

Bulletin de la

Commission Géologique

de Finlande

N:o 223

Über spät- und postglaziale
Uferverschiebung in der Gegend von
Askola, Südfinnland

von Risto Tynni

Geologinen Tutkimuslaitos • Otaniemi 1966



Bulletin de la Commission Géologique de Finlande N:o 223

ÜBER SPÄT- UND POSTGLAZIALE
UFERVERSCHIEBUNG IN DER GEGEND
VON ASKOLA, SÜDFINNLAND

VON

RISTO TYNNI

MIT 79 ABBILDUNGEN UND 3 TABELLEN IM TEXT UND 4 BEILAGEN

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS
OTANIEMI 1966

REFERAT

In der Arbeit wird aufgrund von stratigraphischen und morphologischen Untersuchungen im Gebiet von Askola die spät- und postglaziale Uferverschiebung auf der Litorina I-Isobase von 32.5 m behandelt.

Das Untersuchungsgebiet lag in der jüngeren Dryaszeit unter dem Baltischen Eissee (B III), aber nach dessen Abfluss bildete sich dort ein Schärenhof, wo die ersten See- und Moorablagerungen in der Präborealzeit entstanden. Die festgestellten Ostseephasen (Maximum des Yoldiameers, Echineis-Ancylustransgression, Ancylus II, Litorina I und Litorina II) wurden mit Hilfe eines umfangreichen Schichtenfolgen-Materials bestimmt, bei dessen Deutung der Einfluss der lokalen Sedimentations- und Vermoorungsverhältnisse auf seine Entstehung berücksichtigt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

Referat	2
Vorwort	5
Überblick über die neueren Untersuchungen der Uferverschiebung in Süd- finnland	7
Beschreibung des Untersuchungsgebiets	11
Die Grundlagen der Datierung	14
Das Litorinameer	19
Die bei der Datierung der Litorinastadien angewandte Zoneneinteilung	19
Litorina I	23
Vergleiche mit anderen Gebieten	35
Litorina II	39
Niedrigere Litorinaufer	41
Übergangsstadium vom Ancylussee zum Litorinameer	41
Ancylussee und Echineismeer	46
Die zur Datierung der Echineismeer- und Ancylusseeestadien angewandte Zoneneinteilung	46
Das Echineismeer und der Ancylussee	48
Echineismeer-Ancylussetransgression	49
Der Ancylussee am Ausgang der Borealzeit	62
Das Yoldiameer	63
Die Yoldiasedimente und ihre Datierung	63
Die Yoldiastadien	69
Datierung der spätglazialen Sedimente	78
Beobachtungen über die spätglazialen Eismeer- und Eisseestadien	80
Vergleiche mit anderen Gebieten	88
Zusammenfassung	89
Schrifttum	93



VORWORT

Der ehemalige, nunmehr verstorbene Vorstand des Geologischen und Paläontologischen Instituts der Universität Helsinki, Herr Professor Matti Sauramo, gab mir i. J. 1947 den Auftrag, in Askola die Uferverschiebungen der Ostsee zu untersuchen, wobei er mir zugleich auch Ratschläge über die in Frage kommenden Forschungsmethoden erteilte. Den Gebrauch der für die Datierung wichtigen Pollenanalyse der anorganischen Sedimente beschränkte Prof. Sauramo auf die Postglazialzeit. Deswegen befasste die Untersuchung sich anfänglich bevorzugt mit den für die Bestimmung der Ostseestadien bedeutsamen Gyttja- und Torfablagerungen. Meinem verehrten Lehrer bewahre ich ein dankbares Andenken dafür, dass er mir die Anregung zu dieser Arbeit gegeben und mich in vieler Weise in das Thema eingeführt hat.

Später sind die stratigraphischen Untersuchungen auch auf ältere anorganische Sedimente ausgedehnt worden. Damals hat Herr Prof. Väinö Auer mir für die Fortsetzung und Vollendung der Arbeit Ratschläge und Anleitungen gegeben, die mir von unschätzbarem Wert gewesen sind. Es ist mir daher eine angenehme Pflicht, ihm an dieser Stelle meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen. Herrn Prof. Joakim Donner, dem jetzigen Vorstand des Geologischen und Paläontologischen Instituts der Universität, bin ich grossen Dank schuldig. Sein wohlwollendes Verhalten hat mich immer wieder zur Arbeit ermuntert.

Herr Professor Vladi Marmo, der Oberdirektor der Geologischen Forschungsanstalt, hat seine Zustimmung dazu gegeben, dass die Forschungsergebnisse im Bulletin des genannten Instituts erscheinen. Für sein gütiges Entgegenkommen danke ich ihm auf das Beste. Meinen Dank richte ich auch an den Vorstand der Abteilung für Bodenforschung, Herrn Prof. Esa Hyypä, und an Herrn Dozent Martti Salmi, die mir manchen wertvollen Wink gegeben haben.

Herr Dr. Karl Mölder hat mich lange in der Diatomeenforschung unterwiesen und selbst einen Teil von den diesbezüglichen Analysen ausgeführt, wofür ich ihm sehr verbunden bin. Herrn Dozent Kalevi Virkkala habe ich es zu verdanken, dass auch Radiokarbondatierungen herangezogen werden konnten. Die Datierungen sind im Isotopes Inc. in USA gemacht worden. Herrn Dr. Heikki Ignatius bin ich sehr verpflichtet für seine verdienstvollen Hinweise.

Mit Dankbarkeit nenne ich Herrn Propst Lauri Hakalehto, dessen Interesse an meiner Arbeit mir sehr förderlich gewesen ist, indem er mich u.a. auf viele bedeutende Untersuchungsobjekte aufmerksam gemacht hat.

Bei den Bohrungen sowie bei der Vermessung von Mooren und Ufern war mir der Forschungsassistent Antti Leino behilflich. Die Diagramme und Zeichnungen stammen mit einer Ausnahme von Frau Pirkko Oranne und die Übertragung des Textes in die deutsche Sprache von Frau Marianne Kahanpää, denen allen ich meinen besten Dank für ihre sorgfältige Arbeit aussprechen will.

Hilfsgelder für die Untersuchung haben mir die Sohlberg-Stiftung, die Finnische Akademie der Wissenschaften und der Leo und Regina Wainstein-Fond gewährt.

Helsinki, im März 1966

Risto Tynni

ÜBERBLICK ÜBER DIE NEUEREN UNTERSUCHUNGEN DER UFERVERSchiebung IN SÜDFINNLAND

Die älteren Anfänge der Forschung der Uferverschiebung gehen bereits in die neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts zurück. Später haben sich u.a. Lindbergs mikropaläontologische Untersuchungen 1914 mit den Mooren im Gebiet von Askola befasst und durch deren Vermittlung auch mit den Phasen des Baltikums, aber die neueren Forschungen und Übersichten seit den 1930er Jahren haben die Uferverschiebung vielseitiger behandelt. Die Resultate zeigen jedoch, dass die Ansichten noch nicht feststehen, sondern dass die Auffassungen, zu denen die verschiedenen Forscher im Lauf der Zeit gekommen sind, mindestens teilweise auseinandergehen. Die wichtigsten Meinungsverschiedenheiten, die beim Aufbau einer umfassenderen Synthese mitspielen, betreffen den Charakter der Landhebung.

Nach Sauramo (1939, 1958) weist die Landhebung ein äusseres und ein inneres »Scharnier« auf. Die äussere Scharnierlinie bildet die Grenze des Landhebungsgebiets, ausserhalb derer die Uferflächen waagrecht liegen (u.a. im Bereich des Weissen Meers), während sie innerhalb davon geneigt sind. Ausserdem hat im Randgebiet der Landhebung eingangs des Boreals eine Landsenkung stattgefunden (Sauramo 1958, S. 503). Das innere Scharnier ist in den verschiedenen Relationsdiagrammen bei den *Ancylus*-Isobasen von ca. 100—110 m angegeben. Im Bereich vom Becken des Alt-Päijänne liegt die innere Scharnierlinie nach Sauramo in der nördlichen Partie des Päijänne, wo die Echineis-Niveaus und noch älteren Uferflächen eine steilere Gradienten haben als die gleichen Ufer ausserhalb der Scharnierlinie auf tieferen und höheren Isobasen. An den Echineis-Isobasen sieht man (Sauramo 1958, S. 266), dass die steiler geneigte Tafel des Scharniergebiets nicht an den gleichen Isobasen entlang südwestwärts weitergeht, sondern zu den höheren Echineis-Isobasen hinaufsteigt, m.a.W. die Richtung des Scharniers weicht wenigstens bis zu einem gewissen Masse von der Richtung der Isobasen ab.

Sauramos Synthese (1958) setzt ausserdem beträchtliche Verwerfungen um die Wende vom Boreal zum Atlantikum voraus. Infolge der hypothetischen Verwerfung an dem See Pitkäjärvi in Espoo liegen nach Sauramo östlich von der Verwerfung die Mastogloia-Ufer und noch älteren Strandflächen etwa 9 m tiefer als im Gebiet westlich von der Verwerfung, die vorher auf den gleichen Isobasen gelegen waren.

Wegen der Verwerfung machen die Isobasen der Mastogloia-Ufer und älteren Küstenbildungen einen Bogen. Nach der Synthese von Sauramo hat die schollenweise Landhebung zeitweilig in den verschiedenen Gegenden weitgehend variiert, und ausserdem haben grosse Verwerfungen stattgefunden. Der allgemeineren Auffassung gemäss wird angenommen, dass die spät- und postglaziale Landhebung einfacher und gesetzmässiger vor sich gegangen ist, und dass es keine Scharnierlinien gegeben hat sowie wenigstens in Südfinnland auch keine beträchtlicheren Verwerfungen.

Sauramos zahlreiche Publikationen seit 1934 betreffen die Strandverschiebung in Südfinnland. Seine Untersuchungen befassen sich eingehender mit den Ufern der Salpausselkä, berühren später aber auch das Gebiet von Askola, von welchem ihm ausser seinem eigenen Material noch das von mir gesammelte und pollenanalytisch untersuchte Material zur Verfügung stand. Nach Sauramo (1954) erreichte Yoldia I in Nalkkila (Kirchspiel Askola) eine Höhe von 82 m auf der Litorina I-Isobase von 33 m. In dem von ihm publizierten Relationsdiagramm folgen auf Yoldia I in der fraglichen Isobasenlinie Yoldia II und Yoldia III bei 80 m, dann Yoldia IV in 70 m Höhe, Yoldia V in 60 m sowie die niedrigste Yoldia-Grenze in 39 m Höhe. Die Endphase der Yoldiaregression fällt in die waldgeschichtliche Zone IV b. Auf die Regression folgte die bis zu etwa 52—53 m reichende Echineistransgression. Das Ancylusufer liegt in dem Relationsdiagramm etwa bei 49 m. Der Ancylussee endigte nach Sauramo mit einem rapiden Abfliessen der Grosseephase ausgangs des Boreals. Sauramo unterscheidet auch ein Mastogloia-Niveau in etwa 35 m Höhe.

In Sauramos umfangreicher »Geschichte der Ostsee« (1958) ist Askola in einem Relationsdiagramm Helsinki und Utti an die Seite gestellt (S. 347). Die wichtigsten Stadien der Ostsee haben in diesen Diagrammen folgende Höhen: Der Baltische Eisse I um die Wende vom Alleröd zur jüngeren Dryaszeit, dem das obere Plateau des 1. Salpausselkä in Utti entspricht, etwa 120 m (115). Diesem Stadium ist eine dem *b*-Niveau in Tanners System entsprechende Phase in einer Höhe von knapp 100 m vorausgegangen, m.a.W. gegen Ende der Allerödzeit hat bei ca. 20 m eine relativ rasche Transgression stattgefunden, die auf die Abstauung des Baltischen Eissees vom spätglazialen Yoldiameer (Sauramo 1958) zurückzuführen ist. Das untere Plateau von Utti in 95 m Höhe stellt Sauramo dem nach dem Abfluss von B I entstandenen *g*-Niveau von Tanner an die Seite. Diesem sturzartigen Abfliessen entsprechen in den Bändertonen Warven, die ca. 20 Mal dicker sind als die anderen. Zwischen B I und *g* liegen die Ufer der Baltischen Eisseephase II und III aus der jüngeren Dryaszeit. Das Ufer von B III liegt nach Sauramo auf dem 1. Salpausselkä in Utti in ca. 110 m Höhe. Nach diesem Stadium sank der Eisse auf das 27—28 m tiefere Yoldia I-Niveau in 83 m Höhe (Sauramos 0-Jahr in den Bändertönen). Auf Y I wäre nach Sauramo noch anfangs des Präboreals eine kurze, dem 3. Salpausselkä entsprechende Eisseephase mit einer Transgression von über 20 m gefolgt, als der Eisrand vom 2. Salpausselkä schon mehr als 20 km zurückgewichen war (vgl. M. Okko, 1965).

In denjenigen Gegenden von Askola, wo nach Virkkala (1953) und dem Verfasser (Tynni 1956) für den Wert von Litorina I 30.6 m erhalten wurde, lag das Echineisufer nach Sauramo in 49 m und Ancyclus I in ca. 47 m Höhe. Die in Askola angetroffenen Uferlinien in 81 und 79 m Höhe entsprechen Yoldia I und II. Die Strandlinie bei 58.5 (60) m entspricht dem mittleren Yoldia, 39 m der untersten Grenze der Yoldiaregression. Für die Mastogloiahöhe ergibt sich nach der neuen Schätzung in Askola Litorina I oder ein etwas höheres Niveau, während dagegen auf den benachbarten Isobasen in Espoo Mastogloia nach Sauramo ca. 9 m höher liegt als L I.

Nach Aario (1935) liegen in Mittel-Uusimaa auf den L I-Isobasen von 35 m marine Phasen, die älter sind als Ancyclus, nach der damaligen Nomenklatur Rha I in ca. 60 m und Rha II ca. 50 m Höhe. Das darauf folgende Ancyclusstadium war nach Aario deutlich transgressiv und reichte bis zu 63 m Höhe. Aario unterscheidet eine nach dem Ancyclussee eingetretene Mastogloiatransgression, die nach ihm von 39 m bis zu 42 m hinaufreichte. Auch Litorina I ist nach Aario in dem fraglichen Isobasenbereich transgressiv.

Nach Hyypäs (1937) Untersuchung über die Strandverschiebung in Südfinnland schliesst an das Ende des Yoldiameers eine marine Transgression an, auf welche dann die Ancyclusphasen folgen. Im Bereich des Ladogasees und auf der Karelischen Landenge stieg die Ancyclus-Transgression über den Meeresspiegel des ausklingenden Präboreals (Rha-Phase) hinauf. Zeugen von dieser Transgression sind die Torfablagerungen, die auf der Insel Mantsinsaari und in Pölläkkälä unter den Ancyclus-Sedimenten angetroffen worden sind. Die Transgression, die bis zu ca. 25 m hinaufreichte, hat in Pölläkkälä ein Ausmass von mindestens 10 m gehabt (Hyypäs 1942). Nach der letzten Regression der Seestadien hat nach Hyypäs (1937) eine zum Litorina I zählende Transgression auf Isobasen unter 35 m stattgefunden. Bei seinen Stranduntersuchungen in der Umgebung von Helsinki hat Hyypäs (1950) festgestellt, dass das Yoldiameer am Anfang des Präboreals bis zu 80 m hinaufreichte. Am Ende der Meeresphase betrug die Höhe 60 m. Der entsprechende Uferhang liegt u.a. am Fuss des Hügels Mätäkivenmäki in Tuusula bei 60 m. Nach der neueren Auffassung (Hyypäs 1963) hätte das Yoldiameer in dem fraglichen Gebiet nicht bis zu 80 m hinaufgereicht. Unverkennbar tiefer gelegene Ancyclusufer sind u.a. an der Kreuzung der Strassen von Östersundom und Vesterkulla in 40—48 m Höhe zu sehen.

Hyypäs (1963) Synthese von der Uferverschiebung steht im Einklang mit der Auffassung, dass die Landhebung durchschnittlich gleichmässig oder in langsamem Wandel vor sich gegangen ist, weshalb in den Relationsdiagrammen die verschieden alten Strandflächen als Gerade eingetragen werden konnten.

Die spätglaziale Entwicklung der Ostsee begann nach Hyypäs in Finnland mit einer relativ niedrigen Phase, auf welche in der Gegend von Helsinki eine spätestens in der älteren Dryaszeit einsetzende Transgression folgte; damals wurden von den Eisschollen Rapakiwi-Blöcke im sog. Karelischen Eismeer (ev. Eisse) verfrachtet.

Nach Hyypäs Relationsdiagramm entspricht das obere Plateau von Utti (ca. 120 m) ungefähr der Höhe des K I-Stadiums gegen Ende des Alleröds. Eingangs der jüngeren Dryaszeit war der Eisrand von seiner Stellung im K-Stadium mindestens bis in die Nähe des 2. Salpausselkä vorgestossen, manche Zungen hatten sich sogar bis zum 1. Salpausselkä geschoben. Darauf folgte, weiterhin nach Hyypä, ein Absinken des Wasserspiegels vom K-Stand auf B I, welcher letztere Stand dem Relationsdiagramm gemäss in Utti bei ca. 110 m Höhe liegt. Das niedrigere Plateau von Utti (95 m) kommt in Hyypäs Relationsdiagramm dem B II-Niveau nahe, dessen Höhe mit dem *g*-Niveau bei Sauramo zusammenfällt. Die tieferen bedeutungsvolleren Ufer auf der Askola entsprechenden Isobasenlinie sind folgende: Y I ca. 65 m, präboreales Y II ca. 68 m, Y III (Echines E.N.) ca. 40 m, Y IV ca. 47 m, Ancyclus I ca. 56 m und Litorina I ca. 35 m ü.d.M. Nach Hyypä (1963) liegt Askola auf höheren Isobasen als Utti, denn er hat für die Höhe von Y II in Utti ca. 64 m erhalten.

Einheitliche Resultate zur Strandverschiebung haben ausserdem Donner (1952) aus Südostfinnland sowie Mölder, Valovirta und Virkkala (1957) aus Südfinnland veröffentlicht. Die letztere Untersuchung betrifft das Spätglazial und das frühe Postglazial. Marjatta Okkos (1962) Untersuchung über den Rückzug des Eisrandes westlich von der Stadt Lahti beleuchtet auch die spätglaziale Uferverschiebung.

Vergleichspunkte zu den Resultaten des Verfassers liefern ferner Salmis (1948) Untersuchung über die Ancyclus-Transgression, die auf Lagerfolgen aus dem Moor Hangassuo in Sippola fusst, weiter Mölders (1955) Untersuchung über die Transgression am See Siikajärvi in Espoo sowie Virkkalas (1959 a) und V. Okkos (1960) Forschungen über die Ancyclusphase im Kirchspiel Tuusula und in der Landgemeinde Helsinki.

Auch die zahlreichen archäologischen Funde im Tal des Flusses Porvoonjoki, die insbesondere Luho (1950, 1956) untersucht hat, sind bezüglich der Uferverschiebung aufschlussreich, weil die ehemaligen Siedlungen im allgemeinen im Uferbereich liegen. Luhos archäologische Datierung steht im Einklang mit der geologischen Datierung von Sauramo. Hinweise zur Küstenverschiebung der Ostsee liefern u.a. auch die an drei verschiedenen Stellen im Tal des Porvoonjoki gefundenen Spuren von Überschwemmungen, Anzeichen der Litorinatransgression, in deren Zusammenhang die frühkammkeramische Besiedlung höher hinauf verlegt wurde als die vorkeramische (Luho 1950). Mit der jüngeren Strandverschiebung sind die steinzeitlichen Siedlungen von Honkaniemi in Askola vergleichbar (Äyräpää 1929). Die aus der Bronzezeit stammenden Keramikfunde, die Luho in Ruoksmäa in einem Flussufermoor gemacht hat, sind der Pollendatierung an die Seite gestellt worden (Meinander 1954).

Meine früher publizierte, kurzgefasste Untersuchung über die postglaziale Uferverschiebung in Askola (Tynni 1956) stimmt in der Hauptsache mit Sauramos Auffassung (1954, 1958) überein. Aufgrund eines neuen, umfangreicheren Materials ist für manche Ufer eine andere Gradientenlinie erhalten worden. Meine Veröffentlichung vom Jahre 1960 über die allerödzeitliche Ostseephase in Askola betrifft ein schwer

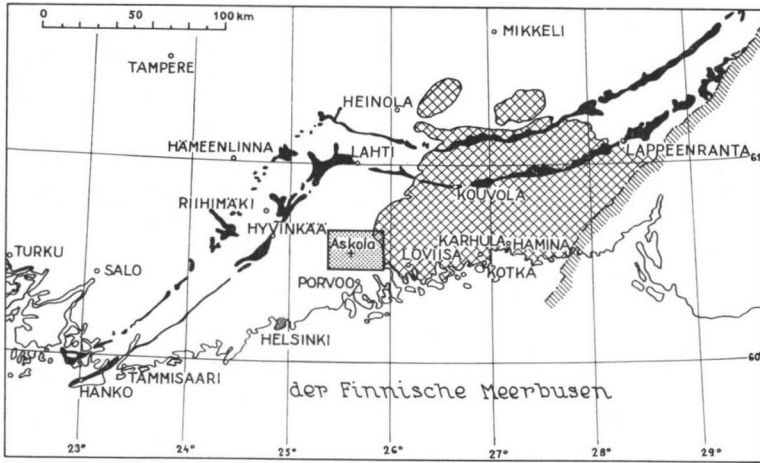


ABB. 1. Das Untersuchungsgebiet ausserhalb der Salpausselkä-Randbildungen (schwarz) und das Rapakiwi-Gebiet von Südostfinnland (kreuzschraffiert).

nachzuweisendes Stadium der Ostsee, dessen Datierung die Stütze der Bändertonchronologie erfordert. Aufgrund der Pollendatierung und des Wandels in der Zusammensetzung der Sedimente ist der Verfasser zu dem Ergebnis gekommen, dass die Ostsee in der Allerödzeit in Askola nur bis zu ca. 65—56 m hinaufreichte, welches Resultat von der allgemein herrschenden Ansicht abweicht (siehe jedoch Marjatta Okko 1962, S. 128—133).

BESCHREIBUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETS

Das Beobachtungsmaterial ist in der Hauptsache auf der topographischen Karte von Askola 1:20 000 zu sehen, es umfasst aber auch noch südlich von dem Kartenblatt von Riihimäki 1:100 000 und Lapinjärvi 1:100 000 gelegene Gebiete, und zwar hauptsächlich in den Kirchspielen Askola, Pukkila, Orimattila, Pornainen, Mäntsälä, Myrskylä, Pernaja, Artjärvi und Liljendal (Abb. 1 und 3). Im Bereich der topographischen Karte von Askola enthält der Felsgrund nach der von Laitakari und Simonen (1962) ausgearbeiteten Felsgrundkarte ungefähr ebensoviel suprakrustale, schieferige Gesteine wie Tiefengesteine. Die suprakrustalen Gesteine sind Amphibolithe, Adergneise, Uralitporphyrit und Quarzfeldspatschiefer. Die Tiefengesteine sind Granodiorit, Granit und Diorit-Gabro sowie Peridotit. In dem Gebiet sind zwei fast in Nord-Südrichtung verlaufende Mylonitlinien und tektonische Brekzien-Zonen festgestellt worden, die eine westlich vom See Nalkkilanjärvi und die andere im nördlichen Teil von Tiiläankylä.



ABB. 2. Quartärzeitliche Verwerfung in Nietoo von Askola. Darunter das Profil der Verwerfung.

Die nördliche Partie auf der topographischen Karte von Pukkila weist mehr Gneise auf als die vorige. Östlich von Askola im Bereich der topographischen Karte von Juornaankylä sind Granodiorit und Granit die gewöhnlichsten Gesteinsarten. Die Grenze des Rapakiwi-Gebiets verläuft ca. 16 km ostwärts und nordostwärts vom Kirchdorf Askola.

Die Höhenverhältnisse schwanken auf der topographischen Karte von Askola zwischen 96.5 und 15 m. Der erstere Wert entspricht dem Gipfel der Felsanhöhe Haukankallio, der letztere wiederum dem Tal des Flusses Porvoonjoki an der südlichen Grenze der Karte. Die Gesteinszusammensetzung des Felsgrundes hat mit den Höhenverhältnissen wenig zu tun, die höchsten Gebiete sind meistens Tiefengesteine oder Amphibolithe, die niedrigeren wiederum fallen mit keinen bestimmten Gesteinszonen zusammen.

Das Gebiet gehört zu einer zur Küste hin geneigten Fastebene, aber in kleinen Zügen variieren die Höhenverhältnisse. Diese Schwankungen rühren insbesondere von den zahlreichen präglazialen Bruchlinien und Erosionstälern des Felsgrundes her, auf welche die Glazialerosion noch eingewirkt hat. An manchen Stellen dürften Verwerfungen von ca. 1 m vorkommen, die vermutlich aus dem Spätglazial stammen (Abb. 2).

In den höchsten Gebieten der Karte von Askola, wo es keine nackten Felsen gibt, ist die gewöhnlichste Bodenart Moräne. Die Moräne bildet im allgemeinen relativ dünne Decken, abgesehen nur von den Randmoränen. Die letzteren werden insbesondere im südlichen Teil der Karte unweit vom Porvoonjoki zwischen zwei glazifluvialen Aufschüttungen in Höhe von unter 70 m angetroffen (Abb. 75, S. 84). Die Richtung der Randmoränen ist durchschnittlich WSW—ENE.

Im Bereich der Karte laufen zwei glazifluviale Aufschüttungen, die aus getrennten, aber hintereinander angeordneten Randbildungen und Kames-Hügeln, seltener aus Oststümpfen bestehen. Der westliche von diesen beiden Zügen verläuft unweit von der Landstrasse Porvoo—Mäntsälä in Richtung NNW—SSE, der östliche wiederum im Tal des Porvoonjoki ungefähr von Nord nach Süd. Der östliche Zug liegt in der Nähe der tektonischen Brekzien. In Nietoo bildet er eine etwa 1 km breite, in nahezu Ost-Westrichtung verlaufende Randbildung, die zahlreiche flache, an beiden Enden abgedämmte Rinnen in 65—75 m Höhe aufweist. Manche von diesen letzteren sind seitwärts geneigt, und es ist daher nicht ausgeschlossen, dass es sich ursprünglich um Schmelzwasserrinnen handelt. Eine andere Möglichkeit wäre die, dass Senken zwischen aufeinanderfolgenden Uferwällen in Frage stehen. Der östliche glazifluviale Zug verläuft in der südlichen Partie der Karte recht uneinheitlich. Ein ca. 700 m langer, in Fliessrichtung des Eises verlaufender östlicher Abschnitt davon geht in etwa 91 m Höhe über die höchste Felsstelle, wo er aus Ufergeröll mit viel Rapakiwi besteht.

Zeugen von der starken Erosion durch das Schmelzwasser sind die in beiden Zügen anzutreffenden Gletschermühlen. Am Osthang des Felshügels Sikomäenkallio in Monninkylä ist eine kleinere Gruppe von Gletschermühlen, die zu dem westlichen glazifluvialen Zug gehören. Auf der Linie des östlichen Zuges, in Korttia, befinden sich grosse Gletschermühlen, von denen die grösste einen Durchmesser von 4 m und eine Tiefe von mehr als 10 m hat. Merkwürdigerweise ist die nördliche Wand der Gletschermühle nordwärts geneigt; die Rotation des Strudels muss wohl der allgemeinen Stromrichtung entsprechend geneigt gewesen sein.

Im Südostteil der Karte, am Flüsschen Popolanoja, läuft ausserdem noch ein schwächer ausgeprägter glazifluvialer Zug in NW-SE-Richtung. Vergleicht man das glazifluviale System ausführlicher mit dem Gebiet auf der Karte von Lapinjärvi (1:100 000), so sieht man, dass für die glazifluvialen Züge die NW-SE-Richtung und die diese überschneidende N-S-Richtung charakteristisch ist (Vgl. auch Härme 1961). Mindestens in zwei Fällen ist die N-S-Richtung mit Bruchlinien verknüpft, die nach Hyypä (1954) den Verlauf der Oszüge im Zusammenhang mit Erdbeben bestimmt haben.

Im Bereich der Karte von Lapinjärvi 1:100 000 kommen auch grosse, nahezu in NE-SW-Richtung verlaufende glazifluviale Randbildungen vor.

Die Uferablagerungen befinden sich zumeist im Bereich der topographischen Karte von Askola, und anderwärts im Untersuchungsgebiet in der Umgebung der Oszüge. Ufersedimente, die anderer Herkunft sind als glazifluvialer, sind selten und

von geringer Ausdehnung; sie sind die am besten ausgeprägten Uferbildungen beispielsweise unterhalb von 60 m. Kleinere Ufermarken kommen in allen Lokerbodenarten ziemlich gewöhnlich vor, und sie sind neben den deutlicheren Uferbildungen auch zur Höhenbestimmung der Ufer herangezogen worden (Beilage IV).

