

Wieso kam es am Ende der letzten Eiszeit zu einem erneuten Kälteeinbruch?

Grossräumige Klimawechsel im nordatlantischen Raum werden oft mit veränderten Ozeanströmungen in Zusammenhang gebracht. Das gilt auch für die letzte, als Jüngere Dryas bezeichnete Kaltphase der Würm-Eiszeit. Damals kam es zu einem erneuten Kälteeinbruch und die nordatlantische Region fiel innerhalb weniger Jahrzehnte von einem gemässigten Klima zurück in eiszeitliche Bedingungen. Klimaindikatoren lieferten jedoch bisher widersprüchliche Informationen über die Ursachen dieser Kaltphase. Die EAWAG spürte daher nach zusätzlichen Indizien in einem Eisbohrkern aus Grönland.

Die Würm-Eiszeit war die bis jetzt letzte Eiszeit im Verlauf der Erdgeschichte. Sie dauerte ca. 100 000 Jahre und endete vor rund 10 000 Jahren. Typisch für diese Eiszeit waren schnelle Klimaänderungen im nordatlantischen Raum. Als Jüngere Dryas bezeichnet man die letzte Kaltphase der Würm-Eiszeit. Sie setzte sehr abrupt vor ca. 12 700 Jahren ein und dauerte etwa 1200 Jahre. In dieser Zeit sank die mittlere Jahrestemperatur in Grönland in der Grössenordnung von 10 °C (Abb. 1A) [1]. Einer gängigen Hypothese nach wurde dieser Klimawechsel durch veränderte Ozeanströmungen verursacht. Wird nämlich der Transport von warmem Wasser aus dem Süden nach Norden unterbrochen, kann dies einen plötzlichen Temperaturabfall im Norden zur Folge haben. Diese Hypothese wird durch

vielfältige Beobachtungen gestützt, doch lieferte die Rekonstruktion des atmosphärischen ^{14}C Gehalts widersprüchliche Daten. Die EAWAG wollte es genauer wissen und ging diesem Widerspruch nach.

Widersprüchliche Daten

Das radioaktive Kohlenstoffisotop ^{14}C (siehe Kasten) ist ein natürlicher Spurenstoff, der für die Klimaforschung von herausragender Bedeutung ist. Es wird durch kosmische Strahlung kontinuierlich in der Erdatmosphäre produziert, und nimmt, nach Oxydation zu $^{14}\text{CO}_2$, am globalen Kohlenstoffkreislauf teil.

Ozeane tauschen permanent Luft und CO_2 und damit auch radioaktives ^{14}C mit der Atmosphäre aus. Generell gilt: je besser die Ozeane global durchmischt sind, umso

mehr ^{14}C wird in die tiefen Wasserschichten verfrachtet und umso mehr ^{14}C -armes Wasser wird aus der Tiefsee an die Oberfläche transportiert. Diese Prozesse haben zur Folge, dass bei stärkerer Ozeandurchmischung der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre sinkt. Geht man nun davon aus, dass die Ozeandurchmischung im Nordatlantik in der Jüngeren Dryas tatsächlich reduziert war, würde man für diese Zeit neben dem oben beschriebenen Temperaturabfall auch einen ^{14}C -Anstieg in der Atmosphäre erwarten. Aufgrund von ^{14}C -Messungen an Sedimenten war es möglich, den ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre während der Jüngeren Dryas zu rekonstruieren [2]. Wie erwartet steigt der ^{14}C -Gehalt zu Beginn der Jüngeren Dryas an, was die Hypothese einer reduzierten Ozeandurchmischung tatsächlich bestätigt. Auffällig ist jedoch, dass der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre, lange bevor es im nordatlantischen Raum signifikant wärmer wurde, wieder abfiel (Abb. 1B). Dies widerspricht den geschilderten Zusammenhängen zwischen Wärmetransport, Tiefenwasserbildung und ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre. Wir fragten uns daher, welche anderen Faktoren eine Rolle gespielt haben könnten.

