

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

UB/TIB Hannover

RA 356
(28)

Heft 28

Paläowind-Indikatoren

Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung am Beispiel des Weichsel-Hochglazials in Europa

von
Hans-Heinrich Meyer

Hannover 1989

Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover	ISSN 0440-2812	28	61 S., 2 Falt- karten i. Anh.	Hannover Februar 1989
-------------------------------------	----------------	----	----------------------------------	--------------------------

UB/TIB Hannover 89

102 567 506



RA 356(28)

S2579/2

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 28

Paläowind-Indikatoren
Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung
am Beispiel des Weichsel-Hochglazials in Europa

von
Hans-Heinrich Meyer

Hannover 1989

Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover	ISSN 0440-2812	28	61 S., 2 Falt- karten i. Anh.	Hannover Februar 1989
-------------------------------------	----------------	----	----------------------------------	--------------------------

PALÄOWIND-INDIKATOREN
MÖGLICHKEITEN, GRENZEN UND PROBLEME IHRER ANWENDUNG
AM BEISPIEL DES WEICHSEL-HOCHGLAZIALS IN EUROPA

(mit 2 Faltkarten im Anhang)

von

HANS-HEINRICH MEYER*

<u>Inhalt</u>	<u>Seite</u>
0. KURZFASSUNG/ENGL.SUMMARY	5
1. EINLEITUNG	7
2. METHODISCHE VORBEMERKUNGEN	13
2.1. Prozeßbedingte Einschränkungen der Interpretierbarkeit von Paläowind-Indikatoren	14
2.2. Chronostratigraphische Einschränkungen der Interpretierbarkeit von Paläowind-Indikatoren	15
3. PALÄOWIND-INDIKATOREN	17
3.1. Äolische Sedimente (Löß, Sandlöß)	17
3.1.1. Begriffsbestimmungen	17
3.1.2. Morphodynamische Grundlagen	18
3.1.3. Paläoökologische Grundlagen	20
3.1.4. Sedimentmächtigkeit und Windrichtung	23
3.1.5. Korngrößenverhältnisse und Windrichtung	24
3.1.6. Mineralbestand und Windrichtung	25
3.1.7. Sedimentgefüge und Windrichtung	26
3.1.8. Lößrelief und Windrichtung	27
3.1.9. Klimabedingte fazielle Differenzierung und Windrichtung	28
3.2. Vulkanisch-äolische Sedimente und Windrichtung	29
3.3. Erscheinungen der Korrasion (Windschliff) und Windrichtung	29

*Anschrift des Verfassers:

Dr. H.-H. Meyer, Geographisches Institut der Universität,
Schneiderberg 50, D-3000 Hannover 1.

	<u>Seite</u>	
3.4.	Paläoozeanographische Indikatoren und Windrichtung	30
3.5.	Paläoschnegrenzen und Windrichtung	31
4.	DIE GEOLOGISCH-PALÄOGEOGRAPHISCHEN BEFUNDE	32
4.1.	Britische Inseln	32
4.2.	Nordfrankreich, Belgien, Südniederlande	33
4.3.	Norddeutschland	34
4.4.	Süddeutschland und Nordschweiz	37
4.5.	Polen und Tschechoslowakei	38
4.6.	Südosteuropa (Niederösterreich, Ungarn, Rumänien, Bulgarien, Sowjetunion)	39
4.7.	Nördliche Mittelmeerländer	40
5.	ZUSAMMENFASSUNG	41
6.	ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN	45
7.	LITERATURQUELLEN ZU DEN PALÄOWINDKARTEN	59
7.1.	Literaturquellen zur Paläowindkarte von Europa	59
7.2.	Literaturquellen zur Paläowindkarte von Mitteleuropa	60
8.	ANHANG	
8.1.	Paläowindkarte von Europa	
8.2.	Paläowindkarte von Mitteleuropa	

DANKSAGUNG:

Für die Aufnahme der vorliegenden Arbeit in die Serie der "Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover" möchte ich den Herren Prof.Dr.D.Henningsen sowie Dr.J.-P.Groetzner herzlich danken. Gedankt sei weiterhin Herrn Dr.H.-Chr.Höfle, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, für wichtige Hilfen und Hinweise bei der Literaturrecherche.

O. KURZFASSUNG / ENGL.SUMMARY

Im ersten Teil der Arbeit wird eine Übersicht der wichtigsten Paläowind-Indikatoren gegeben. Dabei werden die Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendbarkeit diskutiert. Folgende Indikatoren bzw. Indikatoreigenschaften finden Beachtung: Löß und Sandlöß (Sedimentmächtigkeit, Korngrößen, Mineralbestand, Sedimentgefüge, Lößrelief, klimabedingte fazielle Differenziertheit), vulkanisch-äolische Sedimente, Tiefseesedimente sowie Paläoschneegrenzen.

Im zweiten Teil der Arbeit werden erstmals die zahlreichen Literaturhinweise auf hochglaziale Windrichtungen für das Gebiet Mittel- und Westeuropas kritisch ausgewertet. Die Ergebnisse werden in zwei Karten zu einem vorläufigen Gesamtbild zusammengefaßt.

Das wichtigste Ergebnis der Untersuchung ist der Nachweis zweier konkurrierender Strömungsregime. In unmittelbarer Nähe des skandinavischen Eisrandes sowie in Osteuropa sind antizyklonale Ost- bzw. Nordostwinde durch Paläowind-Indikatoren dokumentiert; in Mittel- und Westeuropa herrschten dagegen Westwinde als geologisch wirksame Winde vor. Erhebliche modifizierende Einflüsse auf die Windverteilung übten erwartungsgemäß die Reliefverhältnisse aus (z.B. Oberrheingraben, Karpatenbogen).

Insgesamt gesehen und im Vergleich zu älteren Vorstellungen weist die Untersuchung auf ein durch Daten gut belegtes, räumlich differenziertes Zirkulationsgeschehen hin.

In the first paragraphs of this paper a survey of the most approved paleowind indicators is given. Methods, limitations and problems of their interpretation are discussed. The following indicators and their attributes are considered: loess, sandy loess (attributes: sediment thickness, grain size, mineral composition, sediment structure and morphology), paleosoils, vulcanoeolian sediments, deep sea sediments and paleo snowlines.

In the second part of this paper the wind regimes predominating in Europe during the Weichselian glacial maximum are reconstructed based on information from more than 170 publications with interpretations of paleowind indicators. The results are presented in two survey maps.

The most significant result is to indicate two competing wind regimes existing during the glacial maximum. In the immediate vicinity of the Fennoscandian glaciation and in eastern Europe paleowind indicators document easterly and north easterly anticyclonic winds; in central and western Europe they show westerly winds originated in cyclones coming from the North Atlantic. Some modifications of the wind pattern are induced by local and regional morphological conditions (e.g. the Upper Rhine valley, the east rim of the Carpathian Mountains).

In general and compared with previous investigations the study points to a more differentiated pattern of atmospheric circulation during the Weichselian Pleniglacial influenced by varying topographical, paleoecological and meteorological factors.

1. EINLEITUNG

Die Rekonstruktion der atmosphärischen Zirkulation während der eiszeitlichen Vergletscherungshöchststände ist seit mehreren Jahrzehnten ein akutes paläoökologisches Forschungsproblem. Dafür sind folgende Gründe zu nennen: erstens trägt die Auseinandersetzung mit diesem Themenkreis dazu bei, die Ursachen der großen eiszeitlichen Klimaschwankungen aufzuhellen; zweitens zeichnen sich Möglichkeiten ab, die klimatischen Ursachen und Effekte großer Eismassen im Rahmen des allgemeinen Zirkulationsgeschehens objektiv zu erfassen; drittens verbessern und verdichten sich unsere Kenntnisse über die Wirkungsverknüpfung der eiszeitlichen Miliefaktoren (Klima, Boden- und Oberflächenwasser, Vegetation etc.), und schließlich, viertens, ergeben sich für den Klimatologen Informationen zur qualitativen Verbesserung von Klimaprognosen.

Die Rekonstruktion der eiszeitlichen Klimaverhältnisse kann auf verschiedenen methodischen Wegen angegangen werden (vgl. KOTTMEIER & MEYER, 1988). Der "klassische" und zugleich meistbenutzte Weg ist die Interpretation sog. Paläowind-Indikatoren.

Paläowind-Indikatoren sind in der hier verwendeten Definition Träger spezifischer Verbreitungs-, Form-, Gefüge- und Sedimenteigenschaften, die mittelbar oder unmittelbar windrichtungssteuert oder -beeinflusst sind. Als Paläowind-Indikatoren verwendbar sind beispielsweise alle äolischen Sedimente, wie Flugsand (Dünen), Sandlöß und Löß (PENCK 1883, SOERGEL 1919, GRAHMANN 1932, VON KLEBELSBERG 1949, BÜDEL 1951, KLUTE 1949 u.a.m.). Aber auch Formen der Korrasion (Windschliffe), Paläoböden, vulkanisch-äolische Sedimente, Tiefseesedimente und Paläoschneegrenzen lassen sich mit gebotener Vorsicht als Paläowind-Indikatoren auswerten.

Die Hinzuziehung von Paläowind-Indikatoren bei der Rekonstruktion vergangener Klimate ist kein neues Arbeitsfeld. Jahrzehntlang sind sie (wenngleich nicht unter der modernen Terminologie) vornehmlich zur Klärung möglicher eiszeitlicher Zirkulationsanoma-

lien in der Paläoklimaforschung eingesetzt worden. Im wahrsten Sinne des Wortes "richtungsweisend" in der Interpretation von Paläowind-Indikatoren waren die Arbeiten von POSER (1948, 1950).

Die anhand der Ausrichtung der mitteleuropäischen Binnendünen erstellten Windrichtungs- und Luftdruckkarten POSERs sind nicht nur methodisch beispielgebend gewesen für eine große Zahl jüngerer Arbeiten mit teilweise ähnlicher Aufgabenstellung (vgl. dazu die Bibliographie von NIESSEN, KOSTER & GALLOWAY 1984); sie sind in ihren sachlichen Aussagen zum Teil auch heute noch gültig: Dazu gehört die wichtige Erkenntnis, daß das atmosphärische Zirkulationssystem zur Zeit der Binnendünenbildung, d.h. im Spätglazial, nicht grundsätzlich anders war als heute. Aus Verbreitung und Form der Binnendünen in Mittel- und Westeuropa schloß POSER seinerzeit auf vorherrschende westliche Winde. Prinzipiell hat diese Folgerung - wenn auch durch neuere Befunde nuanciert - noch heute Gültigkeit.

Wesentlich offener und auf breiter Front kontrovers diskutiert ist der Fragenkreis um die Windsysteme des Hochglazials. Als "Hochglazial" wird in diesem Beitrag die Zeitspanne des Kältemaximums der Weichsel-Eiszeit definiert ("Oberes Pleniglazial" i.S.v. VAN DER HAMMEN et al. 1967; "Hochwürm" n. LIEDTKE 1981; "Jungwürm" n.ROHDENBURG 1971). Sie ist zugleich der Zeitabschnitt des weitesten Vordringens der Inlandeismassen, chronostratigraphisch anzusetzen zwischen etwa 20.000 Jahren (Brandenburger Stadium) und etwa 15.000 Jahren vor heute (Pommersches Stadium, vgl. LIEDTKE 1981; KOLSTRUP 1980).

Die extremen thermisch- und hygisch-klimatischen Bedingungen ("Kältewüste") und der dadurch hervorgerufene gravierende Mangel an zuverlässigen absoluten Datierungen machen diesen Zeitraum zu einer paläoökologischen "Grauzone", deren chronostratigraphische Feingliederung und Milieubedingungen bis heute zahlreiche Fragen offen lassen (s.dazu KOLSTRUP 1980). Nicht zuletzt gilt dies auch für den Problemkreis möglicher atmosphärischer Zirkulationsanomalien während der maximalen Eisvorstöße. Damals reichte der Eis-

rand bekanntlich bis in die Nähe von Hamburg und bis südlich von Berlin.

Zu den potentiellen Paläowind-Indikatoren dieser Zeit zählen einerseits die Hauptmasse des Lösses (s.s.), andererseits die älteren Vorkommen des Sandlösses, dessen Verbreitungsgebiete in Norddeutschland teilweise bis wenige Zehnerkilometer an die jungen Eisrandlagen heranreichen. Wegen dieser Nähe zum Eisrand sind beide Sedimentgruppen, sowohl Sandlöß als auch Löß, bislang immer wieder als Paläowind-Indikatoren zur Aufhellung der eisrandnahen Windströmungen herangezogen worden, allerdings durchweg unter regionalem Aspekt und mit sehr divergierenden Ergebnissen. Dabei stehen sich die folgenden drei widersprüchlichen Auffassungen gegenüber:

1. Transport und Ablagerung des Lösses durch Ost- bzw. Nordostwinde (ZUR MÜHLEN 1928, zit. n. POSER 1951; VON KLEBELSBERG 1949).

Als Argumente werden genannt: a) Verbreitungsmerkmale der Lößvorkommen (s.u.); b) der augenfällige Befund, daß die großen Eisvorlandareale als potentielle Liefergebiete des Lößstaubes östlich bzw. nordöstlich der Lößbörden liegen. Ausgangspunkt der Ostwindhypothese ist die Annahme einer ausgeprägten Antizyklone über der fennoskandischen Eismasse, deren östliche bzw. nordöstliche Windströmung sich mit nördlichen bzw. nordöstlichen katabatischen Fallwinden überlagerte (vgl. HOBBS 1943).

Die anteilmäßige Bedeutung der katabatischen Winde sowie die Reichweite und Stabilität der glazialen Antizyklone lassen allerdings zahlreiche Fragen offen.

Gegen die Annahme starker Fallwinde sprechen nicht zuletzt aktuellste Beobachtungen an rezenten Eismassen: die dort auftretenden katabatischen Winde können zwar sehr hohe Geschwindigkeiten erreichen (im Jahresdurchschnitt bis zu 100 km/h, wie Beispiele aus der Antarktis zeigen) und dementsprechend hohe Defla-

tionskräfte auf das Vorland ausüben. Diese lassen sich jedoch allenfalls in einem Gürtel von wenigen Zehnerkilometern Abstand vom Eisrand nachweisen (FLOHN 1953; vgl. a. WELLS 1983, THORSON & BENDER 1985). Für die Akkumulation des Lößgürtels in seiner gesamten Breite können sie keinesfalls verantwortlich gemacht werden.

Auch die besonders in der älteren Literatur vielfach geäußerte Auffassung von einer stabilen, weite Teile Mitteleuropas übergreifenden (glazialen) Antizyklone (vgl. POSER 1947) ist nicht unproblematisch. Meteorologische Aufzeichnungen im Bereich des grönländischen Inlandeises belegen dies nachdrücklich. Es zeigte sich nämlich, daß "nach den sorgfältig korrigierten Rechnungen ... die grönländische "Antizyklone" bei Eismitte nur einen um 2 mm Hg höheren Luftdruck (hat) als die Küstenstationen" (zit. n. FLOHN 1953: 268). Nicht selten ziehen Tiefdruckgebiete von Westen her über den grönländischen Eisschild hinweg.

2. Transport und Ablagerung des Lösses durch Westwinde (KLUTE 1949; POSER 1951; BÜDEL 1951). Dieser Auffassung zugrunde gelegt ist ein gegenüber dem warmzeitlichen "Normalzustand" nur geringfügig geänderter hochglazialer Zirkulationstyp mit in der Westwinddrift wandernden Zyklonen, deren Zugbahn durch die Existenz der Eiskappen nur unwesentlich beeinflußt wird.

Belege für Westwinde finden sich wiederum in großer Zahl in der Verbreitung der Lößvorkommen (s.u.) sowie in den oben unter Pkt. 1 bereits genannten meteorologischen Beobachtungen. Unklar bleibt hingegen bei Annahme von Westwinden die Herkunft des Lösses der niedersächsisch-mitteldeutschen Bördellandschaften. Die großen potentiellen Auswehungsgebiete der Börden (Sander, Grundmoränen) sind, wie erwähnt, nördlich bzw. nordöstlich und nicht westlich vorgelagert !

Eine denkbare Lösung bietet die folgende, dritte Hypothese.

3. Transport und Ablagerung des Lösses durch eisbürtige, antizyklonale Nordost- und Ostwinde sowie Umlagerung durch zyklonale

Westwinde entweder im saisonalen Wechsel (Ostwinde im Sommer: GRAHMANN 1932; ZEUNER 1934, zit. n. HAASE et al. 1970; Ostwinde im Winter und Frühjahr: LIEDTKE 1981; Westwinde jeweils in der übrigen Zeit) oder durch Verstärkung der Westwinddrift im Spätglazial, nach hochglazialem Ostwind (WOLDSTEDT 1935). So ließen sich die Befunde sowohl für Ost- als auch für Westwinde befriedigend erklären.

Die Ursachen für die geschilderten Meinungsgegensätze, die sich ja auf die Interpretation ein und desselben Paläowind-Indikators stützen (hier: Löß, Sandlöß), sind vielfältig. Im Kern liegen sie in lückenhaften Kenntnissen über Ablauf und Zusammenhänge der morphodynamischen und sedimentären Vorgänge bei der Bildung der Indikatoren begründet.

Ein Beispiel soll dieses verdeutlichen: Es hat in der Vergangenheit immer wieder Versuche gegeben, aus der unsymmetrischen Mächtigkeitsverteilung des Lösses im Relief auf die ehemalige Richtung des Lößwindes zu schließen. Ausgangspunkt war die Beobachtung der "in Mitteleuropa als Regel zu konstatierenden größeren Häufigkeit und auch größeren Mächtigkeit des Lösses auf den westlichen Tal- bzw. östlichen Berghängen" (zit. n. POSER 1951: 39). Diese unbestreitbare Tatsache ist dann völlig gegensätzlich gedeutet worden. Die einen sahen darin das Resultat vornehmlich luvseitiger Lößablagerung; andere schlossen auf westliche Winde (Lee-Effekt); wieder andere machten den Modus der Ablagerung von der Steilheit des Reliefs abhängig.

Allen Deutungen waren, was die Ablagerungsdynamik betrifft, Mutmaßungen zugrundegelegt. Es fehlte (und fehlt auch heute noch) an Erkenntnissen aus sorgfältigen, experimentellen und aktualistischen Analysen der bei der Staubablagerung wirksamen Vorgänge. Nur mit ihrer Hilfe lassen sich die komplizierten Abhängigkeiten und Steuerungsmechanismen bei der Löß- bzw. Sandlößsedimentation objektiv und zuverlässig bestimmen.

Ferner fanden paläoökologische Zusammenhänge zu wenig Beachtung: Gerade bei der Lößablagerung spielt die räumlich wie saisonal veränderliche Konstellation der (Paläo-)Milieubedingungen (Relief, Vegetation, Wasser etc.), wie noch zu zeigen sein wird, eine die Ablagerungsunterschiede erheblich beeinflussende Rolle.