Die Tonböden liegen bevorzugt in den Flusstälern und in der Umgebung der Seen. Sie haben eine Mächtigkeit von meistens weniger als 10 m, und mit Ausnahme von ebeneren Becken bestehen sie schon verhältnismässig nahe unter der Oberfläche aus spätglazialen Bändertonen, Für das Gebiet der Karte 1: 100 000 von Lapinjärvi ist es charakteristisch, dass die geschichteten Sedimente der Osprofile in den niedrigeren Gegenden (40—50 m) in den tieferen Partien grob sind und vorwiegend Feinsand führen, aber in den höheren glazifluvialen Ablagerungen habe ich keine groben Grundwarven gefunden, sondern schwach gebänderten fetten Ton.

Die Moore im Bereich der Karte von Askola sind verhältnismässig klein, vorwiegend Zwergstrauch-Reisermoore, seltener verschiedenerlei Braunmoore, Bruchmoore und Weissmoore. Die heutige Vegetation der üppigeren Gebiete weicht von der urwüchsigen wegen der Bebauung ab, weil die besten Böden in erster Linie für die Landwirtschaft gerodet sind (Tellervo Tynni 1937). Trotzdem gibt es im Bereich der Karte auch noch ziemlich reichlich kleinere Haingebiete. Bruchwälder gibt es dort mehr als in den südlicheren und nördlicheren Gebieten. Dies hängt teilweise mit dem Boden und dem Klima zusammen sowie damit, dass die für die Haine charakteristischen anspruchsvolleren Pflanzen in den günstigen Verhältnissen der Litorinazeit dort Fuss fassen konnten, als die heutige Ufergegend noch vom Meer überflutet war (Cajander 1916).

DIE GRUNDLAGEN DER DATIERUNG

Die Datierung des Eisrückzuges bildet die Grundlage für die Datierung der spätglazialen Ostseephasen. Sauramos Bändertonuntersuchungen (1918) auf der Linie Porvoo—Pornainen—Mäntsälä kommen nahe an Askola heran, und die Resultate lassen sich auf diese Gegend anwenden. Hyypä (1963) hat die älteren Ostseephasen und die Entstehung der Salpausselkä der Chronologie von Sauramo (1923) an die Seite gestellt und hat entsprechende Resultate in den in Schweden durchgeführten Untersuchungen gefunden. Demgemäss hätte sich der Eisrand bis zum 1. Salpausselkä gegen Ende der Allerödzeit zurückgezogen, und die Randbildung wäre hauptsächlich in der Allerödzeit entstanden, teilweise auch in der jüngeren Dryaszeit. Das Ergebnis bestätigt Sauramos Chronologie im grossen ganzen, und demgemäss handelt es sich bei den ältesten in Frage kommenden Ablagerungen in Askola um Sedimente aus der Allerödzeit.

Mit dem Rückzug des Inlandeises im Bereich der Ostsee befassen sich die Untersuchungen von Ignatius. Sie enthalten ausser Warvenzählungen an Bändertonen (Ignatius 1958) u.a. an den gleichen Sedimenten ausgeführte Pollendatierungen und Diatomeenanalysen. Das gleiche, von Ignatius erstmals in Finnland angewandte Verfahren, also Nebeneinanderstellung der Bändertonchronologie und der Pollendatierung, ist in der vorliegenden Arbeit bei einigen gesonderten Probenreihen befolgt worden.

Die Datierung der Sedimente und damit der fraglichen Ostseephase fusst in der Hauptsache aber doch auf vergleichenden Pollendatierungen. Im Zusammenhang mit der jeweiligen Ostseephase werden die charakteristischen Besonderheiten der entsprechenden Pollenzonen in dem Untersuchungsgebiet besprochen.

Die Pollendiagramme sind eingeteilt in waldgeschichtliche Zonen, die erstmals Sauramo (1949, 1954) und Donner (1951) auf die Gyttja- und Torfablagerungen in Finnland angewandt und mit einem grossen fennoskandischen Material verglichen haben. Später hat Donner (1963) in seiner Zusammenfassung über die Datierung der postglazialen Ablagerungen auch die Datierung der organischen Sedimente in unserem Lande behandelt und ausserdem auch Radiokarbondatierungen berücksichtigt.

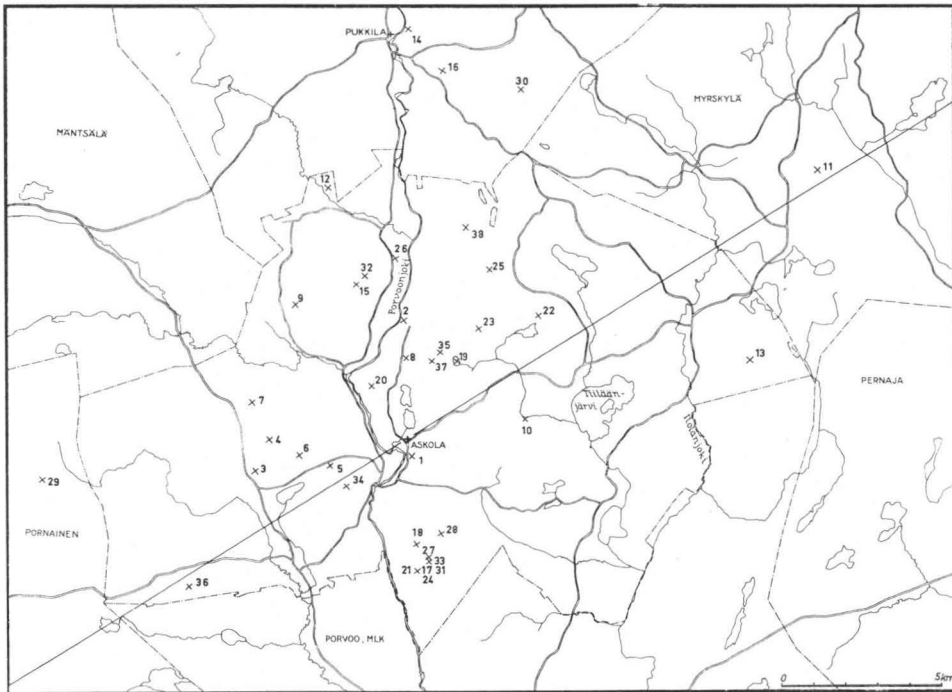


ABB. 3. Verlauf der Isobasen im Untersuchungsgebiet und Schichtenfolgen.

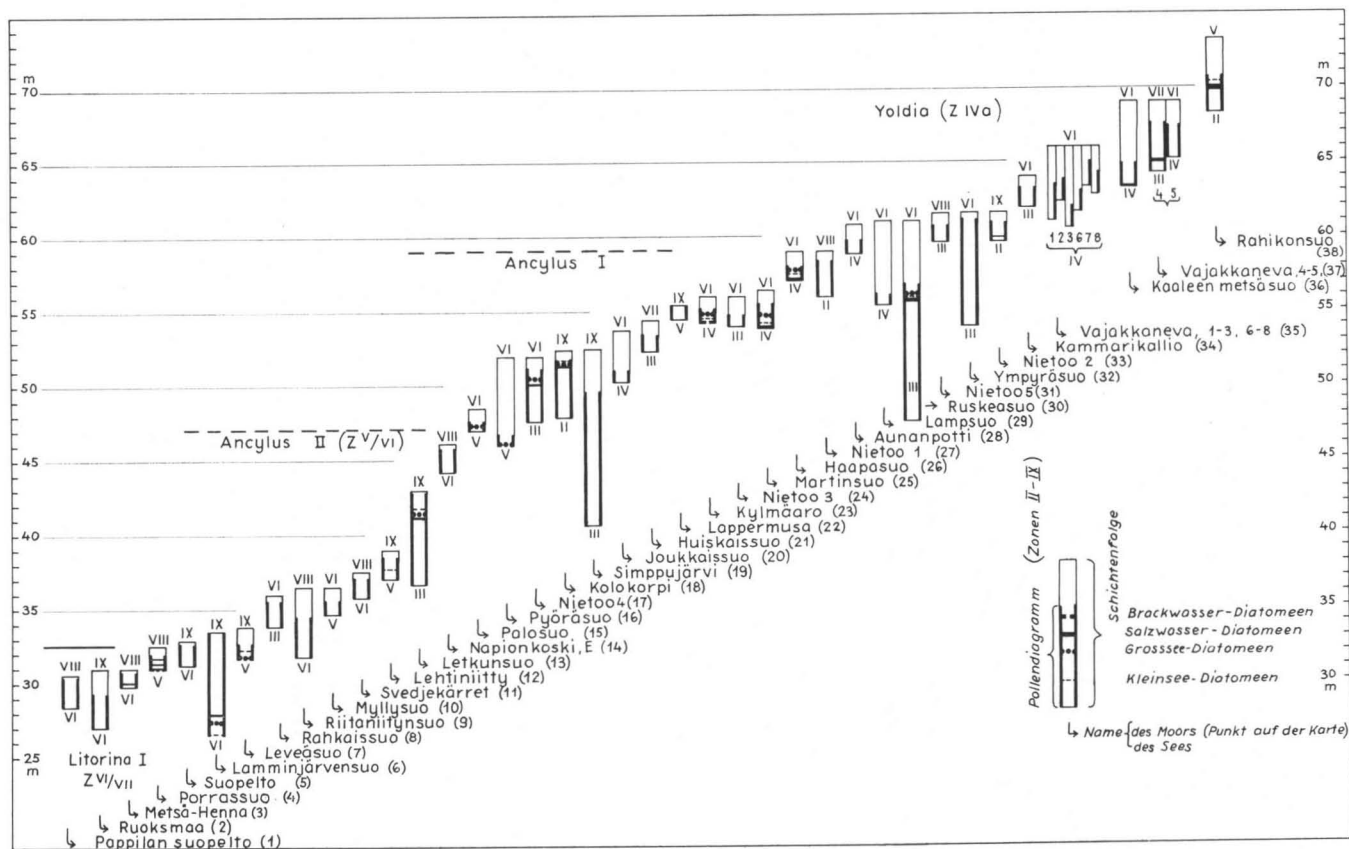


TABELLE 1

Nummern der Pollen- und Diatomeendiagramme von den untersuchten Schichtenfolgen.

	+	Moorfeld des Pfarrgutes, Pollendiagramm, Erklärung der Zeichen	Abb. 5	S. 20
	++	Moor Ruoksmaa, Pollendiagramm u. Diatomeendiagramm,	Abb. 6 u. 7	S. 22 u. 23
		Moor Metsä-Henna, » » »	Abb. 8 u. 9	S. 25
		Porrassuo, » » »	Abb. 10 u. 11	S. 26
	+	Suopelto » » »	Abb. 12	S. 27
	+	Lamminjärvensuo, » » »	Abb. 13 u. 14	S. 28 u. 29
		Leveäsuo, » » »	Abb. 15 u. 16	S. 30
		Rahkaissuo » » »	Abb. 18 u. 19	S. 32
		Riitaniityn suo » » »	Abb. 20	S. 33
		Myllysuo » » »	Abb. 21 u. 22	S. 34 u. 35
		Svedjekärret » » »	Abb. 23	S. 37
		Lehtiniitty » » »	Abb. 24 u. 25	S. 37 u. 38
		Letkunsuo » » »	Abb. 26 u. 27	S. 42 u. 43
		Napionkoski, E, » » »	Abb. 28	S. 44
	×+++	Palosuo, » » »	Abb. 29	S. 45
		Pyöräsuo, » » »	Abb. 30	S. 45
		Nietoo 4, » » »	Abb. 31 u. 32	S. 50
		Kolokorpi, » » »	Abb. 33 u. 34	S. 51
		See Simppujärvi » » »	Abb. 35	S. 52
		Joukkaissuo, » » »	Abb. 36 u. 37	S. 53
		Huiskaissuo, » » »	Abb. 38	S. 54
		Lappermusä, » » »	Abb. 39	S. 54
		Kylmäaro, » » »	Abb. 40 u. 41	S. 55
		Nietoo 3, » » »	Abb. 42	S. 56
		Martinsuo, » » »	Abb. 43 u. 44	S. 56 u. 57
		Haapasuo » » »	Abb. 45 u. 46	S. 58
	×	Nietoo 1, » » »	Abb. 48 u. 49	S. 60 u. 61
		Aunanpotti, » » »	Abb. 50	S. 62
		Lampsuo » » »	Abb. 51	S. 63
	×	Ruskeasuo » » »	Abb. 52 u. 53	S. 64 u. 65
		Nietoo 5, » » »	Abb. 54	S. 65
	×+++	Ympyräsuo, » » »	Abb. 55	S. 66
		Nietoo 2, » » »	Abb. 56 u. 57	S. 67
	×	Kammarikallio » » »	Abb. 58	S. 68
		Vajakkaneva, P 1, » » »	Abb. 59	S. 70
		» » P 2, » » »	Abb. 60	S. 70
		» » P 3, » » »	Abb. 61	S. 71
		» » P 6, » » »	Abb. 62	S. 71
		» » P 7, » » »	Abb. 63	S. 72
		» » P 8, » » »	Abb. 64	S. 72
		Kaaleen metsäsuo, » » »	Abb. 65 u. 66	S. 73
	×++++	Vajakkaneva, P 4, » » »	Abb. 67 u. 68	S. 74 u. 75
		» » P 5, » » »	Abb. 69	S. 76
		Rahikonsuo, » » »	Abb. 70 u. 71	S. 77
		Schichtenfolge von Mäntsälä » » »	Abb. 72	S. 82

+) Von den gleichen Mooren hat Virkkala (1953) Pollendiagramme veröffentlicht.

++) Vom gleichen Moor hat Meinander (1954) ein Pollendiagramm veröffentlicht.

+++) Vom gleichen Moor hat Sauramo (1958) Pollendiagramme veröffentlicht.

++++) Vom gleichen Moor haben Mölder, Valovirta und Virkkala (1957) ein Pollendiagramm veröffentlicht.

×) Von den gleichen Mooren hat der Verfasser (1956, 1959 oder 1960) Pollendiagramme veröffentlicht.

Die Bedeutung der Pollenmethode ist im allgemeinen noch vermehrt worden durch die Radiokarbondatierungen, die an organischen, in einer verhältnismässig begrenzten Zeit entstandenen Stoffen vorgenommen worden sind. Die Radiokarbondatierung ist nämlich ungewiss u.a. bei solchen Sedimenten, die ältere organische Reste enthalten können. Die anhand der Pollenanalyse solcher Sedimente vorgenommene Datierung kann, besonders wenn noch mit der Pollendatierung weiterer Gebiete verglichen wird, gelegentlich besser zutreffen als die Radiokarbondatierung.

Viele Datierungen betreffen spätglaziale anorganische Sedimente, und manche Forscher sind der Ansicht, dass die Pollenanalyse hier fehl am Platze sei (u.a. Sauramo 1958, Donner 1958). Die Pollenzusammensetzung der Tone und Sande wird durch zahlreichere und z.T. andere Faktoren beeinflusst als die Zusammensetzung der organischen Sedimente. Aus diesem Grunde ist die auf den erstgenannten fussende Datierung nicht so sicher wie die auf den letzteren basierende, aber zusammen mit anderen Verfahren, oder wenn sonst keine Methode in Frage kommt, ist die Anwendung der Pollenanalyse doch gerechtfertigt. Vielleicht kann die Pollenmethode durch weitere Untersuchungen noch besser für die Datierung spätglazialer Sedimente ausgearbeitet werden.

Bei der Pollendatierung von südfinnischen Sedimenten, die eventuell älter sind als die jüngere Dryaszeit, sind zum Vergleich mutmasslich entsprechende, auf zuverlässigerer Grundlage datierte Ablagerungen aus peripheren Gebieten herangezogen worden. Derartige Sedimente werden in Dänemark (Iversen 1936, 1960, Krog 1954) und in den Gebieten südlich der Ostsee (Firbas 1949, Gross 1937) angetroffen. Die nach dem Pollenverfahren datierten spätglazialen Ablagerungen in den benachbarten sowjetrussischen Gebieten dagegen sind minerogene Sedimente (u.a. Želubovskaja und Ladyškina 1962, Vostruchina und Ladyškina 1964).

Die Pollenzusammensetzung der Allerödsedimente variiert je nach der geographischen Lage des betreffenden Gebiets. Aus den in Dänemark publizierten Diagrammen ist ersichtlich, dass das Pollenspektrum im allgemeinen durch einen *Betula*-dominanten Baumbestand und ein gleichzeitiges NBP-Minimum charakterisiert ist. In manchen Fällen ist das *Betula*-Maximum durch ein dazwischen liegendes *Pinus*-Maximum unterbrochen. In Ostpreussen und in der Gegend von Leningrad dagegen ist *Pinus* die vorherrschende Baumart (Gross 1937, Želubovskaja und Ladyškina 1962). Gemeinsam für den Pollenbestand auch weiterer Gebiete ist der Umstand, dass das sonst für die Spätglazialzeit charakteristische NBP-Maximum in den Allerödsedimenten unterbrochen ist. U.a. dieses Merkmal ist in der vorliegenden Arbeit bei der Datierung der spätglazialen Sedimente zugrunde gelegt worden. Zugleich sind eventuelle Fehlerquellen berücksichtigt worden, die in verschiedenem Zusammenhang dargelegt sind (u.a. Heinonen 1957, Tynni 1960).

Eine erhebliche Fehlerquelle ist ausserdem mit der Datierung der Sedimente verknüpft, die im Zusammenhang mit den Überschwemmungen durch die Ostseephasen abgesetzt worden sind; dabei kam es nämlich verhältnismässig schnell

zu Umschichtungen der Sedimente und Mikrofossilien, weshalb die primäre Pollenflora relativ schwach repräsentiert ist.

Die geographische Lage der zur Klärung der Strandverschiebung in Askola untersuchten Schichtenfolgen ist aus Abb. 3 und 4 ersichtlich. Die Numerierung der von den Schichtenfolgen ausgearbeiteten Diagramme ist in der Tabelle 1 angegeben, und nur die wichtigsten Pollendiagramme sind gesondert für sich behandelt. In 31 Schichtenfolgen ist die Diatomeensukzession untersucht worden, und die zwei bedeutsamsten sind in den Beilagen I und II dargestellt. Die relative Häufigkeit der im Zusammenhang mit den Pollenanalysen determinierten Sträucher und Kräuter in den verschiedenen Zonen geht aus der Beilage III hervor.

In der Beilage III sind die Pollen der labilen, offenen Standort fordernden sog. Apokraten (vgl. Erdtman 1946, 1963), sowie anderer aufgrund ihres Vorkommens diesen nahestehender Pflanzen mit einem Stern versehen. Bedeutsam sind die Pflanzen, die eine negative Strandverschiebung anzeigen, vor allem *Hippophae rhamnoides*. Die in den Sedimenten der jüngeren Dryaszeit häufigen *Artemisia*-Vorkommen zeigen zusammen mit manchen Kräutern an, dass der Boden in weiten Gebieten gefroren war, weshalb Pflanzen mit längeren Wurzeln nicht gedeihen konnten.

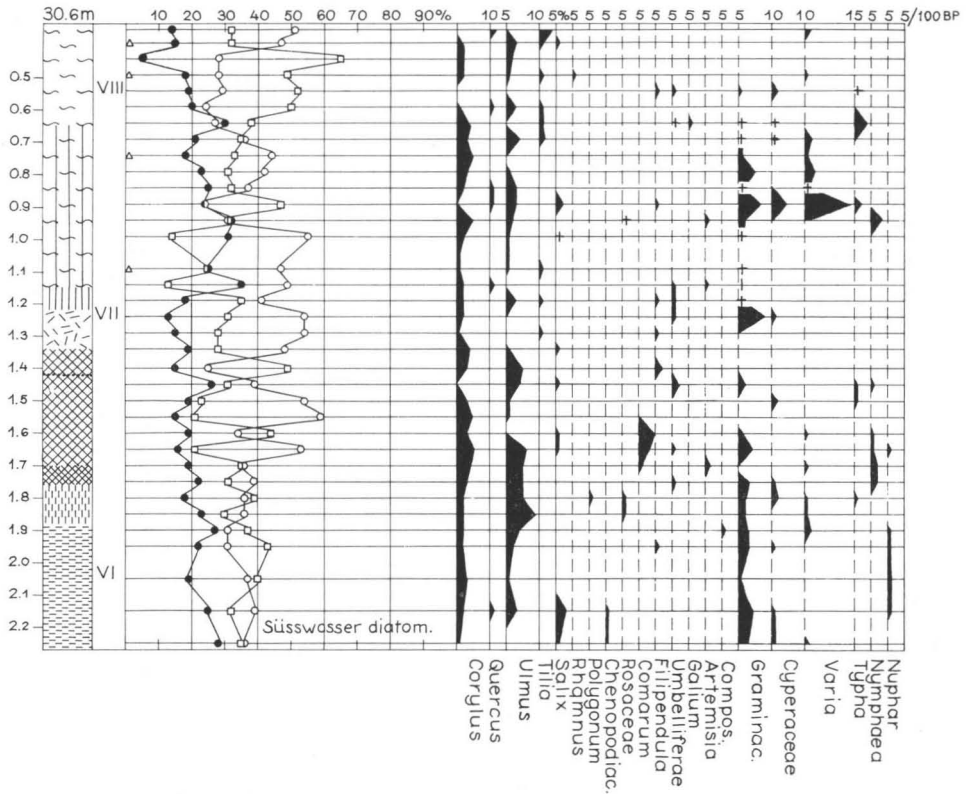
DAS LITORINAMEER

Die bei der Datierung der Litorinastadien angewandte Zoneneinteilung

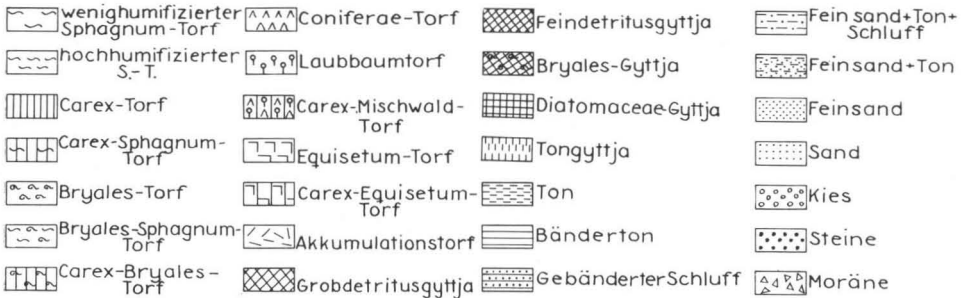
Bei der Datierung der Schichtenfolgen aus der Litorinazeit kommen die waldbeschichtlichen Zonen VI—VIII in Frage. Am besten geht die Zoneneinteilung aus den Pollendiagrammen von den organischen Ablagerungen der Moore Porrassuo (Abb. 10, Zone VI), Lamminjärvi (Abb. 13) und Leveäsuo (Abb. 15, Zonen VII—VIII) hervor, die etwas weiter vom Tal des Porvoonjoki entfernt liegen als die anderen untersuchten Litorinalagerfolgen. Für die prozentuale Einteilung des Pollens sind im allgemeinen jeweils 150 Baumpollenkörner abgezählt worden.

Der Anfang der Zone VI entspricht dem auf das *Pinus*-Maximum folgenden Anstieg der *Alnus*-Kurve und dem gleichzeitigen Anstieg von *Betula*. In den meisten Fällen bildet *Betula* hier ein Maximum. Weiter oben sind Schwankungen von *Pinus* und *Betula* charakteristisch, im oberen Abschnitt der Zone nicht selten ein *Pinus*-Maximum. Von den edlen Laubböhlzern ist *Ulmus* relativ reichlich vertreten (4%), *Tilia* und *Quercus* treten oft unterbrochen auf. Am Ausgang der Zone nimmt die Summe der edlen Laubböhlzer ab.

In der Schichtenfolge vom Moor Haapasuo (Abb. 45) fällt der Anstieg der *Alnus*-Pollenkurve nach der C¹⁴-Datierung etwa in das Jahr 5170 v. Chr. Nach der C¹⁴-Datierung vom Moor Lapaneva in Kihniö wäre das Endstadium der Borealzeit etwa auf 6150 v. Chr. anzusetzen (Salmi 1962). Die Zonengrenze V/VI wird in der vorliegenden Arbeit auf 5500 v. Chr. geschätzt.



ABLAGERUNGEN:



POLLENFLORA:

—○— Betula, —□— Alnus, —●— Pinus, —△— Picea

DIATOMEENFLORA:

Salzwasserdiatomeen Grosseediatomeen
 Brackwasserdiatomeen Süß-Brackwasserd.

---- Süßwasserdiatomeen

Abb. 5. Pollendiagramm vom Moorfeld des Pfarrguts. Erklärung der Zeichen.

Dem Beginn der Zone VII entspricht der Anfang der kontinuierlichen *Tilia*-Kurve, der Anstieg von *Betula* sowie ein Maximum der edlen Laubbölzer. *Quercus* tritt lückenhaft auf. Die Menge von *Betula* ist durchschnittlich grösser als die von *Pinus*, aber im oberen Abschnitt der Zone ist *Pinus* im Zunehmen begriffen. Der Anfang der Zone VII fällt nach Alhonen (1964) in SW-Finnland etwa auf 4670 v.Chr. Der Ausgang der Zone und der Beginn des Subboreals entsprechen ungefähr dem Jahr 2600 v.Chr. in Schweden (Fries 1962). Nach Lappalainen (1965) entspricht der fraglichen Zeit in SE-Finnland das Einsetzen von *Picea* mit 2—3 % und die Abnahme von *Ulmus*. Ein entsprechendes Zusammentreffen konnte in dem Material von Askola nicht nachgewiesen werden, aber der Rückgang von *Ulmus* ist jedenfalls zu sehen. Nach Florin (1961) liegt die Zonengrenze VII/VIII etwa bei 3000 v.Chr., zu welcher Zeit in den Lagerfolgen von Närke ein Minimum der edlen Laubbölzer festzustellen ist. Der letztgenannte Wert stimmt ungefähr mit dem Resultat der C¹⁴-Datierung des fraglichen Stadiums im Bereich des Sees Näsijärvi, 3040 v.Chr., überein (Hyypä, Hoffren und Isola 1963). Man darf annehmen, dass diese die Zone VII abgrenzenden Datierungen im grossen und ganzen auch der Datierung der fraglichen Klimaperioden in Askola entsprechen, also Beginn der Zone VII bei etwa 4600 v.Chr. und Ausgang bei etwa 3000 v.Chr.

Dem Anbruch der Zone VIII entspricht oft ein relativ grosses *Pinus*-Maximum, wobei zugleich ein Minimum der edlen Laubbölzer herrscht. Besonders deutlich ausgeprägt ist die Abnahme von *Ulmus* in manchen Diagrammen. Weiter oben nimmt der Anteil der edlen Laubbölzer wieder zu, *Quercus* kommt lückenhaft vor. Am Ausgang der Zone tritt gewöhnlich ein *Betula*-Maximum auf. *Picea* ist in der Regel spärlich vertreten. Die Zonengrenze VIII/IX ist aufgrund des Rückgangs der edlen Laubbölzer und des Vormarschs von *Picea* festgelegt. Das letztere Ereignis liegt nach der C¹⁴-Datierung von der Schichtenfolge aus dem Moor Martinsuo (Abb. 43) bei ca. 1350 v.Chr.

Obwohl in Finnland keine entsprechende Gesetzmässigkeit im Auftreten der Rekurrenzflächen festgestellt worden ist wie in Schweden, weil das Klima bei uns kontinentaler ist, stellen sie doch ein wichtiges Vergleichsobjekt in der Beurteilung der postglazialen Klimaschwankungen dar. Nach dem Überblick von Jan Lundqvist (1957) sind von Rekurrenzflächen begrenzte, relativ feuchte und warme Klimaperioden etwa um 4200—3700 v.Chr., 2900—2300 v.Chr., 1200—600 v.Chr. und 400—1200 n.Chr. aufgetreten. Dem Jahre 4200 entspricht keine Rekurrenzfläche, wohl aber den übrigen genannten Jahren.

Man darf voraussetzen, dass von diesen Schwankungen ausser RY-III die ausgeprägtesten sich auch im Klima Finnlands geltend gemacht haben und entsprechend in den Pollendiagrammen, die ja die Zusammensetzung der Wälder veranschaulichen, zum Vorschein kommen. Wahrscheinlich spiegeln sich die Schwankungen zwischen feuchteren und wärmeren Perioden einerseits sowie kälteren und trockeneren Zeitspannen andererseits in den Pollendiagrammen als wechselweises Vorherrschen von einerseits Laubholzpollen und andererseits Nadelholzpollen wider. Die feuchtwarme

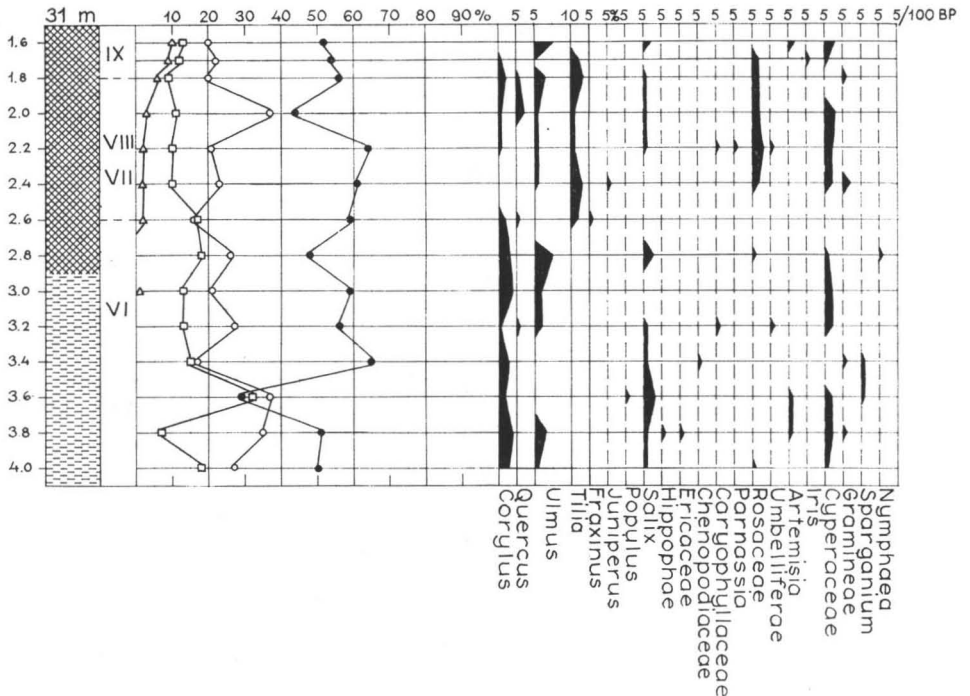


Abb. 6. Pollendiagramm vom Moor Ruuksmaa.

