

**Begleittext  
zum Doppelblatt**

**SPÄT- UND NACHEISZEITLICHE  
ABLAGERUNGEN/  
VEGETATIONSENTWICKLUNG**

**aus dem Themenbereich II  
LANDESNATUR**

von

**Ernst Theodor Seraphim/Erich Kramm**

**Herausgegeben von der  
Geographischen Kommission für Westfalen  
Landschaftsverband Westfalen-Lippe**



**Aschendorff Münster  
1985**

## INHALT

### Dünen, Flugsanddecken und Löß

ERNST TH. SERAPHIM

1. Vorbemerkungen und Definitionen . . . . .	1
2. Flugsande . . . . .	3
2.1 Dünen . . . . .	3
2.2 Flugsanddecken . . . . .	12
3. Löß . . . . .	14
4. Eine Binnendüne der Senne (Interpretationsanleitung zur Atlas-Abbildung 2.4) . . . . .	18
Literatur . . . . .	20

### Moore

ERICH KRAMM

1. Vorbemerkungen und Definitionen . . . . .	22
2. Niedermoore . . . . .	23
3. Übergangsmoore . . . . .	25
4. Hochmoore . . . . .	25
5. Wirtschaftliche Aspekte . . . . .	27
Literatur . . . . .	28

# Dünen, Flugsanddecken und Löß

VON ERNST TH. SERAPHIM, PADERBORN

## I. VORBEMERKUNGEN UND DEFINITIONEN

Alle Landschaften dieser Erde befinden sich in einem steten Wandel. Dieser geht unter der Regie des planenden Menschen relativ kurzfristig, unter dem Einfluß der natürlichen endogenen und exogenen Kräfte dagegen im allgemeinen so langsam vor sich, daß er sich der menschlichen Beobachtung entzieht. Zu den bedeutendsten, nicht durch den Menschen verursachten Wandlungen des Landschaftsbildes in Nordwestdeutschland gehören in geologisch junger Zeit die Auswirkungen des Eiszeitalters. Infolge absinkender Temperaturen entwickelte sich aus einer geschlossenen Waldlandschaft eine offene Tundra, wenn nicht gar Kältewüste. Infolge der Bindung eines Teiles des Wassers als Eis wichen die Meere zurück, so daß große Flächen des Schelfgürtels der Kontinente bloßgelegt wurden. Über die offene Landschaft wehte zeitweise ein austrocknender Wind, der die transportablen Bodenteilchen mit sich führte und an anderer Stelle in mehr oder minder mächtigen Ablagerungen erneut sedimentierte. Nach der (vorläufig) letzten Kaltzeit fanden über das Tundrastadium die Wälder wieder in unseren Raum zurück, und die Fließgewässer schufen sich neue Täler.

Nach und nach machte sich dann der Mensch die Erde untertan. Durch Rodung und Beweidung wurden die natürlichen Wälder wieder zerstört; das führte – wenigstens in Nordwestdeutschland – schließlich erneut zu einer weit hin offenen Landschaft, in welcher der Wind noch einmal seine Kraft entfalten konnte, bis die Sandwehen und Zwergstrauchheiden mit der nur lokal bodenständigen Waldkiefer aufgeforstet wurden – auch dies wieder ein Beispiel für den relativ kurzfristigen Wandel des Landschaftsbildes!

Der vielfach allzu sorglose Umgang mit den Naturgütern Wasser, Luft und Boden läßt inzwischen den Zusammenbruch der Ökosysteme unserer Erde befürchten. Allein das Absterben der Wälder könnte bereits zu erheblichen klimatischen Veränderungen, zu schweren Erosionsschäden in den Hoch- und Mittelgebirgen, zur

Überlastung der Flüsse mit dem Erosionsschutt und zur Verlandung der Flußmündungen führen, d. h. zu Erscheinungen, wie sie – aus anderen Ursachen – auch im Eiszeitalter aufgetreten sind. Dies würde nicht zuletzt auch für die Folgen der Austrocknung der Landschaft durch den Wind gelten, die im folgenden für die letzten etwa 15 000 Jahre etwas genauer betrachtet werden sollen.

Dünen, Flugsanddecken und Löß sind Ablagerungen des Windes (äolische Sedimente) im Gegensatz zu denen des Wassers (aquatische Sedimente) und des Eises (glaziäre Sedimente). Äolische Sedimente werden im wesentlichen unter dem Gesichtspunkt der Korngröße der transportierten Teilchen gegliedert, womit zugleich Fragen nach der für den Transport erforderlichen Energie, der Länge des Transportweges und den jeweiligen Ablagerungsformen und -bedingungen angesprochen sind.

Eine Reihe der im Zusammenhang mit äolischen Sedimenten verwendeten Begriffe wird in der Literatur unterschiedlich benutzt; deshalb sei hier eine Definition gemäß der Verwendung in den folgenden Ausführungen vorausgeschickt.

**Dünen** sind durch den Wind hügelartig aufgeschüttete Flugsande, d. h. flugfähige Sande. Bei den Dünen der vorliegenden Karte handelt es sich um sog. Binnendünen, also Dünen, die nicht unter den besonderen Bedingungen der Meeresküsten in Strandnähe entstanden sind. Ihre Korngröße kann schwanken, liegt jedoch überwiegend in der Feinsand- und Mittelsandfraktion und zwar zwischen 0,1 und 0,4 mm. Die Übergangsfractionen zu den Grobschluffen (s. Löß) bzw. Grobsanden treten deutlich zurück (vgl. u. a. PYRITZ 1972, S. 111f.).

**Flugsanddecken** hingegen sind flächenhafte Ablagerungen von Flugsanden (vgl. WILL 1982, S. 222). Sie treten als flache, im allgemeinen nicht mehr als 1,5 m mächtige, oft auch mehrphasige Sanddecken vorwiegend auf den Geestrücken der Niederlande und Niedersachsens auf. Nach ihrer Körnung stehen sie den Dünen nahe, gehören also zu den groben äolischen Sedimenten. Im Korn sind sie jedoch

weniger einheitlich zusammengesetzt und neigen daher zu einer primären oder auch erst sekundär durch Filterwirkung erworbenen Bänderung.

Die Bezeichnungen für das Substrat, aus dem die Dünen und Flugsanddecken gebildet werden, lauten entsprechend **Dünensande** und **Flugdeckensande**. Der Begriff **Flugsände** hat also eine übergeordnete Bedeutung (vgl. WOLDSTEDT u. DUPHORN 1974, S. 382 oder HERDER-Lexikon „Geologie und Mineralogie“, 4. Aufl., 1972).

**Sandlöß**, auch **Flottsand**, **lössiger Sand** und **sandiger Löß** genannt, ist ein weniger verbreitetes Mischsediment von Flugsand und Löß, in dem oft die Staubfraktion ein deutlicheres, die Mittelsandfraktion ein kleineres Maximum in der Kornverteilungskurve bildet, wobei aber auch eine gleichmäßige Mischverteilung von Staub (Grobschluff), Feinsand und Mittelsand vorkommen kann. Er ist schichtungslos bis gestriemt, stets gröberporig als typischer Löß, diesem in der Farbe aber ähnlich (FINK 1976, S. 232). Nach LIEDTKE (1975, S. 83) ist er eine „grobe Abart des Löß“, die dann vorliegt, wenn der Anteil des Sandes (0,06 bis 2,0 mm) auf 15–20 Prozent ansteigt.

**Löß** ist ein flächenhaft abgelagertes, oft mehrere Meter mächtiges äolisches Sediment mit eindeutigen Korngrößenmaximum in der Grobschluff-Fraktion zwischen 0,02 und 0,06 mm (FINK 1976, S. 232). Er ist porös, in reiner Ausbildung schichtungslos und primär karbonathaltig. Seine Farbe in trockenem Zustand ist in der Regel gelb bis braungelb. Verwittert, d. h. entkalkt, wird er als **Lößlehm** angetroffen.

Da sich Dünen, Flugsanddecken, Sandlöß und Löß je durch eine eigene Körnung auszeichnen, sind sie als Ergebnis einer selektiven Wirkung des Windes aufzufassen. Ihre jeweiligen Herkunftsgebiete (Nährgebiete) weisen dagegen unsortierte oder nur grob vorsortierte Gemische sehr verschiedener Korngrößen auf. Eine Ausnahme bilden ältere Dünen als Nährgebiet für jüngere Dünen und ältere Lößablagerungen für jüngeren Löß. Je feiner die vom Wind abgelagerten Fraktionen sind, um so weiter entfernt können die Nährgebiete liegen. Lößstaub kann somit über große Entfernungen, d. h. über Hunderte von Kilometern, transportiert werden, Dünensand jedoch nur aus der Nachbarschaft der Dünen stammen. Größere Zerfallsprodukte des Gesteins, die der Wind nicht fortzubewegen vermag, bleiben als Steinsohle – oft mit sog. Windschliff-Marken – dort liegen, wohin sie

früher durch ein stärkeres Agens, z. B. das Inlandeis oder fließendes Wasser, gebracht worden waren.

Wie ein Blick auf die Karte erkennen läßt, besitzen die äolischen Sedimente im Raum Westfalen eine weite Verbreitung. Als allgemeine Regel läßt sich feststellen, daß die Dünen vorwiegend in der Nähe der größeren Flüsse (Rhein, Lippe, Ems, Weser, Aller) anzutreffen sind, die Flugdeckensande dagegen keine so enge Beziehung zum Flußsystem zeigen. Der Löß findet sich in erster Linie in den Randzonen von Gebirgen.

Vor der Frage nach den Ursachen für diese Verbreitung sei jedoch darauf hingewiesen, daß die Karte manche kleinflächigen Vorkommen äolischer Sedimente mit Rücksicht auf den gegebenen Maßstab nicht wiedergeben kann. Auf die Eintragung dünner ‚Flugsand- und Lößschleier‘ verzichten auch die als Quellen benutzten geologischen Karten; darüber hinaus gibt es echte Übergänge zwischen Dünen und Flugsanddecken sowie zwischen Flugsanddecken und Löß.

Da ein Atlaswerk stets den aktuellen Stand der Forschung spiegeln sollte und – wie die folgenden Ausführungen auch erkennen lassen – gerade die Erforschung der äolischen Sedimente noch nicht abgeschlossen ist, muß die vorliegende Karte an einigen Stellen Fragen offenlassen. Angesichts der tatsächlichen Bedeutung der äolischen Sedimente im Kartengebiet wäre es aber andererseits eine nicht vertretbare Auslassung, mit Rücksicht auf schon im Vorfeld erkennbare Probleme auf die Darstellung dieses Formenkompleses zu verzichten.

Schließlich sei auch darauf hingewiesen, daß die Bindung an ein relativ enges Fraktionsspektrum die äolischen Sedimente für eine Reihe industrieller und gewerblicher Nutzungen geeignet macht, so daß sie seit langem für spezielle Zwecke abgebaut werden. Dies hat sicher den Vorteil, Gelegenheit zur Erforschung vor allem ihrer inneren Strukturen zu geben. Da sich aber etwaige Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung z. B. der Dünen und daran anschließende Fragen nur unter Mitberücksichtigung auch der bereits abgetragenen Dünenfelder diskutieren lassen, wurden von den Bearbeitern der Karte sinnvollerweise auch nicht mehr existente Dünen aufgenommen. Die Kennzeichnung des abbaubedingten Zerstörungsgrades war dabei allerdings aus Gründen des Kartenmaßstabes nicht möglich. Bei der Interpretation der Karte ist noch zu berücksichtigen, daß den verzeichneten Dünen in Wirklichkeit nicht einzelne

Dünenindividuen, sondern stets ganze Gruppen und Felder entsprechen bzw. entsprochen haben.

## 2. FLUGSANDE

Flugsande – im Sinne der vorab gegebenen Definition – bilden sich dort, wo bestimmte Lockersedimente, von keiner Vegetation gebunden, wenigstens zeitweise trockenfallen und dann Winden einer bestimmten Stärke aus einer vorherrschenden Richtung ausgesetzt sind. Diese Situation kann sich unter bestimmten klimatischen wie kulturellen Bedingungen ergeben, die bei uns heute jedoch praktisch kaum noch erfüllt sind, so daß es sich bei den Flugsanden des Kartengebietes im allgemeinen um fossile Bildungen handelt.

Was die materiellen Bedingungen betrifft, so finden sich an Fein- und Mittelsanden reiche Lockersedimente, aus denen Flugsande ausgeht werden konnten, in erster Linie in den Flußterrassen, und zwar besonders dann, wenn diese aus den Verwitterungsprodukten von Sandsteinen bestehen, sowie in den Schmelzwasserablagerungen der Eiszeit. So besteht beispielsweise ein hoher Prozentsatz der von der Ems und oberen Lippe im Ostmünsterland abgelagerten weichseleiszeitlichen Terrassensande aus den Verwitterungsprodukten des relativ mürben Egge- und Osning-Sandsteins (Untere Kreide); die Terrassensedimente der unteren Lippe sind zum großen Teil Verwitterungsprodukte der Sandsteine der Haard, Hohen Mark und Borkenberge (Obere Kreide), die der unteren Maas und des Niederrheins Verwitterungsprodukte der nur schwach verfestigten bis lockeren sandigen Sedimente des älteren Untergrundes der Niederrheinischen Bucht (Oligozän und Miozän des Tertiärs). Sandige eiszeitliche Schmelzwasserablagerungen füllen weitflächig das breite Urstromtal der Aller und unteren Weser (Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal des Warthe-Stadiums der Saale-Eiszeit) und haben als Sander und Kames auch Anteil am Aufbau des Westfälischen Tieflandes und der Geest Niedersachsens, aber auch der Senne im Ostmünsterland. Einen Sonderfall als Nährgebiet von Flugsanden stellt der während der Weichsel-Eiszeit trockengefallene Meeresboden der südlichen Nordsee dar.

Auf die vorab erwähnten klimatischen, aber auch kulturellen Bedingungen, unter denen Lockersedimente der beschriebenen Art vom Wind

erfaßt und als Dünen oder flächenhaft wieder abgesetzt werden konnten, soll im folgenden näher eingegangen werden.

## 2.1 DÜNEN

„Kaum eine Erscheinung Norddeutschlands ist . . . so oft literarisch behandelt worden wie die Dünen. Deswegenachtet ist, bis auf genauere Datierungen, die Entstehung noch so umstritten wie vor 40–50 Jahren . . .“ (HESEMANN 1975, S. 372).

„Man muß also mit der zeitlichen Einordnung von Dünen vorsichtig sein, besonders, wenn man ihre Richtung und Form für die Beurteilung der Windverhältnisse des ausgehenden Diluviums heranzieht, wie das POSER tut. Man darf also nicht alle deutschen Binnendünen als gleichartig ansprechen, sondern muß in jedem Einzelfalle das Alter festzustellen versuchen“ (LOTZE 1949, S. 25f.). (Diluvium ist eine ältere Bezeichnung für das Eiszeitalter, heute Pleistozän genannt.)

Als F. LOTZE, früherer Direktor des Geologischen Instituts an der Universität Münster, die Mahnung an die Fachwelt richtete, im Urteil über das Alter und damit die klimatischen Bedingungen der Bildung unserer Binnendünen vorsichtig zu sein, da spielte er auf die bis dahin kaum jemals ernsthaft in Zweifel gezogene Lehrmeinung an, die Binnendünen Westfalens und des Norddeutschen Tieflandes seien bereits in der Eiszeit entstanden. Diese in erster Linie von SOLGER (1910, 1931 u. a.) aufgestellte These ging von der Überlegung aus, daß sich große Dünenfelder, wie sie in einigen Teilen Mitteleuropas vorkommen, nur in einer wüstenähnlichen Landschaft hätten bilden können. Als solche kam für SOLGER nur eine Kältewüste in Betracht, wie sie in den nicht vergletscherten Randgebieten des Inlandeises einmal geherrscht haben mußte. Aufgrund aktuogeologischer Studien in den Wüstengebieten Zentralasiens hielt SOLGER die zahlreichen Bogendünen Norddeutschlands für Barchane (= Sicheldünen). Bei diesen handelt es sich um Dünen, deren seitliche Flügel oder Arme dem Kernstück vorausziehen, so daß auf der dem Wind abgewandten Leeseite ein mit steilen Hangwinkeln eingefasster Innenraum entsteht. Da die Bogendünen Norddeutschlands in typischer Ausbildung nach Westen geöffnete Innenräume besitzen, schloß SOLGER auf Ostwinde, durch welche diese Dünen entstanden sein sollten. Die auch ihm bekannte Tatsache, daß die Steilhänge dieser Dünen jedoch nicht nach innen, sondern nach außen und zwar vorwiegend nach Norden und Osten weisen, erklärte er mit jüngeren Überformungen der Dünen durch Winde um Südwest.

Der Gang der Forschung, ohne dessen Kenntnis die noch bis in die Gegenwart andauernde Diskussion selbst einiger Grundlagen der Dünenbildung (vgl. obiges Zitat von HESEMANN, vormals Präsident des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen) nicht verständlich ist, war zunächst dadurch gekennzeichnet, daß trotz wiederholter Kritik an der von SOLGER vertretenen Hauptwindrichtung während der Bildungszeit der Dünen die überwiegende Zahl der Quartärgeologen und Physiogeographen an der zeitlichen Einordnung der Binnendünen in die Eiszeit festhielt. Zu den bemerkenswertesten Kritiken an der von SOLGER behaupteten Windrichtung gehören die Ausführungen von LOUIS (1928) über die Form der norddeutschen Bogendünen, die er A. PENCK, einem Pionier der deutschen Eiszeitforschung, zu dessen 70. Geburtstag widmete.

Zu den Geologen, die sich fast uneingeschränkt für ein bereits eiszeitliches Alter unserer Binnendünen aussprachen, gehörte um die Mitte unseres Jahrhunderts nicht zuletzt auch H. POSER, damals Lehrstuhlinhaber am Geographischen Institut der Technischen Hochschule Braunschweig, auf dessen Auffassungen LOTZE sich in dem angeführten Zitat bezogen hat.

POSER hatte angesichts des Hin und Her zwischen den Befürwortern und Gegnern nicht nur der Ost- bzw. Westwind-These, sondern auch weiterer Autoren, die noch andere Windrichtungen für die Bildung der von ihnen untersuchten Dünen in Anspruch nahmen, in drei Artikeln (1948, 1950, 1951) den sicher notwendigen Versuch unternommen, einen Schlußstrich unter die nicht enden wollende Diskussion zu ziehen. Dafür hatte er zunächst die für die Feststellung der Windrichtung maßgeblichen Kriterien gesichtet, diese sodann auf die Binnendünen West-, Mittel- und Osteuropas angewandt, daraus die jeweilige Windrichtung abgeleitet und schließlich auf der Grundlage der Windzirkulation versucht, die über Europa während der Dünenbildung in den Sommermonaten des Spätglazials herrschende Luftdruckverteilung zu rekonstruieren.

