

Ber. d. Reinh.-Tüxen-Ges. 22, 34-48. Hannover 2010

Vegetationsänderungen und Klimawandel aus vegetations- geschichtlicher Sicht

- Felix Bittmann, Wilhelmshaven -

Abstract

This contribution is dealing with changes in vegetation cover caused by climate change from the viewpoint of vegetation history. By pollen and other proxies much longer periods can be investigated than by direct instrumental measurements which are normally used in models and predictions. It can be shown that there was no period in the past with stable climate conditions and the vegetation steadily changed. In addition to climatic factors others like spreading of plants and local changes, partly of anthropogenic origin, are playing a major role, which often cannot be readily disentangled.

Examples from the coastal area of northwestern Germany show the dominant influence of sea level rise and its fluctuations on hydrology during the Holocene. Since about 6000 B.C., atlantic climatic conditions are prevailing leading within a short time to the transformation of the whole landscape due to a large-scale bog growth. Following this, trans- and regression phases had a further influence on the vegetation cover. At a progressive rate, humans shaped the landscape according to their own needs. Therefore, natural processes and their meaning become hardly visible. Since the end of the Little Ice Age during the 19th century, temperatures are rising again and evidences for an additional anthropogenic greenhouse effect are widely accepted. However, the links between the different parts involved are not understood and it is not settled if the future prospects of further increasing temperatures and accelerated sea level rise until the end of our century will happen.

1. Einleitung

Das Thema der Jahrestagung griff eine Frage auf, die seit Beginn der Diskussion über den Treibhauseffekt infolge der Zunahme anthropogener Treibhausgase wie FCKW, Methan und vor allem CO₂ kontrovers diskutiert wird (Stichwort Global Change, Global Warming) und sich auch innerhalb der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft in einem eigenen Arbeitskreis Biomonitoring/Global Change niederschlägt: Sind Vegetationsänderungen auf Grund eines sich wandelnden Klimas aktuell bereits belegbar oder bewegen sich beobachtete Änderungen noch innerhalb der natürlichen Schwankungsbreite bzw. Variabilität?

Eine unüberschaubare Zahl von Publikationen, eine hohe Zahl von Zeitschriftenreihen zum Thema (Past) Global Change oder Climate Change sind erschienen und erscheinen täglich. Es gibt kaum mehr Nachrichten und politische Debatten ohne Kommentare zum Klimawandel und dessen mutmaßlichen Auswirkungen. Das zuletzt ins Kreuzfeuer der Kritik geratene Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), das in seinen regelmäßigen Berichten den Stand der Forschung zusammenfasst, um daraus Empfehlungen für das weitere politische Handeln zu geben, wurde zu einem der wichtigsten Organe in diesem Zusammenhang.

Im Wesentlichen geht es in den Diskussionen darum, ob man sichere Belege dafür findet, dass sich die Ökosysteme dauerhaft verändern oder verschieben auf Grund eines anthropogen

bedingten Klimawandels bzw. ob sich ein mehr oder weniger gesicherter Klimawandel bereits durch Veränderungen von Artenzusammensetzungen oder Lebensgemeinschaften manifestiert. Dabei kann anhand von Messwerten und Aufzeichnungen nur ein relativ kurzer Zeitraum überblickt werden, der eben auch nur einen kleinen Ausschnitt der natürlichen Klimavariabilität zu beleuchten vermag. Und, es wird häufig vergessen, dass die Messungen während der noch kühleren Bedingungen am Ausgang der sogenannten Kleinen Eiszeit einsetzen, also nicht den „Normalzustand“ darstellen. Um Aussagen zur natürlichen Variabilität bzw. der möglichen Amplitude machen zu können, hilft daher nur der Blick zurück in die Vergangenheit. Der Zeitraum, der durch Messungen erfasst wird, umfasst noch nicht einmal die Hälfte eines Kalt-Warm-Zyklus. Wir kennen lediglich den Anstieg, der nun durch Modelle und Vorhersagen in die Zukunft projiziert wird, dabei noch eine anthropogen bedingte Beschleunigung erfährt.

Der Vorteil der Paläoökologie allgemein liegt also vor allem darin, lange Zeiträume zu überblicken. Somit kommt der Paläoökologie, die versucht, anhand früherer Umweltänderungen deren Ursachen zu ergründen, eine zentrale Bedeutung für die Rekonstruktion der natürlichen Klimavariabilität zu. Da keine exakten Messwerte oder Beobachtungen gemacht werden können, muss mit sogenannten *proxies* gearbeitet werden, aus denen ehemalige Zustände (nach dem Aktualitätsprinzip) abgeleitet und rekonstruiert werden. Sie alle haben einen mehr oder weniger großen Fehlerbereich, so dass nur Bandbreiten angegeben werden können. Diese werden in der Regel umso größer, je weiter man in die Vergangenheit zurückgeht. Etwas Abhilfe kann geschaffen werden, in dem man zahlreiche Parameter (multi-proxy-Ansatz) mit unterschiedlichen Fehlerspannen gleichzeitig betrachtet, so dass sich insgesamt im Ergebnis die Bandbreite einengen lässt. Dabei ist es nicht einfach, im Beziehungsgeflecht Umwelt – Klima – Mensch, Ursache und Wirkung eindeutig zu trennen. Zu komplex sind die Abhängigkeiten, als dass alles berücksichtigt werden könnte. Vermeintlich kleine Ursachen, die aber eine große Wirkung haben oder haben können, werden leicht übersehen und finden keinen Eingang in die notwendigerweise vereinfachten Modelle.

In der Vegetationskunde wie auch in der Vegetationsgeschichte gehen wir davon aus, dass sich unter natürlichen Gegebenheiten ein Gleichgewicht zwischen der Vegetation eines Gebiets und dessen Klima ausbildet, wobei auch noch andere Faktoren zumindest modulierend Einfluss haben, wie etwa das Ausgangsgestein (Geologie), das die Bodenbildung oder das Substrat bestimmt, Populationsdynamik (Einwanderungsvorgänge), Konkurrenz, menschlicher Einfluss usw. Somit führt jede Änderung des Klimas auch zu einer Änderung der Vegetation, wobei jedoch nicht jede Vegetationsänderung durch eine Klimaänderung bedingt sein muss. Da letztlich fast die gesamte Energie für die Lebensvorgänge an der Erdoberfläche und den oberflächennahen Erdschichten von der Sonne kommt, ist sie auch die treibende Kraft für alle damit zusammenhängenden Prozesse und bestimmt das Klima, das sich durch Unterschiede in Einstrahlungsintensität und Einstrahlungswinkel je nach Breitengrad in unterschiedlichen Klimazonen ausprägt.

Da das Klima nicht konstant ist (allenfalls im persönlichen Empfinden, während der eigenen Lebensspanne), wie spätestens seit MILANKOVICH (1941) bekannt ist, wonach sich die eingestrahelte Sonnenenergie auf Grund der sich periodisch ändernden Erdbahnparameter ebenfalls periodisch ändert, müsste man besser sagen, dass ein Gleichgewicht zwischen der Vegetation und einem sich ändernden Klima angestrebt wird. Die dabei eintretenden Änderungen der Vegetationsbedeckung sind somit der Ausgangspunkt für alle paläoökologischen Klimarekonstruktionen. Bei diesen Rekonstruktionen gehen wir davon aus, dass ein Gleichgewicht erreicht ist und müssen dabei eine Unsicherheit in Kauf nehmen (WEBB 1986). Wesentlich ist die Langzeitbeobachtung der Wechselwirkungen von Klima und Umwelt. Daraus lassen sich Rückschlüsse über die Gesetzmäßigkeiten solcher Wechselwirkungen ziehen, die für die Beurteilung zukünftiger Klima- und Vegetationsentwicklungen relevant sind

– Klimarekonstruktionen lassen somit das Ausmaß und die Dynamik der natürlichen Klimavariabilität erkennbar werden.