Als dritte Ursache für bestehende Meinungsdiskrepanzen über die hochglazialen Lößwinde ist die weit verbreitete Neigung zu nennen, von lokal und regional beschränkten Geländebefunden vereinfachend und verallgemeinernd auf gleiche Verhältnisse in kontinentalen Dimensionen zu schließen. Ein solcher Schluß ist weder mit der heutigen Erfahrung engräumig differenzierter bodennaher Windsysteme vereinbar, noch finden sich zu seiner Rechtfertigung selbst kleinste Anhaltspunkte bei der Auswertung der Paläowind-Indikatoren (s.u.).

Die erheblichen Fortschritte der Lößforschung und Paläoökologie, die zahlreiche neue Erkenntnisse bezüglich der Lößgenese und Lößstratigraphie sowie die beträchtliche Verdichtung detailliert untersuchter Lößprofile beinhalten, haben den Anlaß dazu gegeben, das leidige Problem der Lößwinde erneut aufzugreifen und mit entsprechend verbessertem "Rüstzeug" einer Lösung näher zu bringen: Die vorliegende Veröffentlichung ist als Literaturstudie im Rahmen einer interdisziplinären Forschungsarbeit entstanden. Sie sammelt geologisches Grundlagenwissen über Paläowind-Indikatoren, um die daraus erwachsenden Informationen in die Entwicklung von numerischen Klimamodellen einbringen zu können (vgl. KOTTMEIER & MEYER 1988; MEYER & KOTTMEIER, zum Druck vorgesehen).

Zunächst werden die wichtigsten Paläowind-Indikatoren vorgestellt und die Möglichkeiten bzw. Grenzen ihrer Interpretierbarkeit diskutiert. Daraufhin werden die anhand von Paläowind-Indikatoren gewonnenen, aus einer Zahl von rund 170 Publikationen entnommen Befunde (s. Schriftenverzeichnis) aufgeführt, erläutert und in einen großräumigeren Zusammenhang gestellt. Der betrachtete Raum reicht in west-östlicher Ausdehnung von den Britischen Inseln bis in die westlichen Teile der Sowjetunion (Baltikum, Ukraine), in

Westwinde entweder im saisonalen Wechsel (Ostwinde im Sommer: GRAHMANN 1932; ZEUNER 1934, zit. n. HAASE et al. 1970; Ostwinde im Winter und Frühjahr: LIEDTKE 1981; Westwinde jeweils in der übrigen Zeit) oder durch Verstärkung der Westwinddrift im Spätglazial, nach hochglazialem Ostwind (WOLDSTEDT 1935). So ließen sich die Befunde sowohl für Ost- als auch für Westwinde befriedigend erklären.

Die Ursachen für die geschilderten Meinungsgegensätze, die sich ja auf die Interpretation ein und desselben Paläowind-Indikators stützen (hier: Löß, Sandlöß), sind vielfältig. Im Kern liegen sie in lückenhaften Kenntnissen über Ablauf und Zusammenhänge der morphodynamischen und sedimentären Vorgänge bei der Bildung der Indikatoren begründet.

Ein Beispiel soll dieses verdeutlichen: Es hat in der Vergangenheit immer wieder Versuche gegeben, aus der unsymmetrischen Mächtigkeitsverteilung des Lösses im Relief auf die ehemalige Richtung des Lößwindes zu schließen. Ausgangspunkt war die Beobachtung der "in Mitteleuropa als Regel zu konstatierenden größeren Häufigkeit und auch größeren Mächtigkeit des Lösses auf den westlichen Tal- bzw. östlichen Berghängen" (zit. n. POSER 1951: 39). Diese unbestreitbare Tatsache ist dann völlig gegensätzlich gedeutet worden. Die einen sahen darin das Resultat vornehmlich luvseitiger Lößablagerung; andere schlossen auf westliche Winde (Lee-Effekt); wieder andere machten den Modus der Ablagerung von der Steilheit des Reliefs abhängig.

Allen Deutungen waren, was die Ablagerungsdynamik betrifft, Mutmaßungen zugrundegelegt. Es fehlte (und fehlt auch heute noch) an Erkenntnissen aus sorgfältigen, experimentellen und aktualistischen Analysen der bei der Staubablagerung wirksamen Vorgänge. Nur mit ihrer Hilfe lassen sich die komplizierten Abhängigkeiten und Steuerungsmechanismen bei der Löß- bzw. Sandlößsedimentation objektiv und zuverlässig bestimmen.

Ferner fanden paläoökologische Zusammenhänge zu wenig Beachtung: Gerade bei der Lößablagerung spielt die räumlich wie saisonal veränderliche Konstellation der (Paläo-)Milieubedingungen (Relief, Vegetation, Wasser etc.), wie noch zu zeigen sein wird, eine die Ablagerungsunterschiede erheblich beeinflussende Rolle.

Als dritte Ursache für bestehende Meinungsdiskrepanzen über die hochglazialen Lößwinde ist die weit verbreitete Neigung zu nennen, von lokal und regional beschränkten Geländebefunden vereinfachend und verallgemeinernd auf gleiche Verhältnisse in kontinentalen Dimensionen zu schließen. Ein solcher Schluß ist weder mit der heutigen Erfahrung engräumig differenzierter bodennaher Windsysteme vereinbar, noch finden sich zu seiner Rechtfertigung selbst kleinste Anhaltspunkte bei der Auswertung der Paläowind-Indikatoren (s.u.).

Die erheblichen Fortschritte der Lößforschung und Paläoökologie, die zahlreiche neue Erkenntnisse bezüglich der Lößgenese und Lößstratigraphie sowie die beträchtliche Verdichtung detailliert untersuchter Lößprofile beinhalten, haben den Anlaß dazu gegeben, das leidige Problem der Lößwinde erneut aufzugreifen und mit entsprechend verbessertem "Rüstzeug" einer Lösung näher zu bringen: Die vorliegende Veröffentlichung ist als Literaturstudie im Rahmen einer interdisziplinären Forschungsarbeit entstanden. Sie sammelt geologisches Grundlagenwissen über Paläowind-Indikatoren, um die daraus erwachsenden Informationen in die Entwicklung von numerischen Klimamodellen einbringen zu können (vgl. KOTTMEIER & MEYER 1988; MEYER & KOTTMEIER, zum Druck vorgesehen).

Zunächst werden die wichtigsten Paläowind-Indikatoren vorgestellt und die Möglichkeiten bzw. Grenzen ihrer Interpretierbarkeit diskutiert. Daraufhin werden die anhand von Paläowind-Indikatoren gewonnenen, aus einer Zahl von rund 170 Publikationen entnommenen Befunde (s. Schriftenverzeichnis) aufgeführt, erläutert und in einen großräumigeren Zusammenhang gestellt. Der betrachtete Raum reicht in west-östlicher Ausdehnung von den Britischen Inseln bis in die westlichen Teile der Sowjetunion (Baltikum, Ukraine), in

Westwinde entweder im saisonalen Wechsel (Ostwinde im Sommer: GRAHMANN 1932; ZEUNER 1934, zit. n. HAASE et al. 1970; Ostwinde im Winter und Frühjahr: LIEDTKE 1981; Westwinde jeweils in der übrigen Zeit) oder durch Verstärkung der Westwinddrift im Spätglazial, nach hochglazialem Ostwind (WOLDSTEDT 1935). So ließen sich die Befunde sowohl für Ost- als auch für Westwinde befriedigend erklären.

Die Ursachen für die geschilderten Meinungsgegensätze, die sich ja auf die Interpretation ein und desselben Paläowind-Indikators stützen (hier: Löß, Sandlöß), sind vielfältig. Im Kern liegen sie in lückenhaften Kenntnissen über Ablauf und Zusammenhänge der morphodynamischen und sedimentären Vorgänge bei der Bildung der Indikatoren begründet.

Ein Beispiel soll dieses verdeutlichen: Es hat in der Vergangenheit immer wieder Versuche gegeben, aus der unsymmetrischen Mächtigkeitsverteilung des Lösses im Relief auf die ehemalige Richtung des Lößwindes zu schließen. Ausgangspunkt war die Beobachtung der "in Mitteleuropa als Regel zu konstatierenden größeren Häufigkeit und auch größeren Mächtigkeit des Lösses auf den westlichen Tal- bzw. östlichen Berghängen" (zit. n. POSER 1951: 39). Diese unbestreitbare Tatsache ist dann völlig gegensätzlich gedeutet worden. Die einen sahen darin das Resultat vornehmlich luvseitiger Lößablagerung; andere schlossen auf westliche Winde (Lee-Effekt); wieder andere machten den Modus der Ablagerung von der Steilheit des Reliefs abhängig.

Allen Deutungen waren, was die Ablagerungsdynamik betrifft, Mutmaßungen zugrundegelegt. Es fehlte (und fehlt auch heute noch) an Erkenntnissen aus sorgfältigen, experimentellen und aktualistischen Analysen der bei der Staubablagerung wirksamen Vorgänge. Nur mit ihrer Hilfe lassen sich die komplizierten Abhängigkeiten und Steuerungsmechanismen bei der Löß- bzw. Sandlößsedimentation objektiv und zuverlässig bestimmen.

Ferner fanden paläoökologische Zusammenhänge zu wenig Beachtung: Gerade bei der Lößablagerung spielt die räumlich wie saisonal veränderliche Konstellation der (Paläo-)Milieubedingungen (Relief, Vegetation, Wasser etc.), wie noch zu zeigen sein wird, eine die Ablagerungsunterschiede erheblich beeinflussende Rolle.

Als dritte Ursache für bestehende Meinungsdiskrepanzen über die hochglazialen Lößwinde ist die weit verbreitete Neigung zu nennen, von lokal und regional beschränkten Geländebefunden vereinfachend und verallgemeinernd auf gleiche Verhältnisse in kontinentalen Dimensionen zu schließen. Ein solcher Schluß ist weder mit der heutigen Erfahrung engräumig differenzierter bodennaher Windsysteme vereinbar, noch finden sich zu seiner Rechtfertigung selbst kleinste Anhaltspunkte bei der Auswertung der Paläowind-Indikatoren (s.u.).

Die erheblichen Fortschritte der Lößforschung und Paläoökologie, die zahlreiche neue Erkenntnisse bezüglich der Lößgenese und Lößstratigraphie sowie die beträchtliche Verdichtung detailliert untersuchter Lößprofile beinhalten, haben den Anlaß dazu gegeben, das leidige Problem der Lößwinde erneut aufzugreifen und mit entsprechend verbessertem "Rüstzeug" einer Lösung näher zu bringen: Die vorliegende Veröffentlichung ist als Literaturstudie im Rahmen einer interdisziplinären Forschungsarbeit entstanden. Sie sammelt geologisches Grundlagenwissen über Paläowind-Indikatoren, um die daraus erwachsenden Informationen in die Entwicklung von numerischen Klimamodellen einbringen zu können (vgl. KOTTMEIER & MEYER 1988; MEYER & KOTTMEIER, zum Druck vorgesehen).

Zunächst werden die wichtigsten Paläowind-Indikatoren vorgestellt und die Möglichkeiten bzw. Grenzen ihrer Interpretierbarkeit diskutiert. Daraufhin werden die anhand von Paläowind-Indikatoren gewonnenen, aus einer Zahl von rund 170 Publikationen entnommenen Befunde (s. Schriftenverzeichnis) aufgeführt, erläutert und in einen großräumigeren Zusammenhang gestellt. Der betrachtete Raum reicht in west-östlicher Ausdehnung von den Britischen Inseln bis in die westlichen Teile der Sowjetunion (Baltikum, Ukraine), in

nord-südlicher Richtung vom Rand des fennoskandischen Inlandeises bis in die nördliche Mittelmeerregion.

2. METHODISCHE VORBEMERKUNGEN

Bevor die einzelnen Paläowind-Indikatoren näher behandelt werden, ist es unumgänglich, die bei der Interpretation der Indikatoren auftretenden grundsätzlichen Schwierigkeiten und Unsicherheiten aufzuzeigen, um die Zuverlässigkeit der Interpretationsergebnisse genauer abschätzen zu können. Unsicherheiten liegen zum einen in dem nach wie vor lückenhaften Kenntnisstand hinsichtlich der Entstehung der Indikatoren bzw. Indikatormerkmale; zum anderen ergeben sie sich aus Problemen der chronostratigraphischen Zuordnung.

2.1. Prozeßbedingte Einschränkungen der Interpretierbarkeit von Paläowind-Indikatoren

Alle äolischen Prozesse und die durch sie geschaffenen Formen und Ablagerungen sind Ausdruck eines komplizierten Wirkungsgefüges, das neben den klimatischen Einflußfaktoren (hier vor allem: Wind, Niederschläge, Verdunstung) auch die jeweiligen bodenbedingten (edaphischen), hydrologischen, geomorphologischen und biotischen Verhältnisse als Steuerungsgrößen einbezieht (Korngrößenangebot, Bodenfrost und Bodenwasser, Hangneigung, Exposition, Dichte und Höhe der Vegetationsbedeckung etc.).

Schon allein wegen der Vielfalt dieser Faktoren, ihrer oftmals schwer überschaubaren Wirkungskombination, ihrer möglichen Austauschbarkeit und Saisonalität sind Rückschlüsse auf die atmosphärische Zirkulation vergangener erdgeschichtlicher Perioden mit Hilfe von Paläowind-Indikatoren immer mit Ungenauigkeiten und Möglichkeiten der Fehlinterpretation behaftet (MEYER 1983).

Auch zeichnet sich der Wind selbst durch eine ausgeprägte Variabilität aus: Windrichtung und -stärke wechseln in Abhängigkeit

von Jahreszeit und Witterung sehr kurzfristig. Ferner ist zu berücksichtigen, daß die häufigste Windrichtung (engl. 'prevailing winds') und die geologisch wirksamste Windrichtung (engl. 'dominant winds'), die sich im wesentlichen in den Paläowind-Indikatoren zu erkennen gibt, nicht notwendigerweise übereinstimmen müssen (SCHWARZBACH 1974: 95). Jahreszeitliche Vegetationsunterschiede sowie der Zustand des oberflächennahen Untergrundes (Bodenfeuchte, Bodenfrost) bedingen eine im Jahresgang stark schwankende Verwehungsanfälligkeit, wodurch auch in Zeiten geringer Windstärken ein verhältnismäßig hoher äolischer Massenumsatz auftreten kann. Umgekehrt können starke Winde in tiefgefrorenem Boden wenig ausrichten.

Anhand der Paläowindindikatoren sind solche saisonalen Einflüsse und Bindungen freilich nur selten nachweisbar. Ein Beispiel dafür sind die sog. fluvio-äolischen Sedimente, die in jüngster Zeit von niederländischen Autoren beschrieben worden sind (KOSTER 1988: 75). Derartige Ablagerungen werden aus fluvialen und äolisch in Wechsellagerung gebildeten Schichten aufgebaut. Sie können wahrscheinlich mit dem jahreszeitlichen Wechsel von Überflutung und Trockenfallen der Flußtäler in Verbindung gebracht werden, auf deren kaltzeitlichen Talböden (Talsandterrassen) sie heute gefunden werden.

Ein Beispiel für eine saisonale Bildung stellen vermutlich auch die in den Niederlanden und in Norddeutschland verbreiteten sog. "Älteren Flugdecksande" dar, die als "niveoäolisch" entstanden gedeutet werden. Man nimmt an (und aktualistische Befunde aus Gebieten der Hocharktis und Antarktis legen dies nahe), daß sie offensichtlich während des Hochglazials in den Wintermonaten unter trockenkalten Bedingungen zusammen mit Schnee abgelagert wurden. Der Schnee ist überwiegend sublimiert; geblieben sind eine ausgeprägte Horizontalschichtung und rhythmische Schluffbänderung (vgl. VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971; MEYER 1981; KOSTER 1988; KOSTER & DIJKMANS 1988; vgl. a. SCHWAN 1986).

Ob und wie weit auch bei der hochglazialen Lößablagerung Schneedrift beteiligt gewesen ist und sich im Gefüge des Sediments in irgendeiner Weise darstellt, ist ungeklärt (KOSTER & DIJKMANS 1988: 155).

2.2. Chronostratigraphische Einschränkungen der Interpretierbarkeit von Paläowind-Indikatoren

In der Literatur besteht weitgehende Einigkeit darüber, daß die paläoklimatische Entwicklung innerhalb des Eiszeitalters weltweit zyklisch verlaufen ist (MANIA & STECHEMESSER 1970, ROHDENBURG 1971). Dieser wichtige klimagenetische Sachverhalt einerseits und die vergleichsweise geringe Klimaspezifität der äolischen Abtragungs- und Akkumulationsvorgänge andererseits bedingten in der jüngeren Erdgeschichte (Pleistozän) eine wiederholte Reaktivierung der äolischen Vorgänge in Abhängigkeit von den kaltzeitlichen Klimaschwankungen (vgl. MEYER 1986). Die dabei weiter- bzw. neugebildeten Paläowind-Indikatoren erweisen sich folglich als poly- bzw. heterochron, d.h. sie lassen sich nur in günstigen Fällen bestimmten äolischen Aktivitätsphasen der Kaltzeiten zuordnen.

Das gilt auch für die äolischen Sedimente. Die Mehrzahl der in Kapitel 4 zitierten Befunde betrifft Löß- und Sandlößablagerungen, die stratigraphisch nicht mit völliger Sicherheit eingestuft werden können. Nur ein geringer Teil ist durch die Lagebeziehung zu datierten Paläoböden altersmäßig eindeutig abgesichert. Die weitaus meisten Datierungen gründen auf den mutmaßlichen zeitlichen Einstufungen der jeweiligen Bearbeiter. Sie sind also eher subjektiv aus der Geländekenntnis und unterschiedlichen habituellen Kriterien heraus entwickelt worden (Farbe, Verwitterungsgrad etc.).

Obwohl nach dem heutigen Kenntnisstand der größte Teil der in ungestörter (!) Lagerung befindlichen oberflächennahen Lössen dem Volumen nach dem hochglazialen Kältemaximum (dem hier betrachte-

ten Zeitraum) zugeordnet werden kann (WALTHER & BROSCHE 1982: 125; FINK et al. 1977), sind folglich Fehlinterpretationen, die auf fehlerhaft datierten Sedimenten beruhen, nicht ausgeschlossen.

Insbesondere aus dem süddeutschen Raum sind mächtige Serien präweichselzeitlicher Lössе vielerorts nachgewiesen (z.B. FINK et al. 1977). Auch innerhalb des Weichselglazials ist es bekanntlich mehrfach zur Ablagerung von Lössen gekommen, die recht beachtliche Mächtigkeiten erreichen. Kritisch bleibt aus diesem Grunde besonders die Korrelierbarkeit der Lössе mit den Phasen des eigentlichen Eishochstandes (Hochglazial s.s., Brandenburger und Pommersches Stadium). Es kann weder vorausgesetzt werden, daß die Maximalvorstöße die alleinigen Phasen der Lößsedimentation gewesen sind, noch ist eine Korrelation der Vorstöße mit bestimmten, stratigraphisch klar definierten Lößserien sicher belegt.

