

# Radiokarbon als vielfältig einsetzbares Isotop in der Geophysik

## Was $^{14}\text{C}$ über Sonne und Erde verrät

PETER KÖHLER | RAIMUND MUSCHELER

**Abb. 1** Dieses Foto aus der Internationalen Raumstation ISS zeigt die obere Atmosphäre, hier mit Eiswolken, in 80 km Höhe. Die dort auftreffende kosmische Strahlung erzeugt aus Stickstoff  $^{14}\text{C}$ , das dann ins Erdsystem gelangt (Foto: ESA/NASA/T. Peake).

Das radioaktive Kohlenstoffisotop  $^{14}\text{C}$ , auch Radiokarbon genannt, ist ein wichtiger Informationsträger für die Geowissenschaften. Es hilft, unser Verständnis von Klimaprozessen, der Sonne, des Geodynamos und des Kohlenstoffkreislaufs der vergangenen 55 000 Jahre zu verbessern.

Das instabile Kohlenstoffisotop  $^{14}\text{C}$ , im folgenden Radiokarbon genannt, ist vor allem durch die Altersbestimmung über die Radiokarbondatierung bekannt. Diese Technik wurde in den 1940er-Jahren von Willard Libby entwickelt [1]. Die Bedeutung von Radiokarbon in der Erdsystemforschung reicht jedoch viel weiter und ermöglicht es uns, grundlegende Beziehungen zwischen mehreren Teilbereichen des Erdsystems und der Sonne zu untersuchen.

Abgesehen von menschgemachten Quellen – Kernforschung, Kernenergieproduktion und Kernwaffentests nach 1940 –, wird  $^{14}\text{C}$  überwiegend in der oberen Atmosphäre (Abbildung 1) durch die Wechselwirkung einfallender kosmischer Strahlung mit Stickstoffatomen erzeugt (Details siehe „ $^{14}\text{C}$  im Erdsystem“ auf S. 195). Die Intensität der kosmischen Strahlung und damit die Produktionsraten von  $^{14}\text{C}$  werden räumlich und zeitlich durch die Sonne und das

Magnetfeld der Erde moduliert. Zudem kann es gelegentlich durch hochenergetische Teilchen aus Sonnenstürmen zu einer kurzfristig deutlich erhöhten  $^{14}\text{C}$ -Produktion kommen. Im Anschluss oxidiert  $^{14}\text{C}$  zu  $^{14}\text{CO}_2$  und wird durch den Kohlenstoffkreislauf umverteilt (Abbildung 2). Folglich können Prozesse in Astrophysik, Geophysik und Biogeochemie durch  $^{14}\text{C}$ -Werte, gemessen in den verschiedenen ozeanischen und terrestrischen Kohlenstoffreservoirs, untersucht werden (siehe auch „ $^{14}\text{C}$  im Erdsystem“).

Die internationale Arbeitsgruppe IntCal, in der wir mitarbeiten, aktualisiert und verbessert Zeitreihen, die zeigen, wie sich  $^{14}\text{C}$  in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser der Weltmeere in den vergangenen 55 000 Jahren verändert hat. Dazu tragen wir in der Arbeitsgruppe publizierte  $^{14}\text{C}$ -Messungen an Baumringen, See- und Meeresedimenten, Tropfsteinen und Korallen zusammen und unterziehen sie einer Qualitätskontrolle. Darauf aufbauend entwickeln wir in IntCal die jeweils aktuellsten und besten Alterskalibrationskurven, die den Zusammenhang zwischen  $^{14}\text{C}$ -Gehalt und Alter zeigen. Die neuesten im Jahr 2020 veröffentlichten Kurven umfassen IntCal20 für die Atmosphäre der nördlichen Hemisphäre [2], SHCal20 für die Atmosphäre der südlichen Hemisphäre [3] und Marine20 [4] für das Oberflächenwasser der Weltmeere. Unser Artikel basiert auf einem kürzlich in *Science* erschienenen Übersichtsartikel zur aktuellen Radiokarbonforschung [5].

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

## Jüngste Verbesserungen

Der Goldstandard für die Rekonstruktion vergangener atmosphärischer  $^{14}\text{C}$ -Werte sind Messungen an Jahresringen von Bäumen. Diese können unabhängig von ihrer  $^{14}\text{C}$ -Signatur dendrochronologisch datiert werden und lagern direkt den atmosphärischen Kohlenstoff ein, der während der Wachstumsphase vorherrscht, und liefern somit den Zusammenhang von realem Alter und  $^{14}\text{C}$ -Konzentration. Die Verfügbarkeit neuer Archive sowie die höhere Kapazität der neuen Generation der Beschleuniger-Massenspektrometer (BMS) [6] haben eine rasche Ausweitung derartiger Daten ermöglicht. Damit kann man mittlerweile eine ausschließlich auf Baumringen basierende Zeitreihe von atmosphärischem  $^{14}\text{C}$  der Nordhemisphäre von 14 000 cal BP bis 0 cal BP konstruieren [2] (Erklärung der Einheit „cal BP“ siehe „ $^{14}\text{C}$  im Erdsystem“, Abschnitt „Nomenklatur“).

Diese neueste BMS-Generation hat auch die genaue Messung viel kleinerer Proben ermöglicht. Ältere Zerfallsmethoden benötigen mehrere Gramm Holz für eine hochpräzise  $^{14}\text{C}$ -Messung, wobei die zeitliche Auflösung typischerweise auf zehn Jahre begrenzt ist. BMS ist nun in der Lage, mit nur wenigen Milligramm Material eine ähnliche Präzision zu liefern [7]. Dies ermöglicht eine effiziente und genaue Messung von  $^{14}\text{C}$  in einzelnen Wachstumsringen und gibt Einblick in kurzfristige, jährliche Schwankungen in der  $^{14}\text{C}$ -Produktion.

