

# Atmosphärischer Kohlendioxidgehalt in den letzten 500 Millionen Jahren

Daniel H. Rothman†

Abteilung für Erd-, Atmosphären- und Planetenwissenschaften, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA 02139

Mitgeteilt von Paul F. Hoffman, Harvard University, Cambridge, MA, 30. Januar 2002 (zur Durchsicht eingegangen am 9. Oktober 2001)

**Die letzten 500 Millionen Jahre der Strontium-Isotopenaufzeichnung korrelieren nachweislich erheblich mit der gleichzeitigen Aufzeichnung der Isotopenfraktionierung zwischen anorganischem und organischem Kohlenstoff, nachdem die Auswirkungen recycelter Sedimente aus dem Strontiumsignal entfernt wurden. Die Korrelation ergibt sich nachweislich aus der gemeinsamen Abhängigkeit beider Signale von Verwitterung und magmatischen Prozessen. Da die langfristige Entwicklung des Kohlendioxidgehalts in ähnlicher Weise von Verwitterung und Magmatismus abhängt, sind die relativen Schwankungen von CO<sub>2</sub>. Die Werte werden aus den gemeinsamen Schwankungen der Isotopenaufzeichnungen abgeleitet. Das dabei entstehende CO<sub>2</sub>-Signal weist keine systematische Übereinstimmung mit der geologischen Aufzeichnung klimatischer Schwankungen auf tektonischen Zeitskalen auf.**

**T**Der langfristige Kohlenstoffkreislauf wird durch chemische Verwitterung, vulkanische und metamorphe Entgasung sowie die Verlagerung von organischem Kohlenstoff gesteuert (1, 2). Der frühere atmosphärische Kohlendioxidgehalt spiegelt sich im Isotopengehalt von organischem Kohlenstoff (3) und, weniger direkt, Strontium (4) in marinen Sedimentgesteinen wider; Ersteres, weil die photosynthetische Kohlenstoffisotopenfraktionierung empfindlich auf CO<sub>2</sub> reagiert. Letzteres liegt daran, dass Verwitterung und Entgasung mit extremen Werten des Häufigkeitsverhältnisses einhergehen <sup>87</sup>Sr-<sup>86</sup>Sr. Versuche jedoch, diese geochemischen Signale zu nutzen, um vergangenes CO<sub>2</sub> abzuschätzen (5–8) werden durch die zusätzlichen Beziehungen der Signale zu verschiedenen tektonischen (9, 10) und biologischen (11) Effekten behindert. Darüber hinaus hat sich das Strontiumsignal als besonders schwierig zu analysieren erwiesen (12–15).

Hier versuche ich, diese Unklarheiten in den Isotopensignalen von Kohlenstoff und Strontium aufzulösen. Zunächst wird gezeigt, dass die letzten 500 Millionen Jahre des Strontiumsignals nach der Umwandlung zur Beseitigung der Auswirkungen des recycelten Sediments (16, 17) signifikant mit der gleichzeitigen Aufzeichnung der Isotopenfraktionierung zwischen anorganischem und organischem Kohlenstoff korrelieren (3). Dieses empirische Ergebnis wird durch die theoretische Schlussfolgerung ergänzt, dass die beiden Aufzeichnungen durch ihre gemeinsame Abhängigkeit von kontinentalen Verwitterungsraten und magmatischer Aktivität verbunden sind. Die Annahme, dass CO<sub>2</sub> Wenn die Werte mit dem ersteren fallen und mit dem letzteren ansteigen, deutet dies darauf hin, dass ein angemessener Durchschnitt der beiden Aufzeichnungen die langfristigen Schwankungen des Partialdrucks des atmosphärischen CO<sub>2</sub> widerspiegeln sollte. Der CO<sub>2</sub>-Signal aus dieser Analyse abgeleitete Signal stellt Schwankungen auf Zeitskalen von mehr als etwa 10 Millionen Jahren (My) dar. Ein Vergleich mit der geologischen Aufzeichnung klimatischer Schwankungen (18) zeigt keine offensichtliche Übereinstimmung.