Hinzu kommt, daß selbst umgelagerte Lössе mitunter als solche nicht oder nur mit Schwierigkeiten erkannt werden können: Bei einem Teil der auf geologischen Karten dargestellten scheinbar "echten" Lössе handelt es sich um spätglaziale und holozäne Umlagerungen, deren Verbreitungsmuster nicht mehr mit dem der originalen, echten Lössе identisch sein muß (z.B. MÜCHER 1986; BORK & BORK 1987).

Faßt man die aufgezählten Einwände zusammen, so zeigt sich deutlich, daß Fehlinterpretationen im Rahmen dieser Arbeit nicht ausgeschlossen werden können. Es liegt in der Natur von Überblicksaufsätzen, daß der Verfasser auf "Sekundärinformationen" zurückgreifen muß, deren Stichhaltigkeit nur schwer nachgeprüft werden kann. Durch die Berücksichtigung möglichst vieler, durch Beobachtungs- und Analysendaten gut belegter Geländebefunde wird versucht, die Fehlerquote in vertretbaren Grenzen zu halten.

3. PALÄOWIND-INDIKATOREN

3.1. Äolische Sedimente (Löß, Sandlöß)

Löß und Sandlöß sind in Europa in einem sich nach Osten verbreiternden Streifen von der englischen und nordfranzösischen Atlantikküste im Westen bis zum Ural im Osten verbreitet. Ihr Hauptvorkommen wird im Norden durch die Südgrenze der Weichsel-Ver eisung sowie im Süden durch die alpinen Faltengebirge und den Kaukasus gebildet. Lösses und Lößderivate bedecken dementsprechend "etwa ein Fünftel des Territoriums von Europa und stellen damit das am weitesten verbreitete Gestein an der Oberfläche dar" (FINK et al. 1977: 89). Sandlöß kommt den hochglazialen Eisrandlagen am nächsten. Er ist besonders in den Randgebieten des Lößgürtels (sandiger Löß) sowie inselhaft im Bereich des nördlichen europä- ischen Tieflandes anzutreffen.

Die Rekonstruktion der Paläo-Windrichtungen aus Verbreitung und jeweiligen Eigenschaften des Lösses bzw. Sandlösses erfordert eine genaue Abgrenzung der lößtypischen von anderen (äolischen) Sedimenten. Diesbezüglich ist in älteren Arbeiten z.T. von sehr unterschiedlichen Lößdefinitionen ausgegangen worden. Auch heute noch bestehen beträchtliche Unterschiede in der Typisierung, Benennung und genetischen Deutung der Löß- und lößartigen Sedi- mente (FINK et al. 1977: 84).

3.1.1. Begriffsbestimmungen

Typischer Löß ist ein äolisches Sediment mit einem Korngrößenma- ximum von 45 - 60 Gewichtsprozent in der Fraktion 0,02 - 0,06 mm (= "Staub", "Grobschluff", "coarse silt") sowie einem Gehalt von 25 - 30 Gewichtsprozent Ton (Korndurchmesser unter 0,002 mm) und weniger als 15 Gewichtsprozent Sand (Korndurchmesser über 0,06 mm) (FINK et al. 1977; FIEDLER & ALTERMANN 1964; HAASE et al. 1970). Echter, d.h. nicht umgelagerter Löß ist meist schich-

tungslos, karbonathaltig und weist stark ausgeprägtes Kapillargefüge auf.

Sandlöß nimmt eine Mittelstellung zwischen echtem Löß (s.o.) und Flugsand ein. Der Sandanteil (Fraktion 2,0 - 0,06 mm Korndurchmesser) beläuft sich im Sandlöß im Gegensatz zum echten Löß auf mindestens 15 - 20 Gewichtsprozent, der Grobschluffanteil (0,06 - 0,02 mm) auf gleichermaßen mindestens 15 - 20 Gewichtsprozent im Unterschied zum Flugsand. Äolische Sedimente mit weniger als 15 Gewichtsprozent Grobschluffanteil sowie mehr als 15 Gewichtsprozent Sand wären als Flugsande anzusprechen (FIEDLER & ALTERMANN 1964; HAASE et al. 1970; FINK et al. 1977). Sandlöß ist schichtungslos bis gestriemt. Er ist stets gröberporig als Löß. Gelegentlich tritt Karbonatführung auf. Flugsand ist in der Regel deutlich geschichtet und kalkfrei.

3.1.2. Morphodynamische Grundlagen

Die beim Transport und bei der Ablagerung von äolischen Sedimenten ablaufenden physikalisch-kinematischen Vorgänge sind in den Grundzügen seit BAGNOLD (1941) bekannt und inzwischen durch eine Vielzahl experimenteller Labor- und Feldforschungen weiter aufgeklärt worden (z.B. GREELEY & IVERSEN 1985, PYE 1987).

Von den Ergebnissen dieser Untersuchungen ist für die vorliegende Fragestellung folgendes von Wichtigkeit:

Der für die Bildung von Löß maßgebliche Transportzustand ist die Suspension (Schwebezustand). Bei geringen Windgeschwindigkeiten (bis maximal Windstärke 4) werden im allgemeinen nur Körner unter 0,05 mm Durchmesser (Grobschluff und feiner) in Suspension gehalten. Der Transport gröberer Komponenten (Sand- und Feinkiesfraktion) erfolgt durch die sog. Saltation (Springen) im Höhenbereich bis etwa 1 m über der Erdoberfläche sowie durch überwiegend stoßgebundenes Oberflächenkriechen (engl. "creep", "Traktion").

Bei Geschwindigkeiten von über 6 m/sec (ab Windstärke 4, > 25 km/h) können auch Sandkörner vorübergehend in Suspension übergehen (KUKAL 1971). Sie werden dann, sofern sich die Windgeschwindigkeit plötzlich verringert (Hinderniswirkung), zusammen mit Staub abgelagert (= Sandlöß), oder aber sie werden allmählich und nach Korngrößen (Sinkgeschwindigkeit) nacheinander ausgefällt (geseigert), so daß sich in solchen Fällen breite Übergangssäume zwischen Sand auf der einen und Löß auf der anderen Seite bilden können (KUKAL 1971; NEUMEISTER 1965).

Die Transportentfernungen suspendierten Materials sind nach Beobachtungen und Messungen an rezenten Staubstürmen recht unterschiedlich. Die Distanzen reichen als Folge unterschiedlicher Windgeschwindigkeiten und Korngrößen von mehreren tausend Kilometern (engl. "long distance transport") bis zu wenigen Kilometern ("short distance transport").

Die bekanntesten Beispiele für Ferntransport sind: 1. die Verdriftung von Saharastaub durch die Passatströmung westwärts bis weit auf den äquatorialen Atlantik bzw. durch nördliche Höhenströmungen bis nach Mitteleuropa (GOUDIE 1978, mit weiterer Literatur); 2. die Staubstürme auf den Great Plains in Nordamerika, die im Gefolge der großen Trockenperioden der 30er und 50er Jahre beträchtliche Staubmengen in den Osten der Vereinigten Staaten und darüber hinaus in den Atlantik geweht haben ("dust falls"; LUGN 1968). Die Verwehungshöhe betrug dabei bis über 5.000 m.

Die transportierten Korngrößen umfassen bei derartigen Fernverwehungen das Spektrum unter 0,02 mm (Mittelschluff und feiner) (VAN HEUKLON 1977; MORALES 1979). Körner unterhalb dieses Grenzwertes werden selbst durch schwächste Turbulenzen oft wochen- bis monatelang in der Luft gehalten und dadurch über weite Strecken verweht. Größeres Material wird dagegen in nur allenfalls wenigen hundert Metern Höhe transportiert, wodurch es in einem Gürtel von meist wenigen hundert Kilometern Entfernung vom Auswehungsgebiet zur Ausfällung gelangt und dort grobschluffreiche Sedimente bildet. Diese nach verhältnismäßig kurzen Transportstrecken abge-

lagerten Staubdecken enthalten zu etwa 75 Gewichtsprozent Körner der Fraktion 0,05 - 0,02 mm (KUKAL 1971), d.h. sie ähneln den pleistozänen Lößablagerungen auffallend (GOUDIE 1978). Gleichzeitig unterstützen diese Befunde die Auffassung von der regionalen Herkunft des Lösses ("regional": kurze bis mittlere Transportdistanzen; ROHDENBURG & MEYER 1966; SEMMEL 1968; MARUSZCZAK 1969; CHLEBOWSKI & LINDNER 1975; MARUSZCZAK & RACINOWSKI 1976; HANDY 1976; BROSCHE & WALTHER 1977 u.a.m.).

Fazit: 1. Löß und Sandlöß geben als Paläowind-Indikatoren nicht die Richtung der extremen Höhenwinde wieder, sondern lediglich die Verhältnisse in den bodennahen und mittleren Luftschichten. Diese werden, wie noch gezeigt wird, sehr stark durch die Gestaltung der Erdoberfläche beeinflusst. 2. Die aus entfernteren Ursprungsgebieten, z.B. aus dem unmittelbaren Eisvorland, stammende Lößkomponente setzt, anders als bei Nahverwehungen, einen mehrphasigen Transport- und Ablagerungsvorgang voraus, der als Vektorsumme einer unbekanntem Zahl von Einzelbewegungen und -bewegungsrichtungen letztlich das Ergebnis der Addition völlig unterschiedlicher Windströmungen sein kann (z.B. Ost- und Westwinde im Wechsel) (s.dazu auch Kap.4.3.b, "Bördenlöss").

3.1.3. Paläoökologische Grundlagen

Die Ausfällung von suspendiertem Staub (Löß) hängt, wie erwähnt, vom aerodynamischen Verhalten der unteren, erdbodennahen Luftschicht ab (GREELEY & IVERSEN 1985). Die Mächtigkeit dieser Grundsicht (= "atmospheric boundary layer") beträgt im Durchschnitt etwa 1.000 m. Bis etwa zu dieser Höhe wird das Strömungsverhalten der Luft stark von der Rauigkeit der Erdoberfläche beeinflusst (Relief, Vegetation etc.). Eine plötzliche Zunahme der Rauigkeit durch ein Reliefhindernis führt dabei vor dem Hindernis zu einer Geschwindigkeitsminderung und darüber zu einer Beschleunigung. Damit verbunden ist die Entstehung von Turbulenzen. Entsprechend erhöht sich die Erosions- und Trans-

portkraft. Umgekehrt bildet sich im Windschatten durch Abnahme der Windgeschwindigkeit eine potentielle Sedimentfalle (Lee-Wirbel).

Im Einzelfall sind die Strömungsverhältnisse aber stark von der Form des Reliefhindernisses abhängig: Sind die Hänge hinreichend steil, so können sich sowohl im Luv als auch im Lee eigenständige Zirkulationszellen mit gegenläufiger Strömung entwickeln, die dann selbst an den windzugekehrten Seiten (wie die Erfahrungen bei der Anlage von Sand- und Schneefangzäunen unterstreichen) eine Sedimentation ermöglichen.

Inwieweit dasselbe Prinzip auch für die Lößausfällung gilt, läßt sich bislang aus Mangel an quantitativen experimentellen Befunden nicht sicher beantworten. Auch ist unklar, ab welchen Hangneigungsgrenzwerten im Luv wie im Lee gleichermaßen Löß abgelagert wird. Die Verhältnisse in den pleistozänen Lößgebieten sowie einige neuere aktual-geologische Befunde (YAALON & DAN 1974) sprechen jedenfalls für eine bevorzugte Sedimentation im Lee der Bergzüge.

Es ist ferner zu beachten, daß die Reliefbedingungen nicht die einzigen Milieufaktoren darstellen, die die Verbreitung der Lößsedimentation bestimmt haben. Eine wichtige Rolle spielen auch die Dichte und Höhe der Vegetation sowie die Bodenfeuchtigkeit ("Staubfänger", "Staubbinder"). Eines der wenigen aktuellen Beispiele dazu liefern YAALON & DAN (1974) aus den Randgebieten der Negev. Dort findet rezent vor allem auf den tamariskenbewachsenen Talböden der Wadis Staubablagerung statt, während exponierte Flächen ohne Pflanzendecke der Auswehung unterliegen. Dort, wo sich eine geschlossene Vegetationsdecke entwickelt hat, überzieht ein Lößschleier weitgehend unbeeinträchtigt von Relief- und Expositionsunterschieden die Geländeoberflächen.

Fazit: Der Einfluß der spezifischen Standortsituation auf die Verbreitung des Lösses kann wichtiger sein als die Steuerung durch vorherrschende bodennahe Windrichtungen ! Die Kenntnis der

paläoökologischen Bedingungen zur Zeit der pleistozänen Lößbildung und die Analyse ihrer räumlichen Verschiedenheiten sind wichtige Voraussetzungen, um aus der Lößverbreitung zuverlässige Folgerungen auf die Lößwinde ziehen zu können.

Im Gegensatz zu den spärlichen aktualistischen Befunden befaßt sich eine umfangreiche Literatur mit der Einflußnahme der Vegetation auf die pleistozäne Lößakkumulation. Pollenanalysen und Untersuchungen der Lößfauna haben Beweise erbracht, daß die pleistozänen Lösses in einer baumfreien Lößsteppe aus niedrigen, kälte- und trockenheitsresistenten Gräsern und Kräutern abgelagert wurden ("Kältesteppe" i.S.v. FRENZEL 1959, 1960, 1967, 1968; KUKLA 1970; FINK & KUKLA 1977).

Die auffällig scharfe Nordgrenze und die Höhengrenze der heutigen Lößverbreitung werden mit den Verbreitungsgrenzen dieser Steppen in Zusammenhang gebracht: Die Höhengrenze des Lösses entspricht demnach der Grenze zwischen Steppe und solifluktuationsaktiver Frostschutt-Höhenstufe (BÜDEL 1949, 1951). Der nachweisbare Anstieg der Lößobergrenze von Norden nach Süden bzw. von NNW nach SSE scheint diese Auffassung zu bestätigen (Beispiel: 300 m im Weserbergland, 600 m am Nordrand der Alpen, 350 m in Südpolen; vgl. BÜDEL 1949; JERSAK 1976; FINK et al. 1977).

Nicht eindeutig abzutrennen von der genetischen Verknüpfung Löß - Vegetation ist die Bindung der Lößablagerungen an hydrologische Gunststandorte. Dies gilt besonders unter den kalt-ariden bis -semiariden Bedingungen des Weichsel-Hochglazials. In dieser Zeit müssen auch die Lößböden Gunststandorte gewesen sein, da hier vielerorts wasserstauende Schichten (Tone) bis nahe an die Oberfläche reichen und somit Bodenfeuchtigkeiten bedingen, die höher sind als in den nördlich und südlich anschließenden Gebieten des Tief- bzw. Berglandes. Daß der Einfluß der Bodenfeuchte (über die Kohäsion der einzelnen Staubkörner) möglicherweise sogar wichtiger war als der Einfluß der Vegetation, zeigen Befunde aus Polen (CEGLA 1972).

3.1.4. Sedimentmächtigkeit und Windrichtung

Daß Lößdecken mit wachsender Entfernung von ihren Auswehungsgebieten an Mächtigkeit abnehmen, ist durch zahlreiche Lößkartierungen nachgewiesen. Besonders interessant sind in diesem Zusammenhang die Ergebnisse nordamerikanischer Untersuchungen. Diese stützen sich auf Bohrtraversen, die, von den Liefergebieten ausgehend (pleistozäne Flußterrassen des Mississippi und anderer Flüsse), über Längen von oft mehreren Zehnerkilometern und in verschiedenen Richtungen durch die angrenzenden Lößgebiete geführt wurden. Sie geben dementsprechend die Veränderungen in der Lößmächtigkeit wie auch weiterer wichtiger sedimentologischer Kennwerte auf diesen Trassen wieder (Korngrößen-, Schwer- und Tonmineralzusammensetzung, Kalkgehalt). Die ehemalige Windrichtung wurde dann erschlossen: 1. aus der Asymmetrie der Lößmächtigkeiten (und Korngrößenverhältnisse) auf den beiden gegenüberliegenden Flußseiten; 2. aus der Richtung des senkrecht zu den Linien gleicher Lößmächtigkeit verlaufenden Vektors (= Gradient stärkster Lößmächtigkeitsabnahme).

Hinsichtlich der Lößmächtigkeit ergab sich dabei folgende Besonderheit: die Kurve der Mächtigkeitsabnahme verläuft in idealem, ebenem Gelände durchweg nicht kontinuierlich linear, sondern mit entfernungsabhängig abnehmendem Gefälle; m.a.W.: die Mächtigkeitsabnahme vollzieht sich nahe dem Auswehungsgebiet zunächst besonders rasch, mit zunehmender Entfernung dagegen kontinuierlich verlangsamt. Zur Beschreibung dieses Sedimentationsverlaufs wurden mehrere mathematische Modelle entwickelt (KRUMBEIN 1937; SMITH 1942; WAGGONER & BINGHAM 1961; RUHE 1969; FRAZEE et al. 1970).

Dabei zeigte sich, daß das Verhalten der Lößmächtigkeitskurve durch mindestens zwei sedimentationsdynamisch zu begründende Erscheinungen bestimmt wird: 1. durch die Verringerung der Korngrößen mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet (s.Kap. 3.1.5.); 2. durch die beim Transport durch die Luft in gleicher Richtung erfolgende Konzentrationsverdünnung der in Suspension

befindlichen Partikel. Als wichtigstes Ergebnis stellte sich aber heraus, daß wechselnde (!) Windrichtungen dieses Muster nicht grundsätzlich stören, sondern in günstigen Fällen (Wechsel der dominanten Windrichtung mit annähernd flußparallelen Winden) sogar verstärken können (FEHRENBACHER 1973; FRAZEE et al. 1970; HANDY 1976).

Fazit: Die Löbmächtigkeiten hängen nicht primär von einer möglicherweise dominanten Windrichtung ab, sondern sie stehen in erster Linie in Lagebeziehung zum Liefergebiet ("Loess thickness contours should be approximately parallel to the source region regardless of the prevailing wind direction"; zit. n. HANDY 1976: 915).

3.1.5. Korngrößenverhältnisse und Windrichtung

Auch die Korngrößenverhältnisse folgen weitgehend den eben skizzierten Gesetzmäßigkeiten. Mit wachsender Entfernung zum Auswehungsgebiet findet eine Verschiebung des Korngrößenspektrums von der Sand- und Grobschluff- zur Feinschluff- und Tonfraktion statt, d.h. es vollzieht sich im Idealfall ein kontinuierlicher Übergang von talrandnahe Flugsand/Sandlöß bis hin zu typischem Löß in flußferneren Gebieten.