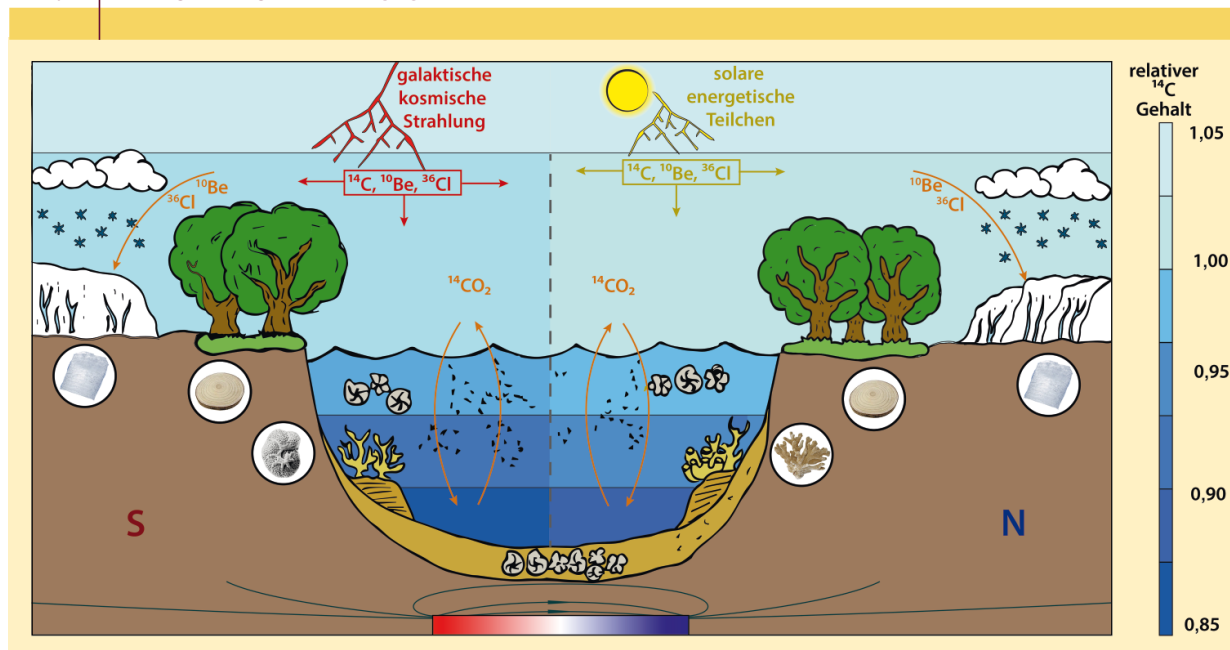
Für den Altersbereich jenseits von 14 000 cal BP gibt es nur sporadische Baumfunde, die zudem noch nicht unabhängig dendrochronologisch datiert werden können. Stattdessen ist man darauf angewiesen, Daten aus einer breiten

Palette von natürlichen Archiven zu kombinieren. Das Rückgrat der IntCal20- $^{14}\text{C}$ -Zeitreihe in diesem älteren Zeitbereich bilden drei Stalagmiten aus der Hulu-Höhle in China. Dieser Datensatz besteht aus über 400  $^{14}\text{C}$ -Messungen und überdeckt den Zeitraum von 54 000 bis 13 900 cal BP. Er liefert neue Einblicke ins Radiokarbon, insbesondere um das Laschamps-Ereignis vor etwa 41 000 cal BP herum, in dem das Erdmagnetfeld sehr schwach war und sich kurzzeitig umgekehrt hat, eine sogenannte geomagnetische Exkursion (Abbildung 3a). Diese Daten werden durch zusätzliche  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen ergänzt, die entweder an terrestrischen Makrofossilien in Seesedimenten, in der Wassersäule lebenden, kalkschalenbildenden Einzellern (sogenannte Foraminiferen) aus See- und Ozeansedimenten, Korallen oder weiteren Stalagmiten erhoben werden [2].

Alle diese älteren Daten sind komplizierter zu interpretieren, da ihre Datierung unsicherer ist. Zudem führt die Notwendigkeit, Stalagmiten- und Meeresarchive einzubeziehen, zu weiteren Schwierigkeiten, da diese Archive kein direktes Abbild des atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Gehalts darstellen – im Gegensatz zu Bäumen oder terrestrischen Makrofossilien aus Seesedimenten. Zum Beispiel enthalten Stalagmiten Kohlenstoff aus einer Reihe von Quellen, einschließlich einer „toten Kohlenstofffraktion“ aus altem Kalkstein und Bodenkohlenstoff, der wenig oder kein  $^{14}\text{C}$  enthält.

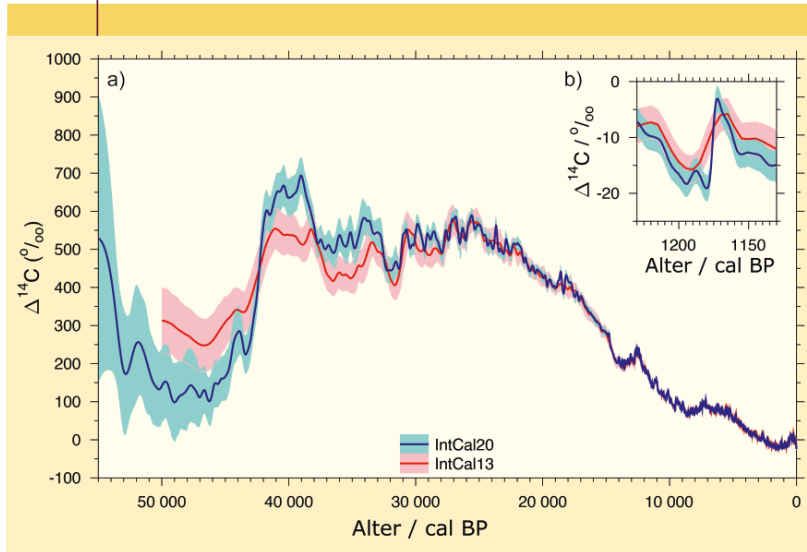
Der Effekt dieser Prozesse wird durch einen Vergleich mit  $^{14}\text{C}$  aus dendrochronologisch datierten Baumringen abgeschätzt. Radiokarbonmessungen an in der Wassersäule lebenden Foraminiferen aus Meeressedimenten sind Abbilder des  $^{14}\text{C}$ -Gehaltes des Oberflächenwassers. Das ist im

