

Manfred J. MÜLLER, Flensburg

## **Genese und Entwicklung schleswig-holsteinischer Binnendünen**

### **Summary**

#### **Genesis and Development of Inland Dunes in Schleswig-Holstein**

Windblown sand and inland dunes in Schleswig-Holstein are disseminated on outwash plains, older moraines, lowlands and valleys. They are absent in younger moraine landscape of the Weichselian.

Palaeoclimatic and geomorphological evidences as well as archaeological, pollen-, C<sup>14</sup>- and thermoluminescence data demonstrate that the main phase of sandaccumulation took place during late Weichselian (Older and Younger Dryas).

Reforestation during Preboreal, Boreal and Atlantic stopped sand accumulation and pedogenesis was dominating for several thousand years.

During Subboreal clearing of forests and progressive land use initiated sand drift again.

This process was interrupted by emigration of people, by wars and epidemics or by windprotecting measures. The consequence was pedogenesis again.

A well opened dune near Nortorf and Rendsburg shows that there were many short phases of pedogenesis and sand drift in change. It is proved by a large number of small layers of humus.

We suppose that this happened by drifting oxes over long distances from north to south since the late Middle Age.

### **1 Einleitung**

Der äolische Transport von Sand in Küstenregionen ist ein ständig zu beobachtender Prozeß. Voraussetzungen sind:

- Vegetationsfreie oder zumindest vegetationsarme Flächen,
- Trockenheit und
- ausreichend Material entsprechender Korngrößen.

Am Meer sind diese Bedingungen in der Regel erfüllt, deshalb gibt es in Schleswig-Holstein sowohl an der Ostsee als auch an der Nordsee Kü-

stendünen. Die in der Marsch vor allem am Rand zur Geest auftretenden Sandakkumulationen sind ebenfalls als Küstendünen zu bezeichnen, obwohl sie bis zu 16 km von der heutigen Küste entfernt liegen. Sie sind im Zuge des Calais-Transgression entstanden, als die Nordsee durch Abrasion die heute noch gut erkennbaren Kliffs des Geestrandes und gleichzeitig Strandhaken, Strandwälle und Nehrungen schuf, auf denen Dünen aufgewachsen sind.

Nicht in jedem Fall sind die Strandablagerungen von den Dünen zu unterscheiden. Ihre Bezeichnung „Donn“ scheint aber darauf hinzudeuten, daß man an den kuppigen Formen schon früh den äolischen Ursprung erkannt hat. Das Alter wird von MENKE (1977) mit 3800 Jahren B.P. angegeben.

## **2 Verbreitung der Binnendünen in Schleswig-Holstein**

Eine terminologische Abgrenzung zwischen Binnendüne und Flugsanddecke ist nicht immer leicht. Das transportierende Medium ist bei beiden der Wind. Sie unterscheiden sich lediglich in Form und Aufbau, dabei ist die Grenze fließend. Die Karte unterscheidet zwischen beiden Formen nicht, weil Dünen und Flugsanddecken in der Regel an gemeinsamen Standorten auftreten.

1. Die Karte zeigt eine gewisse Regelmäßigkeit der Verbreitung von Binnendünen. Das östliche Hügelland ist frei von Binnendünen. Lediglich südlich von Flensburg, am Treßsee, und südöstlich von Lübeck gibt es zwei Dünenkomplexe innerhalb des Jungmoränenlandes.
2. Die Schmelzwasserabflüsse der Weichseleiszeit haben den mittleren Teil Schleswig-Holsteins geprägt. Hier sind große Sanderflächen und Niederungen mit Dünenfeldern entstanden, z.B. auf der Lecker Geest, der Schleswiger Vorgeest, in der Eiderniederung, der Störniederung und auf der Holsteiner Vorgeest.
3. Das Elbe-Urstromtal hat während der Weichselvereisung den größten Teil der glazialen Schmelzwässer in die Nordsee abgeführt und eine breite Niederung gebildet. Am Rande des heutigen Elbetals und auf den begrenzenden Höhen saalezeitlicher Moränen (Itzehoe und Pinneberger Geest) haben sich große Areale mit Binnendünen und Flugsand gebildet. Schon aus diesem Verbreitungsmuster der äolischen Formen ergibt sich eine Reihe geomorphologischer Fragen.

Die erste ist die nach der Herkunft der Sande. Drei verschiedene Auffassungen haben sich im Laufe der letzten Jahrzehnte herausgebildet.

– Die Lage auf Sandern oder in ihrer Nähe, z.B. den Altmoränen, spricht

für die Auswehung aus den Sandern selbst oder aus Schmelzwasser-rinnen, die die Sander- und Altmoränenlandschaft durchziehen (WOLF 1919, GRIPP 1933, 1964, KOLUMBE u. BEYLE 1942, JATHO 1969, FRÄNZLE 1988).

- Beziehungen zu ehemals bedeutenden Wasserläufen stellen verschiedene Autoren in Niedersachsen und im Münsterland fest (WILDVANG 1935, GRABERT 1952, HAMBLOCH 1958).
- Die breiten Urstromtäler, insbesondere der Elbe, müssen gleichermaßen als Liefer- und als Akkumulationsgebiet erkannt werden, das ergibt sich aus der Diskussion über die vorherrschende Windrichtung während ihrer Entstehung.

### 3 Morphogenese

„Über die verlassenen Sandebenen rasten die Weststürme und trieben große Massen von Flugsand zusammen. In jener unwirtlichen Zeit entstanden die weiten Dünengebiete der Steensbek-Heide in Nordschleswig, des Frösleer Sandes bei Flensburg, die Dünen bei Westerrönfeld und in der Lohheide, die Einöden zwischen Segeberg und Bramstedt und die Dünen am Rande des Elb-Urstroms zwischen Boberg und Sande und im Tale bei Geesthacht.“ So hat WOLF (1919, S. 62 ) die Entstehung der Binnendünen in seinem Werk „Die Geschichte und Bodengestaltung Schleswig-Holsteins“ erklärt. Die zentralen Fragen der Genese sind bis auf eine, nämlich die der Herkunft des Sandes, angesprochen. Er nimmt ganz offensichtlich an, daß die Dünen vor Ort lediglich zusammengeweht worden sind, d.h. Ausblasung und Ablagerungsgebiete liegen unmittelbar nebeneinander.

