITE RA, HARLOW DH, OKUBO P, POWER JA, HOBLITT RP, LAGUERTA EP, LANUZA A & BAUTISTA BC (1996) Volcanic earthquakes following the 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo: Strong seismicity during a waning eruption. In: NEWHALL CG & PUONGBAYAN RS (eds) *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Seattle, 339-350.
- MUNDIL R, LUDWIG KR, METCALFE I & RENNE PR (2004) Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons. *Science* 305, 1760-1763.
- MUNDIL R, METCALFE I, LUDWIG KR, RENNE PR, OBERLI P & NICOLL R (2001) Timing of the Permian-Triassic biotic crisis: implications from new U/Pb age data (and their limitations). *Earth and Planetary Science Letters* 187, 131-145.
- MUNDIL R, PALFY J, RENNE PR & BRACK P (2010) The Triassic time scale: new constraints and a review of geochronological data. In: LUCAS SG (ed.) *The Triassic Timescale*. Geological Society, London, Special Publications 334, 41-60.
- MUNNECKE A (1997) Bildung mikritischer Kalke im Silur auf Gotland. *Cour. Forsch.-Int. Senckenberg* 198, 1-131.
- MUNNECKE A (2015) Kalk-Mergel-Wechselfolgen. Ein Blick hinter die Kulissen. *Erlanger Beitr. Petr. Min.* 25, 25-39.
- MUNNECKE A & SAMTLIBEN C (1996) The formation of micritic limestones and the development of limestone-marl alternations in the Silurian of Gotland, Sweden. *Facies* 34, 159-176.
- MURAWSKI H & MEYER M (2010) *Geologisches Wörterbuch*. 12. Auflage, Stuttgart.
- MURCHISON RI (1839) *The Silurian system, founded on geological researches*. Part I, London.
- MURCHISON RI (1841) First sketch of the principal results of a second geological survey of Russia. *Phil. Mag., Ser.* 3, 19, 417-422.

- MURCHISON RI, DE VERNEUIL & VON KEYSERLING A (1845) The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. Vol. I. Geology. London.
- MUSICH LF & WESER OE (1971) (eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XVIII. [Leg 18; Honolulu, Hawaii to Kodiak, Alaska].
- NAYUDU YR (1964) Volcanic ash deposits in the Gulf of Alaska and problems of correlation of deep-sea ash deposits. *Marine Geology* 1, 194-212.
- NEWHALL CG, DAAG AS, DELFIN JR FG, HOBLITT RP, MCGEEHIN J, PALLISTER JS, REGALADO TM, RUBIN M, TUBIANOSA BS, TAMAYO JR RA & UMBAL JV (1996) Eruptive history of Mount Pinatubo. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Seattle, 165-195.
- NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (1996) (eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle.
- NICOLL RS, METCALFE I & CHENG-YUAN W (2002) New species of the conodont Genus *Hindeodus* and the conodont biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 609-631.
- NORDMAYER N (1977) Die Trilobiten des skandinavischen Paläozoikums und ihre Begleitfauna. *Arbeitskreis Paläontologie Hannover* 1/1977, 1-13.
- OBERBECK VR, MARSHALL JR & AGGARWAL H (1993a) Impacts, tillites, and the breakup of Gondwanaland. *Journal of Geology* 101, 1-19.
- OBERBECK VR, MARSHALL JR & AGGARWAL H (1993b) Impacts, tillites, and the breakup of Gondwanaland: a reply. *Journal of Geology* 101, 679-783.
- OBERBECK VR, HÖRZ F & BUNCH T (1994) Impacts, tillites, and the breakup of Gondwanaland: a second reply. *Journal of Geology* 102, 485-489.
- O'BRIEN NR (1964) Origin of Pennsylvanian Underclays in the Illinois Basin. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 75, 823-832.
- OCHSENIUS C (1877) Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze unter specieller Berücksichtigung der Flötze von Douglasshall in der Egelnschen Mulde. Halle.
- ODOM JE (1967) Clay fabric and its relation to structural properties in mid-continent Pennsylvanian sediments. *J. Sediment. Petrol.* 37, 610-623.
- OGAR VV (2012) Carboniferous buildups in the Donets Basin (Ukraine). *Geologica Belgica* 15, 340-349.
- OGG JG (2012) Triassic. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) A Geologic Time Scale 2012. Volume 2, Oxford Amsterdam, 681-730.
- OJAKANGAS RW (1985) Early Proterozoic glaciation: the dropstone unit-diamictite association. *Geol. Surv. Finl. Bull.* 331, 51-72.
- OVTCHAROVA M, BUCHER H, SCHALTEGGER U, GALFETTI T, BRAYARD A & GUEX J (2006) New Early to Middle Triassic U-Pb ages from South China: calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. *Earth Planetary Science Letters* 243, 463-475.
- PACES JB & MILLER JD (1989) Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *J. Geophys. Res.* 98B, 13997-14013.
- PALADIO-MELOSANTOS MLO, SOLIDUM RU, SCOTT WE, QUIAMBAO RB, UMBAL JV, RODOLFO KS, TUBIANOSA BS, DELOS REYES PJ, ALONSO RA & RUELO HB (1996) Tephra falls of the 1991 eruptions of Mount Pinatubo In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Seattle, 513-535.
- PALLISTER JS, HOBLITT RP, MEEKER GP, KNIGHT RJ & SIEMS DF (1996) Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Seattle, 687-731.
- PAPROTH E, FEIST R & FLAJS G (1991) Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes* 14, 331-336.
- PAQUETTE JL & PIN C (2001) A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 176, 311-319.
- PARHAM WE (1964) Lateral clay mineral variations in certain Pennsylvanian underclays. *Proc. 12th Conf. Clays and Clay Minerals*, 581-602.
- PARK G (2015) Die Geologie Europas. Darmstadt.
- PAULL CK, CHANTON JP, NEUMANN AC, COSTON JR, MARTENS CS & SHOWERS W (1992) Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: examples from the Florida Escarpment. *Palaio* 7, 361-375.
- PENG S, BABCOCK LE & COOPER RA (2012) The Cambrian Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) A Geologic Time Scale 2012. Volume 1/2, Oxford Amsterdam, 437-488.
- PERALTA SH (2003) An introduction to the geology of the Precordillera, western Argentina. In: PERALTA AH, ALBANESI GL & ORTEGA G (eds.) Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. 9th International Symposium on the Ordovician System, 7th International Graptolite Conference & Field Meeting of the

