

Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit — abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen

HANS-HEINRICH MEYER & CHRISTOPH KOTTMEIER *)

Upper Pleistocene, Weichselian, paleoclimatology,
winds, paleocurrents, loess, mathematical models, atmosphere
Europe

Kurzfassung: Es werden die von Paläowind-Indikatoren (Löß, Sandlöß) abgeleiteten Windverhältnisse in Europa zur Zeit des Hochglazials der Weichsel-Vereisung in zwei Übersichtskarten vorgestellt.

Die geologischen Befunde werden daraufhin mit den Ergebnissen eines einfachen Modells der Atmosphäre für diese Zeit verglichen, das u. a. auf Paläothermo-Indikatoren beruht, aber unabhängig von Paläowind-Indikatoren formuliert wurde.

Bezeichnend ist die Konkurrenz zweier Strömungsregime. In unmittelbarer Eistrandnähe sowie in Osteuropa sind antizyklonale Ost- bzw. Nordostwinde durch Paläowind-Indikatoren dokumentiert; in Mittel- und Westeuropa herrschten Westwinde als geologisch effektive Winde. Die Modellrechnungen weisen auf stärkeren Ostwindeinfluß.

Die Unterschiede sind auf die unzureichende Kenntnis der thermischen Randbedingungen bei der Modellierung und auf die zeitliche Mittelung der Modellergebnisse zurückzuführen.

[The Atmospheric Circulation in Europe during
the Weichselian Pleniglacial — as derived
from Palaeowind Indicators and Model Simulations]

Abstract: Derived from palaeowind indicators (Loess, Sandloess) the wind regimes predominating in Europe during the Weichselian glacial maximum are presented in two survey maps.

The geological results are compared with the results of a simple atmospheric model at that time. The model was formulated independent of palaeowind indicators, but included information on palaeothermal indicators.

Two concurrent wind regimes are apparent. In the immediate vicinity of glaciation and in eastern Europe, the palaeowind indicators document easterly and north easterly anticyclonic winds; in central and western Europe, westerly winds affected geological processes. The model results indicate stronger effects of easterly winds. The differences can be attributed to insufficient knowledge on thermal boundary conditions for modelling and to the time-averaged nature of the model results.

1. Einleitung

Aussagen über die atmosphärische Zirkulation vergangener erdgeschichtlicher Zeiträume sind schwierig und mit zahlreichen Problemen behaftet. Sie sind andererseits aus paläo-ökologischen, klimageschichtlichen und klimatologischen Gründen von erheblichem Interesse. Insbesondere gilt dies für die eiszeitlichen Zirkulationsanomalien, die sich aus den großen Inlandeisvorstößen und den damit verbundenen umfassenden paläogeographischen Veränderungen ergeben haben.

Zur Rekonstruktion der eiszeitlichen Windverhältnisse bieten sich vor allem zwei unterschiedliche Methoden an: Die *geologische Methode* stützt sich auf die Interpretation sog. Paläowind-Indikatoren; die *Simulationsmethode* basiert auf der Entwicklung und Auswertung computergestützter Modellrechnungen. Mit beiden Methoden wurden von den Verfassern am Beispiel des Hochglazials der letzten Vereisung recht interessante Befunde erarbeitet (KOTTMEIER & MEYER 1988; MEYER 1989), die im vorliegenden Beitrag vergleichend gegenübergestellt werden sollen.

Als „Hochglazial“ wird hier der Zeitraum des weitesten Vordringens der Inlandeismassen definiert (Brandenburger und Pommersches Stadium; ca. 20.000 bis 15.000 Jahre v. h.; KOLSTRUP 1980).

*) Anschriften der Autoren: Dr. H.-H. MEYER, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, D — 3000 Hannover. — Dr. C. KOTTMEIER, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität, Herrenhäuser Str. 2, D — 3000 Hannover.

2. Methodische Vorbemerkungen zu den Paläowind-Indikatoren

Paläowind-Indikatoren sind in der von uns verwendeten Definition Träger spezifischer Verbreitungs-, Form-, Gefüge- und anderer Sedimenteigenschaften, die direkt oder indirekt windrichtungssteuert oder -beeinflusst sind. Als Paläowind-Indikatoren verwendbar sind vor allem äolische Sedimente, wie Flugsand, Dünen, Sandlöß und Löß. Für die Rekonstruktion der hochglazialen Windverhältnisse kommen allerdings aus chronostratigraphischen Gründen nur Löß und Sandlöß in Frage, und auch diese nur mit gewissen Einschränkungen (MEYER 1989: 12).

Einzuräumen ist vor allem die Schwierigkeit der chronostratigraphischen Zuordnung. Obwohl die hochglazialen Lössen in vielen Gebieten Europas voluminös den größten Anteil an den oberflächenbildenden Lößablagerungen haben (FINK et al. 1977), ist ihre sichere Datierung nur in verhältnismäßig wenigen Fällen gegeben: Die Existenz verschiedenalteriger Lössen und Sandlössen, das Fehlen eindeutiger stratigraphischer Bezugshorizonte (z. B. Paläoböden) sowie die zahlreichen Fälle postsedimentärer Umlagerungen (Lößderivate) erhöhen die Wahrscheinlichkeit von Fehldatierungen.

Durch die Berücksichtigung möglichst vieler, durch Beobachtungs- und Analysendaten gut belegter Lokalitäten wird versucht, diese Fehlerquote in vertretbaren Grenzen zu halten.

Folgende Indikatoreigenschaften wurden in dieser Arbeit berücksichtigt: Löß- und Sandlößmächtigkeit, -körnung, mineralische Zusammensetzung, Sedimentgefüge, Lößrelief, klimabedingte fazielle Differenzierungen. Zusätzlich zu Löß und Sandlöß wurden als ergänzende Indikatoren hinzugezogen: paläo-ozeanographische Indikatoren (Tiefseesedimente) sowie Paläo-Schneegrenzen.