Hier wurden vor allem in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte erzielt, die letztlich nur durch die enorme Steigerung der Leistungsfähigkeit der elektronischen Datenverarbeitung möglich wurden. Seit etwa 1985 treten Bedenken über die zukünftige Klimaentwicklung und deren Folgen zunehmend ins Bewusstsein. Seither werden große Anstrengungen unternommen, mit immer neueren und feineren Methoden, neuen Ansätzen, höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung, der holozänen Klimaentwicklung und ihrer natürlichen Variabilität auf die Spur zu kommen. Mit immer komplexeren Modellen wird versucht, das Klima zu simulieren, um verlässlichere Prognosen für die Zukunft wagen zu können.

2. Kurzer Abriss zur Geschichte der Paläoökologie – Vegetationsgeschichte als Klimageschichte (nach BIRKS 2008)

Seit Beginn paläoökologischer Untersuchungen vor rund 200 Jahren stellen sich Fragen wie: Warum ändert sich die Vegetationsbedeckung in Raum und Zeit; lokal, regional, überregional? Welche Faktoren sind bestimmend?

Ganz offensichtlich sind die spätestens seit den Sauerstoffisotopenmessungen an Foraminiferenschalen in Tiefseebohrkernen (IMBRIE & KIPP 1971, IMBRIE et al. 1984) klar erkennbaren großskaligen Änderungen der Kalt-Warmzeit-Zyklen, deren Periodizität seit den letzten rund 900.000 Jahren ca. 100.000 Jahre beträgt (vgl. Abb. 1). In unseren Breiten sind sie mit einem Wechsel von weitgehend baumlosen kaltzeitlichen Tundren (Dauer ca. 80.000 bis 85.000 Jahre, in der Regel unterbrochen durch kurzfristige Interstadiale) und warmzeitlichen Laubmischwäldern (Dauer ca. 15.000 bis 20.000 Jahre) verbunden.

Wichtiger für die Klimadebatte sind jedoch die Vorgänge und Klimaschwankungen innerhalb unserer Warmzeit, d.h. während der letzten 11.500 Jahre, wobei die vergangenen Warmzeiten als Modelle für Szenarien ohne menschlichen Einfluss und zu Vergleichszwecken eine wichtige Rolle spielen – so ist z.B. eine strenge Gleichläufigkeit von Temperatur und CO₂ aus Eis- und Tiefseedaten ableitbar.

Schon die ersten (sub)fossilen Pflanzenfunde warfen Fragen nach den herrschenden Klimabedingungen zur Zeit der Ablagerung der Pflanzenreste auf. So wurden bereits im 18. Jh. Pflanzenreste von Arten in Gebieten, wo diese heute gar nicht mehr vorkommen, u.a. Haselnüsse in hochgelegenen Mooren des Erzgebirges, beschrieben (VON CARLOWITZ 1713), die für andere Vegetationsverhältnisse in der (jüngeren) Vergangenheit sprachen.

DAU (1829) führte eine der ersten wissenschaftlichen Untersuchungen von Torfen und darin eingeschlossenen Kiefern-Stubben durch. Dabei beschrieb er verschiedene Moortypen, erstellte eine Torfstratigraphie nach dem Zersetzungsgrad und deutete den Kiefern-Horizont als eine Waldphase. Der Befund blieb jedoch zunächst rätselhaft und eine Erklärung für das ehemalige Vorkommen von Kiefern auf den Mooren gab es nicht.

STEENSTRUP (1842) beschrieb bereits 4 Perioden für die dänische Waldgeschichte: eine Pappel-, Kiefern-, Eichen- und Erlen-Periode. Dabei betonte er die Bedeutung von Pflanzen- und Tierresten, erhalten in Torfen, als beste Möglichkeit, frühere Umweltveränderungen einschließlich Klimaänderungen zu untersuchen. Er nahm an, dass es Änderungen in der Feuchtigkeit und möglicherweise Temperatur gegeben haben muss, die auch die Änderungen in der Torf-Stratigraphie und das Vorkommen von Holzresten im Torf erklären würden – damit könnte er als einer der Väter der holozänen Paläoökologie und Klimaforschung bezeichnet werden (BIRKS 2008).

Temperature of Planet Earth

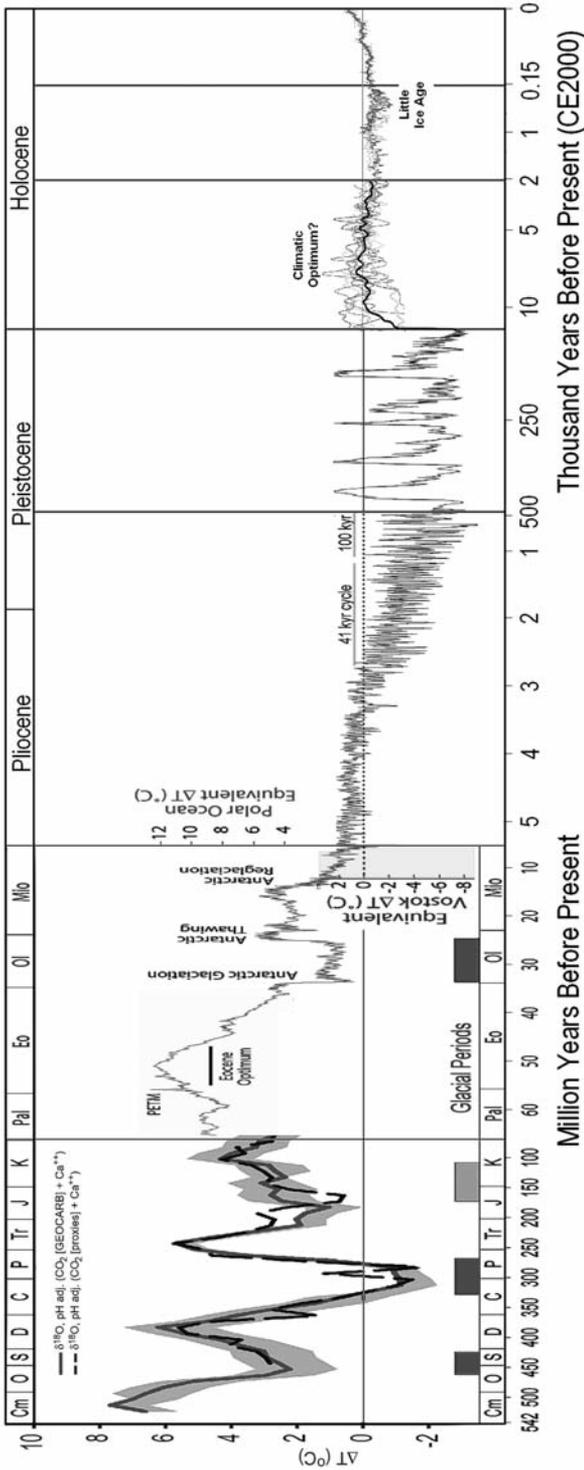


Abb 1: Rekonstruierter Temperaturverlauf der Erde für die vergangenen ca. 550 Mio Jahre (http://en.wikipedia.org/wiki/File:All_palaeotemps.png)

VAUPELL (1857) setzte die Untersuchungen an Moor-Kiefernresten fort und vermaß die Jahrringbreiten. Aus den Ergebnissen schloss er, dass die Kiefern nicht während einer Kaltphase gewachsen sind, wie noch von STEENSTRUP angenommen, sondern während einer Warm- und Trockenphase. Er wertete dieses als Beleg dafür, dass es auch entsprechende Temperaturänderungen gegeben haben muss, die für die Baumartenzusammensetzung und das Baumwachstum verantwortlich waren.