Periode von 4200—3700 v.Chr. gehört zum jüngeren Atlantikum, die Periode 2900—2300 v.Chr. wiederum ins Subboreal. Das *Pinus*-Maximum und das Minimum der edlen Laubhölzer an der Zonenwende VII/VIII dürfte der vorhergehenden Zeit entsprechen; die Periode 1200—600 wiederum im allgemeinen dem Ausgang des Subboreals, aber in der vorliegenden Arbeit dem Beginn der Zone IX, nach dem Rückgang der edlen Laubhölzer und dem Anstieg von *Picea*, mit dem im Pollendiagramm ein *Betula*-Maximum zusammenfällt. 600 v.Chr. entspricht RY-III und Klimaverschlechterung in der Zone IX.

Nach Luho (1965) fällt die frühe Kammkeramik etwa in die Zeit 4000/3000—2500 v.Chr. Die älteren Stilperioden der fraglichen Keramik kommen in Askola vor, und der oben erwähnten Zoneneinteilung gemäss gehören sie in die Zone VII. Die Zeit der typischen Kammkeramik wäre nach Luho mit 2500—2300/2100 v.Chr. anzusetzen und die degenerierte Kammkeramik gehört in die Zeit 2300/2100—1900/1800 v.Chr. Der walddeschichtlichen Zeiteinteilung gemäss zählt sie zur Zone VIII.

Diese Stilphasen der Kammkeramik hat man wiederum den Phasen des Litorinameers an die Seite gestellt; dabei entspricht die frühe Kammkeramik, Stilphase I: 1, zunächst Litorina II. Die frühe Kammkeramik, Stilphase I: 2, wiederum fällt

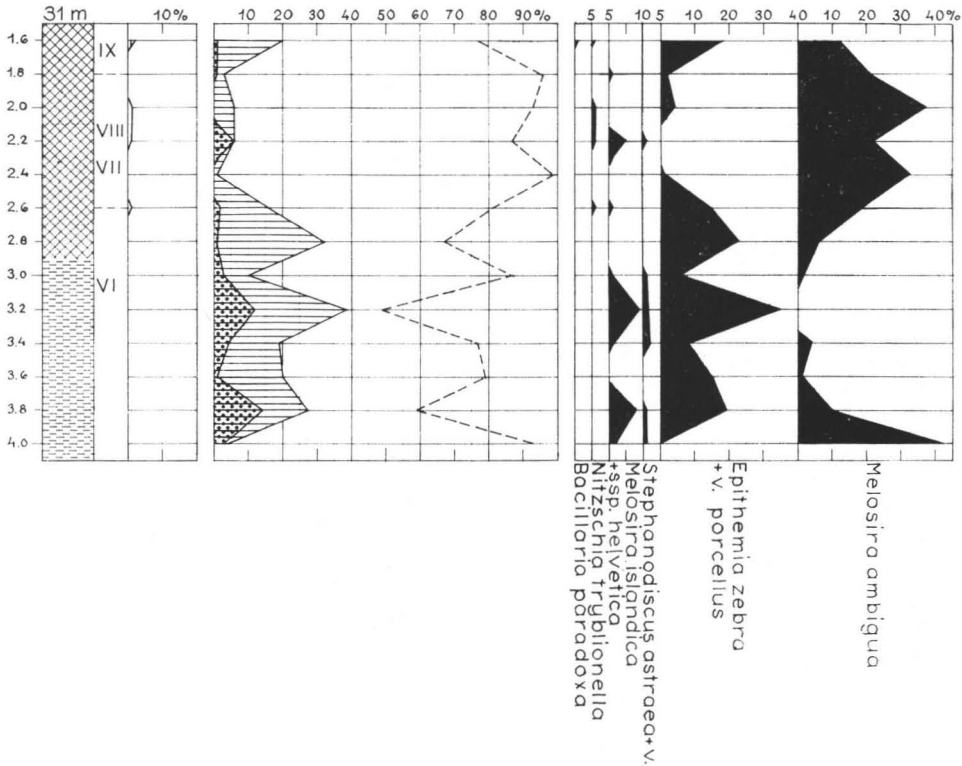


ABB. 7. Diatomeendiagramm vom Moor Ruoksmaa.

nach Luho (1965) mit der Litorinatransgression III zusammen. Die typische Kammkeramik (II: 1—2) entspricht der Litorinaregression nach Litorina III, und die degenerierte Kammkeramik (III) dem transgressiven Stadium Litorina IV.

Litorina I

Nach früher in dem Gebiet durchgeführten Untersuchungen liegt die höchste Litorinagrenze in Askola bei 31—31.5 m ü.d.M. (Virkkala 1953). Die Sedimente dieser Höhenlage, die im Atlantikum abgelagert worden sind, führen eine Salzwasserdiatomeenflora. Ferner ist im Dorf Monninkylä in Askola ein vormaliges Ufer in 30.6 m Höhe gefunden worden (Abb. 75, Punkt 4).

Die Litorinatransgression, die sich in den wärmezeitlichen Schichtenfolgen von Askola als ein Anstieg der Salzwasserdiatomeen geltend macht, hat Virkkala (1953) als Litorina I bezeichnet. Dieser Phase ist nach Virkkala ein 3—5 m niedrigeres Litorinastadium vorausgegangen.

Nun setzen jedoch die von Hyyppä i.J. 1963 veröffentlichten Isobasen der Litorina I-Grenze in Askola eine grössere Höhe als 31.5 m voraus, und aus diesem Grunde ist in der vorliegenden Arbeit ein grösseres Material untersucht worden. Pollen- und diatomeenstratigraphische Untersuchungen habe ich nur im Bereich von Askola ausgeführt, aber Determinationen von vormaligen Ufern auch noch weiter südlich und weiter östlich, wo das Gelände für die Ausbildung des Litorinaufers günstiger war als in Askola.

Im Dorf Nietoo in Askola liegt auf dem Boden des Gehöfts Mattila beim Feld Tallikäärö oberhalb einer frühkammkeramischen Wohnstätte (Luho 1950) am Waldrand ein gut ausgebildetes Geröllufer, dessen Fuss in 31.8 m Höhe ü.d.M. steht (vermessen nach der Höhenangaben der neuen topographischen Karte, Abb. 75, Punkt 6). Dieser Uferabhang ist deutlicher ausgeprägt als der früher im Dorf Monnikylä auf dem Boden des Gehöfts Hakkari in 30.6 m Höhe angetroffene (Virkkala 1953, Tynni 1956).

Oberhalb von der frühkammkeramischen (I:2) Wohnstätte auf dem Gehöft Henttala im Dorf Kerkkoo (Luho 1946, 1957) liegen zwei Uferbildungen (Abb. 75, Punkt 5). Die untere liegt in ca. 31.5 m Höhe, was wahrscheinlich dem ca. 4 km weiter nördlich gelegenen Ufer in Mattila entspricht. Es handelt sich hier offenbar um den gleichen Abhang, für dessen Höhe Luho 31.83 m i.J. 1946 erhalten hat. Die Höhe des oberen Ufers, 35.7 m ü.d.M., entspricht nach Sauramos Relationsdiagramm am ehesten dem Mastogloiaufer.

Im Gebiet des Dorfes Juornaa in Askola befindet sich unweit von der Grenze der Landgemeinde Porvoo in 30.4 m Höhe (Abb. 75, Punkt 3) ein über 2 m hoher Uferabhang, der dem Ufer von 31.8 m in Nietoo auf den niedrigeren Isobasen entspricht.

Ebenfalls der gleichen Uferphase entspricht die Uferbildung, deren Fuss in 30.0 m Höhe liegt, im Dorf Pälböle im Kirchspiel Pernaja, auf dem Boden des Gehöfts Norrgård (Abb. 75, Punkt 2).

Im Kirchspiel Liljendal kommen im Dorf Andersby gut ausgebildete Litorinaufer vor. Diese Uferterrassen liegen in 28.1 und 28.7 m Höhe (östlich vom Untersuchungsgebiet). Daran schliessen ca. 1—2 m hohe Geröllabhänge an. Das von Ramsay (1920) beschriebene Litorinaufer in Andersby liegt ein paar km weiter nördlich. Die Höhe der betreffenden Terrasse, 30.62 m, entspricht nach Ramsay eher einem Hochwasser- als einem Mittelwasserstand. Nach Ramsay läuft die Litorinagrenze (Clypeusgrenze) in Liljendal über Kvarnbacka in Andersby in 30 m Höhe. Meine eigenen Messungen entsprechen eher dem Niederwasserniveau des Ufers, und die Resultate stehen somit in keinem wesentlichen Widerspruch zueinander.

Nach den neuesten Beobachtungen über die vormaligen Ufer wäre die höchste Litorinagrenze in Askola mindestens 31.8 m. Den untersuchten Moorschichtenfolgen gemäss steigt die Höhe des Litorinameers etwas über 31.5 m. Die Datierung und Höhe des fraglichen Litorinastadiums beleuchten folgende Schichtenserien, die aus dem gleichen einheitlichen Tonbodenbereich stammen: Schichtenfolge aus Metsä-

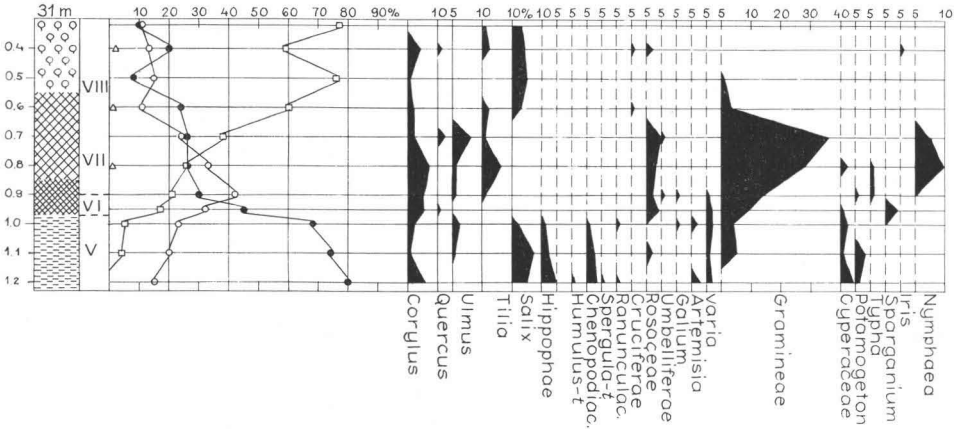


ABB. 8. Pollendiagramm vom Moor Metsä-Henna.

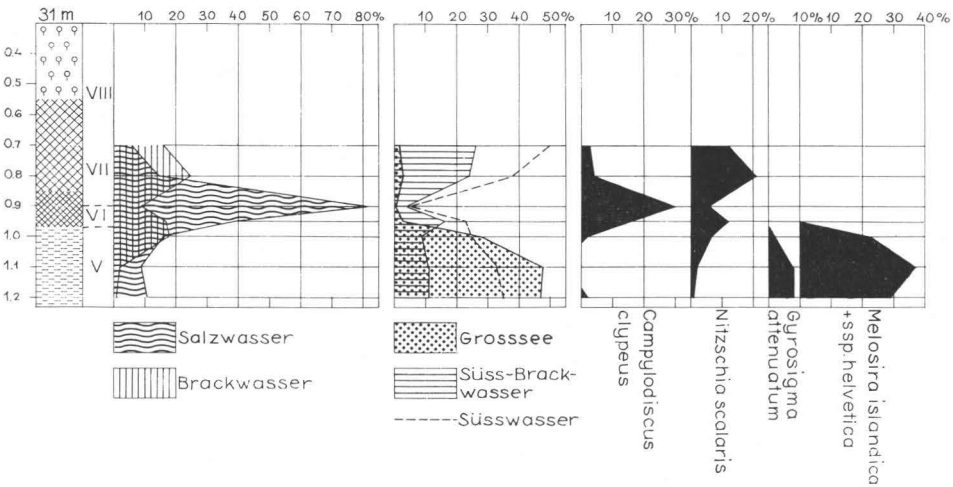


ABB. 9. Diatomeendiagramm vom Moor Metsä-Henna.

Henna (Abb. 8 und 9) 31 m, Moor Porrassuo (Abb. 10, 11) 32.5 m, Moor Lamminjärvensuo (Abb. 13, 14) 33.5 m und Moor Leveäsuo (Abb. 15, 16) 33.8 m Höhe. Von diesen Lagerfolgen liegt nur das Moor Lamminjärvensuo (Virkkala 1953) in einem tieferen Becken und bildet ein Hochmoor, das sich etwa 1 m über die umgebende Tonebene erhebt. In den übrigen Schichtfolgen liegt der limnotelmatische Kontakt nur wenig tiefer als das Abschürfungsniveau der entsprechenden flachen Becken vom Litorinameer.

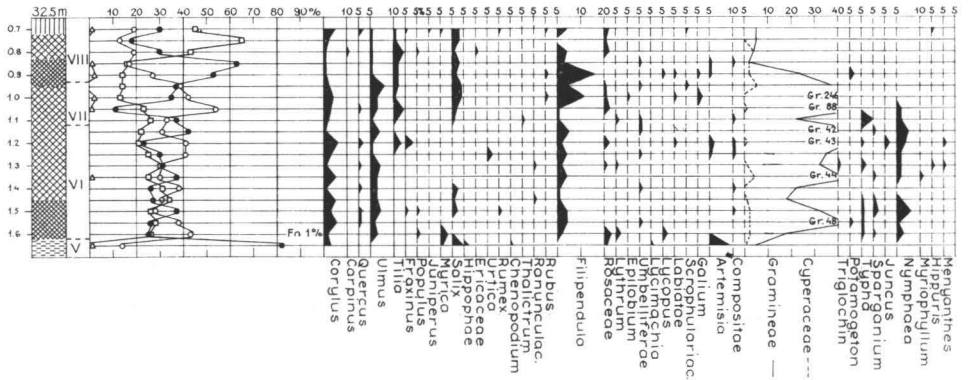


ABB. 10. Pollendiagramm vom Moor Porrassuo.

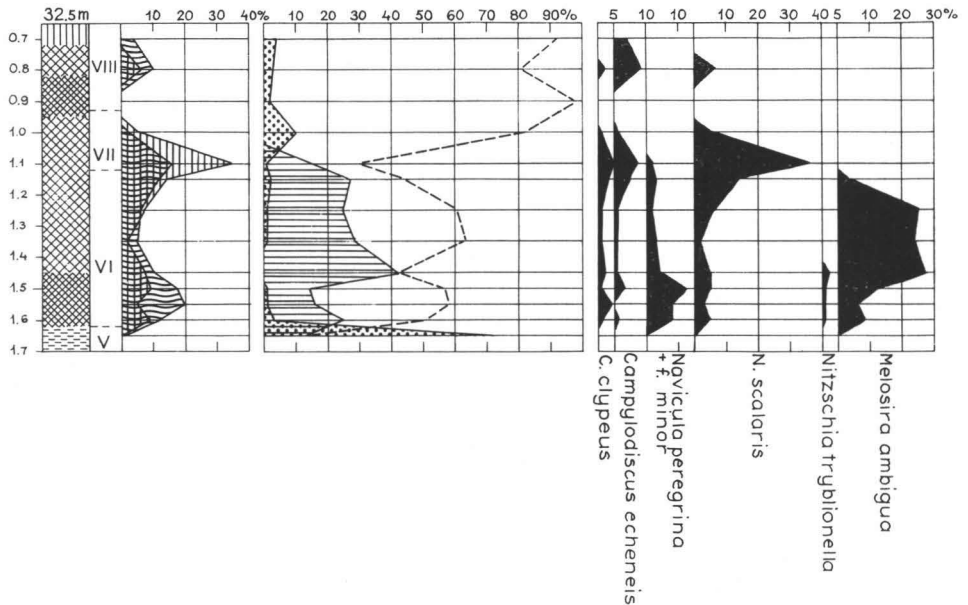


ABB. 11. Diatomeendiagramm vom Moor Porrassuo.

Nach den Mikrofossilien der Lagerfolge von Metsä-Henna entspricht das Maximum der Salzwasser-Diatomeenflora der Zonenwende VI/VII. Die maximale Menge, 81 %, setzt eine beträchtliche Übersteigerung der limnotelmatischen Kontakthöhe von 30.5 m ü.d.M. voraus.

Das Moor Porrassuo (Abb. 10 und 11) liegt 1 km NE von dem vorgenannten im Dorf Vahijärvi in Askola. Auch im Bereich des Porrassuo hat der Zufluss von

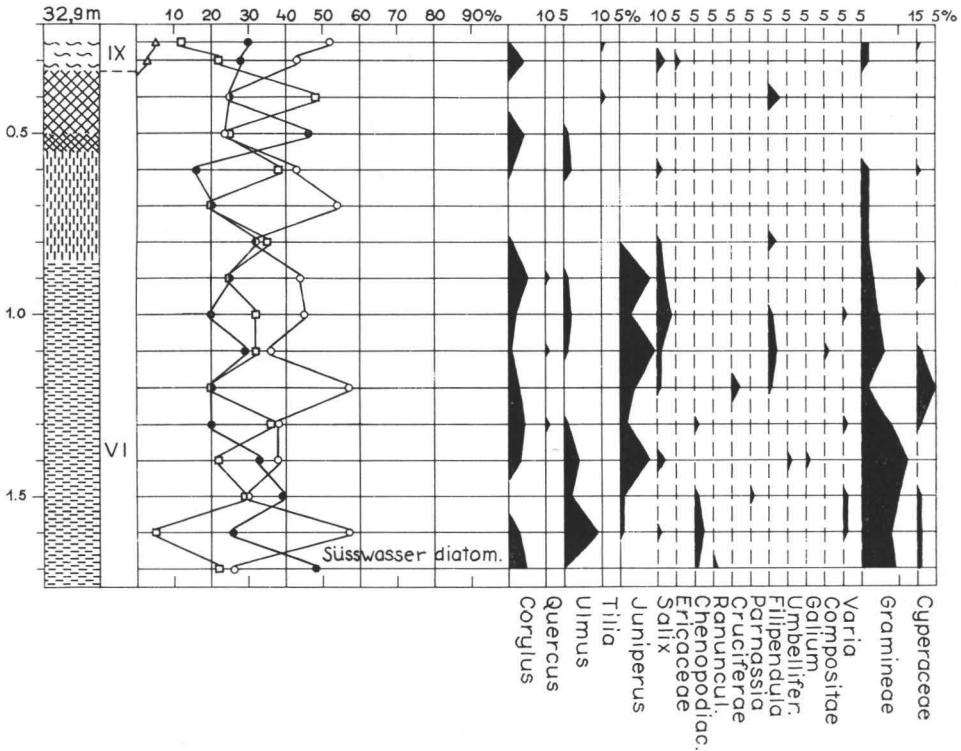


ABB. 12. Pollendiagramm vom Moor Suopelto, Vahijärvi.

salzhaltigem Wasser bereits während der Zone VI eingesetzt (die Ablagerungen der Zone VI haben eventuell eine Lücke an der Grenze zwischen Ton und Gytta) und hat mindestens die limnotelmatische Kontakthöhe von 31.8 m überschritten. Später entwickelte sich im Lauf der Zone VII wahrscheinlich infolge der Litorina I-Transgression ein neues Maximum von Salzwasserdiatomeen, wo neben selteneren Formen *Campylodiscus echeneis*- und *C. clypeus*-Arten auftraten. Hinzu kommt ausserdem ein Maximum der Brackwasser-Lagunenform *Nitzschia scalaris* (Abb. 11). Auch später noch, nach der Abschnürung im Lauf der Zone VIII, ist in das Becken noch Salzwasser eingedrungen, wie aus einem kleinen Maximum der Salzwasser- und Brackwasserformen in 0.8 m Tiefe hervorgeht. Damals überschritt die Höhe des Litorinameers (Litorina II) knapp 31.8 m. Die fragliche Phase ist nach der Kieselalgen-sukzession des Moors Porrassuo transgressiv gewesen.

Das Moor Leveäsoo liegt ca. 1.5 km N—NW von dem vorigen Moor, 1.3 m höher als dieses. Die Sedimente aus der Zone VI weisen keine deutlichen Anzeichen dafür auf, dass das Salzwasser bis in dieses Becken hochgestiegen wäre, vielmehr finden sich Spuren des Ancylussees und einer auf diesen folgenden Kleinseephase

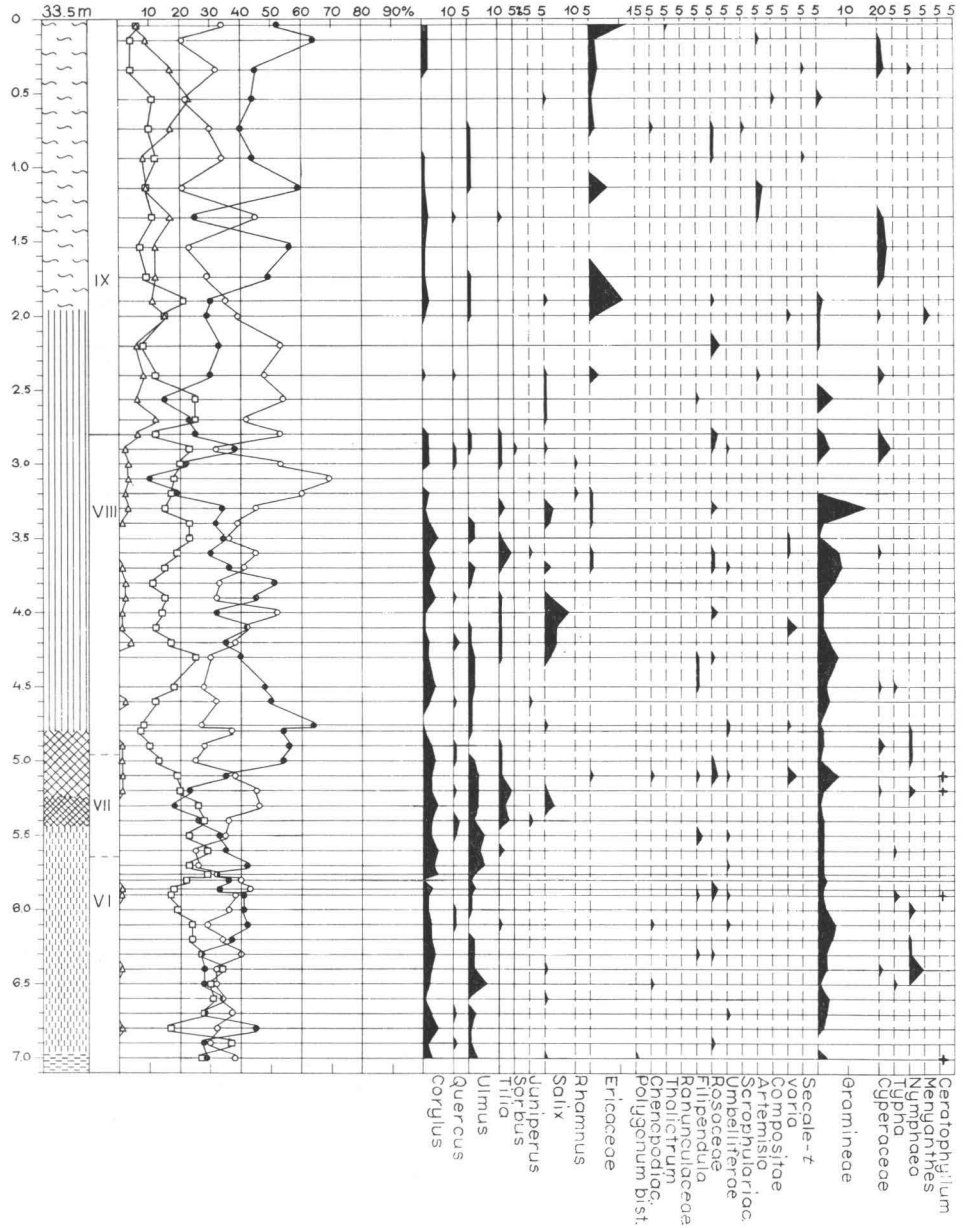


ABB. 13. Pollendiagramm vom Moor Lamminjärvi.

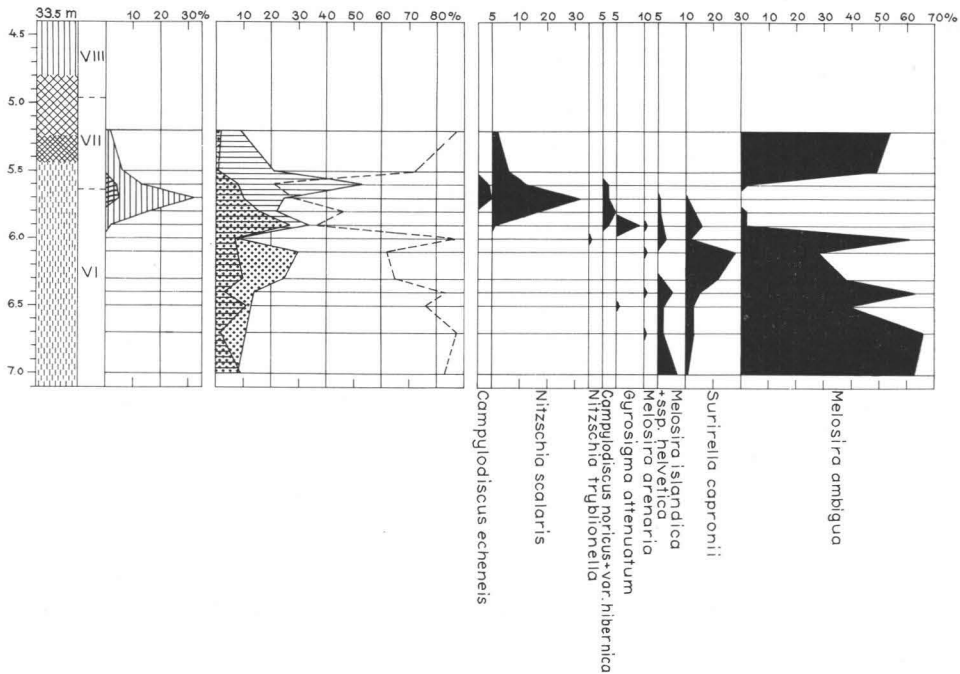


ABB. 14. Diatomeendiagramm vom Moor Lamminjärvi.

mit schwach salzhaltigem Brackwasser (Abb. 16). In den während der Zone VII abgesetzten Sedimenten ist die Brackwasserphase bloss durch die Art *Nitzschia scalaris* angezeigt, die freilich in Ausnahmefällen auch in Süßwasser angetroffen worden ist (Hustedt 1957, S. 345). Aufgrund der Lagerfolge vom Leväsuo hat es den Anschein, dass Litorina I in Askola die höchste Litorinagrenze bildet, die knapp die limnotelmatische Kontakthöhe des Beckens vom Leveäsuo, 32.5 m überschritten hat. Litorina I zerfällt in diesem Gebiet in zwei Teile, nämlich Ia und Ib.