Die aus der Interpretation der Paläowind-Indikatoren abgeleiteten Befunde zur atmosphärischen Zirkulation wurden für den Raum West- und Mitteleuropa in zwei Übersichtskarten (Abb. 1 und 2) dargestellt. Bei der Auswertung der Karten ist zu beachten, daß die Pfeile nur die geologisch wirksamsten Windrichtungen dokumentieren (engl. "dominant winds"). Diese müssen nicht mit den meteorologisch häufigsten Windrichtungen (engl. "prevailing winds") übereinstimmen!

3. Bemerkungen zu den Modellsimulationen

Auf der Grundlage eines mathematisch-physikalischen Strömungsmodells und unter den hochglazialen topographischen und thermischen Randbedingungen wurde von KOTTMEIER & MEYER (1988) das Windfeld während des Maximalstandes der Weichsel-Vereisung simuliert. Das Modell beruht auf der grundlegenden Arbeit von SMITH (1979) und wurde von KOTTMEIER & STUCKENBERG (1986) auch zur Beschreibung der heutigen mittleren Zirkulation über der Antarktis angewendet.

Die Modellphysik wird im Vergleich zu numerischen Zirkulationsmodellen (z. B. WILLIAMS, BARRY & WASHINGTON 1974; KUTZBACH & WRIGHT 1985; LAUTENSCHLAGER et al. 1987) sehr vereinfachend behandelt. Das Windfeld in der Atmosphäre wird über das thermische Windgesetz aus dem rekonstruierten Temperaturfeld bestimmt. Das Temperaturfeld ergibt sich dabei aus einer Überlagerung (1.) des mittleren hemisphärischen Temperaturgegensatzes, festgelegt durch Analogiebetrachtungen zu aktuellen Bedingungen in heutigen vereisten Gebieten, mit (2.) der wahrscheinlichen Breitenlage der Frontalzone über dem Ostatlantik, abgeleitet aus Tiefseesedimenten (CLIMAP PROJECT MEMBERS 1981) aus der Zeit des Hochglazials, sowie (3.) aus der Einbeziehung einer thermischen „Störung“ durch die bis zu 2500 m hochreichenden Eisflächen der skandinavisch-britischen Inlandeismassen.

Der letztgenannte Einfluß auf das Windfeld wird durch die Bestimmung einer dreidimensionalen analytischen Stromfunktion berücksichtigt, wobei als weitere physikalische Randbedingung eine Form der Erhaltungsgleichung für die potentielle Vorticity erfüllt wird. Zur Windberechnung nahe der Erdoberfläche wird der Reibungseinfluß durch die atmosphärischen Widerstandsgesetze beschrieben (KAZANSKI & MONIN 1961). Freie Parameter der Methode werden durch topographische Randbedingungen (die Hebung der untersten isotropen Fläche folgt im wesentlichen der Glazialtopographie) und vor allem durch hochglaziale Schneegrenzhöhen festgelegt. Eine Kontrolle der resultierenden horizontalen Temperaturgradienten nahe der Erdoberfläche erfolgte durch verschiedene geologische und biotische Thermo-Indikatoren.

Die hochglazialen thermischen Rahmenbedingungen ließen sich quantitativ und hinsichtlich der räumlichen Auflösung und Abdeckung nicht ganz exakt festlegen. Auch die aktuell nachgewiesenen, regional erheblichen Auswirkungen der orographischen Gegebenheiten auf den Wind konnten nicht realistisch simuliert werden.

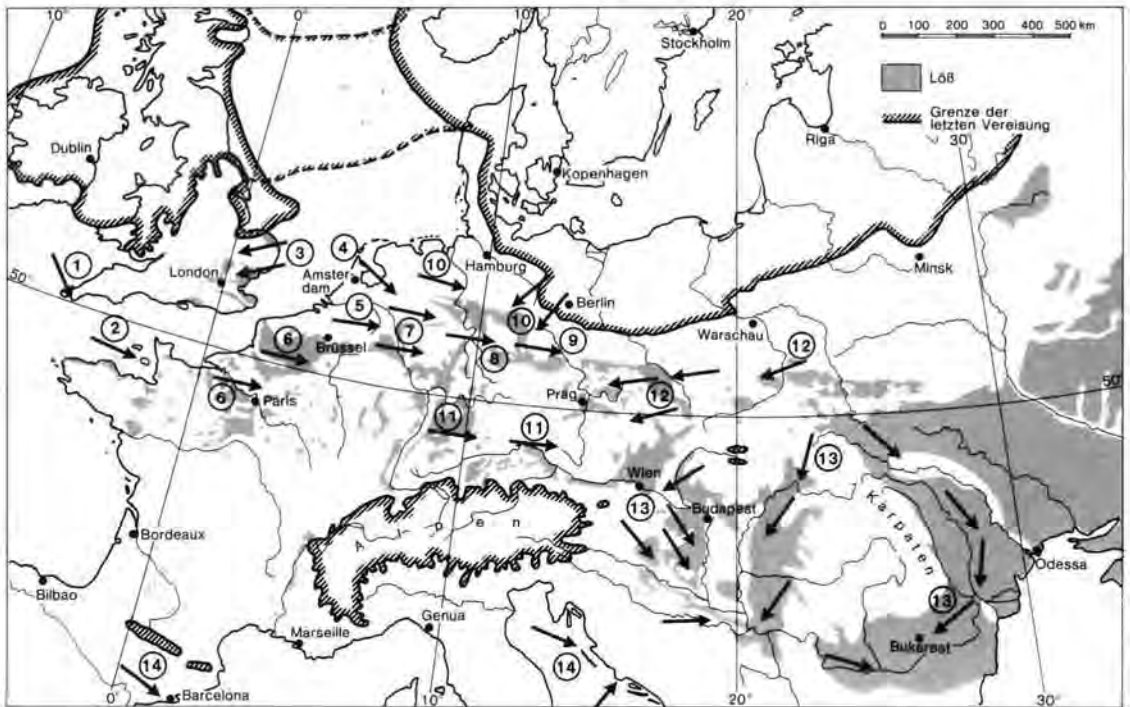


Abb. 1: Paläowindkarte von Europa. Dargestellt sind die Verbreitung der Lößvorkommen (n. FINK et al. 1977) und daraus ableitbare Lößwinde (Pfeile). Neueste Befunde (CAMERON et al. 1987) sprechen gegen die ältere Auffassung einer Konfluenz von Britischem und Skandinavischem Eis in der nördlichen Nordsee.