## Strontium- und Kohlenstoffisotopensignale

Abb. 1 zeigt die Strontium- und Kohlenstoffisotopensignale für die letzten 500 My. Die Daten für die Strontiumisotopenverhältnisse <sup>87</sup>Sr-<sup>86</sup>Sr wurden von Veizer zusammengestellt *et al.* (4) und Walter *et al.* (19); die erstere Quelle ist für alles verantwortlich <sup>87</sup>Sr-<sup>86</sup>Sr-Daten, die jünger als 520 My sind, während letztere für Daten verwendet wurden, die bis 608 My zurückreichen (nicht gezeigt). Beide Sätze von <sup>87</sup>Sr-<sup>86</sup>Sr-Daten wurden zunächst in nicht überlappenden Zeitfenstern von 10 My gemittelt. Die resultierende ungleichmäßig verteilte Aufzeichnung wurde dann in eine gleichmäßig verteilte Aufzeichnung mit Zeitinkrementen von etwa 10 My und ohne Beiträge zur spektralen Leistungsdichte bei Perioden von weniger als 21 My umgewandelt (20).

Der zweite Datensatz in Abb. 1, zusammengestellt von Hayes *et al.* (3) ergibt sich aus der Isotopenzusammensetzung von marinem organischem Kohlenstoff und Karbonatkohlenstoff. Aus Isotopenhäufigkeitsverhältnissen  $R_X = (^{13}\text{C}-^{12}\text{C})_X$  für Kohlenstoff in der Probe  $X$ , die Isotopenfraktionierung zwischen Proben  $X$  und eine Standardprobe (STD),  $- \delta_X = 1.000[(R_X/R_{STD}) - R_{STD}]$ , wird für Carbonat ( $- \delta_C$ ) und Bio ( $- \delta_B$ ) Kohlenstoff. Die Isotopenfraktionierung  $- \delta_C$  zwischen dem gesamten organischen Kohlenstoff und den Sedimentkarbonaten ergibt sich dann ungefähr durch  $- \delta_C = - \delta_B - \delta$ , das ist das zweite in Abb. 1 dargestellte Signal.

Abb. 1 zeigt eine überraschende Ähnlichkeit zwischen den beiden Aufzeichnungen für Schwankungen mit Zeiträumen von weniger als etwa 100 Millionen Jahren. Allerdings ist die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen statistisch nicht signifikant (Spearman-Rangkorrelationskoeffizient (21)  $R_s = 0,40$ ,  $P = 0,17$ ,  $N = 46$ ), da die längerfristigen Schwankungen nicht phasengleich sind. Daher ist es interessant zu fragen, warum die beiden Aufzeichnungen auf kürzeren Zeitskalen ähnlich und auf längeren Zeitskalen unähnlich erscheinen.

Neuere Arbeiten haben gezeigt, dass die Messungen von  $- \delta_C$  passen ungefähr zur empirischen Beziehung (3, 22)

$$- \delta_C = - \delta_B - \delta \quad [1]$$

Der Parameter  $- \delta$  repräsentiert die Isotopeneffekte der Photosynthese und sekundärer biologischer Prozesse sowie den Isotopenabbau von gelöstem CO<sub>2</sub> in Oberflächengewässern im Vergleich zu Sedimentkarbonat. Weil  $- \delta_C$  während des in Abb. 1 dargestellten Zeitraums annähernd konstant, die Hauptquelle von  $- \delta_C$ -Schwankungen sind in Isotopeneffekten enthalten, die auf die sich ändernde Algenphysiologie zurückzuführen sind – die Permeabilität, das Verhältnis von Oberfläche zu Volumen und die Wachstumsrate von Algenzellen – dargestellt durch  $- \delta$  und die Konzentration von gelöstem Kohlendioxid in Oberflächengewässern (3, 8).

Obwohl die Mechanismen, die für die Schwankungen verantwortlich sind <sup>87</sup>Sr-<sup>86</sup>Sr über Sr wird viel diskutiert (4, 9, 10, 12–15), einige Aspekte der Signalentwicklung sind dennoch klar. Weil <sup>87</sup>Rb zerfällt zu <sup>87</sup>Sr mit einer Halbwertszeit von 48 Milliarden Jahren, der Vorrat an <sup>87</sup>Sr kann davon ausgegangen werden, dass Sr über die letzten 500 My annähernd konstant war. Es ist jedoch nicht gleichmäßig verteilt: Der Flusseintrag in die Ozeane stammt zum Teil aus Gesteinen – sowohl Silikaten als auch metamorphisierten Karbonaten (12–15) –, die relativ reich an radiogenem Sr sind ( $S = 0,712$  oder mehr) im Vergleich zum nichtradiogenen Sr aus dem Erdmantel, das an hydrothermalen Quellen zugeführt wird ( $S = 0,7035$ ) (23). Der Wert von  $S$  zu einem bestimmten Zeitpunkt  $T$  stellt in erster Näherung die relativen Flüsse dieser beiden Extremwerte dar.