- Subcommission on Silurian Stratigraphy. Field Trip Guide. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Miscelánea 10, 4-16.
- PERALTA SH, ALBANESI GL & ORTEGA G (2003) Talacasto, La Invernada, and Jáchal River sections, Precordillera of San Juan Province. In: PERALTA AH, ALBANESI GL & ORTEGA G (eds.) Ordovician and Silurian of the Precordillera, San Juan Province, Argentina. 9th International Symposium on the Ordovician System, 7th International Graptolite Conference & Field Meeting of the Subcommission on Silurian Stratigraphy. Field Trip Guide. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO), Miscelánea 10, 60-88.
- PERCIVAL LME, DAVIES JHFL, SCHALTEGGER U, DE VLEESCHOUWER D, DA SILVA A-C & FÖLLMI KB (2018) Precisely dating the Frasnian-Famennian boundary: implications for the cause of the Late Devonian mass extinction. *Scientific Reports* 8, 9578; doi.org/10.1038/s41598-018-27847-7.
- PHILIPPI E (1904) Das südafrikanische Dwyka-Konglomerat. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 56, 304-345.
- PRATT RM, SCHEIDEGGER KF & KULM LD (1973) Volcanic Ash from DSDP Site 178, Gulf of Alaska. In: MUSICH LF & WESER OE (eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XVIII. [Leg 18; Honolulu, Hawaii to Kodiak, Alaska].
- PRIVALOV VA, SACHSENHOFER RF, PANOVA EA & ANTSIFEROV VA (2004) Coal Geology of the Donets Basin (Ukraine/Russia): an overview. *BHM Berg und Hüttenmännische Monatshefte* 149, 212-222.
- PUCHKOV VN (1997) Structure and geodynamics of the Uralian orogen. In: BURG J-P & FORD M (eds.) *Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publication 121, 201-236.
- PUPIN JP (1976) Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie: Base de la méthode typologique. Applications. Unpubl. mem., Thèse État Univ. Nice.
- PUPIN JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207-220.
- PUTZER H (1955) Zur Entstehung der oberkarbonen Steinkohlen im Gondwana von Süd-Brasilien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 107, 44-54.
- RAMEZANI J, SCHMITZ MD, DAVYDOV VI, BOWRING SA, SNYDER WS & NORTHRUP CJ (2007) High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the Southern Urals stratotype. *Earth Planetary Science Letters* 256, 244-257.
- RAMPINO MR (1992) Ancient „glacial“ deposits are ejecta of large impacts: the ice age paradox explained. *EOS American Geophysical Union Abstract Supplement*, 99.
- RAMPINO MR (1994) Tillites, diamictites, and ballistic ejecta of large impacts. *Journal of Geology* 102, 439-456.
- RAY DC, COLLINGS AVJ, WORTON GJ & JONES G (2011) Upper Wenlock bentonites from Wren's Nest Hill, Dudley; comparisons with prominent bentonites along Wenlock Edge, Shropshire, England. *Geological Magazine* 148, 670-681.
- REA DK, BASOV IA, JANECEK TR, PALMER-JULSON et al. (1993) Proc. ODP, Init. Repts. 145. College Station, TX (Ocean Drilling Program). [Leg 145; North Pacific Transect, Sites 881-887].
- REIMOLD WU, VON BRUNN V & KOEBERL C (1997) Are diamictites impact ejecta? – No supporting evidence from south African Dwyka Group diamictite. *Journal of Geology* 105, 517-530.
- REITNER J, PECKMANN J, REIMER A, SCHUMANN G & THIEL V (2005) Methane-derived carbonate build-ups and associated communities at cold seeps on the Crimerian shelf (Black Sea). *Facies* 51, 71-84.
- RENNE PR, MUNDIL R, BALCO G, MIN K & LUDWIG KR (2010) Joint determination of ⁴⁰K decay constants and ⁴⁰Ar*/⁴⁰K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 5349-5367.
- RENNE PR, ZHANG Z, RICHARDS MA, MICHAEL TB & BASU AR (1995) Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science* 269, 1413-1415.
- RICKEN W (1991) Time Span Assessment – an Overview. In: EINSELE G, RICKEN W & SEILACHER A (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin Heidelberg New York, 773-794.
- ROCHA-CAMPOS AC, BASEI MAS, NUTMAN AP, SANTOS PR, PASSARELLI CR, CANILE FM, ROSA OCR, FERNANDES MT, SANTA ANA H & VEROSLAVSKY (2019) U-Pb Zircon Dating of Ash Fall Deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: A Reevaluation of the Stratigraphic Correlations. *The Journal of Geology* 127, 167-182.
- ROESCHMANN G (1962) Wurzelböden des Ruhrkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 3, 497-524.
- ROSENKRANS RR (1936) Stratigraphy of Ordovician bentonite beds in southwestern Virginia. *Virginia Geological Survey Bulletin* 46-1, 85-111.
- ROSI M, PALADIO-MELOSANTOS ML, DI MURO A, LEONI R & BACCOLCOL T (2001) Fall vs. flow activity during the 1991 climatic eruption of Pinatubo Volcano (Philippines). *Bull Volcanol* 62, 549-566.
- ROSS CS & SHANNON EV (1926) The minerals of bentonite and related clays and their physical properties. *Journal of the American Ceramic Society* 9, 77-96.