Quellenangabe zur Paläowindkarte Europa (aus: MEYER 1989):

1. Cornwall und Scilly-Inseln: CATT & STAINES 1982
2. engl. Kanalinseln Guernsey, Jersey: KLUTE 1949
3. Ost- und Südostengland: CATT 1977; EDEN 1980; LILL & SMALLEY 1978
4. Niederlande (Veluwe): VINK 1949; SCHELLING 1953
5. Südniederlande: EDELMAN & MAARVELD 1958
6. Nordfrankreich: JAMAGNE et al. 1981; LAUTRIDOU 1968, 1982
7. Nordrhein-Westfalen: BREDDIN 1925; HESEMANN 1975; JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959
8. Niedersächsisch-westfälisches Bergland, Nieders. Lößbörden: BRUNOTTE 1986; KELLER 1953; MERKT 1968; VINKEN 1941; WORTMANN 1942
9. Magdeburger Börde, thüringisch-sächsisches Berg- und Hügelland, Leipziger Bucht: BERNHARDT 1966; HAASE 1961, 1975; HAASE et al. 1970; NEUMEISTER 1966, 1971; RAU 1965; SCHMIDT 1965, 1972; STEINMÜLLER 1962
10. Norddeutsches Tiefland (Sandlößgebiete): ALTERMANN 1968; FIEDLER & ALTERMANN 1964; LANG 1974; LEMBKE et al. 1970; MAUDREI 1968; VIERHUFF 1967
11. SÜDDEUTSCHLAND, NORDSCHWEIZ: BAYERISCHES GEOL. LANDESAMT, Hrsg., 1964; BRUNNACKER 1959; CRAMER 1964; DIEHL 1926; DIETZ 1973; EHRENBURG et al. 1968; EMMERT 1968; FRANK 1965; GEIB 1973; GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959, 1977; GOUDA 1962; HOFFMANN 1967; HOFMANN 1973; HORN 1971; KEGEL 1976; KLUTE 1949; KOSCHEL 1970; MICHELS 1930; MICHELS & ZÖLLER 1930; OSCHMANN 1958; SONNE 1972; WILD 1968; WOLDSTEDT 1958.
12. Polen, Tschechoslowakei: JERSAK 1970, 1976; MARUSZCZAK 1963, 1967; SCHÖNHALS 1953.
13. Ost- und Südosteuropa: MARUSZCZAK 1967; ROZYCKI 1968
14. Mittelmeerländer: BRUNNACKER 1980

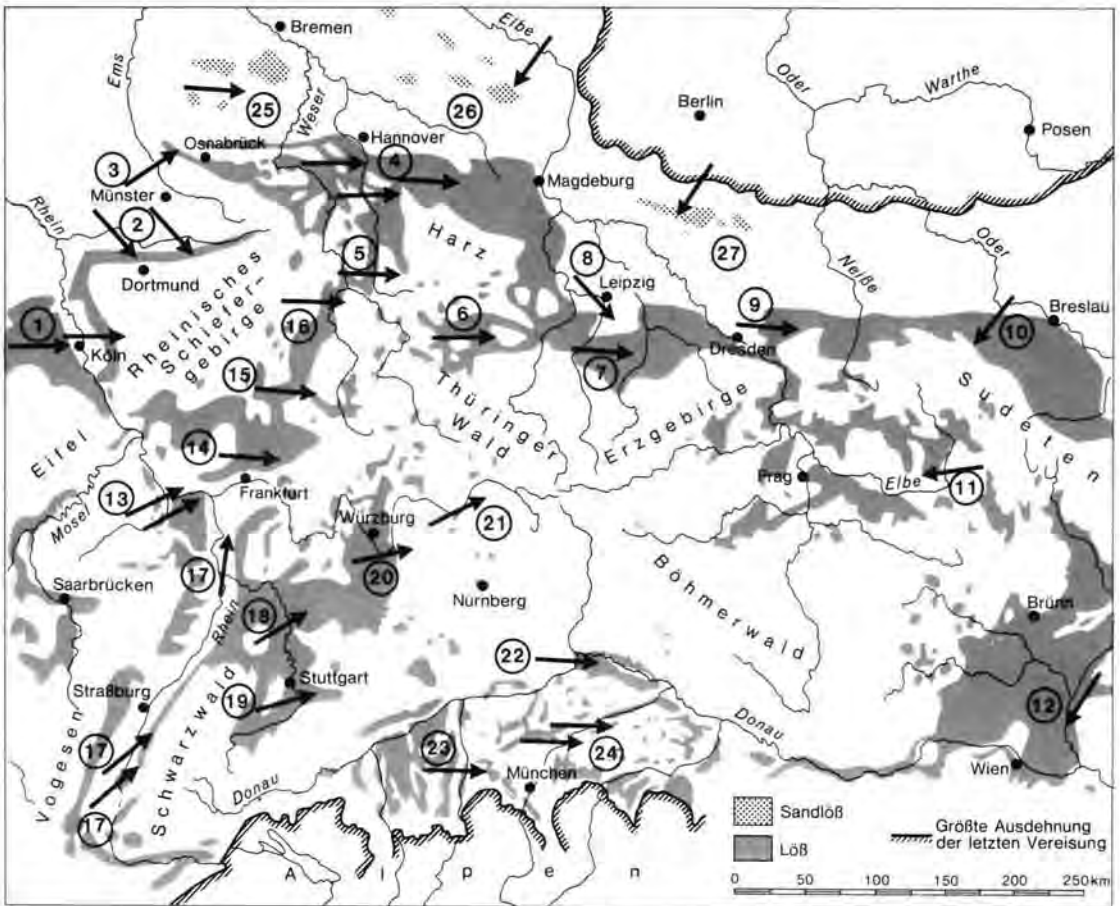


Abb. 2: Paläowindkarte von Mitteleuropa. Dargestellt sind die Verbreitung der Löß- und Sandlößvorkommen (n. FINK et al. 1977) sowie die aus diesen ableitbaren Lößwinde (Pfeile).