NATHORST (1870) untersuchte Makroreste in Torf unterlagernden, lehmigen Schichten S-Schwedens und später an anderen Stellen Europas (NATHORST 1892), wobei er arktisch-alpine Arten wie *Dryas octopetala*, *Salix polaris* und *S. reticulata* fand, wie sie heute dort nicht mehr vorkommen. Dies veränderte die bisherigen Vorstellungen über die Änderungen in der Torfstratigraphie und ersten Ideen zum Klimawandel. Temperaturänderungen wurden unmittelbar als Hauptfaktor für die Pflanzen- und Tiergeschichte seit der letzten Eiszeit auf Grund dieser Befunde erkannt. Die etwa gleichzeitige Anerkennung der Eiszeit-Theorie (Carl Friedrich SCHIMPER hielt dazu 1835 und 1836 Vorträge über „Weltsommer und Weltwinter“) trug zu einem großen Teil dazu bei, dass Klimaänderungen fortan eine Schlüsselrolle in der Quartärforschung zukam.

Die Idee holozäner Temperaturänderungen wurde in Schweden mit seinem starken N-S-Temperaturgradienten und nördlichen Verbreitungsgrenzen zahlreicher Arten detailliert weiter untersucht.

G. ANDERSSON (1902, 1909) fand Früchte, Samen und Blätter in Torfen von Arten, deren heutige Arealgrenzen sehr viel weiter südlich verlaufen. So fällt z.B. die Nordgrenze der Haselverbreitung heute ziemlich genau mit der 12°C Juliisotherme zusammen, Funde von subfossilen Nüssen reichen jedoch bis in den Bereich der 9.5°C-Isotherme. Daraus schloss er auf Sommertemperaturänderungen und eine lange früh- bis mittelholozäne Periode mit höheren Temperaturen als heute – vergleichbar mit dem Konzept des holozänen thermischen Maximums. Funde von *Cladium mariscus*, *Trapa natans*, *Carex pseudocyperus*, aber auch der Europäischen Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*) stützten diese These.

Axel Blytt griff die Ideen von Dau, Steenstrup und Vaupell auf und interpretierte die Baumlagen in Torfen und Änderungen in der Torfstratigraphie (dunkel – stark zersetzt, hell – frisch, unzersetzt) als Belege für Änderungen zwischen trockenen (kontinental = Boreal) und nassen (ozeanisch = Atlantikum) Perioden (BLYTT 1876). Er schlug eine wohl durchdachte Theorie für die Einwanderung der norwegischen Flora vor, wonach die floristischen Elemente sukzessive eingewandert sind. Die arktischen Elemente erreichten Norwegen zuerst, zuletzt folgten die subatlantischen, wobei die borealen und subborealen Elemente während Phasen mit kontinentalem Klima, die atlantischen und sub-atlantischen während Perioden mit atlantischem (ozeanischem) Klima einwanderten – die Begriffe boreal und atlantisch kennzeichneten noch die floristischen Elemente und nicht wie später (Klima)Phasen des Holozäns.

Rutger Sernander kombinierte die Idee der Sommertemperaturänderungen mit den Feuchtigkeitsänderungen nach BLYTT (1881) und benannte die vier bekannten Perioden Boreal (warm, trocken), Atlantikum (am wärmsten, nass), Subboreal (warm, trocken) und Subatlantikum (kühl, nass) (BLYTT 1893). Knut FAEGRI fügte 1940 noch das Präboreal (kühl, subarktisch) hinzu. Das Blytt-Sernander-System wurde von SERNANDER (1894) in seiner Disseration fest etabliert, in der er auch die Grundlagen für die Datierung und Korrelierung geologischer Sequenzen diskutierte. Er betrachtete die stratigraphischen Abfolgen basierend auf pflanzlichen Makro- und Megafossilien wie sie STEENSTRUP (1841) beschrieb als Basis für die holozänen Klimaschwankungen in Skandinavien. Allerdings bezweifelte er noch, dass Vegetationsänderungen in weit auseinander liegenden Gebieten wie Dänemark und Zentral- bzw. N-Schweden synchron ablaufen konnten, weil Wanderungen über größere Entfernungen

entsprechend Zeit benötigten. Daher suchte er nach Methoden, um das Alter dieser Änderungen zu bestimmen und schlug eine ungefähre Chronologie vor, die auf Korrelierungen mit archäologischen Befunden, Meeresspiegelbewegungen (Littorina-, Ancyclus-Transgressionen) und der schwedischen Warvenchronologie (nach DE GEER 1912) beruhte. Den Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum interpretierte er als plötzliche Klimaänderung, sogar Katastrophe („Fimbulwinter“). Spätestens seit dem geologischen Kongress 1910 in Stockholm wurde das Blytt-Sernander-System in Skandinavien weitgehend genutzt.

SAMUELSSON (1916) untersuchte die Nordgrenze der Hasel sehr viel detaillierter und konnte zeigen, dass die Sommertemperaturen entlang der Grenze sehr uneinheitlich waren. Eine niedrigere Sommertemperatur konnte durch eine längere Wuchperiode kompensiert werden. Er schlug daher vor, dass sowohl die Sommer- als auch Wintertemperatur und damit die Länge der Wuchperiode sich im Verlauf des Holozän geändert haben könnten.

GRANLUND (1932) untersuchte Torfstratigraphien genauer und beschrieb mehrere Rekurrenzflächen (Schwarz-Weißtorfwechsel), die auf mehrmaligen Feuchtwechsel im Verlauf des Holozän schließen lassen.

Ebenfalls Mitte des 19. Jh. wurden die ersten fossilen Pollen in tertiären und quartären Ablagerungen gefunden, nachdem erste pollenmorphologische Studien bereits in der ersten Hälfte des 19. Jh. durchgeführt wurden, also schon kurze Zeit nach der Erfindung des Mikroskops.

C.A. WEBER schließlich führte am Ende des 19. Jh. (1891, 1893a,b, 1896) an interglazialen Torfen erste Pollenzählungen durch (in Form von Tabellen) und unterschied auch schon Nichtbaumpollen und Sporen. Damit war der erste Schritt zur quantitativen Pollenanalyse, wie sie heute durchgeführt wird, getan.

1916 präsentierte Lennart von Post als erster die bis dahin in Tabellen festgehaltenen Zählresultate in Form von Prozent-Pollendiagrammen, wodurch Ergebnisse von verschiedenen Orten verglichen werden konnten (VON POST 1918). In einem Beitrag von 1946 schreibt er über die Pollenanalyse: „...the most complete and most realistic register of climatic fluctuations throughout the past which we now have at our disposal“ (VON POST 1946) und DEEVEY (1967) ist der Ansicht, dass „von Post's simple idea that a series of changes in pollen proportions in accumulating peat was a four-dimensional look at vegetation, must rank with the double-helix as one of the most productive suggestions of modern times.“

Nach Ende des 1. Weltkrieges erfolgte eine rasche Weiterentwicklung in N-Europa vor allem durch Erdtman, einem von Post-Schüler, der durch seine Arbeit „Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südschweden“ (ERDTMAN 1921) den Anstoß für entsprechende Arbeiten in Mittel-Europa gab.

So veröffentlichten RUDOLPH & FIRBAS bereits 1922 vorläufige Ergebnisse ihrer Untersuchungen in böhmischen Mooren (ausführlich 1924 in der umfangreichen Arbeit „Die Hochmoore des Erzgebirges, ein Beitrag zur postglazialen Waldgeschichte Böhmens“, RUDOLPH & FIRBAS 1924). Wie von Post kamen sie zu dem Ergebnis, dass der Wandel des Waldbildes, wie er sich in den Pollendiagrammen abzeichnete, durch Klimaänderungen bedingt war.

