

Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauernden Frostbodens

Von F. Florschütz, Velp (G.), Niederlande.

In den letzten Jahren ist es immer deutlicher geworden, daß neben dem Wasser auch der Wind nicht unwesentlich zur Bodenbildung der Niederlande beigetragen hat. Galten früher hauptsächlich die Dünen am Meeresrand und an einigen Stellen des Binnenlandes mit dem „Löß“ in Zuid-Limburg als Beispiele für Sedimente äolischer Herkunft, so hat sich neuerdings die Anschauung Bahn gebrochen, daß in unserem Lande, wie in benachbarten Teilen Deutschlands (Dewers 1935), deckenförmige Flugsande ausgedehnte Flächen einnehmen.

Die Frage, wie und wann diese großen Verwehungen hier entstanden sind, ist bis jetzt erst teilweise beantwortet. Man ist geneigt anzunehmen, daß am Ende der letzten Eiszeit, im Spätglazial, Klima und dementsprechend Bodenbeschaffenheit und Bewachsung für das Entstehen heftiger Sandstürme günstig waren. Diese Hypothese stützte sich jedoch anfänglich nicht auf genügende Tatsachen.

Paläobotanische Untersuchungen in der Landschaft Twenthe der Provinz Overijssel brachten mich vor fünf Jahren in Berührung mit Schichtenstörungen, welche sich als „Brodel“-Erscheinungen herausstellten (Florschütz 1934). Seitdem sind diese Deformationen in derselben Gegend eingehender studiert und als kryoturbate Böden beschrieben worden (Edelman, Florschütz und Jeswiet 1935). Später wurden sie an verschiedenen anderen Stellen in den Niederlanden wahrgenommen (Edelman 1938).

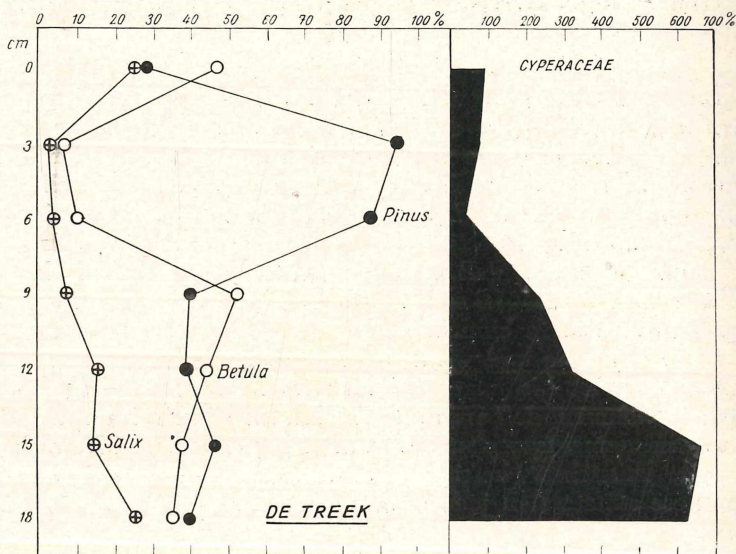
Bei Wiene in Twenthe war eine unter feinem Sand begrabene Torfschicht derartig von den Frostwirkungen gestört, daß in großer Ausdehnung ein Wannenboden entstanden war (Abbildung 1)¹⁾.

Bei näherer Untersuchung zeigte sich, daß stellenweise der liegende Sand durch ein System von Spalten, die mit tonigem

¹⁾ Die Abbildungen 1—6 befinden sich auf Taf. I—IV.

Material und Torf ausgefüllt waren, wie marmoriert erschien (Abbildungen 2 und 3). Auf diese Beobachtung wurde die Hypothese gegründet, daß der kryoturbate Typus „Wiene“ mit dem Verschwinden eines arktischen Polygonbodens oder Zellenbodens in kausalem Zusammenhang stand (Florschütz und van der Vlerk 1937 und 1938).