Quellenangabe zur Paläowindkarte Mitteleuropa (aus: MEYER 1989):

1. Niederrheingebiet: JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959
2. Westfälische Lößbörde: HESEMANN 1975; MÜLLER 1954, 1959
3. Teutoburger Wald: KELLER 1953
4. Niedersächsisches Berg- und Hügelland, Niedersächsische Lößböden: VINKEN 1971; WORTMANN 1942
5. Leinetalgraben: BRUNOTTE 1986
6. Thüringer Becken: RAU 1965
7. Thüringisch-sächsisches Berg- und Hügelland: BERNHARDT 1966; STEINMÜLLER 1962
8. Umgebung von Leipzig: NEUMEISTER 1966, 1971
9. Oberlausitz: HAASE 1961; SCHMIDT 1965, 1972
10. Riesengebirge: FRENZEL 1967
11. Elbtal bei Königgrätz: SCHÖNHALS 1953
12. Wiener Becken: MARUSZCZAK 1967
13. Mainzer Becken: EHRENBERG et al. 1968; GEIB 1973; SONNE 1972
14. Raum Frankfurt/Main: MICHELS 1930; MICHELS & ZÖLLER 1930
15. Wetterau, Raum Wetzlar-Marburg: DIEHL 1926; KEGEL 1976; KLUTE 1949
16. Raum Kassel: HORN 1971
17. Oberrheintal: GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959, 1977; KLUTE 1949
18. Raum Heilbronn: WILD 1968
19. Raum Stuttgart: FRANK 1965; GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959
20. Raum Würzburg: CRAMER 1964; EMMERT 1968; HOFFMANN 1967
21. Raum Bamberg: KOSCHEL 1970
22. Raum Regensburg (Dungau): OSCHMANN 1958
23. Raum Augsburg-Landsberg a. Lech: DIEZ 1973
24. Raum Freising-Landshut: BRUNNACKER 1959; HOFMANN 1973

Die Rekonstruktion erfolgte für die mittleren Windvektoren nahe der Erdoberfläche. Die in Kap. 2 genannten Einschränkungen bezüglich der Repräsentanz der aus den Paläowind-Indikatoren gewonnenen Ergebnisse gelten in ähnlicher Weise auch für die vektoriell gemittelten Windrichtungen aus der Modelluntersuchung. Letztere müssen nicht ohne weiteres mit den geologisch effektiven Winden übereinstimmen haben.

Zu unterscheiden ist zwischen den vorherrschenden Winden als Ausdruck der mittleren Luftmassenverteilung einerseits, wie sie das Modell in ihrer saisonalen Variation nachvollzieht, sowie andererseits den mitunter nur sehr kurzfristigen deflations- und transportaktiven Wetterlagen, die an den Durchzug von Fronten mit kräftigen Luftdruckgegensätzen und an bestimmte ökologische Gunstbedingungen gebunden sind (z. B. Bodentrockenheit, Frostfreiheit im Boden). In beiden Fällen können die in Betracht gezogenen Windverhältnisse völlig unterschiedlich gewesen sein.

4. Vergleich der Befunde

Vergleicht man die aus der Interpretation der Paläowind-Indikatoren gewonnenen Befunde mit denen der Modellsimulation, so ergeben sich folgende zum Teil übereinstimmende, zum Teil aber auch konträre Resultate.

Sowohl die Paläowind-Indikatoren als auch die berechneten Winde deuten auf zwei konkurrierende Strömungsregime in Mitteleuropa, einerseits auf eine antizyklonale Luftströmung am Rande des skandinavischen und britischen Eisschildes (Ost- bzw. Nordostwinde), andererseits auf die allgemeine westliche Strömung, wie sie auch heute in den mittleren Bereichen vorherrscht.

Nach Aussage der Paläowind-Indikatoren beschränkt sich die antizyklonale Komponente in Norddeutschland auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen von nicht einmal 100 km Breite südlich der äußersten Weichselrandlage (Brandenburger Stadium). Sie wird dokumentiert durch Sandlösssedimente (allerdings stratigraphisch nicht eindeutig). Im Vorland des britischen Eisschildes ist ein vergleichbarer Effekt anhand von geringmächtigen Lößdecken in Südostengland nachweisbar; ansonsten überwiegt

dort, wie in ganz Mittel- und Westeuropa, der Westwind einfluß.

Erst im östlichen Mitteleuropa, d. h. in Polen, in der Tschechoslowakei sowie in Niederösterreich gewinnen dann Luftströmungen aus östlichen bis nordöstlichen Sektoren die Oberhand und verkörpern selbst in größerer Entfernung vom Eisrand die geologisch effektiven Winde. Hier macht sich die zunehmende Kontinentalität bemerkbar: einerseits eine mögliche, den Einfluß der glazialen Antizyklone verstärkende, länger anhaltende winterliche Antizyklone, wie sie auch heute regelmäßig über Zentralrußland auftritt (russisches Kältehoch), andererseits eine allgemeine Abschwächung der Westwinddrift als Folge sich summierender Bodenreibung und Einflüssen von Reliefhindernissen.