Genauere Angaben über das Alter der Binnendünen macht WOLF noch nicht. Aus dem Kontext ergibt sich aber, daß er eine eiszeitliche Entstehung annimmt.

Die Forschung der folgenden Jahrzehnte ist gekennzeichnet durch detaillierte Geländeuntersuchungen und immer präzisere sedimentologische Analysemethoden im Labor.

Die Geländebefunde geben bereits Hinweise auf die Entwicklung der Binnendünen.

- Häufig ist die Basis durch eine Steinsohle markiert, und Windschliff an einzelnen Steinen läßt sich nachweisen.
- Frostdynamische Spuren, wie Fließerden oder Eiskeile, zeigen an, daß die äolischen Prozesse unterbrochen worden sind. Das läßt auf Klimaänderungen im Laufe der Genese schließen.
- Bodenbildungen oder gar Torfhorizonte sind ebenfalls Klimazeugen. Sie

belegen, daß aufkommende Vegetation die Dünenbildung unterbunden hat. Ihre Mächtigkeit, besonders auch des Bs/Bh-Horizontes, läßt Schlüsse auf die Dauer der Bodenbildung zu.

- Gekappte Bodenprofile sind fast immer ein Indiz für wieder auflebende Deflation und Sedimentation an anderem Ort.
- Humusbänder von nur wenigen mm oder cm sind entweder Hinweis auf eine kurze Bodenbildungsphase oder auf Sedimentation von Bodenmaterial, das durch Winderosion umgelagert worden ist.

Es ist unmittelbar einsichtig, daß die Geländebefunde nicht ausreichen, um die komplexe Morphogenese der Binnendünen zu rekonstruieren, vor allem im Hinblick auf die zeitliche Einordnung in die Landschaftsentwicklung.

Schon einfache Laboruntersuchungen können deshalb die Überlegungen, die sich durch die Geländebefunde ergeben, unterstützen.

- Die Korngrößenanalyse kann über Herkunft des Materials, Transportweg und Windgeschwindigkeit Auskunft geben.
- Die Kornform, die sich unter dem Mikroskop erkennen läßt, ermöglicht auf Grund von Zurundungsindex und Schlagmarken Aussagen über das Transportmedium.
- Kalk- und Humusgehalt geben Hinweise auf die Bodenbildungsintensität.

Die Auswertung der Ergebnisse vorliegender Untersuchungen anderer Autoren und eigene Analysen haben im Hinblick auf das Alter der Binnendünen und auf ihre Entwicklung zwar Anhaltspunkte gegeben, nicht aber wissenschaftlich gesicherte Kenntnisse.

#### **4 Das Alter der Binnendünen**

Um das Alter von Sedimenten zu bestimmen, bedarf es sehr spezieller Methoden verschiedener Nachbardisziplinen: Die Pollenanalyse hat sich vor allem in Mooren und im Löß bewährt. Sie wurde aber auch bei Dünen angewendet. (JATHO 1969, PYRITZ 1972, BOCK u.a. 1985, DE BOER 1995, SIEBERTZ 1988).

Bei der  $C^{14}$ -Analyse besteht das Problem darin, daß in der Regel kein oder nicht ausreichendes Material zur Verfügung steht oder organisches Material aus dem Hangenden in die beprobte Schicht hineingelangt ist. Die Ergebnisse haben deshalb nicht immer die gewünschte Zuverlässigkeit. Manchmal gelingt aber der Fund von Baum- oder Pflanzenresten, so daß sich eine zuverlässige Analyse machen läßt. Für schleswig-holsteinische Binnendünen haben JATHO (1969), BOCK u.a. (1985) Ergebnisse vorgelegt. Letztere haben Torfhorizonte im Liegenden datiert z.B. in Hollingstedt

zwischen Schleswig und Husum oder auch zwischen zwei Flugsandlagen in Hohn bei Rendsburg. Beide Torflagen sind als allerödzeitlich bestimmt worden. Das Datieren mit Hilfe von fossilen Böden wird im Kap. 5 diskutiert.

Die Thermolumineszenz-Datierung ist eine sehr junge Methode zur Altersbestimmung von Sedimenten aber auch von Artefakten. Sie ist bereits mehrfach auf äolische Ablagerungen, insbesondere Löß, angewendet worden. Untersuchungen an schleswig-holsteinischen Binnendünen liegen nicht vor, wohl aber an einigen aus dem Thorn-Eberswalder und dem Baruther Urstromtal (BARAY u. ZÖLLER 1992). In dem kürzlich erschienenen Sammelband mit Aufsätzen zur Lumineszenz-Datierung äolischer Sedimente, herausgegeben von RADTKE (1998), sind drei niedersächsische Binnendünen über die gesamte Profilmächtigkeit abschnittsweise datiert worden. Die Ergebnisse passen sehr gut zu den Befunden an schleswig-holsteinischen Binnendünen. Der im Profil Lilienberg nachgewiesene fossile Boden, 3,5–4,5 m unter der Geländeoberfläche, ist zwischen 4500 und 5500 Jahre alt, also im späten Atlantikum oder frühen Subboreal entstanden. Alle Daten können deshalb zur Absicherung von Altersbestimmungen in Schleswig-Holstein herangezogen werden.

Unterstützt werden die absoluten Datierungen durch Schwermineralanalysen, z.B. den Nachweis von Laacher-See-Tuff (MAARLEVELD 1976, DE BOER 1995 u.a.), durch Klima- und vegetationsgeschichtliche Überlegungen (PYRITZ 1972, FRÄNZLE 1988 u.a.) und durch geomorphologische Argumente (DYLIKOWA 1969, KOZARSKI u.a. 1969, MAARLEVELD 1976, NOWACZYK 1976 und KOZARSKI 1978). Archäologische Untersuchungen helfen bei der nacheiszeitlichen Chronologie (SCHWABEDISSEN 1957).

Ein besonderes Problem bildet die große Entfernung zwischen den bisher untersuchten Standorten. Die unterschiedliche Distanz zum Rand des Inlandeises im Weichselglazial hat zur Folge, daß die morphodynamischen Prozesse im Periglazial zwar in gleicher Weise, nicht aber immer zur gleichen Zeit abgelaufen sind. Ein Vergleich von Altersangaben muß das berücksichtigen. Gerade bei äolischem Transport und entsprechender Akkumulation sind Windrichtung und Windgeschwindigkeit von Interesse (MEYER u. KOTTMEIER 1989). Sie unterliegen nicht nur der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation, sondern auch den lokalen Bedingungen, wie z.B. der Entfernung zum Inlandeis, der Lage zum Meer und dem Relief. Gerade das große zusammenhängende Inlandeis hat für kalte katabatische Winde gesorgt, die im Periglazial als Nord- bis Ostwinde auftraten. Im Hinblick auf das Alter der äolischen Sedimente mag dieses Phänomen von untergeordneter Bedeutung sein, in Bezug auf die Herkunft der Sande aber ganz sicher nicht.