Wegen ihrer grundsätzlichen Bedeutung seien die für die Feststellung der Windrichtung maßgeblichen Kriterien im Anschluß an POSER (1951, S. 41) hier aufgeführt. Zu beachten sind danach

- die Lage der Dünen zu ihrem Herkunftsgebiet
- die Exposition der Luv- und Leeseite der Dünen

- die innere Schichtungsstruktur der Dünen
- die Richtung der Öffnung und der Achsen der Bogendünen
- die Richtung der echten Strichdünen und
- die Richtung der Längserstreckung von Bogen- und Strichdünenfeldern.

In Anwendung dieser Kriterien sprach sich POSER mit Bezug auf Mitteleuropa für Winde um West bis Südwest aus und begründete damit eine Lehrmeinung, die seither die Unterstützung der Mehrzahl seiner Fachkollegen gefunden hat.

Tatsächlich liegen viele der Dünen, welche Maas, Rhein, Ems, Weser und Aller begleiten, auf der Ost- bis Nordost-Seite dieser Flüsse, woraus gut vorstellbar ist, daß der Dünenstand aus den entsprechenden Flußniederungen ausgeht wurde. Auch weisen die flachen Luvhänge der Dünen im allgemeinen nach W bis SW, während die steilen Leehänge nach O bis NE gerichtet sind. Für die Sennedünen gibt MAAS (1952, S. 39) auf der Luvseite Böschungswinkel von 10 Grad, auf der Leeseite von etwa 30 Grad an. Nach LIEDTKE (1975, S. 85) weisen die Osthänge der nach Westen geöffneten Dünenbögen in den mitteleuropäischen Altmoränengebieten im Durchschnitt Böschungswinkel zwischen 18 und 25 Grad, maximal sogar 34 Grad auf. Die Außenseite des Nordschweifes (Nordflügels) der Bogendünen sei steiler als die des Südschweifes, wo sie etwa 8 bis 13 Grad betrage. Die Vermessung der großen Dünenbögen der Senne zwischen Sennestadt und Augustdorf ergab Luvwerte unter 10 Grad, während die Leewinkel besonders häufig zwischen 10 und 15 Grad lagen (SERAPHIM 1968/1980, S. 32). Bei Bogendünen öffnet sich der Innenraum, der gelegentlich zu einer flachen Wanne ausgeblasen ist und dann von einem Moor erfüllt sein kann, nach W bis SW. Auch die Strichdünen und Dünenfelder haben nach POSER im allgemeinen einen SW-NE-Verlauf.

Trotz dieser zahlreichen Argumente hat es stets auch abweichende Auffassungen gegeben, die nicht einfach übergangen werden dürfen. Zunächst können natürlich spezielle Bedingungen, wie sie im Randgebiet von Gebirgen, Bergzügen und Pässen herrschen, örtlich zu typischen Abweichungen der Windrichtung und damit der Dünenausbildung führen. Hierzu könnten z. B. die von MÖLLER (1950, S. 44) am Nordrand der Haard beschriebenen und auf Nordostwinde zurückgeführten Dünen – soweit nicht andere Gründe vorliegen – gehören. Da

sind ferner, wie auch die Atlaskarte erkennen läßt, Dünenfelder und flächenhafte Vorkommen von Flugsanddecken zu beachten, die nicht nur östlich, sondern auch westlich bis südwestlich der als Nährgebiet geltenden Flußtäler liegen, z. B. westlich der Ems zwischen Rheine und Meppen. Weiterhin ist da der Hinweis von HESEMANN (1975, S. 372) auf dünenfreie Zonen nordöstlich von potentiellen Nährgebieten, und da sind nicht zuletzt die zahlreichen Dünen, deren Grundriß so unregelmäßig ist, daß sie keiner der von POSER (1951, S. 41) erwähnten Formen entsprechen, worauf im folgenden noch näher eingegangen wird.

Dünen jenes Typus, den POSER für die Bogendünen Norddeutschlands in Anspruch nimmt, werden im allgemeinen – wenn auch nicht ganz

anzutreffen. Außerdem seien sie als „Element der Küstendünen“ zu finden. Der Veranschaulichung des hier Gesagten dient Abb. 1.

Des weiteren beschreibt MACHATSCHKEK auch einige Umformungen der Barchane, sei es durch Wiederbelebung nach einer Phase des Stillstandes durch Bewuchs oder infolge Umkehr der Windrichtung. Diese Veränderungen können z. B. zur totalen „Umkrempelung“ des Barchan oder zur Verschmelzung benachbarter Barchane zu langen Kettendünen und auch zur sekundären Ausbildung von Parabeldünen führen. Auch einige Dünen in Westfalen, z. B. in der Horner Mark (Meßtischblatt = TK 3708, Gronau) sind vor nicht langer Zeit von THIERMANN (1968, S. 94) als typische Barchane angesprochen worden, während HESEMANN (1975, S. 368ff.) ernst-

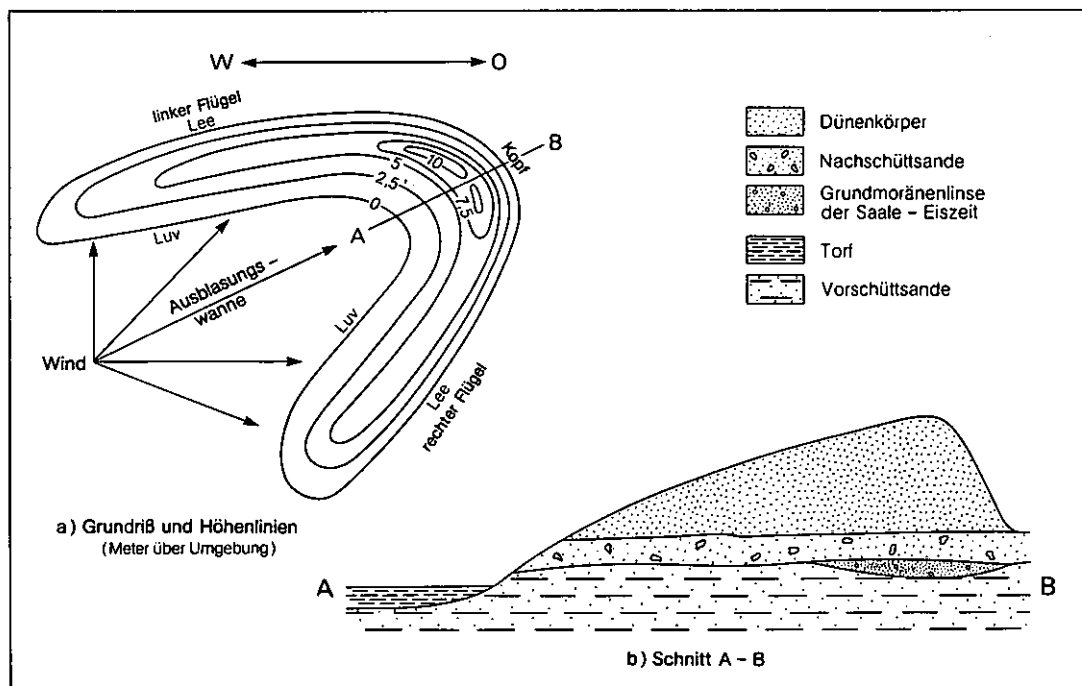


Abb. 1: Schema einer sog. Parabeldüne (nach SERAPHIM 1968/1980)

korrekt – als Parabeldünen bezeichnet. Abgesehen von ihrer Gestalt (längere Flügel, steile Leeseite nach außen gerichtet) unterscheiden sie sich von den Barchanen auch in ihrer Dynamik, da ihr Kopfstück den Flügeln vorausseilt, statt hinter ihnen zurückzubleiben. Nach MACHATSCHKEK (1973, S. 168f.) sind die Parabeldünen in den winterkalten Steppen und Wüstensteppen weit verbreitet und als fossile Formen auch auf den Sanderflächen und in den Urstromtälern im Umkreis der kaltzeitlichen Vergletscherungen

haft in Erwägung zieht, daß eine Reihe von Dünen der Bockholter Berge bei Westbevern (TK 3912), der Wentruper Berge bei Emsdetten (TK 3811) und der Senne (Abb. 2) wenigstens in ihrer ursprünglichen Anlage Barchane gewesen sind, die aus östlicher bis nördlicher Richtung aufgeweht wurden. In ihrem heutigen Zustand, d. h. nach starker Überformung durch südwestliche Winde, stellen diese Dünen nach HESEMANN freilich weder typische Barchane noch Parabel- oder Strichdünen, sondern komplexe

Bildungen dar. Die bereits von LOTZE angeratene Vorsicht bei der Beurteilung der Dünen scheint also begründet zu sein.

Was LOTZE seinerzeit in erster Linie bewegte, war freilich etwas anderes. Es war der Umstand, daß POSER die Windrichtung und die Luftdruckverhältnisse während des Spätglazials unter der Voraussetzung erschlossen hatte, daß die Dünen nicht nur allgemein aus der Eiszeit stammen, sondern in ihren Merkmalen seither auch keine wesentlichen Veränderungen mehr erfahren ha-

wesentlich ergänzt werden konnten, dann vor allem von BRANDT (1950) an der unteren Lippe, von MAAS (1952) in der Senne sowie an der Lippe und Ems, ferner von HAMBLOCH (1958) an der oberen Ems, von PYRITZ (1972) im Niedersächsischen Tiefland und von SKUPIN (1983) im Bereich Delbrück (TK 4217) haben nach und nach gezeigt, daß viele Dünen, deren äußere Merkmale auf West- bis Südwest-Winde schließen lassen, ihre Gestalt erst seit dem jüngeren Atlantikum, d. h. seit etwa 5000 Jahren vor

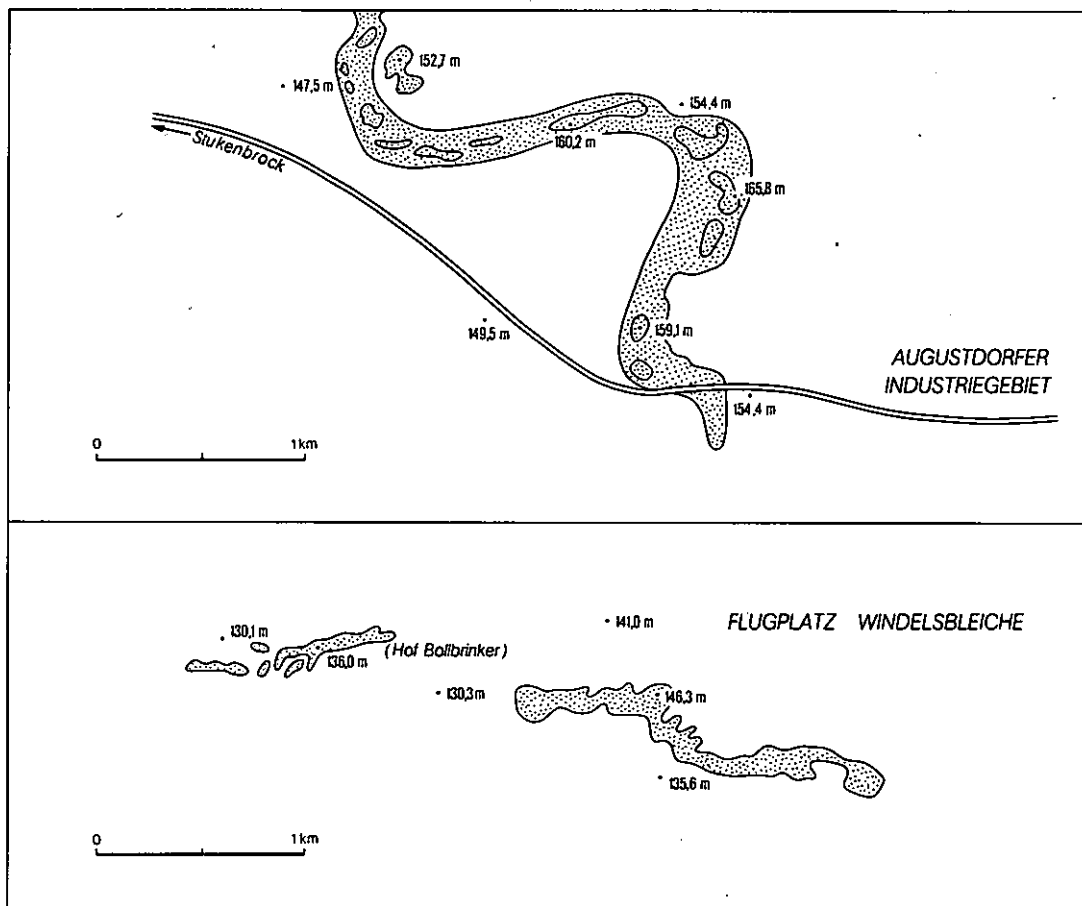


Abb 2: Komplexe Altdünen der Senne (nach HESEMANN 1975)

ben sollten: „Von geringfügigen nachträglichen Veränderungen abgesehen, die H. LOUIS und E. SOLGER schon behandelten, haben die vorzeitlichen Dünen ihre Grundformen und Haupteigenschaften bis auf den heutigen Tag bewahrt“ (POSER 1951, S. 41).

Nach heutigen Kenntnissen ist diese Auffassung jedoch nicht haltbar. Beobachtungen zuerst von LOTZE selbst (1949) an den Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe, die später durch LANGE (1971) und SKUPIN (1983) noch

heute, also lange nach der Eiszeit erhalten haben.

Zu dieser Erkenntnis trugen anfangs allein vor- und frühgeschichtliche Funde unter, in und auf den Dünen sowie pollenanalytische Untersuchungen in organischen Horizonten bei, die in oder unter den Dünen lagen oder sich mit diesen verzahnten. Eine wesentliche Hilfe für die Beweisführung des relativ geringen Alters dieser Dünen waren später auch die Radiokarbon-Datierungen von Torfen im Liegenden der



Dünen, von humosen Horizonten in ihrem Inneren sowie von Kulturschichten, die am Aufbau mancher Dünen teilhaben. Eine wegen ihrer Höhe von 16 m über Umgebung besonders bekannte Düne im Einzugsbereich der oberen Ems, die inzwischen freilich weitgehend abgebaut ist, war der Heppel bei Füchtorf (TK 3914 Vermold). Hatte HESEMANN (1975, Abb. 246c, 247) diese Aufwehung noch als Altdüne mit junger Überformung durch SW-Winde aufgefaßt, so ergaben die Untersuchungen von BURKRICHTER (1982) eine erst spätmittelalterliche Bildungszeit. Maßgeblich für diese Einordnung waren die Radiokarbon-Datierung von Proben einer liegenden Torfschicht mit  $620 \pm 50$  Jahren n. Chr. Geb. und der Fund von Buchweizenpollen im jüngsten Torf. In die gleiche Richtung weist, wie SERAPHIM und E. MÖLLER-TEMME 1969 photographisch belegen konnten, auch die Tatsache, daß die Düne stellenweise einem mittelstarken Podsol mit scharf begrenzten, also nicht verwaschenen, sondern außerordentlich frischen Horizonten auflag, durch keine echten Bodenbildungen gegliedert war und auf ihrem Scheitel nur einen unreifen rezenten Boden trug, bei dem es sich um einen Ranker-Podsol handelte. Allerdings ist hier wie in manchen ähnlich gelagerten Fällen nicht auszuschließen, daß ein reiferer Boden bereits vorhanden war und in jüngster Zeit wieder abgetragen wurde.

Das wichtigste Ergebnis der mit den Studien LOTZES über das Alter der Dünen bei Mantinghausen (1949) in Gang gekommenen neueren Dünenforschung liegt mithin in der Erkenntnis, daß es notwendig ist, zwischen Altdünen und Jungdünen zu unterscheiden!

Unter **Jungdünen** versteht man alle Aufwehungen, die seit dem jüngeren Atlantikum erfolgten, mit dem offenbar eine Wiederbelebung der etwa seit dem Ende des Eiszeitalters zum Stillstand gekommenen Dünenbildung begann. Es ist sicher kein Zufall, daß der Beginn der Generation der Jungdünen zeitlich etwa mit dem Beginn des Ackerbaues durch den jungsteinzeitlichen Menschen zusammenfällt (vgl. Atlas-Übersicht 2.3). Je nach Siedlungsdichte, Bevorzugung bestimmter Siedlungsräume und Anwendung bestimmter Wirtschaftsformen haben sich die Dünen nicht nur in der Jungsteinzeit, sondern auch in den folgenden Epochen bis zum Mittelalter und noch danach gebildet oder umgebildet. Eine besondere Rolle hat dabei bis ins 19. Jahrhundert die Plaggenwirtschaft gespielt, deren Beginn im Niedersächsischen Tiefland zwischen 800 und 1200 n. Chr. Geburt

vermutet werden darf (vgl. PYRITZ 1972, S. 110). Für die Sandböden des Emslandes und der Westfälischen Bucht geben FASTABEND u. v. RAUPACH (1962) sowie MÖCKENHAUSEN, SCHARPENSEEL u. PIETIG (1968) das frühe Mittelalter an.

Die mit speziellen Geräten gewonnenen Heideplaggen und relativ seltenen Grasplaggen fanden zunächst als Streu in den Ställen Verwendung. Anschließend wurden sie, mit den Ausscheidungen der Tiere versetzt, als Naturdünger auf die Äcker gefahren, wo sie über die Jahrhunderte zur allmählichen Aufstockung der humosen Ackerkrume bis zu 1,20 m starken Plaggenböden beitrugen. Der wiederholte Plaggenhieb beraubte dabei die Heideflächen immer wieder ihrer schützenden Vegetation und Humusschicht. Im Niedersächsischen Tiefland hat dieses Verfahren nach PYRITZ (1972, S. 110), der als weiteren Faktor auch die wachsende Schafhaltung nennt, seinen Höhepunkt sogar erst im 18. und 19. Jahrhundert erreicht. Für die Altkreise Meppen und Aschendorf/Hümmling berechnete PYRITZ die Größe der „Wehsandflächen“ für die Zeit von 1785–1872 in extremen Fällen sogar auf mehr als 50 Prozent der Gemarkungsfläche.

Außer der unmittelbaren Auswehung der Sande aus den bloßgelegten Flächen gab es seit der Inanspruchnahme des Bodens durch den Menschen auch andere Folgen der Zerstörung der Vegetation, die indirekt ebenfalls zur Bildung von Dünen zu führen vermochten. So konnten sich in der durch Plaggenhieb und zu starke Beweidung geschädigten Landschaft in unebenem Gelände bei starken Niederschlägen und während der Schneeschmelze tiefe Erosionsfurchen in den Sand einschneiden, die die heutigen Trockentäler bilden – soweit diese nicht bereits spätglazial angelegt sind –, wie man sie verbreitet z. B. in der Oberen Senne und auch sonst gebietsweise im Anschluß an die Talkante der Bäche und Flüsse des Tief- und Unterlandes beobachten kann. Es ist anzunehmen, daß der aus diesen Trockentalrissen ausgeschwemmte Sand zu einer Überfrachtung, Ausuferung und verstärkten Sedimentation der Fließgewässer geführt hat, ähnlich jener unter den klimatischen Bedingungen der Kaltzeiten des Pleistozäns, wobei zeitweise Sandbänke trockenfielen, aus denen manche der bach- und flußnahen Jungdünen ausgeweht sein mögen. Weiterhin führte das Abstechen der Talhänge der Bäche, um die als Wiesen nutzbaren Auen zu verbreitern – das bis in die Gegenwart überlieferte

„Wieskenmaken“ – , örtlich ebenfalls zu einer Sandüberlastung des Bach- und Flußsystems (SERAPHIM 1982).

