

Verlandungsmoore als Archive zur Entschlüsselung der Vegetations- und Klimaentwicklung während des letzten Interglazials und des Holozäns

Thomas Litt

Zusammenfassung

Organische Ablagerungen, die sich über Jahrtausende hinweg am Grund von Seen akkumulieren und durch Verlandung zur Entstehung von Niedermooeren führen (sog. Verlandungsmoore), sind als Archive hervorragend geeignet, die Vegetations-, Umwelt- und Klimageschichte zu dokumentieren. Pflanzliche Mikro- und Makroreste wie Blütenstaub, Früchte und Samen werden in den Sedimenten eingebettet und durch die weitgehende Abwesenheit von Luftsauerstoff konserviert. Dies betrifft nicht nur Ablagerungen aus nacheiszeitlichen Seen der letzten ca. 12000 Jahre, sondern auch fossile See- und Moorablagerungen aus der letzten Warmzeit vor ca. 125000 Jahren (Eem-Interglazial). Statistische Methoden ermöglichen die Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung, und über botanisch-klimatologische Transferfunktionen lassen sich sogar Parameter des bodennahen Klimazustands wie Temperatur sowie Niederschlag ableiten. Somit können Vergleiche gezogen werden zwischen dem letzten Interglazial, das nicht durch anthropogene Beeinflussung gekennzeichnet war, und der nacheiszeitlichen Warmzeit (Holozän), in der der Mensch durch Ackerbau und Viehzucht bereits seit Jahrtausenden auf die Umwelt einwirkt.

Summary

Lake and mire deposits as archives for deciphering vegetation and climate development during the last interglacial and the Holocene

Organic deposits which accumulate at the bottom of lakes over thousands of years, which lead to the formations of fens, are excellent archives documenting the history of vegetation, environment and climate. Plant micro- and macrofossils such as pollen, seeds and fruits are embedded in the sediments and are preserved due to the absence of atmospheric oxygen. This applies not only to postglacial lake sediments from the last 12000 years, but also to fossil lake and mire deposits from the last interglacial period around 125000 years ago (Eemian Interglacial). Statistical methods enable the reconstruction of vegetation development, and even parameters of the near-surface climate such as temperature and precipitation can be reconstructed based on botanical-climatological transfer functions. Thus, comparisons can be drawn between the last interglacial period, which was not affected by human impact, and the postglacial warm period (Holocene), in which agriculture and animal husbandry have affected the environment for thousands of years.

✉ Prof. Dr. Thomas Litt, Universität Bonn, Institut für Geowissenschaften, Abteilung Paläontologie, Nussallee 8, 53115 Bonn; t.litt@uni-bonn.de

Einführung

Verlandungsmoore im weitesten Sinne stellen wichtige Archive für die Paläoökologie dar. Die in den Sedimenten konservierten pflanzlichen Mikro- und Makrofossilien wie Pollen, Früchte und Samen können für die Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte, aber auch des Paläoklimas genutzt werden. Dies ist besonders wichtig angesichts der Tatsache, dass wir nur für die letzten ca. 120 Jahre über meteorologische Messdaten verfügen, die es uns ermöglichen, über die Temperaturentwicklung der letzten Jahrzehnte exakte Aussagen zu treffen. Für das Prozessverständnis über natürliche und anthropogen beeinflusste Klimaveränderungen sind jedoch lange Zeitreihen nötig. Das Klima der erdgeschichtlichen Vergangenheit können wir allerdings nur indirekt über Stellvertreterdaten (Proxydaten) rekonstruieren, z.B. stabile Isotope und paläobotanische Daten, die aus Eiskernen, Baumringen, Seesedimenten oder Verlandungsmooren als Archive gewonnen werden. Entsprechende Ablagerungen sind nicht nur aus der Nacheiszeit (Holozän, Beginn vor 11 700 Jahren, bis heute), sondern auch aus dem letzten Interglazial (Eem, 126 000–115 000 vor heute) überliefert. Ein Vergleich der Vegetations- und Klimageschichte beider Warmzeiten mittels Proxydaten ist somit möglich.

Verlandungssukzession

Bei der Verlandungssukzession kommt es im Laufe der Zeit zu einer Auffüllung eines Seebeckens durch Sedimente, wobei die Ablagerungen mit bestimmten Vegetationsgürteln in Abhängigkeit zur Wassertiefe korrespondieren (Abb. 1). So stehen in einem mesotrophen kalkhaltigen Gewässer die Armleuchteralgen in tieferen Bereichen mit der Bildung von Kalkmudden, Laichkräuter mit der Bildung von Feindetritusmudden und der Schwimmblattgürtel mit der Bildung von Grobdetritusmudden in Verbindung. Der Begriff Mude beschreibt organische Seesedimente in derartigen Verlandungsmooren. In der weiteren Schichtenfolge kommt es mit der Abnahme der Wassertiefe zum Wechsel von Mudden (limnischen) zu Torfen (telmatischen Ablagerungen). Zu ihnen gehören der Röhrichtgürtel, der für die Bildung von Schilftorfen verantwortlich ist, und der Seggengürtel, in dem Seggentorf entsteht.

Das finale Stadium der Verlandung wird mit dem Bruchwaldtorf erreicht. Aus paläobotanischer Sicht sind eher die Mudden geeignete Archive, da Torfe mitunter oxidativen Einflüssen unterliegen, unter denen mikro- oder makropaläobotanische Befunde nur eingeschränkt erhaltungsfähig bleiben.

Paläobotanische Befunde

Bei Früchten und Samen als pflanzliche Großreste ist eine relativ präzise taxonomische Identifizierung bis auf das Artniveau möglich, jedoch sind große Probenmengen nötig. Wenn wir z. B. in einem See mit einem Bohrkern von 6 cm Durchmesser arbeiten, so enthält dieser nicht allzu viel Probenvolumen. Ein anderer Nachteil ist die Überrepräsentanz von Makroresten der lokalen Wasser- und Sumpfpflanzen. In einer Feindetritusmude finden wir sehr viele Früchte von *Potamogeton* spp. (Laichkräuter) und anderen Wasserpflanzen. Pflanzen terrestrischer Habitate der Umgebung werden mit den Makroresten dagegen nur geringfügig durch Einschwemmung erfasst.

Hier bietet die Pollenanalyse bessere Möglichkeiten. Zum einen werden für statistisch abgesicherte Ergebnisse nur kleine Probenmengen benötigt. Ein zuckerwürfelgroßes Stück Sedimentvolumen enthält mitunter mehrere 100 000 Pollen. Durch die große Verbreitung von Seen und Mooren gibt es genügend geeignete Ablagerungen, in denen die Pollen gut erhalten werden. Zum anderen wird mit Pollen sowohl die lokale als auch die regionale Vegetation erfasst, da sie vom Wind z.T. über größere Strecken transportiert werden. Allerdings erlaubt die Bestimmung aufgrund pollenmorphologischer Kriterien häufig nur eine taxonomische Zuordnung auf Gattungsniveau, selten bis zur Art.