Obwohl also bei der Interpretation der Prozesse und Formen hinsichtlich ihres Alters eine gewisse Unsicherheit herrscht, kommt man bei der Altersbestimmung der Binnendünen Norddeutschlands dennoch zu recht zuverlässigen Ergebnissen.

Der Nachweis eines allerödzeitlichen Bodens (11800 bis 11000 BP) ist eine Zeitmarke, mit der man die liegenden und die hangenden Sedimente einordnen kann. (BOCK u.a. 1985, JANETZKO 1986, DE BOER 1992, BARAY u. ZÖLLER 1992).

Unabhängig voneinander kommen die Autoren zu dem Ergebnis, daß die Dünenbildung im Spätglazial eingesetzt hat. Die Überlagerung eines fossilen Bodens durch Sande beweist ein erneutes Aufleben der äolischen Prozesse während der jüngeren Dryas (11000 bis 10200 BP), dem letzten Stadial des Weichselglazials.

In der Folgezeit dürfte es eigentlich wegen der raschen Erwärmung und der Wiederbewaldung Mitteleuropas nicht mehr zu nennenswerten äolischen Ablagerungen im Binnenland gekommen sein. Dennoch gibt es Belege dafür, daß im Holozän äolischer Transport stattgefunden hat. Sie sind bereits von verschiedenen Autoren beschrieben und auf anthropogene Ursachen, wie Rodungsvorgänge seit dem Neolithikum, Entwaldung im Mittelalter oder die Heidekolonisation in der frühen Neuzeit zurückgeführt worden (PRANGE 1963, ZAGWIJN u. PAEPE 1968, LINKE 1968, Kozarski u.a. 1969, PYRITZ 1972, BOCK u.a. 1985, JANETZKO 1986, SIEBERTZ 1988 u. 1992, LANG 1990, DE BOER 1995).

## **5 Äolische Prozesse im Holozän**

Solange im Frühholozän noch keine geschlossene Vegetation entstanden war, wurden die Dünen ständig weitergebildet, überwiegend zu Parabeldünen (JATHO 1969). Durch diesen Prozeß entstanden aber auch neue Dünen. Böden, die sich im Alleröd gebildet hatten, wurden also entweder durch Deflation zerstört oder durch Akkumulation begraben. Eine rasche Wiederbewaldung, beginnend im Präboreal (10200 bis 9000 BP), die auch die Flugsanddecken und Dünen betraf, bewirkte die natürliche Festlegung der Dünen bis in das frühe Subboreal (5000 bis 3500 BP) (DE BOER 1995). In dieser 5000 bis 6000 Jahre dauernden Stabilitätszeit konnte sich auf den Sanden ein mächtiger Podsol ausbilden, der an verschiedenen Standorten nachgewiesen wurde (KOLUMBE 1923, JATHO, 1969, 72f., DE BOER 1995).

Datierungen von Dünen in Nordwestdeutschland sind mit Hilfe dieser beiden deutlich ausgeprägten Böden also möglich. Es darf aber nicht übersehen werden, daß gerade in sandigen Ablagerungen der Einfluß der Deck-

schichten erheblich sein kann. Die ungehinderte rasche Infiltration des Niederschlagswassers bewirkt Auswaschungen aus dem Hangenden ins Liegende, so daß sowohl das Pollenspektrum als auch der  $C^{14}$ -Gehalt verändert und dadurch Böden oder Sedimente „verjüngt“ werden. Der Fehler wird umso größer, je mehr organische Substanz sich in den Decksedimenten befindet. Zahlreiche Dünen in Schleswig-Holstein weisen oberhalb des mächtigen Podsoles schwach ausgebildete Böden, dünne fAh-Horizonte oder Humusbänder auf, die allem Anschein nach in frühhistorischer oder historischer Zeit entstanden sind.

Dieser häufige Wechsel von Bodenbildung und Überwehung, den man daraus ableiten kann, hat anthropogene Ursachen.

DE BOER (1995) kommt aufgrund seiner Untersuchungen an Dünen im Baruther Urstromtal zu dem Ergebnis, daß es im jüngeren Holozän, seit dem späten Subboreal, mehrere Phasen der Sandumlagerung und Veränderung der Dünen gegeben hat.

Eine erneute Mobilisierung des Sandes beginnt nach DE BOER im späten Subboreal, ca. 3000 BP, hervorgerufen durch einsetzende Rodung einer seßhaft gewordenen Bevölkerung. Bronze- und Eisenzeit sind gekennzeichnet durch „lokale Verwehungen“, die während der „vorrömischen Eisenzeit“ (DE BOER 1993) langsam nachlassen. In Schleswig-Holstein geschieht dies vermutlich später, weil in der römischen Eisenzeit eine weitverbreitete Verhüttung von Raseneisenerz stattfindet, die zur Rodung der Wälder führt (mdl. Mitt. Dr. B. ZICH, Schleswig). Mit der Völkerwanderung einher geht die Vernachlässigung landwirtschaftlicher Flächen, und die Eisenverhüttung geht zurück, so daß eine Zeit geringerer Morphodynamik die Folge ist.

Folgt man den Überlegungen DE BOERS, dann ist es in den letzten 3000 Jahren der Landschaftsentwicklung zur Ausbildung dreier übereinanderliegender Böden gekommen. Im Baruther Urstromtal sind sie als Ranker nachgewiesen. Im Liegenden hat sich der mächtige Podsol, der während des Boreals und Atlantikums (8000 bis 5000 BP) entstanden ist, erhalten, er wird von DE BOER als Braunerdepodsol angesprochen.

In verschiedenen Aufschlüssen in Schleswig-Holstein ist ein entsprechender fossiler Boden nachzuweisen (JATHO 1969). Er ist als Eisenhumuspodsol anzusprechen. Auch die jüngeren Bodenbildungen in den Decksanden sind mehrfach beschrieben worden.