Als weitere Beispiele dafür, daß das Auftreten von Jungdünen in Westfalen seit dem Neolithikum mit verschiedenen menschlichen, die Landschaft verändernden Maßnahmen in Beziehung gebracht worden ist, seien hier nicht zuletzt ein 1960 veröffentlichter Vortrag von MÖLLER-WILLE über „Natur und Kultur in der oberen Emssandebene“ genannt sowie eine Arbeit von BURRICHTER (1952) über „Wald- und Forstgeschichtliches aus dem Raum Iburg“, welche auch einen Beitrag zur Dünen- und Heidefrage und zur Siedlungsgeschichte des Menschen in diesem Raum enthält.

Da unsere Sandböden unter den klimatischen Bedingungen seit dem Atlantikum stets eine geschlossene Waldvegetation getragen hätten, können es nur menschliche Eingriffe in die Natur gewesen sein, die weitflächig zur Bloßlegung des Sandes als einer Voraussetzung der Jungdünenbildung führten. Mit der Aufforstung der Dünen seit dem 19. Jahrhundert hat die Weiterentwicklung und Neubildung von Jungdünen aufgehört. Wegen der im allgemeinen geschlossenen Vegetationsdecke liegen aber auch für den etwa 4000 Jahre umfassenden Zeitabschnitt des Alt-Holozäns und frühen Atlantikums nach Kenntnis des Verfassers bisher keine sicheren Nachweise von Dünenbildungen in dem Gebiet des Kartenblattes vor. In Mitteleuropa stand der Mensch während dieser Zeit noch auf der Stufe des Mesolithikums (Mittlere Steinzeit) und lebte in erster Linie von Wildpflanzen, Jagdtieren und Fischen, so daß er mit der Nutzung und damit Freilegung des Bodens noch nicht begonnen hatte.

Da eine morphologische Trennung von Jungdünen und Altdünen erhebliche Schwierigkeiten bereitet, ist zwischen ihnen in der Karte nicht unterschieden worden. Nach GRABERT (1952) haben sich bei Bevergern und Harsewinkel die unregelmäßig ausgebildeten „kuppigen Dünen“ als Jungdünen erwiesen. Zu im wesentlichen entsprechenden Ergebnissen ist auch PYRITZ (1972) im Niedersächsischen Tiefland gekommen. Ihr Verbreitungsgebiet soll dort jenes der Altdünen beträchtlich übertreffen. Als kennzeichnend für Jungdünengebiete bezeichnet PYRITZ die Regellosigkeit der Einzelformen, Schwankungen in der relativen Höhe von 2 bis 12 m und stark wechselnde Hangneigungen, die „mitunter den Winkel der natürlichen Schüttung von Sanden überschreiten“ (1972, S. 110).

Die gebräuchliche Terminologie sei auf die Einzelformen der Jungdünen nicht anwendbar.

Die von GRABERT und PYRITZ beschriebenen Kuppendünen sind besonders typisch im Hümmling ausgeprägt, wobei die Ausbildung der übersteilen Leehänge auf den alsbaldigen Bewuchs mit Pflanzen zurückzuführen ist, besonders mit Gräsern, die das Hinuntergleiten des lockeren Sandes verhinderten.

Die Altdünen sind demgegenüber ausnahmslos der Endphase der letzten Kaltzeit (Weichsel-Kaltzeit) und der frühen Nacheiszeit zuzuordnen und allein aus klimatischen Ursachen zu erklären. Folgt man PYRITZ, der sich mit den Vorkommen im Niedersächsischen Tiefland befaßt hat, so sind sie dort mit den Parabel- und Strichdünen identisch. Die Hangneigungen dieser Dünen betragen nach seinen Feststellungen im westlichen Niedersächsischen Tiefland nur wenige Grad bei einer relativen Höhe von selten mehr als 3 Metern. Dagegen könne im östlichen Niedersächsischen Tiefland bei Leehangwinkeln bis zu 15 Grad auch eine relative Höhe von 12 m erreicht werden. Diese Unterschiede sollen auf einem „nach Osten fortschreitenden kontinentalen Einfluß“ beruhen, wie er vor allem bei einem Vergleich mit den Nachbarräumen, den Niederlanden und Polen, sichtbar werde (1972, S. 109). Als ein charakteristisches Beispiel wird eine nördlich von Hassel im Dünengebiet der Aller gelegene, nach Westen geöffnete Parabeldüne im Drübber Holz (TK 3121 Dörverden) beschrieben (1972, S. 43): „Ihre 500 m langen, gut erhaltenen Äste bilden einen Winkel von etwa 45 Grad. Die relative Höhe zwischen der Deflationsmulde innerhalb der Parabel und dem Scheitelpunkt beträgt 7,5 m. Der 60 m lange Luvhang steigt mit 6,5 Grad an, der Leehang hat eine Neigung von 15 Grad.“

So eindeutig, wie es hiernach scheinen könnte, sind die Verhältnisse freilich nicht. Schon PYRITZ selbst merkt an, daß sich an der ursprünglichen Gestalt vieler Altdünen durch unmittelbare oder mittelbare Einflüsse des Menschen soviel geändert habe, daß sie die Kennzeichnung als Strich- oder Parabeldüne nur noch in eingeschränktem Maße verdienen (1972, S. 31). Die meisten der von ihm beschriebenen Altdünen sind nur noch in Relikten vorhanden, die beträchtlicher Ergänzungen bedürfen, um sie typologisch den Strich- oder Parabeldünen zurechnen zu können.

Es ist auch fraglich, ob es in erster Linie der in seinen Anfängen bis in die prähistorische Zeit

zurückreichende Ackerbau gewesen ist – wie PYRITZ (1972, S. 32) meint –, der die ursprüngliche Form der Altdünen zerstört hat. Stärker als PYRITZ dies tut, sind hier auch die Wirkungen des Windes zu bedenken; und was die notwendigen Ergänzungen betrifft, um wohlausgebildete Dünenbögen zu rekonstruieren, so wären sie weniger aufwendig durch die kürzeren Arme von Barchanen – wie es HESEMANN (1975) sieht – als durch mehrere hundert Meter lange Flügel von Parabeldünen. Dies bedeutet nicht, daß man jegliche Ergänzungsversuche wegen der damit verbundenen Unsicherheit unterlassen sollte, wohl aber, daß man nicht übersehen möge, wie leicht dabei Irrtümer unterlaufen können.

Wie problematisch es ist, aus der heutigen Dünengestalt auf das Alter und die ursprüngliche Gestalt der Dünen zu schließen, ergibt sich auch daraus, daß die jungen Aufwehungen häufig einen Kern besitzen, der einer Altdüne zuzuordnen ist. Ein anschauliches Beispiel hierfür ist die im Atlas unter 2.4 abgebildete Düne. Wie aus der Interpretationsanleitung (s. 4.) zu dieser Abbildung hervorgeht, wird der Altdünenkern dort von einer Reihe jüngerer Überwehungen mit jeweils eigenen Bodenbildungen abgedeckt, von denen wenigstens einige in die Bildungszeit der Jungdünen fallen.

PYRITZ fand, daß auch in den Dünenaufschlüssen Niedersachsens oft mehrere Aufwehungen mit abschließenden Podsolen stockwerkartig übereinander liegen. Man wird daher die Frage stellen müssen, ob eine solche Düne nun noch eine Altdüne ist, wie BRAUN (1968 b, S. 75) es sah, oder bereits eine Jungdüne nach PYRITZ (1972, S. 37). Da sich verschiedene alte Sedimentationskomplexe häufig nicht nur vertikal, sondern auch horizontal ablösen, ist die Beurteilung der Entwicklungsgeschichte und damit des Typus der Dünen innerhalb des Kartengebietes jedenfalls vom Grundriß und der heutigen Luv-Lee-Auslage allein nicht ausreichend gesichert. Wie man anhand von Aufschlüssen, eigenen Schürfen und Einschlügen beobachten kann, spielt es keine entscheidende Rolle, ob die Düne äußerlich mehr einer Jungdüne oder aber einem vermeintlichen Altdünen-Typus entspricht. Nach seinem Grundriß hätte der vom Abbau betroffene Abschnitt der erwähnten Heppel-Düne bei Füchtorf als Parabel- und damit als Altdüne gelten können, doch erwies er sich als sehr junge Bildung. Hieraus auch auf die noch nicht abgebauten Teile zu schließen, wäre aber ebenfalls voreilig. Umge-

kehrt verbergen sich unter den äußerlich senilen Formen vieler Sennedünen oft gleich mehrere junge Aufwehungen. Deshalb sind – wie bei den durch menschliche Einflüsse bedingten Dünen – auch bei den vermuteten Altdünen vergleichende <sup>14</sup>C-Datierungen, die Anwendung der Methode der Pollenanalyse, die Beachtung bodentypologischer und prähistorischer Gesichtspunkte und die Untersuchung des inneren Schichtungsgefüges erforderlich.

Ein bemerkenswertes Beispiel für eine interdisziplinäre Zusammenarbeit u. a. von Archäologie, Quartärgeologie und Pedologie (Bodenkunde) in einem Dünengelände stellt die von archäologischer Seite angeregte Untersuchung des paläolithischen (altsteinzeitlichen) Federmesser-Fundplatzes von Westerkappeln nordwestlich von Osnabrück dar, über die GÜNTHER (1973) und BRUNNACKER (1973) berichtet haben. Hier konnte für die Holzkohle, die aus einer Kulturschicht etwa 50 cm unter der Oberfläche eines flachen Dünenzuges entnommen wurde, in zwei verschiedenen Proben ein Alter von 8250 ± 200 Jahren v. Chr. Geb. (= 10 200 ± 200 vor heute) bzw. 9850 ± 300 Jahren v. Chr. Geb. (= 11 800 ± 300 vor heute) ermittelt werden (GÜNTHER 1973, S. 10). Hieraus ergibt sich für die Dünenforschung der Nachweis, es mit einem sehr alten äolischen Sedimentationskörper zu tun zu haben, dessen Aufwehung bereits in die Jüngere bzw. sogar Ältere (Park-)Tundrenzeit des Spätglazials fiel (vgl. Atlas-Übersicht 2.3).

Ein wichtiges Argument für die Datierung vieler Dünen bis in das Spätglazial zurück war schon vor der Entwicklung der Radiokarbon-Methode die Beobachtung, daß der älteste Sedimentationskörper dieser Dünen unmittelbar den periglazial stark gestörten schluffigen Sanden der oberen Niederterrasse der Flüsse aufliegt. Entsprechende Nachweise liegen z. B. für die Dünen auf der Niederterrasse der Lippe von Dedinghausen bei Lippstadt (MAAS 1952, S. 76), der Ems bei Wiedenbrück und der Emscher bei Dortmund-Mengede (WORTMANN brfl. b. MAAS 1952, S. 77) vor. Im Idealfall ist in diese oberen Lagen der spätweichseleiszeitlichen Terrassensedimente unserer Flüsse sogar noch eine warmzeitliche Bodenbildung mit datierbarem organischen Material (Humus, Torf) eingeschlossen, die das sog. Alleröd-Interstadial anzeigt, eine relativ warme Klimaperiode von etwa 1000 Jahren zwischen Jüngerer und Älterer Tundrenzeit, die daher an der periglazialen Verformung (Verfäلتungen, Frostkeile, Frostaschen) der Jüngeren Tundrenzeit noch teilgenommen hat. In

diesem Zusammenhang sei auf die informativen Abbildungen des Alleröd-Horizontes im Liegenden von äolisch sedimentierten Sanden der Jüngerer Tundrenzeit bei Uffeln/Schafberge durch BRAUN (1968 a, S. 61) sowie in der unter Flugsand begrabenen Oberen Niederterrasse der Lippe bei Mantinghausen durch SKUPIN (1983, S. 54) hingewiesen. Auch darf hier der an Holzkohle reiche, zwar schmale, aber signifikante sog. Usselo-Horizont – benannt nach dem Ort Usselo in der niederländischen Provinz Overijssel – nicht unerwähnt bleiben, dessen charakteristische Ablagerungen auch in Teilen Nordhessens, Westfalens und des westlichen Niedersachsens zu beobachten sind. Bei der Holzkohle dieses Horizontes handelt es sich nicht um eine Kulturschicht, sondern um Folgeerscheinungen des Laacher See-Ausbruches im Alleröd-Interstadial (Abb. des Horizontes bei BRAUN 1968 a und SKUPIN 1983).

Hinweise – mit oder ohne  $^{14}\text{C}$ -Datierung – auf alte Kerne von in jüngerer Zeit äolisch überformten Dünen oder sogar auf echte Altdünen finden sich u. a. auch in den bereits erwähnten Arbeiten von MAAS (1950), HAMBLOCH (1958), THIERMANN (1968), PYRITZ (1973) und HESEMANN (1975). Die von GRABERT (1952) bei Bevergern und Harsewinkel als Dünen einer „Älteren Generation“, „alte Dünenzüge“ und „alte Strichdünen“ bezeichneten äolischen Ablagerungen könnten demgegenüber auch z. T. nur ältere Bildungen innerhalb der hier unter dem Begriff „Jungdünen“ zusammengefaßten, letztlich anthropogen zu erklärenden Dünengruppe darstellen.

Da das Spätglazial der Weichsel-Eiszeit tatsächlich eine Periode starker Dünenbildung war, wie sich auch in Gebieten außerhalb des Kartenblattes, z. B. in Polen und in der Tschechoslowakei, bestätigt hat, und die späteren Dünenaufwehungen, so bedeutsam sie auch waren, allein aus klimatischen Gründen ohne den Einfluß des Menschen nicht denkbar erscheinen, kann das Spätglazial mit WOLDSTEDT (1955, S. 381) immer noch als „die eigentliche Zeit der Dünenbildung“ bzw. mit SOLGER (1931, S. 104), einem der Begründer der Dünenforschung, auch heute noch als „die Dünenzeit“ bezeichnet werden.

Damit stellt sich – jetzt allerdings für die spätglazialen Dünen – erneut die Frage nach der **Hauptwindrichtung**. Was aus der Lage der Luv- und Leehänge der Dünen, wie sie uns heute begegnen, abgelesen werden kann, ist die Tatsache, daß in Mitteleuropa spätestens seit dem Atlantikum während der Aus- und Aufwehungs-

zeiten des Sandes Winde aus westlicher bis südwestlicher Richtung dominierten. POSERS Aussage zur Windrichtung und Luftdruckverteilung hatte sich jedoch, da er die Dünen praktisch allein für eiszeitliche Bildungen hielt, auf das Spätglazial, und zwar dessen Sommermonate, bezogen.

Nachdem die Existenz zahlreicher Altdünenkerne nachgewiesen ist, muß die Windrichtung, die während der Dünenaufwehung im Spätglazial herrschte, aus diesen selbst abgeleitet werden. Als auch von POSER genannter, offenbar aber kaum beachteter Anhaltspunkt sind dafür die Schichtungsstrukturen (Gefüge) der Altdünen bzw. ihrer Relikte zu nennen. Wie an der Oberfläche der Dünen die zuletzt wirksamen Winde durch den Luv- und Leehang rekonstruiert werden können, so lassen sich vergleichbar die Windexpositionen im Inneren der Dünen durch den Einfall der Schichten nachvollziehen. Da zu berücksichtigen ist, daß Dünen gelegentlich auch auf ihrer Luvseite akkumulieren können, muß man neben der Einfallrichtung auch den Einfallwinkel beachten. Verf. beobachtete bei Dünen in der Senne mehrfach unter flach lagernden jungen Aufwehungen Altdünenkerne, deren Schichten Einfallwinkel bis zu 40 Grad aufwiesen. Schon bei Werten über 20 Grad kann man, wie ja auch die etwas flacheren gegenwärtigen Hangwinkel zeigen, mit Sicherheit mit Schüttungen im Lee des Windes rechnen. Das eigentlich Interessante an den alten Dünensanden ist aber die Feststellung, daß der Steileinfall ihrer Schichten, also ihre Leeseite, mit dem heutigen Leehang der Düne nicht übereinstimmt! Das gilt z. B. auch für die Düne in der schon erwähnten Atlas-Abbildung 2.4, deren Altdünenkern mit Schichtwinkeln um 35 Grad nach SSE einfällt. Besonders eindrucksvoll geht die im Verhältnis zum jungen, durch Winde um SW geformten Leehang widersinnige Schüttungsrichtung aus einer inzwischen abgebauten, aber im Bild erhaltenen Altdüne etwa 750 m weiter westlich hervor (SERAPHIM 1968/1980, Abb. 16). Gemeinsam ist diesen sowie anderen Beispielen, so auch einer von HESEMANN (1975, S. 367) abgebildeten Sennedüne am Flugplatz Windelsbleiche, daß die Steilschichtung des alten Dünenkerns nach S bis SE einfällt. Dabei ist es in keinem dieser Fälle möglich, in dem betreffenden Dünenabschnitt entweder den südlichen Flügel einer nach Westen geöffneten Parabeldüne oder ein noch erhaltenes Teilstück des Nordarmes eines von Osten aufgewehten Barchans glaubhaft zu machen. Vielmehr

spricht die Schüttung eher für Winde um N bis NW, von denen diese Altdünen der Senne aufgeweht worden sind. Dieser Befund steht im Gegensatz zu der von POSER vertretenen Westwindrichtung und dem daraus entwickelten Bild von der Luftdruckverteilung über Mitteleuropa während des Spätglazials.