- ROSS RJ, NAESER CW, IZETT GA, OBRADOVICH JD, BASSETT MG, HUGHES CP, COCKS LRM, DEAN WT, INGHAM JK, JENKINS CJ, RICKARDS RB, SHELDON PR, TOGHILL P, WHITTINGTON HB & ZALASIEWICZ J (1982) Fission-track dating of British Ordovician and Silurian stratotypes. *Geological Magazine* 119, 135-153.
- RUPKE NA (1969) Sedimentary Evidence for the Allochthonous Origin of *Stigmaria*, Carboniferous, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin* 80, 2109-2114.
- RUPKE NA (1970) Sedimentary Evidence for the Allochthonous Origin of *Stigmaria*, Carboniferous, Nova Scotia: Reply. *Geological Society of America Bulletin* 81, 2535-2538.
- RUSHTON AWA (1974) The Cambrian of Wales and England. In: HOLLAND CH (ed.) *Cambrian of the British Isles, Norden and Spitsbergen*. London, 42-122.
- RUSHTON AWA (1982) The biostratigraphy and correlation of the Merioneth-Tremadoc Series boundary in North Wales. In: BASSETT MG & DEAN WT (eds.) *The Cambrian-Ordovician boundary: Sections, fossil descriptions, and correlations*, 41-59. National Museum of Wales, Geological Series no. 3.
- RUSHTON AWA (2011) Chronostratigraphical Subdivisions of the Cambrian Period. In: RUSHTON AWA, BRÜCK, PM, MOLYNEUX SG, WILLIAMS M & WOODCOCK NH (eds) *A revised correlation of the Cambrian rocks in the British Isles*. Geological Society, London, Special Report 25, 3-5.
- RUSHTON AWA & MOLYNEUX SG (2011) Biostratigraphical divisions. In: RUSHTON AWA, BRÜCK, PM, MOLYNEUX SG, WILLIAMS M & WOODCOCK NH (eds) *A revised correlation of the Cambrian rocks in the British Isles*. Geological Society, London, Special Report 25, 6-12.
- RUSHTON AWA, OWEN AW, OWENS RM & PRIGMORE JK (1999) *British Cambrian to Ordovician Stratigraphy*. Geological Conservation Review Series 18. Joint Nature Conservation Committee.
- SACHSENHOFER RF, PRIVALOV VA, IZART A, ELIE M, KORTENSKY J, PANOVA EA, SOTIROV A & ZHYKALIAK MV (2003) Petrography and geochemistry of Carboniferous coal seams in the Donets Basin (Ukraine): implications for palaeoecology. *International Journal of Coal Geology* 55, 225-259.
- SADLER PM (1981) Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology* 89, 569-584.
- SALVADOR A (1994) (Ed.) *International Stratigraphic Guide*. 2nd ed.
- SAMSON SD, PATCHETT PJ, RODDICK JC & PARRISH RR (1989) Origin and tectonic setting of Ordovician bentonites in North America: Isotopic and age constraints. *GSA Bulletin* 101, 1175-1181.
- SANTOS RV, SOUZA PA, ALVARENGA CJS DE, DANTAS EL, PIMENTEL MM, OLIVEIRA C G DE & ARAUJO L M DE (2006) Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Res.* 9, 456-463.
- SCHÄFER A (2010) *Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie*. Durchgesehener und korrigierter Nachdruck, Heidelberg.
- SCHARPF CD (1990) *Stratigraphy and associated faunas of the Middle Ordovician (Rocklandian) Millbrig K-bentonite in central Kentucky*. M. S. thesis, University of Cincinnati, Ohio.
- SCHIEBER J (2011a) Reverse engineering mother nature – Shale sedimentology from an experimental perspective. *Sedimentary Geology* 238, 1-22.
- SCHIEBER J (2011b) Shifting Paradigms in Shale Sedimentology – The Implications of Recent Flume Studies for Interpreting Shale Fabrics and Depositional Environments. Abstract 2011 CSPG SSEG CWLS Convention, 1-4.
- SCHIEBER J & SOUTHARD J (2009) Bedload transport of mud by floccule ripples – direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology* 37, 483-486.
- SCHIEBER J, SOUTHARD JB, KISSLING P, ROSSMANN B & GINSBURG R (2013) Experimental deposition of carbonate mud from moving suspensions: importance of flocculation and implications for modern and ancient carbonate mud deposition. *Journal of Sedimentary Research* 83, 1025-1031.
- SCHIEBER J, SOUTHARD J & SCHIMMELMANN A (2010) Lenticular Shale Fabrics Resulting from Intermittent Erosion of Muddy Sediments – Comparing Observations from Flume Experiments to the Rock Record. *Journal of Sedimentary Research* 80, 119-128.
- SCHIEBER J, SOUTHARD J & THAISEN K (2007) Accretion of Mudstone Beds from Migrating Floccule Ripples. *Science* 318, 1760-1763.
- SCHMINCKE H-U (2014) *Vulkane der Eifel. Aufbau, Entstehung und heutige Bedeutung*. 2., erweiterte und überarbeitete Auflage, Berlin Heidelberg.
- SCHMITZ B & HÄGGSTRÖM T (2006) Extraterrestrial chromite in Middle Ordovician marine limestone at Kinnekulle, southern Sweden – Traces of a mayor asteroid breakup event. *Meteoritics & Planetary Science* 41, 455-466.
- SCHMITZ B, JEPSSON L & EKVALL J (1994) A search for shocked quartz grains and impact ejecta in early Silurian sediments on Gotland, Sweden. *Geol. Mag.* 131, 361-367.
- SCHMITZ B, PUJALTE V, MOLINA E, MONECHI S, ORUE-EXTEBARRIA X, SPEIJER RP, ALEGRET L, APELLANIZ E, ARENILLAS I, AUBRY M-P, BACETA JI, BERGGREN WA, BERNAOLA G, CABALLERO F, CLEMMENSEN A, DINARÈS-TURELL J, DUPUIS C, HEILMANN-CLAUSEN C, HILARIO ORÚS A, KNOX R, MARTÍN-RUBIO M, ORTIZ S, PAYROS A, PETRIZZO MR, VON SALIS K, SPRONG J, STEURBAUT E &