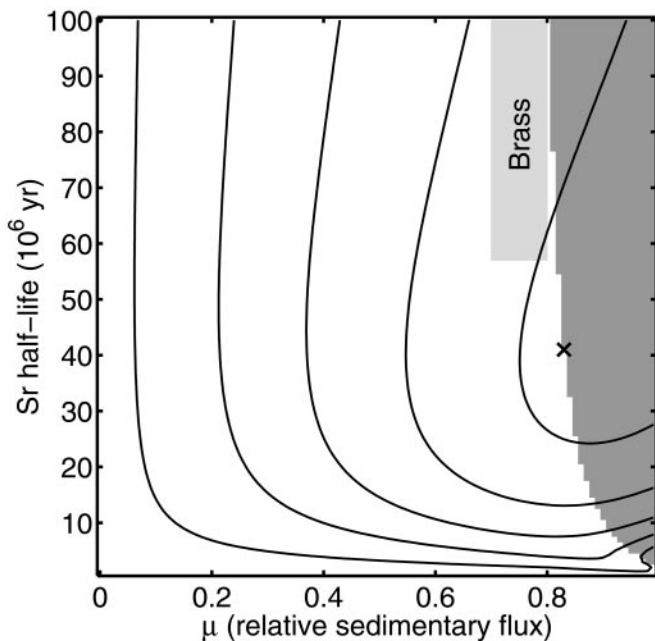
Abkürzung: My, million years.

E-Mail: dan@segovia.mit.edu.

\*Korrelationen zwischen  $- \delta_C$  und  $- \delta_B$  oder  $- \delta$  werden aus berechneten gleichzeitigen Paaren erhalten nach linearer Interpolation des Sr-Signals, so dass es zur gleichen Zeit abgetastet wird wie  $- \delta_C$ . Die statistische Signifikanz  $P$  ist einseitig und wurde mithilfe der in Lit. beschriebenen Monte-Carlo-Technik geschätzt. 8.

Die Veröffentlichungskosten dieses Artikels wurden teilweise durch die Zahlung einer Seitengebühr bestritten. Dieser Artikel muss daher hiermit gekennzeichnet werden mit „Werbung“ gemäß 18 USC §1734 ausschließlich zur Angabe dieser Tatsache.





**Abb. 2.** Konturen von  $R$  als Funktion von  $\mu$ , dem Anteil an sedimentärem Sr, der aus dem Speicherfluss stammt, und  $T_{1/2}$  (ln 2), die Halbwertszeit von sedimentärem Sr.  $R$  wurde berechnet für  $\mu = 0, 0,01, \dots, 0,99$  und  $T_{1/2} = 1, 2, \dots, 99$  My. Bei großer Halbwertszeit nehmen die Konturen von links nach rechts wie folgt ab:  $-0,60, -0,65, -0,70, -0,75, -0,79$ . Das untere  $\mu$  markiert das Minimum,  $R = -0,80, 0,7035$ . Die Einschränkung erhaltene Symbol  $G(T)$  Der Bereich ist dunkelgrau schattiert auf der rechten Seite erfüllt die Einschränkung nicht. Der rechteckige Bereich mit der Bezeichnung „Brass“ entspricht früheren Schätzungen, die durch geochemische Argumente ermittelt wurden (17); seine horizontale Ausdehnung wurde nicht explizit berechnet.

Terrane) nimmt zu. Der dritte formalisiert die natürliche Annahme, dass der hydrothermale Sr-Fluss mit dem gleichen Vorzeichen variiert wie alle magmatischen Prozesse.

