

Stabile Isotope (C, O) – Stratigraphische Methode und weitere Anwendungen

Christine LATAL

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

1.) Grundlagen

H. UREY (1947) begründete die ersten erdwissenschaftlichen Anwendungen. Im Zusammenhang mit der Geochemie stabiler Isotope ist die einzige relevante Meßgröße das Verhältnis der Konzentrationen der verschiedenen stabilen Isotope eines Elementes („Isotopenverhältnis“) in einer Phase. Die Isotopenverhältnisse eines Elementes sind im allgemeinen in verschiedenen koexistierenden Phasen unterschiedlich. Der Unterschied in den Isotopenverhältnissen eines Elementes zwischen koexistierenden Phasen wird als Isotopenfraktionierung bezeichnet. Aus quantenmechanischen Überlegungen leitete H. UREY ab, dass die Fraktionierung unterschiedlich schwerer Isotope eines Elementes zwischen koexistierenden Phasen temperaturabhängig ist. Basierend auf dieser Erkenntnis schlug UREY (1947) vor, aus der Sauerstoffisotopenzusammensetzung von marinen Sedimenten die Paläotemperaturen der Ozeane zu bestimmen. Unter der Annahme, daß das Sauerstoffisotopenverhältnis der Ozeane über die Zeit konstant war, und die Sauerstoffisotopenfraktionierung aus dem Meerwasser gefällten Karbonat und dem Meerwasser temperaturabhängig ist, sollten Veränderungen in der mittleren Meerwassertemperatur auch entsprechende Variationen in der Sauerstoffisotopenzusammensetzung der marinen Karbonate zur Folge haben.

Das atomare Verhältnis von schwerem zu leichtem Isotop eines Elementes in einer Phase wird als Isotopenverhältnis des betreffenden Elementes in der Phase bezeichnet.

Isotopenverhältnis = Anzahl Atome des schweren Isotops/Anzahl Atome des leichten Isotops,
z. B.: $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$; $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$

In der Regel kommen die schweren Isotope eines Elementes sehr viel seltener vor als die leichten. Die absoluten Zahlen sind daher sehr kleine Zahlen im Bereich von 10^{-2} bis 10^{-4} .

Es ist äußerst schwierig absolute Isotopenverhältnisse in einer Phase mit großer Genauigkeit zu bestimmen. Wesentlich einfacher ist es, das Isotopenverhältnis in einer unbekannt Probe mit dem Isotopenverhältnis einer bekannten Standardsubstanz zu vergleichen. Der δ - Wert gibt die Abweichung des Isotopenverhältnisses in der Probe vom Isotopenverhältnis in der Standardsubstanz in ‰ an.

$$\delta \text{ Probe} = (R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}} / R_{\text{Standard}}) \times 1000$$

Für Wasserstoff und Sauerstoff dient als internationaler Standard die mittlere isotopische Zusammensetzung des Meerwassers (Standard Mean Ocean Water-SMOW). Für Kohlenstoff dient als Referenzpunkt das ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ Verhältnis aus einem kretazischen Belemniten (*Belemnite americana*) aus der Pee Dee Formation in South Carolina (PDB).

2.) Stratigraphie

Stratigraphische Methoden sind Datierungsmethoden, die wie im Fall der Biostratigraphie eine relative Datierung zulassen oder wie im Fall einer Altersbestimmung mit radioaktiven Isotopen absolute Daten darstellen. Die Isotopenstratigraphie mit stabilen Isotopen liefert eher vergleichende als absolute Informationen. Lithologische Profile können aufgrund ihrer physikalischen und petrologischen Gesteinseigenschaften korreliert werden. In der Isotopenstratigraphie werden Profile mit Hilfe der Isotopensignale korreliert. Stratigraphische

Abfolgen zeigen mitunter ganz charakteristische isotopische Muster, die sekuläre Schwankungen in den Isotopenzusammensetzungen oder im geochemischen Environment des Ablagerungsraumes des betreffenden Sediments widerspiegeln. Neben regionalen Korrelationen sind auch globale Korrelationen möglich, wie Ergebnisse aus dem DSDP bzw. ODP zeigen.