- THOMSEN E (2011) The Global Boundary Stratotype Sections and Points for the bases of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) stages at Zumaia, Spain. *Episodes* 34, 220-243.
- SCHMITZ B & YIN Q-Z, SANBORN ME, TASSINARI M, CAPLAN CE & HUSS GR (2016) A new type of solar-system material recovered from Ordovician marine limestone. *Nature Communications* 7; DOI: 10.1038/ncomms11851.
- SCHMITZ MD (2012a) Radiogenic Isotope Geochronology. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) (2012) *The Geologic Time Scale 2012. Volume 1/2*, Oxford Amsterdam, 115-126.
- SCHMITZ MD (2012b) Radiometric ages used in GTS2012. In: GRADSTEIN FM, OGG JG, SCHMITZ MD & OGG GM (Eds.) *A Geologic Time Scale 2012. Volume 1/2*, Oxford Amsterdam, 1045-1082 [Appendix 2].
- SCHMITZ MD & DAVYDOV VI (2012) Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian-Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation. *GSA Bulletin* 124, 549-577.
- SCHOENE B (2014) U-Th-Pb Geochronology. In: RUDNICK RL (ed.) *Treatise on Geochemistry, Volume 4*, 2nd edition, 341-378.
- SCHOENE B, CROWLEY J, CONDON D, SCHMITZ M & BOWRING S (2006) Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U-Pb data. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 426-445.
- SCHOLLE PA, BEBOUT DG & MORRE CH (eds) (1983) Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoires* 33, 345-440.
- SCHOVSBO NH, NIELSEN AT, KLITTEN K, MATHIESEN A & RASMUSSEN P (2011) Shale gas investigations in Denmark: Lower Palaeozoic shales on Bornholm. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 23, 9-14.
- SCHREIBER BC & HSÜ KJ (1980) Evaporites. In: HONSON JD (ed.) *Developments in petroleum geology*. London, 87-138.
- SCHULZ H-M, LINOL B, DE WIT M, SCHUCK B, SCHAEFAN I & WIRTH R (2018) Early diagenetic signals archived in black shales of the Dwyka and Lower Ecca Groups of the southern Karoo Basin (South Africa): Keys to the deglaciation history of Gondwana during the Early Permian, and its effect on potential shale gas storage. *South African Journal of Geology* 121, 69-94.
- SCHULTZ LG (1958) Petrology of Underclays. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 69, 363-402.
- SCHWAB FL (1976) Modern and ancient sedimentary basins: comparative accumulation rates. *Geology* 4, 723-727.
- SCOTT AC & STEPHENS RS (2015) British Pennsylvanian (Carboniferous) coal-bearing sequences: where is the time? In: SMITH DG, BAILEY RJ, BURGESS PM & FRASER AJ (eds) *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society, London, Special Publications 404, 283-302.
- SCOTT WE, HOBLITT RP, TORRES RC, SELF S, MARTINEZ MML & TIMOTEO N (1996) Pyroclastic flows of the June 15, 1991 climactic eruption of Mount Pinatubo. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 545-570.
- SEDGWICK A (1852) On the classification and nomenclature of the Lower Palaeozoic rocks of England and Wales. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 8, 136-68.
- SEIBOLD E & BERGER WH (1982) *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. Berlin Heidelberg New York.
- SEIBOLD E & BERGER WH (1996) *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. 3rd edition, Berlin Heidelberg.
- SELF S, ZHAO J-X, HOLASEK RE, TORRES RC & KING AJ (1996) The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippines. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 1089-1115.
- SELL B, AINSAAR L & LESLIE S (2013) Precise timing of the Late Ordovician (Sandbian) supereruptions and associated environmental, biological, and climatological events. *J. Geol. Soc.* 170, 711-714.
- SELL BK & SAMSON SD (2011) Apatite phenocryst compositions demonstrate a mis correlation between the Millbrig and Kinnekulle K-bentonites of North America and Scandinavia. *Geology* 39, 303-306.
- SERRA F, FELTES NA, HENDERSON MA & ALBANESI GL (2016) Darriwilian (Middle Ordovician) conodont biofacies from the Central Precordillera of Argentina. *Marine Micropaleontology* 130, 15-28.
- SERVAIS T, HAPER DAT, LI J, MUNNECKE A, OWEN AW & SHEEHAN PM (2009) Understanding the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): Influences of paleogeography, paleoclimate, or paleoecology? *GSA Today* April/May, 4-10.
- SHEARER JC, STAUB JR & MOORE TA (1994) The conundrum of coal bed thickness: A theory for stacked mire sequences. *Journal of Geology* 102, 611-617.
- SHEN S-Z (2012) Meishan Sections in South China: The Witness of the largest Biological Mass Extinction during the Phanerozoic. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)* 121, 570-578.
- SHEN S-Z (2016) Notes from the SPS Chair. *Permophiles* 63, 2-3.
- SHEN S-Z (2018) Notes from the SPS Chair. *Permophiles* 66, 4.