Schon früh haben einzelne Bearbeiter diesen Fazieswechsel mit der vorherrschenden Lößwindrichtung in Beziehung gesetzt (z.B. SWINEFORD & FRYE 1951; SCHÖNHALS 1953). Allerdings sind dabei die gleichen Vorbehalte, wie sie bereits bei der Löbmächtigkeit erwähnt wurden, zu berücksichtigen: Da die Kornverfeinerung sich primär als Funktion der Transportentfernung darstellt, ist sie kein beweiskräftiger Indikator für die bei der Sedimentation vorherrschende Windrichtung. Außerdem ist bei der Korngrößenanalyse geringmächtiger Löss die Tonfraktion nur bedingt aussagekräftig, da sie sekundär, d.h. durch Verwitterung, angereichert sein kann (RUTLEDGE et al. 1975).

Zuverlässiger ist bei der Verwendung der Korngrößen als Paläowind-Indikator dagegen folgende Eigenschaft der Lößdecken: SCHÖNHALS (1953) stellte fest, daß Talrandlöße auf den windabgewandten Flußseiten durchweg sandiger sind als auf den windzugewandten Seiten. Oft sind derartige Löße sogar auf den windabgewandten Seiten ganz durch Flugsand oder Sandlöß ersetzt. Sandlieferant war die im Hochglazial zeitweilig trockenengefallene Niederterrasse.

In vielen Gebieten ist die Sandkomponente dabei in Form von Sandbändern eingeschaltet, die an Mächtigkeit und Zahl mit wachsender Entfernung von den Talrändern abnehmen (Unterscheidung von Flugsand-, Bänder-, Übergangs- und Normalfazies; SCHÖNHALS 1953: 21).

3.1.6. Mineralbestand und Windrichtung

Im allgemeinen vollzieht sich beim Transport durch den Wind eine Auslese der Minerale nach Dichte und Korngröße, so daß in unterschiedlichem Abstand von ein und demselben Auswehungsgebiet genommene Lößproben in der Mineralzusammensetzung nicht unbedingt gleich sein müssen. Schwerminerale konzentrieren sich wegen ihres höheren spezifischen Gewichtes vor allem auf die Nachbarschaft der Auswehungsgebiete (zumeist nur wenige Kilometer Entfernung), während Leichtminerale wegen ihres geringeren spezifischen Gewichtes in der Regel über weite Entfernungen streuen. Zusätzlich findet natürlich auch innerhalb der beiden Gruppen eine Dichtesortierung statt.

Insgesamt erleichtert dieser Seigerungsprozess zwar die Herkunftsbestimmung des Sediments, zumal sich bei genügender Probenichte ein den übrigen Kennwerten (Lößmächtigkeit, Korngrößen) gleichgerichteter, distanzabhängiger Trend abzeichnet; andererseits gilt aber auch hier, daß dieser Trend nicht unmittelbar von der dominanten Windrichtung abhängt. Schließlich ist zu beachten, daß das an einem Ort abgelagerte Gemisch aus Leicht- und Schwer-

mineralen unterschiedliche Herkunftsgebiete haben kann (NEUMEISTER 1965).

Nähere methodische Hinweise sowie Beispiele für Anwendungsmöglichkeiten sind publiziert bei: MARUSZCZAK & RACINOWSKI 1968, 1976; CHLEBOWSKI & LINDNER 1975; BOROWIEC, MARUSZCZAK & RACINOWSKI 1977; HUY 1984; Tonminerale: GLASS et al. 1968.

Auch die Kalkgehalte im Löß werden zur Bestimmung der Lößwinde herangezogen. Vornehmlich sind allerdings die unterschiedlichen Kalkgehalte im Löß (z.B. in der Magdeburger Börde Schwankungen zwischen 6 und 23 %) oft weniger auf die Lagebeziehung zu bestimmten Herkunftsgebieten (Windrichtung) als auf die Abhängigkeit des Kalkgehaltes von der Korngrößenzusammensetzung im Löß sowie auf die Abhängigkeit von den lokalen hydrologischen Bedingungen zurückzuführen (z.B. NEUMEISTER 1966).

3.1.7. Sedimentgefüge und Windrichtung

Ähnlich wie im Flugsand treten mitunter auch im Löß, der im Gegensatz hierzu normalerweise schichtunglos ist, Merkmale im Sedimentgefüge auf, die anhand ihrer Richtungsgebundenheit auf die ehemaligen Lößwinde schließen lassen. Von Wichtigkeit sind folgende Merkmale: 1. die Längsachsenorientierung der den Löß aufbauenden Schluffkörner parallel zur synsedimentär dominanten Windrichtung; 2. das Einfallen der Kornlängsachsen gegen den Wind (MATALUCCI et al. 1969).

Problematisch bei Anwendung von Lößgefügeanalysen sind der hohe apparative Aufwand (Mikrofotos, Dünnschliffe) sowie die wegen der statistischen Zuverlässigkeit erforderliche große Zahl von Probenahmen. Darüber hinaus ist bei sekundären Strukturveränderungen (Lößderivate) die Gefahr von Fehldeutungen sehr groß.

3.1.8. Lößrelief und Windrichtung

Unter bestimmten Voraussetzungen kommen äolische Formen nicht nur in Flugsand sondern auch in Lößablagerungen vor. Solche Voraussetzungen sind: 1. eine bestimmte Mindestmächtigkeit der Lößsedimente (günstig in Größenordnungen von einigen Dekametern); 2. ein möglichst weiträumiges Lößareal (im Gegensatz beispielsweise zu den kleingekammerten Lößgebieten Südniedersachsens, Hessens oder Süddeutschlands); 3. ein flaches und wenig gegliedertes Relief; 4. ein kontinental getöntes Klima (schränkt die postsedimentäre Abtragung/Umgestaltung der Formen durch aquatische oder gelisolifluidale Prozesse ein); 5. ein weitgehend stabiles Windsystem zur Zeit der Ablagerung (vgl. z.B. MARUSZCZAK 1965; ROZYCKI 1968; FEDOROVICH 1972; KES' 1972).

Am besten eignen sich als Paläowind-Indikatoren die sog. "Gredas" (bulg.). Es handelt sich dabei um rückenartige Vollformen aus sandigem Löß, die sich, ähnlich wie Längsdünen, parallel zu den sie aufbauenden Winden erstrecken. Allerdings sind sie viel größer dimensioniert: Längen zwischen 5 und 20 km (selten über 40 km), Breiten zwischen 300 und 1.200 m, Höhen zwischen 20 und 40 m sowie Hangneigungen um durchschnittlich 4 - 5 Grad sind die Regel. Bei einem Sondertyp dieser Formen sind parabelähnliche Luv(?) - Seiten entwickelt ("parabolic gredas"; ROZYCKI 1968).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Gredas liegt in den weiten, zum großen Teil steppenhaften Tal- und Beckenlandschaften Ost- und Südosteuropas (z.B. Ungarisches Becken, Nordbulgarien, Dobrudscha, Bessarabien, Moldau, südl. Ukraine).

Kartierungen und Beschreibungen des Lößreliefs liegen vor aus: Ungarn, der Tschechoslowakei, Bulgarien, Polen und der Sowjetunion (Literaturzitate: KES' 1972).

3.1.9. Klimabedingte fazielle Differenzierung und Windrichtung

Abschließend ist die großräumige fazielle Differenzierung der Lößdecken als (mittelbarer) Indikator der Lößwinde aufzuführen. Die Auswertung einer großen Zahl von Lößprofilen in Europa hat deutlich gemacht, daß die Lößdecken von Osten und Südosten nach Westen bzw. Nordwesten nicht nur an Mächtigkeit abnehmen, sondern in derselben Richtung als Folge zunehmender Maritimität (= zunehmenden Einflusses feuchter ozeanischer Luftmassen, = Westwinde) gleichfalls einen großräumigen Fazieswechsel durchmachen: Die monotone Lößabfolge im kontinentalen Niederösterreich und noch weiter östlich erfährt nach Westen hin, in Süddeutschland, unter ozeanischerem Klimaeinfluß, eine zunehmende Differenzierung durch Paläoböden. Erst ab etwa den Rheinlanden verringert sich deren Zahl dann wieder zugunsten von Verschwemmungssedimenten und Gelisolifluktuionsdecken "und zwar nicht, weil sie nicht zur Ausbildung kommen konnten, sondern weil sie bei nachfolgenden Verlagerungen, mit zunehmender Intensität nach Nordwesten hin, zerstört wurden." (zit. n. BRUNNACKER & HAHN 1978: 42). Diese Zerstörung war an das feuchtere, Gelisolifluktion und aquatische Abtragung fördernde Klima im Nordwesten gebunden. Sie weist ebenso wie die Verbreitung und fazielle Differenzierung der Paläoböden darauf hin, daß Westwinde mit ihren feuchten Luftmassen die klimatischen Rahmenbedingungen möglicherweise auch zur Zeit der Lößbildung nicht unerheblich mitgeprägt haben (s.a. Kap.4.).

Auch regional ist durch den Vergleich von Standardprofilen mittels sedimentologischer und bodentypologischer Unterscheidungskriterien eine Differenzierung in paläoklimatisch-hydrologische Teilgebiete und damit indirekt auf ehemals vorherrschende Windrichtungen möglich: z.B. Unterscheidung von Trocken-, Halbtrocken- und Feuchtfazies im thüringisch-sächsischen Lößgebiet (HAASE 1963, 1975; HAASE et al. 1965; näheres s. Kap. 4.3.c.)

3.2. Vulkanisch-äolische Sedimente und Windrichtung

Die Abhängigkeit der Verbreitung und Mächtigkeit vulkanischer Ascheablagerungen von den während des Auswurfs wirksamen Winden ist mit zahlreichen Beispielen aus aktiven Vulkangebieten belegbar und durch die Datierungsmethode der Tephrochronologie nutzbar gemacht.

In der Regel lassen sich für die Ascheablagerungen mit Hilfe von petrochemischen Analysen eindeutige Herkunfts-(Windrichtungs-) Bestimmungen vornehmen. Zu bedenken ist dabei freilich, daß Aschenfälle kurzfristige Ereignisse darstellen, die von willkürlichen Windrichtungen hervorgerufen sein können. Das beeinträchtigt in hohem Maße ihre Zuverlässigkeit als Paläowind-Indikatoren. Die historischen Hekla-Eruptionen auf Island, deren Aschefahnen in sämtliche Himmelsrichtungen streuen, sind dafür ein gutes Beispiel (SCHWARZBACH 1974).

Vorteilhaft ist die verhältnismäßig einfache stratigraphische Zuordnung der Aschelagen: z.B. hochglazialer "Eltviller Tuff", vormals "Kärlicher Tuff" (vgl. SCHÖNHALS 1959; BIBUS & SEMMEL 1977; MEIJIS et al. 1983).

3.3. Erscheinungen der Korrasion (Windschliff) und Windrichtung

Zu den hier zu erörternden Erscheinungen der Korrasion gehören die unter Flugsand, aber auch unter Löß und Sandlöß, häufig in Verbindung mit der Steinsohle vorkommenden Windkanter. Hinzu kommen Windschliffe in anstehendem Festgestein (TIETZE 1914, zit. n. SCHWARZBACH 1974; CAILLEUX 1942; POSER 1951; JUX 1956; MATSSON 1958; JOHNSON 1960; WILLIAMS 1975).

Korrasionsformen sind als Paläowind-Indikatoren aus folgenden Gründen von zweifelhaftem Wert: 1. Die früher verbreitete Auffassung, daß die am Gestein vorhandene Schliffflächenzahl in

enger Beziehung zu den vorherrschenden Windrichtungen steht, daß also jede Schliifffläche einer Hauptwindrichtung entsprechen würde, steht im Widerspruch zur großen Formenvielfalt der Windschliffe (DÜCKER 1934). Nach neueren Erkenntnissen sind die Schliiffflächen vornehmlich an die ursprüngliche Gestalt und Struktur der Rohformen angelehnt (BRAMER 1957/58). 2. Windkanter sind über längere Zeiträume nicht lagestabil. Sie sind selbst in horizontaler Lage anfällig gegenüber Bewegungseinflüssen verschiedenster Art (Frosthebung, Kryoturbation, Abspülung, Bioturbation u.a.). 3. Windschliffe dokumentieren ausschließlich die stark von lokalen Faktoren abhängigen Bodenwinde und nicht die vorherrschende Windrichtung der höheren Luftschichten. 4. Windschliffe tragen keinerlei stratigraphisch verwendbare Merkmale. Abgesehen davon, daß sie nur in vegetationsarmem Gelände entstehen können (Kältewüste, offene Tundra) und damit ein hoch- oder spätglaziales Alter wahrscheinlich machen, lassen sie sich im allgemeinen nicht oder nur sehr vage datieren: Die Ausprägung von Windschliffen ist ein heterochroner und multizyklischer Vorgang (MEYER 1986).

Als für die Windrichtungsbestimmung geeignet haben sich demgegenüber folgende Merkmale erwiesen: 1. die auf windgeschliffenen Steinen häufigen Fazetten, Narben und Windfurchen. Die beiden ersteren sind im statistischen Mittel, d.h. bei Berücksichtigung einer großen Zahl von Einzelexemplaren, der vorherrschenden Windrichtung zugewandt; dagegen treten Windfurchen nie frontal auf, sondern bleiben auf die Top-Bereiche beschränkt (GREELEY & IVERSEN 1985). 2. Der Windkanteranteil von Steinsohlen steht in Abhängigkeit von der Hangexposition. Luvhänge sind reicher an Windkantern als Leehänge (VIERHUFF 1967; WEISSE 1973).

3.4. Paläoozeanographische Indikatoren und Windrichtung

Indirekte Rückschlüsse auf ehemalige Windrichtungen ermöglicht die Analyse von Tiefseebohrkernen. Diese geben durch ihre sedi-

mentologische und mikrofaunistische Schichtendifferenzierung Aufschluß über frühere Strömungsverhältnisse. Die Meeresströmungen werden dabei als überwiegend durch die atmosphärische Zirkulation induziert und gesteuert angenommen. Jüngere Untersuchungen über die eiszeitlichen Strömungsverhältnisse im Nordatlantik anhand von Tiefseebohrkernen liegen vor von: McINTYRE 1974; RUDDIMAN & GLOVER 1974; KELLOGG 1980.

3.5. Paläoschneegrenzen und Windrichtung

Da die Höhenlage von Schneegrenzen nicht nur von thermischen sondern auch und vor allem von hygri-schen und äolischen Faktoren abhängt, läßt sie sich ebenfalls, wenngleich nur sehr ungenau, als Paläowind-Indikator verwenden. Dies setzt voraus, daß ihr Verlauf durch die Position von Paläoschneegrenz-Indikatoren bekannt ist (Kare, Endmoränen; RAPP 1982). Generell gilt, daß die Schneegrenze im Luv schneebringender Winde niedriger liegt als in deren Windschatten (WILLIAMS 1975; BÜDEL 1949).

4. DIE GEOLOGISCH-PALÄOOGEOGRAPHISCHEN BEFUNDE (vgl. Abb. 1 u. 2)

Ausgehend von den Befunden der Paläowind-Indikatoren wird im folgenden der gegenwärtige Stand der Paläowindforschung in den einzelnen klimatisch-orographischen Teilregionen Europas dargestellt. Die Zahl der aufgeführten Veröffentlichungen erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie erfaßt aber wohl die wichtigsten der zu diesem Thema erschienenen Arbeiten.

4.1. Britische Inseln

Paläowind-Indikator: Löß

Ableitbare Windrichtungen: W bis NNW (Südwestengland,
Kanalinseln)
E bis NE (Süd- und Südost-
england)

Autoren: CATT 1977, 1979; CATT et al. 1974; CATT & STAINES 1982; EDEN 1980; KLUTE 1949; LILL & SMALLEY 1978.

Befunde:

a) Südwestengland, Kanalinseln:

Geringmächtige Lößdecken treten in beiden Gebieten vor allem auf ostexponierten Hängen auf. Sie weisen in Cornwall und auf den Scilly-Inseln auf Winde aus NNW-licher Richtung (CATT & STAINES 1982), auf den Kanalinseln Jersey und Guernsey auf Westwinde (KLUTE 1949). Die Lössе in Cornwall unterscheiden sich nach Korngröße und Mineralkomposition von den Lößablagerungen in Südengland. Mineralogische Vergleiche mit den Sanderablagerungen auf dem Boden der Irischen See, die als mögliche Liefergebiete angesehen werden könnten, stehen noch aus (CATT & STAINES 1982).

b) Süd- und Südostengland:

Die Lössе dieses Gebietes ähneln in der mineralogischen Zusammensetzung den hochweichselglazialen Sanderablagerungen auf dem Boden des Nordseebeckens (EDEN 1980). Außerdem nimmt die durchschnittliche Korngröße in westlicher Richtung ab (CATT 1979, 1979; LILL & SMALLEY 1978). Beide Befunde lassen auf Ostwinde schließen.

Anmerkung: Die Lössе dieser Region sind geringmächtig und aufgrund ozeanischer Klimabedingungen zumeist durch aquatische und gelisolifluidale Prozesse stark überformt. Die stratigraphische Stellung ist zum großen Teil nicht eindeutig (CATT 1977; EDEN 1980).

4.2. Nordfrankreich, Belgien, Südniederlande

Paläowind-Indikator: Löß

Ableitbare Windrichtungen: NW bis W

Autoren: BÜDEL 1949; EDELMAN & MAARLEVELD 1958; JAMAGNE et al. 1981; LAUTRIDOU 1968, 1982; LAUTRIDOU & SOMMÉ 1976, SCHELLING 1953; VINK 1949.

Befunde:

a) Nordfrankreich:

Das Gebiet umfaßt die ausgedehnten Lößdecken der Bretagne und Normandie, des Pariser Beckens, der Picardie und der Champagne. Der Mineralbestand der Lösses spricht für eine Herkunft aus dem Bereich des im Hochglazial trockenengefallenen Ärmelkanals. Ihre Mächtigkeit nimmt in östlicher Richtung ab; ihre Korngrößen werden in gleicher Richtung feiner (JAMAGNE et al. 1981; LAUTRIDOU 1968, 1982; kritische Anmerkungen zur Methode s. Kap. 3.1.4. u. 3.1.5.).

b) Belgien, Südniederlande:

In Belgien bedeckt hochglazialer Löß vor allem das nördliche Vorland der Ardennen bis an die Maas, die eine relativ scharfe natürliche Südgrenze der Lößverbreitung bildet. Auch der südniederländische Löß ist als Ausläufer dieses Lößgürtels anzusehen. Ein isoliertes Lößvorkommen liegt überdies im Bereich des Veluwe-Stauchendmoränenzuges nördlich von Arnheim.

Als Kriterien für ehemals (nord)westliche Winde dienen Verbreitungs- und Faziesmerkmale. VINK (1949) und SCHELLING (1953) nahmen eine Ablagerung des Veluwe-Lösses durch Nordwest-Winde an, da der Löß vor allem (süd)ost-exponierte Hänge bedeckt und weil "einige Täler, besonders die von Nordwesten nach Südosten verlaufenden ziemlich breiten ... keinen Löß, wohl aber Flugdecksand" enthalten (zit. n. EDELMAN & MAARLEVELD 1958: 670). Als weiterer Beleg für (nord)westliche Winde wird die auffällige äolische Faziesabfolge auf dem Ostufer der Maas genannt, die von Flugdecksand (ufernah) bis zu typischem Löß (in Flußferne) kontinuierliche Übergänge zeigen (vgl. EDELMAN & MAARLEVELD 1958).