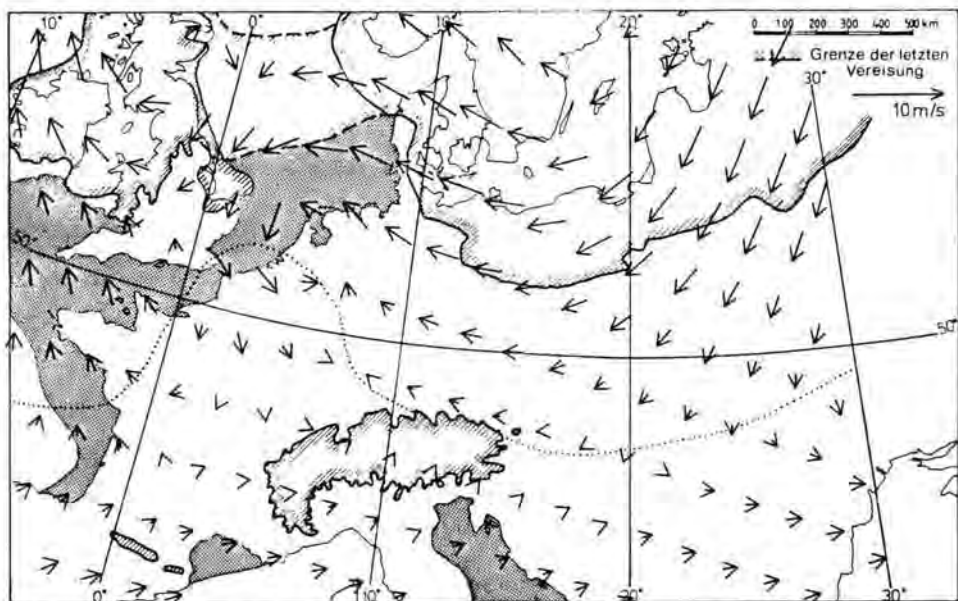
Auch die Beeinflussung des Zirkulationsgeschehens durch regionale und lokale Reliefunterschiede läßt sich mit Hilfe der Paläowind-Indikatoren beispielhaft belegen: einerseits am Oberrheingraben, wo eine Ablenkung der aus den westlichen Sektoren wehenden Winde in nördliche Richtung in Verbreitungs- und Sedimentmerkmalen der dortigen Lössе angezeigt wird (= Süd- bis Südwestwinde), andererseits am Beispiel des Ostrandes der Karpaten. Dort haben die auch heute noch vorherrschenden gebirgsparallelen Winde die Ausformung großer, stromlinienförmiger Lößrücken (sog. „Gredas“) zur Folge gehabt.

Zum Teil erhebliche Abweichungen zeigen die Ergebnisse der Modellsimulation. Vergleichbare Windrichtungen liegen vor in der Wintersimulation mit westlichen Winden in Nordfrankreich, Belgien, den Mittelmeerländern, mit Einschränkungen in den Niederlanden, West- und Süddeutschland sowie mit östlichen bzw. nordöstlichen Winden in Südostengland, in eisrandnahen Bereichen des Norddeutschen Tieflandes sowie in Polen, der Tschechoslowakei und im nördlichen Ungarn. Große Richtungsabweichungen bis zu gegensätzlichen Windrichtungen ergeben sich dagegen in Südwestengland (Cornwall), in der Bretagne, in eisrandferneren Gebieten des Norddeutschen Tieflandes einschließlich großer Abschnitte der Lößbörden, im Bergland der DDR, z. T. im ungarischen Becken und in der Moldau. Letztere Winde waren offenbar ähnlich wie heute stark orographisch beeinflusst (Karpaten etc.).

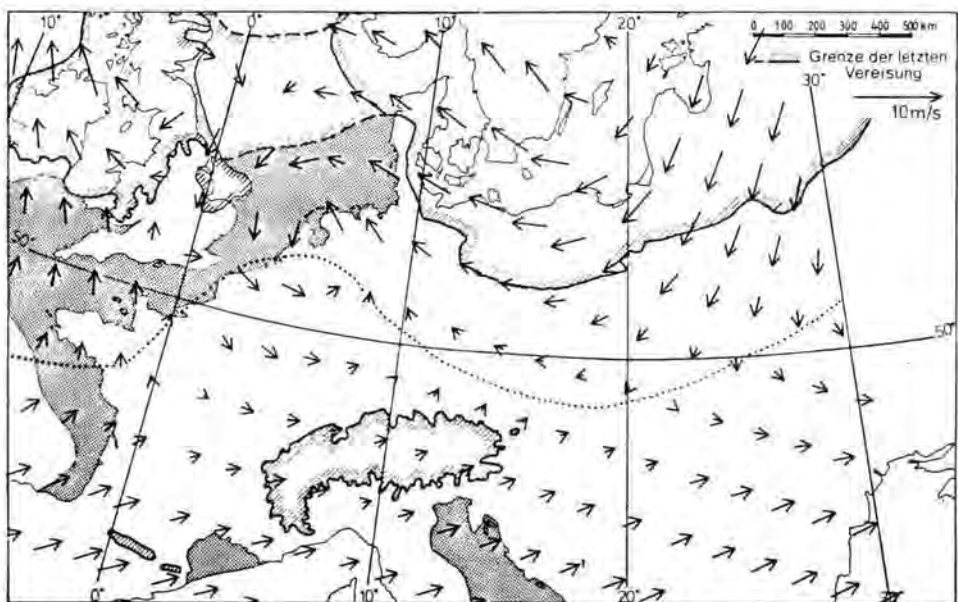
Noch stärkere Richtungsabweichungen ergeben sich bei einem Vergleich mit der Sommer-simulation.