Nuklidproduktion beeinflusst den ^{14}C -Gehalt

Der ^{14}C -Gehalt in der Atmosphäre wird nicht allein durch die Ozeanzirkulation bestimmt, sondern hängt ausserdem von der Produktionsrate ab. So wird in einer Periode mit schwächerer Sonnenaktivität mehr ^{14}C in der Atmosphäre produziert, was einen An-

Die ^{14}C -Datierungsmethode

Neben den beiden stabilen Kohlenstoffisotopen ^{12}C und ^{13}C existiert das radioaktive Kohlenstoffisotop ^{14}C . Es hat eine Halbwertszeit von 5730 Jahren, d.h. nach 5730 Jahren ist die Hälfte des ursprünglich vorhandenen ^{14}C zerfallen. Diese Tatsache wird bei der ^{14}C -Datierungsmethode ausgenützt. Alle Lebewesen tauschen ständig ^{14}C mit ihrer Umgebung aus. Dieser Austausch stoppt, wenn der Organismus stirbt. Im Verlauf der Zeit zerfällt das radioaktive ^{14}C in den Organismen und die ^{14}C -Konzentration nimmt kontinuierlich ab. Man kann daher durch Bestimmung der ^{14}C -Konzentration in der Probe das Alter oder genauer gesagt den Zeitpunkt abschätzen, zu dem der Austausch mit der Umgebung unterbrochen wurde.

Dies ist jedoch nur dann einigermaßen exakt möglich, wenn die Geschichte der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration bekannt ist. Der Grund lässt sich einfach nachvollziehen: War in der Vergangenheit der ^{14}C -Gehalt der Luft höher, dann dauert es entsprechend länger bis man durch Zerfall eine bestimmte ^{14}C -Konzentration erhält. Ohne Kenntnis der ursprünglichen ^{14}C -Konzentration in der Luft würde man die Proben jünger einstufen als es der Wahrheit entspricht bzw. würde im umgekehrten Fall das Alter überschätzen.

Deshalb arbeitet die Wissenschaft an einer ^{14}C -Eichkurve, die inzwischen für die letzten 11 500 Jahre auf ± 1 Jahr genau datiert vorliegt [6]. Dabei untersucht man vor allem fossile Baumfunde aber auch Sedimente und misst die ^{14}C -Konzentration in den einzelnen Baumringen bzw. Sedimentlagen.

stieg des atmosphärischen ^{14}C -Gehalts zur Folge hat. Ein solcher Anstieg der ^{14}C -Konzentration ergab sich beispielsweise während des so genannten Maunder-Minimums zwischen 1645 und 1715 [3]. Damals war das

Klima in Europa deutlich kälter als heute. Aus astronomischen Beobachtungen mit dem gerade erfundenen Teleskop weiss man zudem, dass die Sonne in dieser Zeit fast keine Flecken auf ihrer Oberfläche hatte

(Abb. 2; siehe auch Artikel von M. Vonmoos, S. 8). Das Fehlen von Sonnenflecken ist ein deutliches Zeichen dafür, dass die Sonne damals weit weniger aktiv war als heute. Im Fall des Maunder-Minimums konnte also aufgrund der Sonnenfleckenbeobachtungen ein klarer Zusammenhang zwischen dem ^{14}C -Anstieg und der Sonnenaktivität hergestellt werden. Liegen die ^{14}C -Änderungen in der Atmosphäre jedoch noch weiter in der Vergangenheit, ist man unbedingt auf zusätzliche Informationen angewiesen, will man auf mögliche Ursachen schliessen.

^{10}Be als Mass für die atmosphärische Radionuklidproduktion

Eine zusätzliche und äusserst interessante Informationsquelle ergibt sich durch die Bestimmung des radioaktiven Isotops ^{10}Be -Beryllium (^{10}Be). Es wird wie ^{14}C durch die Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit den Atomen in der Atmosphäre gebildet (siehe Leitartikel, S. 3), unterliegt jedoch nach der Produktion völlig anderen Prozessen: ^{10}Be wird nach Auswaschung aus der Atmosphäre relativ direkt auf der Erde abgelagert und tritt nicht wie ^{14}C in einen