Die Eifelmaare

Die Eifelmaare südlich von Bonn sind vulkanischen Ursprungs. Zum Teil handelt es sich um noch offene Seen, zum Teil sind sie zu Niedermooren verlandet. Zwei von ihnen, das mit Wasser gefüllte Holzmaar (Abb. 2) und das partiell verlandete Meerfelder Maar, sind von unserer Arbeitsgruppe in Bonn gemeinsam mit Kollegen aus Potsdam intensiv untersucht worden. Die Maare haben den Vorteil, dass sie meist keinen Zu- und Abfluss

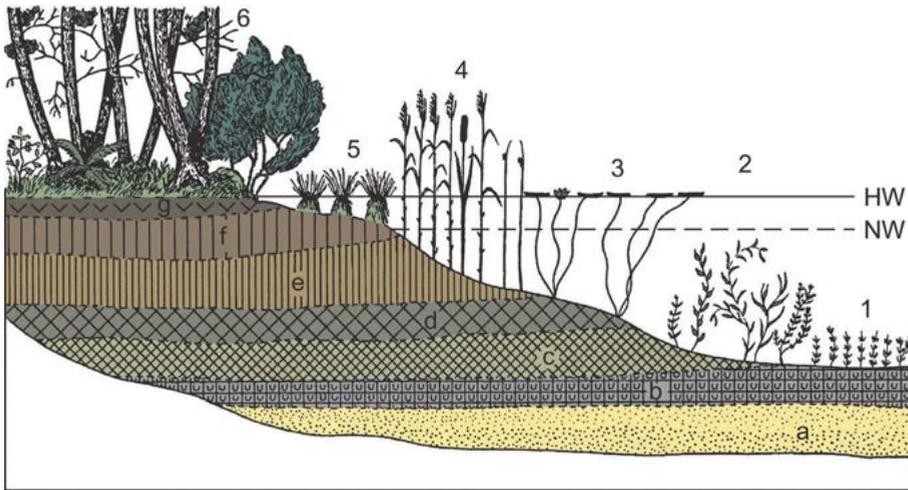


Abb. 1. Typische Abfolge der Verlandungssukzession in einem mesotrophen kalkhaltigen See; NW: Niedrigwasser, HW: Hochwasser; 1) Armleuchteralgen, 2) Laichkräuter, 3) Schwimmblattgürtel, 4) Röhrichtgürtel, 5) Seggengürtel und 6) Erlen-Bruchwald; a) Schluffmudde, b) Kalkmudde, c) Feindetritusmudde, d) Grobdetritusmudde, e) Schilftorf, f) Seggentorf und g) Bruchwaldtorf. – Verändert nach Overbeck (1975).

besitzen, relativ tief sind und eine Übersichtung des Wasserkörpers durch die Thermokline zu anoxischen Verhältnissen im tieferen Bereich führt, wodurch die Primärschichtung erhalten bleibt. In den Sedimenten sind die „Warven“, die jeweils aus einer hellen Sommerlage und einer dunklen Winterlage bestehen, mit bloßem Auge erkennbar (Abb. 3).

Die Sedimente werden mithilfe einer schwimmenden Bohrplattform gewonnen (Abb. 4a), die es erlaubt, selbst in Wassertiefen bis 80 m noch Bohrkern zu ziehen, wie z.B. im Pulvermaar, dem tiefsten Maar der Eifel. Das Bohrgerät (Abb. 4b), eine Bohrkammer mit einem Kolben, der auch verhindert, dass vorzeitig Sediment gezogen wird, hängt an einem Geräteseil. Es wird



Abb. 2. Das Holzmaar in der Westeifel, Rheinland-Pfalz. Größe ca. 6,8 ha, Durchmesser 325 m, Tiefe 21 m. – Foto: Stefanie Wagner.



Abb. 3. Ausschnitt aus einer Bohrkernhälfte, hier exemplarisch vom Vansee (Türkei), mit deutlich ausgeprägten hellen Sommerlagen und dunklen Winterlagen (Warven), die bereits makroskopisch eine Jahresschichtenzählung ermöglichen. – Foto: Thomas Litt.

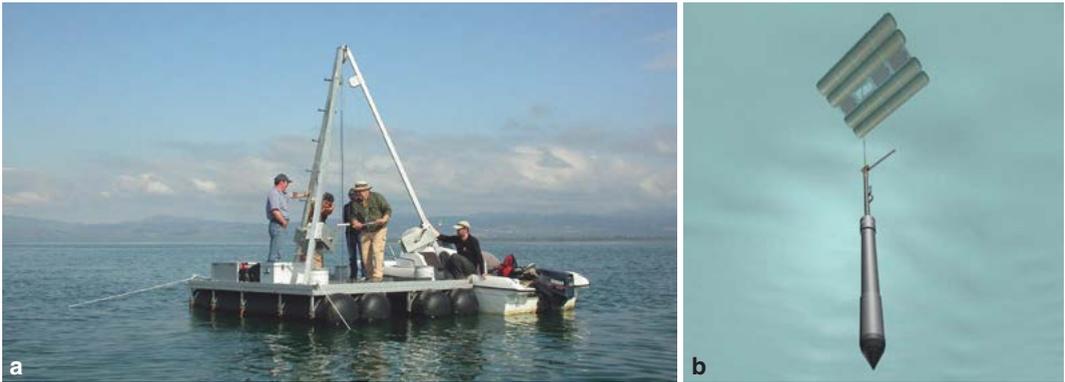


Abb. 4. UWITEC-Bohrplattform (a) mit Dreibock und Winden, die von unserer Arbeitsgruppe zu Bohrzwecken in mehreren Seen Europas und im Nahen Osten verwendet wurde; Perspektive unter Wasser (b) mit Kolbenbohrer, Schlagstange und Geräteseil. – a: Foto: Thomas Litt, Iznik-See, Türkei 2009; b: Grafik nach Litt & Niederreiter (2021).

mittels einer Schlagstange mit Schlaggewicht in die entsprechende Tiefe gehämmert, die Kammer wird befüllt und wieder herausgeholt. Das Hämmern gewährleistet, dass die Feinschichtung des Sediments nicht zerstört wird, wie es bei einer Drehbewegung der Fall sein würde. Soll anschließend tiefer gebohrt werden, muss das Bohrgerät mit einem Gestänge zwischen Bohrkammer und Schlagstange verlängert werden.

Gerade die Bohrkern aus dem Holzmaar und dem Meerfelder Maar besitzen eine sehr gute Warvenchronologie für die letzten 14 000 Jahre (Brauer et al. 2001). Als „goldene Nägel“ für die regionale Korrelation von Bohrkernen aus verschiedenen Maaren dienen Tufflagen, z. B. die des Laacher-See-Vulkanausbruchs, den wir mit der Jahresschichtenzählung sehr genau auf 12880 Jahre zurückdatieren können (Ende der letzten Kaltzeit im Pleistozän). Eine zweite Tufflage vor 11 000 Jahren vor heute, der Ulmener-Maartuff, markiert die jüngste vulkanische Eruption in der Eifel.