Die Frage erhob sich nun, wie es zu erklären war, daß eine Sumpfvvegetation, deren Überreste die Torfschicht bildeten, sich auf

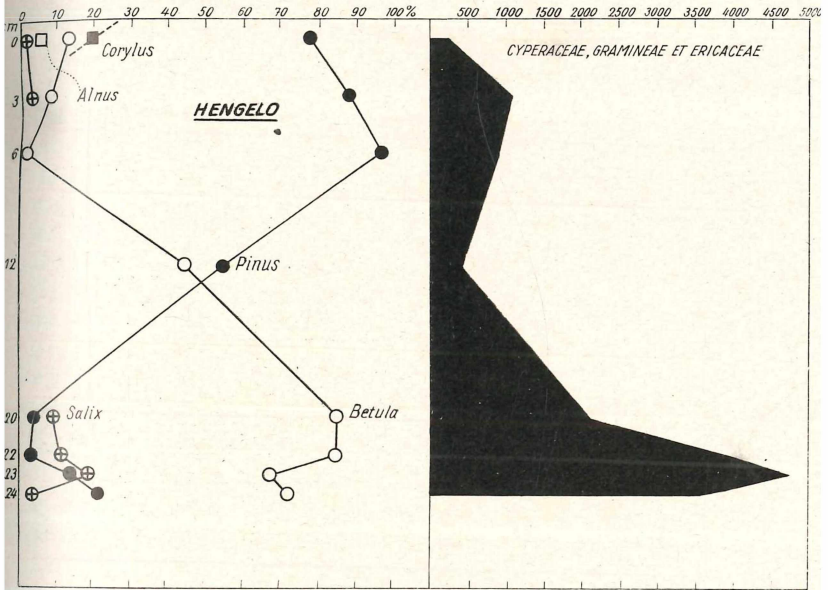


Pollendiagramm I.

wasserdurchlässigem Sand behaupten konnte, während der Grundwasserspiegel sich viele Meter unter der Oberfläche befand. Hier konnte nur die Annahme eines ständigen Frostbodens, einer Tjäle, die das Hinuntersickern des sommerlichen Auftauwassers verhinderte, die Entstehung eines eutrophen Moores erklären (Florschütz 1938). Der stark sandige Torf wird stellenweise von einer dünnen, humosen Lehmschicht und weiter von ziemlich groben Sanden unterlagert, die Reste einer Dryasflora enthalten. Der deckende, feinkörnige Sand kann nur als Flugsand betrachtet werden. Bei der Mikroanalyse des Torfes wurde neben vereinzelten Pollenkörnern von Salix, Betula und Pinus eine 20- bis 30fache Anzahl von Cyperaceenkörnern gefunden, so daß der Schluß er-

laubt scheint, daß die Torfbildung in der ersten, waldlosen Phase des Spätglazials stattfand.