Erst im Mittelalter bewirkt die Landnahme mit intensiver Rodung ein Wiederaufleben der äolischen Aktivität. Der Dreißigjährige Krieg mit den einhergehenden Verwüstungen und dem Rückgang landwirtschaftlicher Nutzung beendet diese Aktivitätsphase. Die letzte Phase der Umgestaltung von schleswig-holsteinischen Binnendünen ist die Neuzeit. Die politischen Interessen des dänischen Königs führten zu einer anfangs zögerlichen,

später aber durchgreifenden Kolonisation der Heidegebiete Jütlands mit dem Ergebnis verstärkt auftretender Auswehung von Sanden aus Ackerflächen. Darüber gibt es in verschiedenen Chroniken zuverlässige Hinweise.

Der Holzbedarf, der im Zuge der Industrialisierung wuchs, führte zu einer fortschreitenden Entwaldung mit demselben Effekt der äolischen Umlagerung von Sand. Bis in die heutige Zeit hat sich daran im Prinzip nichts geändert, wohl aber im Umfang. Jüngstes Beispiel ist ein Ereignis vom 11.4.1997, bei dem im Raum westlich von Flensburg große Mengen Sand aus frisch bestellten Ackerflächen ausgeweht und zu Dünen aufgehäuft wurden (Bild 1).

## **6 Die Binnendünen von Bokel/Brammerau**

### *6.1 Der Aufbau des Dünenkörpers*

Etwa 10–12 km südsüdöstlich von Rendsburg, zwischen Nienkattbek und Bokel, liegt ein großes bewaldetes Dünengebiet. Es wurde bereits 1923 von KOLUMBE beschrieben und als äolische Ablagerung erkannt. Die Bundesstraße 205 von Jevenstedt nach Nortorf, die streckenweise parallel zu einer Trasse des alten Ochsenweges verläuft, durchschneidet dieses Gebiet. Schon KOLUMBE (S. 229) hatte an der Straße von Bokel nach Brammer drei übereinanderliegende „Ortsteinschichten“ festgestellt, diese aber nicht als Bodenreste gedeutet. Neue Untersuchungen boten sich an, als im Rahmen der Rekonstruktion des Ochsenweges ein Aufschluß entdeckt wurde, durch den neue Aspekte die Genese und Entwicklung der schleswig-holsteinischen Binnendünen ins Blickfeld rückten. Die fast bis an die Basis aufgeschlossene Düne (TK 50, 32 U NF 490 071) ist etwa 5m hoch. In der Nachbarschaft sind zahlreiche Dünen etwa gleicher Höhe. Sie sind als Kupsten- oder Parabeldünen ausgebildet; es treten auch den Querdünen ähnliche Formen auf, dabei werden vorherrschende westliche Winde während ihrer Entwicklung vorausgesetzt.

Untersuchungen zur atmosphärischen Zirkulation während des Weichsel-Hochglazials von MEYER u. KOTTMEIER haben zwar ein Vorherrschen östlicher Winde in einem 100 km breiten Gürtel um das Inlandeis ergeben, während der Dünenbildung in Schleswig-Holstein im Spätglazial liegt der Rand des Inlandeises aber bereits auf einer Linie Oslofjord – Göteborg – Salpausselkä. Zu diesem Zeitpunkt stand Norddeutschland nach Auffassung der meisten Autoren (MAARLEVELD 1976, DYLIKOWA 1969, LIEDTKE 1981 u.a.) schon unter zyklonalen Zirkulationsbedingungen, also vorwiegend westlicher Strömung.

Die Sande sind geschichtet, gelblich grau und von zahlreichen dunklen Humusbändern durchzogen (Bild 2)

In 1,27 bis 2,50 m Tiefe liegt ein mächtiger fossiler Podsol (Bild 3 u. 5) dessen Bs-Horizont zapfenförmig bis 50 cm in den Cv-Horizont reicht. Ah- und Ae-Horizont sind nicht klar getrennt, sondern z.T. im Wechsel angelegt. Der Humusgehalt im Ah ist mit 9,3% (= 5,4% C) recht hoch und deutet auf eine intensive Bodenbildung unter geschlossener Vegetation hin. Im Ae-Horizont wurden 1,1% Humus nachgewiesen.

In Profiltiefen zwischen 30 cm und 400 cm sind insgesamt 13 Proben genommen worden. Die Korngrößenanalyse ergibt ein einheitliches Bild der Sande (Abbildung). Das Maximum der Korngröße liegt bei allen Proben in der Mittelsandfraktion 0,2 bis 0,63 mm (Tabelle 1). Der Anteil an Grobsand ist mit 0,2% bis 5% sehr gering, nur in zwei Proben gibt es Grobsandanteile zwischen 16% und 19%. Diese gröbere Sandlage war makroskopisch im Südteil des Aufschlusses zu erkennen. Weil im Hangenden und im Liegenden feinkörnigere Sande festgestellt wurden, läßt sich dieser hohe Grobsandanteil wohl nur als Folge eines Einzelereignisses deuten und nicht als ein genereller Wandel in den Transport- und Sedimentationsbedingungen.

Die vollkommene (Probe 37), ausgezeichnete (Proben 39,43,31), und sehr gute (Probe 36, 42, 44, 32, 33, 34 und 35) Sortierung, der meisten Proben mit Sortierungskoeffizienten zwischen 1,29 und 1,43 sowie die geringe Asymmetrie der Sortierung (Sk) läßt Zweifel am äolischen Transport nicht zu (Tabelle 2). Selbst die mäßige Sortierung der Probe 41 läßt keine andere Deutung zu, denn sie hat einen sehr hohen Feinsandanteil und nur 2,5% Grobsand.

Der gesamte Sandkörper dieser bis zu 400 cm aufgeschlossenen Düne ist sehr homogen. Spuren einer periglaziären Umlagerung konnten nicht gefunden werden.