Die Evidenz, dass es sich bei den Warven tatsächlich um saisonale Schichtungen handelt, zeigt ein Blick durch das Rasterelektronenmikroskop. Im Jahresgang finden sich in organischen Jahresschichten des Holozäns fossile Zysten von Chrysophyceen (Goldalgen), die in den Winterlagen gehäuft vorkommen. Das Frühjahr ist geprägt durch Pollen und Sporen der beginnenden Vegetationsperiode, der Sommer durch

Algenblüte von Diatomeen sowie Kalzitfällung und der Herbst durch Blattreste von Pflanzen; im Winter tauchen dann wieder Chrysophyceenzysten auf (Litt 2021).

Pollenanalysen und Vegetationsentwicklung im Holozän

Zur Pollenanalyse werden aus den Sedimenten Proben entnommen und chemisch mit Kalilauge, Salzsäure und Flusssäure aufbereitet, um Fremdstoffe wie z. B. karbonatische oder silikatische Bestandteile zu entfernen. In der mit Pollen angereicherten Restsubstanz erfolgen anschließend die Identifizierung und Zählung der Pollenkörner unter dem Mikroskop (Abb. 5). Aus den gewonnenen Daten lassen sich Pollendiagramme erstellen, aus denen sich die Vegetationsgeschichte der letzten Jahrtausende gut rekonstruieren lässt. Die Abb. 6 zeigt an einem vereinfachten Pollendiagramm aus dem Holzmaar zunächst bis ca. 6000 Jahre vor heute eine natürliche Sukzession der Waldentwicklung, die auch im Einklang mit der generellen Klimaentwicklung steht:

- In der „protokratischen Phase“ wanderten mit beginnendem Temperaturanstieg wärmeliebende Gehölze ein und es kam – wie charakteristisch für die nacheiszeitliche Vegetationsentwicklung – zu einer Dominanz von Hasel; die Wälder waren licht, die Böden überwiegend karbonatisch und basenreich.

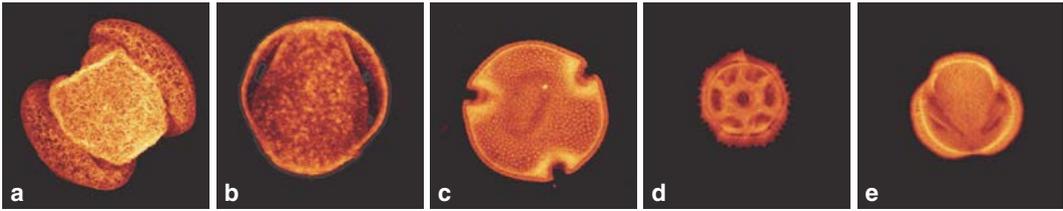


Abb. 5. Pollenkörner von Kiefer (a), Eiche (b), Linde (c), Löwenzahn (d) und Beifuß (e). Konfokale Laserscanning-Mikroskopie. – Fotos: Thomas Litt.

- In der „mesokratischen Phase“ mit einem Wärmeoptimum, der Klimax-Phase, dominierten dichtere Wälder (Eichenmischwald) und die Böden reiften zu Braunerden.

Die anthropogene Vegetationsentwicklung in der zweiten Hälfte des Holozäns war durch den Einfluss von Ackerbau und Viehzucht geprägt; der Wald wurde zurückgedrängt. Nicht-Baumpollen (Kräuter) waren bereits in der Jungsteinzeit ver-

treten; im Laufe der Zeit nahm der Offenlandanteil zu. Einen sehr deutlichen anthropogenen Einfluss gab es in der Eisenzeit, und von den Rodungen war v. a. die Buche betroffen. In der Völkerwanderungszeit erholte sich der Wald wieder, wurde jedoch im Mittelalter erneut stark aufgelichtet.

Mit Pollenanalysen können primäre Siedlungszeiger, die den Ackerbau belegen, mittlerweile gut erfasst und gerade bei den Cerealien (v. a. Weizen, Gerste, Roggen, Hafer) sogar

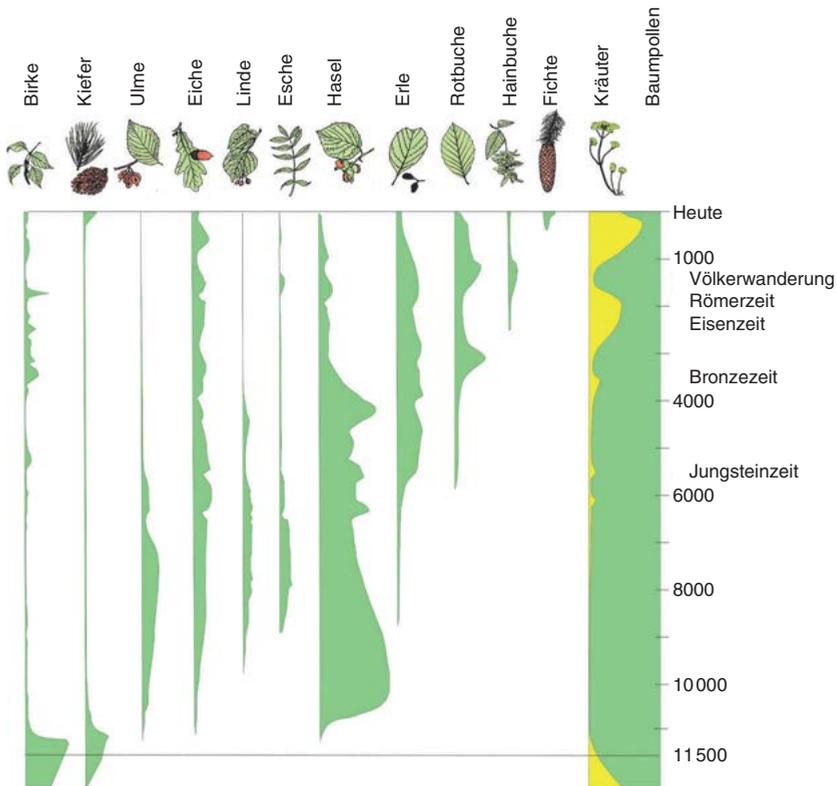


Abb. 6. Vereinfachtes Pollendiagramm aus Sedimenten vom Holzmaar und Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung, ca. 11000 Jahre BP bis heute. – © T. Litt.