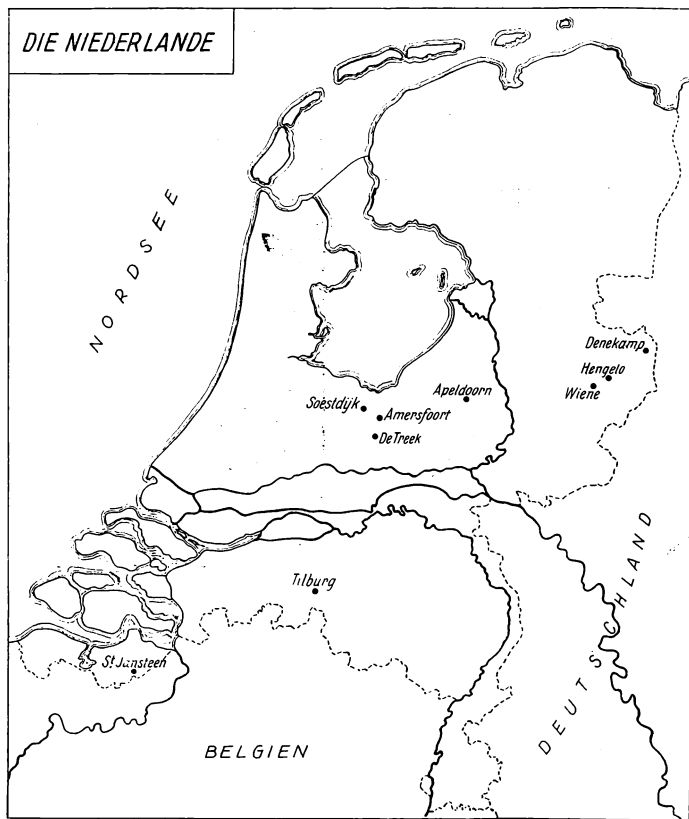
Auch an vielen anderen Stellen in den Niederlanden wurde eine gleichalterige, von Flugsand bedeckte Torfschicht gefunden. So in den Provinzen Zeeland bei St. Jansteen; Noordbrabant bei Tilburg (Abbildung 4); Utrecht bei Soest, Soestdijk, Baarn, Amersfoort und auf dem Landgut „De Treek“ (Abbildung 5 und Pollen-



Pollendiagramm II.

diagramm I); Gelderland bei Apeldoorn; Overijssel bei Hengelo (Pollendiagramm II) und Denekamp (siehe die beigefügte Karte). Mit Ausnahme der letzten Fundstätte besteht der Torf immer aus Resten von Seggen und hydrophilen Moosen mit beigemischten Samen von *Menyanthes trifoliata* L., Makrosporen von *Selaginella selaginoides* Link. und gelegentlich Blättern, Früchten und Zweigen von *Betula nana* L., nebst Früchten respektive Samen von *Comarum palustre* L., *Hippuris vulgaris* L. und *Arctostaphylos uva ursi* Spr. Bei Denekamp jedoch stammt der Torf aus einem Birkenbruchwald, weil die Hauptmasse von Birkenholz und -Borke gebildet wird und Nüßchen von *Carex* dazwischen vorkommen. Auch *Selaginella* fehlt hier nicht.

In allen diesen Fällen ist der Torf, wie bei Wiene, stark sandig und ruht er unmittelbar auf Sand; nur bei Tilburg ist eine tonige Schicht eingeschaltet. Die Mikroanalyse ergab Spektren mit Pollenkörnern von *Salix*, *Betula* und *Pinus* neben Mikrosporen von *Selaginella*, während der Nichtbaumpollenprozentsatz zwischen 5000



Fundstätten von spätglazialen Torf unter Flugsand.

und 50 schwankt. Bei Hengelo wurden im oberen Teil der Torfschicht einige Pollenkörner von *Corylus* und *Alnus* angetroffen. Offenbar ist der Torf hauptsächlich in der ersten, waldlosen Phase des Spätglazials gebildet, teilweise in der zweiten, der Zeit der reinen *Pinus-Betula*-Wälder, indem sein Wachstum vor oder gleich zu Beginn der dritten Phase, des Präboreals in engerem Sinn, aufhörte.

Nur die Anwesenheit eines ständig gefrorenen Bodens kann an den genannten Stellen die Entstehung eines Moores ermöglicht haben. Eine Ausnahme findet sich bei Tilburg, wo die liegende, tonige Schicht die erforderliche Impermiabilität hervorgerufen haben kann. Das Fortschmelzen des Bodeneises verursachte eine Entwässerung, der Moore, im höheren Gelände wurde die ebenfalls dem unechten Grundwasserspiegel angepaßte „niedere“ Flora wohl größtenteils vernichtet und so hatte der Wind leichtes Spiel mit dem Sand der entblößten Oberfläche, der die toten Moore allmählich bedeckte.