Probleme bei der Korrelation ergeben sich, wenn die Peaks im Rahmen natürlicher Schwankungen liegen. Isotopendaten liefern aber neben der Möglichkeit der Korrelation auch Daten über Paläökologie und Paläoklimatologie.

3.) Weitere Anwendungen

Paläotemperaturbestimmungen und paläökologische Faktoren

In marinen Environments werden Paläotemperaturbestimmungen meist anhand von kalzitischen oder aragonitischen Schalen von geeigneten Organismen (z. B. benthische und planktische Foraminiferen, Mollusken (Bivalven)) durchgeführt. Im allgemeinen können alle Organismen, die ihr Schalenmaterial im isotopischen Gleichgewicht mit dem umgebenden Meerwasser ausfällen, verwendet werden, wenn das primäre Isotopensignal sich nicht verändert hat. Probleme treten auf, wenn andere Faktoren das Isotopensignal beeinflussen, z. B. Schwankungen in Paläosalinität oder Änderungen des Eisvolumens. Für paläökologische Untersuchungen, die auf der Grundlage von Gleichgewichtsfraktionierung von Sauerstoffisotopen mit dem Meerwasser basieren, sind Daten zur Isotopenzusammensetzung des Meerwassers nötig.

Isotopensignale von Ozeanen

$\delta^{13}\text{C}$ wurde lange Zeit als wesentlich konstant rund um 0 ‰ PDB angesehen, aber doch mit einigen Schwankungen. Erst in den 80-er Jahren wurde erkannt, daß diese Schwankungen ein reales Signal sind, die sehr gut für Korrelationen und Stratigraphie verwendet werden können.

Der Trend durch das Phanerozoikum zeigt eine generelle Zunahme in $\delta^{13}\text{C}$ während des Paläozoikums von $-1(\pm 1)$ ‰ bis $+4(\pm 2)$ ‰ PDB, gefolgt von einer abrupten Abnahme von 2 ‰ an der Perm/Trias-Grenze und folgender Oszillation rund um den heutigen Wert während des Mesozoikums und Känozoikums. Daß dieser Trend in $\delta^{13}\text{C}$ im großen und ganzen ein primärer Trend ist, wird heute nicht mehr bestritten, während die Situation bei $\delta^{18}\text{O}$ anders aussieht.

Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Zusammensetzung der Ozeane ist ein umstrittenes Thema in der Isotopengeochemie. Karbonate verarmen mit zunehmendem Alter immer stärker an ^{18}O . Dieser Trend ist durch viele Studien belegt, aber die Gründe dafür sind umstritten. Der Trend zeigt steigende $\delta^{18}\text{O}$ Werte, von ungefähr -8 ‰ im Kambrium bis zum heutigen Wert von 0 ‰. Wie für das $\delta^{13}\text{C}$ ist dieser Trend nicht linear, aber trotzdem kontinuierlich. Ob es sich bei diesem Trend um ein primäres Signal oder um ein sekundäres, hervorgerufen durch diagenetische Veränderungen handelt, ist umstritten.

Für paläökologische und -klimatologische Untersuchungen werden häufig Foraminiferen verwendet, da sie weit verbreitet auftreten. Planktische und benthische Foraminiferen reflektieren unterschiedliche Wassertemperaturen, Oberflächen- und Tiefenwässer. Die Änderung der Oberflächenwassertemperatur und somit der Sauerstoffisotopenverhältnisse hängen vom Klima ab, während die Tiefenwassertemperaturen eher unbeeinflusst von jährlichen Temperaturschwankungen sind. Dafür zeigen sie aber den Einfluß von Eisvolumeneffekten. Sauerstoffisotopenrekords von benthischen Foraminiferen werden deshalb als Indikatoren für Vereisung und als stratigraphisches Werkzeug verwendet. Zu berücksichtigen ist aber bei der Isotopenuntersuchung von Foraminiferen, daß nicht alle ihre Schalen im isotopischen Gleichgewicht mit dem Meerwasser ausfällen. Eine weitere Organismengruppe, die häufig verwendet wird, sind Mollusken, insbesondere Bivalven, da diese das Karbonat ihrer Schalen im

Gleichgewicht mit dem umgebenden Meerwasser ausfällen. Probleme bei der Interpretation der Daten entstehen durch Beeinflussung des Isotopensignals durch Vital-Effekte, Variationen in der Wasserzusammensetzung, Salinitätsänderungen und diagenetische Effekte.