Anmerkung: In Belgien und in den Niederlanden wären neue, mit modernen Methoden gewonnene Paläowindbefunde wünschenswert, zumal in beiden Ländern sowohl die chronostratigraphische Stellung als auch die räumliche Faziesverknüpfung der äolischen Sedimente durch eine Reihe von Spezialarbeiten besonders gut gesichert ist (vgl. PAEPE & SOMMÉ 1970).

4.3. Norddeutschland

Paläowind-Indikatoren: Löß, Sandlöß, Windschliffe

Ableitbare Windrichtungen: W bis NW (SW), E

Autoren: ALTERMANN 1968; BERNHARDT 1966; BREDDIN 1925; BRÜNING 1959; DAMMER 1941; DEWERS 1932; EISSMANN 1975; FIEDLER & ALTERMANN 1964; GRAHMANN 1932; HAASE 1961, 1975; HAASE et al. 1970; HESEMANN 1975; JUX 1956; KELLER 1953; LANG 1974; LEMBEKE et al. 1970; MAUDREI 1968; MERKT 1968; MÜLLER 1954, 1959; NEUMEISTER 1966, 1971; RAU 1965; SCHMIDT 1965, 1972; SERAPHIM 1985; STEINMÜLLER 1962; VIERHUFF 1967; VINKEN 1971; WORTMANN 1942.

Befunde:

a) Lößgebiete am Niederrhein und am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges

Über das Lößgebiet am Niederrhein liegen seit BREDDIN (1925) detaillierte Untersuchungen vor, die aus der faziellen Verknüpfung von Löß, sandigem Löß und Flugsand am Ostrand der Rhein-Niederterrasse auf ehemals dominante Westwinde schließen lassen (vgl. a. JUX 1956). JUX stellte darüber hinaus anhand von Schwermineralanalysen sowie mit Hilfe von (stratigraphisch mehrdeutigen) Windschliffformen ebenfalls Westwinde fest.

MÜLLER (1959) unterschied anhand von mineralogisch-petrographischen Kriterien und Verbreitungsmerkmalen in Nordrhein-Westfalen vier Lößprovinzen: 1. das linksrheinische Lößgebiet; 2. das Gebiet östlich der Niederterrasse des Rheins; 3. das Bördenvorland des Rheinischen Schiefergebirges am Südrand des Münsterlandes; 4. das Weserbergland. In allen genannten Provinzen machen die Untersuchungsbefunde Westwinde wahrscheinlich.

Im linksrheinischen Lößgebiet stammt der Löß in erster Linie aus der Niederterrasse der Maas (in geringerem Umfang allerdings auch aus der Niederterrasse des Rheins!). Dementsprechend wird die Körnung von Westen bzw. Nordwesten nach Osten und Südosten feiner. Ähnliche Verhältnisse ergeben sich für die Lößprovinz östlich des Rheins am Rande des Bergischen Landes (vgl. JUX 1956, s.o.), deren Lössе sich von der Nordabdachung des Siebengebirges bei Bonn bis ins Ruhrgebiet erstrecken und dabei nach Osten allmählich bindiger werden. Der Löß am Südrand des Münsterlandes hat sein Herkunftsgebiet nach MÜLLER (1959) in der Niederterrasse des unteren Niederrheins und im Münsterland. Westwinde folgern auch HESEMANN (1975) für die Leelössе der östlichen Baumberge bei Münster und bei Recklinghausen sowie SIEBERTZ (1988a,b) für den Niederrheinischen Höhenzug bei Kleve.

b) Lößgebiete des niedersächsisch-westfälischen Berglandes und der niedersächsischen Lößbörden

In diesem Raum gestaltet sich die Rekonstruktion der ehemaligen Windverhältnisse schwieriger als in "a". Der Grund: Die Verbreitung der hier abgelagerten Lössse ist stark von den jeweiligen orographischen Bedingungen abhängig (Lokalwinde). Sie ist gekennzeichnet durch bevorzugte Lößablagerung in den Tälern und Senken, bei gleichzeitiger Abnahme der Lößmächtigkeit mit zunehmender Höhe und Hangneigung. Dabei sind die Lössse in hangigen Lagen meist durch Gelisolifluktion und Abspülung sekundär umgelagert worden! Die stratigraphische Stellung ist vielfach nicht gesichert.

Im Gebiet des nordwestlichen Teutoburger Waldes (Schafberg bei Ibbenbüren) schloß KELLER (1953) auf der Grundlage von Korngrößenanalysen in den dortigen Löß- und Sandlößdecken auf die Hauptwindrichtung Südwest. Für Westwinde im weiteren Sinne sprechen von WORTMANN (1942) veröffentlichte Befunde, nach denen die Mächtigkeit der Lößablagerungen auf Nordost- und Osthängen von Berg Rücken am größten ist (Beispiele: Deister, Hildesheimer Wald, Salzgitter Höhenzug, Harz; s.a. VINKEN 1971). Ähnliche Verhältnisse finden sich auf der Ostabdachung der Dransfelder Hochfläche am Westrand des Leinetalgrabens (BRUNOTTE 1986).

Wichtig ist die Anmerkung von SERAPHIM (1985) bezüglich der Lage der westfälisch-niedersächsischen Bördenzone am Rande des nördlichen Weser- und Leineberglandes zum Lößwind. Verweisend auf die nördlich bzw. nordöstlich gelegenen großen Ausblasungsgebiete der Geest hält der genannte Verfasser Winde aus nördlichen bis nordöstlichen Richtungen für die Hauptlößbringer. "Der Lößstaub wäre also ... in einer Art Stauzone des Windes vor dem Gebirge abgesetzt worden" (zit. n. SERAPHIM 1985: 16). Für diese Auffassung spricht neben der Lagebeziehung zum möglichen Liefergebiet vor allem "die Seigerung des Staubes in Sandlöß, der bereits früher ausfiel, und typischen Löß, der sich erst in der Zone der stärksten Stauwirkung niederschlug" (zit. n. SERAPHIM 1985: 16). Wie man sich die Nordkomponente ursächlich vorzustellen hat, ob ganzjährig oder saisonal auftretend, steht zur Diskussion (vgl. Kap. 3.1.2.).

Andererseits sind auch (seltener) Anzeichen für Ostwinde belegt. Nach MERKT (1968: 110) sind "von mehreren Stellen im niedersächsischen Bergland ... Streifen von Sandlöß (statt Löß, der Verf.) am westlichen Talrand der Flüsse bekannt geworden (z.B. Rhumetal)".

c) Lößgebiete der Magdeburger Börde, des thüringisch-sächsischen Berg- und Hügellandes und der Leipziger Bucht

In diesen Gebieten sind sowohl Hinweise auf Westwinde, als auch - in geringerem Umfang - auf Ostwinde vorhanden. Hinzu kommt die Möglichkeit einer Nord- bzw. Nordostwindkomponente (vgl. SERAPHIM 1985; s.o.).

Als Argument für Ostwinde werden sandgebänderte Lössе aufgeführt, welche die westlichen Randbereiche der größeren, Nord-Süd verlaufenden Täler begleiten und weiter westlich in "normale" Lössе übergehen (z.B. BRÜNING 1959)(s. dazu Kap. 3.1.5.).

Als Argumente für westliche bzw. nordwestliche Winde werden genannt: 1. die bevorzugte Lösssedimentation auf nordost- bis ostexponierten Hängen (HAASE et al. 1970, mit weiterer Literatur; STEINMÜLLER 1962); 2. die im allgemeinen größeren Lössmächtigkeiten in den Becken- und Tallagen östlich von höheren Bergzügen (Beispiele: das zentrale Thüringer Becken, die Mansfelder Mulde, das untere Unstruttal, der Ostrand des Mittelsächsischen Hügellandes, das Oberlausitzer Gefilde um Bautzen, das Görlitzer und Berzdorfer Becken ;vgl. HAASE 1975); 3. das Zurückspringen der nördlichen Lößgrenze auf der Ostseite großer Nord-Süd verlaufender Talungen nach Süden zugunsten der Verbreitung von Flugsand und Sandlöß (HAASE 1975); 4. der Faziesübergang von Treibsand (= Flugsand) über Sandlöß in Löß an den Ostseiten dieser Täler (SCHMIDT 1966); 5. die räumlichen Veränderungen im Karbonatgehalt der Lössе, der in der Regel östlich von karbonatführenden Gesteinen und Ablagerungen besonders hoch ist und von West nach Ost abnimmt (NEUMEISTER 1966); 6. die klimafazielle Gliederung der Lößgebiete. Auf sie bezieht sich folgendes Zitat: "Nach allen Beobachtungen war die regionale klimatische Differenzierung während der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten der gegenwärtigen sehr ähnlich. Allein die Schwerpunkte der Trockengebiete waren offenbar - vermutlich unter dem Einfluß einer stärker ausgebildeten Nordwest-Komponente während der Glaziale gegenüber den heute herrschenden West- und Südwestwinden - mehr zum südöstlichen Harzvorland und zum westlichen Teil des Thüringer Beckens hin verschoben." (zit. n. HAASE et al. 1970: 105) (s.a. Kap.3.1.9.)

Detailuntersuchungen mit dem Resultat westlicher Windrichtungen liegen im einzelnen für folgende Gebiete vor: für das Thüringer Becken (RAU 1965), für das thüringisch-sächsische Berg- und Hügelland (STEINMÜLLER 1962, BERNHARDT 1966), für die Umgebung von Leipzig (mit starker nördlicher Windkomponente; NEUMEISTER 1966, 1971), für das Nordwestlausitzer Berg- und Hügelland (HAASE 1961) sowie für den Bereich der Großenhainer Pflege und der Westlausitzer Platte (SCHMIDT 1966, 1972).

d) Sandlößgebiete des Norddeutschen Tieflandes

Sandlössе treten im Norddeutschen Tiefland inselhaft innerhalb der Moränenlandschaften aber auch gürtelartig im Übergangsbereich zwischen Löß- und Flugsandfazies auf (Verbreitungskarten s. FIEDLER & ALTERMANN 1964; VIERHUFF 1967). Da die Ablagerung der Sandlössе örtlich bis in das Spätglazial hineinreicht (LEMBKE et al. 1970; LANG 1974; VIERHUFF 1967), lassen sie sich als Indikatoren der hochglazialen Windverhältnisse nur unter Vorbehalt verwenden. Es kommt außerdem hinzu, daß sich die von ihnen abgeleiteten Windrichtungen je nach Region und Bearbeiter stark unterscheiden, wobei sich eine westliche Sandlößregion westlich der Weser mit Dominanz westlicher Winde (Sandlößareale bei Bersen-

brück, Damme, Goldenstedt und Syke; vgl. DEWERS 1932, VIERHUFF 1967) und eine östliche mit zunehmendem Anteil nördlicher bis nordöstlicher Windrichtungen anzudeuten scheinen. Zu den letztgenannten gehören insbesondere die Sandlössе in der Altmark und im Fläming (ALTERMANN 1968; MAUDREI 1968). Eine Zwischenstellung nehmen die Sandlössе der Lüneburger Heide ein, wo neben eindeutigen Westwindbelegen (VIERHUFF 1967) auch die Möglichkeit von Ostwinden (Wittingen-Hankensbütteler Sandlößgebiet, LANG 1974) und Nordwinden diskutiert wird (Blatt Bergen der GK 25, H.D.LANG, frdl.mündl.Mitt.). Zu bedenken ist dabei stets die unklare stratigraphische Stellung !

Als Argumente für Nord-, Nordost- und Ostwinde werden gebracht: 1. die "Lee"-Lage der mächtigsten und schluffreichsten Sandlößdecken westlich bzw. süd(west)lich von höher aufragenden Endmoränen: Altmark, Fläming; 2. die Lagebeziehung zu den großen (nördlich gelegenen) Urstromtälern (Ausblasungsgebiete): Sandlössе der östlichen Mark Brandenburg (DAMMER 1941); 3. die Bindung an die schluffreichen Grundmoränen vor dem Außenrand des Warthe-Vereinsgebietes (Wittingen-Hankensbütteler Sandlöß; LANG 1974).

Als Argumente für Westwinde werden genannt: 1. die Anlehnung der Sandlößvorkommen an ostexponierte Berghänge (DEWERS 1932; WORTMANN 1942; Beispiele: Sandlössе bei Bersenbrück, Damme und Bergen-Hermannsburg; VIERHUFF 1967); 2. die bevorzugt west-östliche bis nordwest-südöstliche Ausrichtung der Sandlößgebiete (Beispiele: Goldenstedt-Syker-Sandlößgebiet, Sandlößgebiet bei Bevensen; VIERHUFF 1967); 3. die sandigere Fazies am Westrand vieler Sandlößgebiete (VIERHUFF 1967).

4.4. Süddeutschland und Nordschweiz

Paläowind-Indikator: Löß

Ableitbare Windrichtungen: W bis SW; S (Oberrheingraben)

Autoren: BAYERISCHES GEOL.LANDESAMT, Hrsg., 1964; BRUNNACKER 1959; BURACZYNSKI 1971; CRAMER 1964; DIEHL 1926; DIEZ 1973; EHRENBERG et al. 1968; EMMERT 1968; FRANK 1965; GEIB 1973; GEOL. LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG, Hrsg., 1959a,b, 1977; GOUDA 1962; HOFFMANN 1967; HOFMANN 1973; HORN 1971; KEGEL 1976; KLUTE 1949; KOSCHEL 1970; MICHELS 1930; MICHELS & ZÖLLER 1930; OSCHMANN 1958; SONNE 1972; THÜNE & STÖHR 1980; WILD 1968; WOLDSTEDT 1958.

Befunde:

In Süddeutschland lassen sich mehrere große Lößgebiete ausgliedern, nämlich an den Rändern des Oberrheingrabens, im Neckar-Becken (Raum Stuttgart), im Bereich des mainfränkischen Muschelkalks (Raum Würzburg) sowie in Südbayern von der Donau bis zum Nordrand der jeweiligen Vorlandsvergletscherung. Auf die zum Teil

schwierige stratigraphische Zuordnung wegen des Vorkommens mächtiger prähochweichselzeitlicher Löss wurde bereits hingewiesen (Kap. 2.2.)

Als dominante Lößwindrichtung wird von den meisten Bearbeitern West bzw. Südwest angegeben, wobei im Rheintal offensichtlich eine stärkere Südkomponente zum Tragen kommt. Als Argumente für West- bzw. Südwestwinde werden genannt: 1. die bevorzugte Anlehnung der Lößvorkommen an nordost- und ostexponierte Hänge (BAYERISCHES GEOL. LANDESAMT, Hrsg., 1964; BRUNNACKER 1959; CRAMER 1964; DIEHL 1926; DIEZ 1973; EHRENBERG 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); 2. die Kornverfeinerung der äolischen Ablagerungen vom Rhein in Richtung Schwarzwald (WOLDSTEDT 1958; vgl. dazu Kap. 3.1.5.); 3. die Abnahme der Lößmächtigkeit von Westen nach Osten im Gebiet der Nordschweiz (GOUDA 1962; vgl. dazu Kap. 3.1.4.).

Demgegenüber stehen folgende Argumente für (Nord-)Ostwinde: 1. die stärkere Lößakkumulation westlich statt östlich des Rheins (BURACZYNSKI 1971; THÜNE & STÖHR 1980); 2. die Abnahme der Korngrößen der äolischen Sedimente westlich des Rheins von Ost nach West bzw. Nordost nach Südwest (THÜNE & STÖHR 1980; vgl. dazu Kap. 3.1.5.).

Anmerkungen: Beide zugunsten von (Nord-)Ostwinden aufgeführten Argumente sind bei kritischer Beurteilung nicht stichhaltig. Die stärkere Lößakkumulation westlich des Rheins im Oberrheingraben könnte mit gleicher Berechtigung als Resultat von Westwinden gesehen werden (Lee-Löß im Windschatten des westlichen Grabenrandes). Die Verfeinerung der Korngrößen mit zunehmender Entfernung westlich des Rheins ist nicht in erster Linie wind-, sondern angebotsabhängig (vgl. dazu Kap. 3.1.5.). Dies gilt im übrigen auch für die Punkte 2 und 3 der Westwindargumentation !

4.5. Polen und Tschechoslowakei

Paläowind-Indikator: Löß

Ableitbare Windrichtung: E

Autoren: CHLEBOWSKI & LINDNER 1975; JERSAK 1970, 1976; LINDNER 1976; MARUSZCZAK 1963, 1967; RACZKOWSKI 1976; SCHÖNHALS 1953.

Befunde:

In diesem Raum, der die ausgedehnten Lößdecken im nördlichen Vorland der Sudeten, in Südpolen (Becken von Sandomierz) sowie im böhmischen Becken umfaßt, dominieren Hinweise auf Ostwinde, freilich auch bei zum Teil unsicherer stratigraphischer Position.

In der Literatur werden die folgenden Argumente für Ost- (Nordost-)winde genannt: 1. die bevorzugte Lößverbreitung auf nordwest- und südexponierten Hängen in Südpolen (Umräumung des Beckens von Sandomierz; MARUSZCZAK 1967); 2. Die Ausbildung sandigerer Lößfazies mit Sandbändern westlich der großen Flüsse (Weichsel, Südpolen: MARUSZCZAK 1963; Elbe bei Königgrätz, CSSR: SCHÖNHALS 1953). Die Sandbänder sind überwiegend auf der Westseite, weniger auf der Ostseite eingeschaltet. 3. die Abnahme der Lößmächtigkeit, der Korngrößen und des Karbonatgehaltes von Osten nach Westen bei gleichzeitiger ost-westlicher Ausrichtung der Lößdecken in Südpolen (JERSAK 1970, 1976; RACZKOWSKI 1976).

Demgegenüber sind die Argumente für Westwinde auf wenige Lößvorkommen begrenzt und nicht unumstritten: 1. die Konzentration des Lösses in Form von West-Ost gerichteten Lößinseln auf ostexponierte Hänge im Gebiet Góry Świetokrzyskie (südl. Zentralpolen; CHLEBOWSKI & LINDNER 1975; LINDNER 1976; vgl. dag. JERSAK 1976). 2. die Einschaltung von Sandbändern in die genannten Lößinseln von Westen her; 3. die Veränderung des Mineralquotienten Granat/Muskovit zugunsten des leichteren Muskovit in östlicher Richtung in demselben Gebiet.

Anmerkung: Nach JERSAK (1976: 119) beruhen die Argumente für Westwinde "largely on superficial observations and studies of sediments of doubtful origin".