1930-1935 wurden dann erste pollenanalytische Übersichten über die Vegetationsgeschichte Deutschlands und Europas vorgelegt (RUDOLPH 1930, BERTSCH 1935), wobei Bertsch als erster die pollenanalytischen Ergebnisse mit der Besiedlungsgeschichte in der Umgebung der untersuchten Lokalitäten verknüpfte.

In seiner Waldgeschichte Mitteleuropas fasste FIRBAS (1949/52) den damaligen Kenntnisstand, der in seinen Grundzügen bis heute noch gültig ist, zusammen. Overbeck, der unabhän-

gig von Firbas ein eigenes Zonierungssystem für (nordwestdeutsche) Pollendiagramme entwickelte, hat aus der Vegetation und deren Entwicklung/Veränderung eine Temperaturkurve für das Holozän erstellt (OVERBECK 1975).

War die Pollenanalyse bis etwa 1950 vor allem ein Instrument der Datierung und Korrelierung von Ablagerungen über größere Strecken hinweg, trat mit der Entwicklung der Radiokarbon-Datierung durch Libby, für die er 1960 den Nobelpreis bekam, diese Aufgabe mehr und mehr in den Hintergrund.

Umgekehrt wurde dadurch klar, dass in verschiedenen Regionen ähnliche Entwicklungen zeitlich ganz verschieden abliefen, meist einwanderungsbedingt, wodurch eine zeitliche Korrelierung über große Distanzen an Hand bestimmter Vegetationsänderungen nicht mehr möglich war. Daher sind heute präzise Altersbestimmungen der untersuchten Ablagerungen unabdingbar, will man die Dynamik der Vegetationsveränderungen erfassen. Nur so können großräumige und vor allem auch kleinräumige Vergleiche angestellt werden. Die Methode der Pollenanalyse wandelte sich so von einer geochronologischen zu einer paläoökologischen Methode und der Anwendungsschwerpunkt „wanderte“ von der Geologie, wo die Methode entstanden war, zur Botanik. Inzwischen zeichnen sich mit zunehmender Dichte gut datierter und hochauflösend ausgewerteten Pollendiagrammen komplexe Muster und erstaunliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Hauptbaumarten ab, die viele Fragen bezüglich der Interpretation pollenanalytischer Ergebnisse aufwerfen.

3. Zum allgemeinen Stand der Vegetations- und Klimageschichte

In den letzten Jahrzehnten standen und stehen zunehmend Methoden zur quantitativen Vegetationsrekonstruktion im Vordergrund. Da Pollenprozentage auf Grund sehr unterschiedlicher Pollenproduktionsraten der einzelnen Taxa nicht direkt auf die Anteile der jeweiligen Taxa in der dazugehörigen Vegetation schließen lassen, wurden Korrekturfaktoren (ANDERSEN 1970) oder Modelle entwickelt, die sich mit der Pollenausbreitung auseinandersetzen (PRENTICE 1985), um bessere, mehr der Realität entsprechende Rekonstruktionen machen zu können. Für die Klima- bzw. Temperaturrekonstruktion anhand von Pollen wurden zunächst Indikatorarten herangezogen. IVERSEN (1944) nutzte dafür *Viscum album*, *Hedera helix* und *Ilex aquifolium*, um Sommer- und Wintertemperaturen durch Überlagerung der Temperaturansprüche anzugeben. Daraus sind weitere Methoden entwickelt worden, wie die Wahrscheinlichkeitsdichte, probability density, des Vorkommens von Arten, beruhend auf An- oder Abwesenheit an einem bestimmten Ort (KÜHL & LITT 2003, KÜHL et al. 2002) oder die Mutual range Methode, die mit Temperaturbereichen oder -ansprüchen der einzelnen Taxa arbeitet, ähnlich wie die Indikatorarten bei IVERSEN (PROSS et al. 2000)

Daneben wird der Pollen aus Oberflächenproben, Pollenfallen, Moosspolstern (dienen ebenfalls als Pollenfallen), obersten Schichten von Seesedimenten usw. untersucht, zum einen um Aussagen über die absolute Pollenproduktion, zum anderen über die Ausbreitung des Pollen machen zu können (ANDERSEN 1967, GAILLARD et al. 1992, JONASSEN 1950, PRENTICE 1985, WELTEN 1950).

Nach Auswertung zahlreicher Proben in einem Gebiet und basierend auf diesen „training sets“ können dann mathematische Beziehungen (Transfer-Funktionen) zwischen Pollendaten, Vegetations- und Klimavariablen wie z.B. Juli-Mitteltemperatur hergestellt, bzw. die Beziehungen rezenter Organismen zu ihrer jeweiligen Umwelt mathematisch beschrieben werden. Durch multivariate Analysen wie Korrespondenzanalysen, Clusteranalysen usw. können riesige Datenmengen verarbeitet und Beziehungen herausgearbeitet werden, die sonst nicht deutlich sind. Man erhält aber immer nur Näherungswerte oder einen Wertebereich, da nur verein-

fachte Modelle berechnet werden können und die Berechnungen auf Wahrscheinlichkeiten und statistischen Ereignissen beruhen. Diese Beziehungen oder Funktionen werden dann auf die Vergangenheit angewendet. Zahlreiche klimatische Parameter werden inzwischen auf diese Art und Weise ermittelt, anhand einer Vielzahl von verschiedenen „Organismen“: Pollen, Cladoceren, Chironomiden, Foraminiferen, Diatomeen... z.T. in einem multi-proxy-Ansatz.

Ein direkter Vergleich von überwiegend deskriptiven Auswertungen von Pollendiagrammen mit so erstellten numerischen Modellen ist nicht möglich. Für direkte Vergleiche von Modellen und Vegetationsrekonstruktionen müssen letztere in entsprechendem Format vorliegen. Mit Hilfe von Pollenverbreitungsmodellen (PRENTICE 1985, SUGITA 1994) und deren Weiterentwicklung ist es möglich, Wald- und Offenlandanteile sowie deren Artenzusammensetzung basierend auf den Pollenspektren immer besser zu quantifizieren (ANDERSON et al. 2006, SUGITA 2007, GAILLARD et al. 2008). Letztlich können so auch Biomassenveränderungen nachgezeichnet und bilanziert werden. Mit solchen aus Pollendaten abgeleiteten quantitativen Werten bzw. den direkten mathematischen Beziehungen zwischen den Pollenspektren und der Vegetationsbedeckung können dann existierende Modelle verbessert oder neue Modelle erstellt werden.

4. Vegetations-/Landschaftsgeschichte und Klima – Beispiele aus dem Küstengebiet NW-Deutschlands

Der Meeresspiegel lag während des letzten glazialen Maximums vor etwa 20.000 Jahren global um rund 120-130 m tiefer als heute und der Bereich der heutigen Nordsee war Festland. Mit dem raschen Abschmelzen der Inlandeismassen am Ende der letzten Kaltzeit, stieg der Meeresspiegel zunächst rasch an (BEHRE 2003), verlangsamte sich jedoch ab etwa 6000 v.Chr. und steigt seither mit Schwankungen nur noch relativ langsam an (zuletzt etwa 15 cm pro Jahrhundert). Zu dieser Zeit hatte das Meer weitgehend die heutige Küstenlinie erreicht und das Klima wurde deutlich ozeanischer. Die Folge davon war das Einsetzen großflächiger Vermoorungen (Abb. 2) teilweise direkt auf dem mineralischen Untergrund der Geest. Die vorhandenen Eichen(Birken)-Wälder „ertranken“ im Moor, die Stubben der Eichen finden sich heute noch beim Abtorfen an der Basis zahlreicher Moore. Zuvor bewaldete Flächen wandelten sich somit in riesige waldlose Moore um. ¹⁴C-Datierungen der basalen Torfschichten (Abb. 3) belegten, dass der Vermoorungsbeginn während des holozänen Klimaoptimums im Atlantikum begann und nicht erst mit dem Beginn des rund 2000 Jahre später einsetzenden Subboreals (PETZELBERGER et al. 1999). Zu Beginn des Neolithikums in NW-Deutschland um 4000 v.Chr. waren bereits rund 60% der späteren Moorflächen vorhanden und standen als Siedlungs- und Wirtschaftsraum nicht mehr zur Verfügung. Einige der im 4. vorchristlichen Jahrtausend errichteten Großsteingräber wurden in der Folgezeit vollständig übermoort und tauchen heute bedingt durch Drainage und Torfzersetzung wieder auf. Ein großer Teil der nicht vermoorten Bereiche war durch Übernutzung vor allem ab 1000 n.Chr. verheidet (BEHRE 1999) (Abb. 2).