Sandlößgebiete (s. Abb. 2, S. 13):

25. Sandlößgebiete von Fürstenu, Damme und Syke-Goldenstedt: DEWERS 1932; VIERHUFF 1967
26. Sandlößgebiete der Altmark: ALTERMANN 1968
27. Sandlößgebiete am Fläming: MAUDREI 1968



a



b

Abb. 3a und 3b: Das berechnete Windfeld in 10 m Höhe unter den Randbedingungen des Sommers (a) und des Winters (b).

Die orographischen Einflüsse sind nicht berücksichtigt.

Die punktierte Linie bezeichnet die Begrenzungslinie zwischen dem östlichen und dem westlichen Windregime, das dunkle Punktraster die trockengefallenen Schelfgebiete.

lation. Der erhöhte thermische Gradient zwischen dem Eisrand und den stärker erwärmten nicht-vergletscherten Gebieten schlägt sich in einer kräftigeren Ostströmung nieder, die sich bis weit nach Mittel- und Süddeutschland verfolgen läßt. Besonders dieses Ergebnis unterscheidet sich eindeutig von den Aussagen der Paläowind-Indikatoren, von denen angenommen werden kann, daß sie ebenfalls — aus edaphisch-hydrologischen Gründen — eher die sommerlichen Windverhältnisse widerspiegeln. Die jahreszeitlichen Unterschiede der thermischen Bedingungen sind bei der Modellsimulation möglicherweise überschätzt worden.

Abschließend sollen die meteorologischen Bedingungen für eine durchschnittliche Wetterlage im Hochglazial kurz skizziert werden (vgl. Abb. 4).

Wichtige Hinweise geben hierzu die aktuellen Verhältnisse am Rande Grönlands und der Antarktis. In der Antarktis finden wir häufig nahe am Eisrand ostwärts wandernde Tiefdruckgebiete, die im Mittel zur Existenz eines Tiefdruckgürtels führen. Infolgedessen gehen bereits in relativ geringer Eisentfernung (100—200 km) die Ostwinde in Westwinde über. Die Ursache dafür liegt in der Wirkung des Kontinentalanstiegs als Hindernis für die Zyklonen der mittleren Breiten, die infolgedessen unmittelbar am Kontinentalrand der Antarktis weiterziehen und an ihrer pol(eis-)wärtigen Flanke zu einer Verstärkung des horizontalen Druckgradienten und der östlichen Winde

führen. Der mittlere thermische Aufbau ist zusätzlich mit großen Temperaturgegensätzen verbunden, so daß ein häufiges Wachstum barokliner Störungen gefördert wird und sich aus diesem Grunde auch Zyklonen neu am Eisrand bilden können.

In der Antarktis führen geographische Abweichungen von der Polarsymmetrie im Bereich des Rossmeeres und des Weddellmeeres darüber hinaus zu quasipermanenten zyklonalen Windfeldern, die beispielsweise im Weddellmeer zum großräumigen Weddellwirbel in der Meereisbewegung und der ozeanischen Strömung beitragen. Ähnliche Bedingungen werden im übrigen in den Simulationskarten auch für den Nordseeraum angedeutet, der zwischen den weit nach S vorspringenden Rändern der britischen und skandinavischen Eismassen lag.

Auch Grönland bewirkt eine ausgeprägte Störung in der Westwindzone. Vor allem östlich seiner Südspitze findet im Winter bei Island immer wieder Zyklonengese statt („Island-Tief“).

Die genannten Vergleiche verdeutlichen die wichtige Rolle der synoptischen Vorgänge im letzten Hochglazial. Eine ähnliche Schlußfolgerung zogen auch TETZLAFF & PETERS (1986) für das letzte Hochglazial in Nordafrika. Sie stellten fest, daß die geographische Grenze zwischen afrikanischem Passat und Monsun kaum verändert gegenüber heute war, sich die Häufigkeit und die Intensität der als synoptische Störungen eingelagerten "squall lines" jedoch unterschied.

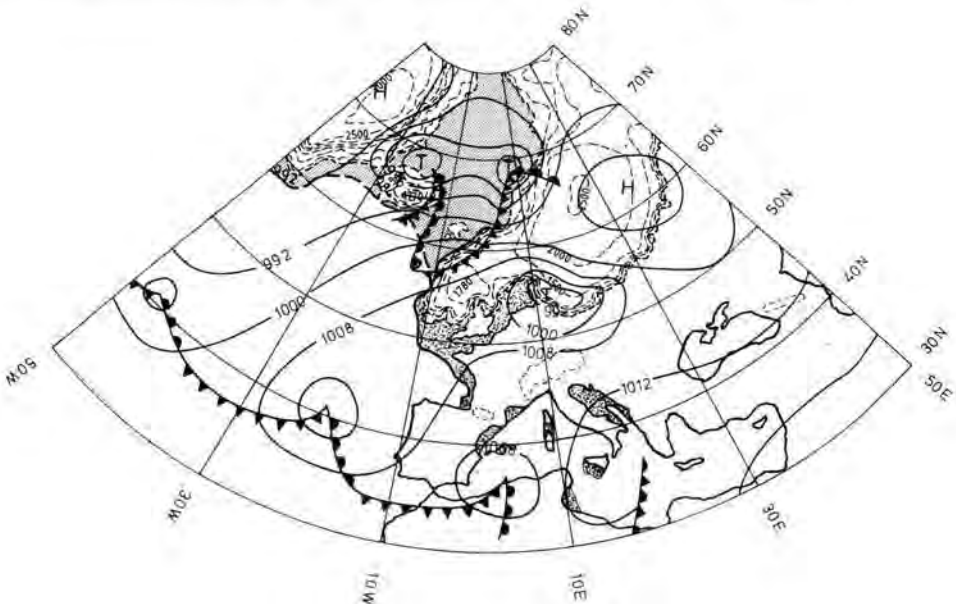


Abb. 4: Anzunehmende Merkmale einer typischen synoptischen Wetterkarte im Weichsel-Hochglazial (Erläuterungen s. Text). Das regelmäßige Punktraster bezeichnet die geschlossene Meereisfläche, das unregelmäßige Punktraster die trockengefallenen Schelfgebiete. Die Hochgebirgsvergletscherungen sind gestrichelt dargestellt.