Folgende Merkmale sind für die Einschätzung des Alters der Düne von Bedeutung:

- Auf der Nordseite des Aufschlusses ist der fossile Boden komplett von Dünensanden überlagert. In diesen Sanden sind 14 Humusbänder mit einer Mächtigkeit von 1 bis 2 cm in situ erhalten.
- Im oberen Abschnitt, 28–40 cm unter der Oberfläche, etwa 90 cm über dem fossilen Podsol, ist ein fossiler Ranker ausgebildet.
- Auf der Südseite fehlt der fossile Boden, er ist durch auflebende Deflation beseitigt worden. Bis in eine Tiefe von 2,0 m hat eine Ausräumung und Wiederauffüllung mit Sand stattgefunden. Die Grenzen zwischen „alten“ und „neuen“ Sanden ist markant (Bild 4), ein Teil des Bodens ist in die ausgeblasene gassenförmige Hohlform seitlich hineingerutscht und

- dabei deformiert worden. Frostdynamische Vorgänge unter Permafrostbedingungen werden wegen des Alters des Bodens ausgeschlossen.
- Der untere Teil der Wiederauffüllung der Düne besteht aus schwach verbrauchten Sanden. Daraus wird geschlossen, daß es sich um ein mit Bodenbestandteilen durchmischtes Sediment handelt. Der Gegensatz zum nördlichen Teil der Düne ist offenkundig.
  - Die Störungen im Ah-Horizont (Bild 5 u. 6) sind aus oben genannten Gründen nicht durch Frostwirkung in periglaziärem Milieu entstanden, sondern eher durch Umlagerung unter Beteiligung von Wasser zu erklären.

### *6.2 Deutung der Prozesse und Versuch einer zeitlichen Einordnung*

Der Beginn äolischer Formung in Schleswig-Holstein wird von den meisten Autoren ins Spätweichsel gelegt. Als Beweis wird das Auffinden allerödzeitlicher Torf- oder Bodenbildung über äolischen Sanden angeführt. Die Untersuchungen in der Düne von Brammerau konnten den Nachweis eines allerödzeitlichen Bodens bisher nicht erbringen. Der mächtige fossile Eisen-Humuspodsol in 1,27 bis 2,50 m unter der Geländeoberkante wird nicht als Alleröd-, sondern als alt- bis mittelholozäner Boden gedeutet. Besonders die intensive Podsolierung spricht gegen eine frühere Entstehung. Eine C<sup>14</sup>-Datierung ist vorgesehen, das Ergebnis steht noch aus.

Die zahlreichen Humusbänder mit einer Mächtigkeit von 1 bis 2 cm sind Hinweis auf einen häufigen Wechsel zwischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen. Sie werden als in situ entstanden gedeutet und nicht als Bodensediment. Der Humusgehalt von 1% stützt diese Vermutung. Das Auftreten so vieler „fossiler Böden“ in einer Abfolge ist unseres Wissens bisher weder beobachtet noch beschrieben worden. Lediglich JATHO 1969 beschreibt „humose Sprenkelung“ von Dünensanden im Gebiet der Soholmer Au (Nordfriesland).

Der Anriß auf der Südseite der Düne, der eine tiefgreifende Umgestaltung belegt, muß stattgefunden haben, nachdem alle Humusbänder bereits entstanden waren, denn sonst hätten zumindest im oberen Teil ebenfalls einige nachgewiesen werden müssen. Der Anriß und die Wiederauffüllung werden deshalb als rezent angesehen, es muß in der Zeit zwischen der Bodenbildung des oberen fossilen Bodens (28–40 cm) und der des aktuellen Bodens geschehen sein.

Die Frage nach der Ursache einer ständigen Umgestaltung der Düne in Brammerau ist nur zu beantworten, wenn man die durch den Menschen veränderten Bedingungen des Landschaftshaushaltes berücksichtigt. Im vorliegenden Fall ist die generelle Umwandlung von Wald- in Ackerland

Ursache für ein Wiederaufleben der äolischen Aktivität anzunehmen. Böden wurden im Deflationsgebiet zerstört, im Akkumulationsgebiet überdeckt. Der mächtige Podsol in Brammerau ist wahrscheinlich auf diese Weise begraben worden. Die Entstehung der vielen dünnen Humusbänder muß aber noch eine andere Ursache haben, denn sie belegen das häufige Überwehen eines sich in Entwicklung befindenden Bodens.

Angeregt durch Überlegungen u.a von JATHO (1969) ist immer wieder der Versuch gemacht worden, die Dünenbildung in der Nähe des Ochsenweges, der Hauptverkehrsverbindung zwischen Nordjütland und dem Süden, auf die Ochsentrift zurückzuführen. Gebildet haben sich die Dünen dadurch nicht, das ist hinlänglich durch ihr Alter bewiesen, es ist aber nicht auszuschließen, daß die erneute Mobilität des Sandes auf die Trift zurückgeführt werden kann. Durch das Gebiet der Kattsheide zwischen Bokel und Nienkattbek führte eine Trasse des östlichen Ochsenweges. Reste davon sind östlich der B 205 noch erkennbar. Von der Mitte des 15. Jahrhunderts bis weit ins 19. Jahrhundert hinein wurden auf ihr tausende von Ochsen zu den Märkten von Bramstedt, Hamburg und Wedel getrieben. Es läßt sich nachvollziehen, daß bei zerstörter Vegetation und entsprechenden Witterungsbedingungen der Sand in den Dünengebieten wieder in Bewegung geriet.

## **7 Zusammenfassung**

Flugsanddecken und Binnendünen sind in Schleswig-Holstein auf den Sanderflächen, den Altmoränen, sowie den Niederungen und Tälern verbreitet. Im Jungmoränenland fehlen sie. Klimazeugen, geomorphologische Indizien, archäologische Befunde, Pollenanalyse,  $C^{14}$  - und Thermolumineszenz-Datierungen lassen es als sicher erscheinen, daß die Hauptphase der äolischen Sandverlagerung im Spätglazial stattfand. Im Alt- und Mittelholozän lagen die Dünen aufgrund der Wiederbewaldung des Landes fest. Mächtige Böden bildeten sich, überwiegend Eisen-Humuspodsole.

Ein Wiederaufleben der Sanddrift im Subboreal wurde durch Rodung und fortschreitende Ackernutzung initiiert, unterbrochen durch Zeiten, bedingt durch Abwanderung der Bevölkerung, Kriege und Seuchen oder Windschutzmaßnahmen, in denen erneut Bodenbildung stattfinden konnte. Durch die günstige Aufschlußsituation an einer Düne in der Kattsheide bei Brammerau konnte nachgewiesen werden, daß sich in historischer Zeit eine Vielzahl sehr geringmächtiger Böden ausgebildet hat, wahrscheinlich durch die Ochsentrift verursacht.