4.6. Südosteuropa (Niederösterreich, Ungarn, Rumänien, Bulgarien, Sowjetunion)

Paläowind-Indikator: Löß

Ableitbare Windrichtungen: s.Text

Autoren: MARUSZCZAK 1967; ROZYCKI 1968; SMALLEY & LEACH 1978.

Befunde:

Zu dieser Region gehören die Lösses des Pannonischen und Dazischen Beckens, des östlichen Karpatenvorlandes und der Ukraine. Es handelt sich um Gebiete mit weiträumigen Lößdecken und z.T. beträchtlichen Lößmächtigkeiten. Neben Kriterien der Lößverbreitung lassen in erster Linie die sog. Gredas sowie ihnen verwandte Vollformen des Lößreliefs auf die ehemaligen Windverhältnisse schließen (vgl. Kap. 3.1.8.). Kartographische Darstellungen der Lößverbreitung und der abgeleiteten Windrichtungen sind bei MARUSZCZAK (1967) und ROZYCKI (1968) veröffentlicht. Hinsichtlich der Lößwinde sind die Ergebnisse jedoch zum Teil widersprüchlich.

Insbesondere im Pannonischen Becken läßt sich kein eindeutiges Bild gewinnen. So scheint der westliche Teil vornehmlich von West- bis Nordwestwinden, der östliche und nordöstliche Teil von Nordostwinden bestimmt gewesen zu sein. Auch im Becken der Unteren Donau waren die Lößwinde im Westen (Eisernes Tor) offensichtlich West- bzw. WNW-Winde, während weiter östlich im Bereich des

Donau-Deltas und der Wallachei Hinweise auf nördliche und nord-östliche Winde vorliegen, die vermutlich durch die Gebirgsmauer des Karpatenbogens gelenkt wurden (vgl. SMALLEY & LEACH 1978). Nach ROZYCKI wurde das gesamte Vorland des Karpatenbogens (westliche Ukraine, Moldau, Bessarabien) von einem Windsystem beherrscht, das parallel zum Streichen des Gebirgsmassivs von einer West- bzw. Nordwest-Windströmung im Norden zunehmend in eine NNW- bis Nord-Windströmung in Richtung auf die Schwarzmeerküste überging. Diese Windverhältnisse müßten dann weitgehend den heutigen entsprochen haben.

4.7. Nördliche Mittelmeerländer

Paläowind-Indikatoren: Löß, Paläoschneegrenzen

Ableitbare Windrichtungen: W bis NW

Autoren: BRUNNACKER 1980

Befunde:

In den nördlichen Mittelmeerländern Spanien, Italien und Griechenland treten Lößablagerungen nur sporadisch auf. Der Kenntnisstand ist spärlich. Dies betrifft auch die Informationen über das Alter der Lössse. Die Verbreitung ist stärker als in den vorhergenannten Regionen relief- und substratabhängig. Dementsprechend unsicher sind die Erkenntnisse über die Lößwinde, die überwiegend von Verbreitungsmerkmalen abgeleitet sind. Nach BRUNNACKER (1980) herrschten West- bis Nordwestwinde vor.

In die gleiche Richtung weisen die Höhenlagen der hocheiszeitlichen Schneegrenzen. Die scharfe Ausprägung der Luv- und Leeseiten mit jeweils ostwärts ansteigender Schneegrenzhöhe auf der Iberischen Halbinsel, im Apennin sowie in den Gebirgen der Balkanhalbinsel und Kleinasien sind nur mit Westwinden plausibel zu machen (VON KLEBELSBERG 1949; FRENZEL 1959; KAISER 1969; MESSERLI 1967).

5. ZUSAMMENFASSUNG:

Nach Stichworten geordnet lassen sich die wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeit folgendermaßen zusammenfassen:

a. Methodik

Paläowind-Indikatoren werden zur Klärung früherer atmosphärischer Zirkulationsverhältnisse (Windsysteme) schon seit Jahrzehnten genutzt. Die Rekonstruktion der hochglazialen Zirkulation ist dagegen europaweit erstmals in dieser Arbeit versuchsweise angegangen worden. Grundlage boten die in den letzten Jahren erheblich verdichteten Erkenntnisse über die Verbreitung und Stratigraphie hochglazialer Lößablagerungen, die sich aufgrund verschiedenartiger sedimentologischer Merkmale als vergleichsweise zuverlässige Paläowind-Indikatoren erwiesen haben. Darüber hinaus wurden auch andere Indikatoren berücksichtigt (vor allem Sandlöß, Tiefseesedimente, Paläoschneegrenzen).

Das schwächste Glied bei der Interpretation von Paläowind-Indikatoren stellt dabei die stratigraphische Zuordnung dar. Das Fehlen eindeutiger stratigraphischer Bezugshorizonte (z.B. Paläoböden) sowie die zahlreichen Fälle postsedimentärer Umlagerungen (Lößderivate), die zum Teil selbst von erfahrenen Kartierern nur sehr schwer erkennbar sind, erhöhen die Wahrscheinlichkeit von Fehlinterpretationen. Dessen ist sich der Verfasser durchaus bewußt. Durch die Berücksichtigung möglichst vieler, durch Beobachtungs- und Analysendaten gut belegter Geländebefunde wurde versucht, die Fehlerquote so weit wie möglich einzuschränken.

b. Windrichtungen

Es ist mit Hilfe der Paläowind-Indikatoren eine räumliche Differenzierung der synsedimentären Windrichtungen in West- und Mitteleuropa nachweisbar. Dabei wird davon ausgegangen (s. Kap.

2.2.), daß diese Winde hauptsächlich den Zeitraum des Weichsel-Hochglazials dokumentieren. Erfafßt werden mittels Paläowind-Indikatoren nur die geologisch/sedimentologisch wirksamen Winde (engl.'dominant winds'), nicht unbedingt dagegen die vorherrschenden oder stärksten Winde (engl.'prevailing winds'). Auch die saisonale Variation der Winde ist mit Hilfe der Paläowind-Indikatoren (derzeit) nicht erfaßbar.

Die untersuchten Paläowind-Indikatoren deuten auf zwei konkurrierende Strömungsregime in Mitteleuropa hin: Das eine bestand vermutlich in einer antizyklonalen Luftströmung, die über bzw. am Rande des skandinavischen und britischen Eisschildes (Ost- bzw. Nordostwinde) wirksam war. Sie wird dokumentiert durch Lößablagerungen in Südostengland sowie Sandlößsedimente im norddeutschen Tiefland (allerdings stratigraphisch nicht eindeutig). Die zweite Komponente war eine westliche Strömung, wie sie auch heute in den mittleren Breiten vorherrscht.

Hinweise auf eine antizyklonale Strömung beschränken sich in Norddeutschland und Südostengland auf einen verhältnismäßig schmalen Streifen von nicht einmal 100 Kilometern Breite südlich der äußersten Weichselmoränen (Brandenburger Stadium). Die geringe Breite dieses Streifens könnte als Folge der exponierten Lage gegenüber westlichen Winden zu interpretieren sein, die nach Aussage der Paläowind-Indikatoren auch während des Hochglazials von erheblicher Bedeutung waren: Selbst die weit nördlich gelegenen Lößablagerungen der niedersächsisch-mitteldeutschen Lößbörden sowie die Sandlöße des westlichen norddeutschen Tieflandes verkörpern nahezu ausschließlich Winde aus westlichen Richtungen. Zumindest für den westlichen Teil Mitteleuropas sprechen die Befunde der Paläowind-Indikatoren daher eindeutig gegen die früher häufig geäußerte Annahme einer stationären Antizyklone als Ursache der Lößakkumulation.

Im östlichen Mitteleuropa, d.h. in Polen, in der Tschechoslowakei sowie in Niederösterreich gewinnen nach den Indizien der Paläowind-Indikatoren dann allerdings 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.

Darüber hinaus läßt sich mit Hilfe der Paläowind-Indikatoren auch die Beeinflussung des Zirkulationsgeschehens durch regionale und lokale Reliefunterschiede belegen. Gute Beispiele dafür sind einerseits der 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 der Ostrand des Karpatenbogens. Dort haben, wie erwähnt, die auch heute noch vorherrschenden gebirgsparallelen Winde zur Ausformung großer Vollformen im Löß (sog. "Gredas") geführt.

c. Windstärken

Über die im Hochglazial erreichten Windstärken geben Paläowind-Indikatoren nur sehr vage Informationen. Da Staubkorngrößen (Löß) bereits bei Windstärken unter 4, d.h. unter 25 km/h, ausgeweht und transportiert werden können, andererseits aber hohe Windstärken für den Ferntransport der Staubkomponenten förderlich gewesen sein müssen (s.dazu erwähnte aktualistische Befunde), ist von einem breiten Spektrum an Windstärken bei der Lößverdriftung auszugehen.

Anhaltspunkte für die maximal erreichbaren Windstärken geben Messungen aus der Antarktis. Dort liegen in unmittelbarer Nähe des Eisrandes die höchsten Windgeschwindigkeiten bei kurzfristig über 200 km/h, im Jahresdurchschnitt bei über 100 km/h (MEYER &

KOTTMEIER, zum Druck vorgesehen). Für die Auswehung der Sandkomponente bei der Bildung der ausgedehnten Steinsohlen des Norddeutschen Tieflandes waren nach experimentellen Befunden (KUKAL 1971) mindestens 25 km/h (Windstärke 4) erforderlich. Die stärkste Sandbewegung findet nach denselben Befunden bei Winden zwischen 30 und 55 km/h statt (KUTZBACH & WRIGHT 1985). Derartige Windgeschwindigkeiten dürften auch im Hochglazial unter der Annahme erhöhter Luftdruckgradienten im Bereich des Westwindgürtels und eines dadurch bedingten häufigen Durchzugs von Fronten mit böigen Winden aus den westlichen Sektoren keine Seltenheit gewesen sein (vgl. KOTTMEIER & MEYER 1988).

d. Ursprung des Lösses:

Aktualistische Beobachtungen und Messungen legen einen überwiegend regionalen Ursprung des Lösses nahe. Die den Löß aufbauenden Kornfraktionen werden bei den rezenten Staubstürmen nur in geringer bis mittlerer Höhe (allenfalls wenige hundert Meter) und durchweg nur wenige hundert Kilometer weit transportiert. Fernverwehungen vom unmittelbaren Vorland der hochglazialen Eisränder gewissermaßen "in einem Zuge" bis in den Gürtel der heutigen Lößböden hinein sind vor diesem Hintergrund sehr unwahrscheinlich. Vielmehr ist ein mehrphasiger Transport- und Ablagerungsvorgang anzunehmen, der als Vektorsumme einer unbekanntem Zahl von Einzelbewegungen und -bewegungsrichtungen letztlich das Ergebnis völlig unterschiedlicher Windströmungen sein kann (z.B. Ost- und Westwinde im Wechsel).

6. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- ALTERMANN, M.(1968): Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt.- Diss. TU Dresden, 219 S.
- BAGNOLD, R.A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes.- 265 S., London (Methuen).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.)(1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000.- 344 S., München.
- BERNHARDT, A. (1966): Beschaffenheit und Genese des Substrats und der Böden als bestimmende Elemente des Landschaftshaushalts im sächsisch-thüringischen Hügelland.- Diss. Math.-Nat.Fak. Karl-Marx-Univ., Leipzig.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes.- Geol. Jb. Hessen, 105, S.141-147, Wiesbaden.
- BORK, H.R. & BORK, H. (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 37, S.109-118, Hannover.
- BOROWIEC, J., MARUSZCZAK, H. & RACINOWSKI, R. (1977): Regularities of the chemical and mineral composition differentiation as an index of autochthonism of Polish loess.- Biul. Inst. Geol., 305, Z badań czwartorzędzu w Polsce, Tom 20, S.69-82, Warszawa.
- BRAMER, H. (1957/58): Zur Frage der Windkanter.- Wiss. Z. Univ. Greifswald, Jg.7, math.-nat. R., Nr.3/4, S.257-265, Greifswald.
- BREDDIN, H. (1925): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein.- Jb. Preuß. Geol. L.-A., 46, S.635-662, Berlin.
- BROSCHKE, K.U. & WALTHER, M. (1977): Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich.- Catena, 3, 3-4, S.311-342, Gießen.
- BRÜNING, H. (1959): Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtals bei Magdeburg.- Göttinger Geogr. Abh., 23, 80 S., Göttingen.
- BRUNNACKER, K. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Freising-Süd 7636.- 94 S., München.
- BRUNNACKER, K. (1980): Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean.- Palaeoecol. of Africa, 12, S.99-113, Cape Town usw.

- BRUNNACKER, K. & HAHN, J. (1978): Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung.- Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift z. 60. Geb. v. J. Fink (hrsg. v. H. NAGL), S.37-51, Wien (Hirt).
- BRUNOTTE, E. (1986): Altrelief, Fußflächen und Talgenese im Leinetalgraben.- Deutscher Arbeitskreis f. Geomorphologie, Jahrestagung 1986, 6.-10. Okt. in Göttingen, Exkursionsführer, S.15-20, Göttingen (Geogr. Inst.).
- BÜDEL, J. (1949): Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters.- Die Naturwiss., 36, S.105-112, 133-139, Berlin.
- BÜDEL, J. (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1, S.16-26, Öhringen.
- BURACZYNSKI, J. (1971): Le loess des environs de Strasbourg.- Ann. Univ. Mariae Curie-Sklodowska, B (Pologne), 26, S.89-112, Lublin.
- CAILLEUX, A. (1942): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe.- Mém. Soc. Géol. France, N.S., 46, 176 S., Paris.
- 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, S.43-58, London.
- CATT, J.A. (1977): Loess and coversands.- In: SHOTTON, F.W. (ed.): British Quaternary studies: recent advances; S.221-229, Oxford (Oxford University Press).
- CATT, J.A. (1979): Distribution of loess in Britain.- Proceed. Geol. Assoc., 90, S.93-95, London.
- CATT, J.A., WEIR, A.H. & MADGETT, P.A. (1974): The loess of Eastern Yorkshire and Lincolnshire.- Proc. Yorkshire Geol. Soc., 40, T.1, S.23-39, Hull.
- CATT, J.A. & STAINES, S.J. (1982): Loess in Cornwall.- Proc. of the Ussher Society, 5,3, S.368-375.
- CEGLA, J. (1972): Loess sedimentation in Poland.- Acta Univ. Wratislav. Stud. Geogr., 168, S.53-71, Wratislawa.
- CHLEBOWSKI, R. & LINDNER, L. (1975): Wplyw podloza na sklad mineralow ciekkich glownych wysp lessowych NW czesci wyzyny Malopolskiej.- Acta Geol. Polon., 25,1, S.163-178, Warszawa.
- CRAMER, P. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Iphofen 6227.- 132 S., München.
- DAMMER, B. (1941): Über Flottsande in der östlichen Mark Brandenburg.- Jb. Reichst. f. Bodenf., 61, S.186-197, Berlin.

- DEWERS, F. (1932): Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem.- Abh. Naturw. Ver. Bremen, 28, S.131-204, Bremen.
- DIEHL, O. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25.000. Bl. Alsfeld (Bl.5221 neu).- 82 S., Darmstadt.
- DIEZ, T.(1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg a. Lech.- 78 S., München.
- DÜCKER, A. (1934): Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand.- Jahrb. d. preuß. geol. L.-A., 54, S.487-530, Berlin.
- EDELMAN, C.H. & MAARLEVELD, G.C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden.- Geol. Jb., 73, S.639-684, Hannover.
- EDEN, D.N. (1980): The loess of North-East Essex, England.- Boreas, 9, S.165-177, Oslo.
- EHRENBERG, K.-H., KUPFAHL, H.-G. & KÜMMERLE, E. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25.000, Bl. Nr. 5913 Presberg.- 201 S., Wiesbaden.
- EMMERT, U. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Scheinfeld 6328.- 124 S., München.
- FEDOROVICH, B.A. (1972): Recent and ancient, cold and warm loesses and their relationship with glaciations and deserts.- Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 16, S.371-381, Budapest.
- FEHRENBACHER, J.B. (1973): Loess stratigraphy, distribution, and time of deposition in Illinois.- Soil Science, 115, 3, S.176-182, New Brunswick, New Jersey.
- FIEDLER, H.J. & ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß ("Flottsand") im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten.- Geologie, 13, S.1199-1228, Berlin.
- FINK, J., HAASE, G. & RUSKE, R. (1977): Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1 : 2,5 Mio.- Peterm. Geogr. Mitt., 121, 2, S.81-94, Gotha/Leipzig.
- FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit.- Erdkunde, 7, 4, S.266-275, Bonn.
- FRANK, M. (1965): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25.000, Bl. Plochingen 7222.- 198 S., Stuttgart.
- FRAZEE, C.J., FEHRENBACHER, J.B. & KRUMBEIN, W.C.(1970): Loess distribution from a source.- Proceed. Soil Sci. Soc. Amer., 34, S.296-301, Madison (Wisc.).

- FRENZEL, B. (1959): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. Teil: Allgemeine Grundlagen.- Akad. Wiss. u. Lit., Abhandl. math.-naturwiss. Kl., Jg. 1959, S.937-1099, Mainz.
- GEIB, K.W. (1973): Erläuterungen zu Blatt 6112 Waldböckelheim. Geol. Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25.000.- 146 S., Mainz.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1959): Erläuterungen zur Geologischen Exkursionskarte des Kaiserstuhls 1 : 25.000.- 139 S., Freiburg i. Br.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte Stuttgart und Umgebung 1 : 50.000.- 184 S., Stuttgart.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte Freiburg i. Br. und Umgebung 1 : 50.000.- 351 S., Stuttgart.
- GLASS, H.D., FRYE, J.C. & WILLMAN, H.B. (1968): Clay mineral composition, a source indicator of Midwest loess.- University of Illinois, College of Agriculture, Spec. Publ. 14, S.35-40, Urbana.
- GOUDA, G.H. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz.- Geographica Helvetica, 17, S.137-221, Bern.
- GOUDIE, A.S. (1978): Dust storms and their geomorphological implications.- Journal of Arid Environments, 1, S.291-310, London (Academic Press).
- GRAHMANN, R. (1932): Der Löß in Europa.- Mitt.Ges.Erdk.Leipzig, 51, S.5-24, Leipzig.
- GREELEY, R. & IVERSEN, J.D. (1985): Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan.- 333 S., Cambridge, London usw. (Cambridge University Press).
- HAASE, G. (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen im Nordwest-Lausitzer Berg- und Hügelland.- Diss. Math.-Nat. Fak. Karl-Marx-Univ. Leipzig.
- HAASE, G. (1963): Stand und Probleme der Lößforschung in Europa.- Geogr. Ber., 8,2, S.97-129, Berlin.
- HAASE, G. (1975): Bemerkungen zur Karte der Lößverbreitung in der DDR im Maßstab 1 : 500.000.- Geogr. Berichte, 76, 3, S.236-243, Gotha-Leipzig.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. u.a. (1965): Der weichselglaziale Löß im Gebiet der DDR.- In: J.F. GELLERT (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik, S.159-187, Berlin.