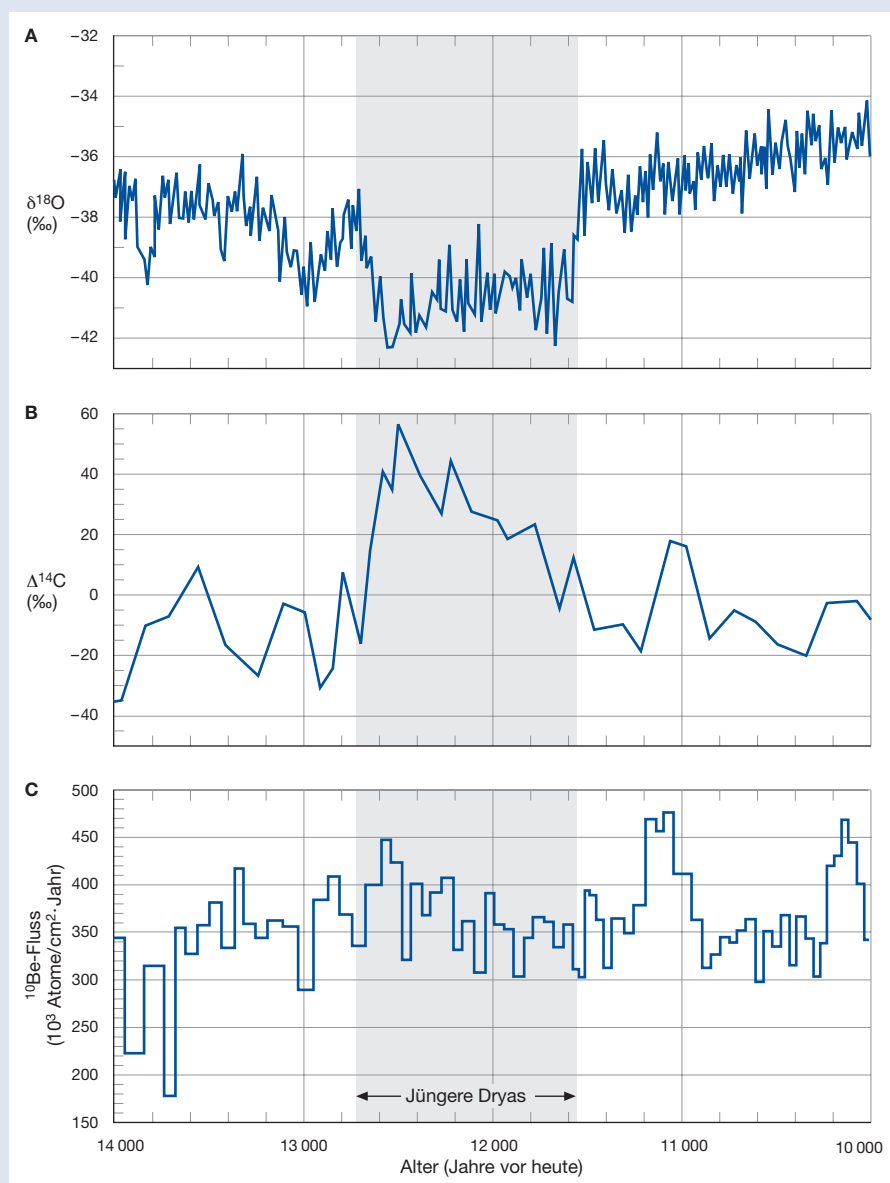


Abb. 1: Temperatur, atmosphärischer ^{14}C -Gehalt und ^{10}Be -Fluss im Verlauf der Jüngeren Dryas.
 A) $\delta^{18}\text{O}$ als Mass für die Temperatur in Grönland.
 B) Rekonstruktion des atmosphärischen ^{14}C -Gehalts ausgedrückt als $\Delta^{14}\text{C}$ basierend auf Sedimentuntersuchungen im Cariaco Becken vor der Nordküste Venezuelas. $\Delta^{14}\text{C}$ gibt die Abweichung der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration bezüglich eines Standards in Promille an.
 C) ^{10}Be -Fluss als Mass für die Nuklidproduktion.