ABB. 2 | RADIOKARBON IM ERDSYSTEM



**Radiokarbon bietet eine Verbindung über verschiedene Forschungsbereiche hinweg. Das Wissen über vergangene  $^{14}\text{C}$ -Werte, rekonstruiert aus Baumringen, Korallen, Stalagmiten und marinen Foraminiferen, gibt Einblicke in die Sonnenaktivität, den Kohlenstoffkreislauf und den Geodynamo. Es ermöglicht auch die synchronisierte Datierung wichtiger Umweltaufzeichnungen (nach [5]).**

ABB. 3 | INTCAL20-ZEITREIHE



**IntCal20-Zeitreihe der atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Variationen (dargestellt als  $\Delta^{14}\text{C}$ ) im Vergleich zur vorherigen IntCal13-Kurve, Mittelwert und  $\pm 2\sigma$ -Konfidenzintervall: a) die letzten 55 000 Jahre, b) das Solare Protonen-Ereignis (SPE) um 775 n. Chr. (1175 cal BP) (nach [5]).**

Vergleich zum  $^{14}\text{C}$  der Atmosphäre jedoch ebenfalls abgereichert, aufgrund der Mischung mit älterem Tiefenwasser. Dieser Unterschied wird auch als „marines Reservoiralter“ bezeichnet, das heutzutage mittels Computersimulationen des Kohlenstoffkreislaufs abgeschätzt wird.

Insgesamt stützt sich die aktuelle IntCal20-Zeitreihe für die Jahre 55 000 bis 14 000 cal BP auf über 1900 Messpunkte. Die verschiedenen  $^{14}\text{C}$ -Archive werden mittels Bayesscher Statistik zu der finalen Zeitreihe, bestehend aus Mittelwert und Unsicherheit, zusammengefasst [2].

Eine auf Simulationen mit einem Kohlenstoffkreislaufmodell fußende Rekonstruktion des mittleren  $^{14}\text{C}$ -Gehalts in der Meeresoberfläche wurde ebenfalls erstellt [4]. Diese basiert auf einem Monte-Carlo-Ensemble von 500 Modellläufen, die durch individuelle atmosphärische IntCal20- $^{14}\text{C}$ -Realisierungen und  $\text{CO}_2$ -Rekonstruktionen aus Eisbohrkernen angetrieben werden. Das Ergebnis, Marine20, zeigt die großräumigen Veränderungen im  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Meeresoberfläche aufgrund paläoklimatischer Veränderungen und Variationen in der  $^{14}\text{C}$ -Produktionsrate.

### Radiokarbon und die Sonne

Veränderungen in der Sonnenaktivität können erhebliche Auswirkungen auf der Erde nach sich ziehen. Dies betrifft nicht nur das Klima. Sonnenstürme können die Telekommunikation, Navigationssysteme, Luft- und Raumfahrt sowie Stromnetze ernsthaft bedrohen.

Systematische Sonnenaktivitätsmessungen begannen im frühen 17. Jahrhundert durch die Beobachtung von Sonnenflecken mit Teleskopen [8]. Im letzten Jahrhundert wurde die Sonnenfleckenaufzeichnung durch andere instrumentelle Beobachtungen von bodengestützten Observatorien, Raumsonden und Satelliten ergänzt. Diese kurzfris-

tige instrumentelle Zeitreihe reicht jedoch nicht aus, um die Sonne, ihr magnetohydrodynamisches Verhalten und Vorhersagen über das gesamte Spektrum der solaren Variabilität vollständig zu erfassen.

Zeitreihen kosmogener, also durch kosmische Strahlung erzeugter Nuklide, wie  $^{14}\text{C}$  und  $^{10}\text{Be}$ , liefern die besten „Proxy“-Daten, die eine Erweiterung der Sonnenaktivitätsrekonstruktion über den Zeitraum instrumenteller Messungen hinaus ermöglichen. Solche Erweiterungen sind erforderlich, um längerfristige solare Variationen und Zyklen, die große klimatische Bedeutung haben, zu untersuchen [9]. Die Analyse dieser Zeitreihen hat auch gezeigt, dass es in der vorinstrumentellen Zeit Ereignisse gab, welche die bekannten Sonnenstürme der instrumentellen Ära um eine Größenordnung übertrafen [10].

In Zeiten hoher Sonnenaktivität führt eine stärkere Abschirmung galaktischer kosmischer Strahlung in der Heliosphäre zu einer geringeren Radionuklidproduktion auf der Erde. Diese Modulation der Radionuklidproduktionsrate durch Sonnenaktivität ist durch den Vergleich von Radionuklidmessungen und Beobachtungen der Sonnenfleckenanzahl in den letzten vier Jahrhunderten gut dokumentiert (Abbildung 4) und kann zudem quantitativ simuliert werden.

Das geochemische Verhalten von Radionukliden – von der Produktion bis zur Ablagerung – erschwert jedoch ihre Interpretation. Aufgrund der effizienten Durchmischung ist atmosphärisches  $^{14}\text{C}$  auf kürzeren, das heißt jährlichen bis dekadischen, Zeitskalen nicht anfällig für große klimatische Einflüsse oder Wetter. Das bringt allerdings auch den Nachteil mit sich, dass kurzfristige Schwankungen aufgrund des 11-jährigen Sonnenzyklus durch den Kohlenstoffkreislauf gedämpft werden. Im Gegensatz dazu bewahrt die kürzere atmosphärische Verweilzeit von  $^{10}\text{Be}$  und  $^{36}\text{Cl}$  weitgehend ihre zyklische Variabilität, also den 11-Jahres-Zyklus, zum Beispiel in Eisbohrkerndaten. Doch Wetter- und Klimaeinflüsse auf ihren Transport und ihre Ablagerung führen zu einem Verrauschen und möglicherweise einer Verfälschung des ursprünglichen Signals.