In Abb. 4 wird ein synoptisches Bild skizziert, wie es als Momentaufnahme im Weichsel-Hochglazial bestanden haben könnte. Als wesentliche Charakteristika ergeben sich dabei:

1. Über dem skandinavischen Eisschild sowie über Grönland befanden sich flache Hochdruckgebiete, die an ihrem Südrand mit vorherrschenden nordöstlichen Abflußströmungen verbunden waren. Nur schwach bis fehlend war die Ostwindkomponente in Südwestengland, weil die glaziale Antizyklone über dem britischen Eis entweder nur schwach ausgebildet war oder durch die von Westen herantransportierten Luftmassen unterdrückt wurde.

2. Am Ostrand der britischen Vereisung und gefördert durch das nordwärtige Zurückweichen der Eistränder über der heutigen Nordsee haben sich vermutlich häufig Tiefdruckgebiete entwickelt, deren Zirkulationssinn und relative Lagebeständigkeit bei hohen Windgeschwindigkeiten (besonders im Sommer) Sedimenttransport aus dem eisnahen Gebiet u. U. um den Kern herum bis auf ihre Südseite ermöglichten. Dies kommt, wie erwähnt, nicht nur in der Modellsimulation recht gut zum Ausdruck, sondern unterstreicht im übrigen auch die schon mehrfach geäußerte Annahme eines Ursprungs großer Mengen der Bördelösse in den ausgedehnten Eisvorländern Norddeutschlands bzw. der südlichen Nordsee¹⁾. Auf diese Weise ließen sich die gewaltigen Lößmengen in diesem Gebiet, die mit Westwinden allein nur schwer vereinbar sind, recht zwanglos erklären.

3. Bei Island dürften sich am Meereisrand aufgrund der Temperaturunterschiede zwischen Wasser- und Meereisoberflächen Tiefdruckgebiete in unterschiedlichen Entwicklungsstadien gebildet haben, die dann auf ihrer östlichen Zugbahn vor dem Rand des skandinavischen Eisschildes nach Nordosten abgedrängt wurden.

4. Die Hauptzugbahn zyklonaler Störungen verlief etwa 10—20 Breitengrade südlicher als heute auf etwa 40° N bzw. im Bereich des Mittelmeeres etwas südlich davon bei gleichzeitiger Abschwächung der Zyklonalität in östlicher Richtung infolge zunehmender Kontinentalität. Belege dafür sind: 1. zahlreiche jüngere paläo-ozeanographische Befunde von Tiefseekernen des Atlantiks, aus denen ein scharfes S—N-Gefälle der Wassertemperaturen in dieser Breitenlage

abgeleitet werden kann (CLIMAP PROJECT MEMBERS 1981); 2. Die große Zahl übereinstimmender paläobotanischer Erkenntnisse, nach denen im nördlichen Mediterrangebiet von der spanischen Mittelmeerküste bis in den Nahen Osten aride bis semiaride Steppenvegetation weit verbreitet war (z. B. BARTOLAMI et al. 1977; BEUG 1977; BONATTI 1966; FLORSCHÜTZ et al. 1971; VAN ZEIST et al. 1975; WIJMSTRA 1969). Demgegenüber ist für Nordwestafrika (nördliche Sahara) ein kalt- bis kühlfeuchtes Klima (allerdings nicht widerspruchsfrei) belegt (z. B. GIESSNER 1981).

5. Zusammenfassung

Es war das Ziel der vorliegenden Arbeit, die mit Hilfe zweier unterschiedlicher Methoden gewonnenen Befunde zur atmosphärischen Zirkulation während des Hochstandes der letzten Vereisung für den europäischen Raum vergleichend gegenüberzustellen. Die geologische Methode umfaßt die Auswertung sog. Paläowind-Indikatoren (hier: Löß und Sandlöß); die angewandte Simulations-Methode basiert auf computergestützten Modellsimulationen. Zusätzlich wurden die rezenten meteorologischen Verhältnisse in den heutigen arktischen Gebieten vergleichend ausgewertet.

Insgesamt ergaben sich bei der Gegenüberstellung der jeweiligen Befunde nur teilweise Übereinstimmungen.

Übereinstimmung besteht bezüglich der Konkurrenz zweier Strömungsregime, die sich in beiden methodischen Ansätzen in allerdings unterschiedlich intensiver Weise bemerkbar machen. Eine antizyklonale Umströmung der großen Eisschilde ist durch Paläowind-Indikatoren nur für einen kaum 100 km breiten Gürtel dokumentiert. Dies entspricht recht gut den aktualistischen Befunden von den Eisträndern Grönlands und der Antarktis, steht allerdings nicht in Einklang mit den Werten der Modellrechnungen, aus denen eine weiter nach S reichende glaziale Antizyklone resultiert.

Bemerkenswert ist nach der Auswertung der Paläowind-Indikatoren das weite Vordringen des Westwindinflusses, der bis tief nach Mittel- und Südeuropa hineinreicht. (s. dagegen abweichende Modellergebnisse) und erst in Polen, der Tschechoslowakei, Ungarn und Niederösterreich zunehmend von einer Ostwindkomponente überlagert und verdrängt wird. Ein dem heutigen prinzipiell sehr ähnliches Zirkulationssystem kann daraus abgeleitet werden, d. h. Westwinde beherrschten auch im Hochglazial das Zirkulationsgeschehen in Mitteleuropa, ungeachtet der weit nach S vorgedrungenen Eismasse, freilich in anderer synoptischer Ausprägung.