## 8 Tabellen und Abbildungen

Tab. 1: Brammerau – Lage der Proben und Korngrößenspektrum

Proben-Nr	Entnahmetiefe in cm	Korngrößenspektrum in %		
		Feinsand	Mittelsand	Grobsand
<b>Nördliche Aufschlußseite</b>				
36	30	20	75	5
37	50–60	38	60	1,5
38	80	12	71	6,6
39	90	50	50	–
41	115	36,5	61	2,5
42	130	32	64	4
43	171–174	31	64	5
44	180	24	73,5	2,5
<b>Südliche Aufschlußseite</b>				
31	180	34,5	64,5	1
32	270	20,2	74,5	5
33	300	4,3	76,7	19
34	320	12	72	16
35	400	24	71,5	4,8

Nicht immer ergibt die Summe 100, weil die Schluff- und Tonfraktion nicht berücksichtigt worden ist.

Tab. 2: Brammerau – Quartilmaße, Sortierungskoeffizient und Schiefe

Proben-Nr.	Q <sub>1</sub> [mm]	M <sub>d</sub> [mm]	Q <sub>3</sub> [mm]	S <sub>0</sub>	S <sub>k</sub>
36	0,25	0,29	0,45	1,34	1,3380
37	0,19	0,23	0,28	1,21	1,0057
38	0,25	0,40	0,57	1,51	0,8906
39	0,15	0,20	0,25	1,29	0,9375
41	0,16	0,25	0,39	1,56	0,9984
42	0,19	0,25	0,35	1,36	1,0640
43	0,20	0,25	0,39	1,40	1,2480
44	0,20	0,26	0,41	1,43	1,2130
31	0,18	0,24	0,30	1,29	0,9375
32	0,21	0,30	0,42	1,41	0,9899
33	0,30	0,40	0,57	1,37	1,0689
34	0,25	0,37	0,51	1,43	0,9313
35	0,20	0,29	0,41	1,43	0,9750



Bild 1: Dünenbildung durch Windeorion in Hüllerufeld, westl. Flensburg, am 11.04.1997 (Foto: M.J. Müller)



Bild 3: Brammerau, Dünenaufschluß im Überblick (Foto: M.J. Müller)



Bild 2: Brammerau, oberer Teil der Düne mit Humusbändern  
(Foto: M.J. Müller)



Bild 4: Brammau, fossiler Eisen-Humuspodsol (Foto: M.J. Müller)



Bild 6: Brammau, Umlagerung im fAh durch Fließvorgänge(?)  
(Foto: M.J. Müller)



Bild 5: Brammau, umgelagerte fAh-Horizonte (Foto: M.J. Müller)

**Legende zur Karte:**

- |                                 |                          |
|---------------------------------|--------------------------|
| 1 = Süderlügum                  | 9 = Goldelund            |
| 2 = Bramstedtlund               | 10 = Joldelund           |
| 3 = Weesb – Medelby – Jardelund | 11 = Sillerup            |
| 4 = Wallsbül                    | 12 = Gropenwiehe – Meyen |
| 5 = Tinningstedt                | 13 = Treßsee – Frörup    |
| 6 = Risum – Lindholm            | 14 = Schobüll            |
| 7 = Leck                        | 15 = Schwesing           |
| 8 = Lütjenholm                  | 16 = Osterhusum          |

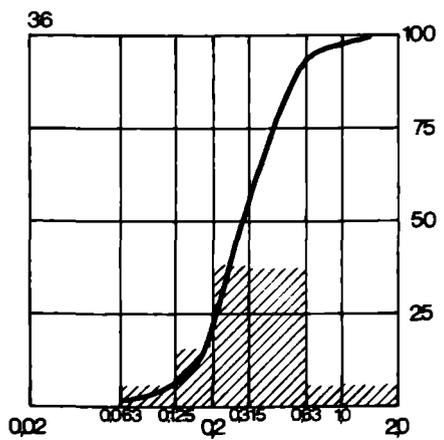
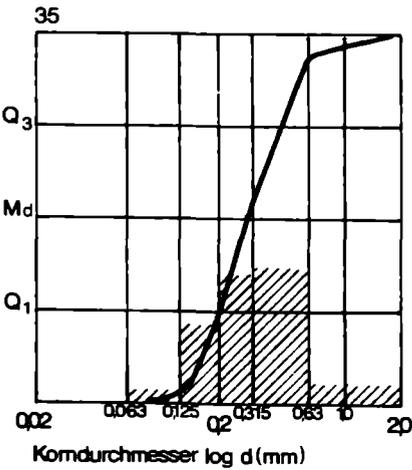
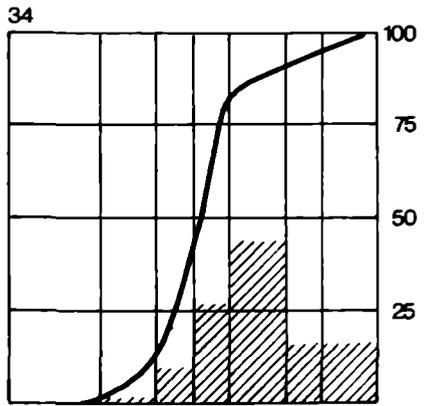
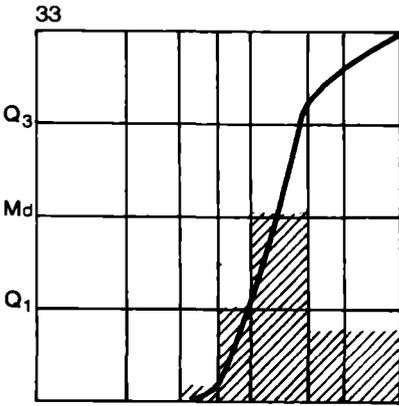
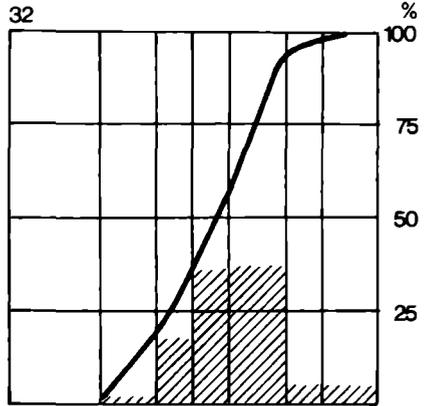
## Genese und Entwicklung schleswig-holsteinischer Binnendünen