- SHEN S-Z, CROWLEY JL, WANG Y, BOWRING SA, ERWIN DH, SADLER PM, CAO C-Q, ROTHMAN DH, HENDERSON CM, RAMEZANI J, ZHANG H, SHEN Y, WANG X-D, WANG W, MU L, LI W-Z, TANG Y-G, LIU X-L, LIU L-J, ZENG Y, JIANG Y-F & JIN Y-G (2011) Calibrating the end-Permian mass extinction. *Science* **334**, 1367-1372.
- SHEN S-Z, RAMEZANI J, CHEN J, CAO C-Q, ERWIN DH, ZHANG H, XIANG L, SCHOEPFER SD, HENDERSON CM, ZHENG Q-F, BOWRING SA, WANG Y, LI X-H, WANG X-D, YUAN D-X, ZHANG Y-C, MU L, JUN WANG J & WU Y-S (2019) A sudden end-Permian mass extinction in South China. *Geological Society of America Bulletin* **131**, 205-223.
- SHENG JZ, CHEN CZ, WANG YG, RUI L, LIAO ZT, BANDO Y, ISHII K, NAKAZAWA K & NAKAMURA K (1984) Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys. *Journal of Faculty of Sciences, Hokkaido University, Ser. 4*, **21**, 133-181.
- SHERGOLD JH (1995) Timescales 1. Cambrian. Australian Geological Survey Organization Record 1995/30.
- SIIR S, KALLASTE T, KIIPLI T & HINTS R (2015) Internal stratification of two thick bentonites of Estonia: deciphering primary magmatic, sedimentary, environmental and diagenetic signatures. *Estonian Journal of Earth Sciences* **64**, 140-158.
- SIMAS MW, GUERRA-SOMMER M, CAZZULO-KLEPZIG M, MENEGAT R, SCHNEIDER SANTOS JO, FONSECA FERREIRA JA & DEGANI-SCHMIDT I (2012) Geochronological correlation of the main coal interval in Brazilian Lower Permian: Radiometric dating of tonstein and calibration of biostratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences* **39**, 1-15.
- SIMAS MW, GUERRA-SOMMER M, MENDONCA FILHO JG, CAZZULO-KLEPZIG M, FORMOSO MLL & DEGANI-SCHMIDT I (2013) An accurate record of volcanic ash fall deposition as characterized by dispersed organic matter in a lower Permian tonstein layer (Faxinal Coalfield, Paraná Basin, Brazil). *Geologica Acta* **11**, 45-57.
- SIMPSON GG (1949) *The Meaning of Evolution*. New Haven.
- SMITH AG, BARRY T, BOWN P, COPE J, GALE A, GIBBARD P, GREGORY J, HOUNSLOW M, KEMP D, KNOX R, MARSHALL J, OATES M, RAWSON P, POWELL J & WATERS C (2015) GSSPs, global stratigraphy and correlation. In: SMITH DG, BAILEY RJ, BURGESS PM & FRASER AJ (eds) *Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding*. Geological Society, London, Special Publication **404**, 37-67.
- SNÄLL S (1977) Silurian and Ordovician bentonites of Gotland (Sweden). *Stockholm Contributions in Geology* **31**, 1-80.
- SNYDER WS, BELASKY P, SPINOSA C & DAVYDOV VI (1994) Some aspects of the petroleum geology of the southern Pre-Uralian Foredeep with reference to the northeast Pre-Caspian basin. *International Geology Review* **36**, 452-472.
- SONETT CP, KVALE EP, ZAKHARIAN A, CHAN MA & DEMKO TM (1996) Late Proterozoic and Paleozoic Tides, Retreat of the Moon, and Rotation of the Earth. *Science* **273**, 100-104.
- STAUB JR (1991) Comparisons of central Appalachian Carboniferous coal beds by benches and a raised Holocene peat deposit. *International Journal of Coal Geology* **18**, 45-69.
- STEININGER FF & PILLER WE (1999) (Hrsg.) *Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg **209**, 1-19.
- STEPHENSON R & STOVA S (2012) The Dniepr-Donets Basin. In: ROBERTS DG & BALLY AW (Eds.) *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam, 421-441.
- STEVENSON JJ (1911a) The formation of coal beds. I. An historical summary of opinion from 1700 to the present time. *Proceedings of the American Philosophical Society* **50**, 1-116.
- STEVENSON JJ (1911b) The formation of coal beds. II. Some elementary problems. *Proceedings of the American Philosophical Society* **50**, 519-643 [177-241].
- STEVENSON JJ (1912) The formation of coal beds. III. The rocks of the Coal Measures. *Proceedings of the American Philosophical Society* **51**, 423-553.
- STEVENSON JJ (1913) The formation of coal beds. IV. *Proceedings of the American Philosophical Society* **52**, 31-162.
- STITH DA (1979) Chemical composition, stratigraphy, and depositional environments of the Black River Group (Middle Ordovician), southwestern Ohio. Ohio Division of Geological Survey, Report of Investigations **113**, 1-36.
- STÖFFLER D (1963) Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ens Dorf (Saar). *Beitr. Miner. Petrogr.* **9**, 285-312.
- STOLLHOFEN H, FROMMHERZ B & STANISTREET IG (1999) Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences, Permo-Carboniferous continental Saar-Nahe Basin. *Journal of the Geological Society, London* **156**, 801-808.
- STOLLHOFEN H, STANISTREET IG, BANGERT B & GRILL H (2000) Tuffs, tectonism and glacially related sea-level changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 127-150.

- STOLLHOFEN H, WERNER M, STANISTREET IG & ARMSTRONG RA (2008) Single-zircon U-Pb-dating of Carboniferous-Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework. In: FIELDING CR, FRANK TD & ISBELL JI (eds.) Resolving the late Paleozoic ice age in time and space. GSA Special Papers 441, 83-96.
- STOW DAV, HOWELL DG & NELSON CH (1985) Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: BOUMA AH, NORMARK WR & BARNES NE (eds) Submarine fans and related turbidite systems. Berlin Heidelberg New York, 15-22.
- STRASSER A, HILGEN FJ & HECKEL PH (2006) Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. *Newsl. Stratigr.* 42, 75-114.
- STRUNZ H (1970) Mineralogische Tabellen. 5., neubearb. und erweitem. Aufl., Leipzig.
- STRUVE W (1982) The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. In: ZIEGLER W & WERNER R (Hrsg.) On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 55, 401-432.
- STRUVE W (1992) Neues zur Stratigraphie und Fauna des rhenotypen Mittel-Devon. *Senckenbergiana lethaea* 71, 503-624.
- SUNGATULLINA GM, DAVYDOV VI, BARRICK JE & SUNGATULLIN RK (2016) Conodonts of Kasimovian-Gzhelian transition, Usolka section, Southern Urals, Russia: New data. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 32, 54-57.
- SUNGATULLINA GM, DAVYDOV VI, SUNGATULLIN RK, BARRICK JE & SHILOVSKY OP (2015) Usolka Section. Middle Pennsylvanian (Moscovian-Kasimovian) succession. In: NURGALIEV DH (ed.) Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian, August 11-15, 2015, Kazan, Russia. Kazan Federal University, 72-85.
- SUNGATULLINA GM, SUNGATULLIN RK, SHILOVSKY OP, STATSENKO E, RALINA A & KARIMULLINA I (2018) Kasimovian Conodonts and Ammonoids of the Usolka Section (Southern Urals). In: NURGALIEV D (ed.) Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Kazan Golovkinsky Stratigraphic meeting, 2017; Kazan, 19-23 September 2017. Bologna, 230-238.
- SÜSS MP (1996) Sedimentologie und Tektonik des Ruhr-Beckens: Sequenzstratigraphische Interpretation und Modellierung eines Vorlandbeckens der Varisciden. *Bonner Geowissenschaftliche Schriften* 20, 1-148.
- SÜSS MP (1996) Zyklotheme, Zyklen und Sequenzen – Steuernde Faktoren der Sedimentation im Ruhr-Becken. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) Stratigraphie von Deutschland V – Das Oberkarbon (Pennsylvanium) in Deutschland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 254, 161-168.
- SUTHERLAND PC (1868) On the geology of Natal. Durban.
- SVENSEN HH, HAMMER Ø & CORFU F (2015) Astronomically forced cyclicity in the Upper Ordovician and U-Pb ages of interlayered tephra, Oslo Region, Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 418, 150-159.
- SZURLIES M (2004[b]) Magnetostratigraphy: the key to a global correlation of the classic Germanic Trias — case study Volpriehausen Formation (Middle Buntsandstein), Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 395-410.
- TEICHMÜLLER M & TEICHMÜLLER R (1982) The geological basis of coal formation. In: STACH E, MACKOWSKY M-T, TEICHMÜLLER M, WAYLOR GH, CHANDRA D & TEICHMÜLLER R (eds.) *Stach's Textbook of Coal Petrology*. 3rd, rev. and enlarged edition, 5-86.
- TERA F & WASSERBURG GJ (1972) U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281-304.
- THOMAS AT & RAY DC (2011) Pitch Coppice: GSSP for the base of the Ludlow Series and Gorstian Stage. In: RAY DC (Ed.) *Siluria revisited: a field guide*. International Subcommittee on Silurian Stratigraphy Field Meeting 2011, 81-85.
- THOMAS WA & ASTINI RA (1996) The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science* 273, 752-757.
- THOMPSON CK & KAH LC (2012) Sulfur isotope evidence for widespread euxinia and a fluctuating oxycline in Early to Middle Ordovician greenhouse oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 313-314, 189-214.
- THOMPSON CK, KAH LC, ASTINI R, BOWRING SA & BUCHWALDT R (2012) Bentonite geochronology, marine geochemistry, and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 321-322, 88-101.
- THÓRARINSSON S (1944) Tefrokronologiska studier på Island. [Tephrochronological studies in Iceland]. *Geogr. Ann.* 26, 395-398.
- THORSLUND P (1948) The Chasmops Series of the Kullatorp core. In: WAERN B, THIRSLAND P & HENNINGSMOEN H (Eds.) Deep boring through Ordovician and Silurian strata at Kinnekulle, Verstergötland. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* 32, 343-373.
- TODD JA, AUSTIN WEN & ABBOTT PM (2014) Quantifying bioturbation of a simulated ash fall event. In: AUSTIN WEN, ABBOTT PM, DAVIES SM, PEARCE NJG & WASTEGÅRD S (eds) *Marine Tephrochronology*. Geological Society of London, Special Publications, 398, 195-207.