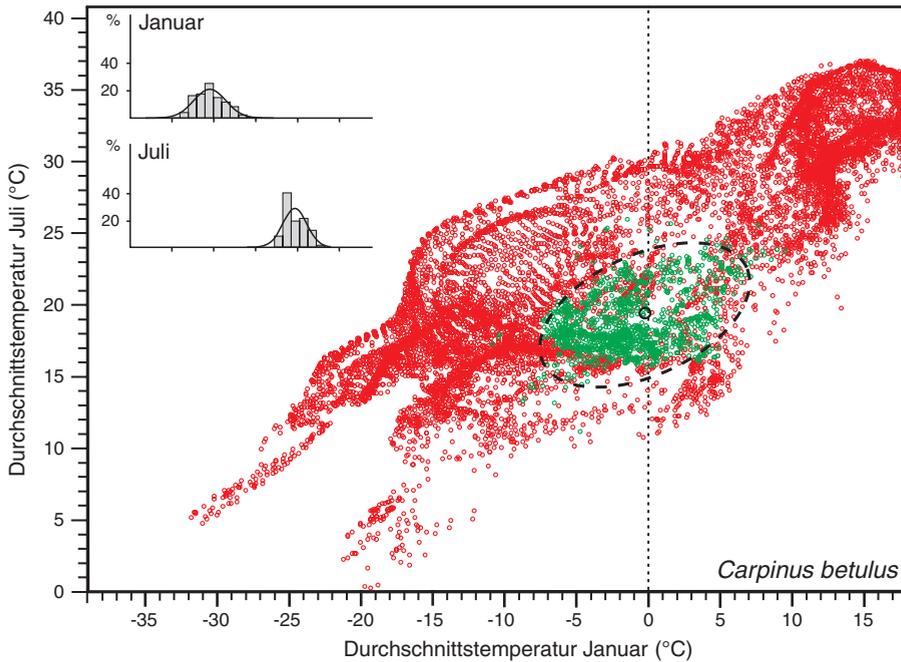


Abb. 7. An/Abwesenheitsdaten und Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen (*probability density functions, pdfs*) der Hainbuche. Es wurden gerasterte klimatologische Daten (New et al. 1999) verwendet. Jeder Kreis stellt den Temperaturwert einer $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ -Gitterzelle dar und enthält die Information, ob *Carpinus betulus* in einer Gitterzelle vorhanden (grün) oder nicht vorhanden (rot) ist. Oben links: Bei den eindimensionalen *pdfs* (Histogramm und Normalverteilung) für Januar und Juli handelt es sich um Durchschnittstemperaturen, die mit denselben Datenpunkten wie für das zweidimensionale Diagramm berechnet wurden. Die zweidimensionalen *pdfs* werden im Streudiagramm durch eine Ellipse visualisiert, die eine Wahrscheinlichkeit von $1,65 \sigma$ (90 %) der *pdfs* angibt; ihre Mitte gibt das Maximum der *pdfs* an. – Aus Litt et al. (2021), nach Kühl & Litt (2007).

artspezifisch identifiziert werden. Neben ihnen manifestieren sekundäre Siedlungszeiger wie Spitzwegerich, Gänsefuß, Löwenzahn oder Beifuß (Abb. 5d, e) als Offenlandzeiger ebenfalls die Zurückdrängung des Waldes. Der Anteil anthropogener Siedlungszeiger lässt sich deutlich mit Siedlungsphasen verknüpfen. Auch Süßgräser hatten z. B. einen höheren Anteil in der Eisen- und Römerzeit, während er zur Völkerwanderungszeit zurückging. Nach der Völkerwanderungszeit dominierten Kulturpflanzen wie Roggen, Hopfen und Hanf (Litt et al. 2009).

Mit den anthropogenen Veränderungen der Vegetation, aber auch den Regenerationsphasen in der Völkerwanderungszeit lassen sich Aussagen über die potenzielle natürliche Vegetation treffen. Für das Holzmaar und das Meerfelder Maar lässt sich aus den Pollenanalysen belegen, dass nach der Römerzeit der Wald letztmalig durch ungestörte Sukzession in den

aufgelassenen Flächen der Landnutzung Fuß fassen konnte. So können wir in der Eifel als potenzielle natürliche Vegetation einen buchenreichen Eichen-Hainbuchen-Wald rekonstruieren. Diesen wiederherzustellen ist übrigens auch Naturschutzziel in dem Nationalpark Eifel, wo man durchaus auch mit gezieltem Management an die Strukturierung des Nationalparks herangeht.

Die Zusammenarbeit mit der bodenkundlichen Arbeitsgruppe von Wulf Amelung (Univ. Bonn) hat mit der Anwendung der Black-Carbon-Analyse einen methodisch sehr interessanten Ansatz erzielt (Lehndorf et al. 2015). Es handelt sich um einen Proxy auf molekularer Ebene für die Landnutzung bzw. den menschlichen Einfluss. Untersucht werden dabei Kohlenwasserstoffketten in Rußpartikeln, die sogar anzeigen, welche Temperaturen bei den Bränden erreicht worden sind. Auch hier ergeben sich sowohl

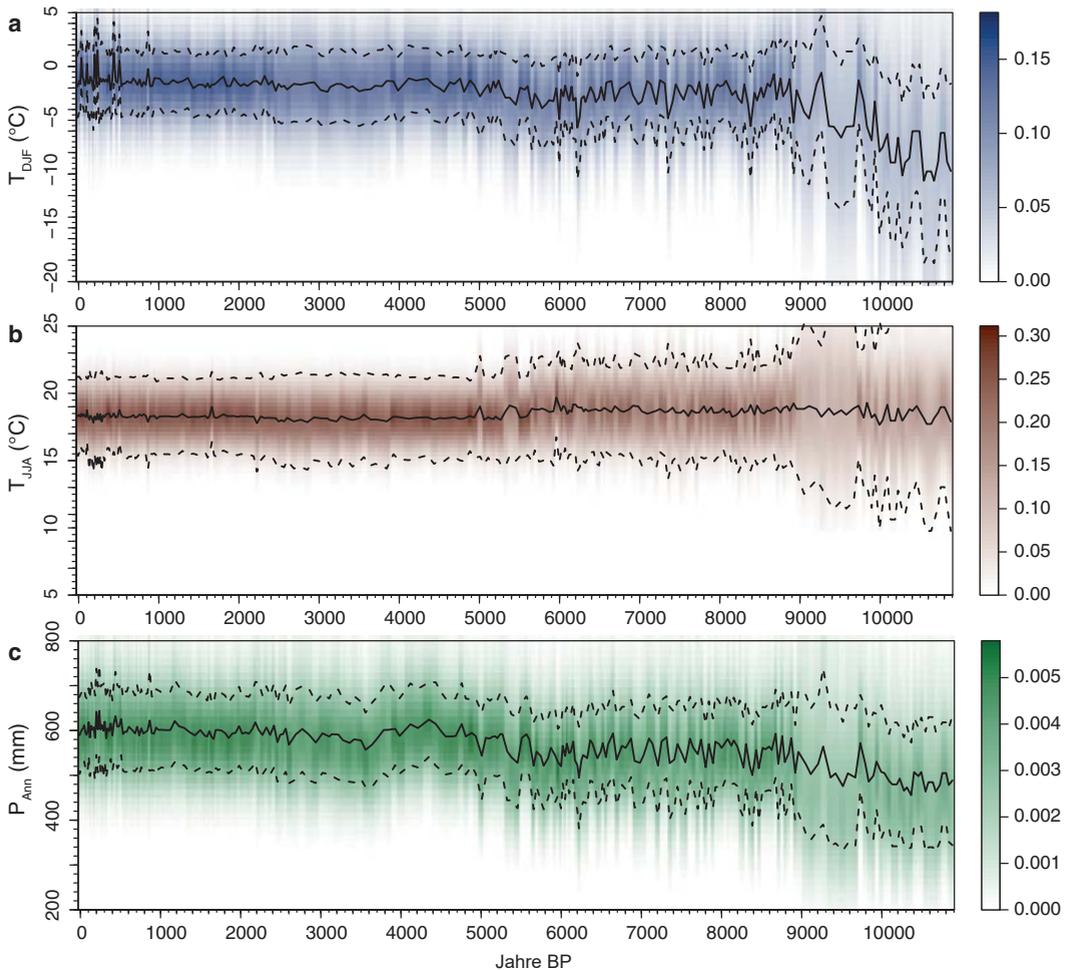


Abb. 8. Winter- (a) und Sommertemperatur (b) sowie Jahresniederschlag (c) in den letzten 11000 Jahren, rekonstruiert auf Basis von Pollendaten aus dem Holzmaar mittels botanisch-klimatologischer Transferfunktion (s. Text); farbig schattiert: Wahrscheinlichkeitsdichte, durchgezogene Linie: Mittelwert, gestrichelte Linien: Standardabweichung. – Nach Litt et al. (2009).