Im Zuge der fortschreitenden Vermoorung wurden weitere Wälder vernichtet, so starben z.B. die ersten Eichen in einer von Heide geprägten offenen Landschaft nach dendrochronologischen und pollenanalytischen Untersuchungen im Venner Moor nordöstlich von Osnabrück um 2300 v.Chr. ab. Sie wurden zunächst teilweise durch Kiefern, die mit der zunehmenden Feuchtigkeit und flachen Wurzeln, bzw. etagenartig ausgebildeten Wurzelsystemen in Reaktion darauf, besser zurecht kamen, ersetzt. Um 2200 v.Chr. beginnt jedoch die Absterbephase aller verbliebenen Bäume. Kurz vor 2100 v.Chr. konnten noch einige Kiefern keimen, erreichten aber keine größere Höhe mehr, bevor der Platz nach etwa 2100 vollständig über-

moort war (ECKSTEIN et al. 2010). Somit können Dendrodaten Archive für regionale Feuchtigkeitsschwankungen darstellen. Simultane Verschiebungen im Wuchsmuster und der Populationsdynamik bei Bäumen verschiedener Lokalitäten belegen dann Änderungen des regionalen Klimas (größere Änderungen in der Hydrologie z.B. im Zuge des Meeresspiegelanstiegs) als wichtigste treibende Kraft der Kiefernbestandsentwicklung auf Mooren (ECKSTEIN et al. 2009).

Der direkte Einfluss einer Meerestransgression (bis um 1500 v.Chr.) durch den Anstieg des Grundwasserspiegels konnte in einem Profil bei Varel, Ldkr. Friesland belegt werden (Abb. 4). Das Profil liegt am Übergang von der Geest zur Marsch, nach Osten befindet sich verbreitet Lauenburger Ton der Elster-Kaltzeit, der zu Klinker verarbeitet wird. An der Basis befinden sich nicht stratifizierte stark mineralogisch geprägte Sedimente des Spätglazials/Früh-Holozäns (Pollenzonen 1 und 2), darüber folgt ein Hiatus, der bis ins Atlantikum reicht. Bei Baggarbeiten in diesem Areal kamen rund 70 Mooreichen zu Tage, die im Zeitraum zwischen 1600 und 1400 v.Chr. abstarben (Pollenzone 5/6), als eine Meerestransgression den Grund-

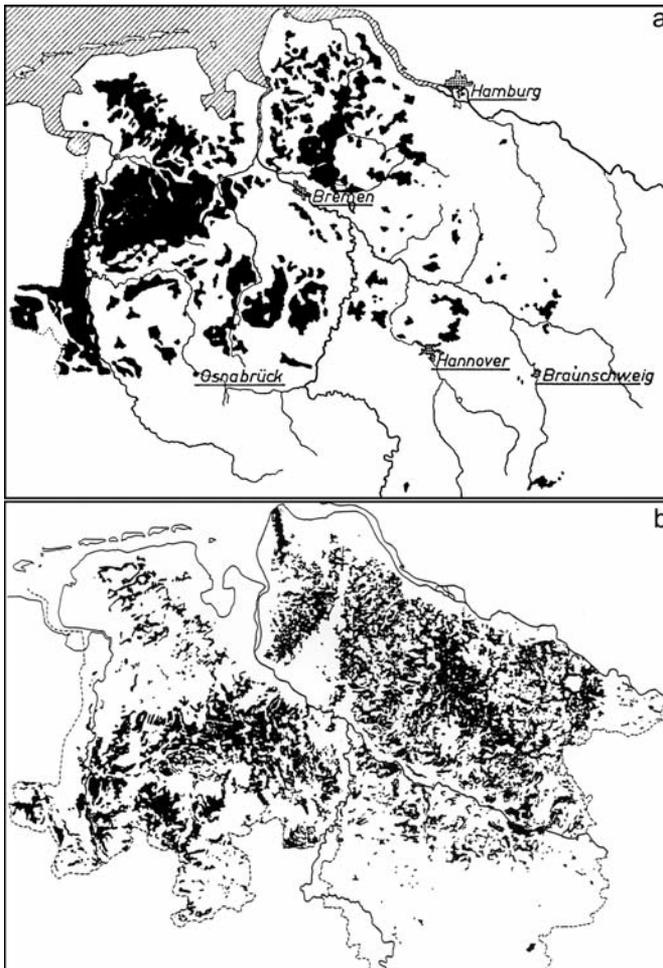


Abb. 2: Ausdehnung der Moore (a) und Heiden (b) in Niedersachsen nach OVERBECK 1975 und alten Karten

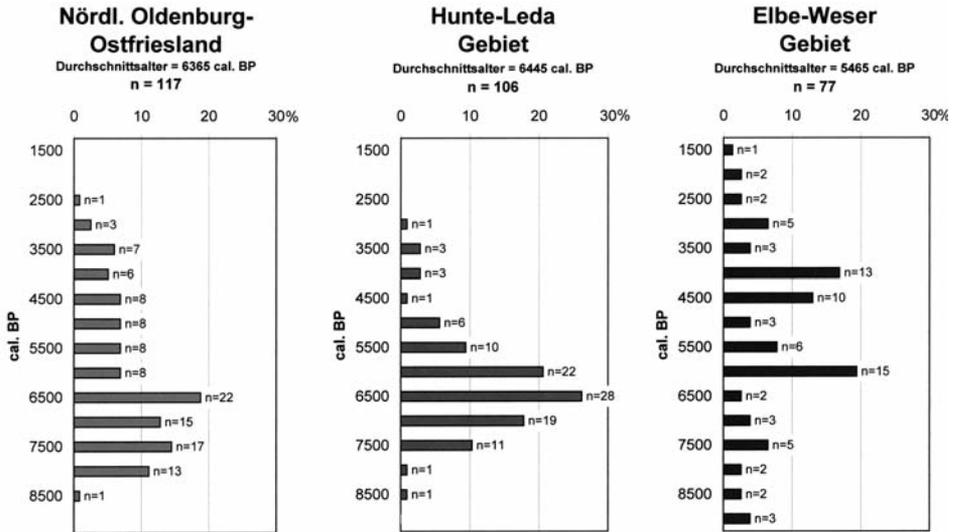


Abb. 3: Verteilung der Moorbasisalter in Prozent (Balken) und Anzahl der ^{14}C -Datierungen (n)