Denn die Sr-Isotopenverhältnisse nehmen mit zunehmender Temperatur zu ( $R$  dh,  $G \cdot R$ ) und nimmt mit zunehmender Größe ab ( $V_H$  dh,  $G \cdot V_H$ ), eins hat

$$\frac{G}{V} - \frac{G D V_H}{V_H D V} = 0 \quad \text{Und} \quad \frac{G}{W} - \frac{G D R}{R D W} = 0. \quad [8]$$

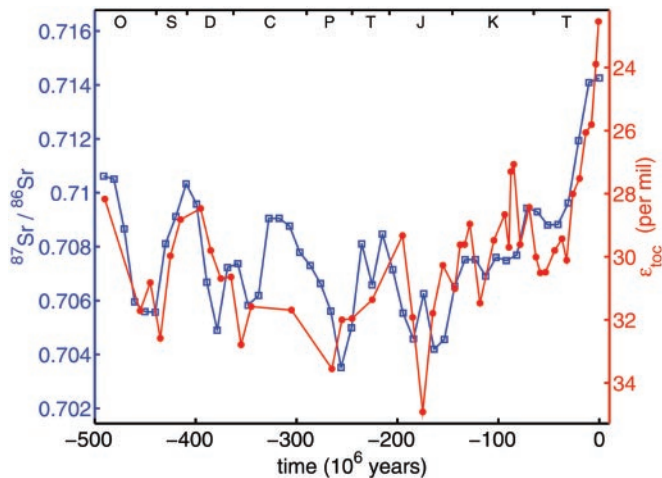
Weil  $G$  und  $-to_c$  negativ korreliert sind, erwartet man, dass  $-to_c$  kommt drauf an  $\mu$  und  $w$  im umgekehrten Sinne:

$$-to_c \propto \mu \quad \text{und} \quad -to_c \propto \frac{1}{w}. \quad [9]$$

Die Ungleichheiten 8 und 9 wurden erhalten, ohne dass ausdrücklich eine Abhängigkeit davon angenommen wurde.  $R$  an  $\mu$  noch  $-$  weiter  $\mu$  und  $w$ . Weil sie das zeigen  $\mu$  und  $w$  jeder Einfluss  $G$  und  $-to_c$  mit entgegengesetzten Vorzeichen die relativen Schwankungen jeder anderen Größe, die ebenfalls davon abhängt und mit entgegengesetzten Vorzeichen können aus den gemeinsamen Schwankungen von geschlossen werden  $G$  und  $-to_c$ . Insbesondere die Konzentration von ozeanischem  $CO_2$  reagiert positiv darauf während seine Reaktion auf Witterungseinflüsse negativ ist:

$$\frac{G}{V} = 0 \quad \text{und} \quad \frac{D\mu}{W} - \frac{D\mu}{\mu D W} = 0. \quad [10]$$

\*Das verlangt man auch, wenn sich etwas ändert oder  $w$  dominieren einen Prozess, dann dominieren sie alle Prozesse.



**Abb. 3.** Die Funktion  $G$  (blaue Quadrate), die durch Entfernen des Speicherflusses aus dem erhaltenen  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Daten von Abb. 1, zusammen mit  $-to_c$  (rote Kreise). Beachten Sie, dass die Reichweite der  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Sr-Kurve ist ungefähr fünfmal größer als in Abb. 1. Die Daten werden so aufgetragen, dass der Mittelwert beider Zeitreihen auf derselben horizontalen Linie liegt und ihre Effektivwertschwankungen die gleiche vertikale Ausdehnung haben.

Somit sind die gemeinsamen Schwankungen von  $G$  und  $-to_c$  geben die relativen Schwankungen des alten  $CO_2$  an  $\mu$  Ebenen.

### Schätzung des $CO_2$ Signal

Ich fahre mit der Schätzung des  $CO_2$  fort explizit signalisieren. Erstens, die höchste Messung von  $-to_c$ , bei  $-175$  My, wird aufgrund seiner statistischen Bedeutungslosigkeit gestrichen (3). Ich verwandle mich dann  $G(T) = \alpha(T)$ , eine von Strontium abgeleitete Schätzung von  $-to_c$ , indem die linke Achse von Abb. 3 dem entsprechenden Wert auf der rechten Achse zugeordnet wird. Die Mengen  $-to_c$  und  $G$  werden dann gemittelt, um zu erhalten

$$T_{ich} = G T_{ich} = -to_c T_{ich} = 2. \quad [11]$$

Die Zeiten  $T_{ich}$  sind durch die Punkte gegeben, an denen  $-to_c$  angegeben ist und  $-G(T_{ich})$  wird durch lineare Interpolation erhalten. Hier wird implizit angenommen, dass  $-to_c$  und  $G$  enthalten ein gemeinsames Signal, das durch Mittelung verstärkt wird. Statistische Argumente deuten darauf hin, dass das RMS-Signal-Rausch-Verhältnis zwischen etwa 2 und 3 liegt.\*\*