- TOGHILL P (2000) The geology of Britain. Ramsbury.
- TUCKER RD (1992) U-Pb dating of Plinian-eruption ashfalls by the isotopic delution method: A reliable and precise tool for time-scale calibration and biostratigraphic correlation. *GSA Abstracts with Programs* 24, A198.
- TUCKER RD & MCKERROW WS (1995) Early Paleozoic chronology: A review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 368-379.
- UENO K (2017) Report of the task group to establish the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian stage boundaries. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 33, 18-20.
- VAIL PR, AUDEMARD F, BOWMAN SA, EISNER PN & PEREZ-CRUZ C (1991) The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview. In: EINSELE G, RICKEN W & SEILACHER A (Eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*, 617-659.
- VAN HINSBERGEN DJJ, ABELS HA, BOSCH W, BOEKHOUT F, KITCHKA A, HAMERS M, VAN DER MEER DG, GELUK M & STEPHENSON RA (2015) Sedimentary geology of the middle Carboniferous of the Donbas region (Dniepr-Donets basin, Ukraine). *Scientific Reports* 5, DOI:10.1038/srep09099.
- VASICEK M (1953) Graded bedding and some sedimentary mineral deposits. *Sbornik Ustredniho Ustavu Geologikeho* 20, 417-468.
- VER STRAETEN CA (2004) K-bentonites, volcanic ash preservation, and implications for Early to Middle Devonian volcanism in the Acadian orogen, eastern North America. *Geological Society of America* 116, 474-489.
- VINGISAAR P (1972) On the distribution of the main metabentonite stratum (d; XXII) in the Middle Ordovician of Baltoscandia. *Eesti NSV Teaduste Akadeemia Toimetised, Keemia, Geologia* 21, 62-70 [in Russisch, mit englischer Zusammenfassung].
- VISSER JNJ (1997) Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology* 44, 507-521.
- VON BRUNN V (1996) The Dwyka Group in the northern part of KwaZulu/Natal, South Africa: sedimentation during Late Palaeozoic glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125, 141-163.
- VON BUBNOFF S (1948) Rhythmen, Zyklen und Zeitrechnung in der Geologie. *Geologische Rundschau* 35, 6-22.
- WALDRON JWF & RYSEL MC (2005) Role of evaporite withdrawal in the preservation of a unique coal-bearing succession: Pennsylvanian Joggins Formation, Nova Scotia. *Geology* 33, 337-340.
- WANG C (1994) A conodont-based high-resolution eventostratigraphy and biostratigraphy for the Permian-Triassic boundaries in South China. *Palaeoworld* 4, 234-248.
- WANG P & LI Q (2009) (ed.) *The South China Sea. Paleooceanography and Sedimentology*. Dordrecht.
- WARDLAW BR, DAVYDOV VI & GRADSTEIN FM (2004) The Permian Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG & SMITH A (Eds.) *A Geologic Time Scale 2004*. New York, 249-270.
- WATERS CN & CONDON DJ (2012) Nature and timing of Late Mississippian to Mid-Pennsylvanian glacio-eustatic sea-level changes of the Pennine Basin, UK. *Journal of the Geological Society, London*, 169, 37-51.
- WATTS NR & RIDING R (2000) Growth of rigid high-relief patch reefs, Mid-Silurian, Gotland, Sweden. *Sedimentology* 47, 979-994.
- WEBBY BD, PARIS F & DROSER ML (2004a) Final report of the IGCP Project 410 (1997-2002) – The Great Ordovician Biodiversification Event. *Episodes* 27, 1-6.
- WEBBY BD, PARIS F, DROSER ML & PERCIVAL IG (2004b) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. New York.
- WEDDIGE K, WERNER R & ZIEGLER W (1979) The Emsian-Eifelian Boundary. An Attempt at Correlation between the Eifel and Ardennes Regions. *Newsl. Stratigr.* 8, 159-169.
- WELLER JM (1930) Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *J. Geol.* 38, 97-135.
- WERNER M (2006) The stratigraphy, sedimentology, and age of the Late Palaeozoic Mesosaurus Inland Sea, SW-Gondwana: new implication from studies on sediments and altered pyroclastic layers of the Dwyka and Ecca Group (lower Karoo Supergroup) in southern Namibia. *Diss., Würzburg*.
- WERNER R & WINTER J (1975) Bentonit-Horizonte im Grenzbereich Unterdevon/Mitteldevon in den Eifeler Richtschnitten. *Senckenbergiana lethaea* 56, 335-364.
- WETHERILL GW (1956) Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions of the American Geophysical Union* 37, 320-326.
- WETZEL A (2008) Recent bioturbation in the deep South China Sea – an uniformitarian ichnologic approach. *Palaios* 23, 601-614.
- WETZEL A (2009) The preservation potential of ash layers in the deep-sea: the example of the 1991-Pinatubo ash in the South China Sea. *Sedimentology* 56, 1992-2009.
- WIESNER MG, KUHN W & Shipboard Scientific Party (1997) R/V Sonne Research Cruise SO-114 to the South China Sea. *Institute für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg*.
- WIESNER MG, KUHN W & Shipboard Scientific Party (1998) Cruise report, R/V Sonne SO-132, Singapore-Manila. *Institute of Biogeochemistry and Marine Chemistry, University of Hamburg, IBMC Library Ref No IIA 943*.