- |                                    |                               |
|------------------------------------|-------------------------------|
| 17 = Klein Rheide                  | 27 = Breitenberg              |
| 18 = Dannewerk                     | 28 = Förden – Bramstedt       |
| 19 = Tetenhusen – Sorgwohld – Hohn | 29 = Hartenholm – Wahlstedt   |
| 20 = Hamdorf – Breiholz            | 30 = Münsterdorf – Nordoe     |
| 21 = Schülpe                       | 31 = Lübeck – Hermburg        |
| 22 = Stafstedt – Legen             | 32 = Elmshorn                 |
| 23 = Nienkattbek – Brammer – Bokel | 33 = Moorregge – Hohn – Wedel |
| 24 = Bünzen – Arpsdorf             | 34 = Billwerder – Bergedorf   |
| 25 = Willenscharen – Brokstedt     | 35 = Geesthacht               |
| 26 = Großenaspe – Heidmühlen       | 36 = Glüsing                  |



Karte: Verbreitung der Binnendünen in Schleswig-Holstein

Korngrößenverteilung und Kornsummen  
 Probennummer 31



# Genese und Entwicklung schleswig-holsteinischer Binnendünen

Korngrößenverteilung und Kornsummen

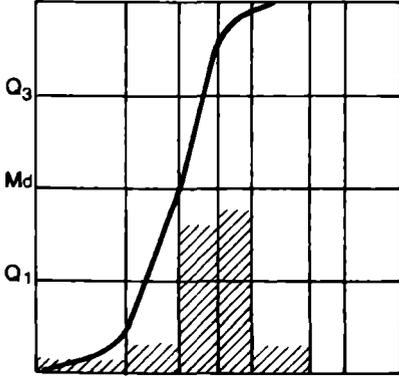
Probennummer 37



38



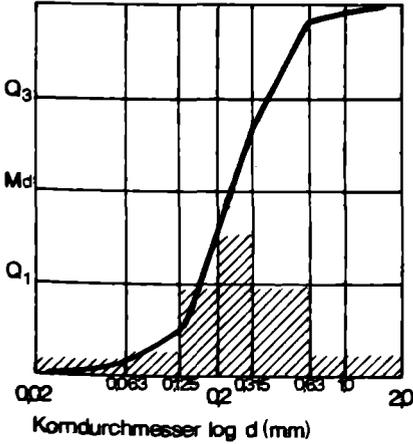
39



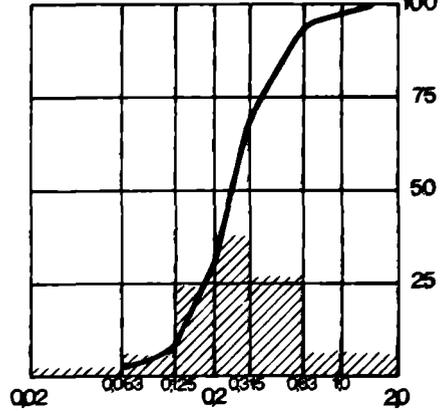
41



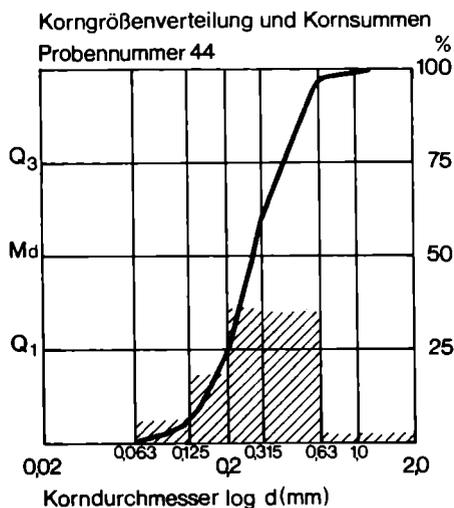
42



43



Korndurchmesser log d (mm)



## Literatur

- BARAY, M. u. ZÖLLER, L. 1993: Aspekte der Thermolumineszenz-Datierung an spätglazial-holozänen Dünen im Oberrheingraben und in Brandenburg. In: Berliner Geographische Arbeiten, 78, S. 1–33.
- BOCK, W., MENKE, B., STEHL, E. u. ZIEMUS, H. 1985: Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. In: Eiszeitalter und Gegenwart 35, S. 161–180.
- DE BOER, W. M. 1992: Äolische Prozesse und Landschaftsformen im mittleren Baruther Urstromtal seit dem Hochglazial der Weichselkaltzeit. Diss. FB Geogr., Humboldt-Universität Berlin.
- BREHM, K. 1985: Die Sorgwohlder Binnendünen – ein Heidegebiet am Nordrand der Sorge-Niederung. In: MEIER, O.G. (Hrsg.): Die Naturschutzgebiete des Kreises Rendsburg-Eckernförde und der Stadt Neumünster. Heide, S. 46–77.
- CLAUSEN, J. 1995: Alt-Duvenstedt, Kreis Rendsburg Eckernförde, LA 121. Ein Ahrensburger Kulturvorkommen in allerödzeitlichem Boden. In: Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein. Mitteilungen der archäologischen Gesellschaft Schleswig-Holstein e.V., H. 6, S. 103–126.
- DUKMANS, J.W.A. 1989: Frost wedges in an eolian sand sheet near Søndre Strømfjord, W. Greenland and their paleoenvironmental implications. In: Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 33, 3, S. 339–353.
- DYLIKOWA, A. 1969: Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études de structure. In: Biul. Peryglacjalny 20, S. 45–80.
- FRÄNZLE, O. 1988: Glaziäre, periglaziäre und marine Reliefentwicklung im nördlichen Schleswig-Holstein. In: Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein 58, S. 1–30.
- GRABERT, H. 1952 : Zur Dünenbildung im Münsterland. In: Geologisches Jahrbuch 66, S. 693–702.
- GRIPP, K. 1933: Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung. Hamburg