- HAASE, G., LIEBEROTH, I., RUSKE, R. u.a. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet.- *Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H.* 274, S.99-208, Gotha-Leipzig.
- HANDY, R.L.(1976): Loess distribution by variable winds.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, S.915-927, Boulder (Colo.).
- HESEMANN, J. (1975): *Geologie Nordrhein-Westfalens*.- Bochumer Geogr. Arb., Sonderreihe, 2, 416 S., Paderborn.
- HOBBS, W.H. (1943): The glacial anticyclone and the European continental glacier.- *American Journal of Science*, 241, S.333-336, New Haven (Connect.).
- HOFFMANN, U. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Würzburg Nord 6125.- 94 S., München.
- HOFFMANN, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Landshut Ost 7439.- 113 S., München.
- HORN, M. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25.000, Bl. Nr. 4721 Naumburg.- 285 S., Wiesbaden.
- HUY, D. (1984): Sedimentpetrographische Untersuchungen von Würm-Lössen aus dem Rhein-Main-Gebiet unter besonderer Berücksichtigung der Ton- und Schwerminerale.- *Diss. Univ. Mainz*, 74 S.
- JAMAGNE, M., LAUTRIDOU, J.-P. & SOMMÉ, J. (1981): Préliminaire à une synthèse sur les variations sédimentologiques des loess de la France du Nord-Ouest dans leur cadre stratigraphique et paléogéographique.- *Bull. Soc. Géol. Franc.*, 23, 2, S.143-147, Paris.
- JERSAK, J. (1970): Les directions des vents prédominants accumulant les loess au cours du dernier étage froid.- *Acta Geogr. Lodziensia*, 24, S.225-238, Łódź (poln., franz.res.).
- JERSAK, J. (1976): Origin of loess of the South Polish Uplands.- *Inst. Geol. Biul.*, 297, Z badań czwartorzędzu w Polsce, 18, S.103-116, Warszawa (poln., engl.summ.).
- JOHNSON, G. (1960): Periglacial wind and frost erosion at Klågerup, S.W. Scania.- *Lund Studies in Geogr., Ser.A, Phys. Geogr.*, 14, S.232-243, Lund.
- JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln.- *Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh.*, 104, 2, S.226-254, Stuttgart.
- KAISER, K. (1969): The climate of Europe during the Quaternary ice age.- Vol.16 of the *Proceedings of the VII.Congress of the Intern. Ass. for Quaternary Research, Boulder (Colo.) 1965* (hrsg.v. H.E.WRIGHT).

- KEGEL, W. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1 : 25.000. Bl. Nr. 5417 Wetzlar.- 2., erg. Aufl., 137 S., Wiesbaden.
- KELLER, G. (1953): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens XXIII. Faziesverhältnisse im Randgebiet der nordwestfälischen Lößverbreitung.- Neues Jb. Geol. u. Paläontol. Mh., S.533-543, Stuttgart.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, 9, S.115-137, Oslo.
- KES', A.S. (1972): On spreading and forming loess relief in Europe.- *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, 16, S.359-370, Budapest.
- KLEBELSBERG, R.v.(1949): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.- Bd.2, 1028 S., Wien (Springer).
- KLUTE, F. (1949): Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen.- *Geogr. Rundschau*, 1, H.3 u.4., S.81-90, 121-126, Braunschweig.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P. with special reference to the Netherlands.- *Mededel. Rijks Geol. Dienst*, 32,15, S.181-253, Leiden.
- KOSCHEL, R. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Bamberg Nord 6031.- 167 S., München.
- KOSTER, E.A. (1988): Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review.- *J. Quaternary Science*, 3, 1, S.69-83.
- KOSTER, E.A. & DIJKMANS, J.W.A. (1988): Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk sand dunes, Northwestern Alaska.- *Earth surface processes and landforms*, 13, S.153-170, Chichester.
- KOTTMEIER, Chr. & MEYER, H.-H. (1988): Ein einfaches analytisches Modell zur Darstellung der atmosphärischen Zirkulation im Weichsel-Hochglazial in Europa.- *Erdkunde*, 42, 4, Bonn.
- KRUMBEIN, W.C. (1937): Sediments and exponential curves. - *The Journal of Geol.*, 45, S.577-601, Chicago (Ill.).
- KUKAL, Z. (1971): *Geology of recent sediments*.- 490 S., Prag.
- 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, S.147-187, London.

- LANG, H.D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlösses im Raum Wittingen-Hankensbüttel.- Z. Dt. Geol. Ges., 125, S.269-276, Hannover.
- LAUTRIDOU, J.P. (1968): Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard.- Bull. Centre Géomorph., 2, 55 S., Caen.
- LAUTRIDOU, J.P. (1982): The Quaternary of Normandy.- Bull. Centre Géom. Caen, 26, 88 S., Caen.
- LAUTRIDOU, J.P. & SOMMÉ, J. (1976): The loess of the Late Pleistocene in north-western France: correlation between North and Normandy.- Intern. Geol. Correl. Progr. Proj. 73.1.24, Quat. Glaciations North. Hemisphere, Bellingham 1975, S.345-350, Prag.
- LEMBKE, H., ALTERMANN, M., MARKUSE, G., NITZ, B. u.a. (1970): Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels.- Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 274, S.213-268, Gotha-Leipzig.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa.- Forsch. z. dt. Landeskd., 204, 160 S., Bonn - Bad Godesberg.
- LILL, G.O. & SMALLEY, I.J. (1978): Distribution of loess in Britain.- Proc.Geol.Assoc., 89, 1, S.57-65, Edinburgh (Scottish Academic Press).
- LINDNER, L. (1976): Accumulation conditions of younger loesses in the western part of the Góry Świętokrzyskie area.- Inst. Geol. Biul., 297, Z badań czwartorzędzu w Polsce, 18, S.307-316, Warszawa (poln., engl.summ.).
- LÖBER, H. (1932): Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken.- Diss. Erlangen.
- LOŽEK, V. (1968): The loess environment in Central Europe.- In: SCHULTZ, C.B. & FRYE, J.C. (Hrsg.): Loess and related eolian deposits of the world. Proceedings VIIth. Congress INQUA Boulder-Denver (Colo.), Aug.14 - Sept.19 1965, Vol.12, S.67-80.
- LUGN, A.L. (1968): The origin of loesses and their relation to the Great Plains in North America.- In: SCHULTZ, C.B. & FRYE, J.C. (Hrsg.): Loess and related eolian deposits of the world. Proceedings VIIth. Congress INQUA Boulder-Denver (Colo.), Aug. 14 - Sept.19 1965, Vol.12, S.139-182.
- LUGN, A.L. (1969): The geomorphology of loess in North America; its sources and distribution.- VIII. Congrès INQUA, Paris 1969, Études sur le Quaternaire dans le Monde, 1, S.77-84, Paris.
- MAARLEVELD, G.C. (1960): Wind directions and cover sands in the Netherlands.- Biuletyn peryglacjalny, 8, S.49-58, Łódź.

- MANIA, D. & STECHEMESSER, H. (1970): Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland.- Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 274, S.39-55, Gotha-Leipzig.
- MARUSZCZAK, H. (1963): Wind direction during the sedimentation period of the upper loess in the Vistula Basin.- Bull. Acad. Pol. Sc., ser. sc. géol. géogr., 11, 1, S.23-28, Warszawa.
- MARUSZCZAK, H. (1965): Development conditions of the relief of loess areas in east-middle Europe.- Geographia Polonica, 6, S.93-104, Warszawa.
- MARUSZCZAK, H. (1967): Wind directions during the accumulation of the younger loess in East-Central Europe.- Rocznik Pol. Tow. Geol., 37, 2, S.177-188 (poln., engl.summ.), Warszawa usw.
- MARUSZCZAK, H. (1969): Genetic interpretation of lithological features of Polish loess.- Geographia Polonica, 17, S.293-310, Warszawa.
- MARUSZCZAK, H. & RACINOWSKI, R. (1968): Peculiarities of the conditions of loess accumulation in Central Europe in the light of results of heavy minerals analyses.- Geographia Polonica, 14, S.35-46, Warszawa.
- MARUSZCZAK, H. & RACINOWSKI, R. (1976): Dynamic of the aeolian accumulation of the younger loess in the Lublin area in the light of grain size analysis and heavy minerals studies.- Inst. Geol. Biul., 297, Z badań czwartorzędu w Polsce, 18, S.211-225 (poln., engl.summ.), Warszawa.
- MATALUCCI, R.V., SHELTON, J.W. & ABDEL-HADY, M. (1969): Grain orientation in Vicksburg loess.- Journ. Sedim. Petrol., 39, 3, S.969-979, Menaska (Wis.) usw.
- MATTSSON, Å. (1958): Windgeschliffenes Gestein im südlichsten Schweden und auf Bornholm.- Lund Studies in Geography, Ser. A, Phys. Geogr., 11, S.49-68, Lund.
- MAUDREI, F. (1968): Geomorphologische, stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Pleistozän des Niederen Fläming.- Diss. Math.-Nat. Fak. Humboldt-Univ. Berlin.
- McINTYRE, A. (1974): The CLIMAP 17.000 Yrs. B.P. North Atlantic map.- Proceed. Intern. Conf. on "Mapping the atmospheric and oceanic circulations and other climatic parameters at the time of the Last Glacial Maximum about 17.000 Years ago", Norwich 17-22 May 1973. Collected Abstracts (=Climatic Research Unit, Research Publ. No. 2, S.41-47, Norwich, University of East Anglia).

- MELJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, 33, S.59-78, Hannover.
- MERKT, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen.- *Geol. Jahrb.*, 86, S.107-112, Hannover.
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum.- *Geographica Helvetica*, 22, 3, S.107-213, Bern.
- MEYER, H.-H. (1981): Zur klimastratigraphischen und morphogenetischen Auswertbarkeit von Flugdecksandprofilen im norddeutschen Altmoränengebiet - erläutert an Beispielen aus der Kellenberg-Endmoräne (Landkreis Diepholz).- *Bochumer Geogr. Arb.*, 40, S.21-30, Paderborn.
- MEYER, H.-H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg-Hoher Sühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage).- *Jahrb. Geogr. Ges. Hannover* f. 1983, 271 S., Hannover.
- MEYER, H.-H. (1986): Steinsohlen - ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, 36, S.61-73, Hannover.
- MEYER, H.-H. & KOTTMAYER, Chr. (zum Druck vorgesehen): Die atmosphärische Zirkulation Europas im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen.- *Eiszeitalter und Gegenwart*, Hannover.
- MICHELS, F. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Frankfurt/Main-Ost - Offenbach (Bl. 5818 neu).- 88 S., Berlin.
- MICHELS, F. & ZÖLLER, A. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Frankfurt/Main-West - (Höchst)-Steinbach (Bl.5817 neu).-96 S., Berlin.
- MORALES, C. (1979): Saharan dust.- In: MORALES, C. (Hrsg.): Saharan dust. Mobilization, transport, deposition. S.3-20, Chichester, New York usw.
- MÜCHER, H.J. (1986): Aspects of loess and loess-derived slope deposits: an experimental and micromorphological approach. Diss. Univ. Amsterdam, *Nederlandse Geografische Studies*, 23, 267 S.
- MÜLLER, E.-H. (1954): Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen.- *Geol. Jahrb.*, 69, S.401-406, Hannover.

- MÜLLER, E.-H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S.255-265, Krefeld.
- NEUMEISTER, H. (1965): Probleme der nördlichen Lößgrenze.- Leipziger Geogr. Beitr. (Prof. Lehmann-Festschrift), S.137-143, Leipzig.
- NEUMEISTER, H. (1966): Die Bedeutung der äolischen Sedimente und anderer Periglazialerscheinungen für die Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig.- Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Leipzig.
- NEUMEISTER, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig.- Zprávy Geograf. Ústavu ČSAV, 8, 6, S.23-72, Brno.
- NIESSEN, A.C.H.M., KOSTER, E.A. & GALLOWAY, J.P. (1984): Periglacial sand dunes and eolian sand sheets, an annotated bibliography.- U.S. Department of the Interior, Geological Survey, Open-File Report 84-167, 61 S., Menlo Park (Cal.).
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. Bad Abbach 7038.- 184 S., München.
- PAEPE, R. & SOMMÉ, J. (1970): Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique.- Ann. Soc. Géol. Nord, 90, 4, S.191-201, Lille.
- PECSI, M. & VELICHKO, A.A. (1987): Paleogeography and loess. Pleistocene Climatic and Environmental Reconstructions.- Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress, Ottawa, Canada 1987 (=Studies in Geography, Vol.21, Akadémiai Kiadó, Budapest).
- PENCK, A. (1883): Löß in Deutschland.- Z. dt. Geol.Ges., 35, S.394-396, Berlin.
- POSER, H. (1947): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit.- Die Naturwiss., 34, S.232-238 u. S.262-267, Berlin.
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa.- Die Naturwiss., 35, S.269-276 u. 307-312, Berlin.
- POSER, H. (1950): Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen.- Erdkunde, 4, S.81-88, Bonn.
- POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S.27-55, Öhringen.

- PYE, K. (1984): Loess.- Progress in Physical Geography, 8, 2, S.176-217, London.
- PYE, K. (1987): Aeolian dust and dust deposits.- 334 S., London (Academic Press).
- RACZKOWSKI, W. (1976): Some problems of the origin of the Sudetic foreland loesses.- Inst.Geol.Biul., 297, Z badań czwartorzędowych w Polsce, 18, S. 329-340 (poln., engl. summ.), Warszawa.
- RAPP, A. (1982): Odensjön, Skäralid och Klöva Hallar. Ett nytt tolkningsförsök.- Svensk Geogr. Årsbok, 58, S.131-142, Lund.
- RAU, D. (1965): Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken.- Abh. Zentr. Geol. Inst., 4, 71 S., Berlin.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie.- 350 S., 2.Aufl., Gießen (Lenz).
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen.- Mitt. dt. bodenkundl. Ges., 5, S.1-137, Göttingen.
- ROZYCKI, S.Z. (1968): The directions of winds carrying loess dust as shown by analysis of accumulative loess forms in Bulgaria.- In: SCHULTZ, C.B. & FRYE, J.C. (Hrsg.): Loess and related eolian deposits of the world. Proceed. VIIth Congr. INQUA, Boulder-Denver (Colorado), Aug.14 - Sept.19 1965, S.233-245.
- RUDDIMAN, W.F. & GLOVER, L.K. (1974): Counterclockwise circulation in the North Atlantic subpolar gyre during the Quaternary.- Proceed. Intern. Conf. on "Mapping the atmospheric and oceanic circulations and other climatic parameters at the time of the Last Glacial Maximum about 17.000 Years ago", Norwich May 17-22 1973, Collected Abstracts (= Climatic Research Unit, Research Publ. No.2, S.49-51, Norwich, University of East Anglia).
- RUHE, R.V. (1969): Quaternary landscapes in Iowa.- Iowa State University Press, 255 S., Ames.
- RUTLEDGE, E.M., HOLOWAYCHUK, N., HALL, G.F. & WILDING, L.P. (1975): Loess in Ohio in relation to several possible source areas: I. Physical and chemical properties.- Proceed. Soil Sci. Soc. Amer., 39, S.1125-1132, Madison (Wisc.).
- SCHELLING, J. (1953): Twee studiekarteringen op de Veluwe.- Boeren Spade, 6, S.113-125, Wageningen.
- SCHMIDT, R. (1966): Löß, Sandlöß und Treibsand in der Großenhainer Pflege.- Sächs. Heimatbl., 12, S.17-26, Dresden.

- SCHMIDT, R. (1972): Periglaziale Bildungen und ihre räumlichen Anordnungen im mittleren Nordsachsen.- Geogr. Ber., 17, 1, S.48-62, Gotha-Leipzig.
- SCHÖNHALS, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 3, S.19-36, Öhringen.
- SCHÖNHALS, E. (1959): Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials.- Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf., 4, S.313-322, Krefeld.
- SCHWAN, J. (1986): The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe.- Sedimentary Geology, 49, S.73-108, Amsterdam.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.- 380 S., 3., neubearb. Aufl., Stuttgart (Enke).
- SELBY, M.J. (1976): Loess.- New Zealand Journal of Geography, 61, S.1-18, Christchurch.
- SEMME, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter Geogr. Hefte, 45, 133 S., Frankfurt/Main (Kramer).
- SERAPHIM, E.T. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löß.- In: Geographisch-landeskundlicher Atlas von Westfalen, Themenbereich II (Landesnatur), Lieferung 1, Doppelblatt 2, S.1-21, Münster.
- SIEBERTZ, H. (1988a): Die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug in ihrer Beziehung zu den Luftdruck- und Windverhältnissen während der Weichsel-Kaltzeit in Nordwestdeutschland.- Natur am Niederrhein, 3, 1, S.1-12, Krefeld.
- SIEBERTZ, H. (1988b): Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze.- Eiszeitalter und Gegenwart, 38, S.106-114, Hannover.
- SMALLEY, I.J. (1975): Loess. Lithology and genesis.- Benchmark Papers in Geology, 26, 430 S., Stroudsburg (Penns.) (Dowden, Hutchinson & Ross).
- SMALLEY, I.J. & LEACH, J.A. (1978): The origin and distribution of the loess in the Danube Basin and associated regions of East-Central Europe - a review.- Sedimentary Geology, 21, S.1-26, Amsterdam (Elsevier).
- SMITH, G.D. (1942): Illinois loess - variations in its properties and distribution: a pedologic interpretation.- Illinois Univ. Agric. Exp. Sta. Bull., 490, S.137-184, Urbana (Ill.).
- SMITH, R.B. (1979): The influence of mountains on the atmosphere.- Advances in Geophysics, 21, S.87-230.