Dieser Vorgang kann sich einige Male wiederholt haben: bei St. Jansteen liegt eine Flugsandschicht zwischen zwei eutrophen, spätglazialen Torfablagerungen, und bei Wiene hat seit dem Absterben des älteren Moores wenigstens zweimal eine neue Tjäle zur Bildung von organogenen Sedimenten Anlaß gegeben. Nachdem der Torf nur von wenig Sand bedeckt worden war, konnten hier wiederum hydrophile Hypnaceen wachsen, wenn auch nur für kurze Zeit, denn die Moosschicht (siehe Abbildung 6 in halber Höhe der Wanne) war noch ganz dünn, als aufs neue Sandverwehungen auftraten. Zum dritten Male konnte sich unter gleichen Umständen an dieser Stelle ein Vegetationsniveau bilden, ehe die große Masse des Decksandes zur Ablagerung kam, als Folge der endgültigen Schmelze des Bodeneises, die das kryoturbate Aussehen der oberen humosen Schicht bedingte (Abbildung 6).

Es liegt auf der Hand, einen Zusammenhang zwischen dieser Abwechslung und den Schwankungen des spätglazialen Klimas sowie den entsprechenden Oszillationen des Inlandeisrandes anzunehmen, denn die Bildung der Flugsanddecke hat, wie gezeigt werden wird, aller Wahrscheinlichkeit nach vor dem Anfang des Holozäns ein Ende genommen.

Die Heftigkeit der Sandverwehungen flaute vorübergehend ab, sobald nämlich auf höherem Gelände unter dem Einfluß einer neuen Tjäle die Pflanzendecke sich wiederum geschlossen hatte. Nach dem definitiven Verschwinden des Frostbodens dürfte der Sandtransport fortgedauert haben, bis eine andere, dem tieferen Wasserspiegel angepaßte „niedere“ Flora eingewandert war.

Dieser Zeitpunkt kann annähernd aus dem Sandgehalt von Torfablagerungen an solchen Stellen abgeleitet werden, wo das Moor sich behaupten konnte, weil der Boden unabhängig von einer Tjäle wasserundurchlässig war. So hat im Soesterveen, das bei Soestdijk inmitten von ausgedehnten Decksanden gelegen ist, die Torfbildung während des ganzen Spätglazials bis in jüngere

Zeiten stattgefunden (Florschütz und Vermeulen 1931). Die unteren Torfschichten sind hier stark sandig, aber schon vor der massenhaften Ausbreitung der wärmeliebenden Bäume, also noch in der dritten Phase des Spätglazials, wurde der Torf nahezu sandfrei, so daß die Ablagerung des Decksandes in der Umgebung vermutlich vor dem Anfang des Boreals beendet war.

Leider ist eine Pollenanalyse der Flugsande selber ein heikles Unternehmen (Florschütz 1933, Wassink 1934, Dewers 1935), sonst würde sie unmittelbar zur Altersbestimmung führen können.

Der Nachweis der Alleröd-wärmeschwankung, wie sie im Spätglazial Dänemarks durch eine Waldzeit zwischen Tundrenzeiten gekennzeichnet ist, steht in niederländischen Pollendiagrammen noch aus. Je weiter die Pflanzendecke vom damaligen Landeisrand entfernt war, desto weniger wird sie den Einfluß dieses Interstadials erfahren haben. Overbeck und Schneider erblicken in einem Kiefernvorstoß im Pollendiagramm von Dannenberg bei Bremen eine vorübergehende, der Allerödschwankung entsprechende Klima-verbesserung (Overbeck und Schneider 1938). Vielleicht läßt sich dieses Interstadial bei uns auf die Dauer mit einer der oben angedeuteten spätglazialen Flugsandperioden parallelisieren.

Während der Tundrenzeiten des Würmglazials fand in den östlichen Niederlanden offenbar keine Torfbildung statt, denn die Dryasflora wurde immer als zusammengeschwemmtes Material in sandigen oder tonigen Ablagerungen gefunden. Die Sedimentation war damals hauptsächlich von fließendem Wasser abhängig, obgleich der Wind daneben eine gewisse Rolle gespielt haben muß.