Darüber hinaus ist die geomagnetische Modulation der kosmogener Produktion am Äquator maximal, während an den Polen die solarinduzierte Produktionsvariation maximal ist. Obwohl die Produktion in der Stratosphäre überwiegt, die durch intensive horizontale Vermischung und relativ lange Verweilzeit gekennzeichnet ist, würde jede Abweichung von der vollständig homogenen atmosphärischen Vermischung die relativen Amplituden der geomagnetischen und solaren Signale beeinflussen, die in  $^{10}\text{Be}$ - und  $^{36}\text{Cl}$ -Eisbohrkerndatensätzen enthalten sind.

Längerfristige Radionuklidmessungen über das Holozän zeigen zusätzliche zyklische Veränderungen, wobei die zwei prominentesten der 207-jährige De-Vries- und der 88-jährige Gleissberg-Zyklus sind. Da  $^{14}\text{C}$ - und  $^{10}\text{Be}$ -Datensätze auf diesen Zeitskalen weitgehend übereinstimmen, können diese Schwankungen auf Änderungen in den Produktionsraten zurückgeführt werden. Da es keine Hin-

weise auf ausreichend große und schnelle Änderungen im Erdmagnetfeld gibt, um solche zyklischen Veränderungen zu erklären, müssen sie solaren Ursprungs sein. Darüber hinaus kann das Maunder-Minimum, eine 70-jährige Periode zwischen 1645 und 1715 n. Chr., die durch eine fast vollständige Abwesenheit an beobachtbaren Sonnenflecken gekennzeichnet ist, als neuestes Auftreten des De-Vries-Zyklus angesehen werden (Abbildung 4).

In den nun jährlich aufgelösten  $^{14}\text{C}$ -Zeitreihen gibt es Ereignisse, bei denen das atmosphärische  $^{14}\text{C}$  von einem Jahr aufs andere massiv ansteigt, zum Beispiel 775 n. Chr. (also 1175 cal BP, Abbildung 3b) oder 994 n. Chr. sowie 660 v. Chr. [10]. In Anbetracht des glättenden Effekts des Kohlenstoffkreislaufs deutet dies auf einen mittleren Jahresanstieg in der  $^{14}\text{C}$ -Produktion um das bis zu Vierfache hin. Dieser Effekt kann nicht alternativ durch eine geringere Sonnenabschirmung der kosmischen Strahlung erklärt werden. Gleichzeitig auftretende  $^{10}\text{Be}$ - und  $^{36}\text{Cl}$ -Maxima in Eisbohrkernen ermöglichen die robuste Zuordnung dieser Ereignisse zu einem oder mehreren aufeinanderfolgenden massiven „Solaren Protonen-Ereignissen“ (SPE). Diese SPEs liefern nicht nur Beweise für das Potenzial der Sonne, Extremereignisse hervorzubringen. Ihre einzigartige globale Signatur bietet auch das Potenzial, Klimaaufzeichnungen von Baumringen und Eisbohrkernen mit jährlicher Präzision zu synchronisieren.

### Radiokarbon und der Geodynamo

Das an der Erdoberfläche beobachtete Magnetfeld wird durch turbulente konvektive Strömungen einer elektrisch leitenden Eisen-Nickel-Flüssigkeit im äußeren Erdkern erzeugt, ein Prozess, der als Geodynamo bekannt ist. Die Veränderungen in der Erdmagnetfeldintensität können wir aus verschiedenen Archiven rekonstruieren. Die remanente Magnetisierung in Form eines fossilen Magnetismus (Paläomagnetismus) in marinen und Seesedimenten speichert kontinuierliche relative Veränderungen des lokalen Erdmagnetfeldes, die aber oft über kurzfristige Abweichungen hinwegmitteln. Sie müssen normalisiert und auf die heutige Dipolintensität oder auf absolute Werte für vergangene Perioden kalibriert werden.

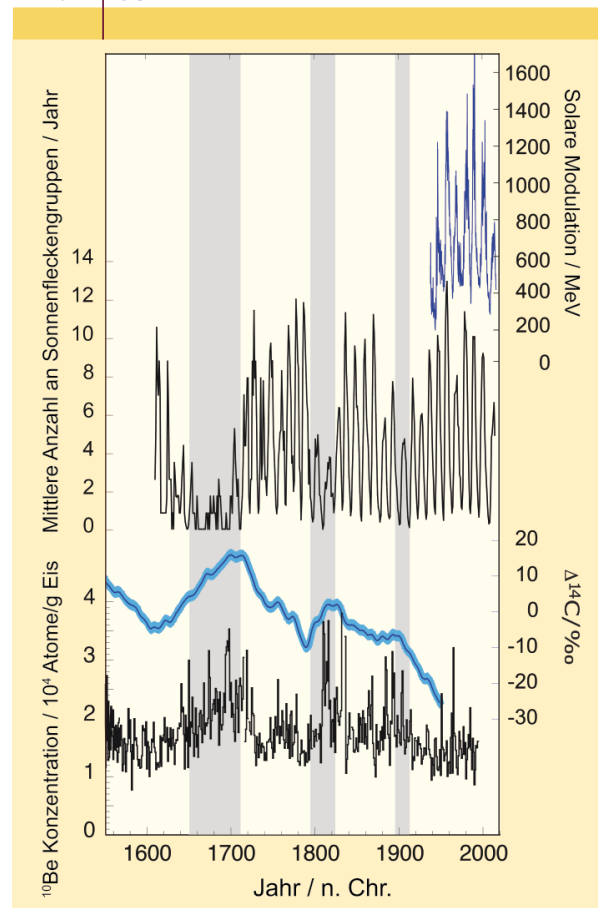
Rekonstruktionen der geomagnetischen Paläointensität in den letzten 100 000 Jahren [11] zeichnen sich durch starke Variationen aus, insbesondere durch die schon erwähnte geomagnetische Exkursion von Laschamps circa 41 000 cal BP. Diese Rekonstruktionen weisen jedoch große Unsicherheiten auf, die eine genaue Abschätzung der Dauer von Exkursionen, des Übergangs in und aus Exkursionen heraus sowie aller schnellen Variationen während der Exkursionen erschweren.