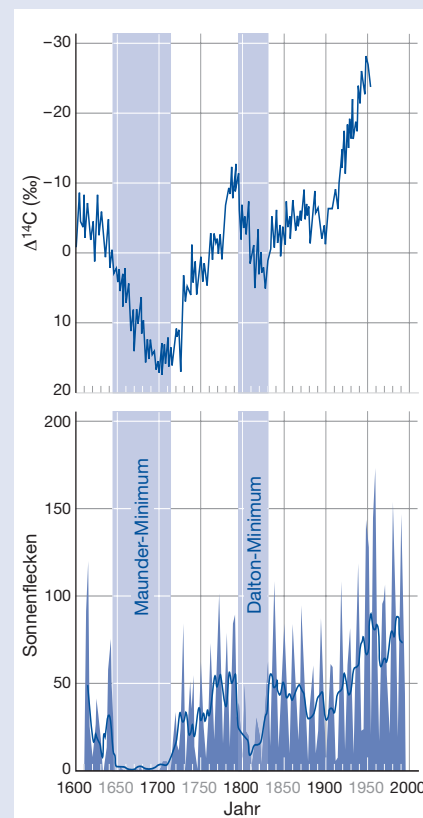


Abb. 2: Vergleich von Anzahl der Sonnenflecken-gruppen mit den Änderungen in der atmosphärischen ^{14}C -Konzentration. In Phasen verringerter Sonnenaktivität wie zum Beispiel dem Maunder- und Dalton-Minimum nimmt der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre zu ($\Delta^{14}\text{C}$ ist invers aufgetragen).

Stoffkreislauf ein. Die Geschichte der ^{10}Be -Produktionsrate lässt sich heute anhand so genannter Paläoarchive rekonstruieren. Als besonders erfolgreich haben sich die Messungen von ^{10}Be in Eisbohrkernen aus Zentralgrönland erwiesen, denn darin hat sich das aus der Atmosphäre ausgewaschene ^{10}Be Jahr für Jahr und Eisschicht für Eisschicht abgelagert.

So sollten wir gleich bleibende ^{10}Be -Ablagerungen in den Eisschichten der Jüngeren Dryas finden, wenn die Änderungen des ^{14}C -Gehalts lediglich auf eine variable Ozeandurchmischung zurückzuführen sind. Falls jedoch in der Jüngeren Dryas zusätzlich Änderungen der Nuklidproduktionsrate im Spiel waren, erwarteten wir analog zum ^{14}C -Verlauf eine variierende ^{10}Be -Konzentration in den entsprechenden Eisschichten.

Variable Produktion von ^{10}Be -Isotopen

Tatsächlich konnten wir durch Analyse der ^{10}Be -Daten [4] nachweisen, dass die Nuklidproduktionsrate und damit wahrscheinlich auch die Sonnenaktivität in der Jüngeren Dryas recht variabel war (Abb. 1C). Rechnet man nun die ^{10}Be -Daten in ^{14}C -Werte um,

zeigt sich, dass ein grosser Teil des atmosphärischen ^{14}C -Verlaufs durch diese variable Produktion erklärt werden kann (Abb. 3A). Doch erst, wenn man zudem eine 30%-Reduktion der Ozeanzirkulation mit einbezieht, kann der beobachtete ^{14}C -Verlauf während der Jüngeren Dryas fast vollständig erklärt werden (Abb. 3B) [5]. Unsere Analysen bestätigen also, dass die Jüngere Dryas in der Tat mit einer reduzierten Tiefenwasserbildung verbunden war. Der Auslöser dieser abrupten Klimaänderung liegt allerdings weiter im Dunkeln. Auffällig ist jedoch, dass die Radionuklidproduktion am Anfang der Kaltphase erhöht war. Dieses Indiz

spricht dafür, dass eine verringerte Sonnenaktivität den Kälteeinbruch ausgelöst haben könnte.

Am Beispiel der Jüngeren Dryas konnten wir somit zum ersten Mal durch den Vergleich von ^{10}Be und ^{14}C zwischen Änderungen der Produktionsraten und Änderungen im Kohlenstoffkreislauf unterscheiden. Dieses Verfahren ist grundsätzlich für den gesamten durch die ^{14}C Methode abgedeckten Zeitbereich (d.h. die letzten 50 000 Jahre) anwendbar und wird bei zukünftigen Untersuchungen, die sich mit globalen Änderungen im Kohlenstoffkreislauf befassen, eine wichtige Rolle spielen.