- WIESNER MG, STATTEGGER K, KUHN W & Shipboard Scientific Party (1999) Cruise report, R/V Sonne SO-140, Singapore-NhaTrang-Manila. Ber Rep Inst Geowiss Univ Kiel 7.
- WIESNER MG, WANG Y & ZHENG L (1995) Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geology* 23, 885-888.
- WIESNER MG, WETZEL A, CATANE SG, LISTANCO EL & MIRABUENO HT (2004) Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea. *Bull Volcanol* 66, 226-242.
- WIESNER MG, WONG HK, ZHENG L, WANG Y & JOEHRENDT P (1994) Sediment-trap experiments in the South China Sea (Sonne-95 Cruise). In: SARNTHEIM M, PFLAUMANN U, WANG PX & WONG HK (Eds.) Preliminary report on Sonne-95 Cruise „Monitor Monsoon“ to the South China Sea. Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum Christian-Albrechts-Universität, Kiel, Berichte Nr. 68, 197-212.
- WIGNALL PB, HALLAM A, LAI X & YANG F (1995) Palaeoenvironmental changes across the Permian/Triassic boundary at Shangsi (N. Sichuan, China). *Hist. Biol.* 10, 175-189.
- WILLIAMS IS & CLAESSEON S (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 205-217.
- WILLMAN HB & KOLATA DR (1978) The Platteville and Galena Groups in northern Illinois. Illinois State Geology Survey Circular 502, 1-75.
- WILSON J L (1975) Carbonate facies in geologic history. Berlin, Heidelberg, New York.
- WINTER J (1965) Umgewandelte vulkanische Aschelagen im Devon der Eifel. *Die Naturwissenschaften* 52, 590.
- WINTER J (1966) Vulkanogene Bentonit-Lagen im Oberemium und Eifelium der Eifel (Vortragsbericht). *Z. deutsch. geol. Ges.* 115, 903.
- WINTER J (1969) Stratigraphie und Genese der Bentonitlagen im Devon der Eifeler Kalkmulden. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 16, 425-472.
- WINTER J (1977) „Stabile“ Spurenelemente als Leit-Indikatoren einer tephrostratigraphischen Korrelation (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Belgien). *Newsl. Stratigr.* 6, 152-170.
- WINTER J (1981) Exakte tephrostratigraphische Korrelation mit morphologisch differenzierten Zirkonpopulationen (Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Eifel-Ardennen). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 162, 97-136.
- WINTER J (1984) Identifizierung von Keratophyr-Horizonten durch Tracht und Habitus ihrer Zirkone (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). *Z. deutsch. geol. Ges.* 135, 501-527.
- WINTER J (1991) Identifizierung und Korrelation stratiformer keratophyrischer Vulkanite des Rhenoherynikums durch die Kristallmorphologie ihrer akzessorischen Zirkone. *Zentralblatt f. Geol. u. Paläont. Teil I* 1991, 1391-1392.
- WINTER J (1997) Bentonit-Horizonte im Devon der Ardennen und des Rheinischen Schiefergebirges: Identifizierung und Korrelation vulkanischer Aschenlagen der Hydra-Gruppe (Ober-Emsium) durch kristallmorphologische Spektren ihrer magmatogenen Zirkone. *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N. F.* 79, 203-266.
- WINTER J (2001) Tephrostratigraphische Korrelation bentonitisierter air-fall Aschenlagen mit Zirkon-Morphocodes (Ahrdorf-Formation, Eifel). *Senckenbergiana lethaea* 81, 407-429.
- WINTER J (2006) Zirkon-Tephrostratigraphie – stratigraphische Abfolge und Genese der Keratophyr-Horizonte des Sauerlandes (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). *Z. dt. Ges. Geowiss.* 157, 155-202.
- WINTER J (2015) Vulkanismus und Kellwasser-Krise – Zirkon-Tephrostratigraphie, Identifizierung und Herkunft distaler Fallout-Aschenlagen (Oberdevon, Synklinorium von Dinant, Rheinisches Schiefergebirge, Harz). *Z. dt. Ges. Geowiss.* 166, 227-251.
- WITZKE BJ & LUDVIGSON GA (2005) Stop 4 – The Locust Roadcut Section along the south wall of Canoe Creek Valley. In: LUDVIGSON GA & BUNKER BJ (eds.) Facets of the Ordovician geology of the Upper Mississippi Valley region. Iowa Geological Survey Guidebook Series 24, 111-114.
- WOODCOCK NH (2000) Introduction to the Silurian. *Geological Conservation Review Series* 19, 3-22.
- WOLFE EW & HOBLITT RP (1996) Overview of the eruptions. In: NEWHALL CG & PUNONGBAYAN RS (eds) Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 3-20.
- WU H, ZHANG S, HINNOV LA, JIANG G, FENG Q, LI H & YANG T (2013) Time-calibrated Milankovitch cycles for the Late Permian. *Nat. Commun.* 4, 2452; doi: 10.1038/ncomms3452.
- XIE S, PANCOST RD, YIN H, WANG H & EVERSHERD RP (2005) Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature* 434, 494-497.
- XU L & LIN Y (2014) Analysis of platinum-group elements in drill core samples from the Meishan Permian-Triassic boundary section, China. *Chin. J. Geochem.* 33, 365-373.
- XU L, LIN Y, SHEN W, QI L, XIE L & OUYANG Z (2007) Platinum-group elements of the Meishan Permian-Triassic boundary section: Evidence for flood basaltic volcanism. *Chemical Geology* 246, 55-64.