- SOERGEL, W. (1919): Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. 177 S., Jena.
- SONNE, V. (1972): Erläuterungen zu Blatt 6115 Udenheim. Geol. Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25.000.- 102 S., Mainz.
- STEINMÜLLER, A. (1962): Die Fazies und Herkunft des Lösses und die Lößwinde im Buntsandsteingebiet des südöstlichen Thüringer Beckens.- Geologie, 11, 10, S.1133-1148, Berlin.
- SWINEFORD, A. & FRYE, J.C. (1951): Petrography of the Peoria loess in Kansas.- The Journal of Geology, 54, 4, S.306-322, Chicago (Ill.).
- THORSON, R.M. & BENDER, G. (1985): Eolian deflation by ancient katabatic winds - a late Quaternary example from the north Alaska range.- Geol. Soc. Am. Bull., 96, 6, S.702-709, Boulder.
- THÜNE, W. & STÖHR, W.T. (1980): Zur Frage von Zirkulationsanomalien in Mitteleuropa während der Eiszeiten aufgrund von Lößablagerungen.- Intern.Alfred-Wegener-Symposium, S.235-236, Berlin.
- VAN DER HAMMEN, Th., MAARLEVELD, G.C., VOGEL, J.C. & ZAGWIJN, W.H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands.- Geologie en Mijnbouw, 46, 3, S.79-95, s'Gravenhage.
- VAN DER HAMMEN, Th. & WIJMSTRA, T.A. (ed.)(1971): The Upper Quaternary of the Dinkel valley.- Mededel. van de Rijks Geol. Dienst, N.S., 22, S.55-214, Leiden.
- VAN HEUKLON, T.K. (1977): Distant source of 1976 dustfall in Illinois and Pleistocene weather models.- Geology, 5, S.693-695, Boulder (Colo.).
- VELICHKO, A.A. (1984): Late Pleistocene spatial paleoclimatic reconstructions.- In: VELICHKO, A.A., WRIGHT, H.E.Jr. & BARNOSKY, C.W. (eds.): Late Quaternary environments of the Soviet Union, S.261-286, Minneapolis (University of Minnesota Press).
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen.- Mitt. Geol. Inst. TH Hannover, 5, 99 S., Hannover.
- VINK, A.P.A. (1949): Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden. Diss. Wageningen.
- VINKEN, R. (1971): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niedersachsen 1 : 25.000, Bl. Dingelbe 3826.- 225 S., Hannover.
- WAGGONER, P.E. & BINGHAM, C. (1961): Depth of loess and distance from source.- Soil Science, 92, S.396-401, New Brunswick, New Jersey.

- WALTHER, M. & BROSCHE, K.-U. (1982): Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile.- Ber. Naturhist. Ges. Hannover, 125, S.97-159, Hannover.
- WEISSE, R. (1973): Zur periglazialen Überprägung der nördlichen Altmark.- Zeitschr. f. geol. Wiss., 1, S.1123-1139, Berlin.
- WILD, H. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25.000, Bl. Heilbronn 6821.- 183 S., Stuttgart.
- WILLIAMS, R.B.G. (1975): The British climate during the Last Glaciation; an interpretation based on periglacial phenomena.- In: WRIGHT, A.E. & MOSELEY, F. (eds.): Ice ages: ancient and modern, S.95-120, Liverpool (Seel House Press).
- WOLDSTEDT, P. (1935): Bemerkungen zu meiner Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes.- Z. Ges. Erdk., 7/8, S.282-295, Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1958): Das Eiszeitalter. Bd. II. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter.- 2. Aufl., 438 S., Stuttgart (Enke).
- WORTMANN, H. (1942): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Niedersachsen.- Archiv f. Landes- u. Volkskde. v. Nieders., Bd. 1942, S.192-202, Oldenburg.
- YAALON, D.H. & DAN, J. (1974): Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert fringe areas of Israel.- Zeitschr. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 20, S.91-105, Berlin-Stuttgart.

7. LITERATURQUELLEN ZU DEN PALÄOWINDKARTEN

7.1. Literaturquellen zur Paläowindkarte Europa:

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):
SCHELLING 1953; VINK 1949
5. Südniederlande:
EDELMAN & MAARLEVELD 1958
6. Nordfrankreich:
JAMAGNE et al. 1981; LAUTRIDOU 1968, 1982
7. Nordrhein-Westfalen:
BREDDIN 1925; HESEMAN 1975; JUX 1956; MÜLLER 1954, 1959
8. Niedersächsisch-westfälisches Bergland,
Niedersächsische 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 1966, 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; EHRENBERG
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

7.2. Literaturquellen zur Paläowindkarte Mitteleuropa:

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 Lößbörden:
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. Elbetal bei Königgrätz:
SCHÖNHALS 1953
12. Wiener Becken:
MARSZCZAK 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

Sandlößgebiete:

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

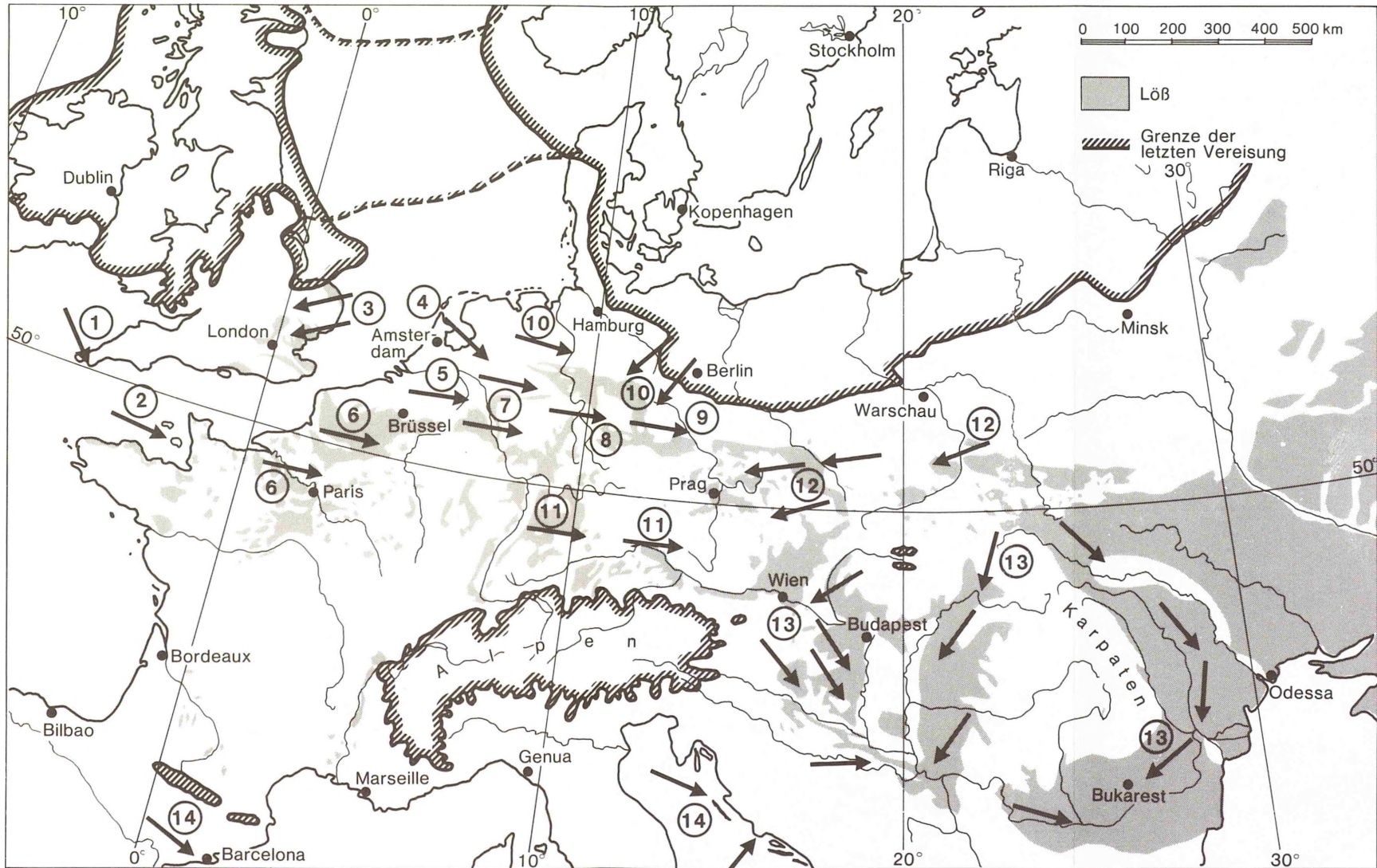


Abb.1: Paläowindkarte von Europa. Dargestellt sind die Verbreitung der Lößvorkommen (n. FINK et al. 1977) und daraus ableitbare Lößwinde (Pfeile). Neueste Befunde (CAMERON et al. 1987) sprechen gegen die ältere Auffassung einer Konfluenz von britischem und skandinavischem Eis in der nördlichen Nordsee.

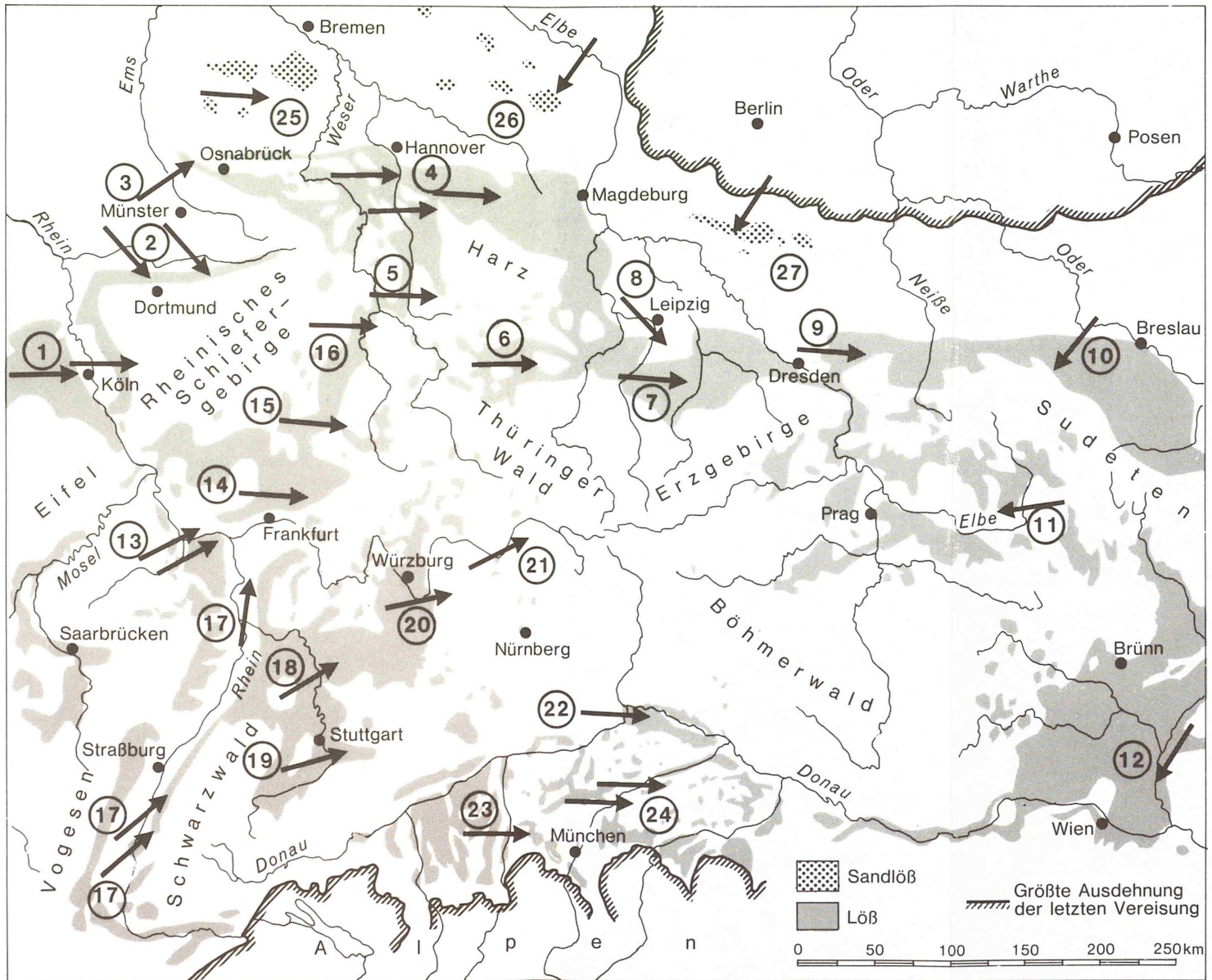


Abb.2: Paläowindkarte von Mitteleuropa. Dargestellt sind die Verbreitung der Löß- und Sandlößvorkommen (n. FINK et al. 1977) sowie die aus diesen ableitbaren Lößwinde (Pfeile).

MITTEILUNGEN AUS DEM GEOLOGISCHEN INSTITUT
DER UNIVERSITÄT HANNOVER

Noch lieferbar :

- Heft 1: BERNHARD, H.: Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in NW-Niedersachsen.- 108 S., 5 Taf., 1963. DM 5,--
- Heft 2: RICHTER, K.: Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm.- SICKENBERG, O.: Neue Säugetierfunde aus dem Gipskarst von Osterode/Harz.- MICHAEL, E.: Mikroplankton und Sporomorphe aus dem NW-deutschen Barreme.- 48 S., 7 Taf., 1964. DM 3,--
- Heft 3: RICHTER, K.: Der Salzstock von Lüneburg im Quartär.- BENDA, L. & MICHAEL, E.: Ein neues Vorkommen von marinem Holstein-Interglazial bei Lüneburg.- RICHTER, K.: Konnektionierungsmöglichkeiten niedersächsischer Flugsandrhythmen.- 50 S., 10 Taf. 1966. DM 2,50
- Heft 4: SCHRAPS, A.: Schwermineraluntersuchungen an quartären Sanden im Bereich der ostfriesischen Inseln Baltrum, Langeoog und Spiekeroog.- 149 S., 17 Taf., 1966. DM 5,50
- Heft 8: Sonderheft zum 65. Geburtstag von K. RICHTER mit Beiträgen von J.-D. BECKER-PLATEN, H. BERNHARD, J.-P. GROETZNER, H.-U. HARK, H. HILTERMANN, E.-R. LOOK, G. LÜTTIG, E. MALZAHN, R. MARCZINSKI, H. PUTZER, W.G. SCHRAPS, G. SCHÜTT, E.-G. SCHULZE, O. SICKENBERG H. VIERHUFF.- 190 S., 1968. DM 8,--
- Heft 10: Sonderheft zum 70. Geburtstag von O. SICKENBERG mit Beiträgen von C. BRAUCKMANN, G. HILLMER, U. LEHMANN, E. MICHAEL, Hg. PAPE, K. RICHTER, G. SCHÜTT, H. TOBIEN.- 162 S., 1971. DM 8,50
- Heft 11: GROETZNER, J.-P.: Geschiebeführung und Stratigraphie saale-eiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen).- 76 S., 20 Abb., 7 Tab., 2 Taf., 1972. DM 5,--
- Heft 12: PREUSS, H.: Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassenkörper bei Bodenfelde (mit einer geologischen Kartierung). RAUSCH, M.: Der "Dropstein-Laminit" von Bögerhof und seine Zuordnung zu den Drenthezeitlichen Ablagerungen des Wesertales bei Rinteln.- 86 S., 6 Tab., 4 Taf., 1975. DM 9,90
- Heft 13: (Unterkreideheft).- GEORGI, K.-H.: Mikrofaunistische Untersuchungen der Hilssandstein-Region (Apt/Alb) im Raum Salzgitter-Goslar.- SEILER, W.C.: Mikropaläont. Untersuchungen z. stratigraphischen Einstufung des Hilssandsteins (Unterkreide) in der Hilsmulde (Südniedersachsen).- HEINEMANN, B.: Lateritische Verwitterungsböden aus Hils-Sandstein (Unterkreide) und Doggertonen im Harzvorland bei Goslar.- 152 S., 7 Taf., 24 Abb., 2 Tab., 1976. DM 11,--
- Heft 15: KRÜGER, S.: Zur Taxonomie und Systematik isolierter Schwammskleren mit Beispielen aus der Unter-Kreide Ostniedersachsens.- DENEKE, E.: Ein Profil von den Ornat-Schichten (Callovium-Dogger) bis zum unteren Korallenoolith (Oxfordium-Malm) im Grubenfeld "Konrad", Salzgitter Bleckenstedt (Ostniedersachsen).- HENNINGSEN, D.: Schwermineral-Untersuchungen in quartärzeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover.- 146 S.; 3 Taf., 1978. DM 11,50

- Heft 16: FISCHER, U.: Der Schichtaufbau der tieferen Lias am EGGE-Osthang zwischen Horn und Langeland (Westfalen).- MUTTERLOSE, J.: Ontogenie und Phylogenie der Belemnitenart *Hibolites jaculoides* SWINNERTON, 1937 aus dem Hauterivium (Unterkreide) von NW-Deutschland (Sarstedt) und NE-England (Speeton).- 120 S., 7 Taf., 1978 DM 12,--
- Heft 17: SNIEHOTTA, M.: Bodenbewegungen von 1945-1974 im Subrosionsbereich des Salzstocks von Benthe (SW Hannover).- HOHM, D.: Über Erdfälle am nordwestlichen Harzrand zwischen Hahausen und Osterode am Harz (Niedersachsen).- NEUSS, P.: Zur Biostratigraphie und Fazies der Unterkreide-Serien (Hauterivium-Aptium) im Eisenerz-Tagebau "Morgenstern" N Goslar (SE Niedersachsen).- 222 S., 11 Taf., 1979. DM 25,--
- Heft 18: MAUTHE, F.: Probleme und Risiken bei der geplanten Einlagerung radioaktiver Abfälle in einem nordwestdeutschen Salzstock.- 60 S., 5 Abb., 1979. DM 4,--
- Heft 19: JÄGER, M.: Die Crinoiden der nordwestdeutschen Unterkreide.- 136 S., 12 Abb., 1 Tab., 16 Taf., 1981. DM 20,--
- Heft 21: KÖTHE, A.: Kalkiges Nannoplankton aus dem Unter-Hauterivium bis Unter-Barreme der Tongrube Moorberg/Sarstedt (Unter-Kreide NW-Deutschland).- 95 S., 56 Abb., 7 Tab., 10 Taf., 1981. DM 14,--
- Heft 22: HÜSER, M.: Die Feldspatgehalte quartärzeitlicher Sande Niedersachsens.- 81 S., 19 Abb., 6 Tab., 1 Taf., 1982. DM 7,--
- Heft 23: KREUSCH, J.: Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen an Dogger- und Malm-zeitlichen Ablagerungen im Raum Wolfsburg (Ost-Niedersachsen.- MEYER, Th.: Schichtaufbau und Biostratigraphie der Cenoman-Turon-Vorkommen in der Hilsmulde bei Kaierde (Niedersächsisches Bergland).- 91 S., 24 Abb., 3 Tab., 3 Taf. (in Tasche), 1983. DM 10,--
- Heft 24: MUTTERLOSE, J.: Die Unterkreide-Aufschlüsse (Valangin-Alb) im Raum Hannover-Braunschweig.- 61 S., 25 Abb., 1 Tab., 1 Taf., 1984. DM 9,50
- Heft 25: CHITSAZIAN, A.: Beziehungen zwischen Mineralbestand, Gefüge und technologischen Eigenschaften niedersächsisches Wealden. Sandsteine (Unterkreide).- 103 S., 12 Abb., 16 Tab., 3 Taf., 1985. DM 9,50
- Heft 26: BOMBIEN, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland.- 131 S., 32 Abb., 4 Tab., 1987. DM 18,50
- Heft 27: SCHRÖDER, P.: Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Untereibe.- 119 S., 55 Abb., 4 Tab., 1988. DM 10,--

Die angegebenen Preise sind Selbstkostenpreise, daher Rabattgewährung nicht möglich.

Bezug über: Institut für Geologie der Paläontologie
Universität Hannover
Callinstraße 30, D - 3000 Hannover 1