

Veränderungen im Kohlenstoffgehalt der terrestrischen Biosphäre über glaziale Zeitskalen - eine Simulationsstudie

Peter Köhler & Hubertus Fischer

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-Gemeinschaft,
Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven. Tel: 0471.4831.1687, Fax: 0471.4831.1149
(pkoeehler@awi-bremerhaven.de)

Zusammenfassung

Der Kohlenstoffgehalt der terrestrischen Biosphäre während des Holozäns und des Letzten Glazialen Maximums (LGM) wurde mehrfach mit Hilfe von Daten und Gleichgewichtssimulationen abgeschätzt. Wir benutzen hier diese vormaligen Ergebnisse in einem einfachen global gemittelten Boxmodell der terrestrischen Biosphäre, das mit unterschiedlichen Klimaaufzeichnungen (Temperatur, $p\text{CO}_2$, Meeresspiegeländerung) angetrieben wird, um den Übergang vom LGM via Termination I ins Holozän zu berechnen und um festzustellen, welche treibenden Kräfte nötig sind, um die beobachteten Veränderungen in der Biosphäre zu erklären. Klimaantriebe für diese Art Modelltyp für rezente Fragen des Klimawandels sind zu stark um den Glazial/Interglazial-Übergang zu erklären. Nach unseren Ergebnissen waren ungefähr 1600 PgC während des LGMs als terrestrischer Kohlenstoff gebunden, 600 PgC weniger als zu vorindustriellen Zeiten. Die aus unseren Ergebnissen berechnete Freisetzung vormalig im Ozean gebundenen Kohlenstoffes war während der vergangenen 20 kyr in Phase mit dem atmosphärischen $p\text{CO}_2$ Rekord, aber durch den Aufbau der terrestrischen Bestände viermal größer als der Anstieg im $p\text{CO}_2$. Die berechneten Veränderungen in der isotopischen Signatur des ozeanischen $\delta^{13}\text{C}$ stimmen gut mit Daten überein, ermöglichen jedoch im Gegensatz zu anderen Studien der ter-

restrischen Biosphäre eine relevante Rolle in der Bestimmung des atmosphärischen $\delta^{13}\text{C}$ Gehaltes während der Termination.

Einleitung

Paläoklimatische Variationen in Temperatur und atmosphärischem $p\text{CO}_2$ bestimmten auch die Veränderungen in den terrestrischen Kohlenstoffreservoirs. Mit mehreren modell- und datenbasierten Studien wurde bisher versucht, diese Änderungen im biosphärischem Kohlenstoffgehalt zwischen LGM und der modernen Zeit zu quantifizieren. Die ersten Abschätzungen hierzu haben sich mittlerweile als sehr unwahrscheinlich erwiesen, wohingegen mit einer einfachen Massenbilanz der bekannten Veränderungen im atmosphärischen, ozeanischen und terrestrischen C und $\delta^{13}\text{C}$ der Unsicherheitsbereich in terrestrischem Glazial/Interglazial-Anstieg auf 300 - 700 PgC eingeschränkt werden konnte (Bird et al., 1994).

Selbst wenn der gesamte Kohlenstoff, der in terrestrischen Ökosystemen gebunden ist, viel kleiner ist als die 38000 PgC, die sich in gelöster Form im Ozean wiederfinden, bedarf auf Grund der bislang noch ungeklärten Zusammenhänge deren Rolle während des letzten Glazial/Interglazial-Übergangs weiterer Untersuchungen. Bisher wurde aus dem atmosphärischen Kohlenstoffrekorde eines antarktischen Eiskerns geschlossen, dass der globale Kohlenstoffkreislauf in zwei unterschiedlichen