Das Moor Lamminjärvensuo ist ca. 1 km NE vom Moor Metsä-Henna gelegen. Das Moor ist durch das Zuwachsen eines Seebeckens entstanden. Vor etwa 50 Jahren war noch ein Rest des Sees vorhanden, das Moor ist danach aber entwässert worden. Die Lagerfolge stammt von der Südseite dieses ehemaligen Weihers. Das Moor hat nach der Determination von Virkkala (1953) eine Schwellenhöhe von 31.2 m. Da das Lamminjärvensuo zu einem grösseren zusammenhängenden Moorkomplex gehört, sind zur exakten Bestimmung der Schwellenhöhe Bohrungen erforderlich. Die Oberfläche der südlichen Randpartie des nicht bebauten Moors, ca. 32.0 m, entspricht der Schwellenhöhe des Moorweihers vor der Entwässerung. Die Schwellenhöhe des gesamten Beckens liegt offenbar etwas tiefer als dieser Wert. Die Kieselalgenflora in den Ablagerungen aus der Zonenwende VI/VII zeigt, dass

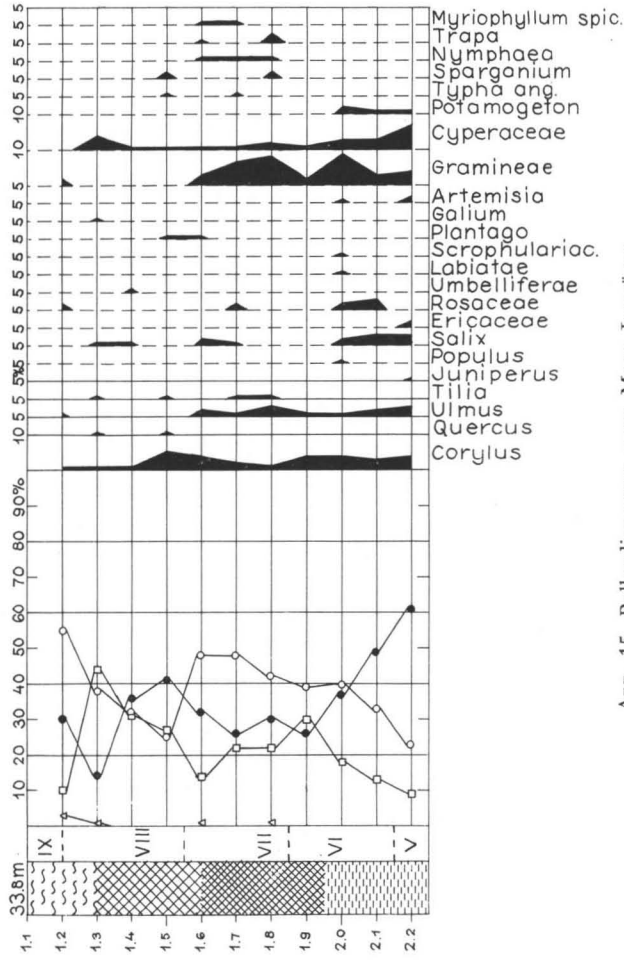


Abb. 15. Pollendiagramm vom Moor Leveäsuu.

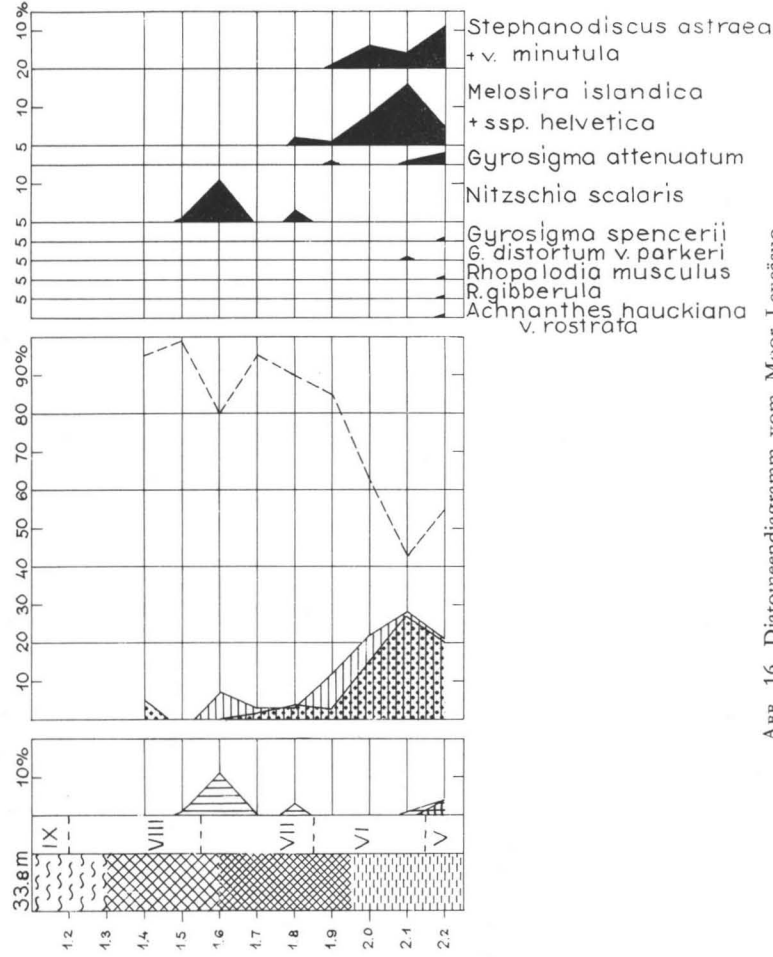


Abb. 16. Diatomeendiagramm vom Moor Leveäsuu.



ABB. 17. Ufer auf 35,7 m Höhe in Henttala im Kirchspiel Porvoo (auf der Karte in Abb. 75 Punkt 5).

das Salzwasser des Litorinameers ins Becken des Lamminjärvensuo eingedrungen ist. In Frage steht wahrscheinlich die Litorina I-Phase, deren Spuren in den gleichaltrigen Ablagerungen der Moore Metsä-Henna und Porrassuo zu sehen sind. Die Brackwasserphase des Leveäsuo dagegen fällt nach *Nitzschia scalaris* in etwas spätere Zeit, in den Ausgang der Zone VII, was vielleicht auf die begrenzte Verlässlichkeit der Pollendatierung in Ufersedimenten zurückzuführen ist. Das Diatomeendiagramm vom Lamminjärvensuo zeigt auch, dass beiderseits vom Maximum der Salz- und Brackwasserformen Kleinsee-Diatomeen vorherrschen. Ancyclusformen sind am meisten unmittelbar vor diesem Maximum in Zone VI vertreten, wie auch in der Folge vom Leveäsuo.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass schon vor dem Litorina I-Stadium (nach Sauramos System, 1958) Salzwasser in das Gebiet eingedrungen war (das Moor Porrassuo, wo die Diatomeenflora des fraglichen Sediments u.a. *Campylodiscus chypens* und noch andere gleiche Arten wie die später abgesetzten eigentlichen Litorinasedimente enthält). Der Datierung gemäss repräsentiert sich die gleiche Phase auch in dem untersten Maximum der Salzwasserformen im Moor Suursuo in Askola (Virkkala 1953, Sauramo 1958) sowie eventuell in einem tieferen Maximum in Virojoki (Salmi 1961). Der Phase entspricht nach Sauramo das Mastogloiaemeer, das jedoch nach Hyypä (1937) eine salzhaltige Zwischenphase des Ancyclussees und

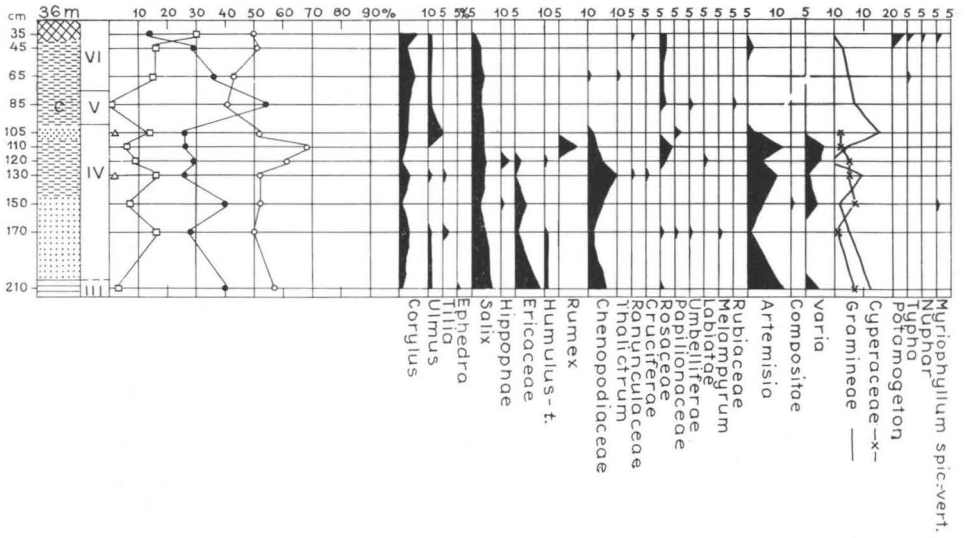


ABB. 18. Pollendiagramm vom Moor Rahkaissuo.

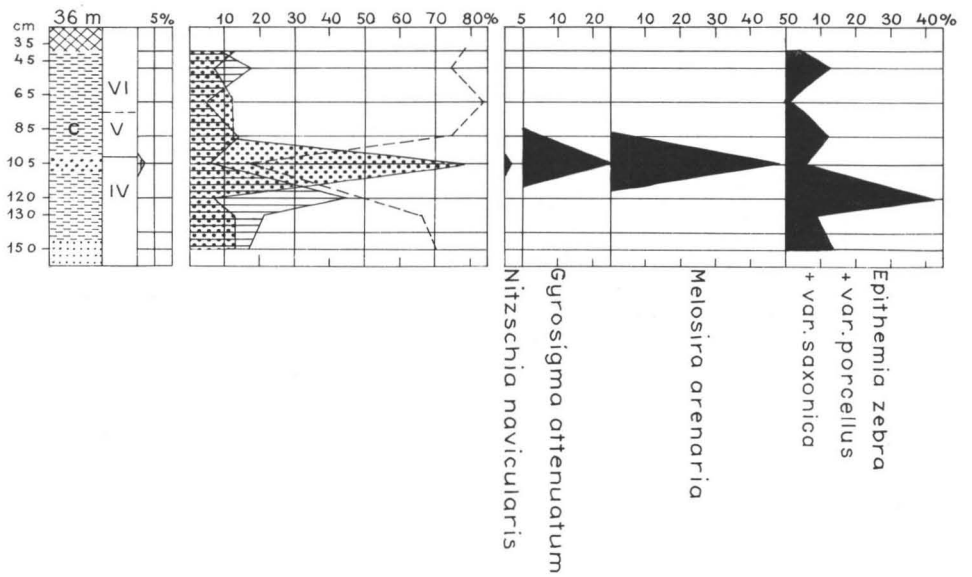


ABB. 19. Diatomeendiagramm vom Moor Rahkaissuo.

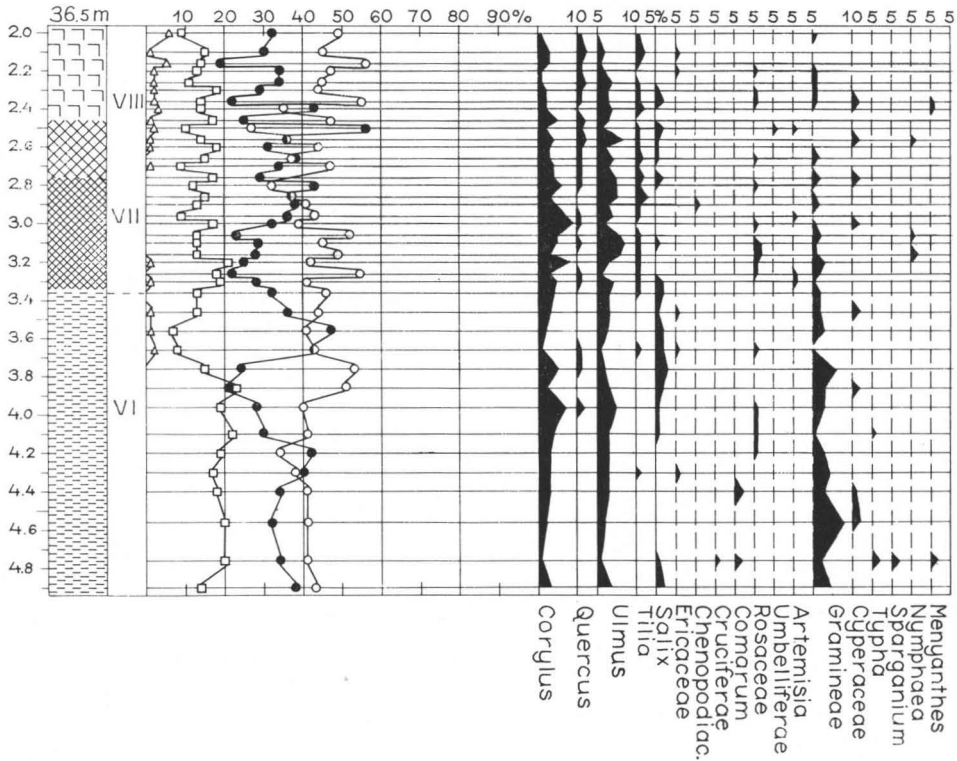


ABB. 20. Pollendiagramm vom Moor Riitaniitty.

des Litorinameers wäre. Dem unteren *Clypeus*-Flora-Maximum entspricht die ältere Phase von Litorina I, nämlich Litorina I a.

In den Sedimenten des älteren Atlantikums in Askola (Zone VI) ist keine deutlich ausgeprägte, Leitformen enthaltende *Mastogloia*-Flora angetroffen worden, sondern unterhalb des ca. 32 m hohen Niveaus folgte auf die *Ancylus*-Flora eine Diatomeenflora mit vorwiegend *Campylodiscus clypeus* und *Nitzschia scalaris*, die schwachen Salzgehalt anzeigen. Den Kieselalgen gemäss kann man die fragliche Phase als *Clypeus*stadium und ihren Beginn als *Clypeus*grenze bezeichnen.

Die Zone VI entspricht durchschnittlich der Ostseephase, während welcher der Salzgehalt allmählich zunahm. Während des Stadiums vor Litorina I lag der Wasserspiegel etwa 2 m höher als die höchste Litorinagrenze, weil am Litorinaufer in vielen Fällen ein ca. 2 m hoher Abhang aufgeschüttet ist; die Sedimente in der Höhe des oberen Teils dieses Abhangs enthalten keine Salzwasserdiatomeen. Zu Beginn der Zone VI lag der Wasserspiegel in Askola noch höher, ja sogar in mehr als 40 m Höhe.

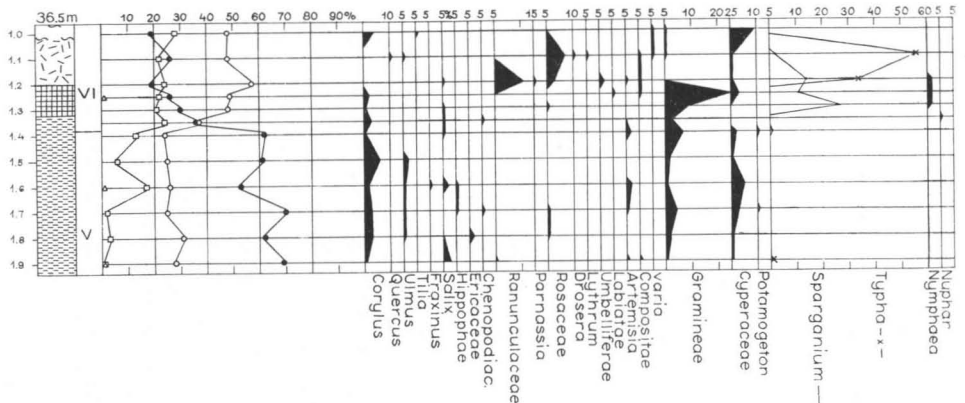


Abb. 21. Pollendiagramm vom Moor Myllysuu.

Die Regression zur Zeit der Zone VI, die jünger ist als die letztgenannten Stellungen, geht u.a. aus den Diatomeenfloren der Moore Suursuo (Virkkala 1953, Sauramo 1958) und Porrassuo sowie Lamminjärvensuo entweder als eine Abnahme der Salzwasserformen oder als eine Süßwasserphase hervor. Vielleicht hätte eine grössere Probindichte im Diatomeendiagramm vom Porrassuo die Abschnürung in der Zone VI angezeigt. Niedriger Stand der Ostsee in der Zone VI ist auch daraus ersichtlich, dass die Sedimente der Zonenwende V/VI gewöhnlich einen Hiatus aufweisen. (Das dünne Sediment der Zone VI in Metsä-Henna dürfte auch auf einen Hiatus zurückzuführen sein). Die der Litorinatransgression vorausgegangene Regression hat der Lagerfolge vom Suursuo gemäss 27.8 m (Virkkala 1953) oder die Höhe der Moorfläche, 29.4 m unterschritten.

Ausser den oben genannten Schichtenfolgen sind zur Klärung der höchsten Litorinagrenze noch andere Lagerfolgen untersucht worden, nämlich das Moorfeld des Pfarrguts (Abb. 5, Punkt 1), Ruoksmäa (Abb. 6 und 7, P. 2) und Suopelto (Abb. 12, P. 5), deren Entnahmestellen aus Abb. 3 und Diagramme aus Abb. 4 ersichtlich sowie in Tabelle 1 numeriert sind. Während des niedrigen Ostseestadiums haben sich die Menschen der vorkeramischen Zeit in Siltapellonhaka von Askola und in Mattila (Nietoo) im Tal des Porvoonjoki in 28—29 m Höhe ansiedeln können. Das Maximum der ausgangs der Zone VI einsetzenden Litorina I-Transgression fällt auf die Zonengrenze VI/VII oder in den Beginn der Zone VII. Im Lauf dieser Transgression wurden die vorkeramischen Wohnstätten überflutet.

Das Transgressionsmaximum reichte in Vahijärvi von Askola bis zu ca. 32.5 m. Zu dieser Zeit wurde auf den unteren Isobasen in Mattila (Nietoo) der Uferhang bei 31.8 m herausgebildet, dem ihrerseits die anderen, früher beschriebenen Litorina-Ufer insbesondere ostwärts von Askola entsprechen. Das Transgressionsmaximum reicht höher hinauf als die Siedlungen der frühkammkeramischen Kultur, die nicht

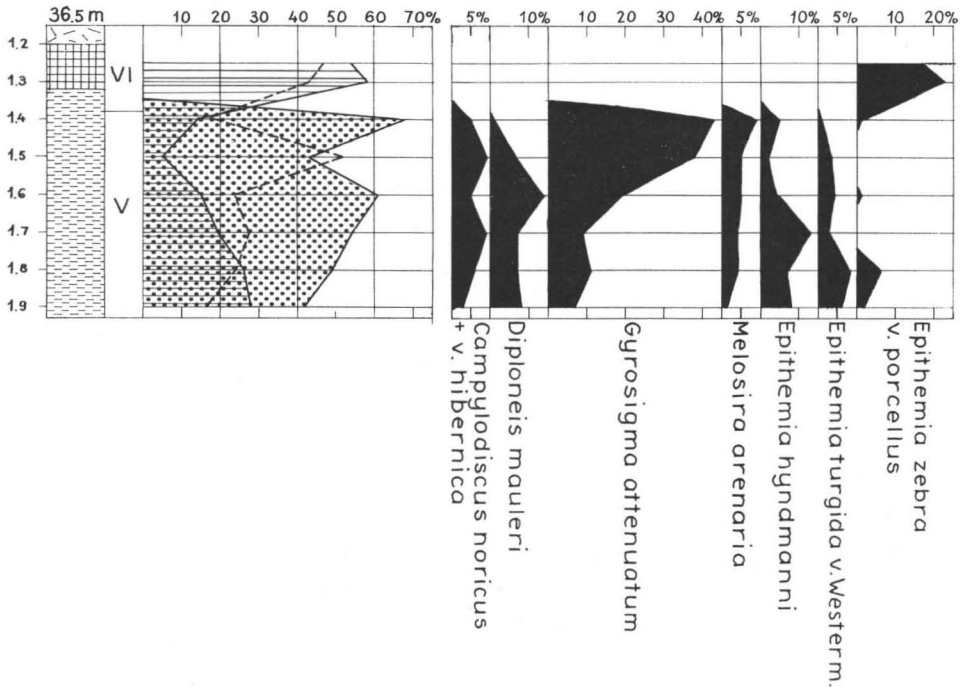


ABB. 22. Diatomeendiagramm vom Moor Myllysuu.

überschwemmt wurden. Daher muss die fragliche Siedlung jünger sein als das Litorina I-Maximum und liegt in einer Höhe, die ca. 93 % von der höchsten Litorinagrenze ausmacht.

Die Wohnstätten der frühkammkeramischen Kultur in Askola dürften der Regressionsphase am Ausgang der Zone VII oder am Anfang der Zone VIII entsprechen, die mindestens das Niveau von 31.8 m im Porrassuo unterschritten hat. Das entsprechende Stadium an den fraglichen Wohnstätten im Tal des Porvoonjoki lag ca. 1 m tiefer.

Vergleiche mit anderen Gebieten

Die allmähliche Zunahme des Salzgehalts im Meerwasser im Lauf der Zone VII (seit Beginn des *Tilia*-Vorkommens) ist in der Diatomeenflora der von Hyypä (1935) beschriebenen entsprechenden Sedimente in dem Ufermoor Gallträsk in Kauniainen zu sehen. In dem fraglichen Gebiet hat Litorina I eine Höhe von ca. 33 m, und die Wassertiefe an der Ablagerungsstelle beträgt ca. 5 m. Vergleicht man

die Kieselalgensukzession der oben dargelegten Schichtenfolgen aus Askola mit diesen letzteren, so sieht man, dass in Askola die Kieselalgenflora nicht so vielseitig repräsentiert ist wie in Gallträsk. Dies dürfte darauf beruhen, dass es sich in Askola um geringere Tiefen des Litorinameers und entsprechend schwächer salzhaltiges Wasser handelte.

Der Anstieg des Salzgehaltes im Baltikum dürfte in weiten Gebieten gleichzeitig vor sich gegangen sein. Nach Krog (1960) kann im Bett des Grossen Belts eine marine Transgression im Spätboreal oder im Frühatlantikum festgestellt werden. Die Erscheinung dürfte der Mastogloiaphase von Sauramo (1958) entsprechen, die in Askola durch die *Campylodiscus clypeus*-Flora angezeigt ist.

Auch in der Gegend von Närke ist an der Zonengrenze V/VI eine Transgression während der Brackwasserphase des Baltikums festgestellt worden, aber das Litorina I-Maximum fällt dort in ein früheres Stadium der Zone VII (Florin 1948). Die letztgenannte Pollendatierung entspricht der Litorina I b-Datierung in Askola.

Das Transgressionsmaximum fällt den Schichtenfolgen von Metsä-Henna und Lamminjärvensuo gemäss auf die Zonenwende VI/VII, nach dem Moor Porrassuo aber in den Anfang der Zone VII, wo die *Tilia*-Kurve einsetzt. In der Lagerfolge vom Leveäsuo ist dieses günstige Stadium noch durch ein Maximum von *Trapa*-Pollen hervorgehoben.

Die an Sedimenten entsprechender Art aus SW-Finnland ausgeführte Radiokarbondatierung ergab nach Alhonen (1964) 6620 vor der Gegenwart (4670 v. Chr.). Ungefähr gleicher Grössenklasse sind die von T. Nilsson (1964) veröffentlichten Radiokarbondatierungen von der Grenze zwischen Früh- und Spätatlantikum. Das Vorkommen der Wassernuss ist natürlich nicht nur auf die Zone VII beschränkt, nach Valovirta (1960) kommt sie in Süd-Ostbottlien in der Subborealzeit vor. Auch in Schweden ist sie nach Florin (1952) charakteristisch für die Subborealzeit. In den Sedimenten eines Moors nördlich von Askola (im Kirchspiel Pukkila, E von der Stromschnelle Napionkoski) (Abb. 3, Punkt 12) wird *Trapa* sowohl in der Zone VII wie auch in der Zone VIII angetroffen.

In Askola lässt sich das Litorinamaximum mangels C^{14} -Datierungen nicht exakt festlegen, aber höchstwahrscheinlich ist es zweigeteilt und entspricht somit den Stadien Litorina I a und I b. Das ältere wäre auf ca. 5000 v. Chr. und das letztere auf ca. 4500 v. Chr. zu datieren. Das Resultat steht mit den neueren Auffassungen vom Alter des Litorina I (u.a. Florin 1961, Hyypä 1960, 1963, vgl. auch Hyypä, Toivonen und Isola 1964) im Einklang. Das Ergebnis entspricht auch teilweise Virkkalas (1953) Datierung, 4500 v. Chr., und weicht etwas von der älteren Auffassung, 4000 v. Chr. ab (Ramsay 1926, Hyypä 1937, Sauramo 1940, Florin 1944).

Das feuchte Klima der Litorinazeit spiegelt sich in den oberhalb von der Litorinagrenze erbohrten Schichtenfolgen der Moore Svedjekärret (Abb. 3, Punkt 11, Abb. 23) und Lehtiniitty (Abb. 3, Punkt 12, Abb. 24 und 25) wider.

Im Pollendiagramm und der Diatomeengruppierung vom Moor Svedjekärret, das in Pakila von Myrskylä gelegen ist, kommt in den Ablagerungen der Zone VI

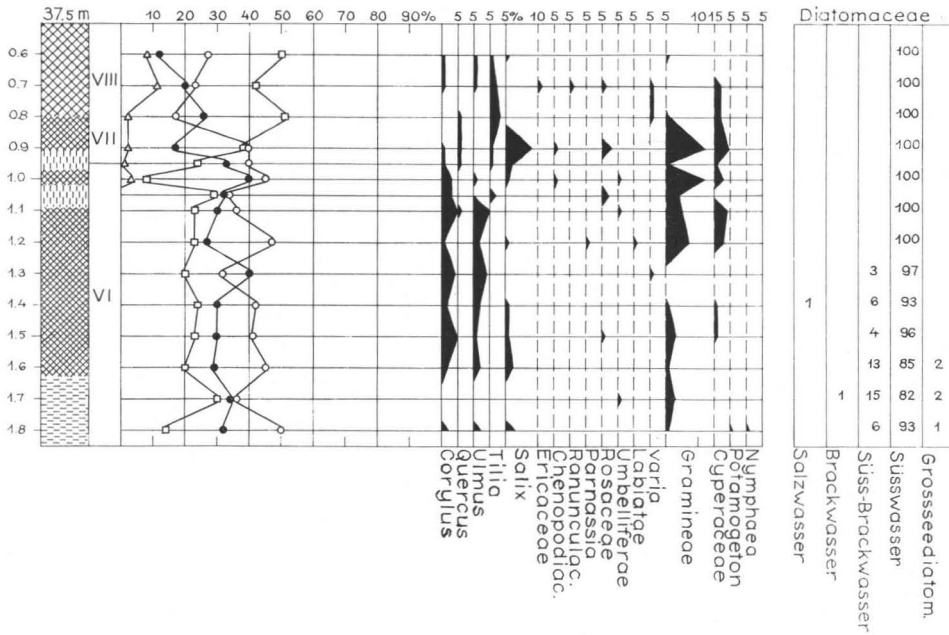


Abb. 23. Pollendiagramm und Diatomeengruppen vom Moor Svedjekärret.

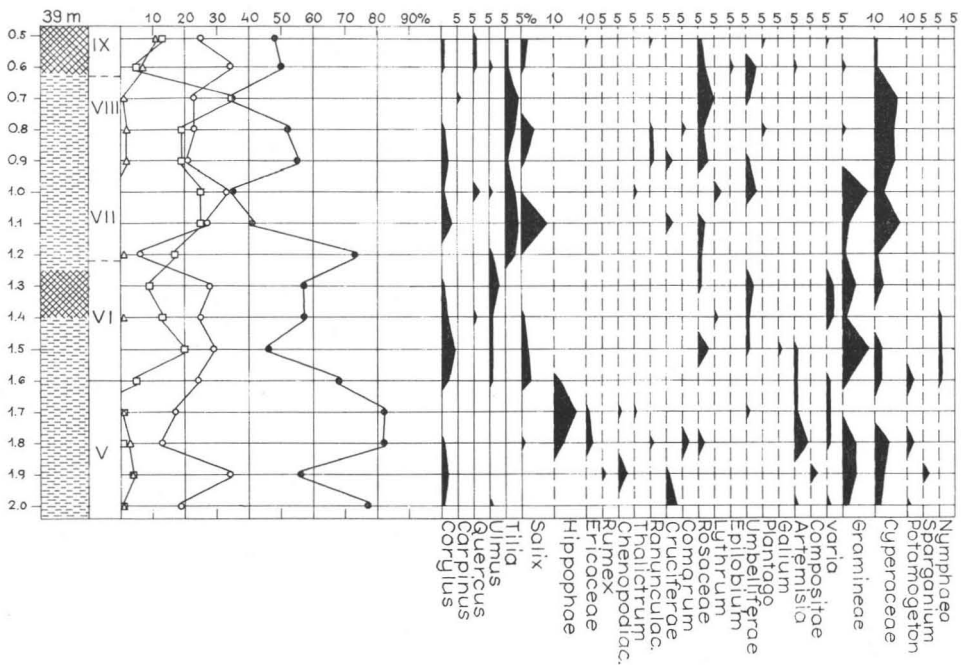


Abb. 24. Pollendiagramm vom Moor Lehtiniitty.