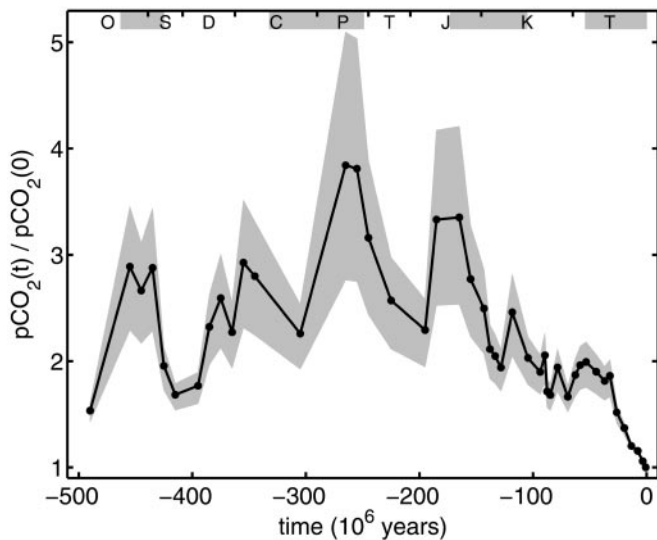
Nehmen Sie nun an, dass  $-$  und  $-to_c$  sind konstant und definieren die dimensionslose  $CO_2$  Konzentration  $-to_c$  (8). Bezüglich  $\mu$  und  $G$ , 1 dann ergibt sich

$$T = \frac{-to_c}{-to_c} = T. \quad [12]$$

Auf langen Zeitskalen, so dass die Ozeane im Gleichgewicht mit der Atmosphäre sind, ist der Partialdruck  $PCO_2$  ist proportional zu (1). Die relativen Schwankungen von  $PCO_2$  sind daher gegeben durch (7) (0), der in Abb. 4 für  $-to_c$  aufgetragen ist  $-36$  Promille (%).

\*Weil  $-to_c$  kann auch von anderen Prozessen abhängen  $w$  wie organische Kohlenstoffbestattung, die gemeinsame Schwankungen von  $G$  und  $-to_c$  spiegeln nicht unbedingt die vollständige Entwicklung von  $w$  sondern vielmehr die "teilweiser" Beitrag von  $\mu$  und  $w$  allein. Die gute Korrelation in Abb. 3 zeigt dies jedoch  $w$  Der Einfluss von  $s$  auf die Schwankungen von  $s$  war gering, außer möglicherweise im Karbon. Daraus kann man schließen, dass die Schwankungen von  $G$  und  $-to_c$  folgen Sie in guter Näherung den Schwankungen mit entgegengesetzten Vorzeichen.

\*\* Um das Signal-Rausch-Verhältnis der Zeitreihe abzuschätzen (7) definiert durch Gl. 11, annehmen, dass  $-to_c$  und  $G$  bestehen jeweils aus einem gemeinsamen, aber unbekanntem Signal  $z$  in Gegenwart von Null-Mittelwert-Rauschen  $to_c$  und  $G$ , jeweils:  $-to_c = z + \epsilon_1$  und  $G = z + \epsilon_2$ . Die Quantität ist eine Schätzung von  $z$ . Sein Signal-Rausch-Verhältnis kann unter der Annahme berechnet werden, dass  $to_c$  und  $G$  jeder hat Varianz  $\sigma^2$ ,  $z$  hat Varianz  $\sigma_z^2$  und  $to_c$  und  $G$  sind jeweils unkorreliert mit dem anderen. Die Erwartung des Korrelationskoeffizienten  $R$  ist dann  $\frac{\sigma_z^2}{\sigma_z^2 + 2\sigma^2}$  (25). Die beobachtete Korrelation  $R = -0,80$  ergibt dann  $\frac{\sigma_z^2}{\sigma_z^2 + 2\sigma^2} = 0,80$ , oder dass der Effektivwert Die Signalschwankung ist doppelt so groß wie das Rauschen. Das RMS-Signal-Rausch-Verhältnis kann bis zum Faktor 2 größer sein, d. h. es sollte zwischen etwa 2 und 3 liegen.