Einen wertvollen Beitrag zur Frage der Windrichtungen während der Weichseleiszeit auf der Grundlage der stärksten Neigung äolisch sedimentierter Sande verdanken wir MAARLEVELD u. VAN DER SCHANS (1961). Danach haben in den Niederlanden gegen Ende des Hochglazials Winde um Nord die Sandaufwehungen bewirkt, in der Älteren Tundrenzeit solche aus NW bis WNW und in der Jüngeren Tundrenzeit Winde aus WSW (Abb. 3). Hieraus folgert eine allmäh-

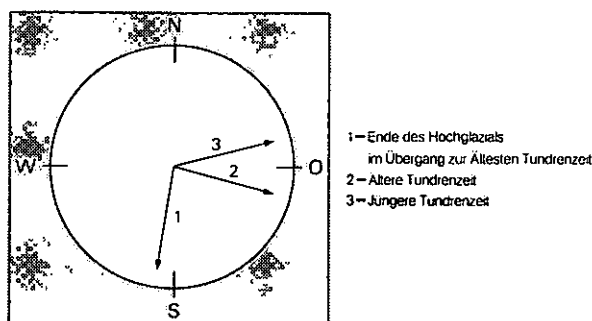


Abb 3: Vorherrschende Windrichtungen während des ausgehenden Hochglazials und im Spätglazial im nordwestlichen Mitteleuropa (vercinf. aus FRENZEL 1967, nach MAARLEVELD u. v. D. SCHANS 1961)

liche Drehung des Windes vom Hochglazial bis zum ausgehenden Glazial um etwa einen rechten Winkel gegen den Uhrzeigersinn. Mit Bezug auf die „älteren Dünen“ auf der Niederterrasse des Rheins und seiner Nebenflüsse stellt auch BRAUN (1968 b, S. 75) fest, daß die Aufwehungen während der Älteren Tundrenzeit vornehmlich durch NW-Winde und während der Jüngeren Tundrenzeit durch SW-Winde bedingt waren. So stellt sich – unter der Voraussetzung, daß die Windverhältnisse in Westfalen nicht andere als in den östlichen Niederlanden waren – die Frage, ob sich nicht manche Altdünen bzw. Altdünen-Teilstücke der Senne sogar noch aus dem ausgehenden Hochglazial bis in die Gegenwart hinübergerettet haben.

Unter den allgemein interessierenden Fragen der Dünenforschung sei hier noch jene der **Windstärke** angesprochen, die erforderlich ist, um lockeren trockenen Sand in Bewegung zu setzen. Nach LIEDTKE (1975, S. 85, aus DYLIKOWA

1969) sind für die Korngrößen zwischen 0,2 und 0,4 mm bereits Windstärken von 3,5 bis 5,0 m/sec. ausreichend, während für eine Bewegung hangaufwärts – eine Voraussetzung der Dünenbildung – 5,0 bis 6,7 m/sec. notwendig sind. Dies entspricht den Windstärken 3 (schwache Brise) und 4 (mäßige Brise) der Beaufort-Skala. Nach PELISEK (1963, S. 222) wurden für den Transport der Dünensande in der ČSSR Geschwindigkeiten von 3 bis 9 m/sec. ermittelt; 5 m/sec. entsprechen genau 18 km/Std. Daraus geht hervor, daß es also keiner gewaltigen Stürme bedurfte, wie man gelegentlich lesen kann, um Dünen aufzuwerfen. Im Gegenteil haben Winde einer stärkeren Intensität statt einer akkumulativen eher bereits eine erosive Wirkung; der Sand wird zudem in größerer Höhe und über eine weitere Entfernung verfrachtet und dann eher flächig als in Gestalt von charakteristischen Dünen abgesetzt.

Eine eingangs genannte Voraussetzung der Entwicklung von Flugsanden aller Art war schließlich auch die **Austrocknung** der bloßliegenden Sande. Hiermit kommt man zwangsläufig ein weiteres Mal auf die Windzirkulation während des Spätglazials zurück. Modelle, welche diese Zirkulation darstellen wollen, können nur dann richtig sein, wenn sie verständlich machen, weshalb relativ trockene und kalte Luftmassen die Großwetterlage während des spätglazialen Sommers beherrschten. Nicht der Wind allein, wenngleich er die für die Dünenbildung notwendige Energie lieferte, war der entscheidende, der kritische Faktor, sondern, abgesehen von den besonderen Bedingungen an den Meeresküsten, das Ausbleiben einer die Auswehung hemmenden **Vegetation**. Als natürliche Ursachen, welche die Bildung der Vegetationsdecke verhindern oder doch stark einschränken können, kommen im Binnenland nur sehr niedrige Temperaturen, extreme Trockenheit oder die gemeinsame Wirkung beider klimatischen Faktoren in Frage. Wo Bodenfeuchtigkeit, Niederschläge und Temperaturen ausreichen, rückt die Vegetation mit Flechten, Moosen und Zwergsträuchern – z. B. heute in Grönland – ungleich näher an das Inlandeis heran, als das während des Spätglazials der Weichsel-Eiszeit notwendig gewesen wäre, um die Ausbildung von Dünenfeldern und Flugsanddecken zu unterbinden. Nach den heute zur Verfügung stehenden Schätzungen waren die Temperaturwerte in Mitteleuropa, für sich allein genommen, wohl nicht tief genug, um die Entwicklung einer Vegetationsdecke zu verhindern.

Eine größere Rolle könnte die Temperatur freilich gespielt haben, wenn sie im Jahresdurchschnitt während der Jüngerer Tundrenzzeit nicht bei etwas mehr als 6 Grad, sondern 11 bis 12 Grad unter der heutigen anzusetzen wäre, wie dies KAISER (1960, S. 121) annimmt, so daß in Mitteleuropa bei minus 3 bis minus 4 Grad extreme periglaziale Klimabedingungen geherrscht hätten. Wahrscheinlich aber mußte zu den kühlen Temperaturen als weiterer Faktor noch ein trockener Wind hinzukommen. Doch sind „warme subtropische Luftmassen“, die – aus westlicher Richtung vom Atlantik kommend – am Nordrande des Azorenhochs nach Mitteleuropa hineinwehten, im Gegensatz zu POSER (1951, S. 43) wohl auszuschließen, da sie ganz andere als die nachgewiesenen periglazialen Klimabedingungen geschaffen hätten. In diesem Zusammenhang ist auch zu beachten, daß POSER in der von ihm veröffentlichten Luftdruckkarte für die Sommermonate des Spätglazials (1951, Abb. 5) u. a. die Vereisung der Alpen unberücksichtigt läßt, die aber für die Luftzirkulation und die herrschenden Temperaturen nicht völlig bedeutungslos gewesen sein dürfte.

## 2.2 FLUGSANDDECKEN

Da sich Dünen wohl nur an solchen Stellen bilden, an denen der in Bewegung geratene Sand durch ein Hindernis zunächst angehalten und dann zu einer der verschiedenen Dünentypen aufgehäuft wird, ist es in anderen Gebieten, wo die Voraussetzungen nicht gegeben waren, nur zu einer flächenhaften Ablagerung der Flugsande gekommen. Die Karte zeigt, daß diese Flugsanddecken eine noch größere Verbreitung haben als die Dünen – wengleich nicht in allen Fällen auch flache Dünen und Dünenreste gesondert dargestellt werden konnten. Ein Unterschied zwischen Dünen und flächenhaften Ablagerungen besteht darin, daß bei echten Dünen, mögen sie jung oder alt sein, im allgemeinen noch mit der Erhaltung von Relikten ihrer morphologischen Eigentümlichkeiten (Luv- und Leehang, Grundriß, Schrägstellung der Schichten, Lage von Altböden) zu rechnen ist, während die Flugsanddecken mit ihrer etwa waagerechten Schichtung und unklaren seitlichen Abgrenzung wesentlich einförmiger erscheinen.

Auch diese flächenhaften äolischen Sandablagerungen haben nicht nur klimatische Ursachen,

sondern gehen zum Teil ebenfalls auf menschliche Eingriffe in die Natur zurück. Im Gegensatz zu den Jungdünen jedoch setzt sich die vorwiegend anthropogene Bildung bis in die Gegenwart fort. Hauptsächliche Ursache ist dabei die Austrocknung von Sandäckern im Frühjahr vor der Einsaat oder bevor die aufgehende Saat den Boden zu binden vermag. Die ausgewehten Sande können, wo sie vor dem Zugriff des Windes besser geschützt sind, noch heute als mehrere Zentimeter, selten sogar Dezimeter mächtige Flugsanddecken wieder abgesetzt werden. Eine Sammlung von Beispielen für jungholozäne Flugsanddecken im nördlichen Münsterland mit genauer zeitlicher Zuordnung durch archäologische Funde oder <sup>14</sup>C-Datierungen in fossilen Böden findet sich bei WILL (1982, S. 222). In erster Linie interessieren hier jedoch die alten Flugsanddecken, die in der Karte freilich mit Rücksicht auf Übergänge, terminologische Probleme und noch bestehende Forschungslücken mit den jungen Flugsanddecken zusammengefaßt werden mußten.

Die alten Flugsanddecken sind Sedimente des Spät- und Hochglazials der Weichsel-Eiszeit. Aufgrund ihrer Beschreibung in den Niederlanden (dekzande, coversands; z. B. VAN DER HAMMEN u. MAARLEVELD 1952) oder dem Niedersächsischen Tiefland (z. B. DEWERS 1934/35, WILDVANG 1934/35, DOCKER u. MAARLEVELD 1957, ERBE 1958) und den Niederungen Westfalens (z. B. ARENS 1964, SKUPIN 1983) ist bekannt, daß sie eine außerordentlich weite Verbreitung besitzen und teilweise mit den früher als „Talsande“, „fluvio-glaziale Bildungen“ oder „Diluvialsande“ bezeichneten Sedimenten identisch sind. Wegen ihrer ackerbaulichen Nutzung, z. B. durch Plaggenauflage, haben sie jedoch häufig eine starke Veränderung erfahren. Dort, wo sie nicht der Ackerkultur unterlagen, sind sie in der Regel zu Jungdünen umgeformt worden, z. B. im Niedersächsischen Tiefland (PYRITZ 1972, S. 110).

Zur besseren Orientierung über die stratigraphische Situation möge ein Profil dienen (Abb. 4), das ARENS (1964, S. 135) bei Stadthorn aufgenommen hat und das in prinzipiell ähnlicher, wenn auch kaum jemals so vollständiger und differenzierter Ausbildung in allen Gebieten alter Flugsanddecken beobachtet werden könnte. An Stelle des Geschiebelehms werden als Liegendes der Flugdecksand-Serie in NW-Deutschland häufig auch saaleeiszeitliche Schmelzwassersande oder Terrassensedimente der Flüsse beobachtet.

Aus dem Profil geht hervor, daß drei verschieden alte, wenngleich auch stets spätglaziale Flugdecksande zu unterscheiden sind. Die Gliederung dieser kaltzeitlichen Flugdecksandserie erfolgt durch zwei warmzeitliche humose Horizonte, die Pflanzenbewuchs anzeigen. Der jüngere unter ihnen ist im Alleröd-Interstadial entstanden, das, wie bereits erwähnt, auch teilweise

men, daß sie aus durch den Wind bloßgelegten und zu Windkantern angeschliffenen Geschieben der oberen Lagen des zuvor mächtiger ausgebildeten saaleiszeitlichen Geschiebelehms besteht. Der hier ursprünglich sedimentierte kalkhaltige Geschiebemergel der Grundmoräne ist während des Ohe- und des Eem-Interglazials (zwischen Weichsel- und Saale-Eiszeit) entkalkt und zu Geschiebelehm geworden. Die zapfenartigen Gebilde, welche aus dem anstehenden Gestein der Oberen Kreide in den Geschiebelehm hineinragen, können als Aufschuppungen des Untergrundes durch das darüber hinweggleitende Saale-Inlandeis interpretiert werden, der Braunlehm als warmzeitlicher prä-saaleiszeitlicher Rest eines Verwitterungsbodens der Oberkreidekalke und -mergel.

Wie bereits festgestellt, folgt die räumliche Verbreitung der Flugsanddecken anderen Regeln als die der Dünen. Zwischen Dünen und Flugsanddecken besteht aber insofern eine nähere Beziehung, als die letzteren ein Nährgebiet für zahlreiche Dünen waren. Über die Herkunft der alten Flugdecksande selbst bestehen nur gebietsweise genauere Kenntnisse. Nach DÖCKER u. MAARLEVELD (1957, S. 232) wurden sie nach dem Höchststand des weichseleiszeitlichen Inlandeises durch „vornehmlich nordwestliche Winde aus den weiten Teilen des trockenliegenden Eem-Meeres“ landeinwärts und zwar besonders in die Niederlande und nach Niedersachsen getragen. Das Eem-Meer, dessen südlicher Küstenverlauf zum Teil bereits jenem der Nord- und Ostsee der Gegenwart ähnlich war, ist deren vor-weichseleiszeitlicher Vorläufer. Durch die Bindung von Teilen des Weltmeeres als Inlandeis fiel der Meeresboden während der Weichsel-Eiszeit in der Deutschen Bucht weitgehend trocken, so daß aus ihm die windempfindlichen Sedimente ausgeweht werden konnten. Von den alten Flugdecksanden in Westfalen darf man dagegen vermuten, daß sie überwiegend aus den Schotterterrassen der Flüsse stammen.

Mit dem Eem-Interglazial ist eine Zeit vor etwa 80 000 Jahren angesprochen, die der unseren in vielerlei Hinsicht – Temperaturen, Bodenbildungen, Vegetation – ziemlich ähnlich gewesen ist, nur daß der Mensch sich damals noch nicht aus der ihn umgebenden Natur gelöst hatte. Vor dem Eem-Interglazial aber gab es eine Reihe weiterer Kaltzeiten. Flugsanddecken und Dünen muß es in jeder dieser Kaltzeiten gegeben haben. Wenn sie uns bislang unbekannt sind, so liegt das in erster Linie wohl an ihrer Zerstörung, sei es durch fluviale und äolische

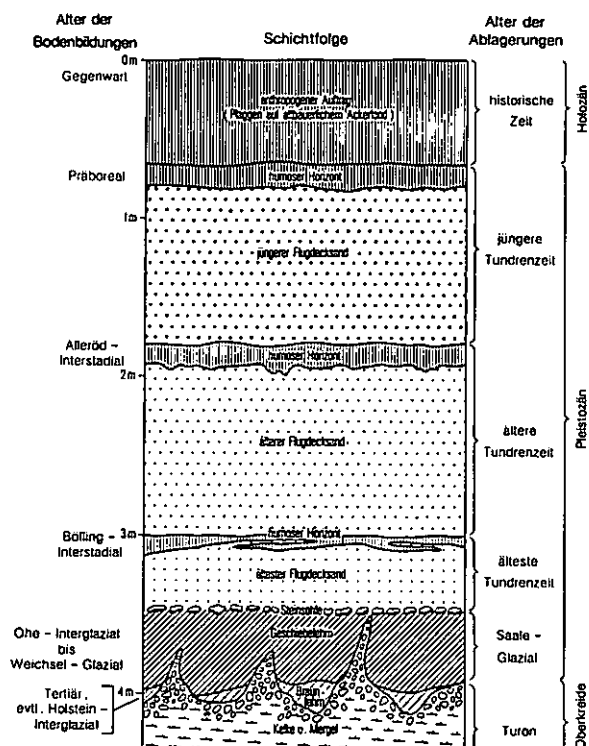


Abb. 4: Aufbau eines Flugdecksand-Profiles von Stadtlohn, Westl. Münsterland (nach ARENS 1964)

in der Ausbildungsform des Usselo-Horizontes als Liegendes von Altdünen vorkommt. Damit erweisen sich die sog. Jüngeren Flugdecksande (nicht zu verwechseln mit den jungen Flugsanddecken des Holozäns) als etwa gleichalt mit den Altdünen unseres Kartengebietes. Der ältere der beiden Warmzeithorizonte ist eine Bildung des Bölling-Interstadials (vgl. Atlas-Übersicht 2.3). Zwischen beiden Warmzeiten wurden unter kaltzeitlichen Bedingungen die sog. Älteren Flugdecksande abgelagert, vor dem Bölling-Interstadial die sog. Ältesten Flugdecksande. Sie liegen einer Steinsohle auf, die ebenfalls als kaltzeitliche Bildung, und zwar des Hochglazials der Weichseleiszeit, aufzufassen ist. (vgl. DÖCKER u. MAARLEVELD 1957, S. 232; ARENS 1964, S. 134). Da die Steinsohle der saaleiszeitlichen Grundmoräne aufliegt, darf man wohl anneh-

Erosion oder durch die Schürfung des Inlandeis (glaziäre Exaration) sowie an ihrer Überdeckung durch mächtige jüngere Sedimente. Hinzu kommt, daß die Chancen, die sich für eine bessere Kenntnis auch der älteren Abschnitte des Pleistozän durch zahlreiche Bohrungen geboten haben, z. B. in den über 60 m Mächtigkeit erreichenden Sennesanden, aus finanziellen Gründen leider viel zu wenig genutzt werden konnten.

### 3. LÖSS

„Die Vorstellungen über die Herkunft bzw. Transportrichtung des Materials, das zur Bildung der Sandlössse geführt hat, gehen auch heute noch weit auseinander“ (LANG 1974, S. 273).

„Noch immer nicht ganz geklärt ist die Frage, ob Löß von West- oder von Ostwinden sedimentiert wurde“ (LIEDTKE 1975, S. 82).

„Eine beschränkte Aufrollung der leidigen Lößfrage läßt sich bezüglich Windrichtung, fehlender Dünenformen und Übergänge in der Körnung von Löß zu Dünen-sanden nicht umgehen“ (HESEMANN 1975, S. 329).

Im Gegensatz zu den Dünen und Flugsanddecken ist der Löß in Mitteleuropa eine rein eiszeitliche Bildung. Da er ein besonders feinkörniges poröses Lockersediment bildet, neigt er, wenn er nicht durch die Wurzelschicht einer dichten Vegetationsdecke gebunden ist, in besonderem Maße zu **Umlagerungen**. Diese sind während der Eiszeit in erster Linie solifluidal, d. h. durch breiiges Bodenfließen erfolgt. Daneben hat aber auch eine äolische Umlagerung stattgefunden. Die nach solifluidalem Transport zur Ruhe gekommenen Lössse bilden heute in Becken und am Fuß von Berghängen mächtige kolluviale Sedimente, die fluvial transportierten Lößteilchen stellen einen wesentlichen Bestandteil der ebenfalls bereits eiszeitlichen Hochflutlehme unserer Flüsse und Bäche. Die bis in die Gegenwart besonders aus Äckern und Hohlwegen ausgeschwemmten Lössse finden sich zum Teil in den jungen Auenlehmen unserer Fließgewässer wieder.