im Holzmaar als auch im Meerfelder Maar hohe Werte in der Eisenzeit und im Mittelalter, da für die Metallurgie gerade auch die Buche intensiv zur Holzkohlegewinnung genutzt wurde.

Klimarekonstruktion im Holozän

Wie können nun die von uns untersuchten Sedimente aus Verlandungsmooren als Archive nicht nur zur Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte, sondern auch des Paläoklimas beitragen? – Dazu haben wir zusammen mit den Meteorologen der Universität Bonn botanisch-

klimatologische Transferfunktionen entwickelt (Kühl & Litt 2007, Kühl et al. 2007, Litt et al. 2009), die es ermöglichen, aus den gewonnenen Pollendaten in einem bestimmten Toleranzbereich Aussagen zu Parametern des bodennahen Klimazustands wie Temperatur und Niederschlag in der Vergangenheit zu treffen. Dazu verwenden wir die heutige Kenntnis der Verbreitung von Pflanzen (z. B. Hainbuche, *Carpinus betulus*) und verknüpfen diese digitalisierte Verbreitungskarte mit einer hochauflösenden globalen Klimatologie, die dieselbe Gitterzellenverteilung hat (Abb. 7). Der Zusammenhang zwischen Areal

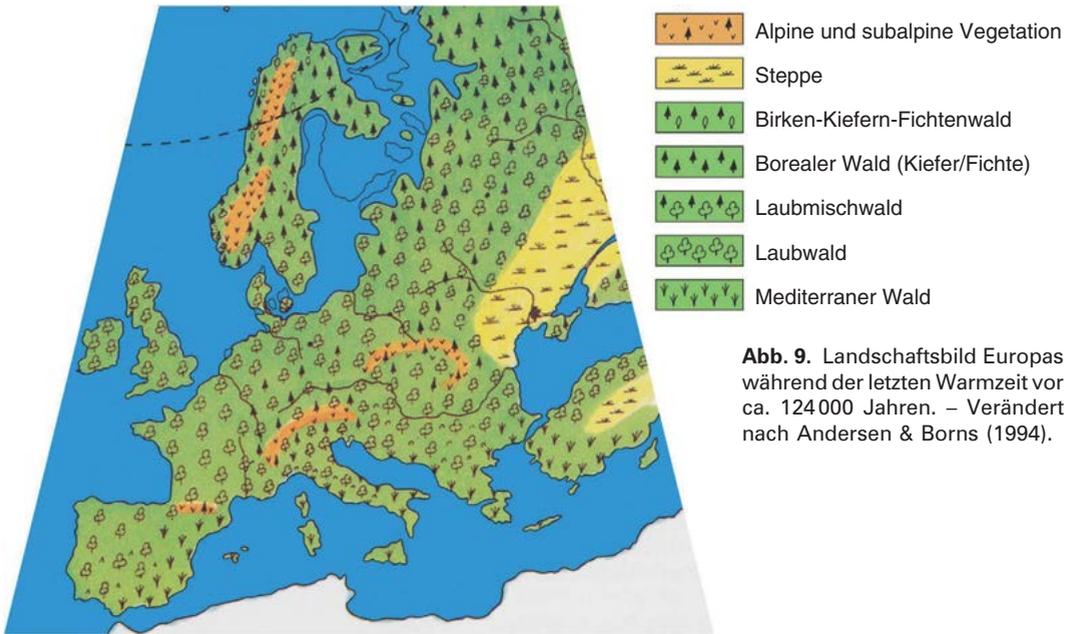


Abb. 9. Landschaftsbild Europas während der letzten Warmzeit vor ca. 124000 Jahren. – Verändert nach Andersen & Borns (1994).

und Klimatologie wird statistisch beschrieben. Durch die Kombination der Wahrscheinlichkeits-Dichteverteilung mehrerer Arten, die gemeinsam in einer fossilen Pollenprobe vorkommen, ergibt sich ein „wahrscheinliches“ Klima für den jeweiligen bestimmten Zeitpunkt (Kühl & Litt 2007, Kühl et al. 2007, Litt et al. 2009). Die Abb. 8 zeigt eine derartige Rekonstruktion der Winter- und Sommertemperatur sowie des Jahresniederschlags vom Holzmaar über die letzten 11000 Jahre. Am Beginn des Holozäns waren die Wintertemperaturen noch deutlich kühler und stiegen allmählich bis 9000 Jahre vor heute an. Bei den Sommertemperaturen ist im Zeitraum von etwa 6000 bis 9000 Jahren das sog. Klimaoptimum zu erkennen. In diesem Intervall lagen die Durchschnittstemperaturen des wärmsten Monats bis zu 1,5°C höher als im Referenzzeitraum 1961–1990.

Landschafts- und Vegetationsentwicklung der Eem-Warmzeit

Generell lässt sich für die zurückliegenden Interglaziale feststellen, dass das Klima in den jeweiligen optimalen Phasen oft wärmer war als heute. Ein temperater sommergrüner Laubmischwald breitete sich im nördlichen Mitteleu-

ropa während der Interglaziale aus; das globale Eisvolumen war geringer und der Meeresspiegel lag höher als heute. Dies gilt auch für das letzte Interglazial, die Eem-Warmzeit (127000–116000 Jahre BP), in der bei einem ca. 6 m höheren Meeresspiegel als heute weite Teile Finnlands sowie NW-Russlands unter Wasser lagen und Skandinavien gewissermaßen eine Insel war (Abb. 9; Andersen & Borns 1994, Ehlers 2020).