Moden operierte: einer während relativ stabilen Klimazuständen (z. B. LGM oder Holozän) sowie ein weiterer während des Übergangs dazwischen (Smith et al., 1999). Hierbei ergab sich, dass während des Glazial/Interglazial-Überganges Veränderungen im atmosphärischen $p\text{CO}_2$ und $\delta^{13}\text{C}$ hauptsächlich durch den Ozean verursacht wurden, wohingegen der terrestrischen Biosphäre zu Zeiten des Holozäns und des LGMs eine dominante Rolle zugeschrieben wird (Indermühle et al., 1999; Fischer et al., 2003). Die im terrestrischen System begründeten Veränderungen in den atmosphärischen Kohlenstoffarchiven sind jedoch noch immer stark diskutiert (Broecker et al., 2001; Brovkin et al., 2002; Broecker und Clark, 2003). Es wird daher deutlich, dass Unsicherheiten sowohl in den Messdaten wie auch den Modellergebnissen noch zu groß sind, um zu einer endgültigen Einschätzung der Kausalitäten zu kommen.

In dieser Studie wollen wir die Diskussion mit einem durch paläoklimatische Daten angetriebenen transienten Modellierungsansatz erweitern. Hierfür benutzen wir insbesondere die verfügbaren Zeitreihen atmosphärischen Kohlenstoffes, eine der wenigen direkt messbaren Paläorekords. Dieses Vorgehen impliziert die Verwendung eines einfachen Modells, da ansonsten fehlende Datensätze die Modelldynamik dominieren könnten. Bisher wurde diese Art global gemittelter terrestrischer Boxmodelle für Fragen der Landnutzung oder des anthropogenen Klimawandels benutzt (e.g. Joos und Bruno, 1998; Kheshgi und Jain, 2003), aber noch nicht auf glaziale Zeitskalen angewendet.

Modell und Daten

Unser Boxmodell der terrestrischen Biosphäre basiert auf früheren Arbeiten (Emanuel et al., 1984; Kheshgi und

Jain, 2003). Das Modell wurde erweitert, um Photosynthese von C4 Pflanzen abzubilden, die bei der Veränderung des isotopischen Kohlenstoffsignals eine entscheidende Rolle spielt. Das Modell besteht somit aus sieben global gemittelten Kompartimenten (Fig. 1 links).

Der vorindustrielle Gleichgewichtszustand wurde mit Hilfe anderer Arbeiten parametrisiert. Zu jener Zeit sind ungefähr 2200 PgC im terrestrischen System gebunden, wovon sich 700 PgC in der Vegetation und 1500 PgC im Boden befinden. Unser Modell wird durch Zeitreihen des atmosphärischen Kohlenstoffes und Isotopendaten als Temperaturproxys (beides aus Eiskernarchiven), sowie rekonstruierten Meeresspiegeländerungen vom LGM in die heutige Zeit hin angetrieben (Fig. 1 rechts). Hierbei wurde basierend auf anderen Studien (z. B. Kutzbach et al., 1998) den maximalen Änderungen in den Isotopensignalen eine Temperaturänderung von 8 °C in der Nord- und 5 °C in der Südhemisphäre zugeordnet.

Über für Vegetation verfügbare Landfläche, CO_2 Düngung, und durch Temperaturschwankungen induzierte metabolische Veränderungen in der Nettoprimärproduktion NPP und der Respiration wird die Dynamik der terrestrischen Biosphäre angetrieben. Während Meeresspiegel- bzw. Landflächenänderungen nur eine untergeordnete Rolle spielen (Änderung des terrestrischen Kohlenstoffes um 4%), können die Temperatur- und CO_2 -Effekte jeweils allein für die beobachteten Glazial/Interglazial-Unterschiede verantwortlich sein. Daher identifizieren wir mögliche Antriebswege mit Hilfe einer intensiven Sensitivitätsstudie und Vergleichen mit anderen Biosphärenmodellen (z. B. Gerber et al., 2003).