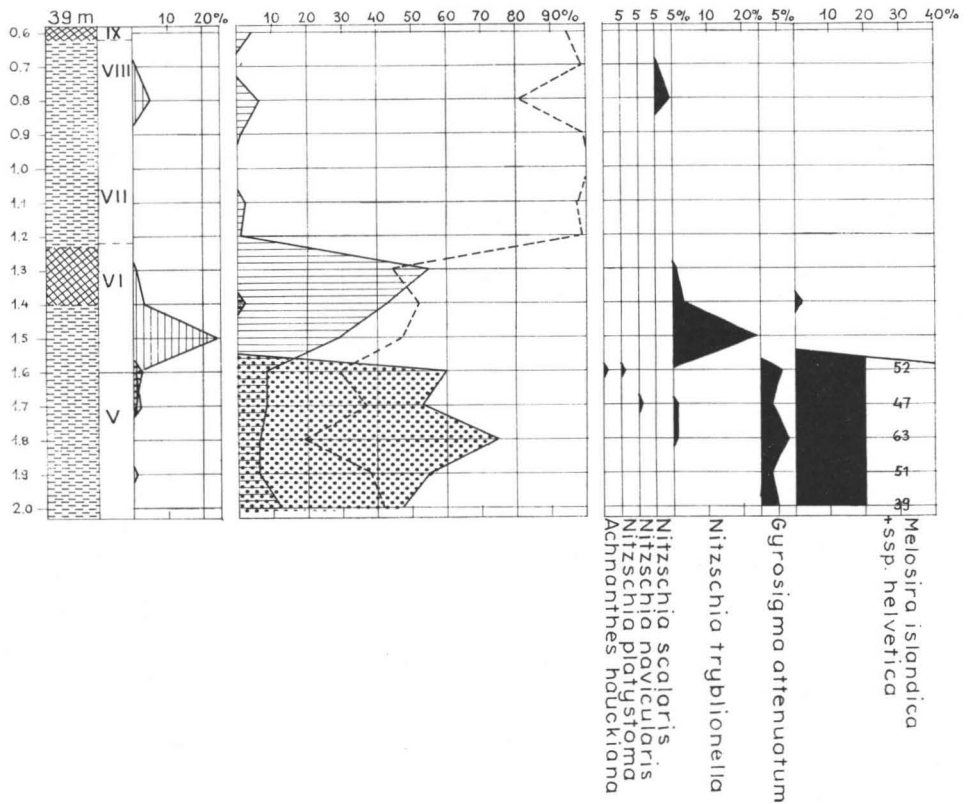


ABB. 25. Diatomeendiagramm vom Moor Lehtiniitty.

keine Diatomeenflora schwach salzhaltigen Brackwassers vor. Die später abgelagerten Sedimente jedoch weisen ähnliche Spuren von Flussüberschwemmungen aus der Litorinazeit auf wie das Moor Lehtiniitty. Die betreffende Ablagerungsstelle liegt etwa 1.5 km SW vom Fluss Myrskylänjoki an dessen kleinem Nebenflüsschen. Auch tiefer, ungefähr im Niveau des Myrskylänjoki-Tales, ca. 25 m, sind ähnliche von Überschwemmungen herstammende Schichtenfolgen gefunden worden, die aufgrund ihrer Lage in einem späteren Stadium der Litorinazeit entstanden sein können.

Die 39 m hoch liegende Schichtenfolge vom Moor Lehtiniitty in Korttia von Askola stammt von einer Transgressionsablagerung eines kleinen Süßwassers und fällt zeitlich in die Zonen VII und VIII. Im oberen Abschnitt der Transgressionsschicht in 0.8 m Tiefe zeigt ein *Nitzschia scalaris*-Vorkommen von 5 % leichten Salzgehalt an, der vielleicht von älteren Sedimenten herrührt. Wahrscheinlich war die Transgression des Moors Lehtiniitty durch Überschwemmung der benachbarten Bachniederung im Lauf der feuchten Klimaphase verursacht.

Litorina II

Aufgrund seiner Beobachtungen an steinzeitlichen Wohnstätten hat Luho (1950) Schlüsse über die Transgression in der Litorinazeit gezogen. Im Siltapellonhaka des Pfarrgutes von Askola sind frühkammkeramische Niederlassungen (I: 1) in etwa 31 m Höhe gefunden worden; die Zone der älteren, vorkeramischen Funde wiederum liegt ca. 2 m tiefer. Weiter südlich, auf dem Boden des Gehöfts Mattila in Nietoo, liegen die entsprechenden, durch die fragliche Transgression voneinander getrennten Siedlungen in 30 und 28 m Höhe. Das Gleiche zeigt sich auch in Lapinjärvi, denn auch dort ist die vorkeramische Siedlung ca. 2 m tiefer gelegen als die frühkammkeramische (in Heimängen von Norrby vorkeramisch 28.5 m, in Gammelby von Norrby frühkammkeramisch 31.08—30.57 m, Luho 1957, 1965).

Auch die Spuren steinzeitlicher Besiedlung im südlich von Askola gelegenen Henttala weisen auf eine Transgression hin, obschon sie der Bodenverhältnisse wegen nicht so deutlich ausgeprägt sind (Luho 1957).

Die Wohnstätten von Siltapellonhaka in Askola und von Gammelby in Lapinjärvi aus der Stilphase I: 1 gehören zu den ältesten in Finnland gefundenen frühkammkeramischen Siedlungen. Das Fundgut enthält u.a. schrägschneidige Pfeilspitzen, die für den Ausgang der vorkeramischen Zeit charakteristisch sind (Luho 1957). In Dänemark sind sie auf den Anbruch der Zone VII datiert worden (vgl. Mathiassen 1937). Den archäologischen Anhaltspunkten gemäss müsste die Stilphase I: 1 dem Litorina II-Stadium entsprechen (Hyypä 1935), aber die schrägschneidigen Pfeilspitzen sind älter. Neueren Untersuchungen gemäss fällt die frühe Kammkeramik (I: 1—2) in die Zeit 4000/3000—2500 v.Chr. (Luho 1965).

Nach Äyräpää (1930) liegt der Fundhorizont der frühen Kammkeramik nur wenig unterhalb des höchsten Litorinaufers, ca. 87—76 % von der höchsten Litorinagrenze. Später ist jedoch ein engerer Kontakt zwischen dem höchsten Litorinaufer und der älteren frühkammkeramischen Siedlung festgestellt worden. Nach Sauramo (1958) liegt I: 1 ca. 90—88 % von der ältesten Litorinagrenze. In Kaarela in der Landgemeinde Helsinki läuft die untere Grenze der fraglichen Siedlung in ca. 30 m und die höchste Litorinagrenze in ca. 33 m Höhe (Hyypä 1950, Luho 1965), m.a.W. 90 % von der Litorinagrenze. In Heikinkangas von Alajärvi liegt eine Wohnstätte vom gleichen Typus wie im Siltapellonhaka von Askola direkt an der Litorinagrenze (Luho 1948, Salmi 1949). In Gammelby von Lapinjärvi liegt eine frühkammkeramische Wohnstätte nördlich vom See Lapinjärvi auf dem Ufergeröll in 31.08—30.57 m Höhe, was offenbar dem höchsten Litorinaufer entspricht (Luho 1965). Dieses Resultat setzt voraus, dass Litorina I und II in diesem Gebiet ungefähr auf gleicher Höhe liegen.

Aus dem Pollen- und Diatomeendiagramm vom Moor Porrassuo (Abb. 10 u. 11) geht hervor, dass während der Zone VIII erneut eine Transgression stattgefunden hat, bei welcher das Litorinameer den limnotelmatischen Kontakt des Sedimentbeckens, 31.8 m, überflutet hat. Das 30.6 m hoch gelegene Ufer auf dem Boden des Gehöfts

Hakkari im Dorf Monninkylä, das auf niedrigeren Isobasen liegt (Virkkala 1953, Tynni 1956), dürfte diesem Stadium des Litorinameers entsprechen. Der Lagerfolge vom Porrassuo gemäss und der Bodenneigungsradiante von ca. 20 cm/1 km entsprechend muss der Meeresspiegel im Subboreal oder Spätatlantik im Niveau des frühkammkeramischen Siedlungshorizonts vom Siltapellonhaka und von Mattila in Nietoo gewesen sein. Es ist daher wohl möglich, dass in dieser Zeit oder gleich danach oberhalb von dem vorkeramischen Horizont frühkammkeramische Siedlungen entstanden sind.

Nach Sauramo (1958) gehört Litorina II ins Atlantikum (VII) und ihm entspricht die typische kammkeramische Kultur. Nach der Nebeneinanderstellung von Hyypä (1935) entspricht dem Litorina II-Stadium die frühe Kammkeramik ebenfalls im Atlantikum. Nach Luho (1965) erstreckt sich die frühkammkeramische Kulturphase bis 2500 v.Chr. Da in der Datierung der vorliegenden Diagramme die Zonenwende VII/VIII der Zeit um 3000 v.Chr. entspricht, muss das Endstadium der frühen Kammkeramik in den Beginn des Subboreals oder einer anderen gewöhnlichen Auffassung gemäss in den Ausgang des Atlantikums fallen.

Östlich von Askola sind die Litorinaufer viel deutlicher ausgeprägt, was möglicherweise damit zusammenhängen könnte, dass die Ufer von Litorina I und Litorina II hier zusammenfallen. Für diese Vermutung sprechen gewisse Beobachtungen bezüglich der Ufer und der Wohnstätten. In Gammelby von Lapinjärvi liegt die frühkammkeramische Siedlung (I: 1) relativ hoch auf dem vormaligen Ufer, das eventuell Litorina I entspricht. Weiter südlich auf tieferen Isobasen ist die Siedlung der Stilphase I: 2 in Andersby von Liljendal auf 29.77—29.30 m Höhe. Diese Höhe entspricht dem Litorina I-Ufer in diesem Gebiet.

Dem oben Gesagten gemäss reichte Litorina II in Askola bis nahe an Litorina I heran, in Vahijärvi bis zu 31.8 m Höhe. Weiter ostwärts in Liljendal in ca. 30 m Höhe haben die fraglichen Litorinastadien vielleicht das gleiche Niveau erreicht, aber für eine verlässlichere Bestimmung sind weitere Untersuchungen erforderlich.

Nach S. Florin (1944) entspricht das Transgressionsmaximum von Litorina II im Gebiet von Närke der Zeit um 2700 v.Chr. dem Ausgang des Atlantikums oder dem Beginn des Subboreals (Florin 1961). Die Höhe der fraglichen Meeresphase liegt in Närke relativ nahe beim Litorina I-Maximum, aber Litorina III liegt relativ erheblich niedriger. Das Relationsdiagramm von Hyypä (1937) befasst sich nicht mit so hohen Litorinauern, aber auch auf den tieferen Isobasen stehen Litorina I, II und III nicht in dem genannten Verhältnis, ausgenommen das Gebiet, wo Litorina II nahezu das Niveau von Litorina I auf der Isobase von 20 m schneidet. Nach Salmi (1961) liegt in Virojoki das transgressive Litorina I auf der Isobase von ca. 23 m um 1 m höher als das transgressive Litorina II. Valovirta (1965) unterscheidet im Moor Ruotsinsuo östlich von Askola eine dreiphasige Transgressionsfolge im Atlantikum, die zeitlich mit dem von Virkkala (1953) und Sauramo (1958) aufgrund der Diatomeenflora im Moor Suursuo in Askola festgestellten Transgressionen zusammenfällt.

Niedrigere Litorinaufer

Östlich von der Karte (Abb. 75) in Rumpila von Liljendal liegt in 23.2 m Höhe eine ausgewaschene Uferböschung.

Weiter südlich auf dem Kartenblatt von Liljendal, E vom See Kuuskoskijärvi befindet sich SE von der Landstrasse nach Kouvola ein vom Eis zusammengeschiebener, steiniger Uferabhang, dessen untere Grenze bei 19.5 m liegt. Die Obergrenze lässt sich schwer bestimmen, weil die Böschung steil ist, aber mindestens in 21.5 m Höhe sind die Spuren der Auswaschung sehr deutlich.

Im gleichen Höhengürtel wie die oben erwähnten Ufer finden sich auch Spuren von steinzeitlicher Besiedlung (Äyräpää 1929, Ausgrabungsbericht von Äyräpää im Top. Archiv des Nationalmuseums). Der Horizont der früheren Stufe der typischen Kammkeramik (II: 1) liegt in Liljendal im Kvarnbacka von Andersby 23.66—22.62 m ü.d.M. In Kvarnbacken von Hommansby liegen beide Stufen der typischen Kammkeramik in etwa 23 m Höhe (die untere Grenze fehlt). Auch auf dem Boden des Gehöfts Honkaniemi in Huuvari von Askola kommt die Stilphase II: 2 vor, sie liegt aber verhältnismässig niedrig zusammen mit der Stilphase III: 1 in ca. 18 m Höhe. In der näheren Umgebung liegt auch in Huuvari ein vormaliges Ufer in ca. 23.3 m Höhe (auf der Karte in Abb. 75 Punkt 1). Das Ufer entspricht wahrscheinlich der gleichhohen Beobachtung in Rumpila von Liljendal.

Dem Stadium Litorina III entspricht in der Entwicklung der Ostsee nach Hyyppä (1935) die typische Kammkeramik. Nach Luho (1965) fällt mit Litorina III die jüngere Phase der Frühkammkeramik (I: 2) zusammen, und sie wäre auf 2500—2300/2100 v.Chr. anzusetzen. Dieser Auffassung gemäss wäre das bei 23.3 m liegende Ufer in Huuvari von Askola ein Litorina III-Ufer und älter als die Siedlung der Stilphase II: 2. L IV fällt zeitlich mit der Stilphase III: 1 zusammen und liegt im gleichen Höhengürtel wie II: 2 in Huuvari. Spuren der Transgression von L IV sieht man südlich vom See Kylänpääjärvi (ca. 4 km südlich vom See Tiiläänjärvi), wo in ca. 17 m Höhe eine Tonschicht auf der Torfablagerung liegt. In dem Ton kommen ausser Süsswasserdiatomeen u.a. *Campylodiscus clypeus* vor. Dem Litorina IV-Ufer entspricht wahrscheinlich das südöstlich vom See Kuuskoskijärvi in 19.5 m Höhe gelegene Ufer.

Übergangsstadium vom Ancylussee zum Litorinameer

Das Übergangsstadium fällt in der Pollendatierung auf den Beginn der Zone VI, d.h. in den Eingang des Frühatlantikums. Ablagerungen aus dieser Zeit sind teilweise in den Pollen- und Diatomeendiagrammen enthalten, die der Datierung des Litorinastadiums zugrunde liegen. Ferner geben zu diesem Übergangsstadium auch die Pollen- und Diatomeendiagramme der Schichtenfolgen von den Mooren Myllysuo (Abb. 21 und 22, auf der Karte Beobachtungspunkt 10), Svedjekärret

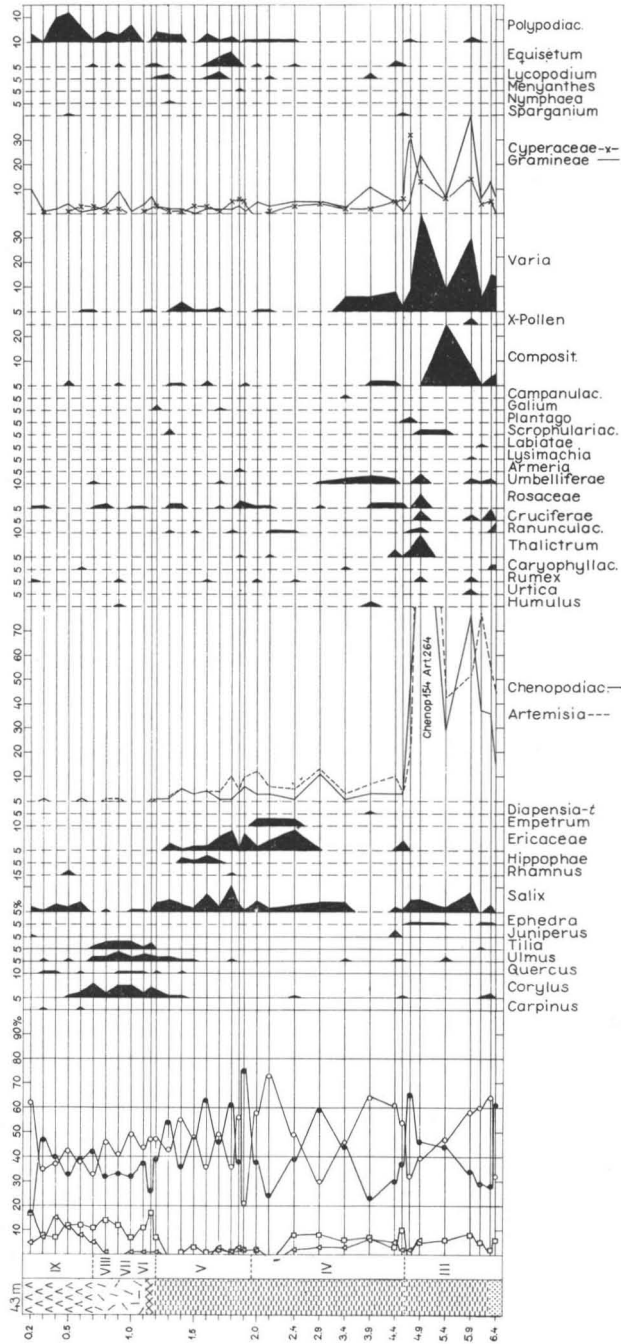


Abb. 26. Pollendiagramm vom Moor Letkunsuo.

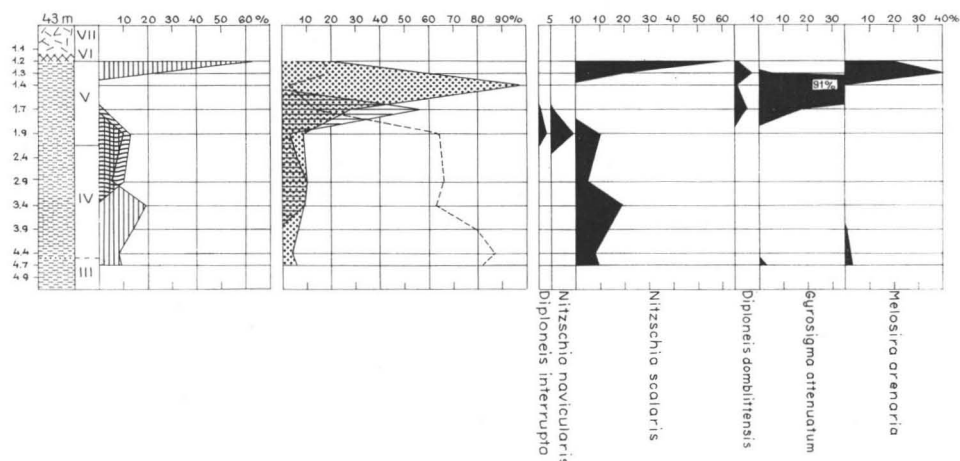


Abb. 27. Diatomeendiagramm vom Moor Letkunsuo.

(Abb. 23, Punkt 11), Lehtiniitty (Abb. 24 u. 25, Punkt 12), Letkunsuo (Abb. 26, Punkt 13) und Rahkaissuo (Abb. 18 u. 19, P. 8) und Pollendiagramme von den Mooren Riitaniitynsuo (Abb. 20, P. 9) und Napionkoski, E (Abb. 28, P. 14) Aufschluss.

Auf den Spuren der Strandverschiebung, die nach dem Ancylussee vor sich ging, ist in Askola nur in unterhalb von der Litorinagrenze gelegenen Sedimenten deutliche Brackwasserflora angetroffen worden. Einfluss schwachen Brackwassers macht sich jedoch in relativ grossen Höhen geltend, nämlich in den der Abschnürungsschwelle von ca. 42 m entsprechenden Sedimenten im Moor Letkunsuo, und deutlicher noch in den dem Abschnürungsniveau von ca. 38.5 m entsprechenden Sedimenten vom Moor Lehtiniitty, die unmittelbar nach dem Boreal abgelagert worden sind. An der erstgenannten Stelle enthält die Diatomeenflora schwachen Brackwassers über 60 % *Nitzschia scalaris*, an der letzteren wiederum 24 % *Nitzschia tryblionella*. Für eine gleichzeitige Zunahme des Salzgehaltes sprechen jedoch die bis über 50 % ansteigenden Mengen der Süss-Brackwasserformen. Ein bedeutender Unterschied der vorausgegangenen Diatomeenflora des Ancylussees gegenüber liegt vor allem darin, dass die Ancylusflora steil abnimmt, so dass sie in der Zone VI kaum mehr vertreten ist.

Im Pollendiagramm des in 36.5 m Höhe gelegenen Moors Myllysuo in Särkijärvi von Askola fällt die Zonenwende V/VI mit dem Absinken des *Pinus*-Maximums und einem bedeutsameren Anstieg von *Alnus* zusammen, und an dieser Stelle nimmt in dem Diatomeendiagramm die Ancylusflora schroff ab. Eingangs der Zone VI ist der Anteil der Süss-Brackwasserformen im Maximum, so wie auch in der Schichtenfolge vom Moor Lehtiniitty.

Den Lagerfolgen der Moore Letkunsuo, Lehtiniitty und Myllysuo gemäss hat sich der Ancylussee um die Zonenwende VI/V relativ rasch in ein Ostseestadium

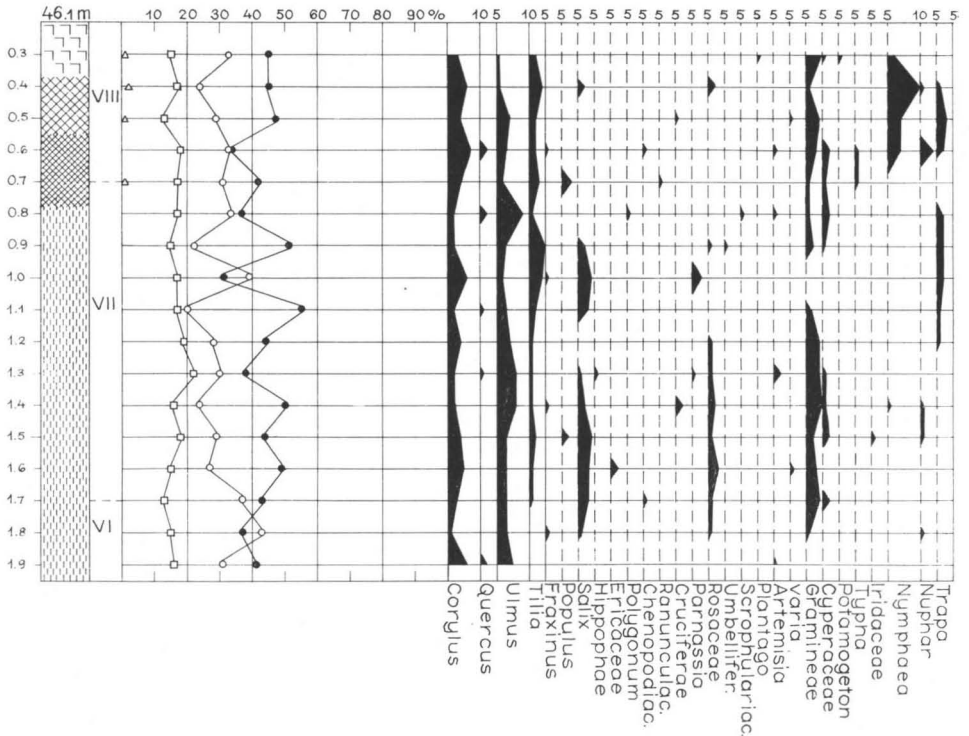


ABB. 28. Pollendiagramm aus einem Moor östlich von der Stromschnelle Napionkoski.

mit schwachem Brackwasser, das Mastglojameer, umgewandelt, und dieses Stadium reichte im Letkunsuo vermutlich bis zu 42 m Höhe. Das genannte Stadium unterscheidet sich vom Clypeusstadium, das der Litorina I-Transgression (Litorina Ia) vorausgegangen ist, denn die im Clypeusstadium abgelagerten Sedimente liegen auf niedrigerem Niveau und sind erst nach dem Mastglojastadium zustandekommen.

Das Absinken des Wasserspiegels von dem ca. 47 m hohen Ancylusseeniveau um die Zonenwende V/VI (Moor Palosuo, Abb. 29, Punkt 15) auf das ca. 32 m hohe Litorina I a-Niveau (Porrassuo, Punkt 4) ist durchschnittlich sehr rasch vor sich gegangen. Wenn die Zonengrenze V/VI auf 5500 v.Chr. angesetzt wird (vgl. Haapasuo, Abb. 45, und R. Aario 1965 S. 134) und der Anfang der Litorinazeit oder die Clypeusgrenze auf 5100 v.Chr. (Fromm 1963), so muss der Wasserspiegel im Frühatlantikum in Askola mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 3.8 cm/1 Jahr gefallen sein, was das etwa Zehnfache des heutigen Werts im Bereich der Landhebungs-Isobase von 3.2 mm/1 Jahr ausmacht, auf welcher u.a. auch Askola liegt (Kääriäinen 1963). Nach dem Beginn der Litorinazeit ist der Wasser-

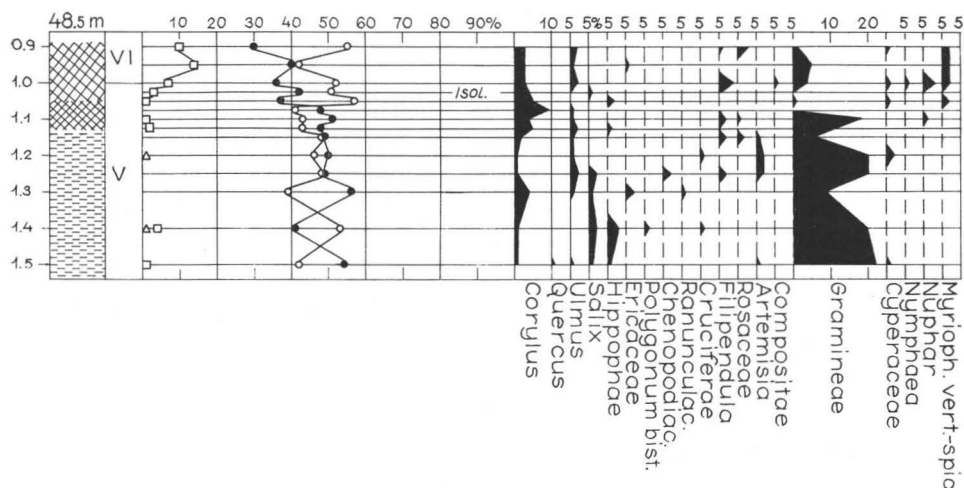


ABB. 29. Pollendiagramm vom Moor Palosuo.

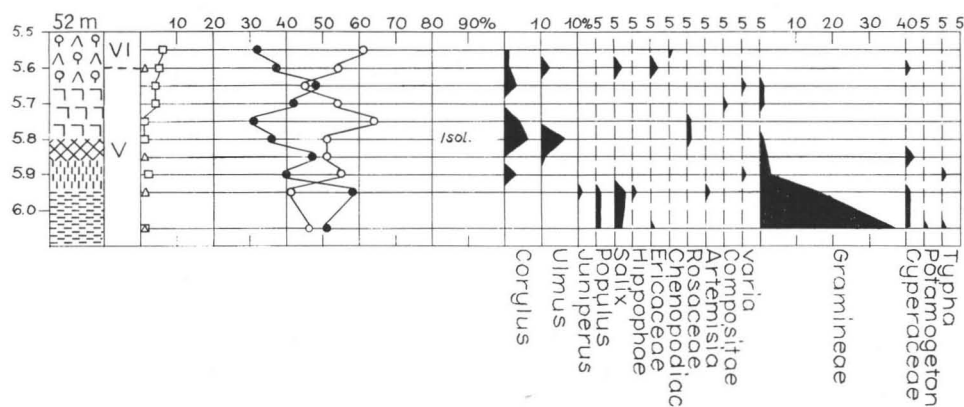


ABB. 30. Pollendiagramm vom Moor Pyöräsuo.

spiegel in Askola durchschnittlich 4.5 mm/1 Jahr abgesunken, welcher Wert der Landhebungsgeschwindigkeit der Gegenwart nahekommt.

Das stratigraphische Material in dem Untersuchungsgebiet spricht nicht für die Auffassung, dass der Ancylussee sturzartig abgefallen wäre, vielmehr zeigt es, dass der Ancylussee allmählich auf das Niveau des Litorinameers abgesunken sein muss. Durch einen eventuellen Wasserfall können höchstens etwa 3 m abgestürzt sein. Auf der Höhe von ca. 39—40 m ist diese schwache Brackwasserphase der Ostsee längere Zeit geblieben, denn auf diesem Horizont liegen eine zur Kultur von Suosjärvi gehörige Niederlassung (Luho 1950) und Spuren von vormaligen Ufern.

TABELLE 2. Relative Pollenschwankungen der *Pinus*- und *Betula*-dominanten

	Vajakka- neva P 1	Vajakka- neva P 3	Vajakka- neva P 4
	Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte
Mittelwert der pinushaltigen (P/B \leq 100 %) Baum- pollendichten in den terrestrischen Borealablage- rungen	—	—	45.8
in den limnischen Borealablagerungen	—	96.8	—
Mittelwert der betulahaltigen (P/B $<$ 100 %) Baum- pollendichten in den terrestrischen Boreal- ablagerungen	—	—	27.3
in den limnischen Borealablagerungen	44.5	127.4	—

Ein ganz besonders deutlich ausgebildetes ehemaliges Ufer liegt in Hannusmalmen von Pernaja in ca. 37 m Höhe. Die Stelle liegt auf tieferen Isobasen östlich von der Karte. An die Strandfläche schliesst eine ca. 5 m hohe Böschung an, so dass das Ufer möglicherweise bei einer Transgression entstanden ist. In den untersuchten Sedimentfolgen waren freilich keine Spuren einer frühatlantischen Ostseetransgression zu sehen, die in das fragliche Niveau gehört hätte.