Mit  $^{14}\text{C}$  und anderen kosmogenen Nukliden kann man über deren Produktionsraten die Schwankungen im Erdmagnetfeld abschätzen [12]. Perioden, die durch eine schwache magnetische Abschirmung gekennzeichnet sind, erfahren einen deutlichen Anstieg in der Nuklidproduktion. Die größte Anomalie in den atmosphärischen  $\Delta^{14}\text{C}$ -Aufzeich-

nungen, von 42 000 bis 39 000 cal BP (Abbildung 5), fällt mit der geomagnetischen Exkursion von Laschamps zusammen. Zeitgleich findet man auch verstärkte  $^{10}\text{Be}$ - und  $^{36}\text{Cl}$ -Ablagerungen in antarktischen und grönländischen Eisbohrkernen und einen prominenten  $^{10}\text{Be}$ -Anstieg in marinen Sedimenten.

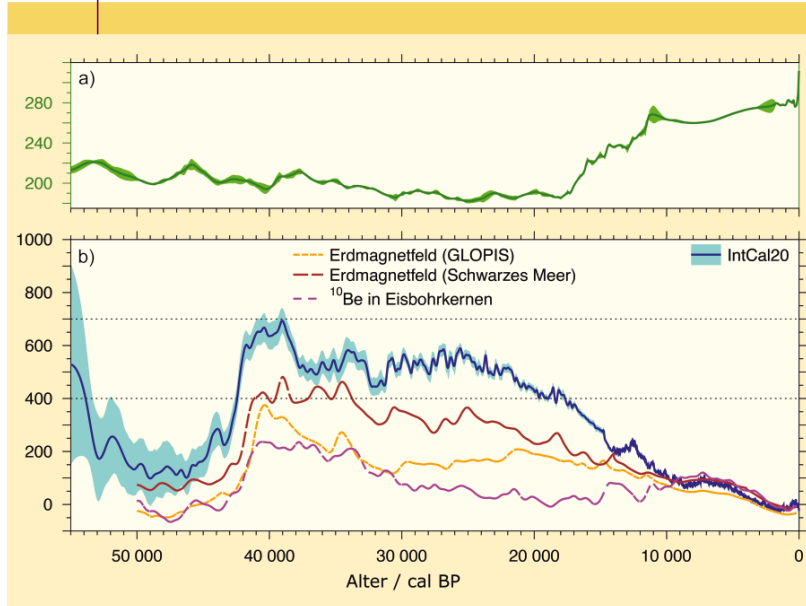
Obwohl Vergleiche von  $^{14}\text{C}$ ,  $^{10}\text{Be}$  und  $^{36}\text{Cl}$  mit paläomagnetischen Intensitätsaufzeichnungen viele Übereinstimmungen aufweisen, bleiben signifikante Unterschiede. Vor allem während der geomagnetischen Exkursion von Laschamps (Abbildung 5b) beträgt der atmosphärische  $\Delta^{14}\text{C}$ -Anstieg zwischen 46 000 und 41 000 cal BP etwa 600‰ [2]. Das ist doppelt so viel, wie man anhand paläomagnetischer und  $^{10}\text{Be}$ -basierter Rekonstruktionen erwartet. Dies deutet auf existierende Wissenslücken in unserem Verständnis der Beziehungen zwischen diesen geophysikalischen und geochemischen Variablen hin.

ABB. 4 | SONNENAKTIVITÄT



**Direkte und indirekte Daten über vergangene Veränderungen der Sonnenaktivität (nach [5]). Rechts oben: Eine Rekonstruktion der Sonnenabschirmung galaktischer kosmischer Strahlung, links oben: Rekonstruktion der Sonnenflecken [18], rechts unten: IntCal20  $\Delta^{14}\text{C}$  (Mittelwert  $\pm 2\sigma$ ), links unten: jährlich aufgelöste  $^{10}\text{Be}$ -Daten [19]. Die grauen Bänder zeigen den Zeitraum des Maunder-Minimums um 1700, des Dalton-Minimums um 1800 und der kürzeren Periode um 1900 n. Chr. mit geringer Sonnenaktivität.**

ABB. 5 | RADIOKARBON UND GEODYNAMO



**a) Veränderungen in der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration [15]. b) Vergleich der atmosphärischen  $\Delta^{14}\text{C}$ -Zeitreihe in IntCal20 mit paläomagnetischen und auf kosmogenem Radionuklidmodell basierten Rekonstruktionen (nach [5]), schattierte Flächen:  $\pm 2\sigma$ -Konfidenzintervall. IntCal20 wird neben modellbasierten  $\Delta^{14}\text{C}$ -Rekonstruktionen gezeigt, in denen die  $^{14}\text{C}$ -Produktionsraten den Veränderungen in der Erdmagnetfeldintensität oder durch  $^{10}\text{Be}$  in Eisbohrkernen als Vorgabe gefolgt sind [13].**

Eine große Diskrepanz zwischen verschiedenen kosmogenen Nukliden wird auch zwischen 30 000 und 18 000 cal BP beobachtet. Hier ist das atmosphärische  $\Delta^{14}\text{C}$  höher als 400%, während  $^{10}\text{Be}$  aus polaren Eisbohrkernen und der Mittelwert der geomagnetischen Rekonstruktionen auf eine Verringerung der kosmogenen Nuklidproduktionsraten hindeuten, die zu  $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten unter 200% geführt haben sollten [13]. Diese Diskrepanz ist bisher unverstanden. Sie kann nur teilweise mit Veränderungen des Kohlenstoffkreislaufs während der letzten Eiszeit erklärt werden [14].