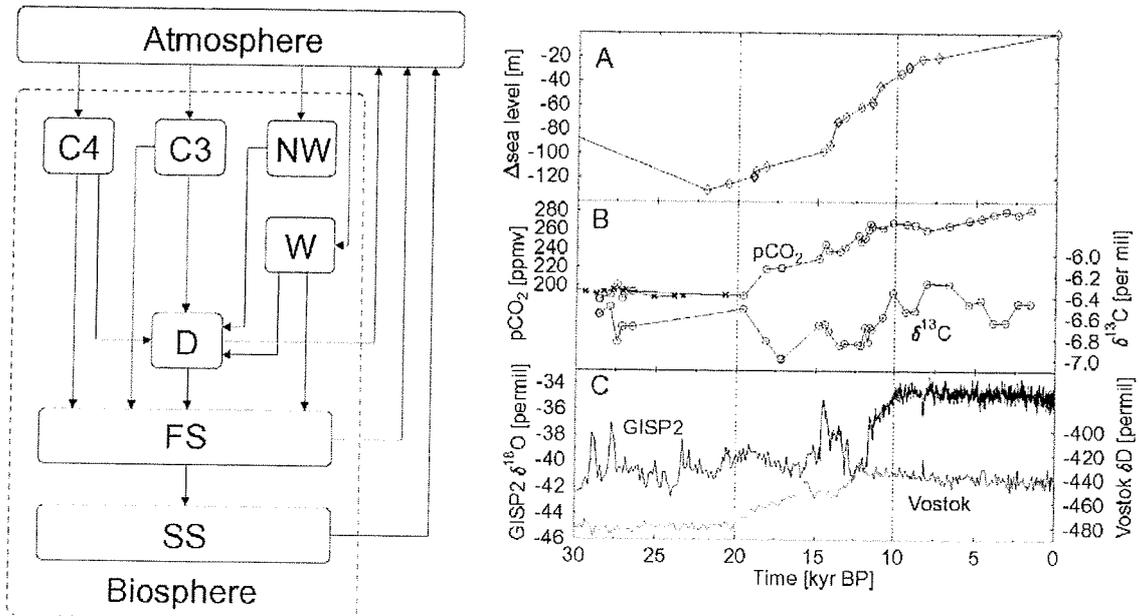


Fig. 1: Links: Modellstruktur. C4 und C3 Grasvegetation; nichthölzerne (NW) und hölzerne (W) Teile von Bäumen; Detritus (D); sich schnell (FS) und langsam (SS) zersetzende Böden. Pfeile deuten C-Flüsse an. Rechts: Zeitabhängige Antriebskräfte. A: Meeresspiegel (Fairbanks, 1990). B: atmosphärisches pCO₂ und δ¹³C aus dem Taylor Dome Eiskern (Smith et al., 1999). C: Proxys für Temperaturänderungen. Grönland: δ¹⁸O aus dem GISP2 Eiskern (Grootes und Stuiver, 1997). Antarktis: δD aus dem Vostok Eiskern (Jouzel et al., 1987).

Ergebnisse

In ersten Analysen wurden Antriebsstärken aus rezenten Untersuchungen des gleichen Modelltyps verwendet. Anschließend wurden in ca. 10000 Einzelsimulationen unterschiedliche Antriebskombinationen untersucht und die resultierenden Biosphärenzustände während des LGM mit Literaturdaten verglichen. Hierbei wurde nicht nur der Kohlenstoffgehalt von Vegetation und Böden herangezogen (C), sondern auch der Anteil an durch C4 Photosynthese produzierte Biomasse (f_{C4}), sowie Abschätzungen zur NPP. Diese Literaturwerte sowie Kombinationen davon dienten als Filterfunktionen zur Eingrenzung der Modellergebnisse (Fig. 2 links). Es zeigt sich, dass rezente Antriebe in der Regel zu stark sind, um den glazialen Kohlenstoffgehalt in der Biosphäre zu erklären. Der Mittelwert des terrestrischen C im LGM mit