Auch das auf dem Boden des Gehöfts Henttala in der Landgemeinde Porvoo in ca. 35.7 m Höhe gelegene Ufer ist verhältnismässig gut ausgebildet (Abb. 17, S. 31, auf der Karte in Abb. 75 Punkt 5).

ANCYLUSSEE UND ECHINEISMEER

Die zur Datierung der Echineismeer- und Ancyloseestadien angewandte Zoneneinteilung

Den Schichtenfolgen aus der Zeit der Echineismeer- und Ancyloseestadien entsprechen in dem Untersuchungsgebiet der Ausgang der Zone IV sowie Zone V, denn in den baltischen Sedimenten entsprechenden Alters herrscht in gewissen Fällen eine Brackwasser anzeigende Diatomeenflora oder die Ancylosediatomeenflora vor. Die meisten aus dem Untersuchungsgebiet veröffentlichten Pollendiagramme spiegeln die in den organischen Ablagerungen der fraglichen Zonen, z.B. im *Equisetum*-Torf und in der Gytja wahrgenommenen Pollenverhältnisse wider.

In der Baumpollenflora vom Ausgang des Präboreals (Zone IV) herrscht in den fraglichen Sedimenten ein *Betula*-Maximum, das auf den *Betula*-Gipfel des Yoldia-

Borealablagerungen im Vajakkaneva—Moorkomplex und im Moor Heissuo.

Vajakka- neva P 5	Vajakka- neva P 6	Vajakka- neva P 7	Vajakka- neva P 8	Heissuo P 1	Heissuo P 2	Vajakka- neva 1—8 Heissuo 1—2
Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte	Pollen- dichte/cm ²
45	—	85.3	18.3	46.8	—	48.9
—	—	—	14.1	155.0	—	60.3
25.1	—	52.4	—	42.6	124.0	42.7
—	113.1	—	—	77.0	—	112.4

stadiums gefolgt ist. Im Moor Kylmäaro (Abb. 40, Punkt 23) beträgt das *Betula*-Maximum aus dem Ancylussee- (Echineismeer-) Stadium 80 %, was ca. 10 % weniger ist als der präboreale *Betula*-Gipfel. Ausser dem ansteigenden Anteil von *Pinus* ist der Ausgang der Zone IV noch allgemein durch ein paar Prozent von *Alnus*-, sowie etwas *Ulmus*- und *Corylus*-Pollen charakterisiert. Auch im Ton lässt sich der entsprechende Zonenabschnitt bestimmen, obschon die *Pinus*-Menge hier im allgemeinen grösser ist, so wie auch der Anteil von *Alnus* und der edlen Laubhölzer.

Die Pollenverhältnisse sind im Boreal wechselreicher als in der vorausgegangenen Periode, was daher kommt, dass das *Pinus*-Maximum in mehrere Teilgipfel zerfällt. Diese Unterteilung kommt besonders in den dicht untereinander genommenen Pollenproben vom Moor Vajakkaneva (Punkte 35, 37) und Lampsuo (29) deutlich zum Vorschein. Die Unterteilung ist jedoch nicht so deutlich ausgeprägt, dass man aufgrund dessen auch eine Unterteilung der borealen Zone hätte vornehmen können.

Aus der Tabelle 2 sind die relativen Schwankungen der *Pinus*- und *Betula*-dominanten Baumpollendichten der Borealablagerungen im Vajakkaneva-Moorkomplex (Abb. 59—64, P 35 und Abb. 67—68, P 37) und in dem ca. ½ km weiter nördlich gelegenen Heissuo ersichtlich. Das Resultat ist nicht klar genug, um die Ursachen der Schwankungen sicher klären zu können. Im Torf entspricht das *Pinus*-Maximum durchschnittlich einer grösseren Pollendichte, aber in der Gytija entspricht das *Betula*-Maximum durchschnittlich einer noch grösseren Pollendichte. Die widerspruchsvollen Pollenverhältnisse sind wahrscheinlich dadurch zustande gekommen, dass auf dem Wasserspiegel angewelter *Pinus*-Pollen im *Equisetum*-Torf abgelagert worden ist. Das Resultat wird noch bestätigt durch Salmis (1962 b) Untersuchung über die Schwankungen des *Betula*- und *Pinus*-Pollens in dem Hochmoor Sanemosse. Demgemäss werden *Pinus*-Pollen auf trockenen *Sphagnum*-Bülten angereichert.

Nach Faegri und Iversen (1964, S. 33) verhält sich die Pollenproduktion von *Betula* zu derjenigen von *Pinus* wie ca. 1: 3.5. Die kleinen *Betula*-Gipfel in den Borealsedimenten hängen eventuell mit kurzfristigen feuchteren Interstadien zusammen, während welcher die lokalen Birkenwälder besser gedeihen konnten, so dass mehr Pollen produziert wurde als sonst in der Borealzeit.

Aufgrund der Stratigraphie der Moore gewinnt man den Eindruck, dass die Borealzeit in dem Untersuchungsgebiet durchschnittlich regenarm gewesen ist, denn die ombrogenen Torfarten nehmen erst eingangs der Zone VI zu. Die reichen Gytjtasedimente und Ufertorfvorkommen dürften damit zu tun haben, dass im Zusammenhang mit der Landhebung Seebecken entstanden und dann verlandet sind.

Die Wende vom Präboreal zum Boreal liegt nach Sauramo (1958) bei ca. 6800 v.Chr. und nach Hyyppä (1963) bei ca. 6900 v.Chr. Nach neuerdings in Schweden gemachten C^{14} -Datierungen wäre die Zonengrenze IV/V in Süd- und Mittelschweden beträchtlich älter als die oben genannten Zeitpunkte voraussetzen, sie fällt ungefähr auf 7900—7500 v.Chr. (T. Nilsson 1964). Zu bemerken ist, dass die Resultate mit dem Koeffizient 1.03 korrigiert sind. Die Bipartition des Eises um die Wende vom Fini- zum Postglazial (De Geer) ist nach Borell und Offerberg (1955) ca. 6923 v.Chr. geschehen. Nach der C^{14} -Datierung entspricht der Bipartition weiter südlich in Schweden und wahrscheinlich auch in Südfinnland der Beginn der Borealzeit, der somit zur Finiglazialzeit gehört.

Da der Anfang der Echineismeer-Ancylustransgression in Askola dem ausklingenden Präboreal entspricht, muss er älter sein als 7000 v.Chr. Die präboreale Torfschicht vom Moor Haapasuo in Askola (Abb. 45, Punkt 26) hat der Radiokarbondatierung gemäss ein Alter von ca. 7300 v.Chr. (ohne Berichtigung). Diese Torfschicht ist von Sedimenten der Echineis-Ancylustransgression überlagert. Wahrscheinlich ist der Beginn der genannten Transgression nur wenig jünger als 7300 v.Chr. Der oberhalb von der Tongyttja abgesetzte Schlamm hat nach der C^{14} -Datierung der Lagerfolge vom Haapasuo ein Alter von ca. 6650 v.Chr. Im Moor Herrainkorpi von Saarijärvi fällt das *Pinus*-Maximum der gleichen Datierung gemäss in die Zeit von ca. 6530 v.Chr. (Salmi 1963). Die Radiokarbondatierung wiederum, die von Sedimenten vom Ausgang der Borealzeit im Moor Lapaneva von Kihniö (Salmi 1962 a) erhalten wurde, nämlich ca. 6150 v.Chr., ist etwa 1000 Jahre älter als die Datierung, die in Askola dem Anstieg von *Alnus* entspricht, 5170 v.Chr., was durch lokale Verhältnisse bedingt sein kann.

Das Echineismeer und der Ancylussee

Die Ancylusstadien umfassen in dem Gebiet mindestens zwei getrennte Phasen, die sich mit Hilfe von Moorlagerfolgen und vormaligen Uferbildungen bestimmen lassen. Die ältere Phase entspricht einer Transgression, die ausgangs der Präborealzeit als Echineistransgression einsetzte und am Beginn des Boreals ihr Maximum

erreichte. Der Pollendatierung gemäss entspricht sie nach Sauramo dem Echineismeer, aber die Diatomeenflora weist Brack- oder Salzwasserformen nur ausnahmsweise in Schichtenfolgen auf niedrigerem Niveau auf (Letkunsuo, Abb. 26 und 27, in ca. 43 m Höhe).

Wahrscheinlich handelte es sich um eine Echineistransgression, die noch schwachen Kontakt mit dem Meer hatte (Florin 1948), und deren Oberwasser vielleicht im Lauf einer feuchteren Klimaphase durch Flusswasser ausgesüsst wurde, worauf eine Ancylostustransgression folgte (vgl. Auer 1959, 1964). Die Untersuchungen von Kliewe und Reinhard (1960) ihrerseits zeigen eine erhebliche Aufstauung und Regression des Ancylostusees an. Die Diatomeensukzession der Ablagerung spricht nach Kliewe keineswegs für das Vorhandensein von eustatischen Schwankungen. Kliewe (1963) teilt den Ancylostusee in eine präboreale Brackwasser- und eine boreale Süsswasserphase, was sich der Einteilung in Echineismeer und Ancylostusee an die Seite stellen lässt.

Aufgrund des Materials aus dem Untersuchungsgebiet muss das Ancylostusee-Stadium relativ lang gewesen sein, nahezu 1000 Jahre. Von der Echineis-Ancylostustransgression unterscheidet sich deutlich eine jüngere und niedrigere Ancylostus II-Phase.

Echineismeer-Ancylostustransgression

Bereits früher sind schon im Moor Ruskeasuo in Pukkila Anzeichen einer ausgangs der Zone IV einsetzenden Transgression gefunden worden (Tynni 1956), und die späteren Forschungen haben noch weiteren Aufschluss über diese Transgression geliefert. Die Lagerfolgen, die deutliche Spuren von einer Ancylostus I- (Echineis-) Transgression aufweisen, liegen in 59—52 m Höhe. Diese Schichtenfolgen stammen von den Mooren Haapasuo (Abb. 45 u. 46, Punkt 26), Martinsuo (Abb. 43 u. 44, P. 25), Kylmäaro (Abb. 40 u. 41, P. 23), Huiskaissuo (Abb. 38, P. 21), Joukkaissuo (Abb. 36 u. 37, P. 20), Kolokorpi (Abb. 33 u. 34, P. 18) und Nietoo 4 (Abb. 31 u. 32, P. 17). Im Haapasuo, Martinsuo, Kylmäaro, Joukkaissuo und Nietoo 4 sind Torf oder die Gyttschicht, die gegen Ende des Präboreals in der dem *Betula*-Maximum entsprechenden Zeit abgesetzt worden sind, von Ton oder Tongyttja überlagert, deren untere Partie durch *Betula*-dominanten Pollen und die obere Partie durch *Pinus*-dominanten Pollen charakterisiert ist. In den übrigen, oben genannten Schichtenfolgen macht die Transgression sich als eine auf die Sandablagerungen folgende Tonsedimentation geltend.

Von den oben genannten Schichtenfolgen sind die zwei am wichtigsten, welche die Amplitude der Transgression anzeigen, nämlich die am höchsten gelegene vom Moor Haapasuo und die zuunterst angetroffene vom Nietoo 4. Das Moor Haapasuo hat eine Höhe von ca. 59 m, der limnotelmatische Kontakt liegt bei ca. 57.8 m,

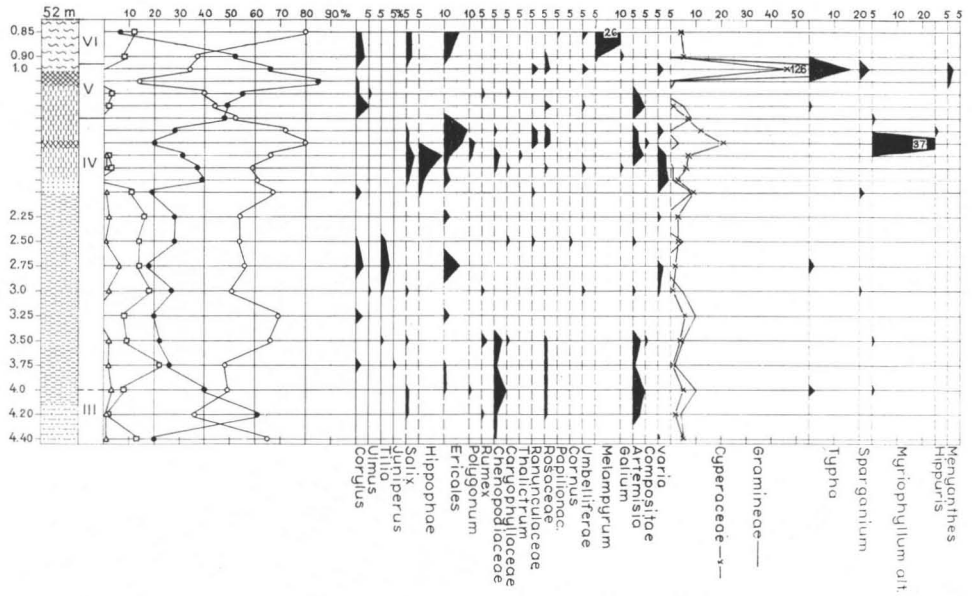


ABB. 31. Pollendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 4.

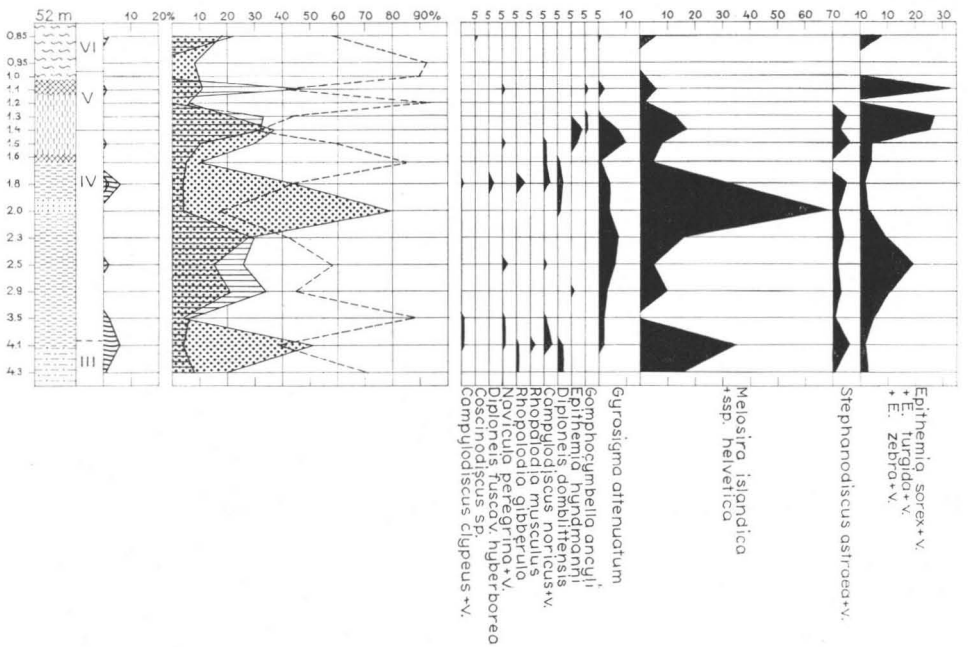


ABB. 32. Diatomeendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 4.

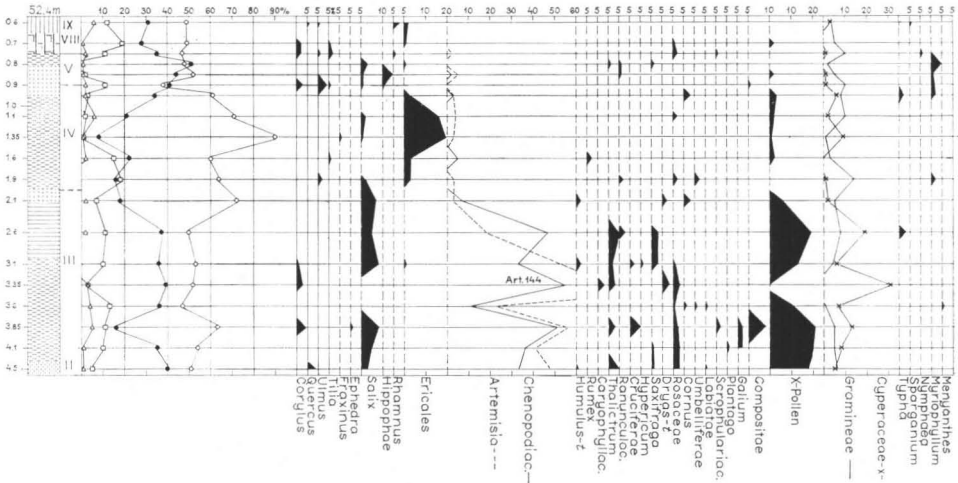


Abb. 33. Pollendiagramm vom Moor Kolokorpi.

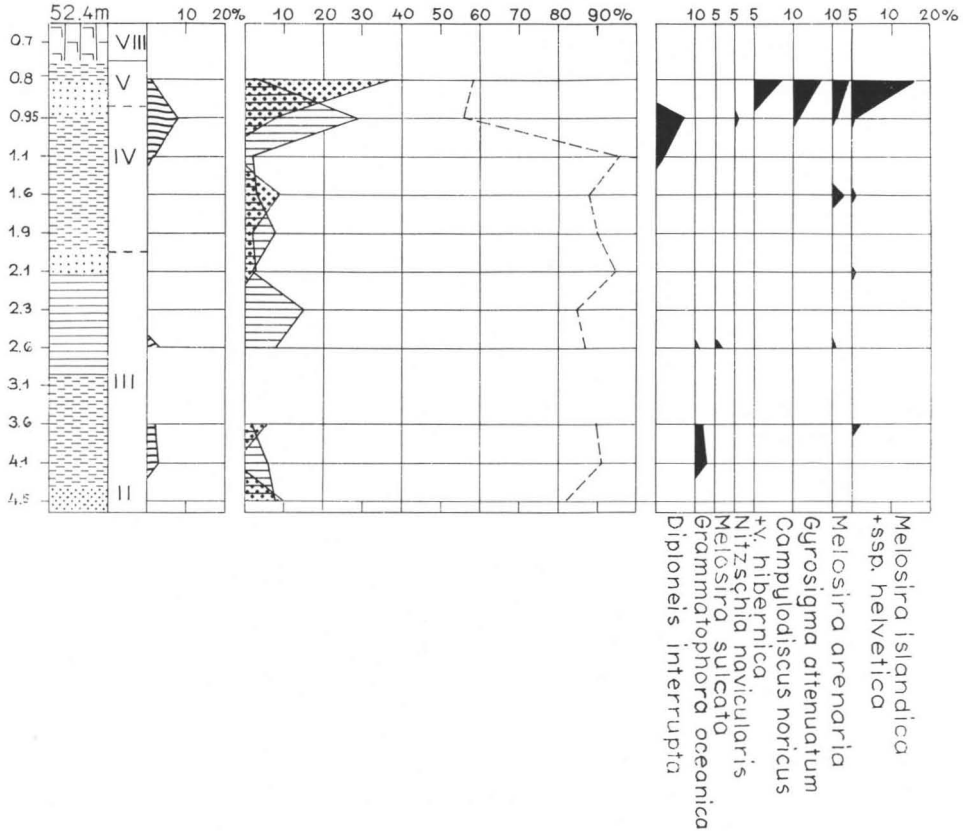


Abb. 34. Diatomeendiagramm vom Moor Kolokorpi.

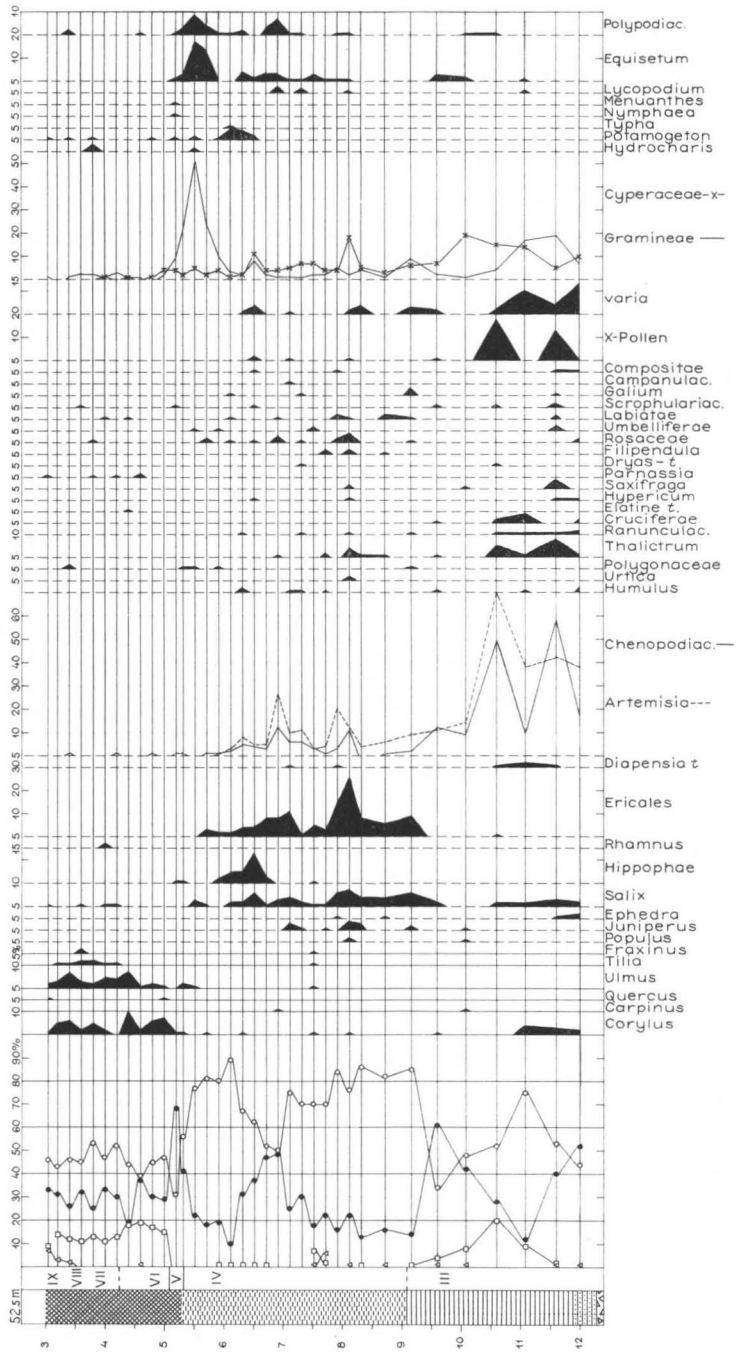


Abb. 35. Pollendiagramm vom See Simppujärvi.

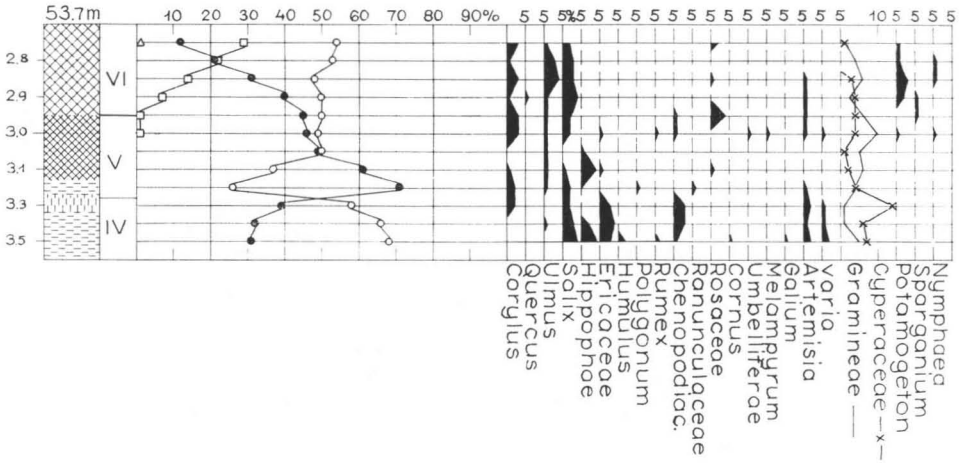


Abb. 36. Pollendiagramm vom Moor Joukkaissuo.

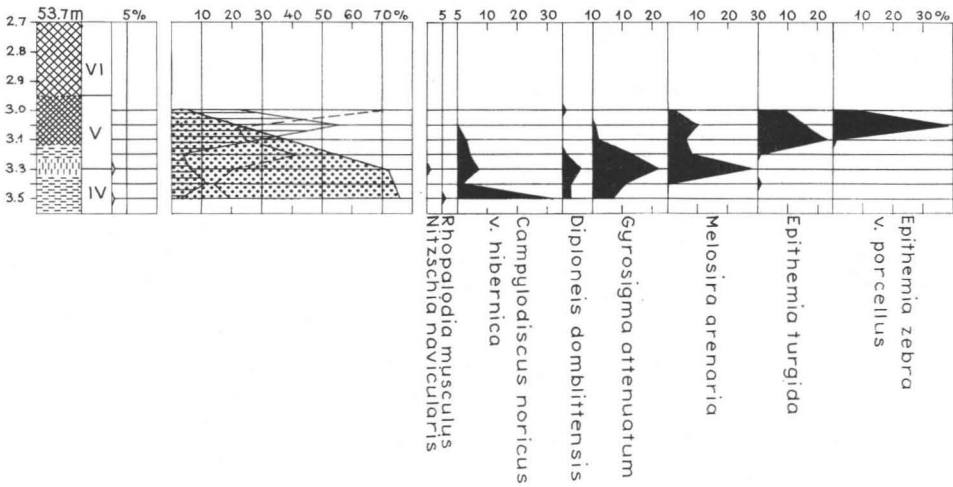


Abb. 37. Diatomeendiagramm vom Moor Joukkaissuo.

aber das Abschnürungsniveau entspricht wahrscheinlich der Oberfläche des Moors und nicht der oberen Gytjtjagrenze; das Haapasuo ist nämlich ein kleines Moor mit vielen Schlenken, das durch Zuwachsen eines Seebeckens entstanden ist. Das Transgressionssediment vom Haapasuo, ein ca. 20 cm starkes Tongyttjalager, zeigt zusammen mit der darin enthaltenen, spärlichen Ancyclusdiatomeenflora, dass die Transgression das Niveau des Moors nur wenig überstiegen hat.

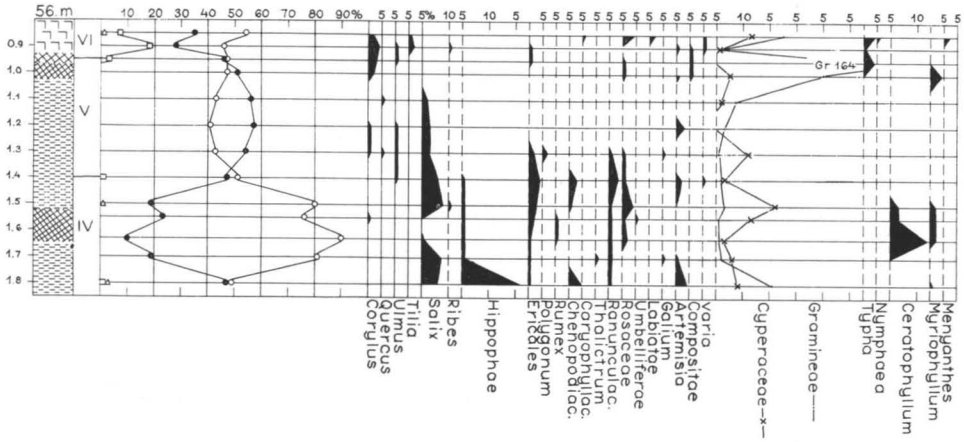


ABB. 40. Pollendiagramm vom Moor Kylmäaro.

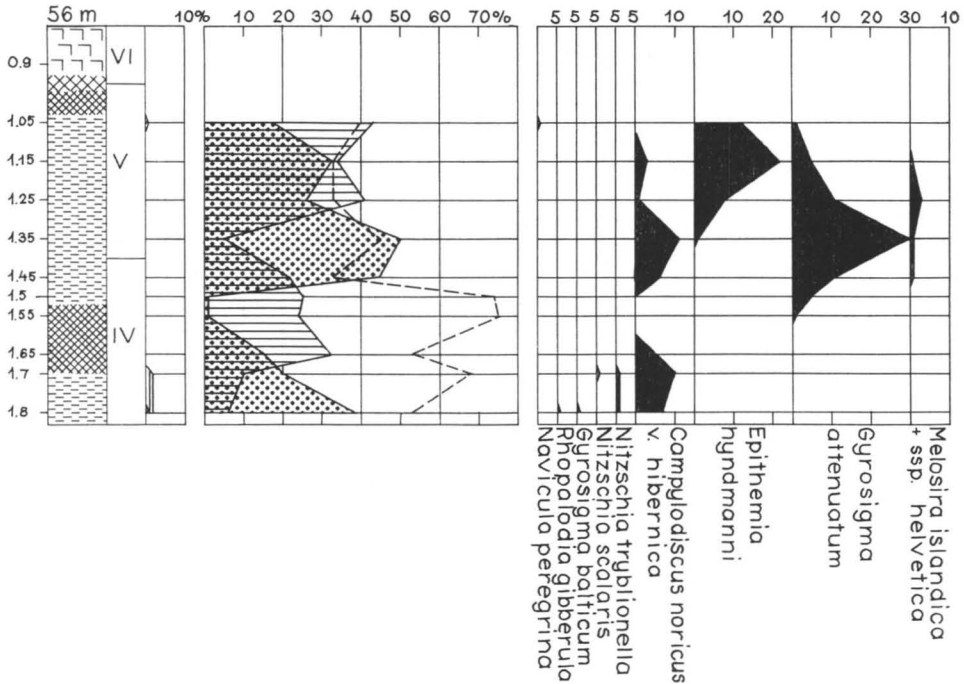


ABB. 41. Diatomeendiagramm vom Moor Kylmäaro.