### Radiokarbon und der Kohlenstoffkreislauf

Der globale Kohlenstoffkreislauf spielt eine entscheidende Rolle in unserem Klimasystem. Veränderungen in ihm beeinflussen die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration, ein wichtiges Treibhausgas und der Hauptverursacher des aktuell zu beobachteten Klimawandels. Seit 1850 n. Chr. hat der Kohlenstoffkreislauf fast 60% der anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen aus der Atmosphäre umverteilt und im Ozean und der terrestrischen Biosphäre gespeichert. Unser Verständnis der Reaktionen und Rückkopplungen des Kohlenstoffkreislaufs und folglich der Veränderungen dieser natürlichen  $\text{CO}_2$ -Sequestrierung ist daher für zukünftige Klimaprojektionen von entscheidender Bedeutung.

Vergangene Veränderungen des Kohlenstoffkreislaufs sind jedoch noch lange nicht vollständig verstanden. Die eiskernbasierten atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Rekonstruktionen (Abbildung 5a) warten noch immer auf detaillierte Erklä-

rungen [15]. Da  $^{14}\text{C}$  nach seiner Produktion Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufs wird, kann es als einzigartiger Spurenstoff helfen, unser Verständnis des Kohlenstoffkreislaufs zu verbessern.

Auf der für  $^{14}\text{C}$  relevanten Zeitskala von 55 000 bis 0 cal BP spielt der Ozean im Kohlenstoffkreislauf eine dominante Rolle. In vorindustriellen Zeiten, vor 1850 n. Chr., speicherte er etwa 37 000 PgC (1 Pg =  $10^{15}$  g =  $10^9$  t = 1 Mrd. t), während sich in der Atmosphäre mit einer  $\text{CO}_2$ -Konzentration von 280 ppm circa 600 PgC und an Land rund 4000 PgC befanden. Kohlenstoff an Land findet sich für diese Periode hauptsächlich in der Vegetation und im Boden (2400 PgC), ist aber auch relativ immobil im Permafrost gebunden (1600 PgC). Obwohl die Menge an Kohlenstoff an Land im Vergleich zum Ozean klein ist, kann dessen Rolle bei der prozessbasierten Interpretation der gemessenen  $\text{CO}_2$ -Variationen nicht vernachlässigt werden.

Die unterschiedlichen Reservoirs im globalen Kohlenstoffkreislauf zeichnen sich durch unterschiedliche  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse aus. Durch die Bestimmung des  $^{14}\text{C}$ -Gehalts an Proben aus unterschiedlichen Reservoirs kann man vergangene Änderungen im Kohlenstoffkreislauf rekonstruieren. In der oberen Wassersäule lebende Foraminiferen, Oberflächen- und Tiefwasserkorallen ermöglichen die Rekonstruktionen von  $^{14}\text{C}$ -Gradienten in verschiedenen Meerestiefen.

Durch die Kombination von  $^{14}\text{C}$ -Daten und Modellen wurde errechnet, dass die mittlere Ozeanzirkulation während der letzten Eiszeit, vor circa 20 000 Jahren, deutlich schwächer war. Damals dauerte es im Mittel 700 Jahre länger als zur späteren vorindustriellen Zeit, bis eine Wassermasse aus dem tiefen Ozean zum Gasaustausch an die Oberfläche kam [16]. Das deutet darauf hin, dass der tiefe Pazifik während der Eiszeit deutlich mehr Kohlenstoff gespeichert und somit maßgeblich zur Reduktion der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration beigetragen hat.

In der Nordhemisphäre halbierte sich während der letzten Enteisung die Ausdehnung des Permafrostes, was mit massivem Auftauen und einer damit verbundenen Freisetzung des im Permafrost gebundenen Kohlenstoffs einherging. Dieser Effekt ist in Veränderungen spezifischer Biomarker, die in marinen Sedimentbohrkernen gemessen werden, nachweisbar. Die Freisetzung von Kohlenstoff aus arktischem Permafrost in Folge eines abrupten Meeresspiegelanstiegs wurde somit identifiziert als eine der zugrundeliegenden Ursachen für die abrupten  $\text{CO}_2$ -Sprünge um 14 600 cal BP und um 11 500 cal BP – Anstiege um jeweils mehr als 10 ppm in weniger als 200 Jahren. Da ein solches Ereignis große Mengen an altem,  $^{14}\text{C}$ -abgereichertem Kohlenstoff freisetzt, konnte sein Beitrag zum  $\text{CO}_2$ -Anstieg durch Änderungen im atmosphärischen  $^{14}\text{C}$  genauer quantifiziert werden.

Synchron zu diesen beiden  $\text{CO}_2$ -Sprüngen steigt die atmosphärische Konzentration im Methan ( $\text{CH}_4$ ) stark an. Radiokarbon, gemessen am Methan aus Eisbohrkernen, zeigt jedoch keinen wesentlichen Beitrag aus altem,  $^{14}\text{C}$ -

abgereicherten Quellen an. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Freisetzung von Kohlenstoff aus auftauendem Permafrost nicht der einzige Prozess ist, der zu diesen schnellen CO<sub>2</sub>-Schwankungen beiträgt. Marine <sup>14</sup>C-Daten deuten darauf hin, dass sich zeitgleich auch die Zirkulation im Südozean verändert hat. Dabei gelangte CO<sub>2</sub>-reiches, <sup>14</sup>C-armes Tiefenwasser an die Oberfläche, dessen Ausgasen zu den beobachteten Änderungen der atmosphärischen Daten beitrug.

Ozeanzirkulationsmodelle ermöglichen detailliertere Rückschlüsse auf Veränderungen im marinen Kohlenstoffkreislauf, da die Zirkulationszeitskala der Tiefsee in der gleichen Größenordnung wie die Halbwertszeit von <sup>14</sup>C ist. Typischerweise werden bei Simulationen mit diesen Modellen atmosphärische <sup>14</sup>C-Werte vorgegeben, und die Modellanalysen konzentrieren sich darauf zu verstehen, wie die <sup>14</sup>C-Verteilung im Ozean mit der Zirkulation zusammenhängt.