wasserspiegel erhöhte. In die Zeit des Absterbens der letzten Eichen datiert die Errichtung eines Bohlenweges etwa 3 km südwestlich der Profilstelle, dessen Baubeginn dendrochronologisch auf 1.358–1.356 v.Chr. datiert wurde. Der Bau des Bohlenweges wird pollenanalytisch durch den Beginn der geschlossenen Getreidekurve und durch den deutlichen Anstieg der Siedlungszeiger sowie Poaceae gekennzeichnet (Pollenzone 6). Ebenso ist ein deutlicher Rückgang der *Quercus*-Kurve zu erkennen. Dies zeigt klar die anthropogenen Eingriffe bronzezeitlicher Siedler in den Landschaftsraum. Zusätzlich kommt es zu einem plötzlichen Wiederanstieg von *Betula*, ein Hinweis auf Wiederbesiedlung anthropogen geöffneter Flächen. Gleichzeitig bildet sich in der Marsch zu dieser Zeit während der nachfolgenden Meeresregression großflächig der sogenannte obere Torf aus – der damit verbundene Rückgang des Grundwasserspiegels führte sicher auch zu etwas trockeneren Verhältnissen in den zuvor noch vernässten Bereichen, wodurch die Birkenausbreitung ebenfalls gefördert worden sein dürfte. Stellenweise erfolgt der Umschlag vom Nieder- zum Hochmoor, das nur noch durch das Regenwasser gespeist ist. Das Profil endet nach oben gegen 1000 v.Chr. Eine Besonderheit des Profils ist der Nachweis der spätholozänen lindenreichen Wälder auf Lauenburger Ton, welche erst in der Endphase der Trichterbecherkultur im Zuge einer Landnam-Phase beseitigt bzw. stark dezimiert wurden (um 2300 v.Chr.). Davon können *Quercus* und *Pinus* zunächst profitieren ehe es dann gegen 1600 v.Chr., eingeleitet durch eine starke Zunahme der Farnsporenkurve und des Holzkohleeintrags, zu den deutlichen Vegetationsänderungen kommt (anthropogen und bedingt durch die Transgression).

Eine ähnliche Entwicklung mit einer Absterbephase von Eichen konnte LEUSCHNER (2004) in Hammah bei Stade für den Zeitraum 200 bis 600 A.D. belegen, ebenfalls eine Transgressionsphase (BEHRE 2003).

Pollenanalytische Untersuchungen im Bereich der Heidenschanze bei Sievern, Ldkr. Cuxhaven, (Abb. 5) belegen eine Vermoorung (lokale Pollenzone 5-6), die durch die im Verlauf des 1. Jh. n.Chr. einsetzende Transgression, die in der deutschen Marsch zum Bau der ersten Wurten führte, ausgelöst worden sein dürfte (BITTMANN & SCHÖN 2001). Es bestehen Hinweise darauf, dass die Heidenschanze über den heutigen Sieverner Bach zu dieser Zeit zumindest während der Flut mit Booten vom Meer aus zu erreichen war.

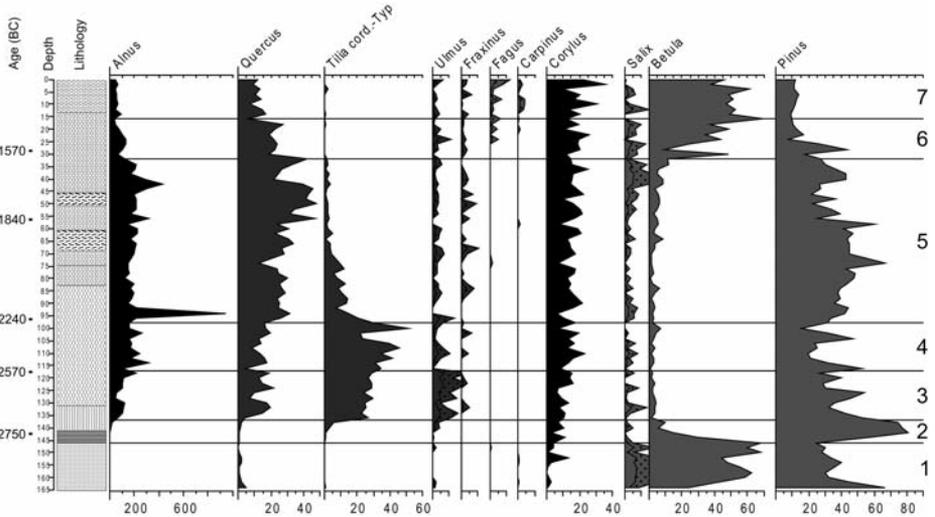


Abb. 4: Vereinfachtes Pollendiagramm Varel, Analyse C. Geipel, 2009

Sievern Heidenschanze

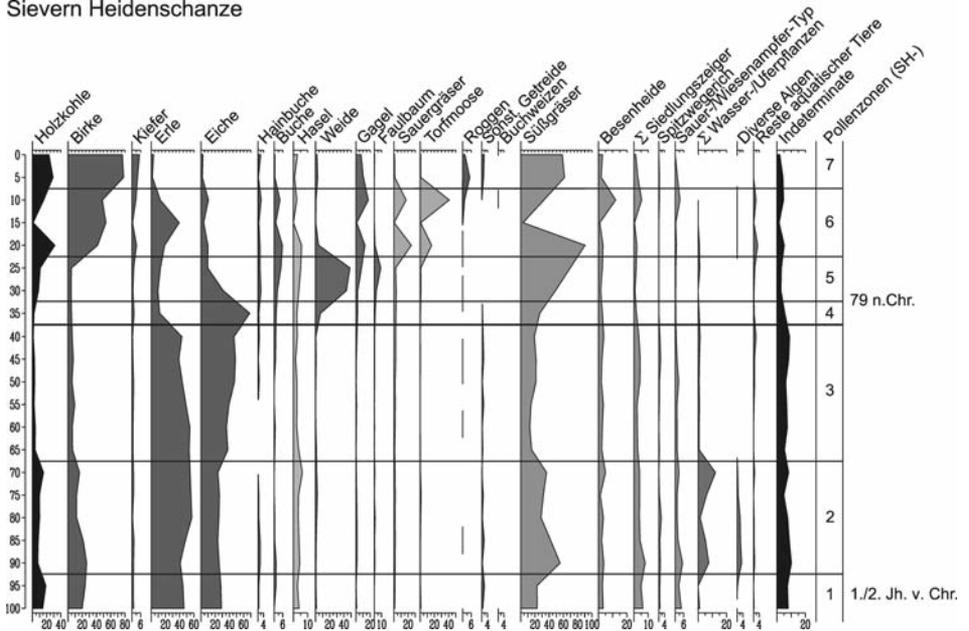


Abb. 5: Vereinfachtes Pollendiagramm Sievern Heidenschanze, Analyse F. Bittmann 2000