Gegenüber dem eigentlichen Löß unterscheiden sich die solifluidalen und fluvialen Lößumlagerungen durch ausgeprägte Schichtungsmerkmale und Verunreinigungen. Die sog. Bänderung des Löß kann dagegen durch die Schwankungen der Transportkraft des Windes auch bereits ursprünglich angelegt sein (REMY 1960, S. 118). Eine andere Veränderung des primär kalkhaltigen Lößstaubes ergibt sich aus dessen Verwitterung im Zusammenhang mit Bodenbildun-

gen in der Nacheiszeit (Holozän). Unter den Bedingungen des atlantisch-mitteleuropäischen Klimas entstanden dabei durch Lessivierung (Tonausschlammung) und Entkalkung unterschiedlich dichte und farblich differenzierte Horizonte, die unter günstigeren Bedingungen (geringe Niederschläge, leichte Hanglage) Braunerden und Parabraunerden, unter ungünstigen (hohe Niederschläge, Ebenen) Pseudogleye bildeten. Die zuerst genannten sind zum Beispiel im Lee des Mittelgebirges in den Lößbörden, die zuletzt genannten im Mittelgebirge selbst, zum Beispiel im Unteren Weserbergland, weit verbreitet. Mit ihrer leichten Abschwemmung hängt zusammen, daß die Lößdecke in manchen Teilen des Kartenblattes nicht mehr geschlossen ist, sondern in zahlreiche Einzelvorkommen aufgelöst erscheint. Besonders augenfällig ist dies im Unteren Weserbergland zwischen Teutoburger Wald und Wiehen-Weser-Gebirge, wo zahlreiche tiefe Quell-Kerbtäler, die sog. Sieke, den Löß bzw. dessen Verwitterungsprodukt, den Lößlehm, bis zu den darunter liegenden eiszeitlichen Moränen oder Schiefer-tonen des Schwarzen Jura (Lias) durchschnitten haben. Die größeren noch geschlossenen Lößvorkommen befinden sich in

- der Jülicher Börde zwischen Mönchengladbach und Aachen
- der Zülpicher Börde zwischen Düren und Euskirchen
- dem Braunkohlengebiet der Velle zwischen Erft und Rhein
- dem westlichen und mittleren Ruhrgebiet (Westernhellweg)
- den Hellwegbörden zwischen Unna und Geseke (Soester Börde)
- der Warburger Börde
- dem Lübbecker Lößland (nördlich des Wiehengebirges) und
- der Kalenberger Lößbörde SW bis S von Hannover.

(Landschaftsbezeichnungen in Anlehnung an die „Naturräumliche Gliederung von Deutschland“, Bundesanstalt f. Landeskunde u. Raumforschung, Bad Godesberg 1960).

Die in der Karte weiter nördlich im Gebiet der Cloppenburg und der Syker Geest dargestellten Lößgebiete werden überwiegend von Sandlöß eingenommen.

Die Lößgebiete am Nordrand des Mittelgebirges sind zugleich die **ältesten mitteleuropäischen Siedlungsgebiete** sesshafter Bauern, und zwar der jungsteinzeitlichen Linearbandkeramiker.



Ihre Zuwanderung erfolgte vor etwa 6000 Jahren aus dem Donaauraum. Zu ihren bedeutenden kulturellen Errungenschaften gehörte auch das Brennen von handgeformten, wahrscheinlich aus Lößlehm der näheren Umgebung gefertigten Gefäßen. Seit dem Mittelalter bis in die fünfziger Jahre unseres Jahrhunderts war der Lößlehm als Rohstoff (Zuschlag) zahlloser zunächst kleiner bäuerlicher Feldbrand-, dann größerer vollgewerblicher Ziegelei-Betriebe von Bedeutung. So existierte noch vor einigen Jahrzehnten eine Vielzahl von Aufschlüssen, die eine intensive Erforschung dieses unter den gegenwärtigen Klimabedingungen nicht mehr entstehenden äolischen Sediments erlaubten. Eine bedeutende Rolle spielen für die Erforschung des Löß auch die Abgrabungen im Braunkohlen-Tagebau.

Die klimatischen Bedingungen, unter denen der Löß angeweht wurde, haben sich nicht zuletzt aus Fossilien erschließen lassen. Im noch nicht entkalkten Löß wurden u. a. Reste von Lemming, Ziesel und Schneehase gefunden, also von Säugetieren, deren Lebensraum die Tundra oder trockenkalte Steppen sind. Dazu gesellt sich eine Fauna aus kleinen gedrungenen, d. h. ebenfalls an ein Trockenklima angepaßten Schnecken, den sog. Lößschnecken.

Die Sedimentation des Löß erfolgte – abgesehen von inselhaften Vorkommen – während der Weichsel-Eiszeit im allgemeinen erst in 100 km Entfernung vom Rand des Inlandeises. Mit Rücksicht auf die Ansammlung von Löß in den Beckenlandschaften des Mittelgebirges darf man annehmen, daß der Lößstaub in relativ windgeschützten Gebieten niedergegangen ist. Diese Annahme würde z. B. die Vorkommen in der Warburger Börde und dem Steinheimer, Blumberger und Ärzener Becken im Weserbergland sowie in den Mulden des Berglandes zwischen Weser und Leine erklären. Über die Windrichtung selbst wäre damit jedoch noch nichts ausgesagt; sie ist, wie die oben angeführten Zitate zeigen, ähnlich wie bei Altdünen noch immer umstritten. Einigkeit scheint dagegen in dem Urteil erreicht, daß sich der niedergegangene Lößstaub nur dort behaupten und ansammeln konnte, wo er von einer hinreichend schnell mitwachsenden Gras- und Zwergstrauch-Vegetation festgehalten wurde.

Diese Bedingung wäre jedoch auch an vielen anderen Stellen erfüllt gewesen, wo kein Löß anzutreffen ist. Da sich die herrschende Windrichtung beim Löß nicht – wie bei den Dünen – mit Hilfe von Grundrißformen sowie Hang- und Schichtwinkeln feststellen läßt, ist man im

wesentlichen auf fünf andere Kriterien angewiesen:

- die Beziehung der extramontanen Lößvorkommen zum nächsten Windschatten gewährenden Bergland
- die Beziehung der Lößvorkommen zu einem potentiellen Herkunftsgebiet
- die Seigerung des Flugstaubes in typischen Löß, Sandlöß und eventuell auch Flugdecksande
- den Gehalt des Löß an bestimmten Schwermineralien und
- die unabhängig von der Verwitterung beobachtete primäre Farbe des Löß.

Aus den Ergebnissen der Kartierung könnte dann evtl. auch auf die Windrichtung(en) und die Luftdruckverteilung über Europa während der Zeit(en) der Lößanwehung geschlossen werden. Ansätze hierzu auf der Basis meteorologischer Vergleiche finden sich bei FLOHN (1953) u. a. Aus der Fülle der zur Verfügung stehenden Beobachtungen läßt sich, wie LIETKE (1975) u. a. anführen, bis heute kein geschlossenes Bild gewinnen. Deshalb können hier nur einige Fragen angerissen, d. h. eher Problembewußtsein wachgehalten als Lösungen präsentiert werden.

Nach WOLDSTEDT u. DUPHORN (1974, S. 40) wurde der Löß bevorzugt an nordost- bis ostexponierten Hängen sedimentiert, so daß er nur mit einer Anwehung aus westlicher Richtung befriedigend erklärt werden könne. Dies bewiesen auch die Leit-Schwermineralien, deren Vorkommen im Lößstaub auf bestimmte Schotterfluren der großen Flußtäler westlich der Lößvorkommen zurückzuführen sei. WOLDSTEDT u. DUPHORN beziehen sich hierbei auf STEINMÖLLER (1962), der seine Untersuchungen allerdings in Thüringen und Sachsen durchgeführt hat. Als Argumente für die Westwind-These könnten in unserem Kartengebiet u. a. die von ARNOLD (1960, S. 48f.) beschriebenen Staubsedimente östlich, d. h. im Windschatten der Baumberge genannt werden, die über Münster und Telgte hinaus (wo diese Ablagerungen noch 0,5 bis 1,5 m stark sein können) bis westlich Warendorf anzutreffen sind. Zu Schwierigkeiten im Verständnis kann hier bei Annahme von Westwinden jedoch die von ARNOLD gemachte Feststellung führen, daß der Löß selbst nur bis Roxel an der Westgrenze Münsters reicht und dann weiter östlich in Sandlöß übergeht, der die Lößzunge auch im Norden und Süden etwa 1 km weit umgibt. Sollte man nicht eher erwarten, daß der Wind nach Überschreiten des Hindernisses der

Baumberge sogleich sämtliche mitgeführten Kornfraktionen – und nicht ausgerechnet zuerst die feineren – infolge Verlustes seiner Transportkraft fallen ließ?

Ein weiteres Beispiel: Sandlößstreifen wie der genannte lehnen sich nicht nur an den Löß der Baumberge, sondern auch sonst vielfach an die Lößvorkommen an (vgl. ARNOLD 1960). Dies gilt sowohl für den lößbedeckten Westernhellweg und die Hellwegbörden als auch für die im Vorland des Mittelgebirges liegenden großen niedersächsischen Lößvorkommen, an die sich nördlich jeweils ein etwa 1 km breiter Sandlöß-Saum anschließt. Im Gegensatz zu der bei den Baumbergen behaupteten Windrichtung führen alle diese Vorkommen von Löß und Sandlöß zu der Folgerung, daß es nicht Winde um West, sondern solche um Süd gewesen sein müßten, von denen der Lößstaub im Schatten des Gebirges sedimentiert wurde. Bei den vorab aufgeführten Hauptlößgebieten der Rheinlande und Westfalens kann nicht davon die Rede sein, daß sie im Lee von westlich vorgelagerten Gebirgen liegen. Mit Bezug auf die Jülicher Börde, Zülpicher Börde und die Ville könnte man allenfalls von einer Leelage gegenüber dem linksrheinischen Schiefergebirge, das jedoch südlich dieser Vorkommen liegt, oder sogar gegenüber dem rechtsrheinischen Südergebirge sprechen, was heißen würde, daß die genannten Lößgebiete sich im Lee von Ostwinden befänden. Auch die ausgedehnten Lößvorkommen des Westernhellwegs und der Hellwegbörden liegen ja nicht im Osten, sondern im Nord-Nordwesten des Südergebirges, d. h. im Lee von Süd-Südost-Winden.

Darüber, ob die Lößvorkommen des Unteren Weserberglandes sich im Lee des Teutoburger Waldes, also von Südwest-Winden, oder des Wiehengebirges, also von Nordost-Winden befinden, läßt sich streiten. Vergleicht man die Aussagen der Geologischen Spezialkarten im Maßstab 1:25 000, so ergibt sich, daß die Herforder Lias-Mulde zwischen Melle und Lemgo ursprünglich ein geschlossenes intramontanes Löß-Sedimentationsbecken gewesen sein dürfte, das die Entscheidung für eine bestimmte Windrichtung nicht zuläßt. Entsprechendes gilt für die Lößablagerungen auf der Mittelterrasse und am Rande der Wesertalung zwischen Hameln und der Porta Westfalica. Das Lübbecke Lößland und die Kalenberger Lößbörde befinden sich wiederum eher im Lee von Süd- als von West-Winden!

An diese Feststellungen knüpft sich sogleich noch ein weiteres Problem. Wenn Löß und

Sandlöß, die offenbar nur verschiedene Fazies (Ausbildungsformen) gleichalter Bildungen darstellen, Sedimente im Lee von orographischen Erhebungen darstellen, dann ergibt sich daraus die Folgerung, daß der Lößstaub aus den Kahlflächen der Frostschuttzone des Gebirges selbst oder aus periodisch trockenliegenden und mit Hochflutlehm angereicherten Schotterfluren eiszeitlicher Flüsse erst jenseits des Gebirges stammt. Nach FRENZEL (1952, S. 26ff.) konnte die Frostschuttzone freilich nur wenig zur Lößmenge beitragen, da die Gesteine dort im wesentlichen zu groben Stücken, nicht aber zu Staub zerfallen. Bleiben also die Schotterfluren der Flüsse und die an Partikeln der Grobschluff- und Feinsandfraktion reichen Moränen des Inlandeises sowie die breiten trockenen Schelfgebiete der Nordsee, d. h. im wesentlichen die gleichen Nährgebiete, wie sie für die Flugdecksande angenommen werden. Nur: Fast alle der genannten potentiellen Herkunftsgebiete des Lößstaubes liegen weder westlich – dies wäre die herrschende Theorie – noch südlich, sondern nördlich bis nordöstlich der großen Lößvorkommen!

Für die linksrheinischen Börden und die Ville kommen als Ursprungsgebiete die untere Maas und der Niederrhein, für den Westernhellweg und die Hellwegbörden die eiszeitlichen Schotterfluren der Lippe, für das Lübbecke Lößland die eiszeitlichen Überschwemmungen der Weser, Aue und Hunte in Frage, für die Kalenberger Börde jene der Aller und unteren Leine. Alle diese potentiellen Ursprungsgebiete des Löß liegen nördlich außerhalb der weichseleiszeitlichen Lößgrenze. Danach müßten es schon aus Nord bis Nordost wehende Winde gewesen sein, die den Staub aufwirbelten und in dichten Wolken „in der ganzen tieferen Troposphäre“ (ARNOLD 1960, S. 48) zu seinen Ablagerungsgebieten transportierten. Diese lägen dann aber nicht im Lee, sondern umgekehrt im Luv (und im Inneren) der Gebirge, auf welche die Lößstaubwolken zutrieben. Der Lößstaub wäre also nicht über das hemmende Gebirge hinweggehoben, sondern zum großen Teil in einer Art Stauzone des Windes vor dem Gebirge abgesetzt worden. Da die Transportkraft sich vor dem Gebirge allmählich verringert hätte, würde, wenn man sich diesem Denkmodell anschließt, auch die Seigerung des Staubes in Sandlöß, der bereits früher ausfiel, und typischen Löß, der sich erst in der Zone der stärksten Stauwirkung niederschlug, verständlich. Die Kraft des Windes reichte andererseits offenbar noch aus, den typi-

schen Löß bis in das Gebirge hineinzutragen, wo er vor allem die Becken ausfüllte, ursprünglich aber eine weitaus größere Verbreitung hatte als heute.

Angesichts der Schwierigkeit mit der Westwind-These für die hochglazialen Lößwinde hat sich FRENZEL (1967, S. 229) auch mit dem Gedanken befaßt, daß das widersprüchlich erscheinende Bild durch einen jahreszeitlichen Wechsel der vorherrschenden Windrichtungen bedingt sein könne. Auch liege vorläufig noch zu wenig einwandfreies Material vor, als daß das Regime der Winde zuverlässig für die „Letzte Kaltzeit“ – gemeint ist die Weichsel-Eiszeit bzw. Würm-Eiszeit – rekonstruiert werden könne. Immerhin hält FRENZEL die Beobachtungen der holländischen Geologen MAARLEVELD und VAN DER SCHANS (1961) an den Flugsanden des ausgehenden Hochglazials, die von diesen ja auf Winde aus nördlicher Richtung zurückgeführt werden (vgl. Abb. 3), auch auf die zu jener Zeit noch nicht abgeschlossene Lößstaubanwehung für übertragbar.

LIEDTKE (1974, S. 82), welcher der Frage nachgeht, zu welcher Jahreszeit die Löss abgelagert wurden, vertritt die Auffassung, der Winter scheide aus, weil eine Schneedecke die Abbläsung verhinderte; das Frühjahr und der Sommer seien wegen der noch zu starken Durchfeuchtung ebenfalls abbläsungsfeindlich gewesen. So bleibe der Frühherbst, als die Schneeschmelzwasser nachließen und weite Teile der Talböden trockenfielen. Dabei ist für LIEDTKE auch ein Wechsel zwischen West- und Ostwinden denkbar.

Im Gegensatz dazu spricht sich HESMANN (1975, S. 328f.) unter Berufung auf FLOHN (1969) für beständige Winde und zwar aus östlicher Richtung aus, die den Löß während des Hochglazials herbeiwehten. Über manchen Gebieten, z. B. der Haard bei Recklinghausen und der Syker Geest, hätten Staubstürme anscheinend auch in Wirbeln gekreist und den Löß und Sandlöß dann entsprechend der Fliehkraft in konzentrischen Körnungszonen abgesetzt (HESMANN 1975, Abb. 225).

Die Mächtigkeit des Löß beträgt meist nur wenige Meter, war jedoch ursprünglich sicherlich wesentlich größer. HESMANN (1975, S. 329) nennt als gegenwärtige Werte für die Kölner Bucht 2–3 m (maximal 5 m), das Weserbergland 1–8 m, den Haarstrang 3–5 m (maximal 10 m), die Baumberge 2–3 m (maximal 5 m) und den Teutoburger Wald 1–2 m (maximal 5 m). In sog. Lößfällen, das sind vor allem Talschlüsse und

Schluchten, kann die Mächtigkeit bis über 20 m anschwellen (vgl. REMY 1960). In den genannten Beträgen sind neben dem reinen Löß allerdings auch verunreinigte und solifluidal umgelagerte Löss enthalten. In Hinblick auf die Gesamtmasse des ursprünglich angewehten Lößstaubes ist die Ausblasung nicht lokal aus kleinen Flächen in der nächsten Umgebung der Ablagerungsgebiete, sondern nur weiträumig vorstellbar.

Mit der Mächtigkeit des noch erhaltenen Lößsedimentes wächst die Chance, Löß aus verschiedenen Aufwehungsperioden anzutreffen. Dabei entsprechen, wie sich gezeigt hat, die einzelnen Kaltzeiten jeweils einem Glied in der Lößserie, während die zwischengeschalteten Warmzeiten des Eiszeitalters sich durch fossile Bodenbildungen innerhalb des Löß zu erkennen geben. Der Bodentyp, der sich während der Warmzeit ausbildete, ist von der Dauer der Warmzeit, den erreichten Temperaturen, dem Grundwasserstand und den Niederschlagsmengen im Verhältnis zur Verdunstung abhängig. In den bedeutenden Warmzeiten, den Interglazialen und Interstadialen, entstanden je nach den gegebenen Verhältnissen Braunerden, Parabraunerden, Pseudogleye und verschiedene Naßböden (Gleye). Mittels einer aus den Bodenbildungen entwickelten Chronologie ließen sich Löss aus den drei Hauptvorstößen des weichseleiszeitlichen Inlandeises in Mitteleuropa, nämlich dem Brandenburger, dem Frankfurter und dem Pommerschen Stadium, nachweisen. Auch aus dem letzten Stadium der Saale-Eiszeit, dem sog. Warthe-Stadium, konnten lokal noch Lößreste wahrscheinlich gemacht werden, z. B. bei Koblenz-Metternich (s. REMY 1960, S. 110). Auf noch ältere Löss kann hier nicht eingegangen werden.

Die Zuordnung der verschiedenen Löss zu den einzelnen Kaltzeiten kann gelegentlich auch anhand charakteristischer Kulturreste des Jung- und Mittel-Paläolithikums (Jüngere und Mittlere Altsteinzeit) und von Tuff- und Asche-Einlagerungen erfolgen, die sich während der Weichsel-Eiszeit durch vulkanische Eruptionen in der nahen Eifel bildeten. Die Lößanwehung fand bereits während der Ältesten Tundrenzeit ihr Ende, also noch vor dem Laacher See-Ausbruch während des Alleröd-Interstadials. Sie wird aus Gründen, die noch nicht geklärt sind, von der Sedimentation der spätglazialen Flugdecksande und der Bildung der Altdünen abgelöst.