- YANG ZY, YIN HF, WU SB, YANG FQ, DING MH & XU GR (1987) Permian-Triassic boundary stratigraphy and fauna of South China. Geological Memoires 6. [in Chinesisch mit englischer Zusammenfassung]
- YAWAR Z & SCHIEBER J (2015) Flume studies with graded quartz and mixtures of quartz, kaolinite and illite – Implications for silt laminated shales in the rock record. Adapted from oral presentation. AAPG Annual Convention & Exhibition 2015. Search & Discovery Article #51141.
- YIN H (1985) On the transitional Bed and the Permian-Triassic boundary in South China. Newsletters on Stratigraphy 15, 13-27.
- YIN H, HUANG S, ZHANG K, HANSEN HJ, YANG F, DING M & BIE X (1992) The effects of volcanism on the Permo-Triassic mass extinction in South China. In: SWEET WC, YANG Z, DICKENS JM & YIN H (eds.) Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys, 146-157.
- YIN H, JIANG H, XIA W, FENG Q, ZHANG N & SHEN J (2014) The end-Permian regression in South China and its implication on mass extinction. Earth-Science Reviews 137, 19-33.
- YIN H, SWEET WC, GLENISTER BF, KOTLYAR G., KOZUR H, NEWELL ND, SHENG J, YANG Z & ZAKHAROV YD (1996) Recommendation of the Meishan section as Global Stratotype Section and Point for basal boundary of Triassic System. Newsletters on Stratigraphy 34, 81-108.
- YIN H & TONG J (1998) Multidisciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 143, 199-212.
- YIN H, TONG J & ZHANG K (2005) A Review on the Global Stratotype Section and point of the Permian-Triassic Boundary. Acta Geologica Sinica 79, 715-728.
- YIN H, WU S, DIN M, ZHANG K, TONG J & YANG F (1994) The Meishan section candidate of the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary (PTB). Albertiana 14, 15-31.
- YIN H, XIE S, LUO GM, ALGEO TJ, ZHANG K (2012) Two episodes of environmental change at the Permian-Triassic boundary of the GSSP section Meishan. Earth-Science Review 115, 163-172.
- YIN H & ZHANG K (1996) Eventostratigraphy of the Permian-Triassic boundary at Meishan section, South China. In: YIN H (Ed.) The Palaeozoic-Mesozoic boundary, candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. China Univ. Geosci. Press, Wuhan, 84-96.
- YIN H, ZHANG K, TONG J, YANG Z & WU S (2001) The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary. Episodes 24, 275-275.
- YOUNG GM (1993) Impacts, tillites, and the breakup of Gondwanaland: a discussion. Journal of Geology 101, 675-679.
- YOUNGUN Y & HSÜ KJ (1994) Origin of the Kunkun Mountains by arc-arc and arc-continent collisions. The Island Arc 3, 75-89.
- YUAN D-X, SHEN S-Z, HENDERSON CM (2017) Base-Sakmarian GSSP: additional points supporting a proposal to use the FAD of *Mesogondolella monstra*. Permophiles 64, 8-9.
- YUAN D-X, SHEN S-Z, HENDERSON CM, CHEN J, ZHANG H & FENG H-Z (2014) Revised conodont-based integrated high-resolution timescale for the Changhsingian Stage and end-Permian extinction interval at the Meishan sections, South China. Lithos 204, 220-245.
- ZARITSKIY PV (1977) Kaolinite partings in coal of the Donets Basin. Lithol. Miner. Resour. 12, 725-729.
- ZEIL W (1986) Südamerika. Geologie der Erde, Band 1. Stuttgart.
- ZENG J, CAO C-Q, DAVYDOV VI & SHEN S-Z (2012) Carbon isotope chemostratigraphy and implications of palaeoclimatic changes during the Cisuralian (Early Permian) in the southern Urals, Russia. Gondwana Research 21, 601-610.
- ZHANG H, SHEN S-Z, CAO C-Q & ZENG Q-F (2014) Origins of microspores from the Permian-Triassic boundary event layers in South China. Lithos 204, 246-257.
- ZHANG KX (1987) The Permo-Triassic conodont fauna in Changxing area, Zhejiang Province and its stratigraphic significance. Journal of Earth Sciences 12, 193-200.
- ZHANG KX, LAI XL, TONG JN & JIANG HS (2009) Progresses on study of conodont sequence for the GSSP section at Meishan, Changxing, Zhejiang province, South China. Acta Palaeontologica Sinica 48, 474-486.
- ZHANG KX, TONG JN, SHI GR, LAI XL, YU JX, HE WH, PENG YQ & JIN YL (2007) Early Triassic conodont-palynological biostratigraphy of the Meishan D Section in Changxing, Zhejiang Province, South China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 252, 4-23.
- ZHANG KX, TONG J, XIN H & WU S (1996) Sequence Stratigraphy near the Permian-Triassic Boundary at Meishan section, South China. In: YIN H (Ed.) The Palaeozoic-Mesozoic boundary, candidates of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. China Univ. Geosci. Press, Wuhan, 72-83.
- ZHANG KX, TONG J, XIN H & WU S (1997) Sequence Stratigraphy of the Permian-Triassic Boundary Section of Changxing, Zhejiang, Southern China. Acta Geologica Sinica 71, 90-103.

-
- ZHANG Y, ZHANG KX, SHI GR, HE WH, YUAN DX, YUE ML & YANG TL (2014) Restudy of conodont biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary section in Zhongzhai, southwestern, Guizhou province, South China. *Journal of Asian Earth Sciences* 80, 75-83.
- ZHENG Y-F, XIAO W-J & ZHAO G (2013) Introduction to tectonics of China. *Gondwana Research* 23, 1189-1206.
- ZIEGLER W & KLAPPER G (1985) Stages on the Devonian System. *Episodes* 8, 104-109.
- ZIEGLER W & WERNER R (eds.) (1982) On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 55.

Anmerkung: Die Übersetzung der verwendeten Zitate erfolgte durch den Verfasser.

Impressum

Studiengemeinschaft Wort und Wissen e. V.

Geschäftsstelle

Rosenbergweg 29, 72270 Baiersbronn

Tel.: 07442-81006

E-Mail: sg@wort-und-wissen.de

Internet: www.wort-und-wissen.org