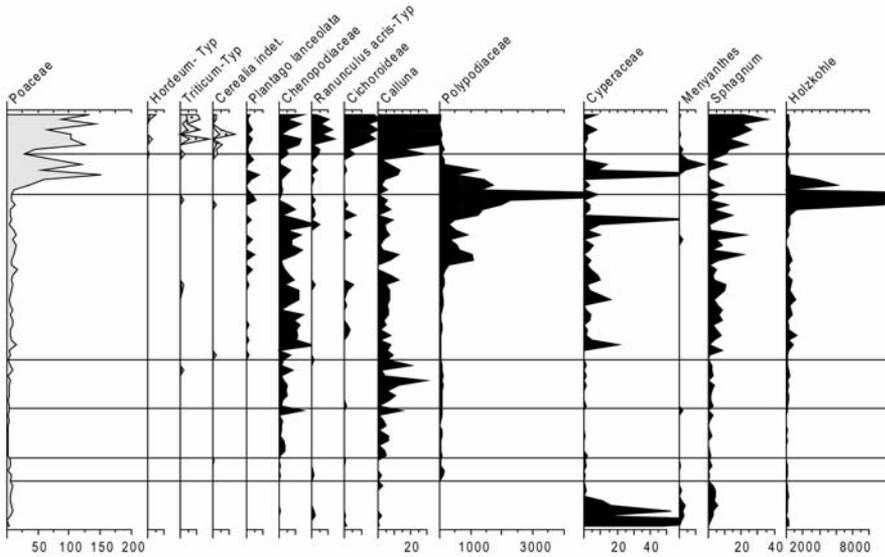


Abb. 4, Fortsetzung

5. Schlussfolgerungen

Wie oben gezeigt, hat es nie einen Stillstand in der Vegetations- und Klimaentwicklung gegeben. Angefangen von den Kalt-Warmzeitzyklen in der Größenordnung von 100.000 Jahren im Zeitraum der letzten ca. 1 Mio Jahren bis hin zu regionalen Klimänderungen (durch den holozänen Meeresspiegelanstieg) und (Grundwasser)Schwankungen sowie Klimagunst- und -ungunstphasen (z.B. mittelalterliches Wäremoptimum, Kleine Eiszeit), entstanden fortwährend neue Bedingungen, an die sich die Vegetation durch Änderungen anpassen musste. Durch dieses Bestreben, mit dem herrschenden Klima in ein Gleichgewicht zu kommen, sich an dieses anzupassen, wird eine Weiterentwicklung der Arten und Bildung von Pflanzengesellschaften überhaupt erst forciert bzw. ausgelöst. Aber auch Anpassungen an die zunehmend durch den Menschen gestaltete Landschaft führten zu Veränderungen in der Vegetation, wodurch nicht jede Vegetationsänderung auch einen Klimawandel belegt. Spätestens seit dem Neolithikum tritt der wirtschaftende Mensch in zunehmendem Maße als treibende Kraft in Erscheinung und führte vor allem während der letzten 1000 Jahre Vegetationsänderungen herbei, die in dieser Ausprägung die Folgen von klimatischen Änderungen bei weitem übertreffen. Inwiefern diese Änderungen wiederum das Klima beeinflussen, ist aber noch immer Gegenstand kontroverser Diskussionen. Dies liegt teilweise auch daran, dass die natürliche Variabilität des Klimas, wie aus den Daten der Vergangenheit deutlich wird, relativ groß ist und daher die Entscheidung, ab wann Änderungen als eindeutige Belege für anthropogene Beeinflussung gewertet werden müssen, schwerfällt.

„Wer in der Zukunft lesen will, muss in der Vergangenheit blättern (André Malraux, franz. Schriftsteller, 1901-1976)

6. Zusammenfassung

Der vorliegende Beitrag beschäftigt sich mit klimabedingten Vegetationsveränderungen aus Sicht der Vegetationsgeschichte. Anhand von Pollen und anderen proxies, die Gegenstand paläoökologischer Untersuchungen sind, lassen sich sehr viel längere Zeiträume erfassen, als durch direkte Messungen für Klimamodelle und Vorhersagen zur Verfügung stehen. Es zeigt sich, dass es in der Vergangenheit keine längeren Phasen mit stabilen Klimabedingungen gab und sich die Vegetation klein- und großräumig permanent weiterentwickelt hat. Neben (groß)klimatischen Faktoren spielen dabei jedoch auch Wanderungsbewegungen und lokale Veränderungen, teilweise anthropogener Natur, eine große Rolle, die nicht immer ohne weiteres unterschieden werden können.

Beispiele aus dem nordwestdeutschen Küstengebiet zeigen den dominierenden Einfluss des holozänen Meeresspiegelanstiegs und dessen Fluktuationen auf die hydrologischen Bedingungen. Die seit etwa 6000 v.Chr. vorherrschenden atlantischen Klimabedingungen führten innerhalb relativ kurzer Zeit zu einer völligen Umgestaltung der Landschaft durch eine großflächige Bedeckung mit Mooren. Anschließend Trans- und Regressionsphasen hatten weitere Auswirkungen auf die Vegetationszusammensetzung. In zunehmendem Maße gestaltete dann der Mensch die Landschaft nach seinen Vorstellungen, so dass natürliche Vorgänge kaum mehr in ihrer Bedeutung richtig erfasst werden können. Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit im 19. Jh. steigen die Temperaturen wieder und die Anzeichen für einen zusätzlichen anthropogenen Treibhauseffekt werden weitgehend anerkannt. Die Zusammenhänge sind jedoch zum größten Teil unverstanden und ob die Prognosen einer weiteren verstärkten Erwärmung mit beschleunigtem Meeresspiegelanstieg bis zum Ende unseres Jahrhunderts eintreffen, ist nicht gesichert.

Literatur

- ANDERSEN, S.T. (1967): Tree pollen rain in a mixed deciduous forest in south Jutland, Denmark. *Rev. Palaeobot. – Palynol.* **3**: 267-275. Amsterdam.
- ANDERSEN, S.T. (1970): The relative pollen productivity and pollen representation of North European trees, and correction factors for tree pollen spectra. – *Danm. Geol. Unders.* **II**: 96. Kopenhagen.
- ANDERSSON, G. (1902): Hasseln i Sverige fordom och nu. – *Sveriges Geologiska Undersökning Series C* **3**:1–168. Uppsala.
- ANDERSSON, G. (1909): The climate of Sweden in the Late-Quaternary period. *Facts and theories.* – *Sveriges Geologiska Undersökning Series C, Årbok* **3**: 1– 88. Uppsala.
- BEHRE, K.-E. (1999): Heiden. In: BECK, H., GEUENICH, D., STEUER, H. (Hrsg.) *Hoops, J. Reallexikon der Germanischen Altertumskunde*, Bd. 14. 145-150. De Gruyter, Berlin, New York.
- BEHRE, K.-E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. *Transgressionen und Regressionen in den letzten 10.000 Jahren.* – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* **28**: 9-63. Oldenburg.
- BERTSCH, K. (1935): *Der deutsche Wald im Wechsel der Zeiten.* 91 S., Tübingen.
- BIRKS, H.J.B. (2008): Holocene climate research – progress, paradigms, and problems. In: BATTERBEE, R.W., BINNEY, H.A. (eds) *Natural climate variability and global warming: a holocene perspective.* Wiley-Blackwell, Hoboken, pp 7-57
- BITTMANN, F. & SCHÖN, M.D. (2001): Der Pollen bringt es an den Tag. – *Archäologie in Niedersachsen* **4**: 63-66. Oldenburg
- BLYTT, A. (1876): Forsøg til en Theori om Indvandringen af Norges Flora under veksellende regnfulde og tørre Tider. – *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne* **21**: 279-362. Oslo.
- BLYTT, A. (1881): Die Theorie der wechselnden kontinentalen und insularen Klimate. – *Englers Botanische Jahrbücher* **2**:1–50. Leipzig.