Radiokarbon im Ozean ist jedoch eine Funktion von Ort und Zeit und wird nicht nur durch die Ozeanzirkulation beeinflusst (Abbildung 6). Variationen im Wind und der Meereisbedeckung verursachen deutliche Unterschiede im Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean. Weiterhin beeinflusst der Anstieg im atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Partialdruck während des Übergangs von der letzten Eiszeit in die jetzige Warmzeit, das Holozän, den Gasaustausch für <sup>14</sup>CO<sub>2</sub> maßgeblich. Turbulente Vermischungen innerhalb des Ozeans können auch <sup>14</sup>C-Variationen in der Tiefsee mit sich bringen, die nichts mit großskaligen Veränderungen der Ozeanzirkulation zu tun haben.

Instrumentelle <sup>14</sup>C-Messungen an Meerwasser wurden in der Vergangenheit maßgeblich genutzt, um die Qualität von Ozeanzirkulationsmodellen zu bewerten. Das Einbeziehen weiterer mariner <sup>14</sup>C-Paläozitreihen verspricht hierbei, die Rolle des Ozeans im Klimawandel und seine Reaktion auf steigende atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentrationen

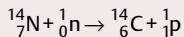
**<sup>14</sup>C IM ERDSYSTEM**

Kohlenstoff kommt in der Natur fast ausschließlich in Form der stabilen Isotope <sup>12</sup>C (circa 99%) und <sup>13</sup>C (etwa 1%) vor. Nur eine verschwindend geringe Menge von 10<sup>-10</sup>% besteht aus radioaktivem <sup>14</sup>C.

Alle Lebewesen sind Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufes. Sie speichern zu Lebzeiten die <sup>14</sup>C-Konzentration ihrer Umwelt. Nach ihrem Tod findet kein Austausch mehr mit der Umgebung statt, und die <sup>14</sup>C-Konzentration in dem abgestorbenen Organismus verringert sich durch radioaktiven Zerfall mit der Zeit. Hat man entsprechende Alterskalibrationskurven zur Hand, kann man mit den gemessenen <sup>14</sup>C-Werten den Todeszeitpunkt zurückrechnen. Diese Kalibration ist notwendig, da aufgrund natürlicher Variationen in der <sup>14</sup>C-Produktion und im Kohlenstoffkreislauf der Anfangsgehalt an <sup>14</sup>C variiert.

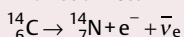
**Produktion**

Beim Auftreffen kosmischer Strahlung auf die obere Atmosphäre bilden sich Neutronen. Besitzen sie die passende Energie, dann generieren sie beim Zusammenprall mit Stickstoffatomen und unter der Abspaltung je eines Protons neue <sup>14</sup>C-Atome:



**Zerfall**

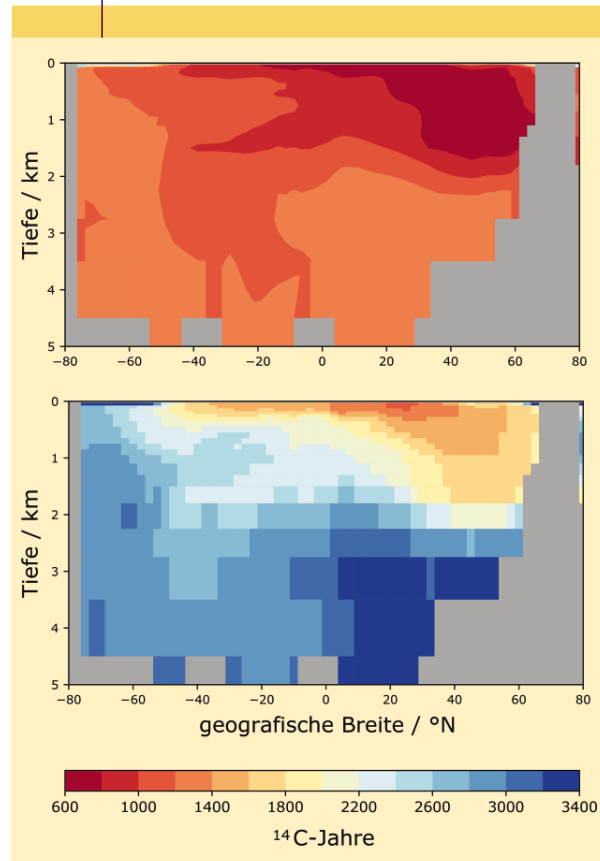
Der spontane β<sup>-</sup>-Zerfall eines <sup>14</sup>C-Atoms zu einem Stickstoffatom geschieht mit einer Halbwertszeit von circa 5700 Jahren unter Aussenden eines Elektrons und eines Antineutrinos:



**Nomenklatur**

Typischerweise wird das kalibrierte Radiokarbonalter als „cal BP“ oder Kalenderjahre „before present“ angegeben, wobei „present“ hier als das Jahr 1950 n. Chr. definiert ist – der Grund liegt in der Entwicklung der <sup>14</sup>C-Methode in den 1950er-Jahren. Δ<sup>14</sup>C bezeichnet das zerfallskorrigierte Verhältnis von <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C, es zeigt somit relative Veränderungen des <sup>14</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnisses im Vergleich zu einem Standard an.

**ABB. 6 | RADIOKARBON IM ATLANTIK**



**Radiokarbonverteilungen im Atlantik. Abreicherung von gelöstem <sup>14</sup>C in Bezug auf die zeitgenössische Atmosphäre, ausgedrückt in einem Alter in <sup>14</sup>C-Jahren, das einer simulierten <sup>14</sup>C-Differenz entspricht. Ausgewählt sind meridionale Abschnitte entlang des Längengrads 30° West für 21 000 cal BP (oben) und 42 000 cal BP (unten) in einem Ozeanzirkulationsmodell. Die Ozeanzirkulation zu beiden Zeitpunkten ist identisch (nach [5]) und die Unterschiede basieren nur auf den Veränderungen im atmosphärischen <sup>14</sup>C und CO<sub>2</sub>.**

besser zu verstehen. Leider wird die Interpretation dieser  $^{14}\text{C}$ -Paläodaten dadurch erschwert, dass die Daten meist an Sedimentkernen, die an den Rändern der Ozeane erbohrt wurden, erhoben werden. Diese Gebiete sind jedoch in den gängigen Ozeanzirkulationsmodellen durch deren große räumliche Auflösung schlecht repräsentiert. Neuartige Modelle, die in unterschiedlichen Gebieten verschiedene Auflösungen anbieten, können hier helfen, das Verständnis mariner  $^{14}\text{C}$ -Daten maßgeblich voranzubringen [17].