1) Andererseits verdichten sich in jüngster Zeit die Befunde gegen einen Zusammenhang der britischen und skandinavischen Eisdecken (CAMERON et al. 1987; frndl. mündl. Mitt. Dr. H. STREIF, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, 1987) bzw. für einen eisfreien Korridor im Bereich der heutigen mittleren und nördlichen Nordsee (vgl. Abb. 1—3), der diese Wirbel möglicherweise abgeschwächt hat, jedoch nicht völlig aufgehoben haben kann.

Schwerpunkte der Zyklontätigkeit waren vermutlich: (1.) die um bis zu 20° südwärts verlagerte Polarfront mit ihren über dem Atlantik durch das Aufeinandertreffen arktischer und subtropischer Luftmassen ständig neugebildeten Zyklonen. Sie brachten dem nordafrikanischen Raum ausweislich paläo-ökologischer Befunde vermehrt Niederschläge, während das Nordmediterrangebiet und Mitteleuropa trockener waren als heute (Kälte-wüste, Kältesteppen), mit Niederschlagsmengen, die sich auf etwa ein Drittel bis ein Viertel der heutigen beliefen. (2.) Der Meeresrand bei Island. Dort entstanden unter anderem als Folge der Temperaturunterschiede zwischen Wasser und Meereis Zyklonen, die dann durch die Eismassen des skandinavischen und britischen Eisschildes nach NE abgedrängt wurden, wo sie wahrscheinlich durch verstärkte Niederschläge wesentlich zur Ernährung dieser Eisschilde beitrugen. (3.) Die eisrandnahen trockenengefallenen Gebiete auf dem Boden der heutigen mittleren und südlichen Nordsee. In diesem im W, N (?) und E von Eismassen abriegelten Gebiet bildete sich vermutlich mit gewisser Stetigkeit ein zyklonaler Leewirbel aus, der einerseits zwar wenig Niederschläge brachte (wie zahlreiche paläo-ökologische Befunde unterstreichen), andererseits aber die Auswehung von großen Mengen Staub aus dem Boden der trockenengefallenen Nordsee und dessen Verfrachtung in die heutigen Lößgebiete hinein begünstigt haben kann.

6. Schriftenverzeichnis

- BARTOLAMI, G. C., FONTES, J. C., MARKGRAF, V. & SALIEGE, J. F. (1977): Land, sea and climate in the northern Adriatic region during late Pleistocene and Holocene. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 21: 139—156, Amsterdam.
- BEUG, H.-J. (1977): Waldgrenzen und Waldbestand in Europa während des Eiszeitalters. — *Göttinger Universitätsreden*, 61: 23 S., Göttingen.
- BONATTI, E. (1966): North Mediterranean climate during the last Würm glaciation. — *Nature*, 209: 984—985, London.
- CAMERON, T. D. J., STOKER, M. S. & LONG, D. (1987): The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea basin. — *J. Geol. Soc.*, 144: 43—58, London.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1981): Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. — *Geol. Soc. Am., Map and Chart Series, MC-36*: 17 S., Boulder (Colo.).
- FINK, J., HAASE, G. & RUSKE, R. (1977): Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, 121. Jg., 2: 81—94, Gotha/Leipzig.
- FLORSCHÜTZ, F., MENÉNDEZ AMOR, J. & WIJNSTRA, T. A. (1971): Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 10: 233—264, Amsterdam.
- GIESSNER, K. (1981): Die jungquartäre Klimageschichte der Sahara — Stand und Vergleich der bisherigen Forschungsergebnisse. — *Würzb. Geogr. Arb.*, 53: 111—127, Würzburg.
- KAZANSKI, A. B. & MONIN, A. S. (1961): On the dynamical interaction between the atmosphere and the Earth's surface. — *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz.*, 5: 786—788, Moskau.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in north-western Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P. with special reference to the Netherlands. — *Mededel. Rijks Geol. Dienst*, 32, 15: 181—253, Leiden usw.
- KOTTMEIER, C. & MEYER, H.-H. (1988): Ein einfaches analytisches Modell zur Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in Europa im Weichsel-Hochglazial. — *Erdkunde*, 42: 261—273, Bonn.
- & STUCKENBERG, H.-U. (1986): A quasi-geostrophic flow solution for the circulation over Antarctica. — *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59: 491—504, Braunschweig.
- KUTZBACH, G. & WRIGHT, H. E. (1985): Simulation of the climate of 18.000 years B.P.: results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geological record of North America. — *Quaternary Science Reviews*, 4: 147—187, London.
- LAUTENSCHLAGER, M., HERTERICH, K., SCHLESE, U. & KIRK, E. (1987): Simulation of the January climate 18.000 ybp. — *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Rep.*, 11: 82 S., Hamburg.
- MEYER, H.-H. (1989): Paläowind-Indikatoren — Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung, aufgezeigt am Beispiel des Hochglazials in Europa. — *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover*, 28: 62 S., Hannover.
- SMITH, R. B. (1979): The influence of mountains on the atmosphere. — *Advances in Geophysics*, 21: 87—230, New York.
- TETZLAFF, G. & PETERS, M. (1986): Deep-sea sediments in the eastern equatorial Atlantic off the African coast and meteorological flow patterns over the Sahel. — *Geol. Rundschau*, 75, 1: 71—79, Stuttgart.
- VAN ZEIST, W., WOLDRING, H. & STAPERT, D. (1975): Late Quaternary vegetation and climate of south-western Turkey. — *Palaeohistoria*, Bd. 17: 53—143, Bussum.
- WIJNSTRA, T. A. (1969): Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece. — *Acta Bot. Neerl.*, 18, 4: 511—527, Amsterdam.
- WILLIAMS, J., BARRY, R. G. & WASHINGTON, W. M. (1974): Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR Global Circulation Model with ice age boundary conditions. — *J. Appl. Meteorol.*, 13, 3: 305—317, Boston (Mass.).