4.) Stabile Isotope und Umweltparameter im ostalpinen Miozän

In dem anlaufenden FWF-Projekt „Stabile Isotope und Umweltparameter im ostalpinen Miozän“, das im Projektcluster „Änderungen in ostalpinen miozänen Ökosystemen und ihre geodynamische Kontrolle“ eingeschlossen ist, soll versucht werden, Umweltparameter, wie Temperatur, Wasserchemie, Wasserzirkulation etc., die als mögliche Hauptgründe für wiederholt auftretende Bioevents im Miozän der ostalpinen Region gelten, zu erfassen. Einige dieser Änderungen können lokale oder regionale Bedingungen reflektieren, andere können in Zusammenhang mit globalen Änderungen stehen. Isotopenuntersuchungen sollen vorrangig an Foraminiferen und Echinoiden durchgeführt werden. Sauerstoffisotopendaten sollen Aussagen über Temperatur und Salinität zulassen, und Kohlenstoffdaten sollen zur Rekonstruktion von Wassermassen, Paläosalinitäten und zur Erfassung von Produktivität organischen Materials dienen.

Stratigraphie der Schrambachschichten (Schrambach-Formation) an der Typuslokalität: Lithostratigraphisches Konzept und neue biostratigraphische Daten

Harald LOBITZER ¹⁾, Zdenek Vasicek ²⁾, Petr Skupien ²⁾, Daniela Boorova ³⁾ und Michael W. Rasser ¹⁾

¹⁾ Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.
e-mail: harald.lobitzer@cc.geolba.ac.at; michael.rasser@univie.ac.at.

²⁾ Institute of Geological Engineering, VSB-Technical University of Ostrava, 17. listopadu 15, CZ-70833 Ostrava-Poruba.

³⁾ Geological Survey, Mlynská dolina 1, SK-81704 Bratislava

Im Zuge einer umfassenden biostratigraphischen Neubearbeitung der Schrambachschichten sollen diese nun auch formal lithostratigraphisch definiert werden. In vorliegender Präsentation soll ein erstes lithostratigraphisches Konzept für die Typuslokalität und die damit verbundene Problematik diskutiert werden. Als größtes Problem erweist sich dabei die lithologische Abgrenzung von den liegenden und hangenden Einheiten.

Die Schrambachschichten, die als kretazische Vertreter der „Aptychenschichten“ angesehen werden („Neokome Aptychenschichten“), stellen ein weit verbreitetes kalkalpines Schichtglied mit Mächtigkeiten von wenigen Metern bis zu 400 m dar. Lithologisch gehen die Schrambachschichten in der Regel aus den oberjurassischen bis berriasischen Oberalmer Schichten hervor, im Hangenden gehen sie meist in die Roßfeldschichten über (vgl. BOOROVA et al., 1999). Im Hangendsten der Schrambach-Fm. können Anzenbachschichten als „Bunte Varietät“ eingeschaltet sein.

Folgendes Konzept wird zur Diskussion gestellt:

Schrambach-Formation

Typuslokalität: Schrambachgraben, 4 km SSE' Hallein.

Typusprofil: An der Typuslokalität. Hier geht die Schrambach-Fm. aus mehreren Zehnermetern mächtigen Oberalmer Schichten hervor, die im Unterlauf an der Basis des unteren Wasserfalles aufgeschlossen sind. Nach einem 80 m mächtigen Aufschluß der Schrambach-