**Abb. 4.** Schwankungen von  $PCO_2$  für die letzten 500 My, normalisiert durch die Schätzung von  $PCO_2$  erhalten aus dem aktuellsten Wert von  $PCO_2$ . Die durchgezogene Linie ergibt sich aus Gl. 12 durch die Nutzung von  $-0.36\%$ . Die unteren und oberen Grenzen des Graubereichs um die  $PCO_2$  Kurvenenergebnis aus  $-0.38$  bzw.  $35\%$ . Die grauen Balken oben entsprechen Perioden, in denen das Erdklima relativ kühl war; Die weißen Zwischenräume dazwischen entsprechen warmen Modi (18).

Die Grauzone um die  $PCO_2$  Kurve in Abb. 4 klammert dieses Ergebnis für  $-0.35\%$  und  $38\%$ , ein Bereich, der mit früheren Schätzungen übereinstimmt (3).

Abb. 4 zeigt, dass  $CO_2$  Die Werte sind in den letzten 175 Millionen Jahren größtenteils zurückgegangen. Vor diesem Zeitpunkt scheinen sie zwischen etwa dem Zwei- und Vierfachen des modernen Niveaus geschwankt zu haben, mit einer vorherrschenden Periode von etwa 100 Mio. Jahren. Der Rückgang in den letzten 175 Millionen Jahren ist auch in mehreren früheren Jahren zu beobachten  $PCO_2$  Rekonstruktionen (7, 8, 26, 27), und die gesamte Kurve weist eine gewisse Ähnlichkeit mit einer früheren Schätzung auf, die aus der geologischen Aufzeichnung der Karbonatbildung abgeleitet wurde (26). Obwohl sich der Zeitraum vor -175 My erheblich von früheren geochemischen Modellberechnungen (7) unterscheidet, verleiht eine ungefähre Fehlerschätzung dem eine beträchtliche Glaubwürdigkeit  $PCO_2$  Kurve von Abb. 4. Insbesondere sollte das Signal-Rausch-Verhältnis von 2–3 erben. Diese Entsprechung wäre exakt, wenn ( ) linear wäre. Da ( ) für den beobachteten Bereich von monoton ist, hat seine Nichtlinearität keinen Einfluss auf den Zeitpunkt der Maxima und Minima von  $PCO_2$  Kurve. Somit bleibt die lineare Fehlerschätzung relevant.

### Vergleich mit dem Klimarekord

Unter Verwendung einer Vielzahl sedimentologischer Kriterien, Frakes *et al.* (18) sind zu dem Schluss gekommen, dass das Erdklima in den letzten 600 Millionen Jahren mehrmals zwischen warmen und kühlen Modi gewechselt hat. Aktuelle Arbeit von Veizer *et al.* (28), basierend auf Messungen von Sauerstoffisotopen in Calcit- und Aragonitschalen, scheint die Existenz dieser langperiodischen (135 My) Klimaschwankungen zu bestätigen. Änderungen im  $CO_2$

Es wird üblicherweise davon ausgegangen, dass diese Werte zu den dominanten Mechanismen gehören, die einen solchen langfristigen Klimawandel vorantreiben (29).

Es ist daher interessant zu fragen, ob, wenn überhaupt, ein Zusammenhang zwischen dem antiken Klima und der Schätzung besteht  $PCO_2$  in Abb.

1. Walker, JCG (1977) *Entwicklung der Atmosphäre* (Macmillan, New York).
2. Holland, HD (1978) *Die Chemie der Atmosphäre und der Ozeane* (Wiley, New York).
3. Hayes, JM, Strauss, H. & Kaufman, AJ (1999) *Chem. Geol.* **161**, 103–125.
4. Veizer, J., Ala, D., Azmy, D., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., *et al.* (1999) *Chem. Geol.* **161**, 59–88.
5. Freeman, K. & Hayes, JM (1992) *Globale Biogeochemie. Fahrräder* **6**, 185–198.