Ähnlich wie bei den Dünen spricht man auch beim Löß vielfach von Älterem und Jüngerem

Löß. Da diese Bezeichnungen allerdings unterschiedlich gebraucht werden, müssen sie stets im jeweiligen Textzusammenhang gesehen werden. So versteht z. B. GRUPE (1916), auf den die bisherige Bearbeitung der Lössе im Weserbergland zurückgeht, unter Älterem Löß alle Lössе, die von einer fossilen Bodenbildung betroffen wurden, während der Jüngere Löß eine rezente Bodenbildung trägt. Für BRAUN (1968 b, S. 59) gehören dagegen nur die vor dem Maximum des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit abgelagerten Lössе zum Älteren Löß, während warthestadiale (jungsaaleeiszeitliche) und weichseleiszeitliche Lössе bereits als Jüngerer Löß bezeichnet werden. Nach LIEDTKE (1975, S. 83) wiederum ist der Jüngere Löß allein ein Sediment der Weichsel-Eiszeit, der Ältere Löß aber ein Sediment der Saale-Eiszeit und aller vor-saaleeiszeitlichen Kaltzeiten. In gleicher Weise verstehen WOLDSTEDT und DUPHORN diese Bezeichnungen, die heute in der Praxis aber „nur noch als Sammelbezeichnungen aufgefaßt“ würden (1974, S. 41).

#### 4. EINE BINNENDÜNE DER SENNE (INTERPRETATIONSANLEITUNG ZUR ATLAS-ABBILDUNG 2.4)

Wenn bestimmte Geländeformen sich nur unter Einbeziehung ihres Untergrundes beurteilen lassen, dann bedienen sich die Geowissenschaften zur Veranschaulichung der jeweiligen Situation im allgemeinen eines Profilschnitts. Im vorliegenden Falle ist eine photographische Aufnahme gewählt worden, um dem recht hohen Abstraktionsniveau, das die generalisierenden und zudem oft überhöhten Profilzeichnungen charakterisiert, als Fallstudie einmal eine anschaulich-konkrete Beobachtung gegenüberzustellen. Die Wahl fiel dabei auf den Aufschluß in einer Binnendüne der Senne.

In der abgebildeten Grube (ehem. Sandgrube Justus, Oerlinghauser Senne, Profil der Ostwand, TK 4017 Brackwede; R 3476.460, H 5754.460) war es wegen der geringen Standfestigkeit der Abbauwand nicht möglich, in geeigneter Position eine Meßplatte anzubringen. Die Entfernung der Wand zum Betrachter mißt in der Mitte des Bildes etwa 25 m, die Länge der Wand etwa 35 m, die Höhe am linken Bildrand etwa 8 m und am rechten etwa 6,5 m. Die unteren, für die Deutung unwesentlichen Teile der Wand sind durch Material der höheren Lagen

verschüttet. Eine Versturzhalde ragt noch links ins Bild hinein, während rechts eine frische Abbruchkante zu erkennen ist. Das sichtbare Anstehende der Wand besteht aus zwei Schichtenfolgen, einer fluvialen im Liegenden und einer äolischen im Hangenden.

Die zu den **fluvialen Sedimenten** gehörenden Schichten zeigen eine (fast) plane Lagerung. Sie bestehen aus unregelmäßig wechselnden Grob-, Mittel- und Feinsanden. Die zuletzt genannten zeigen infolge höherer Wasserkapazität und der selektiven Anreicherung mit Eisen- und Humusverbindungen eine dunklere Färbung. Der relativ hohe Eisenoxidgehalt des Sandes, der auf den Anteil an verwittertem Osningsandstein des nahen Teutoburger Waldes zurückzuführen ist, bedingt die insgesamt gelbliche Tönung dieser Sedimente.

Von der Oberkante der fluvialen Sedimente ragt knapp links von der Bildmitte eine Störung in die tieferen Schichten, die auf einen ehemaligen Eiskeil zurückzuführen ist. Da dessen Bildung spätestens in die Ältere Dryaszeit fällt (13 000 Jahre vor heute; vgl. HESEMANN 1975, S. 365), sind die fluvialen Sedimente, in denen der Eiskeil entstand, mindestens ebenso alt. Aufgrund von Argumenten, auf die an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden kann, handelt es sich bei ihnen aber um erheblich ältere Bildungen, nämlich Schmelzwassersande der Saaleeiszeit.

Beobachtungen an besser zugänglichen Dünenaufschlüssen der Senne ergaben, daß die oberen etwa 0,80 m dieser fluvialen Sedimente von den bereits stark verwaschenen Horizonten eines warmzeitlichen Bodens eingenommen werden können, von dem SKUPIN (1980, S. 187) vermutet, daß er sich im Alleröd-Interstadial des ausgehenden Weichselglazials entwickelte (sog. Usselo-Schicht).

Die im Photo sichtbare **äolische Schichtenfolge** im Hangenden der (glazi-)fluvialen Sande mißt ohne den abgeräumten Boden etwa 4 m, mit diesem etwa 4,30 m. Die durch den Abbau angeschnittene Düne verdankt ihre Entstehung nicht einem einzigen kontinuierlichen Vorgang, sondern einer Abfolge mehrerer Phasen mit ganz unterschiedlichen Erscheinungen. Aufgrund von Bodenbildungen, mit denen die einzelnen Aufwehungsphasen des Dünensandes (1–5) jeweils abgeschlossen und abgedeckt wurden, ist erkennbar, daß die ältesten Teile der Düne im Bilde links liegen. Ihre Schichten zeigen einen Steileinfall von etwa 35° von links nach rechts, d. h. in diesem Falle von NNW

nach SSE. Dünenansende, deren Feinschichtung derart steilen Winkeln folgt, sind als Ablagerungen im Lee anzusehen. Bei der noch deutlich sichtbaren Bodenbildung auf dem zwischenzeitlich etwas abgeflachten Leehang handelt es sich um einen Starken Podsol, wie er sich nur während einer wärmeren Klimaperiode, d. h. etwa seit dem Präboreal (ab etwa 9600 Jahren vor heute) entwickeln konnte (vgl. MAAS 1952).

Dieser ersten Aufwehung (1) mit abschließender Bodenbildung folgte eine zweite Aufwehungsphase (2), welche die ältere Bodenbildung überdeckte. Auch auf diesem Dünenansand bildete sich ein abschließender Podsol, der seinerseits erneut überweht wurde (3). Hierauf entwickelte sich der dritte Podsol, und über diesem lagerte sich erneut Dünenansand ab (4).

Man darf annehmen, daß bis hierhin jedem Wechsel von Aufwehung und Bodenbildung auch ein Klimawechsel entsprochen hat, derart, daß die Aufwehung in ausgeprägt trockenen und wahrscheinlich zumeist auch kälteren, die Bodenbildung aber in feuchteren und relativ warmen Klimaperioden stattfand. Folgen der wechselnden Inanspruchnahme des Bodens durch den Menschen sind, da wir das absolute Alter dieser Bodenbildungen nicht kennen, zwar nicht auszuschließen, brauchen jedoch solange nicht angenommen zu werden, als dafür keine zwingenden Gründe (z. B. Artefakte) vorliegen.

Auch ohne eindeutige Altersbestimmung bietet der auf dem Photo wiedergegebene Schnitt durch die Düne Gelegenheit zu einigen weiteren Beobachtungen. So ist erkennbar, daß es nach der Aufwehung der vierten Dünenansand-Folge erstmals auch zu Deflation und dabei Kappung aller vorher – möglicherweise im Verlauf von Jahrtausenden – erfolgten Aufwehungen und Bodenbildungen gekommen ist. Die dabei entstandene Deflationsfläche, an deren Bildung nach den Beobachtungen im abgebildeten Aufschluß Winde aus verschiedenen Richtungen – nicht aber aus Nord – beteiligt gewesen sein können, bedeckte sich nach einiger Zeit erneut mit einem Podsol. Dieser macht gegenüber den älteren Podsolen einen ungleich frischeren Eindruck: Obwohl auch er noch einmal überweht wurde (Dünenansand-Folge 5), sind seine Horizonte, im Gegensatz zu jenen aller älteren Böden, noch frei von naturbedingten Unschärfen. Dies gilt sowohl für den humusgeschwärzten  $A_h$ -Horizont als auch den hellgrauen, aus gebleichten Sandkörnern bestehenden  $A_c$ -Horizont und den eisenschüssig-rostfarbenen  $B_{hs}$ -Horizont, der zu Orterde verfestigt ist. Schon

aufgrund dieser Merkmale handelt es sich um eine im Verhältnis zu den Böden 1–3 erheblich jüngere Bodenbildung. Ihre geringere Mächtigkeit – es handelt sich nur um einen „Mäßigen Podsol“ – spricht zugleich für eine geringere Zeit, die bis zur erneut folgenden Überwehung zur Verfügung gestanden hat.

Auch diese letzte Überwehung (Folge 5), die zumindest in diesem Teil der Düne eher flächenhaft erfolgte, hat vor ihrer Abräumung durch den Bagger bereits eine Bodenbildung getragen. Daß es sich auch hier wieder um einen Podsol handelte, darf aufgrund der noch erhaltenen Orterdetöpfe, d. h. eisen- und humusangereicherter und dadurch verhärteter Verdichtungen des Sandes vornehmlich im Bereich früherer Baumwurzeln, mit Sicherheit angenommen werden. Die für den Humus-Eisen-Podsol charakteristischen Horizonte  $A_h$ ,  $A_c$  und  $B_{hs}$  befinden sich in dem Abraumhaufen oberhalb des Aufschlusses. Es ist denkbar, daß sich die letzte Sandaufwehung erst im 18. Jahrhundert oder gar der 1. Hälfte des 19. Jahrhunderts ereignet hat, als die Senne infolge Viehhude und Plagenhieb weithin unbewaldet war; doch müßte man, um hierüber urteilen zu können, den Reifegrad des abgetragenen Podsoles genauer kennen.

Wenngleich die photographische Aufnahme hierüber nichts aussagt, sei doch vermerkt, daß es in der Nähe der aufgeschlossenen Düne keine Ausblasungswanne gibt. Auch für die älteren Aufwehungen kann die Herkunft der Sande auf diese Weise nicht (mehr) nachgewiesen werden.

Aus der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 4017 Brackwede, einem im Textteil ergänzten Nachdruck der von MESTWERDT (1926) aufgenommenen und erläuterten Geologischen Karte von Preußen auf neuer topographischer Grundlage, geht hervor, daß die beschriebene Sandgrube in einem weitgespannten WSW-ENE bis W-E verlaufenden Dünenwall liegt. Aus der Kenntnis des Grundrisses und der Ausdehnung, die durch die Geologische Karte vermittelt wird, ist es freilich nicht möglich, den Dünenwall eindeutig entweder dem Typus der Strich- oder Längsdünen oder dem Typus der Bogendünen zuzuordnen. Da der Wall Unterbrechungen aufweist, könnte sogar umstritten sein, ob die einzelnen Teilstücke jemals eine Einheit bildeten oder vielleicht sogar ungleich alte, selbständige Dünenindividuen darstellen. Unbefriedigend bliebe natürlich auch, daß selbst bei einer Zuordnung sei es zu den Strich- oder den Bogendünen nur eine die

Form beschreibende, d. h. keine genetische Typisierung erfolgte.

Bei einer Beschränkung auf die Darstellungsmöglichkeiten der Kartenebene vermag in dieser Situation nur noch die Abbildung der Isohypsen zu einem weitergehenden Verständnis der vorliegenden Dünenbildung zu führen. Aus ihr – die Geologische Karte vermag dies wegen ihres bereits zu kleinen Maßstabes jedoch nicht zu leisten – ließe sich ablesen, daß in unserem Dünenwall allgemein die nord- bis nordostexponierten Hänge wesentlich steiler ausgebildet sind als die um Süd bis Südwest exponierten und daher als Leeseite der Düne angesehen werden können. Dies gilt allerdings nicht ohne weiteres für sämtliche an der Bildung der Düne beteiligten Zeitabschnitte, sondern nur für den letzten Abschnitt.

Schließlich wird man auf der Grundlage der Karte auch andere, vor allem die in der Nähe gelegenen Dünen unter gleichen Gesichtspunkten betrachten und mit dem beschriebenen Dünenwall vergleichen müssen. In diesem Zusammenhang sei auf die vorgesehene Karte der „Landschaftsformen der Senne“ im „Geographisch-landeskundlichen Atlas von Westfalen“ verwiesen.

Durch das Studium der inneren Strukturen des Dünenwalls – wenn auch nur in einem Teilbereich – ist deutlich geworden, daß seine Geschichte ungleich komplizierter verlaufen ist, als man nach der äußeren Gestalt vermuten durfte. Zu dieser Beurteilung, die man auch in zahlreichen anderen Dünenaufschlüssen der Senne bestätigt findet, haben u. a. folgende Beobachtungen beigetragen:

1. Der Transport der Sande im Kern des Dünenaufschlusses erfolgte aus nördlicher Richtung.
2. Aufwehungen und Bodenbildungen erfolgten in mehreren Phasen.
3. Die Sedimente von vier Aufwehungsphasen und die Böden von drei Bodenbildungsphasen sind durch Deflation gekappt.
4. Zwischen der dritten und vierten Bodenbildung liegt ein deutlicher Hiatus bezüglich der Frische der Bodenhorizonte, der als Anzeichen für ein erheblich jüngeres Alter der Bodenbildungen 4 und 5 anzusehen ist.

Zusammenfassend ist hiernach festzuhalten, daß es sich bei dem Dünenwall der ehem. Sandgrube Justus und ähnlichen Bildungen um äolische Vollformen von außerordentlich komplexer Natur handelt, wie sie auch unter den Bin-

nendünen Niedersachsens verschiedentlich beobachtet und dann als „postglazial überwehte Altdünen“ (PYRITZ 1972, S. 58) bezeichnet worden sind.

#### LITERATUR

- ARENS, H. (1964): Zur Altersdatierung der Flugsande am Westrand des Münsterschen Kreidebeckens. In: *Decheniana*, 117, S. 133–140. Bonn
- ARNOLD, H., mit einem Beitrag von R. TEICHMÜLLER (1960): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. – Erläuterungen zu Blatt Münster C 4310. A. Geologische Karte, S. 9–126. Krefeld
- BRANDT, K. (1950): Über das Alter der Dünen im unteren Lippegebiet. In: *Natur u. Heimat*, 10, S. 114–120. Münster
- BRAUN, F. J. (1968 a): Bericht über die Exkursion in das Gebiet westlich des Schafberges bei Ibbenbüren am 20. Juni 1965. In: *Mitt. Geol. Ges. Essen*, 6, S. 59–67. Essen
- BRAUN, F. J., mit Beiträgen von H.-J. ANDERSON, H. ARNOLD, H. HINZ, P. HOYER, H. VOGLER (1968 b): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. – Erläuterungen zu Blatt C 4302 Bocholt. A. Geologische Karte, S. 13–92, 161–179. Krefeld
- BRUNNACKER, K. (1973): Die Dünen und deren Böden bei Westerkappeln/Westfalen. In: *Bodenaltertümer Westfalens*, XIII, S. 69–76. Münster
- BURRICHTER, E. (1952): Wald- und Forstgeschichtliches aus dem Raum Iburg, dargestellt aufgrund pollenanalytischer und archivalischer Untersuchungen. In: *Natur u. Heimat*, 12, S. 33–45. Münster
- BURRICHTER, E. (1982): Torf-, pollen- und vegetationsanalytische Befunde zum Reliktvorkommen der Waldkiefer (*Pinus sylvestris*) in der Westfälischen Bucht. In: *Ber. Deutsch. Bot. Ges.*, 95, S. 361–373. Berlin
- DEWERS, F. (1934/35): Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. In: *Abh. naturwiss. Ver. Bremen*, 29, S. 324–360. Bremen
- DÜCKER, A.; MAARLEVELD, G. C. (1957): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. In: *Geol. Jb.*, 73, S. 215–234. Hannover
- DYLIKOWA, A. (1969): Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études de structure. In: *Biuletyn Peryglacjalny Łódź*, 20, S. 45–80. Łódź
- ERBE, J. (1958): Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. In: *Geol. Jb.*, 76, S. 103–128. Hannover
- FASTABEND, H.; v. RAUPACH, F. (1962): Ergebnisse der <sup>14</sup>C-Untersuchung an einigen Plaggenböden des Emslandes. In: *Geol. Jb.*, 79, S. 863–865. Hannover
- FINK, J. (1976): Internationale Lössforschungen. Bericht der INQUA-Lösskommission. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27, S. 220–235. Öhringen
- FLOHN, H. (1953): Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. In: *Erdkunde*, VII, S. 266–275. Bonn
- FLOHN, H. (1969): Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20, S. 204–231. Öhringen
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig

- GRABERT, H. (1952): Zur Dünenbildung im Münsterland. In: Geol. Jb., 66, S. 693–702. Hannover
- GROSS, H. (1952): Die Radiokarbonmethode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paläontologie und Vorgeschichte. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, S. 68–92. Öhringen
- GRUPE, O. (1916): Über Jüngeren und Älteren Löß im Flußgebiet der Weser. In: Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 37, S. 144–163. Berlin
- GÜNTHER, K. (1973): Der Federmesser-Fundplatz von Westerkappeln, Kr. Tecklenburg. In: Bodenaltertümer Westfalens, XIII, S. 5–67. Münster
- HAMBLOCH, H. (1958): Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. In: Erdkunde, XII, S. 128–132. Bonn
- HAMMEN, T. v. d.; MAARLEVELD, G. C. (1952): Genesis and dating of the periglacial phenomena at the eastern fringe of the Veluwe. In: Geol. en Mijnbouw, N. S., 14, S. 47–54. Den Haag
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. Paderborn
- KAISER, K. (1960): Klimazug des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, S. 121–141. Öhringen
- LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlößes im Raum Wittingen-Hankensbüttel. In: Zs. Deutsch. Geol. Ges., 125, S. 269–276. Hannover
- LANG, W. R. (1971): Die Bronzezeit und die Ältere Eisenzeit in den Kreisen Büren und Paderborn. In: Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, 20, S. 47–77. Mainz
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Erläuterungen zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1:1 000 000. – Forsch. z. deutsch. Landeskd., 204. Bonn-Bad Godesberg
- LOTZE, F. (1949): Das Alter der Dünen bei Mantinghausen an der oberen Lippe. In: Natur u. Heimat, 9, S. 19–26. Münster
- LOUIS, H. (1928): Die Form der norddeutschen Bogendünen. Albrecht Penck zum 70. Geburtstag gewidmet. In: Zs. f. Geomorph., 4, S. 7–18. Berlin
- MAARLEVELD, G. C.; VAN DER SCHANS, R. P. H. P. (1961): De Dekzandmorfologie van de Gelderse Vallei. In: Tijds. Koninkl. Nederl. Aardrijkkund. Genootsch., 78, S. 22–34
- MAAS, H. (1952): Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen auf Grund der Bodenbildungen. – Ungedr. Diss., Kurzfassung (1954). In: Zs. Deutsch. Geol. Ges., 105, S. 137–138. Hannover
- MACHATSCHKE, F. (1973): Geomorphologie. 10. Aufl., Neubearb. u. erweit. d. H. GRAUL und C. RATHJENS. Stuttgart
- MÖCKENHAUSEN, E.; SCHARPENSEEL, H. W.; PIETIG, F. (1968): Zum Alter des Plaggeneschs. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, S. 190–196. Öhringen
- MÖLLER, H. (1950): Die Halterner Talung. – Westfäl. Geogr. Studien, 3. Münster
- MÜLLER-WILLE, W. (1960): Natur und Kultur in der oberen Emsandebene. In: Decheniana, 113, 2, S. 323–344. Bonn
- PELIŠEK, J. (1963): Pleistozäne Dünensande in der Tschechoslowakischen Sozialistischen Republik. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 14, S. 216–223. Öhringen
- POSER, H. (1948): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. In: Die Naturwissenschaften, 35, S. 269–276, 307–312. Berlin
- POSER, H. (1950): Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Binnendünen. In: Erdkunde, IV, S. 81–88. Bonn
- POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, S. 27–55. Öhringen
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. – Gött. Geogr. Abh., 61. Göttingen
- REMY, H. (1960): Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein. – In: Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, S. 107–120. Öhringen
- SERAPHIM, E. Th. (1968/1980): Unser Raum während und nach der Eiszeit. In: Sennestadt. Geschichte einer Landschaft. 1./2. erweit. Aufl., S. 28–39. Bielefeld-Sennestadt
- SERAPHIM, E. Th. (1982): Entstehung, Vorkommen und Bedeutung der Binnendünen in Lippe. In: Heimatland Lippe. Zs. d. Lipp. Heimatbundes u. d. Landesverbandes Lippe, 75, 5, S. 136–139. Detmold
- SOLGER, F. (1910): Geologie der Dünen. In: Dünenbuch. Werden und Wandern der Dünen; Pflanzen- und Tierleben auf den Dünen; Dünenbau, S. 1–179. Stuttgart
- SOLGER, F. (1931): Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. Berlin
- SKUPIN, K. (1980): Sandgrube Weiser am Furlbach bei Stukenbrock. In: Quartärgeologie, Vorgeschichte und Verkehrswasserbau in Westfalen. Vorträge und Exkursionen der 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Münster 1979 = Westfäl. Geogr. Studien, 36, S. 186–187. Münster
- SKUPIN, K., mit Beitr. von H. DAHM-ARENS, G. MICHEL, H.-W. REHAGEN, H. VOGLER (1983): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. – Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. Krefeld
- THIERMANN, A., mit Beitr. von H.-W. REHAGEN u. W. G. SCHRAPS (1968): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000. – Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke, 3708 Gronau und 3709 Ochtrup. Krefeld
- WILDVANG, D. (1934/35): Über Flugsande der ostfriesischen Geest. In: Abh. naturwiss. Ver. Bremen, 29, S. 292–307. Bremen
- WILL, K.-H. (1982): Paläoböden in Sanden des Münsterlandes. In: Geol. Jb., F 14, S. 221–225. Hannover
- WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 2., neu bearb. Aufl. Stuttgart
- WOLDSTEDT, P.; DUPHORN, K., mit Beitr. von H. MÜLLER, G. ROESCHMANN, H. SCHNEEKLOTH, K.-H. SINDOWSKI, H. STREIF, G. BOSINSKI, W. SCHIRMER, H. SCHIRNIG (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 3., völlig neu bearb. Aufl., hrsg. von K. DUPHORN. Stuttgart

# Moore

VON ERICH KRAMM, BORKEN

## I. VORBEMERKUNGEN UND DEFINITIONEN

Die Moore, vor fast zweitausend Jahren vom römischen Schriftsteller Tacitus als kennzeichnende Landschaftsteile Germaniens neben den riesigen Wäldern erwähnt, treten im heutigen Landschaftsbild nur noch vereinzelt stärker hervor. Deutschland – insbesondere auch im Nordwesten – erscheint daher keineswegs als ein moorreiches Land. Und doch sind, kartographisch erfaßt, noch 4–5 % der Landesfläche von Mooren bedeckt, wobei dieser Anteil in manchen niedersächsischen Regionen bis auf 20 % steigen kann.

Diese Diskrepanz zwischen den statistisch-kartographischen Daten und dem unmittelbaren Eindruck in der Landschaft ist darauf zurückzuführen, daß in den entsprechenden wissenschaftlichen Disziplinen unter ‚Moor‘ recht unterschiedliche Dinge verstanden werden: zum einen Gebiete einer Vegetation von bestimmtem Gesamtcharakter, zum anderen Flächen mit Torfuntergrund, wobei der Torf nur wenige Dezimeter oder auch mehrere Meter mächtig sein und sehr unterschiedlich aussehen kann. Diese letzte Definition des Moores als Torflagerstätte, einem organisch-petrographischen Substrat also, liegt allen geologischen und bodenkundlichen Karten zugrunde; die Karten umfassen damit auch Flächen, die alles andere als eine typische Moorvegetation tragen. Vielmehr finden sich auf ihnen nunmehr Wiesen und Weiden, auch Ackerflächen und sogar Forsten – mithin eine anthropogene Pflanzendecke, die sich nicht grundlegend von derjenigen auf mineralischen Böden unterscheiden muß.

Kein Landschaftselement ist so veränderlich, labil und in den letzten 5 Jahrzehnten so stark zerstört worden wie unsere Moore, gleich welcher Ausprägung. Für eine zeitgemäße und gültige Inventur kann man daher nur selten ältere Karten ohne Nachkorrekturen übernehmen. Wo z. B. selbst die Anfang der fünfziger Jahre bearbeitete großmaßstäbige „Boden- und Moorkarte des Emslandes“ (1:5000) noch ausgedehnte, naturnahe Moorflächen ausweist, trifft man inzwischen auf industrielle Abtorfungen oder

weite trockengelegte, oberflächlich kultivierte und z. T. durch Sandmischkulturen völlig umgewandelte Flächen. Auch in der hier erstellten Atlaskarte ließen sich die Schwierigkeiten nicht ganz ausräumen; dazu sind die Quellen regional und zeitlich zu unterschiedlich. Während ältere Karten eine Torfmächtigkeit von nur 20 cm voraussetzten und z. T. auch anmoorige Böden miteinbezogen, gehen rezente Kartierungen von einer Torfmächtigkeit von 30 cm aus. Schon diese geringe Differenz von nur 10 cm führt aber gerade in ausgedehnten Moorrandgebieten zu großen Flächenverschiebungen im Kartenbild.

Für die in der Atlaskarte I erfaßten Moorflächen mußten gebietsweise unterschiedliche moorkartographische Quellen genutzt werden.

1. Für den niedersächsischen Bereich liegen neue Moorkartierungen auf geologischer Grundlage aus den Jahren 1970–1983 vor sowie zusätzlich eigene Untersuchungen kleinerer Moore im Gebiet zwischen Ems und Hase.

2. Die großen Moorflächen im niederländischen Teil basieren auf älteren Aufnahmen etwa um 1850. Es ist anzunehmen, daß die Flächen inzwischen zu einem nicht unerheblichen Teil umgewandelt worden sind.

3. Für Nordrhein-Westfalen gelten für die größeren Moore der Rheintalniederung, der Westfälischen Bucht und des Nordrandes von Weser- und Wiehengebirge ähnliche Kriterien wie in den Niederlanden. Bei der Mehrzahl der bergländischen Moore stimmten jedoch botanische und geologische Kriterien zumeist noch überein; sie sind daher häufig unter Schutz gestellt.

In der vorliegenden Karte wird das Moor als ein geologisch-geographischer Begriff aufgefaßt, d. h. in natürlichem, unentwässertem Zustand als eine topographische Einheit von bezeichnenden Pflanzengesellschaften und entsprechenden Torfablagerungen. Die Fülle der den jeweils herrschenden klimatischen und topographischen Verhältnissen angepaßten Pflanzengesellschaften und die unter verschiedenen Bedingungen entstandenen Torfe ergeben dabei eine Viel-



falt an Moorarten, die entwicklungsgeschichtlich und systematisch verschieden gegliedert worden sind.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit und Zielsetzung des Atlas sind die zahlreichen, botanisch und torfpetrographisch unterschiedlich gearteten Moorvariationen zwei **Haupttypen** zugeordnet worden: dem Niedermoor und dem Hochmoor. Darüber hinaus ist vor allem bei den bergländischen Mooren ein dritter Typ ausgewiesen: das Übergangsmoor, das am schwierigsten zu definieren ist, da in ihm in unterschiedlichen Anteilen wesentliche floristische Merkmale aus den beiden anderen Moortypen zusammentreffen. Bei intakten (lebenden) Mooren ist es außerdem möglich, daß in einem Moorkörper, zonal oder mosaikartig angeordnet, alle drei Moortypen auftreten, da alle Moortypen genetisch miteinander verbunden sind. Zur Klassifizierung entscheiden neben botanischen Kriterien – falls solche noch vorhanden – im allgemeinen die obersten 30 cm der Torfschichten. So wird z. B. ein Moor dann dem Hochmoortyp zugeordnet, wenn die Analyse der obersten 30 cm charakteristische Reste von Hochmoorarten aufweist.

Je nach Standortverhältnissen (Klima, Wassergehalt, Säuregrad, Nährstoffe) finden sich die drei Moortypen mehr oder weniger ausgeprägt nebeneinander in der Landschaft. Ebenso können aber, wie die stratigraphische Analyse zeigt, in der Sequenz Nieder-, Übergangs- und Hochmoor auseinander hervorgehen.

Für Entstehen und Wachsen ist es über die allgemeinen Lebensbedingungen der torfbildenden Pflanzen hinaus – Licht, Wasser, Wärme und Nährstoffe – auch erforderlich, daß die Stoffherzeugung durch die Pflanzendecke größer ist als der mikrobielle Abbau der toten Biomasse. Dieser Vertorfungsprozeß setzt einen baldigen Ausschluß von Luftsauerstoff voraus, weil damit der zumeist intensive aerobe Abbau gehemmt wird oder fast ganz unterbleibt. Die Moore sind daher stets durch ein hohes Maß an freiem Wasser ausgezeichnet.

## 2. NIEDERMOORE

Grundlage für die Niedermoores im weiteren Sinne sind mehr oder weniger konkave Geländeformen, in denen entweder Grundwasser austritt oder Oberflächenwasser sich auf stauendem Untergrund sammelt. Niedermoores bezeichnet man daher auch als **topogene Moore**, da ihre

Genese an die Landschaftsoberfläche und weit weniger an das Klima gebunden ist. Sie können sich überall dort bilden, wo eine Wasseransammlung im Gelände eine entsprechende Vegetation zur Folge hat. Man unterscheidet weiterhin topogene Versumpfungs- und Verlandungsmoores.

**Versumpfungs-moores** entstehen in der Regel dann, wenn sich weitflächig und allmählich der Grundwasserspiegel erhöht und mehr oder weniger im Niveau der Bodenoberfläche pendelt. Bei diesem Prozeß, der im allgemeinen sehr langsam vonstatten geht, entsteht je nach Nährstoffgehalt des Wassers eine typische Versumpfungsvegetation mit Schilf, Seggen oder auch Bruchwäldern, die einen meterdicken Bruchwäldertorf bilden können, da mit ihrem oft über viele Jahrhunderte hindurch erfolgten Wachstum gleichzeitig ein Anstieg des Grundwassers einherging. Das setzte eine fortlaufende Absenkung voraus, die die wachsende Mooroberfläche für lange Zeit auf gleicher Höhe zum Grundwasserspiegel hielt, obgleich die organogene Torfmasse sich ständig vermehrte. Solche Versumpfungs-moores gehören in Niederungen zur häufigsten Art von Moorgenesen. Sie bilden außerdem meistens den Untergrund der späteren Hochmoore. Zeitlich entstanden sie vor allem zu Beginn des Atlantikums (6000 v. Chr.), als besonders im Tiefland der Grundwasserspiegel durch erhöhte Niederschläge zu steigen begann. In diese Zeit fiel zudem die große Nordseetransgression, durch die weite Teile der küstennahen Bereiche durch Grundwasserrückstau versumpften.

Im Gegensatz hierzu sind die topogenen **Verlandungsmoores** zumeist kleinflächiger und an Hohlformen wie Wannen, Altarme der Flüsse und Deflationsformen gebunden, in denen sich eine freie Wasseroberfläche bildet, die erst nach Abschluß der zentripetal fortschreitenden Verlandung verschwindet. Schon während der Glazialzeit entstanden Hohlformen verschiedenen Ursprungs mit Wasseransammlung, so daß topogene Verlandungsmoores in ihrem Initialstadium bis zu diesem Zeitpunkt zurückreichen können, wengleich das kalte Glazialklima nur eine geringe Wasservegetation zuließ. Topogene Versumpfungs-moores konnten sich demgegenüber kaum entwickeln, da der Grundwasserspiegel im Hoch- und Spätglazial weitflächig zu tief lag, nicht zuletzt aus klimatischen Gründen.

In einem solchen Verlandungsmoor bildet sich je nach dem Nährstoffgehalt des Wassers eine typische **Vegetation** aus, wobei in oligotro-

phen (nährstoffarmen) Seen die Verlandung langsamer und andersartiger voranschreitet als in eutrophen (nährstoffreichen) Gewässern. Die Abfolge verschiedener Pflanzengesellschaften bei der Verlandung eines eutrophen Sees sei in groben Umrissen an einem Grundschema erläutert, das eine Spanne diverser ökologischer Bedingungen umschließt. Im Laufe seines Wachstums pflügt ein Moor ganz unterschiedliche Stadien der Vegetation zu durchlaufen, da die Lebensbedingungen der torfbildenden Gesellschaften meist einem mannigfaltigen Wechsel unterliegen. Dieser Wechsel wird in erster Linie bestimmt durch den Nährstoffgehalt des moorspeisenden Wassers sowie durch das Ausmaß, in welchem das Wasser der Moorvegetation zur Verfügung steht. Die Torfe der eutrophen Niedermoore sind aufgrund ihres Nährstoffreichtums schwach sauer bis schwach basisch, da die entstehenden Huminsäuren durch die Elektrolyte des Bodenwassers neutralisiert werden. So beträgt z. B. der Kalkgehalt der Niedermoor-torfe etwa das Zehnfache von dem des Hochmoores.

Bei einem verlandenden See eutropher Verhältnisse lassen sich vom tiefen Wasser bis zum Ufer hin etwa folgende Zonierungen der Pflanzengesellschaften beobachten (Abb. 1):

1. Characeenrasen (Algen) am Grunde des offenen Wassers

2. Laichkrautgürtel, in dem sich Laichkräuter (*Potamogeton*) und Tausendblattarten (*Myriophyllum*) befinden sowie andere flutende Pflanzen, die höchstens ihre Blütenstände über das Wasser erheben

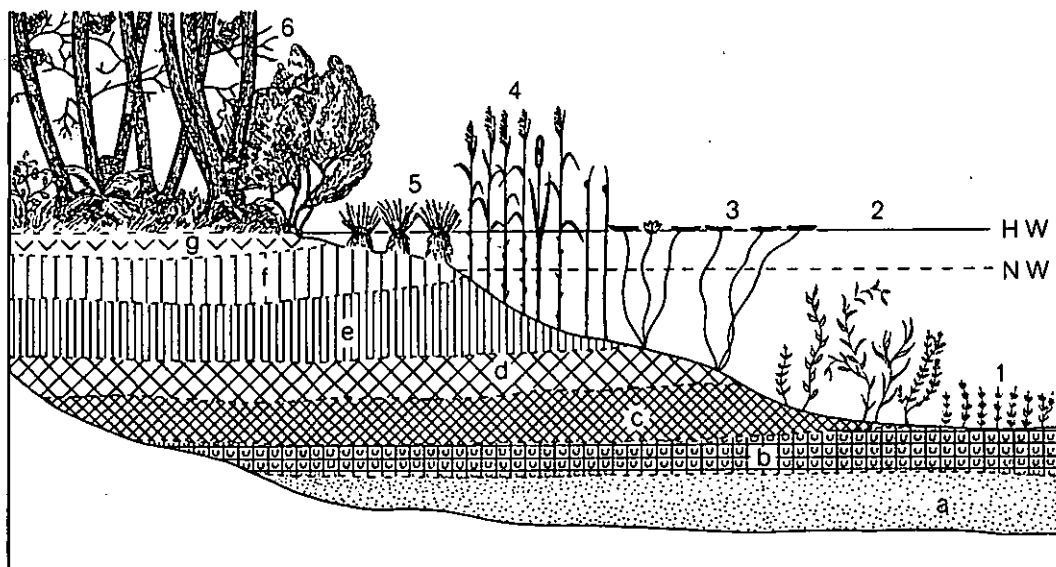
3. Schwimmblattpflanzen-Gürtel mit Seerose (*Nymphaea*), Teichrose (*Nuphar*), häufig auch Wasserlinse (*Lemna*), Froschbiß (*Hydrocharis*), Krebschere (*Stratiotes*) u. a.

4. Röhrichtgürtel mit Teichbinse (*Scirpus*), Schilf (*Phragmites*), Rohrkolben (*Typha*), Igelkolben (*Sparganium*) und vielen anderen Arten. Unter starker vegetativer Vermehrung schieben sich die Röhrichtbestände, oft unter Schwingrasenbildung, gegen das freie Wasser vor.

5. Großseggen-Gürtel mit *Carex*-Arten, die z. T. große Horste bilden, auf denen bereits die ersten Erlen, Faulbaum- und Weidengebüsche Fuß fassen

6. Erlenbruchwaldgürtel mit zahlreichen Arten.

Die Pflanzengesellschaften höhen mit ihrer toten Biomasse mehr und mehr den Boden auf und bilden damit das geeignete Substrat für die folgende, nach innen rückende Verlandungsgesellschaft. Damit schließt sich die Wasserfläche irisblendenartig, bis sie komplett verlandet ist. Mit dem Erlenbruchwald ist die Sukzessionsreihe zu einem Abschluß gekommen. Gemäß dieser Sukzession finden sich auch die entsprechen-



HW = Hochwassergrenze, NW = Niedrigwassergrenze; 1 = Characeen-Rasen, 2 = Laichkrautgürtel, 3 = Seerosengürtel, 4 = Röhrichtgürtel, 5 = Groß-Seggen-gürtel, 6 = Erlenbruchwald; a = Tonmudde, b = Kalkmudde, c = Feindetritus-Mudde, d = Grobdetritus-Mudde, e = Schilftorf, f = Seggentorf, g = Erlenbruchwaldtorf

Abb. 1: Verlandungsschema eines eutrophen Gewässers (aus: OVERBECK 1975, S. 50)

den Torfe, die jede Zonierungsgesellschaft bildet, in Schichten übereinander. Bei Verlandungsmooren, deren Ursprung bis in das Hoch- oder Spätglazial zurückreicht, bildeten sich unter arktischem Tundrenklima und niedriger Wassertemperatur zunächst noch keine eigentlichen Torfe, sondern je nach Herkunft des Wassers tonige oder kalkige Mudden (Gyttja), die schließlich bei höherer organogener Produktion durch planktonische Organismen unter Klimabesserung in organische Mudden (Dy) und alsdann folgerichtig in echte Torfe übergingen.