unterschiedlichen Antriebskombinationen bleibt mit 1600 PgC sehr stabil, sein Unsicherheitsbereich wird durch die Hinzunahme der Filterfunktionen jedoch deutlich reduziert. Anhand detaillierter Untersuchungen identifizieren wir letztendlich zwei Fälle von je 10 - 15 Einzelsimulationen, deren mittlere Dynamik bisherigen Untersuchungen entspricht. Sie unterscheiden sich jedoch weiterhin in der Stärke der Antriebskräfte (CO₂ Düngung vs. Temperatureffekt). Eine letztendliche Einschätzung, welcher Fall realistischer gewesen sein mag, erscheint mit den vorliegenden Daten nicht möglich. Da wir atmosphärische Kohlenstoffwerte aus Archiven vorgegeben haben und die Dynamik der Biosphäre simulieren, ist es nun möglich, den daraus resultierenden Fluss zwischen Ozean und Atmosphäre/Biosphäre zu berechnen (Fig. 2 rechts).

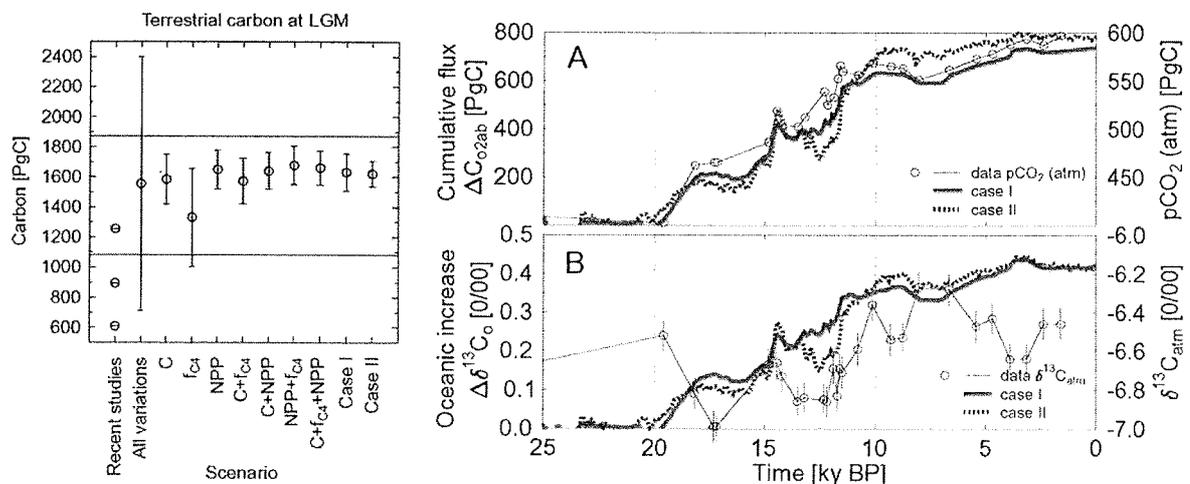


Fig. 2: Links: Modellergebnisse für terrestrischen Kohlenstoffgehalt im LGM ($av \pm 1SD$) für unterschiedliche Szenarien und Filter. Die grau unterlegte Fläche deckt den Bereich bisheriger Studien ab. Rechts: Kumulative Kohlenstoffflüsse aus dem Ozean in das Atmosphäre/Biosphäre-Teilsystem. Simulationsergebnisse (I: erhöhte CO_2 Düngung; II: erhöhte Temperaturabhängigkeit) verglichen mit atmosphärischen Eiskerndaten aus Taylor Dome.

Detaillierte Dynamiken, z. B. ein Vegetationsmaximum während des holozänen Optimums (6 kyr BP), werden aus unterschiedlichen Gründen nicht in ähnlicher Stärke wiedergegeben wie in anderen Studien. Während der Termination setzt der Ozean ca. 800 PgC in das Atmosphären/Biosphären-System frei. Dieser Kohlenstofffluss ist in Phase mit den atmosphärischen Veränderungen und in etwa das Vierfache des pCO_2 -Anstieges. Der gemessene Glazial/Interglazial-Anstieg in ozeanischem $\delta^{13}C$ von etwa 0.4 ‰ wird deutlich reproduziert (Curry et al., 1988), was die prinzipielle Modelldynamik zu bestätigen scheint. Aus diesem Ergebnis ergibt sich jedoch auch die Frage, ob nicht auch auf glazialen Zeitskalen die terrestrische Biosphäre als treibende Kraft für die beobachteten Veränderungen im atmosphärischen $\delta^{13}C$ zu nennen ist.