Die Eem-Warmzeit ist im nördlichen Mitteleuropa sehr gut dokumentiert. Aus den heute größtenteils stillgelegten mitteldeutschen Tagebauen Gröbern, Grabschütz und Neumark-Nord konnten in den quartären Deckschichten über der Braunkohle Interglazialablagerungen (Mudden und Torfe) mit reichen fossilen Floren- und Faunenfunden erforscht werden (Eißmann & Litt 1994). Die Probennahme für die Untersuchung der mikro- und makrobotanischen Reste erfolgte direkt am Profil dieser Deckschichten. Im Tagebau Gröbern und Neumark-Nord wurden sogar Megafaunen aus dem letzten Interglazial freigelegt (Mania et al. 1990, 2010), z.B. 1987 in Gröbern ein Schlachtplatz eines Europäischen Waldelefanten, der von Neandertalern erlegt worden war (Weber & Litt 1992). Wir können sehr präzise den Horizont definieren, in der diese

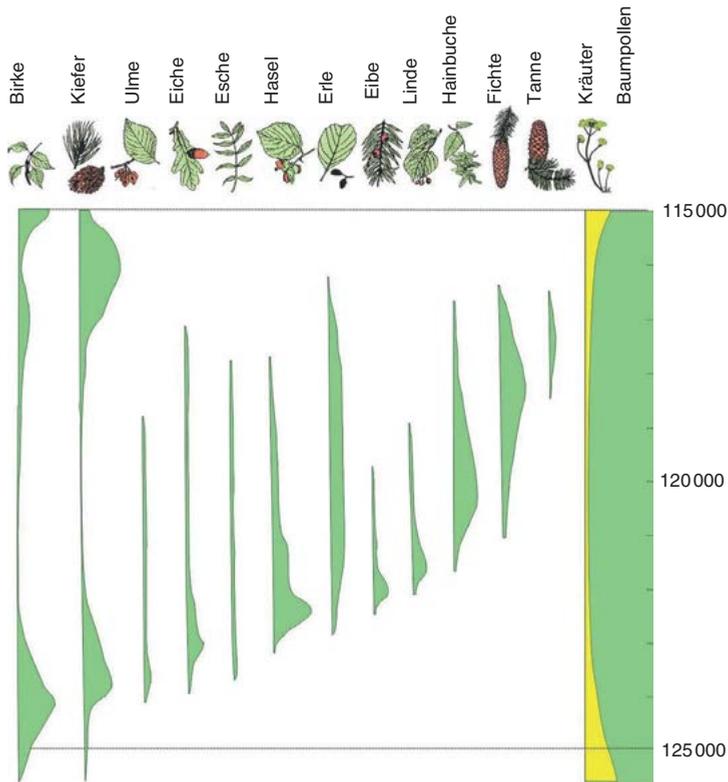


Abb. 10. Vereinfachtes Pollendiagramm der Eem-Warmzeit in Norddeutschland, ca. 125000 bis 115000 Jahre BP. – © T. Litt.

Megafaunen gelebt haben bzw. die Aktivitätsphasen des Neandertalers als Jäger stattgefunden haben. Interessanterweise geschah dies in der Frühphase der Eem-Warmzeit (Haselphase), in der die Bewaldung noch nicht so dicht war.

Anhand von Pollenanalysen ergeben sich für die Eem-Warmzeit (Abb. 10) im Vergleich zur Zeit des Holozäns (Abb. 6) interessante Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede in der Vegetationsentwicklung. So gibt es im Eem ebenfalls eine protokratische Phase mit lichtliebenden Gehölzen sowie eine starke Dominanz der Hasel (*Corylus* sp.), allerdings erst später, nach der Eichenmischwaldphase. Die Rotbuche (*Fagus sylvatica*), die im Holozän als Schattholz unter den Laubbäumen dominiert, spielt im Eem und auch in den zurückliegenden Interglazialen im Tiefland des nördlichen Mitteleuropas keine Rolle, stattdessen war die Hainbuche als (Halb-)Schattholz unter den Laubbäumen in der mesokratischen Phase dominant. In der

„telokratischen Phase“ der Abkühlung (die im Holozän bislang ausgeblieben ist) dominierten azidophile Wälder mit Fichte und Tanne sogar im Tiefland. Im Holozän wurde dort die Fichte dagegen nur durch menschliche Aufforstung ausgebreitet und die Tanne fehlt hier weitgehend.

Klimarekonstruktion der Eem-Warmzeit

Mithilfe der Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktion lassen sich auch für das jüngste Interglazial Klimarekonstruktionen durchführen. Die Methode ist sehr robust, da sie in Bezug auf die Vergesellschaftung der Arten keine modernen Analogien benötigt. Vielmehr werden die einzelnen Taxa unabhängig voneinander mit Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktionen beschrieben und im Klimaphasenraum miteinander kombiniert. Für den Fundort Gröbern in der

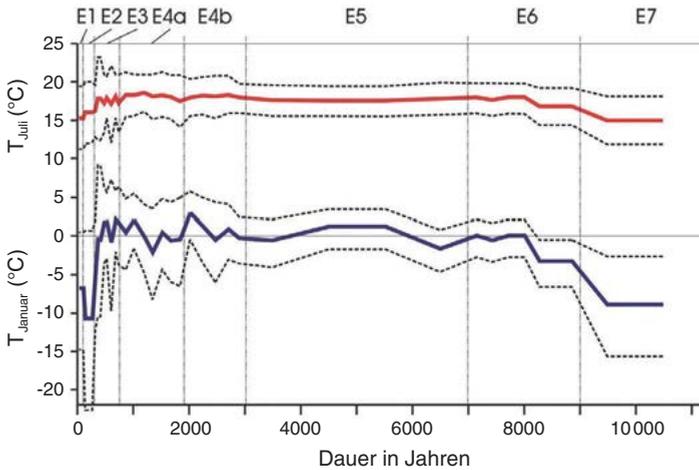


Abb. 11. Mittels botanisch-klimatologischer Transferfunktion rekonstruierte durchschnittliche Temperaturen im Januar und im Juli des Eem-Interglazials (Zeitreihe ca. 127 000 bis 116 000 Jahre BP) für Gröbern, Nähe Leipzig; gestrichelte Linie: 1,65 σ -Unsicherheitsbereich. – Nach Kühl & Litt (2007).

Nähe von Leipzig ergibt eine Zeitreihenanalyse (Abb. 11), dass wie im Holozän das klimatische Optimum im Eem-Interglazial in der Frühphase der Warmzeit aufgetreten ist, mit bis zu 1–2°C höheren Sommer- und Wintertemperaturen als im Referenzzeitraum 1961–1990 (Kühl & Litt 2007). Die durchschnittlichen Januartemperaturen lagen in Mitteldeutschland damals über 0°C (heute –1,5°C), was sich auch anhand des Nachweises bestimmter Pollen belegen lässt, z. B. der Stechpalme (*Ilex aquifolium*) als Klimaindikator für milde Winter, deren natürliche Verbreitungsgrenze nach Osten sich etwa mit dem Verlauf der Null-Grad-Januarisotherme deckt.

Eine Zeitscheibenanalyse über die paläobotanische Fundplätze in Europa aus der Haselphase des frühen Eem-Interglazials dokumentiert die berechneten Temperaturanomalien für Januar und Juli im Vergleich zur Referenzperiode 1961–1990 (Kaspar et al. 2005, Gebhardt et al. 2007). Für die Januartemperaturen konnten zunehmende positive Anomalien in Richtung Südschweden rekonstruiert werden. Dies stimmt mit computergestützten Simulationen der Januartemperaturen für den gleichen Zeitabschnitt gut überein (Abb. 12). Während in Westeuropa die damaligen und heutigen Werte etwa gleich waren, betrug die positiven Temperaturanomalien in Norddeutschland bereits 2°C und in Finnland 3–4°C. Die Ergebnisse ver-

deutlichen, dass die Differenzen in den orbitalen Parametern ausreichend sind, die rekonstruierten Temperaturen im Eem zu erklären.