Im Spätglazial waren in unserem Lande wie anderswo (Firbas 1935) die Bedingungen zur Torfbildung erfüllt. Der Torf ist stratigraphisch und pollenanalytisch unschwer erkennbar und bildet eine gute Leitschicht im jüngsten Pleistozän. Die organogene Sedimentation wurde schon von einer ziemlich kräftigen äolischen begleitet, denn der Torf ist, wie erwähnt, sehr sandreich. In den Sandverwehungsperioden wird der Wind naturgemäß das wichtigste Agens gewesen sein.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß in den Niederlanden spätglaziale Torf- und Flugsandablagerungen regional verbreitet sind, daß in vielen Fällen ihre Bildung mit periglazialen, edaphischen Verhältnissen in engem Zusammenhang stand, und daß eine perenne Tjäle in einer Entfernung von mindestens 500 km westlich vom Landeisrand (St. Jansteen) vorhanden gewesen sein muß. Der noch vor kurzem ausgesprochene Zweifel an dem Bestehen eines dauernden Frostbodens im periglazialen Gebiet (A. Penck 1936) muß dieser Tatsache weichen.

Schrifttum.

- Dewers, F. (1935): Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. Abhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Bremen, Bd. 29, 1935.
- Edelman, C. H., F. Florschütz und J. Jeswiet (1935): Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verhandelingen Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën, Geologische serie, deel 11, 1936.
- Edelman, C. H. (1938): Over de verbreiding van kryoturbate verschijnselen in het Nederlandsche Pleistoceen. Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 2e serie, deel 55, 1938.
- Firbas, F. (1935): Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. Bibliotheca botanica, Heft 112, 1935.
- Florschütz, F., und G. Vermeulen (1931): Resultate von Untersuchungen an einigen niederländischen Mooren. A. Soesterveen. Recueil des Travaux botaniques néerlandais, vol. 29, 1932.
- Florschütz, F. (1933): Over het microbotanisch onderzoek van aeolische afzettingen. Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 2e serie, deel 51, 1934.
- Florschütz, F. (1934): Palaeobotanisch onderzoek van jong-pleistoceene afzettingen in het Oosten van Overijssel. Proceedings Koninklijke Akademie van Wetenschappen Amsterdam, vol. 37, 1934.
- Florschütz, F., en I. M. van der Vlerk (1937): Fossiele cellenstructuur in jong-pleistoceene Oost-Nederlandsche afzettingen. Proceedings Koninklijke Akademie van Wetenschappen Amsterdam, vol. 40, 1937.
- Florschütz, F., et I. M. van der Vlerk (1938): Les phénomènes périglaciaires et leur rapport avec la stratigraphie de l'époque weichselienne (würmienne) en Twente. Livret-guide pour l'excursion dans la région „glaciaire“ néerlandaise, organisée par le Congrès International de Géographie Amsterdam 1938.
- Florschütz, F. (1938): Über spätpleistozäne Flugsandbildungen in den Niederlanden. Comptes rendus du Congrès International de Géographie Amsterdam 1938, tome II.
- Overbeck, F., und S. Schneider (1938): Mooruntersuchungen bei Lüneburg und bei Bremen und die Reliktnatur von *Betula nana* L. in Nordwestdeutschland. Zeitschrift für Botanik, Bd. 33, 1938.
- Penck, A. (1936): Das Klima der Eiszeit. Vortrag, auszugsweise gehalten auf der Eröffnungssitzung der III. Internationalen Quartärkonferenz in Wien 1936. Verhandlungen der III. Internationalen Quartärkonferenz Wien 1936. (1938).
- Wassink, E. C. (1934): Pollenanalyse van zandafzettingen. Vakblad voor Biologen, 15e jaargang, 1934.

Druckfertig eingegangen am 24. März 1939.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen](#)

Jahr/Year: 1939

Band/Volume: [31](#)

Autor(en)/Author(s): Florschütz F.

Artikel/Article: [Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folge eines dauernden Frostbodens 319-325](#)