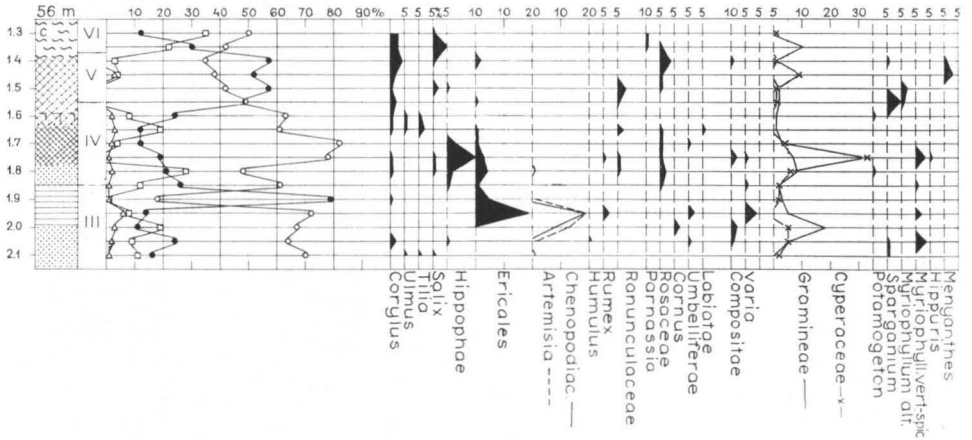


ABB. 42. Pollendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 3.

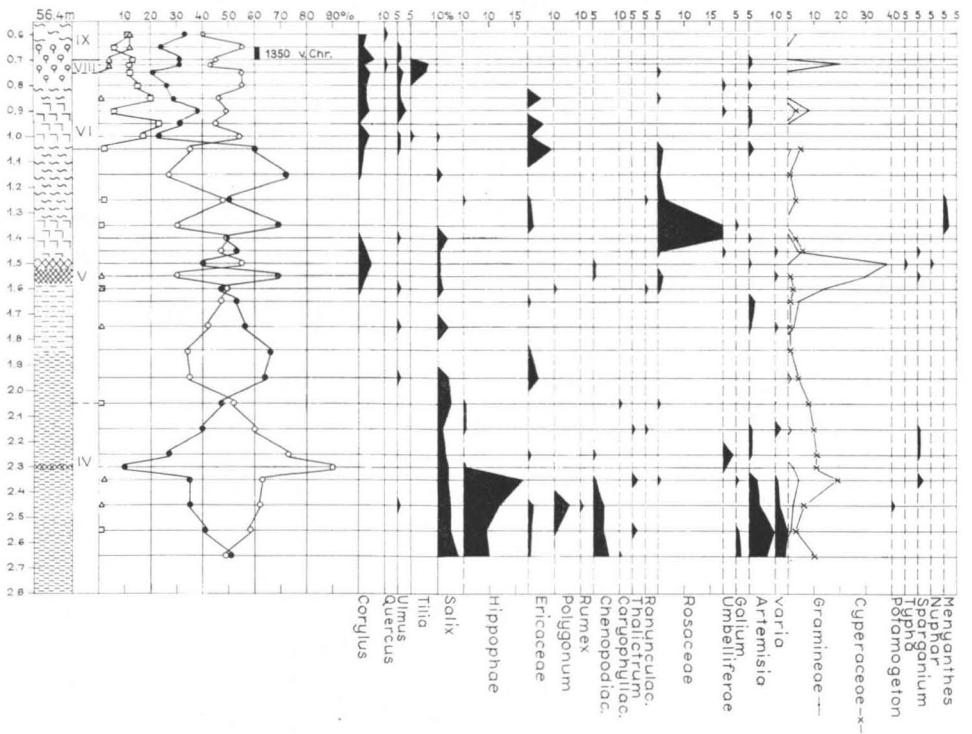


ABB. 43. Pollendiagramm vom Moor Martinsuo.

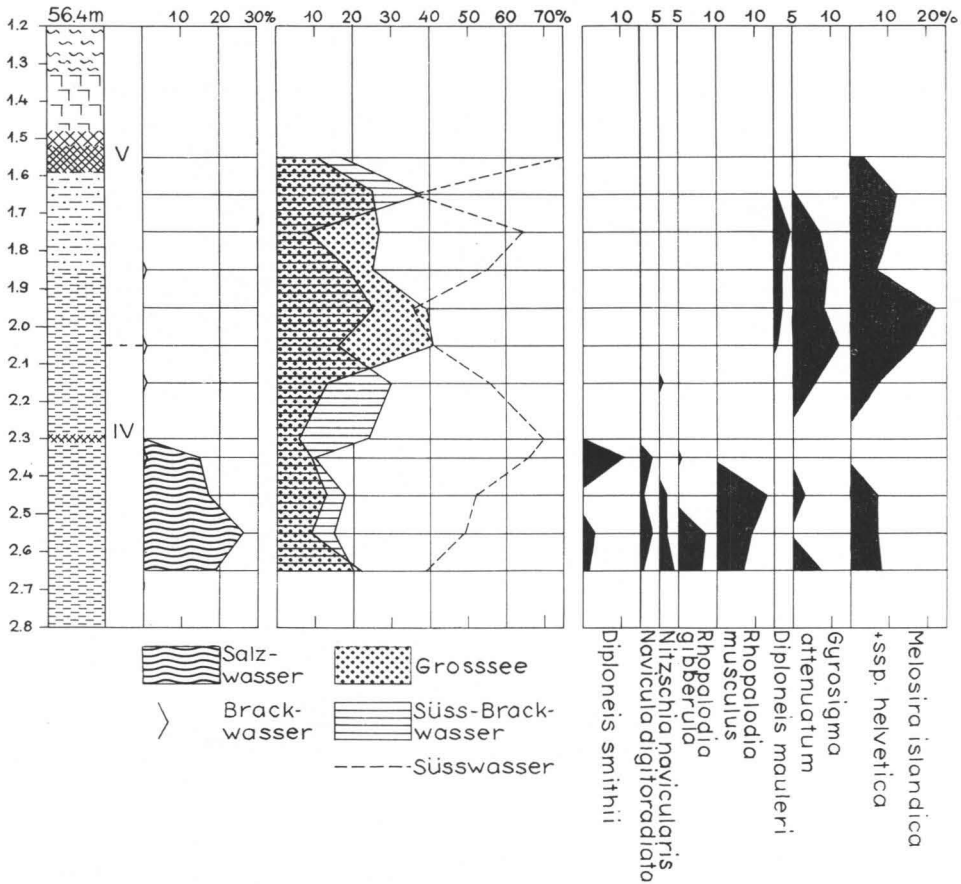


ABB. 44. Diatomeendiagramm vom Moor Martinsuo.

Im Moor Kylmäaro zeigen die Diatomeen- und Pollenverhältnisse das Vorhandensein der Transgression deutlicher an, und die Oberfläche des Moors, 56 m, entspricht etwa dem mittleren Stand der Transgression (Beilage I).

Nietoo 4 liegt etwa 9 km südlich vom Haapasuo in ca. 52 m Höhe. Die Transgressionsfolge mit ihren Diatomeen ist derjenigen vom Haapasuo weitgehend ähnlich, wobei freilich die Ancyliusdiatomeenflora des Borealsediments etwas reicher ist. Die dünne Gyttjaschicht unter dem Transgressions sediment zeigt, dass der Wasserspiegel des Baltikums in Nietoo vor der Transgression nicht viel unter 52 m gelegen hat.

Auch die Lagerfolge vom Moor Rahkaissuo (Abb. 18 und 19, Punkt 8), das beträchtlich tiefer gelegen ist als das vorige, nämlich ca. 36 m ü.d.M., weist Spuren der fraglichen Transgression auf. Die der Pollendatierung gemäss im Präboreal abgesetzte Sandschicht ist hier nämlich von borealem Ton überlagert, aber die

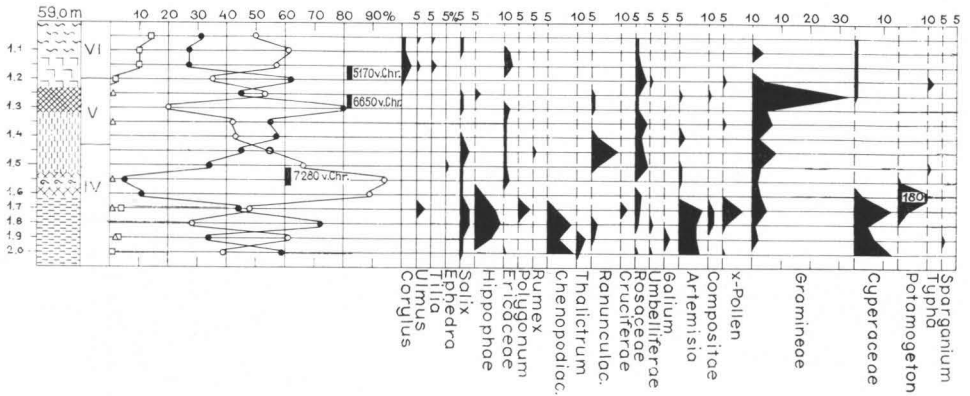


Abb. 45. Pollendiagramm vom Moor Haapasuo.

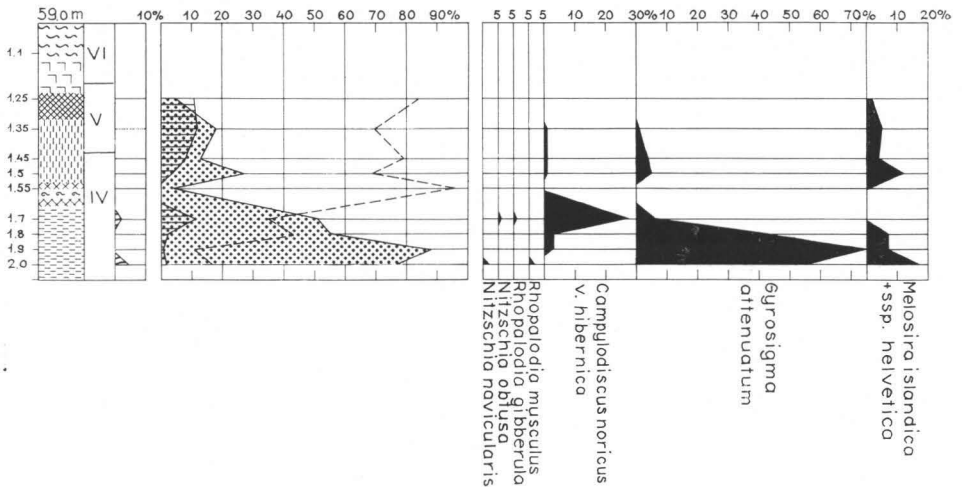


Abb. 46. Diatomeendiagramm vom Moor Haapasuo.

Diatomeenflora im Sand zeigt eine Ancyclusphase an. Von den hohen Osablagerungen der Umgebung ist während eines relativ hohen Ostseestadiums möglicherweise Sand in das fragliche Gebiet eingeschwemmt worden. Die in dem Ton angetroffenen Holzkohlen haben wahrscheinlich mit den Siedlungen aus der Zeit der Suomusjärvi-Kultur zu tun, die Luho in diesem Gebiet untersucht hat. Der Siedlungshorizont liegt in ca. 47 m Höhe, aber weiter südlich sind auch höher gelegene Lager- und Wohnstätten der Kultur von Suomusjärvi und Askola angetroffen worden (Luho 1956). Auch diese können als Herkunft der Kohle in Frage kommen. Sofern die im Tonsediment der Borealzeit angetroffene Kohle von der benachbarten, in 47 m Höhe gelegenen Wohnstätte aus der Suomusjärvi-Kultur her stammt, müsste die



Abb. 47. Ufer in 58,1 m Höhe in Vakkola von Askola (Punkt 19).

von dem Sandsediment repräsentierte Yoldiaregression auf niedrigerem Niveau liegen. Das mikropaläontologisch untersuchte Material hat jedoch der Vermutung von einer so niedrigen, nicht einmal bis zu 47 m heraufreichenden Yoldiaregression keine Stütze gegeben.

Bezüglich ihrer Höhe gehörten ins Bereich der Echineis-Aucylustransgression ausserdem noch Nietoo 3 (Abb. 42, P. 24), Lappermusa (Abb. 39, P. 22), Simppujärvi (Abb. 35, P. 19) sowie auf höheren Isobasen Lampsuo (Abb. 51, P. 29) und Ruskeasuo (Abb. 52 u. 53, P. 30).

Den Lagerfolgen gemäss ging die Yoldiaregression in Nietoo von Askola bis zu ca. 51—52 m und die darauffolgende Transgression in Nalkkila von Askola bis zu ca. 60 m Höhe, wo das am deutlichsten ausgebildete vormalige Ufer des Gebiets liegt. Das fragliche Vorzeitufer kann von seiner südlichen Partie nordwärts bis Mallusjoki, ca. 2 km NE vom See Mallusjärvi verfolgt werden, wo in 68.2 m Höhe ein Uferabhang liegt. Die Gradienten des Ufers beträgt den Beobachtungen gemäss ca. 50 cm/1 km. Im Osbereich bildet das Ufer einen steilen, ca. 5 m hohen Abhang, im Moränegebiet wiederum eine flachere Geröllböschung. In der Karte (Abb. 75) sind die fraglichen südlichsten Vorkommen und in der Abb. 76 und Beilage IV die Höhen eingetragen. Da den Lagerfolgen gemäss dieses Ostseestadium einer beträchtlichen Transgression entspricht, ist es ganz natürlich, dass die ehemaligen Ufer gut ausgebildet sind. Die Uferbildung wiederum, die der Transgression vorausgegangen ist, hat sich wahrscheinlich nur auf den steinigten Böden erhalten. Abb. 47 zeigt ein

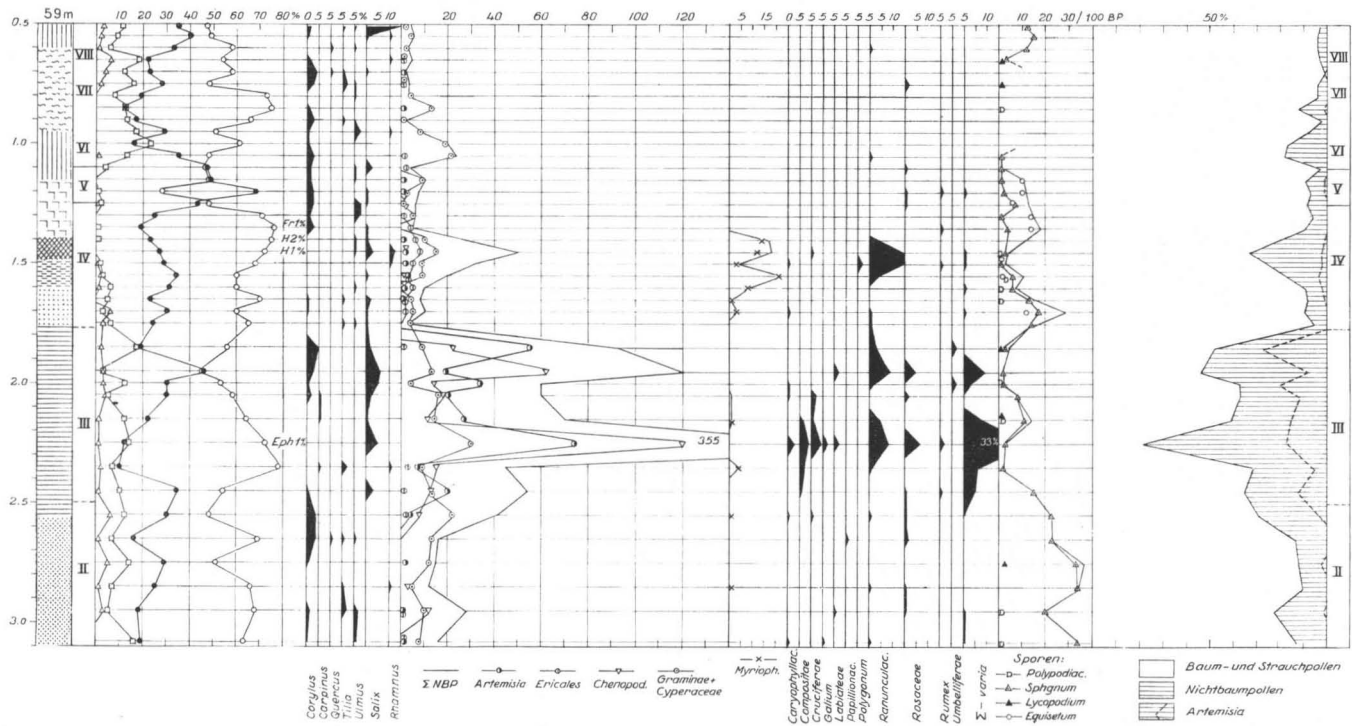


ABB. 48. Pollendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 1, Fr = Fraxinus, H = Hippophae, Epb = Epbredra.

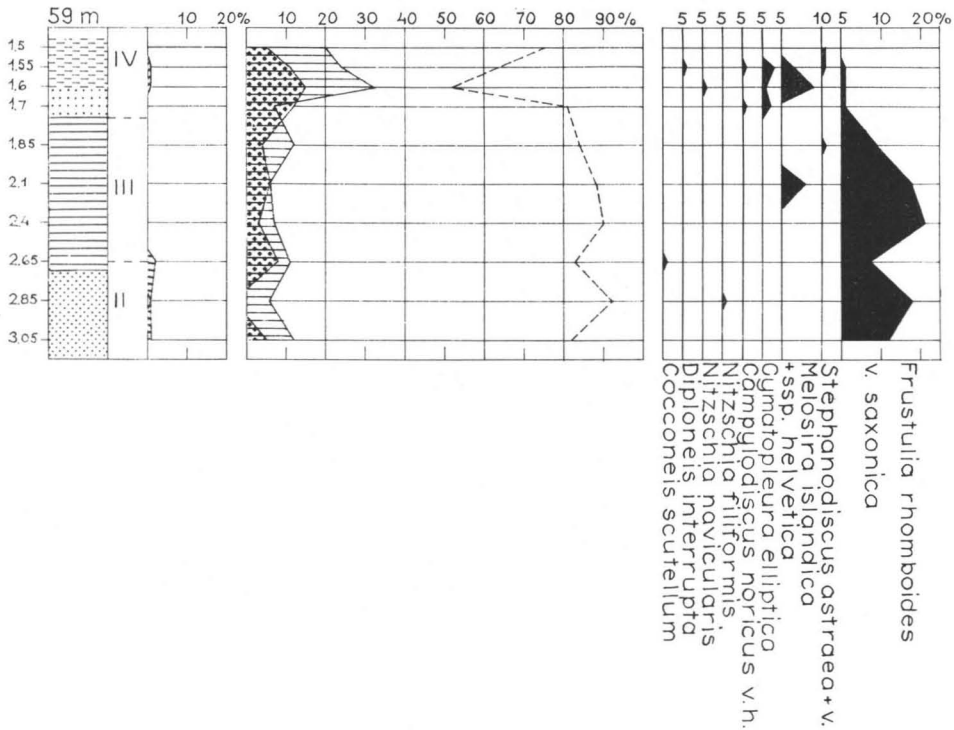


ABB. 49. Diatomeendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 1.

z.Zt. der Ancylostergression in ca. 58 m Höhe entstandenes Vorzeitufer in Vakkola von Askola (auf Karte Punkt 19).

Im S-Teil der glazifluvialen Randbildung von Nietoo liegt eine Geröllhalde in 52.1 m Höhe (auf der Karte Punkt 13). An der glazifluvialen Aufschüttung von Nalkkila befindet sich ein schwacher Abrasionshang in ca. 52.3 m Höhe (Punkt 17). In der Nähe des Altersheims von Askola sind auf einem Oshügel in ca. 49.6 m Höhe ein Uferhang und eine etwa 4 m höhere Geröllhalde vermessen worden (auf der Karte Punkt 8, teilweise infolge von Sandentnahme verschwunden). Von diesen beiden Ufern gehört das untere eventuell ins ausklingende Boreal, und das obere fällt vermutlich in die Yoldiaregression. Oberhalb der Sandgrube von Uusi Klemetti, S von dem Felsen Porinkallio liegt in 54.9 m Höhe eine Strandterrasse, der ein sanft abfallender Geröllhang von ca. 50 m Höhe vorgelagert ist (Punkt 20). Von den obengenannten Ufern sind die in 52.1—54.9 m Höhe gelegenen im Laufe der späten Yoldiaregression und der einsetzenden Echineismeer-Ancylostergression oder nach der Ancylostergression entstanden. Die Echineis-Ancylostergression hatte ein Ausmass von mindestens 5.5 m, welches Resultat ungefähr mit dem von

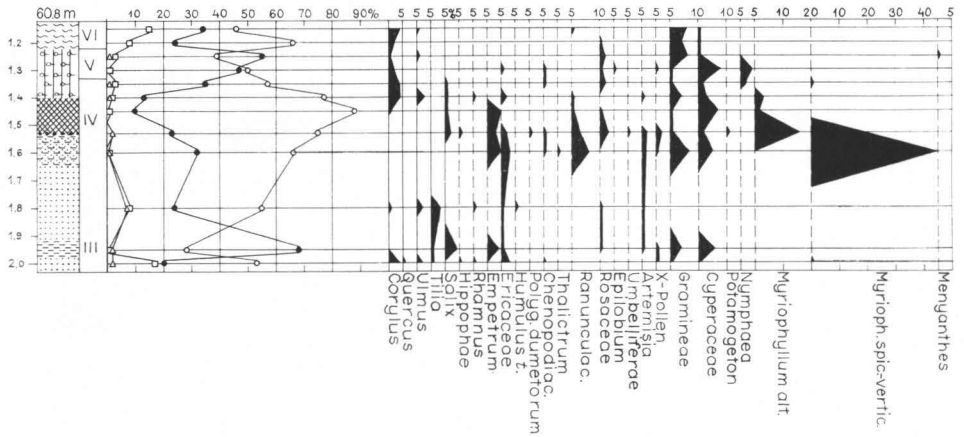


ABB. 50. Pollendiagramm vom Moor Aunanpotti.

Salmi (1948) und Valovirta (1965) in den Gebieten östlich von Askola erhaltenen Resultat übereinstimmt.

Aurola (1938) hat mehrere Moorkagerfolgen aus Südwest-Finnland mikropaläontologisch untersucht, in denen eine Sandablagerung zwischen Yoldia- und Ancylostonsedimenten enthalten ist. Sandablagerungen kommen häufig auch auf niedrigeren Niveaus vor, bis zu denen die Yoldiaregression sich nicht erstreckt hat. Nach dem von Aurola veröffentlichten Relationsdiagramm betrifft die Ancyclus I-Transgression die Gebiete, die etwa unter 80 m gelegen sind.

Der Ancyclussee am Ausgang der Borealzeit

Das Ufer der Zonenwende V/VI liegt auch den weiteren Untersuchungen gemäss in Askola bei ca. 46—47 m Höhe, wie sich schon bereits früher aufgrund der Schichtfolge vom Moor Palosuo (Abb. 29, P. 15) und Pyöräsuo (Abb. 30, P. 16) in Pukkila und manchen Uferbestimmungen ergeben hat. Ein neues Vorzeitufer wurde nördlich von der Landstrasse Kurjalantie gefunden, wo neben einer glazifluvialen Aufschüttung eine sanft abfallende Geröllhalde mit vorgelagerter Sandterrasse liegt. Das Ufer hat eine Höhe von 46.6 m (Punkt 9). Da in dem benachbarten glazifluvialen Gebiet auf lockererem Boden in der gleichen Höhe kein deutlich ausgeprägtes Ufer liegt, ist es nicht ausgeschlossen, dass das 46.6 m hoch gelegene Ufer an dieser Stelle mit der Regression zu tun hätte, die der Ancyclus-Transgression vorausgegangen ist, obschon die mikropaläontologischen Untersuchungen dieser Vermutung keine Stütze geben.

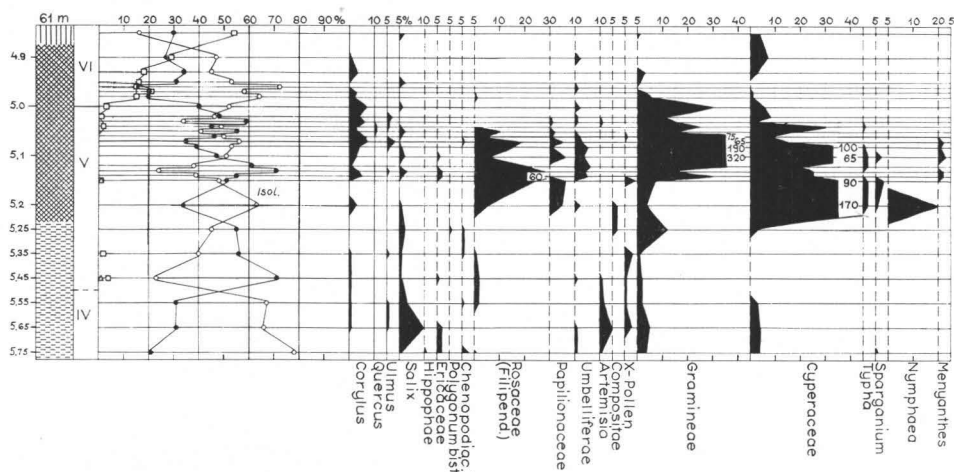


ABB. 51. Pollendiagramm vom Moor Lampsuo.

Auf jeden Fall liegt in etwa gleicher Höhe das Ufer der Zonenwende V/VI Ancyclus II. Westlich vom See Nalkkilanjärvi am Rand des Feldes Riihimäenpelto befindet sich ein kleines, wallartiges Ufer, dessen Scheitel 47.7 m hoch ist und der Hang 47.5 m (Punkt 10). Südlich vom See Vahijärvi in Askola befindet sich in einer glazifluvialen, kleinen Randbildung unterhalb von einem deutlicheren, bei 53.9 m gelegenen Geröllhang etwas seitwärts in ca. 48.4 m Höhe ein wallartiger, eingeebener Scheitel (Punkt 11), der wohl dem Ufer der gleichen Zonenwende V/VI entsprechen dürfte.

DAS YOLDIAMEER

Die Yoldiasedimente und ihre Datierung

In der vorliegenden Untersuchung wird das Yoldiameer als ein dem Ancyclussee vorausgegangenes, präboreales Meeresstadium aufgefasst, für dessen Sedimente ausser der Pollenflora noch symmetrische Struktur des Tons kennzeichnend ist, sowie ferner eine Diatomeenflora mit den Leitarten *Nitzschia navicularis*, *Diploneis interrupta* und *D. smithii* nebst anderen Salzwasserformen und verschiedenerlei ökologischen Gruppen.

Nach Sauramo (1958) sank der Baltische Eisseerapide um ca. 28 m auf das Niveau des Weltmeers ab, nachdem der Eisrand vom 2. Salpausselkä zurückgewichen war. Nach Hyypä (1963) ist dies nach der Entstehung des 3. Salpausselkä geschehen.