Interglaziale in Vergangenheit und Gegenwart: Ursachen und Unterschiede

Die Ursachen für den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten des Quartärs liegen in Veränderungen der Erdbahnparameter, den sog. Milanković-Zyklen. Dazu gehören periodische Veränderungen in der Exzentrizität der Erdbahn, d. h. Veränderungen der Bahn, mit der die Erde um die Sonne kreist (nahezu kreisförmig bis leicht elliptisch, Periodenlänge ca. 100 000 Jahre), der Präzession der Erdrotationsachse („Taumelbewegung“, mit einer Periode von ca. 26 000 Jahren) und der Obliquität (Achsenneigung, von 21,8° bis 24,4°, mit einer Periode von ca. 41 000 Jahren) (z. B. Imbrie 1985). Aus ihnen lässt sich die Insolation, d. h. die Sonneneinstrahlung auf der Erde berechnen, deren Höchstwerte den Beginn der Interglaziale in der nördlichen Hemisphäre auslösen. Dadurch wird das Klimaoptimum in der Frühphase der Warmzeiten relativ schnell erreicht.

Das Holozän zeigt dagegen einen anderen Verlauf. Aus Eisbohrkernen in der Antarktis (EPICA, European Project for Ice Core Drilling in Antarctica, 1996–2008) ist bekannt, dass die Konzentrationen an CO₂ in den Interglazialen

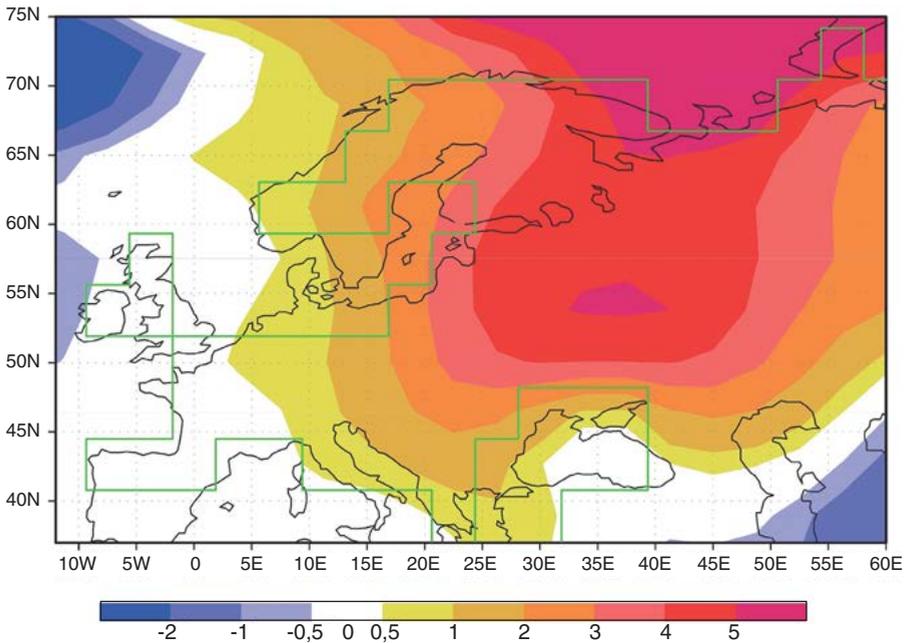


Abb. 12. Temperaturanomalien im Januar, wie sie mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodell (ECHO-G) für die Eem-Warmzeit vor 125 000 Jahren simuliert wurden. Die orbitalen Parameter (Insolation 125 ka BP) und die Treibhausgas-Konzentration (vorindustriell) wurden im Modell für diesen Zeitabschnitt angepasst. Die Landmaske des Modells ist mit grünen Linien dargestellt, um die räumliche Auflösung des Modells zu veranschaulichen. – Nach Kühl et al. (2008).

der letzten 800 000 Jahre nie über Werten von 300 ppm lagen (Lüthi et al. 2008) und diejenigen von Methan (CH_4) nie über Werten von 800 ppb (Loulergue et al. 2008). Heute liegen sie bei 420 ppm CO_2 und 1790 ppb CH_4 . Mit dem gegenwärtigen Wert insbesondere der CO_2 -Konzentration haben sich in sehr kurzer Zeit klimawirksame Spurengase in der Atmosphäre angereichert, wie sie zuletzt für das Pliozän vor 3–4 Millionen Jahren rekonstruiert wurden (de la Vega et al. 2020).

Heute geht man davon aus, dass CO_2 nicht für die positiven Temperaturanomalien der Interglaziale maßgeblich war, sondern die stärkere Insolation aufgrund der Veränderungen in den Erdbahnparametern. Die CO_2 -Werte stiegen zwar jeweils zu Beginn jedes Interglazials in den letzten 800 000 Jahren bis auf 290 ppm an, fielen dann aber am Ende der Interglaziale bis auf 240 ppm ab. Auch im Holozän ist zunächst dieser Verlauf zu sehen, aber ab ca. 5000 Jahren vor heute kehrte sich aufgrund anthropogener Einflüsse der langsame Abstieg um und die CO_2 -Konzentrationen

stiegen wieder an, zunächst vorindustriell auf ca. 280 ppm, bevor es zu dem beschleunigten Anstieg auf 420 ppm in der heutigen Zeit kam, der durch die Verwendung fossiler Brennstoffe und eine nicht nachhaltige Landnutzung verursacht ist. Ähnliches gilt für die CH_4 -Konzentrationen, die ab ca. 5000 Jahren vor heute wieder anstiegen, zunächst auf ca. 700 ppb und in der jüngsten Zeit auf ca. 1800 ppb (Ruddiman 2013). Das heißt, der anthropogen verursachte Anstieg von CH_4 , v. a. durch Viehzucht und Reisanbau, und von CO_2 , v. a. durch Entwaldung bzw. Verbrennung, begann lange vor dem sich beschleunigten Anstieg in den letzten ca. 150 Jahren.

Schlussfolgerungen

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass Verlandungsmoore hervorragende paläoökologische Archive sind. Bezugnehmend auf die Vegetationsgeschichte (vgl. Abb. 6 und 10), aber auch auf die Klimaentwicklung lassen sich aufgrund der in Mooren enthaltenen Proxies (v. a.