- BLYTT, A. (1893): Zur Geschichte der Nordeuropäischen besonders der Norwegischen Flora. – Englers Botanische Jahrbücher **17**:1– 43. Leipzig.
- DAU, J.H.C. (1829): Allerunterhänigster Bericht an die Königliche Dänische Rentekammer über die Torfmoore Seelands. Copenhagen, Leipzig.
- DE GEER, G. (1912): Geochronologie der letzten 12,000 Jahre. – Geologische Rundschau, Zeitschrift für allgemeine Geologie. 3. Stuttgart
- DEEVEY, E.S. (1967): Introduction. In: MARTIN, P.S., WRIGHT, H.E., JR. (eds.) Pleistocene Extinctions. Yale University Press, New Haven, London, pp 63–72.
- ECKSTEIN, J., LEUSCHNER, H.H., BAUEROCHSE, A., SASS-KLAASSEN, U. (2009): Subfossil bog-pine horizons document climate and ecosystem changes during the Mid-Holocene. – Dendrochronologia **27**:129-146. Amsterdam
- ECKSTEIN, J., LEUSCHNER, H.H., GIESECKE, T., SHUMILOVSKIKH, L., BAUEROCHSE, A. (2010): Dendroecological investigations at Venner Moor (northwest Germany) document climate-driven woodland dynamics and mire development in the period 2450-2050 BC. – The Holocene **20**:231-244.
- ERDTMAN, G. (1921): Pollenanalytische Untersuchungen von Torfmooren und marinen Sedimenten in Südwest-Schweden. – Arkiv för Botanik **17**/10: 1-173, Stockholm.
- FÆGRI, K. (1940): Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimaschwankungen im südwestlichsten Teil. Bergens Museum Årbok 1933, Naturvitenskapeilig rekke 8:1– 40. Bergen
- FIRBAS, F. (1949/52): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1: Allgemeine Waldgeschichte, Bd. 2: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. Fischer, Jena. 480 S./256 S.
- GAILLARD, M.-J., BIRKS, H.J.B., EMANUELSSON, U. & BERGLUND, B.E. (1992): Modern pollen/land-use relationships as an aid in the reconstruction of past landuses and cultural landscapes: an example from south Sweden. – Veget. Hist. Archaeobot. **1**: 3-17. Heidelberg
- GRANLUND, E. (1932): De Svenska högmossarnas geologi. – Sverige Geologiska Undersökning **26**, Series C Avhandligar och Uppsatser 373:1-193. Stockholm
- IMBRIE, J. & KIPP, N.G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core. In: TUREKIAN, K.K. (Hrsg.): The Late Cenozoic Glacial Ages. Yale Univ. Press, New Haven, pp 71-181.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORELY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine xx O record. In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J.D., KUKLA, G., SALTZMAN, B. (eds.) Milankovitch and climate, part I. NATO Adv. Study Inst., Ser. C:269-305. Dordrecht.
- IVERSEN, J. (1944): *Viscum*, *Hedera* and *Ilex* as climate indicators. – Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar (Geol. Fören. Stockh. Förh.) **66**: 463-483. Stockholm
- JONASSEN, H. (1950): Recent pollen sedimentation and Jutland heath diagrams. – Dan. Not. Ark. **13**: 1-168. Copenhagen
- KÜHL, N. & LITT, T. (2003): Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at three European sites using pollen data. – Veget. Hist. Archaeobot **12**: 205-214. Heidelberg
- KÜHL, N., GEBHARDT, C., LITT, T. & HENSE, A. (2002): Probability density functions as botanical-climatological transfer functions for climate reconstruction. – Quat. Res. **58**: 381-392.
- LEUSCHNER, H.H. (2004): Dendrochronologie - mehr als ein Datierungsverfahren. In: FANSA, M., BOTH, F., HASSMANN, H. (Hrsg.) Archäologie|Land|Niedersachsen, 25 Jahre Denkmalschutzgesetz - 400 000 Jahre Geschichte:97-106. Theiss, Stuttgart
- MILANKOVITICH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. – Königlich Serbische Akademie, Spezialband **132**, Belgrad.
- NATHORST, A.G. (1870): Om några arktiska växtlämningar i en sötvattenslera vid Alnarp i Skåne. – Lunds Universitets Årsskrift **7**, Lund.
- NATHORST, A.G. (1892): Über den gegenwärtigen Standpunkt unserer Kenntniss von dem Vorkommen fossiler Glacialpflanzen. – Bihang till D. Svenska Vet.-Akad.Handl., **17**(Afd.III,No.5):19. Stockholm
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. Wachholtz, Neumünster.
- PETZELBERGER, B.E.M., BEHRE, K.-E. & GEYH, M.A. (1999): Beginn der Hochmoorentwicklung und Ausbreitung der Hochmoore in Nordwestdeutschland - Erste Ergebnisse eines neuen Projektes. – Telma **29**: 21-38. Hannover.

- PRENTICE, I.C. (1985): Pollen representation, source area and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. – *Quat. Res.* **23**: 76-86.
- PROSS, J., KLOTZ, S. & MOSBRUGGER, V. (2000) Reconstructing palaeotemperatures for the Early and Middle Pleistocene using the mutual climatic range method based on plant fossils. – *Quat. Sci. Rev.* **19**: 1785-1799.
- RUDOLPH, K. (1930): Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Mitteleuropas. – Beihefte zum *Botan. Centralblatt* **47**: 111-176. Dresden
- RUDOLPH, K. & FIRBAS, F. (1922): Pollenanalytische Untersuchungen böhmischer Moore (Vorl. Mitt.). – *Ber. Dt. Bot. Ges.* **40**: 393-405. Berlin
- RUDOLPH, K. & FIRBAS, F. (1924): Paläofloristische und stratigraphische Untersuchungen böhmischer Moore. Die Hochmoore des Erzgebirges, ein Beitrag zur postglazialen Waldgeschichte Böhmens. – *Beih. Bot. Centralbl.* **41**:1-162. Dresden
- SAMUELSSON, G. (1916): Über den Rückgang der Haselgrenze und anderer pflanzengeographischer Grenzlinien in Skandinavien. – *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala* **13**. Uppsala
- SERNANDER, R. (1894): Studier öfver den Gotländiska vegetationens utvecklingshistoria. Akademiska afhandling, Uppsala.
- STEENSTRUP, J. (1842): Geognostik-gelogisk Undersøgelse af Skovmoseerne Vidnesdam-og Lille-mose i det nordlige Sjælland. – *Vid. Selsk. naturvid. og math. Afd. Kjøbenhavn* **9**: 17-120. Copenhagen
- VAUPELL, C. (1857): Bögens Indvandring i de Danske Skove. C.A. Reitzels Bo & Arvinger, Copenhagen.
- VON CARLOWITZ, H.C. (1713): *Sylvicultura oeconomica*. Anweisung zur wilden Baum-Zucht - Reprint der Ausgabe Leipzig, Braun, 1731, bearb. von Klaus Irmer und Angela Kießling. TU Bergakademie Freiberg und Akademische Buchhandlung, Freiberg 2000.
- VON POST, L. (1918): Skogsträdpollen i sydsvenska torfmosselagerföldjer. – *Forh.* **16**. Skand. naturforskerm. **1916**: 433-465. Oslo.
- VON POST, L. (1946): The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history. – *New Phytologist* **45**: 193-217. Cambridge.
- WEBB, T. (1986): Is Vegetation In Equilibrium With Climate - How To Interpret Late-Quaternary Pollen Data. – *Vegetatio* **67**: 75-91. Dordrecht
- WEBER, C.A. (1891): Über das Diluvium bei Grünenthal in Holstein. – *Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont.* **1891**(II): 228-230.
- WEBER, C.A. (1893a): Vorläufige Mitteilungen über neue Beobachtungen an den Interglacialen Torflagern des westlichen Holstein. – *Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont.* (I): 94-96.
- WEBER, C.A. (1893b): Über die diluviale Vegetation von Klinge in Brandenburg und über ihre Herkunft. – *Bot. Jahrbücher Syst. Pfl.geschichte u. Pfl.geogr.* **17**, Beiblatt 40: 1-20.
- WEBER, C.A. (1896): Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. – *Abh. d. Naturwiss. Ver. Bremen* **XIII** (H.3): 413-468.
- WELTEN, M. (1950): Beobachtungen über den rezenten Pollenniederschlag in alpiner Vegetation. – *Ber. geobot. Inst. Rübel Zürich, Bern* **21**: 48-57.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Felix Bittmann, Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung, Viktoriastr.
26/28, 26382 Wilhemshaven

e-Mail: bittmann@nihk.de

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 2010

Band/Volume: [22](#)

Autor(en)/Author(s): Bittmann Felix

Artikel/Article: [Vegetationsänderungen und Klimawandel aus vegetationsgeschichtlicher Sicht 34-48](#)