Literatur

Bird, M. I., Lloyd, J., Farquhar, G. D. (1994). Terrestrial carbon storage at the LGM. - *Nature* 371, 566.

Broecker, W. S., Lynch-Stieglitz, J., Clark, E., Hajdas, I., Bonani, G. (2001). What caused the atmosphere's CO_2 content to rise during the last 8000 years? *Geochem Geophys Geosy* 2, paper number 2001GC000177.

Broecker, W. S., Clark, E. (2003). Holocene atmospheric CO_2 increase as viewed from the seafloor. - *Global Biogeochem Cy* 17, 1052, doi: 10.1029/2002GB001985.

Brovkin, V., Hofmann, M., Bendtsen, J., Ganopolski, A. (2002). Ocean biology could control atmospheric $\delta^{13}C$ during glacial-interglacial cycle. - *Geochem Geophys Geosy* 3, 10.1029/2001GC000270.

Curry, W. B., Duplessy, J. C., Labeyrie, L. D., Shackleton, N. J. (1988). Changes in the distribution of $\delta^{13}C$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. - *Paleoceanography* 3, 317 - 341.

Emanuel, W. R., Killough, G. G., Post, W. M., Shugart, H. H. (1984). Modeling terrestrial ecosystems in the global carbon cycle with shifts in

- carbon storage capacity by land-use change. - *Ecology* 65, 970 - 983.
- Fairbanks, R. G. (1990). The age and origin of the Younger Dryas climate event in Greenland ice cores. - *Paleoceanography* 5, 937 - 948.
- Fischer, H., Wahlen, M., Smith, J. (2003). Reconstruction of glacial/interglacial changes in the global carbon cycle from CO₂ and δ¹³CO₂ in Antarctic ice cores. - *Memoirs of the National Institute for Polar Research*, in press.
- Gerber, S., Joos, F., Brügger, P., Stocker, T. F., Mann, M. E., Sitch, S., Scholze, M. (2003). Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. - *Climate Dynamics* 20, 281 - 299.
- Groote, P. M., Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10³ to 10⁵-year time resolution. - *J. Geophys Res* 102, 26455 - 26470.
- Indermühle, A., Stocker, T. F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H. J., Wahlen, M., Deck, B., Mastroianni, D., Tschumi, J., Blunier, T., Meyer, R., Stauffer, B. (1999). Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. - *Nature* 398, 121 - 126.
- Joos, F., Bruno, M. (1998). Long-term variability of the terrestrial and oceanic carbon sinks and the budgets of the carbon isotopes ¹³C and ¹⁴C. - *Global Biogeochem Cy* 12, 277 - 295.
- Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J. R., Genthon, C., Barkov, N. I., Kotlyakov, V. M., Petrov, V. M. (1987). Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climate cycle (160,000 years). - *Nature* 329, 403 - 408.
- Kheshgi, H. S., Jain, A. K. (2003). Projecting future climate change: Implications of carbon cycle model inter-comparisons. - *Global Biogeochem Cy* 17, 1047, doi: 10.1029/2001GB001842.
- Kutzbach, J., Gallimore, R., Harrison, S., Behling, P., Selin, R., Laarif, F. (1998). Climate and biome simulations for the past 1,000 years, *Quaternary Sci Rev* 17, 473 - 506.
- Smith, H. J., Fischer, H., Wahlen, M., Mastroianni, D., Deck, B. (1999). Dual modes of the carbon cycle since the Last Glacial Maximum. - *Nature* 400, 248 - 250.