Die Mikrofauna im eutrophen See sorgt dafür, daß die gebildeten Torfe zumeist fein zerteilt und durch mikrobielle Tätigkeiten stark humifiziert sind, daher eine schlammig-schmierige Konsistenz haben. In Notzeiten hatten diese Torfe als sog. Schlammtorfe lokal eine wichtige Rolle zur Brennstoffbeschaffung.

### 3. ÜBERGANGSMOORE

Die Niedermoorstoffe findet man häufig von ganz anders gearteten Torfschichten aus anderen Moorbildungen überlagert. Der Erlenbruchwald nämlich, als Endglied der eutrophen Niedermoorreihe, kann nur dann weiter existieren, wenn er dauernd im Bereich des nährstoffreichen Bodenwassers bleibt. Ist das nicht der Fall, so wird für die Vegetation in zunehmendem Maße der Einfluß des äußerst nährstoffarmen Regenwassers entscheidend; denn mit wachsender Torfanhäufung geht eine zunehmende Grundwasserentfernung einher, und die Nährstoffzufuhr nimmt ab. Der Erlenbruchwald mit seinen zahlreichen Arten wird dann allmählich von einem anspruchslosen Birken- oder Kiefernbruchwald mit deutlich reduziertem Artenspektrum abgelöst. Es ist dies eine Phase, in der die dem Grundwasser entwachsende Moorvegetation zum Teil bereits aus Hochmoorarten besteht, andererseits der Kontakt mit dem Mineralbodenwasser für die tiefer wurzelnden Pflanzen noch nicht völlig verlorengegangen ist. Der Begriff „Übergangsmoor“ kennzeichnet also das Glied einer weiterführenden Sukzessionskette, und es kann nur dort vorkommen, wo auch die Weiterentwicklung zum Hochmoor möglich ist.

Die zunehmende Auswaschung der Nährstoffe und der damit ansteigende Gehalt an Huminsäuren haben azidophile (säureliebende) und zunehmend oligotrophente, d. h. an nährstoffar-

me Standorte angepaßte Arten zur Folge, wie z. B. Wollgräser, Glockenheide, Besenheide, Gabelstrauch, Rauschebeere, Pfeifengras, Moorlilien sowie minerotrophente, die Nährstoffe dem Bodenwasser entnehmende Torfmoose (*Sphagnum*), die dann den Übergangsmoorstoff bilden. In vielen Übergangsmooren hat insbesondere bei hohen Vernässungsgraden die bei uns fast ausgestorbene Sumpfsbeise (*Scheuchzeria*) eine torfbildende Rolle gespielt (als sog. „Vorlaufstoff“, da er dem eigentlichen Hochmoorstoff „vorlief“).

Von vergleichbarem mesotrophen Charakter mit zumeist minerotrophenten Arten sind die Hangmoore der Mittelgebirge, die in Quellmulden oder Hangverebnungen entstehen können. Während sie einerseits extrem oligotrophes Regenwasser aus reichlichen Niederschlägen erhalten, was eine Nährstoffausschwemmung aus dem Moorkörper bewirkt, werden sie andererseits durch einfließendes mineralhaltiges Oberflächenwasser des oberen Hanges gespeist. Je nach Nährstoffversorgung, Untergrundrelief und Drainage können sich Niedermoorgesellschaften neben oligotrophenten Hochmoorassoziationen einfinden. Viele Hangmoore zeigen einen lichten Baumbestand aus Moorbirke, Karpatenbirke, Erle oder auch Fichte und Grauweide. Dazwischen können Arten, wie Pfeifengras, Flatterbinse, Sumpfveilchen, Große Simse, Sprossender Bärlapp, Scheidiges Wollgras, Fieberklee, rundblättriger Sonnentau, Moosbeere und auch Torfmoose siedeln. Da mineralarmes Regenwasser und mineralhaltiges Bodenwasser die Vegetation dieser Moore partiell bestimmen, spricht man auch von **ombrosoligenen Mooren**. Im Bereich der Karte sind sie naturgemäß vorwiegend in Gebieten mit höherer Reliefenergie zu finden.

### 4. HOCHMOORE

Mit zunehmender Ausbreitung der Torfmoose führt die Entwicklung vom mesotrophen Übergangsmoor weiter zum Hochmoor. Die Bildung eines ausschließlich auf Niederschlagswasser angewiesenen, d. h. **ombrogenen Hochmoores** ist freilich nur in Klimaten möglich, die über ein ausreichend großes Niederschlagsnetto verfügen. Damit sind der Verbreitung klimatisch sehr viel engere Grenzen gesetzt als den Niedermooren. Da in NW-Deutschland die Hochmoorgenese frühestens etwa um 6000 v. Chr., d. h. zu Beginn des Atlantikums ein-

setzt, muß man annehmen, daß das Klima zuvor noch zu trocken gewesen ist.

Die Entwicklung der Sphagnum-Polster im Übergangsmoorwald führte dazu, daß diese als bald eine geschlossene Decke bildeten, den Birken- oder Kiefernjungwuchs unterdrückten und damit den Bruchwald zum Absterben brachten. An die Stelle mesotraphenter Torfmoose traten nun ausgesprochen oligotraphente Sphagnen. Durch deren stetiges vegetatives Wachstum wurden schließlich mächtige Schichten von Hochmoortorf gebildet; das Moor erhielt durch diese Egression eine konvexe Oberfläche und wölbte sich allmählich uhrglasförmig auf, was zur Bezeichnung „Hochmoor“ führte. Die artenarme Moorvegetation hat damit keinerlei Kontakt zum mineralhaltigen Bodenwasser und ist ausschließlich auf die im Regenwasser mitgeführten Ionen und Staubpartikel angewiesen. Infolge ihres eigentümlichen anatomischen Baus vermögen die Torfmoose das Regenwasser kapillar festzuhalten, so daß der Hochmoorkörper einem vollgesogenen Schwamm gleicht. Die Speicherkapazität mancher Torfmoosarten kann das 26fache des Trockengewichtes erreichen!

Das wesentliche Merkmal des Hochmoores ist der niedrige pH-Wert von etwa 4–5. Das ist der säuerste Standort, den wir kennen. Wurde zunächst angenommen, der saure Charakter sei lediglich durch die entstehenden Huminsäuren bedingt, so ist inzwischen bekannt, daß auch organische Säuren in den Zellwänden der Torfmoose dafür verantwortlich sind, insofern, als diese sauer wirkende Wasserstoffprotonen ins Außenmedium abgeben, um dafür lebensnotwendige Kationen, wie  $Ca^{2+}$ ,  $K^{+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^{+}$  usw., in die Zellen einzubringen, also einen Kationenaustausch vornehmen. Mit diesem chemischen Mechanismus haben die Torfmoose eine schlagkräftige Waffe gegen ihre pflanzlichen Konkurrenten. Dies ist wohl der wichtigste Grund für die extreme Artenarmut eines Hochmoores. Daneben wirken der enorme Wasserreichtum und kalte Standort stark selektierend. Der jährliche vertikale Zuwachs von Torfmoosen schwankt je nach Moosart zwischen 1 und 32 cm, im Schnitt liegt er bei 10–12 cm.

Auffallend sind die **Oberflächenstrukturen** lebender Hochmoore. Neben nassen Schlenken mit Arten wie: flutendes Spießtorfmoos, schmalblättriges Wollgras und Schnabelried finden sich oft mehrere Quadratmeter große trockene Bulte mit Glockenheide, Moosbeere, Andromedaheide, Scheidigem Wollgras, Sontentau, Flechten und z. B. *Sphagnum magella-*

*nicum*, außerdem kleinen Birken und Kiefern. Zu den Bulten und Schlenken, die einem ständigen, wenn auch sehr langsamen Wechsel unterliegen, gesellen sich noch Abflurinnen (Rüllen), Moorkolke und schließlich ein nach außen abfallendes Randgehänge, die zusammen das Relief eines Hochmoores formen.

Das **Hochmoorprofil** (Abb. 2) hat zumeist eine eigentümliche farbliche Zweigliederung: dunkelbraune Schichten liegen unter mittel- und hell-

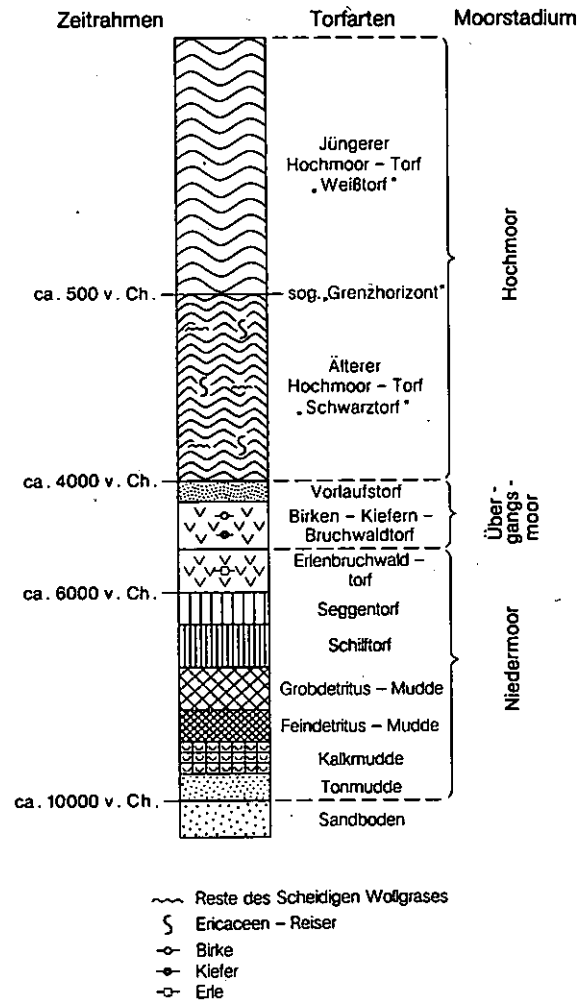


Abb 2.: Grundschema einer Moorentwicklung (nach KRAMM 1978)

braunen, oft deutlich ohne gleitenden Übergang. Man spricht bei dieser Linie (eigentlich Fläche!) vom „Grenzhorizont“ der Hochmoore. Auch in der Konsistenz unterscheiden sich beide Schichten. Der dunkelbraune, ältere Torf wird als **Schwarztorf** oder „Äterer Hochmoortorf“ bezeichnet, ist stark zersetzt und erdig-schmierig. Er enthält zahlreiche Reste von Scheidigem

Wollgras und Ericaceen-Reisern. Dagegen ist der jüngere, hellere, als Weißtorf bezeichnete Hochmoortorf wenig humifiziert und locker. Beide Sorten haben daher auch unterschiedliche wirtschaftliche Bedeutung. Der Schwarztorf eignet sich aufgrund seiner intensiveren Inkohlung zum Verbrennen („Brenntorf“), der Weißtorf wird wegen seiner lockeren Struktur im Gartenbau genutzt.

Nach vielen Hypothesen sind sich die Fachleute inzwischen weitgehend einig über die genetischen Ursachen dieses Aufbaus. Der im typischen Fall markante Grenzhorizont ist vor allem klimatisch bedingt, wird aber durch lokale hydrologische Verhältnisse im Moor zeitlich und in der Ausprägung modifiziert. Er kann in den einzelnen Mooren und sogar innerhalb eines Moores zeitlich differieren, wie pollenanalytische und Radiokarbon-Datierungen zeigen. In der Regel ergibt sich eine Häufung um etwa 500 v. Chr., in Einzelfällen aber wesentlich früher oder später. Die Bildung des Schwarztorfes vollzog sich in der Mittleren bis Späten Wärmezeit (Atlantikum bis Subboreal), also etwa zwischen 6000 und 500 v. Chr., einer Klimaperiode mit insgesamt höheren mittleren Sommertemperaturen. Höhere Sommertemperaturen hatten infolge höherer Verdunstung einerseits ein geringeres Niederschlagsnetto zur Folge, so daß das Hochmoor im Wachstum gebremst wurde, andererseits aber auch eine intensivere mikrobielle Zersetzung der toten Biomasse. Anders der Weißtorf: ihm stand aufgrund kühlerer Sommertemperaturen bei gleichbleibenden Niederschlägen ein höheres Netto zur Verfügung mit gleichzeitig geringerer Zersetzung der Biomasse. Die Folge waren höhere Vernässung, schnelleres Wachstum und geringere Humifizierung. Schwarz- und Weißtorf sind also Produkte verschiedener Hochmoortypen mit unterschiedlichen Torfmoosgesellschaften. Mengenmäßig treten z. B. Gefäßpflanzen, wie Glockenheide, Besenheide, Scheidiges Wollgras u. a., im Schwarztorf wesentlich stärker hervor als im Weißtorf, in dem nasseliebende Torfmoose dominieren.

Das rapide Wachstum der Sphagnum führte nicht nur zur Erhöhung der Moore – im unentwässerten Zustand stellenweise bis zu 10 m –, sondern auch zu lateralem und flächenhaftem Transgressionswachstum. Damit schob sich das Hochmoor allmählich über den Ort seiner ursprünglichen Entstehung hinaus auf arme Mineralböden (z. B. Quarzsande). Ein solches Hochmoor, ohne deutliche basale Niedermoor-

schicht direkt auf Mineralböden gelegen, wird als „wurzelechtes Hochmoor“ bezeichnet.

## 5. WIRTSCHAFTLICHE ASPEKTE

Für die Torfindustrie sind nur Hochmoortorfe wegen ihrer homogenen Beschaffenheit von Interesse. Das Volumen dieser nutzbaren Torfvorkommen, von denen 90 % in Niedersachsen liegen, könnte theoretisch noch 100 Jahre reichen. Es läßt sich aber übersehen, daß davon aus Gründen der Abbautechnik und des Naturschutzes nur ein geringer Teil gewonnen werden kann. In spätestens zwei Jahrzehnten wird daher das vom Gartenbau benötigte Produktionsvolumen aus einheimischen Weißtorfvorräten nicht mehr zu befriedigen sein. Die jährliche Torfabbaumenge liegt derzeit in Niedersachsen bei ca. 11 Mill. qm. Trotz dieser hohen Zahl geht die Zerstörung der Moore in weit höherem Maße auf das Konto der landwirtschaftlichen Nutzung, wie die folgende Tabelle für Niedersachsen und Bremen zeigt (SCHNEEKLOTH 1983):

Nutzung	Hochmoore (2494 km <sup>2</sup> )	Niedermoore (1851 km <sup>2</sup> )	Gesamtfläche (4345 km <sup>2</sup> )
Land- u. forstwirtschaftlich	63 %	96 %	77 %
Torfwirtschaftlich	13 %	0 %	7 %
Ungenutzt u. Naturreservate	24 %	4 %	16 %

Unseren Mooren – wenngleich heute zumeist in Resten vorliegend – kommt darüber hinaus eine wesentliche landschaftsökologische Bedeutung zu, so z. B. als Biotop seltener Spezies oder als lokaler Klima- und Wasserfaktor. Durch ihre extremen Standortqualitäten sind insbesondere die Hochmoore auch hervorragend geeignet alles zu konservieren, was in sie hineingelangt. Sie sind sozusagen „Konservendosen“ der Landschaft! Über spektakuläre Moorleichenfunde hinaus bieten sie eine vielseitige Möglichkeit, anhand von genauen Analysen eine nacheiszeitliche Klima-, Vegetations- und auch botanische Siedlungsgeschichte seit Beginn der Torfbildung zu rekonstruieren.

Genannt sei hier vor allem die Pollenanalyse, die in ihrer Methode auf den im Moor konservierten Blütenstaub angewiesen ist. Von den alljährlich zur Blütezeit in den Luftströmungen befindlichen zahllosen Pollen windblütiger Pflanzen – von Bäumen (s. 2.2 im Atlas), Gräsern, Getreide, Ackerunkräutern u. a. – fällt stets

ein Pollengemisch in ein wachsendes Moor und wird in die obere Torfschicht eingebettet. Aus der prozentualen Zusammensetzung des fossilen Pollengemisches in den einzelnen Schichten lassen sich dann Rückschlüsse auf die ehemalige umgebende Vegetation ziehen (vgl. Pollendiagramm im Atlas, 2.1), und mit Hilfe siedlungsanzeigender Pollen wie Getreide und Unkräutern zusammen mit Radiokarbon-Datierungen der betreffenden Torfschicht gelingen sogar zeitlich recht genaue Nachweise menschlicher Besiedlung seit dem Neolithikum. Für die Pollenanalyse und ihr Aufgabenspektrum sind die Moore daher unwiederbringliche **Archive der Landschaft**, die ältesten nämlich, die der Kulturlandschaftsforschung zur Verfügung stehen!

#### LITERATUR

- BÖMER, A. (1893): Die Moore Westfalens. Berlin
- BURRICHTER, E. (1969): Das Zwillbrocker Venn, Westmünsterland, in moor- und vegetationskundlicher Sicht. – Abh. d. Landesmus. f. Naturkunde, 31, 1. Münster
- FIRBAS, E. (1949): Spät- und neolithische Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde. Jena
- FRANKE, W. et al. (1979): Moor im Emsland. – Emsland. Raum im Nordwesten. Bd. 1. Sögel
- KREWERTH, R. A. (1982): Naturraum Moor und Heide. München
- KRAMM, E. (1978): Pollenanalytische Hochmooruntersuchungen zur Floren- und Siedlungsgeschichte zwischen Ems und Hase. – Abh. d. Landesmus. f. Naturkunde, 40, 4. Münster
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-Geologische Moorkunde. Neumünster
- POTT, R. (1982): Das Naturschutzgebiet „Hiddeser Bent – Donoper Teich“ in vegetationsgeschichtlicher und pflanzensoziologischer Sicht. – Abh. d. Landesmus. f. Naturkunde, 44, 3. Münster
- RUNGE, F. (1982): Die Naturschutzgebiete Westfalens. Münster
- SCHNEEKLOTH, H. (1983): Die Torfindustrie in Niedersachsen. – Veröff. d. Niedersächs. Inst. f. Landeskunde u. Landesentw. a. d. Univ. Göttingen, Bd. 120. Göttingen
- STRAKA, H. (1970): Pollenanalyse und Vegetationsgeschichte. Wittenberg

Verlag: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster

© 1985 Landschaftsverband Westfalen-Lippe,  
Geographische Kommission für Westfalen

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung, des Nachdrucks, der Entnahme von Abbildungen, der Funksendung, der Wiedergabe auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten. Die Vergütungsansprüche des § 54, Abs. 2, UrhG, werden durch die Verwertungsgesellschaft Wort wahrgenommen.

Gesamtherstellung: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster, 1985

Erste Lieferung insgesamt  
ISBN 3-402-06150-3

Doppelblatt: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung  
ISBN 3-402-06152-X