## Genese und Entwicklung schleswig-holsteinischer Binnendünen

- HAMBLOCH, H. 1958: Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. In: *Erdkunde* XII, S. 128–132.
- JANETZKO, P. 1986: Geologischer Aufbau, Landschafts- und Bodenentwicklung im Bereich der südwestholsteinischen Geestlandschaft (Kr. Pinneberg), TK 2324, 2323, 2424. In: *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein* 56, S. 17–34.
- JATHO, G. 1969: Flugsandbildung im Bereich der Soholmer Au. Kiel: Dissertation, unveröffentlicht.
- KAISER u.a. 1989: Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetals zwischen Tetenhusen/Föhrden und Krummenort (Schleswig-Holstein). In: *Meyniana* 41, S. 97–152.
- KEILHACK, K. 1917: Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. In: *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft* 69, S. 2–19.
- KOLUMBE, E. 1923: Eine Wanderung durch die Dünen bei Bokel und Brammerau. In: *Die Heimat* 33, S. 228–230.
- KOLUMBE, E. u. BEYLE, M. 1942: Dünensand und Torf im Westteil des Esinger Moores (Holst.). In: *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen* 32, S. 91–114.
- KOSTER, E.A. 1988: Ancient and modern coldclimate aeolian sand deposition: a review. In: *Journal of Quaternary Science* 3, S. 69–83.
- KOZARSKI, ST. 1978: Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. In: *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von JULIUS FINK*. Wien, S. 291–305.
- KOZARSKI, ST. u.a. 1969: The eolian phenomena in West-Central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. In: *Geographica Polonica* 17, S. 231–248.
- LANG, H.D. 1990: Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle – Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 40, S. 97–106.
- LEMKE, H. 1939: Das Alter der norddeutschen Binnendünen. In: *Deutsche Geographische Blätter* 42, H. 1–4, S. 87–98.
- LIEDTKE, H. 1981: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. 2. Aufl. Trier (= *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 204).
- LINKE, M. 1968: Ein weiterer Beitrag zur Frage der Alterserststellung der Binnendünen. In: *Hercynia* 5, S. 420–436.
- MAARLEVELD, G.C. 1976: Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. In: *Biul. Peryglacjalny* 26, S. 13–20.
- MEIER, O.G. 1985: Die Naturschutzgebiete des Kreises Rendsburg-Eckernförde und der Stadt Neumünster. Heide.
- MENKE, B. 1977: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 27, S. 231–248.
- MEYER, H.-H. u. KOTTMEIER, Chr. 1989: Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichselkaltzeit – abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 39, S. 10–18.
- NOWACZYK, B. 1976: Eolian cover sands in Central-West Poland. In: *Quaestiones Geographicae* 3, S. 57–77.
- PICARD, K. 1965: Frostspalten mit Flugsandfüllung in Schleswig-Holstein. Kiel (= *Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein*, 36).
- PRANGE, O. 1963: Das Holozän und seine Datierung in den Marschen des Arlau-Gebietes. In: *Meyniana* 17, S. 47–77.
- PYRITZ, E. 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Flachland. Göttingen (= *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 61).

- RAUTKE, U. (Hrsg.) 1998: *Landschaftsentstehung*: östlicher Sedimentare. Beiträge zur Genese jungquartärer Dünen und Löss im Deutschbland. Köln. (= Köhler Geographischer Arbeitskreis 70)
- REDEL, W. 1990: Grundzüge des Landschaftswandels und der Sedimentologie von Friesland. In: *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg* 80, S. 527–549.
- SEWÄEL, A. 1980: *Periglaziale* Decksteinchen auf weichselzeitlichen Sedimenten im Pöhlen. In: *Erzähler und Gegenwart* 30, S. 101–108.
- SCHREILING, J. 1957: *Hektawell, Aufbau und Bewegung der Flugsande im Binnenland*. In: *Erkunde* IX, S. 129–135.
- SCHLAAL, N. 1998: Der Finowboden – Zeugnis einer begrabenen weichselhyalozänalen Oberfläche in den Dänegötischen Nordostbrandenburgs. In: *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe A* 49, München, S. 143–148. (= Beiträge zur quaternären Relief- und Bodenentwicklung, Festschrift MÄRCONEX)
- SCHOTT, C. 1956: Die Naturwissenschaftlichen Schleswig-Holsteins. Neumünster.
- SCHRODER, M. u. REBEL, W. 1976: Neue Beobachtungen zum Rand der letzten Vereisung im deutsch-dänischen Grenzraum bei Friesland. In: *Die Heimat* 83, S. 59–62.
- SCHWABEDISSEN, H. 1957: Das Alter der Fedenmesser – Zwißelschotm auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen mit Beiträgen von R. SCHÜLLERDORF u. K. O. MÜNNICH. In: *Erzähler und Gegenwart* 8, S. 200–209.
- SEBERTZ, H. 1988: Die Beziehung der ältesten Decksteinzone im Nordwestdeutschland zur nördlichen Läggenze. In: *Erzähler und Gegenwart* 38, S. 106–114.
- SEBERTZ, H. 1992: Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Altersverteilung der ältesten Decksteinzone auf dem Niederbairischen Höhenzug. In: *Erzähler und Gegenwart* 42, S. 72–79.
- STERN, H.-J. 1974: Sedimentation auf Toes in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele. In: *Mezyniana* 25, S. 95–100.
- STERN, E. 1985: *Erdbeurteilung zur geologischen Karte von Schleswig-Holstein 1:25.000* Omerslag, Rendsburg 1623, 1624). Kref.
- STERN, E. 1986: Zum Verlauf der südlichen Grenze der Weichselvereisung zwischen Omschlag und Nortorf (Schleswig-Holstein). In: *Erzähler und Gegenwart* 36, S. 37–41.
- WALTHER, M. 1993: Untersuchungsprotokolle zur Gliederung des weichselzeitlichen Estrandes im nördlichen Schleswig-Holstein. In: *Berliner Geographische Arbeiten* 78, S. 303–326.
- WERLAND, K., BEUBER, G. u. NAGEL, S. 1989: *Landschaftlicher Exkursionsführer*. Ein geographisches Ost-West-Profil zwischen Flensburg und dem nordfriesischen Wattenmeer. Flensburg.
- WIESS, E.N. 1958: *Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins*. In: *Mezyniana* 7, S. 5–60.
- WILDVANG, D. 1935: *Über Flugsande der ostfriesischen Geest*. In: *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen* 29, S. 292–307.
- WOLF, W. 1919: *Die Erdgeschichte und Bodengestaltung Schleswig-Holsteins*. Hamburg.
- ZAGWIN, W. u. PALER, R. 1968: *Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens*. In: *Erzähler und Gegenwart* 19, S. 129–146.
- ZIETZ, R. 1989: *Landschaftsgeschichtliche Exkursionsziele in Schleswig-Holstein*. Neumünster.