4. Die grauen Balken oben in Abb. 4 entsprechen den Perioden, in denen das globale Klima kühl war; Der dazwischenliegende Leerraum entspricht den warmen Modi (18). Die jüngste Kühlperiode entspricht einem relativ niedrigen  $CO_2$ -Gehalt, wie allgemein erwartet wird (30). Es besteht jedoch keine Korrespondenz zwischen  $PCO_2$  und das Klima ist im Rest der Aufzeichnung offensichtlich, teilweise aufgrund des scheinbaren 100-My-Zyklus der  $PCO_2$  Rekord passt nicht zum längeren Klimazyklus. Der Mangel an Korrelation bleibt bestehen, wenn man die Änderung der durchschnittlichen globalen Oberflächentemperatur berechnet, die sich aus Änderungen ergibt  $PCO_2$  und die Solarkonstante unter Verwendung von Energiebilanzargumenten (7, 26).

Oberflächlich betrachtet scheint diese Beobachtung dies zu implizieren  $PCO_2$  übt in Zeiträumen von mehr als etwa 10 Millionen Jahren keine dominante Kontrolle auf das Erdklima aus. Eine Fülle von Beweisen deutet jedoch darauf hin  $PCO_2$  zumindest anstrengt *manche* Kontrolle [siehe Crowley und Berner (30) für eine aktuelle Übersicht]. Abb. 4 allein kann diese Annahme nicht widerlegen. Stattdessen zeigt es einfach, dass die „Nullhypothese“ das ist  $PCO_2$  und Klima keinen Zusammenhang haben, kann allein auf der Grundlage dieser Beweise nicht zurückgewiesen werden.

### Diskussion und Schlussfolgerung

Einer der Hauptbeiträge dieser Studie ist methodischer Natur. Aus Beobachtungen einer schwachen Korrelation zwischen Strontium- und Kohlenstoffisotopensignalen (Abb. 1) und ihrer gemeinsamen Abhängigkeit von globalen Verwitterungsraten und magmatischer Aktivität lässt sich ableiten, dass Verwitterung und Magmatismus die Hauptprozesse sind, die die Schwankungen der Signale auslösen. Die Korrektur der Auswirkungen des Sedimentrecyclings verstärkt die Korrelation (Abb. 3), weist auf ein starkes gemeinsames Signal hin und untermauert diese Schlussfolgerung.

Ein zweiter, entscheidender Schritt besteht darin, zu beachten, dass bei jeder Größe mit einer ähnlichen gemeinsamen Abhängigkeit von Verwitterung und magmatischen Prozessen davon ausgegangen werden kann, dass sie ähnliche Schwankungen aufweist. Dabei liegt der Schwerpunkt auf  $CO_2$  Ebenen; Was die Strontium- und Kohlenstoffisotopensignale betrifft,  $CO_2$  Die Werte hängen von Verwitterung und Magmatismus mit entgegengesetzten Vorzeichen ab und sollten daher ungefähr synchron mit den Isotopensignalen schwanken. Da die Argumentation allgemein ist, muss sie nicht auf  $CO_2$  beschränkt sein. Unter den vielen möglichen Anwendungen ist der Fall der ozeanischen Phosphatkonzentrationen besonders interessant. Die Phosphatkonzentrationen sollten mit der Verwitterung ansteigen und mit der hydrothermischen Aktivität abnehmen (31); Daher kann die Methodik in diesem Artikel auf ihre Rekonstruktion anwendbar sein. Da Phosphor außerdem ein limitierender Nährstoff ist, ist davon auszugehen, dass die Produktivität der Ozeane positiv von der Konzentration im Meerwasser abhängt, was darauf hindeutet, dass  $CO_2$  Niveaus und Produktivität kovariieren auf geologischen Zeitskalen negativ (8).

Eine solche Argumentation wirft natürlich die Frage nach Ursache und Wirkung auf. Diese Studie zeigt, dass Entgasung und Silikatverwitterung in den letzten 500 Millionen Jahren die Hauptkontrollen im Kohlenstoffkreislauf waren. Die Ergebnisse selbst geben jedoch keinen Aufschluss darüber, ob einer dieser Mechanismen vorherrschte oder ob die Verwitterung durch die Diversifizierung von Landpflanzen (8), Kontinentalkollisionen (9) oder eine komplexe Kombination aus tektonischen, biologischen und geochemischen Prozessen (7) vorangetrieben wurde. Sie bieten jedoch einen neuen Blick auf die langfristigen Schwankungen von  $PCO_2$  Dies wird hoffentlich neue Ansätze zur Untersuchung biogeochemischer Kreisläufe auf evolutionären Zeitskalen anregen.