### Zusammenfassung

Das radioaktive Kohlenstoffisotop  $^{14}\text{C}$ , auch Radiokarbon genannt, ist ein wichtiger Informationsträger für die Geowissenschaften. Es hilft, unser Verständnis von Klimaprozessen, der Sonne, des Geodynamos und des Kohlenstoffkreislaufs der vergangenen 55 000 Jahre zu verbessern. Moderne Messmethoden erlauben auch  $^{14}\text{C}$ -Messungen an Kleinstproben. Das verringert die Unsicherheiten in den aktuellen IntCal20-Alterskalibrationskurven. Dadurch zeigen sich klarere Strukturen in den Veränderungen im  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre und des oberflächennahen Meerwassers während der vergangenen 55 000 Jahre. Dieser Fortschritt ermöglicht eine verbesserte Datierung und Untersuchungen von Sonnenaktivität, Erdmagnetfeld und Kohlenstoffkreislauf. In allen diesen Gebieten der Erdsystemforschung kommen Radiokarbon-Messungen erfolgreich zum Einsatz.

### Stichwörter

Radiokarbon,  $^{14}\text{C}$ , Beschleuniger-Massenspektrometrie, Dendrochronologie, Hulu-Stalagmit, marines Reservoiralter, Eisbohrkern, IntCal20-Alterskalibrationskurve, Laschamps-Ereignis, Sonnenaktivität, Maunder-Minimum, Dalton-Minimum, Solares Protonen-Ereignis (SPE), De-Vries-Zyklus, Gleissberg-Zyklus, Geodynamo, Kohlenstoff-Kreislauf.

### Danksagung

Wir danken unseren Koautoren aus [5] für ihre Beiträge zur englischsprachigen Version dieses Artikels und Martin Butzin und Lukas Wacker für deutschsprachige Versionen der Abbildungen 2 und 6. Abbildung 2 basiert auf einer Zeichnung von Daniele De Maria.

Open Access Veröffentlichung ermöglicht und organisiert durch Projekt DEAL.

### Literatur

- [1] W. F. Libby et al., *Science*, **1949**, 109, 227.
- [2] P. J. Reimer et al., *Radiocarbon*, **2020**, 62, 725.
- [3] A. G. Hogg et al., *Radiocarbon*, **2020**, 62, 759.
- [4] T. J. Heaton et al., *Radiocarbon*, **2020**, 62, 779.
- [5] T. J. Heaton et al., *Science*, **2021**, 374, eabd7096, <https://doi.org/10.1126/science.abd7096>.
- [6] H.-A. Synal et al., *Nucl. Instruments Methods Phys. Res., Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms*, **2007**, 259, 7.
- [7] L. Wacker et al., *Nucl. Instruments Methods Phys. Res., Sect. B Beam Interact. with Mater. Atoms*, **2010**, 268, 931.
- [8] J. A. Eddy, *Science* **1976**, 192, 1189.
- [9] R. Roth, F. Joos, *Clim. Past*, **2013**, 9, 1879.
- [10] I. G. Usoskin, G. A. Kovaltsov, *Geophys. Res. Lett.* **2021**, 48, e2021GL094848.
- [11] S. Panovska et al., *Rev. Geophys.* **2019**, 57, 1289.
- [12] R. Muscheler et al., *Quat. Sci. Rev.* **2005**, 24, 1849.
- [13] A. Dinauer et al., *Clim. Past*, **2020**, 16, 1159.
- [14] P. Köhler et al., *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* **2022**, 37, e2021PA004314.
- [15] P. Köhler et al., *Earth Syst. Sci. Data* **2017**, 9, 363.
- [16] L. C. Skinner et al., *Nat. Commun.* **2017**, 8, 16010.
- [17] G. Lohmann et al., *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* **2020**, 35, e2019PA003782.
- [18] L. Svalgaard, K. H. Schatten, *Sol. Phys.* **2016**, 291, 2653.
- [19] A.-M. Berggren et al., *Geophys. Res. Lett.*, **2009**, 36, L11801.

### Die Autoren



(Foto: AWI)

Peter Köhler ist Seniorwissenschaftler am Alfred-Wegener-Institut, dem Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Er beschäftigt sich mit langfristigen Veränderungen im globalen Kohlenstoffkreislauf und benutzt Computermodelle zur Interpretation existierender paläoklimatischer Zeitreihen. Er studierte Physik an den Universitäten Kassel und Heriot-Watt in Edinburgh.



(Foto: K. Ruona)

Raimund Muscheler ist Professor an der Lund Universität in Schweden. Sein Forschungsgebiet umfasst Radionuklide in Eisbohrkernen mit Schwerpunkt Sonnenaktivitäts- und Erdmagnetfeldsrekonstruktion und, im Vergleich mit  $^{14}\text{C}$ , Untersuchungen des Kohlenstoffkreislaufs. Er studierte Physik an der Universität Konstanz. Nach der Doktorarbeit an der ETH Zürich forschte er in den USA (NCAR und NASA) und Lund, Schweden.

### Anschriften

Dr. Peter Köhler, Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Postfach 12 01 61, D-27515 Bremerhaven. [Peter.Koehler@awi.de](mailto:Peter.Koehler@awi.de),

Prof. Dr. Raimund Muscheler, Lund Universität, Geologie Institut, Sölvegatan 12, 22362 Lund, Schweden. [Raimund.Muscheler@geol.lu.se](mailto:Raimund.Muscheler@geol.lu.se)