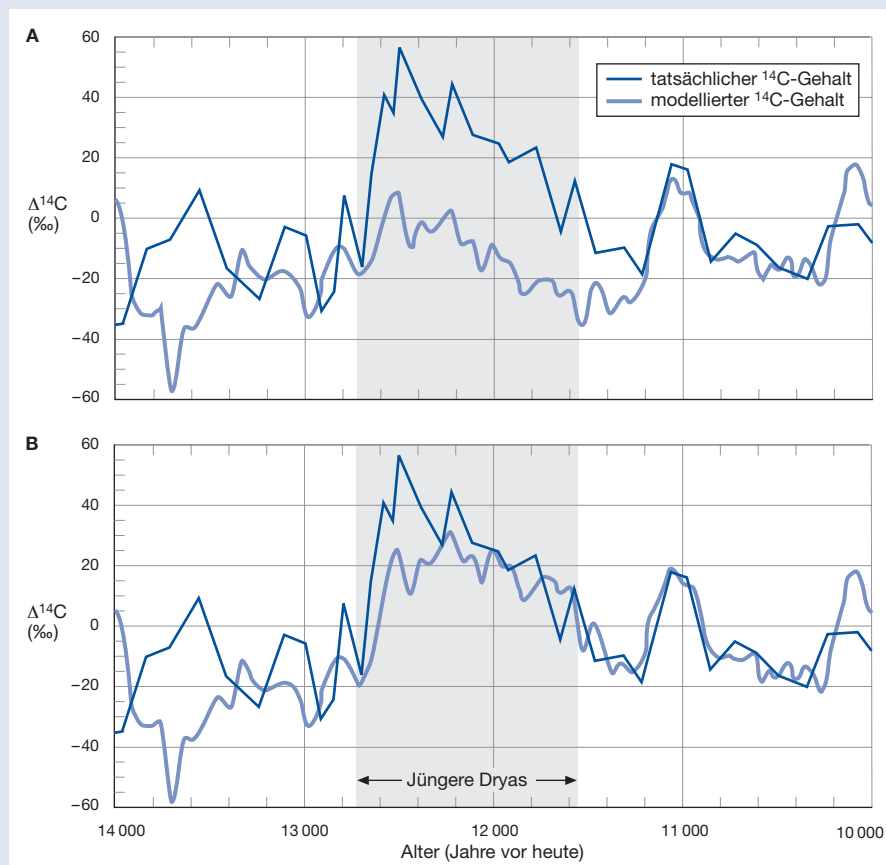


Abb. 3: Modellierung des atmosphärischen ^{14}C -Gehalts (hellblaue Kurven):
A) unter Einbezug der Einflussgrösse Nuklidproduktion,
B) unter Einbezug der Einflussgrössen Nuklidproduktion und Ozeanzirkulation.
 Zum Vergleich ist nochmals der tatsächlich rekonstruierte ^{14}C -Gehalt (dunkelblaue Kurve aus Abb. 1B) dargestellt.



Raimund Muscheler, bearbeitete dieses Projekt im Rahmen seiner Doktorarbeit in der Abteilung «Oberflächengewässer». Seit 2003 ist er als Postdoktorand an der Universität Lund in Schweden tätig.

- [1] Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- [2] Hughen K., Overpeck J.T., Lehmann S., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., Sigman D.M. (1998): Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 397, 65–68.
- [3] Eddy J.A. (1976): The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189–1201.
- [4] Finkel R.C., Nishiizumi K. (1997): Beryllium-10 concentrations in the Greenland ice sheet project 2 ice core from 3–40 ka. *Journal of Geophysical Research* 102, 26699–26706.
- [5] Muscheler R., Beer J., Wagner G., Finkel R.C. (2000): Changes in deep-water formation during the Younger Dryas cold period inferred from a comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature* 408, 567–570.
- [6] Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Van der Plicht J., Spurk M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.