Pollen) die Unterschiede von Eem und Holozän wie folgt darstellen:

- In beiden Warmzeiten erfolgte zunächst die Einwanderung und Ausbreitung wärmeliebender Gehölze nach dem Ende der vorausgegangenen Eiszeit mit jeweils charakteristischer Sukzession.
- Im Eem dominierte die Hainbuche als (Halb-) Schattholz und im Holozän die Rotbuche als Schattholz unter den Laubbäumen.
- Typisch war die Verbreitung von Fichte und Tanne im Tiefland während der Spätphase der Eem-Warmzeit. Im Holozän tauchte die Fichte im Tiefland nur durch Aufforstung auf, die Tanne fehlte dort weitgehend.
- Im Gegensatz zum letzten Interglazial ist die Nacheiszeit durch starken menschlichen Einfluss auf die Vegetationsentwicklung durch Ackerbau und Viehzucht geprägt, deren Anfänge ca. 7000 Jahre zurückreichen.
- Im Eem wurde das thermale Optimum in der Frühphase erreicht (durch natürliche Ursachen wie *solar forcing*).
- Das ebenfalls durch Milanković-Zyklen verursachte natürliche holozäne Klimaoptimum befindet sich auch in der interglazialen Frühphase, aber abweichend zum letzten Interglazial erfolgt ein anthropogen bedingter Temperaturanstieg in der zweiten Hälfte der Nacheiszeit. Dieser beginnt allerdings, verursacht durch erhöhte CO₂- und CH₄-Emission, bereits Jahrtausende vor der industriellen Revolution.

Literatur

- Andersen, B. G. & H. W. Borns Jr. 1994. The Ice Age World. An Introduction to Quaternary History and Research with Emphasis on North America and Northern Europe During the Last 2.5 Million Years. – Scandinavian University Press, Oslo, 208 S.
- Brauer, A., T. Litt, J. F. Negendank & B. Zolitschka. 2001. Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. – *Boreas*, 30(1): 83–88. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2001.tb00991.x>
- de la Vega, E., T. B. Chalk, P. A. Wilson, R. Priya Bysani & G. L. Foster. 2020. Atmospheric CO₂ during the Mid-Piacenzian Warm Period and the M2 glaciation. – *Scientific Reports*, 10: 11002. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-67154-8>
- Ehlers, J. 2020. Das Eiszeitalter. – 2. Auflage, Springer, Berlin, Heidelberg, 416 S.
- Eißmann, L. & T. Litt (Hrsg.). 1994. Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. (The Quaternary in Central Germany.) Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger naturwissenschaftliche Forschungen, Heft 7, 458 S.
- Gebhardt, C., N. Kühl, A. Hense & T. Litt. 2007. Reconstruction of Quaternary temperature fields by dynamically consistent smoothing. – *Climate Dynamics*, 30: 421–437. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0299-9>
- Imbrie, J. Z. 1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. – *Journal of the Geological Society*, 142: 417–432.
- Kaspar, F., N. Kühl, U. Cubasch & T. Litt. 2005. A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. – *Geophysical Research Letters*, 32(11): L11703. <https://doi.org/10.1029/2005GL022456>
- Kühl, N. & T. Litt. 2007. Quantitative time series reconstructions of Holsteinian and Eemian temperatures using botanical data. – In: Sirocko, F., M. Claussen, M. F. Sanchez Goni & T. Litt (eds.): *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam. Developments in Quaternary Sciences, 7: 239–254. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)80041-8](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)80041-8)
- Kühl, N., T. Litt, C. Schölzel & A. Hense. 2002. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 26(25–28): 3311–3317. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.004>
- Kühl, N., C. A. Schölzel, T. Litt & A. Hense. 2007. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 26(25–28): 3311–3317. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.004>
- Kühl, N., C. Gebhardt, F. Kaspar, A. Hense & T. Litt. 2008. Reconstruction of Quaternary temperature fields and model-data comparison. – *PAGES News*, 16(2): 8–9. <https://doi.org/10.22498/pages.16.2.8>
- Lehndorff, E., M. Wolf, T. Litt & A. Brauer. 2015. 15,000 years of black carbon deposition – A post-glacial fire record from maar lake sediments (Germany). – *Quaternary Science Reviews*, 110: 15–22. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.12.014>
- Litt, T. 2021. Varve chronology. – In: Litt, T., J. Richter & F. Schäbitz (eds.): *The Journey of Modern Humans from Africa to Europe*. Schweizerbart, Stuttgart: 320–322.
- Litt, T. & R. Niederreiter, R. 2021. Scientific drilling. – In: Litt, T., J. Richter & F. Schäbitz (eds.): *The Journey of Modern Humans from Africa to Europe*. Schweizerbart, Stuttgart: 313–315.
- Litt, T., C. Schölztl, N. Kühl & A. Brauer. 2009. Vegetation and climate history in the Westeifel Volcanic Field (Germany) during the past 11 000 years based on annually laminated lacustrine maar

- sediments. – *Boreas*, 38(4): 679–690. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00096.x>
- Litt, T., A. Hense & C. Ohlwein. 2021. Palaeoclimate reconstructions based on botanical-climatological transfer functions. – In: Litt, T., J. Richter & F. Schäbitz (eds.): *The Journey of Modern Humans from Africa to Europe*. Schweizerbart, Stuttgart: 349–351.
- Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, R., V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J.-M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker & J. Chappellaz. 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. – *Nature*, 453(7193): 383–386. <https://doi.org/10.1038/nature06950>
- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura & T. F. Stocker. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. – *Nature*, 453(7193): 379–382. <https://doi.org/10.1038/nature06949>
- Mania, D., M. Thomae, T. Litt & T. Weber. 1990. Neumark-Gröbern – Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. – Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 319 S.
- Mania, D. et al. 2010. Neumark-Nord – Ein interglaziales Ökosystem des mittelpaläolithischen Menschen. – *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Landesmuseum für Vorgeschichte*, 62, 527 S.
- New, M. G., M. Hulme & P. Jones. 1999. Representing 20th century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. – *Journal of Climate*, 12(3): 829–856. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/12/3/1520-0442_1999_012_0829_rtcst_c_2.0.co_2.xml [abgerufen am 02.08.23]
- Overbeck, F. 1975. Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – Wachholtz, Neumünster, 263 S.
- Ruddiman, W. F. 2013. The Anthropocene. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41: 45–68. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123944>
- Weber, T. & T. Litt. 1992. Der Waldelefantenfund von Gröbern, Kr. Gäfenheinen. Jagdbefund oder Nekrophagie? – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 21(1): 17–32.

Diskussion*

S. Renner: Wird in der historischen Palynologie inzwischen auch KI zur Bilderkennung eingesetzt? Das böte sich sicher an, falls man genug Trainings-Daten hat.

T. Litt: Es gibt erste Ansätze zur automatischen Bilderkennung mit Machine Learning, die z. B. in der Pollenflugvorhersage zur Anwendung kommen. Allerdings ist dies aufgrund der geringen Diversität in den auszuwertenden Proben recht einfach (im Januar nur Erle und Hasel, im Juli nur Ampfer, Wegerich, Gräser und Beifuß). Die Pollenerhaltung bei den Rezentproben (gewon-

nen durch automatische Pollenfallen) ist zumeist sehr gut und erleichtert die Bilderkennung. Bei fossilen Pollenproben ist die Anwendung von automatischer Bilderkennung bislang nicht zufriedenstellend gelungen. Das liegt an den schlechteren Erhaltungsbedingungen im Vergleich zu Rezentpollen sowie an der hohen Diversität im Arten- bzw. Gattungsspektrum einer Probe.

*Aus Zeitgründen konnte keine Diskussion des Vortrags stattfinden, die Fragen wurden daher nachträglich eingereicht und beantwortet.