Ich danke O. Aharonson, L. Derry, J. Hayes, P. Hoffman, A. Knoll, L. Kump, J. Sachs, R. Summons und dem verstorbenen John Edmond für hilfreiche Anmerkungen. Diese Arbeit wurde teilweise durch den National Science Foundation Grant DEB-0083983 unterstützt.

6. Francois, LM & Walker, JCG (1992) *Bin. J. Sci.* **292**, 81–135.
7. Berner, RA (1994) *Bin. J. Sci.* **294**, 56–91.
8. Rothman, DH (2001) *Proz. Natl. Acad. Wissenschaft. US* **98**, 4305–4310.
9. Edmond, J. (1992) *Wissenschaft* **258**, 1594–1597.
10. Richter, FM, Rowley, DB & DePaolo, DJ (1992) *Planet Erde. Wissenschaft. Lette.* **109**, 11–23.
11. Hayes, JM (1993) *Meeresgeol.* **113**, 111–125.



12. Derry, LA & France-Lanord, C. (1996) *Planet Erde. Wissenschaft. Lette.* **142**, 59–74.
13. Quade, J., Roe, L., DeCelles, PG & Ojha, TP (1997) *Wissenschaft* **276**, 1828–1831.
14. Sharma, M., Wasserburg, GJ, Hofmann, A. & Chakrapani, GJ (1999) *Geochim. Kosmochim. Acta* **63**, 4005–4012.
15. Basu, AR, Jacobsen, SB, Poreda, RJ, Dowling, CB & Aggarwal, PK (2001) *Wissenschaft* **293**, 1470–1473.
16. Garrels, RM & Mackenzie, FT (1971) *Entwicklung von Sedimentgesteinen* (Norton, New York).
17. Brass, GW (1976) *Geochim. Kosmochim. Acta* **40**, 721–730.
18. Frakes, LA, Francis, JE & Syktus, JI (1992) *Klimamodi des Phanerozoikums* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, Großbritannien).
19. Walter, MR, Veevers, JJ, Calver, CR, Gorjan, P. & Hill, AC (2000) *Präkambrische Res.* **100**, 371–433.
20. Vio, R., Strohmer, T. & Wamsteker, W. (2000) *Publ. Astrono. Soc. Pac.* **112**, 74–90.
21. Press, WH, Flannery, BP, Teukolsky, SA & Vetterling, WT (1995) *Numerische Rezepte in C: Die Kunst des wissenschaftlichen Rechnens* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, Großbritannien).
22. Popp, BN, Laws, EA, Bidigare, RR, Dore, JE, Hanson, KL & Wakeham, SG (1998) *Geochim. Kosmochim. Acta* **62**, 69–77.
23. Palmer, MR & Edmond, J. (1989) *Planet Erde. Wissenschaft. Lette.* **92**, 11–26.
24. Urey, HC (1952) *Die Planeten* (Yale Univ. Press, New Haven, CT).
25. Feller, W. (1968) *Eine Einführung in die Wahrscheinlichkeitstheorie und ihre Anwendungen* (Wiley, New York).
26. Budyko, MI, Ronov, AB & Yanshin, AL (1987) *Geschichte der Erdatmosphäre* (Springer, Berlin).
27. Ekart, DD, Cerling, TE, Montanez, IP & Tabor, NJ (1999) *Bin. J. Sci.* **299**, 805–827.
28. Veizer, J., Godderis, Y. & Francois, LM (2000) *Natur (London)* **408**, 698–701.
29. Kump, LR (2000) *Natur (London)* **408**, 651–652.
30. Crowley, TJ & Berner, RA (2001) *Wissenschaft* **292**, 870–872.
31. Wheat, CG, Feely, RA & Mottl, MJ (1996) *Geochim. Kosmochim. Acta* **60**, 3593–3608.
32. Harland, WB, Armstrong, R., Cox, A., Craig, L., Smith, AG & Smith, GD (1990) *Eine geologische Zeitskala 1989* (Cambridge Univ. Press, Cambridge, Großbritannien).