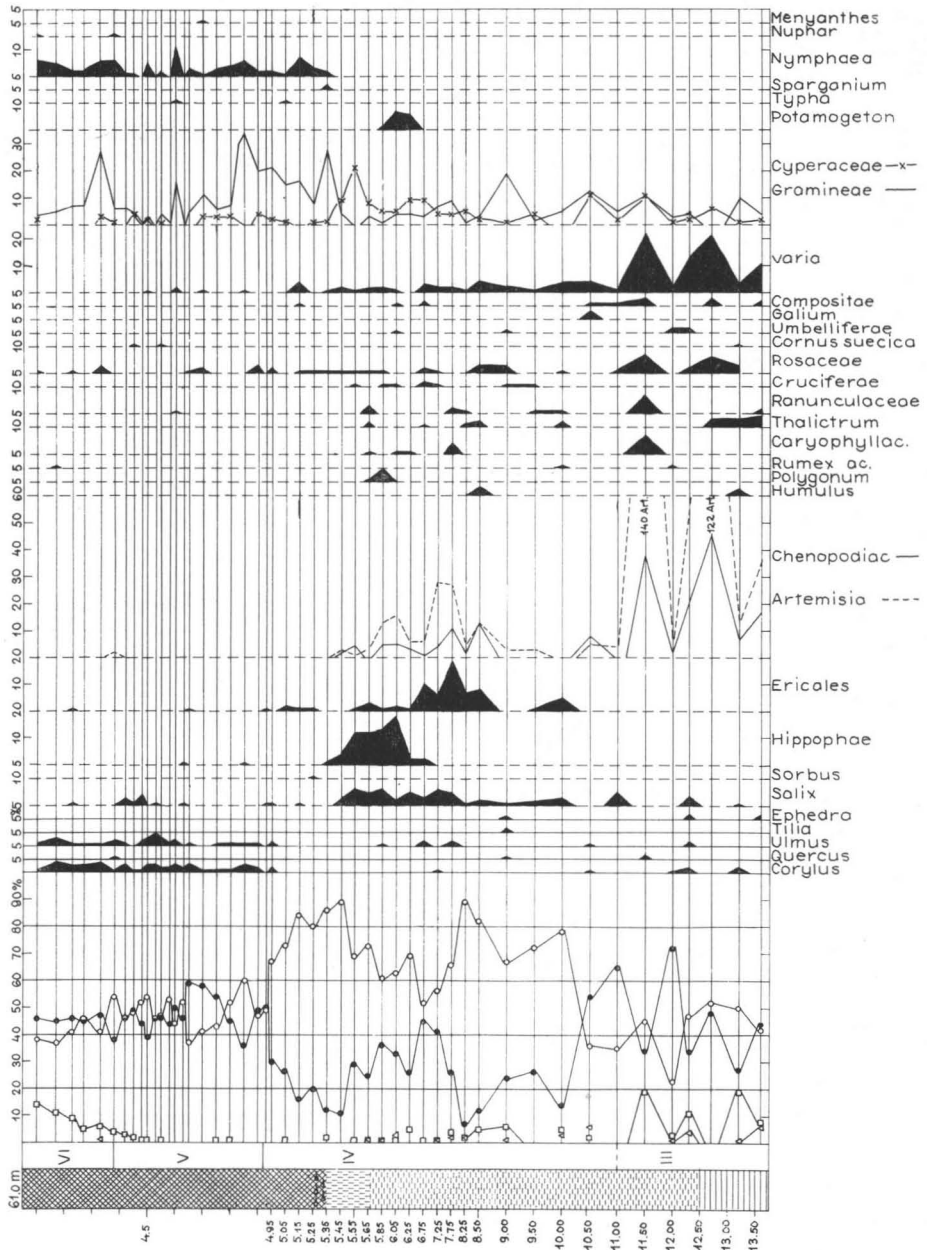


Abb. 52. Pollendiagramm vom Moor Ruskeasuo.

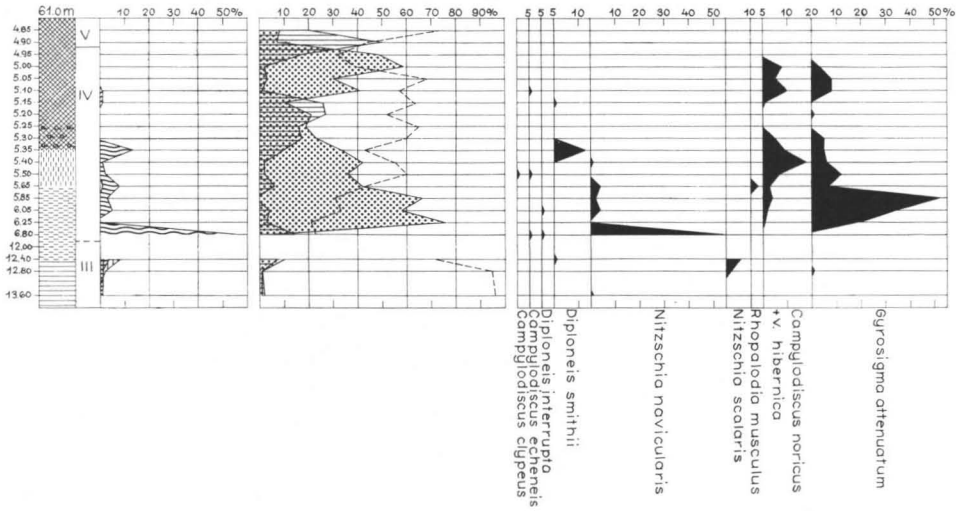


ABB. 53. Diatomeendiagramm vom Moor Ruskeasuo.

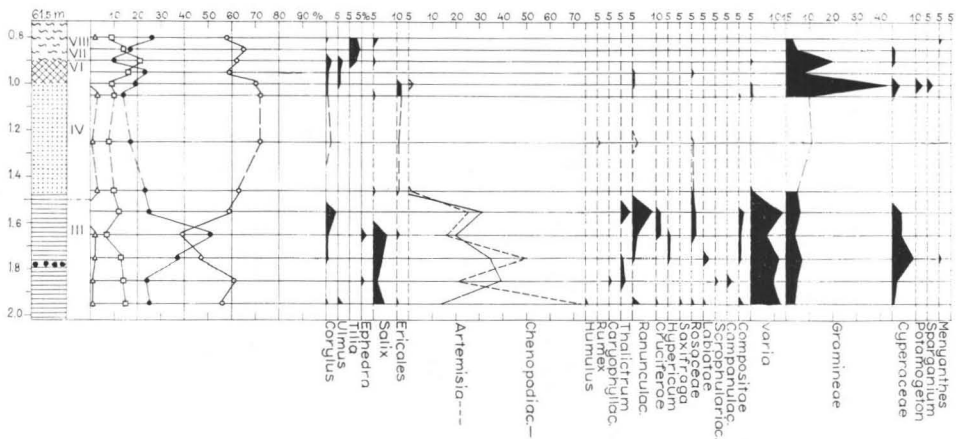


ABB. 54. Pollendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 5.

Der Rand des Inlandeises war damals anfänglich mindestens 55 km weit von Askola entfernt, und mindestens der 1. und 2. Salpausselkä bildeten einen Riegel, so dass der vor dem Eisrand aufgehäufte gröbere Schlamm sich nicht von Norden her ausbreiten konnte. In diesen Verhältnissen konnte kein deutlicher Bänderton regional abgesetzt werden. Charakteristisch für die Lagerfolgen des Untersuchungsgebiets ist eine Sukzession, wo der Bänderton von einer Sandschicht und dieser von symmetrischem Ton überlagert ist (Tabelle 3, S. 73).

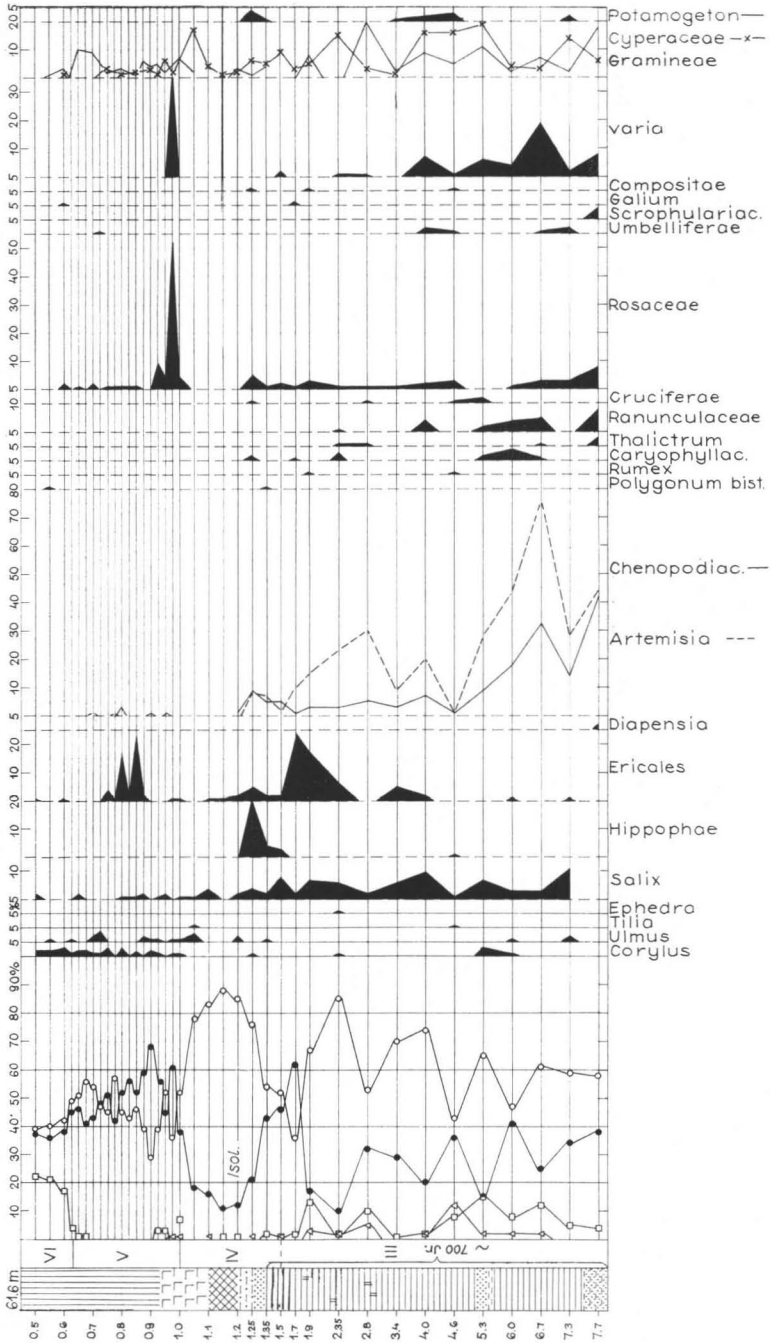


Abb. 55. Pollendiagramm vom Moor Ympyräsuo.

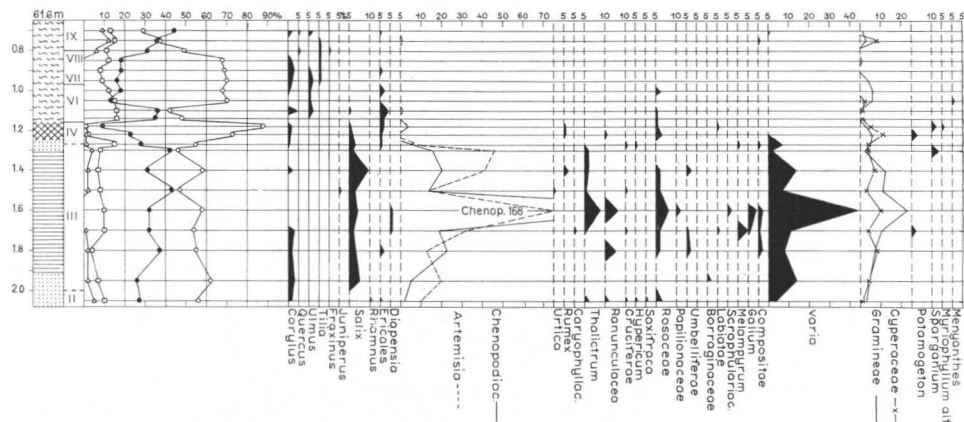


ABB. 56. Pollendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 2.

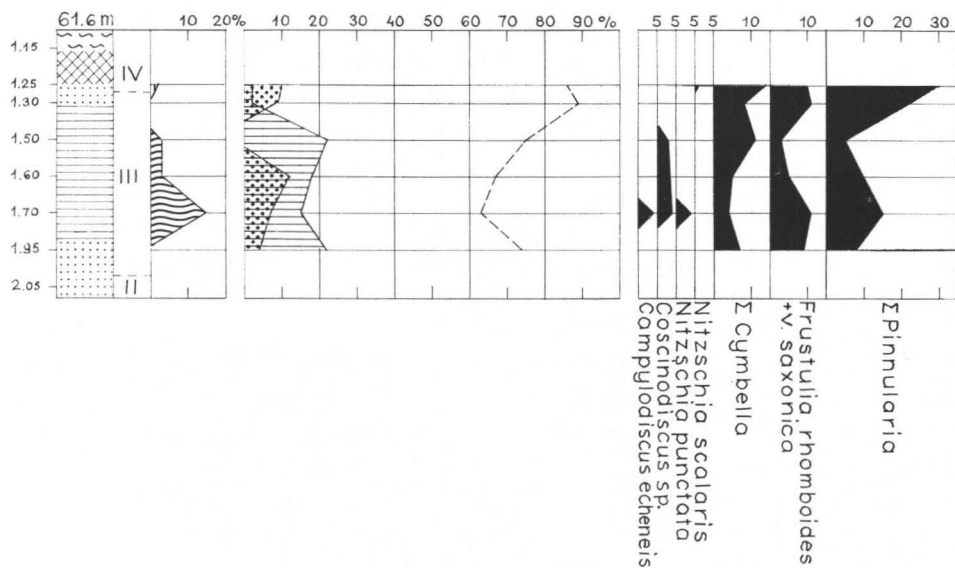


ABB. 57. Diatomeendiagramm der Schichtenfolge Nietoo 2.

Yoldiazeitliche organische Sedimente, dünne Gytjaschichten, haben infolge der Höhenverhältnisse des Geländes in dem Untersuchungsgebiet dem Material gemäß erst im Laufe der Regression entstehen können. Diese Phase spiegelt in der Pollenflora den Anstieg des präborealen *Betula*-Gipfels wider. An manchen Stellen dagegen repräsentieren die Tonsedimente das gesamte Yoldiastadium, so z.B. das 3,3 m starke symmetrische Tonsediment im See Simppujärvi (Abb. 35). Die Pollenzusammenset-

Aus der näheren Umgebung liegen keine Radiokarbondatierungen von Sedimenten vor, die dem Beginn des Yoldiameers entsprechen. Nach Sauramo (1958) jedoch fällt die Wende vom Baltischen Eissees zum Yoldiameer etwa in die Zeit von knapp 8000 Jahren v.Chr. Nach Hyyppä (1963) läge die entsprechende Wende Baltischer Eissees II/Yoldia I ungefähr bei 8200 v.Chr. Für den gleichen Zeitpunkt sprechen die in Südschweden vorgenommenen C^{14} -Datierungen von Sedimenten aus der Zonenwende III/IV. Nach Fromm (1963) wäre die Grenze zwischen dem Baltischen Eissees und dem Yoldiameer etwa auf 8300 v.Chr. anzusetzen.

Dem Yoldiameer entspricht zeitlich im Moor Vävarsbacka von Porvoo der Gipfel des *Betula*-Maximums der Präborealzeit, dessen C^{14} -Datierung ca. 7600 v.Chr. ergeben hat (Hyyppä, Hoffrén und Isola 1962). Das präboreale *Betula*-Maximum vom Haapasuo in Askola fällt der C^{14} -Datierung gemäss auf etwa 7280 v.Chr.

Die Yoldiastadien

Anhand des Untersuchungsmaterials lassen sich die verschiedenen Phasen des Yoldiameers nur teilweise klären, weil die Höhenverhältnisse des Geländes keine exakte Bestimmung der höchsten Yoldiagrenze ermöglichen. Dem Pollen- und Diatomeendiagramm vom Moor Rahikonsuo gemäss (Abb. 70 und 71, Punkt 38) überstieg das Yoldiameer im Präboreal im Nordteil von Askola die Höhe von 73.2 m, und damals wurde im Becken des Rahikonsuo Tongyttja abgesetzt. Wahrscheinlich ist das Yoldiameer nur wenig über die genannte Höhe hinausgegangen. Da das Gebiet im Präboreal das Gepräge eines Schärenhofs trug, sind organische Ablagerungen selten gebildet worden, und der gyttjische Bestandteil dürfte sich wohl kaum im tiefen Wasser weit von der Uferlinie ausgebreitet haben.

In den etwa 5 m tiefer gelegenen Becken der Moore Vajakkaneva P 4 (Abb. 67 und 68, P. 37) und Kaalee (Abb. 65 und 66, P. 36) ist gleichzeitig ca. 10 cm symmetrischer, ungebänderter Ton abgesetzt worden. Diese Moore liegen auf niedrigeren Isobasen als das Rahikonsuo.

Die über 73 m hinaufreichende Yoldiaphase entspricht dem höchsten Stand des Yoldiameers; diesem ist entweder ein relativ niedriges Stadium (Yoldia I) vorausgegangen — zahlreichen Diagrammen gemäss nach der Zonenwende III/IV — oder das in der Höhe des Yoldiamaximums gelegene, nach dem Abfluss des Baltischen Eissees III herrschende Niveau. Auf dem in der jüngeren Dryaszeit abgelagerten Bänderton liegt in vielen Fällen eine Sandschicht, und erst auf dieser ruht der Yoldiaton. Aus der Tabelle 3 (S. 73) sind die betreffenden Schichtenfolgen und ihre Höhen ersichtlich.

In Nietoo von Askola sind die nach der Zonenwende III/IV abgesetzten Sandsedimente in ca. 61 m Höhe am dicksten. Die relativ starke Sandschicht in dem ziemlich tief gelegenen Moor Rahkaissuo in Nalkkila stammt von dem benachbarten, über 70 m hohen Os.

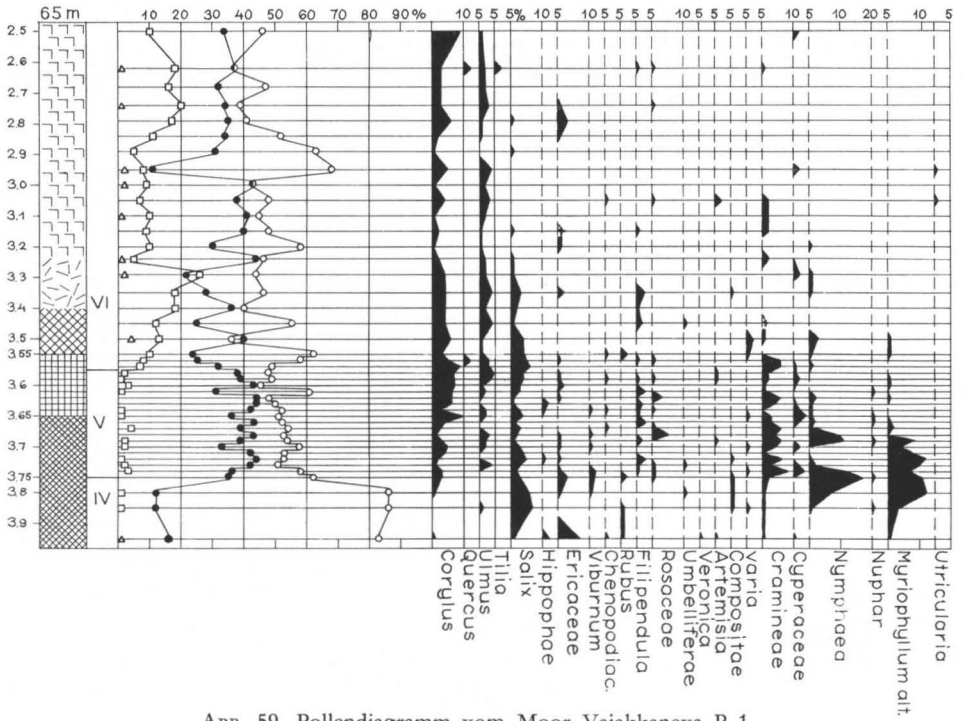


ABB. 59. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 1.

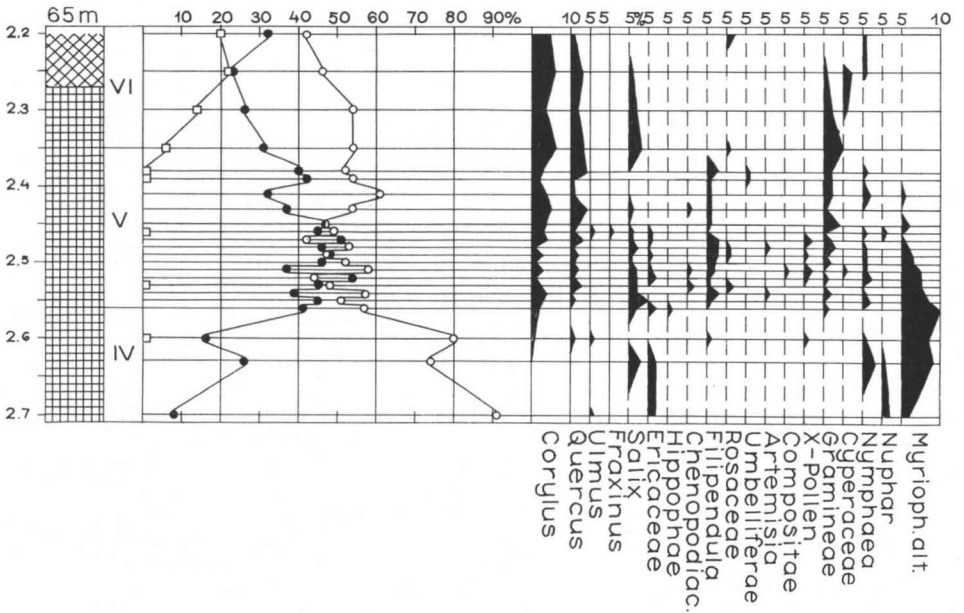


ABB. 60. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 2.

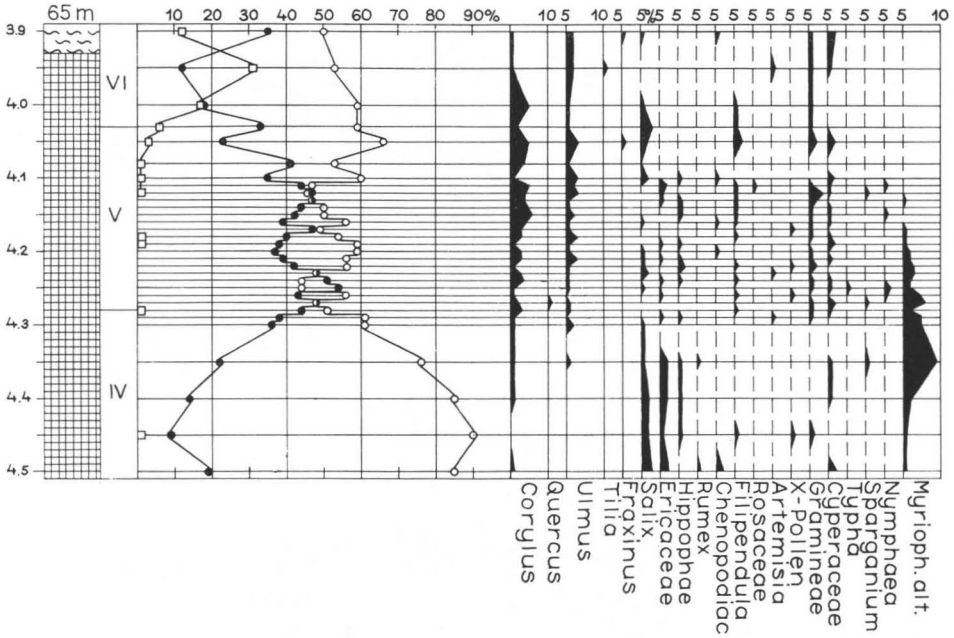


Abb. 61. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 3.

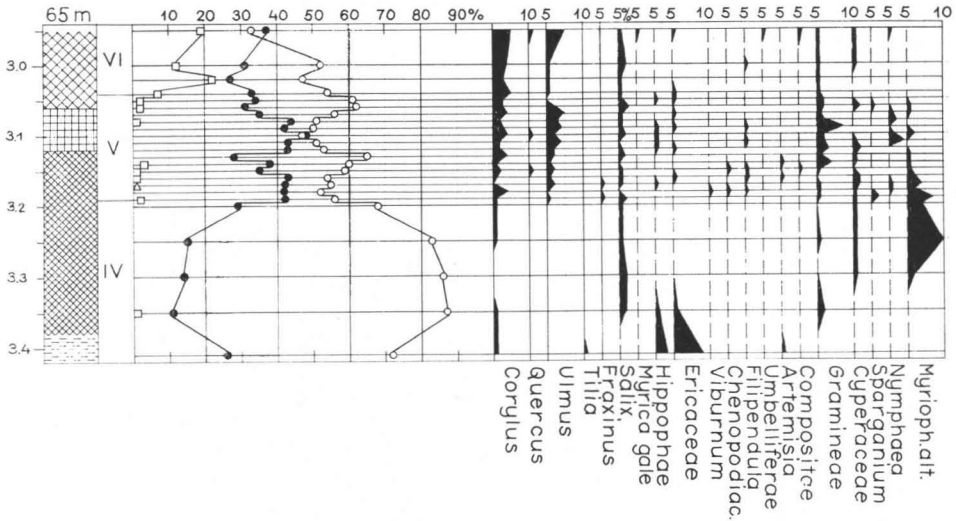


Abb. 62. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 6.

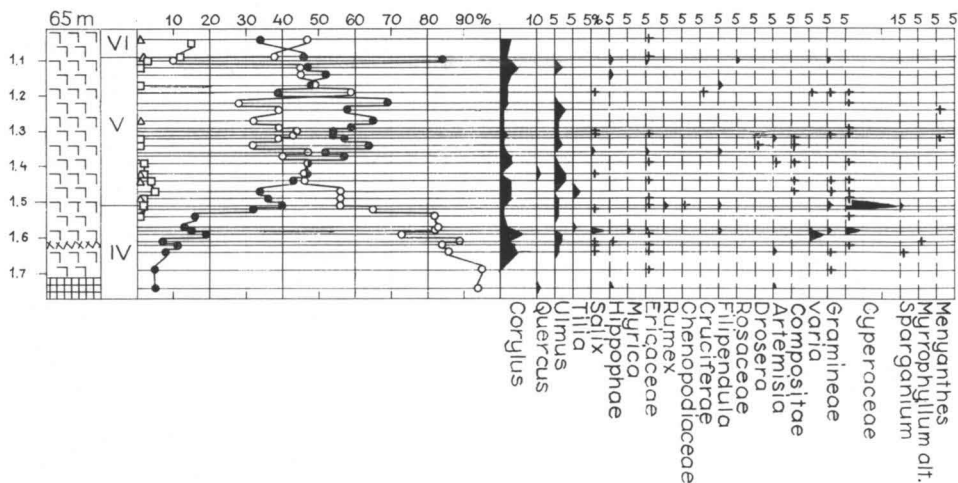


Abb. 63. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 7.

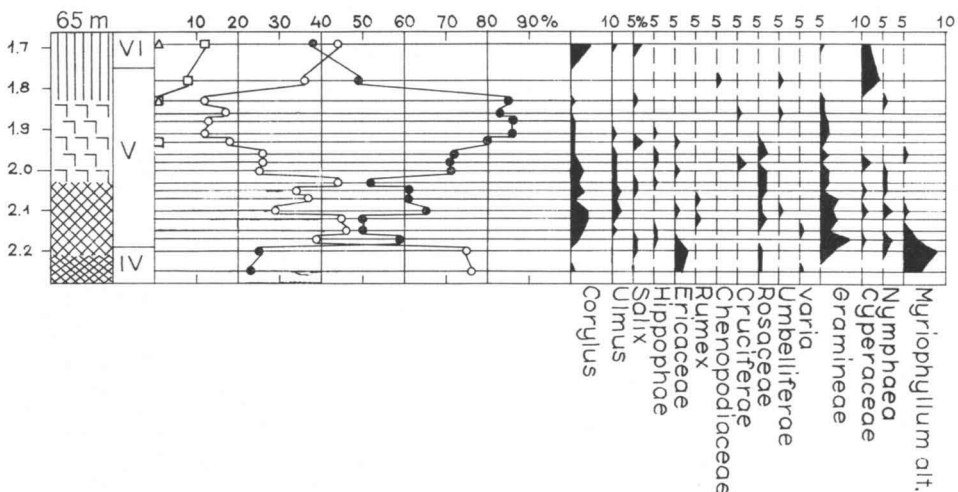


Abb. 64. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 8.

Eine besonders interessante Sandschicht liegt in der Lagerfolge vom Moor Vajakkaneva P 4 (Abb. 67 und 68, Beilage II) zwischen Bänderton und Yoldiaton. Nach den Untersuchungen von Valovirta enthält sie folgende Makrofossilien: *Equisetum limosum*, *Filipendula* sp. *Betula alba*, *Zannichellia palustris* var. *repens*, *Z. palustris* var. *pedicellata*, *Scirpus lacuster* (Mölder, Valovirta, Virkkala 1957).

TABELLE 3. Feinsand- und Sandablagerungen aus der Zeit der Zonenwende III/IV (+ Datierung weicht etwas ab)

Lagerfolge	Punkt auf der Karte	Höhe des Moores m	Dicke des Sediments cm	Begrenzende Ablagerung	
				oberhalb	unterhalb
Rahkaissuo	8	36	50	Ton	Bänderton
Letkunsuo	13	43	1	Ton	Ton, ev. Bänderton
Kolokorpi	18	52.4	10	Ton	Bänderton
Huiskaissuo +	21	54.4	15	Feinsand	tongemischter
Nietoo 3	24	56	6	Feindetritus	Feinsand
Nietoo 1	27	59	15	Ton	Bänderton
Aunanpotti +	28	60.8	28	Sandgemischter Ton	Ton, ev. Bänderton
Nietoo 5	31	61.5	50	Gyttja	Bänderton
Ympyräsuo +	32	61.6	5	Gyttja	Bänderton
Nietoo 2	33	61.6	3	Gyttja	Bänderton
Vajakkaneva 4	37	68	15	Ton	Bänderton

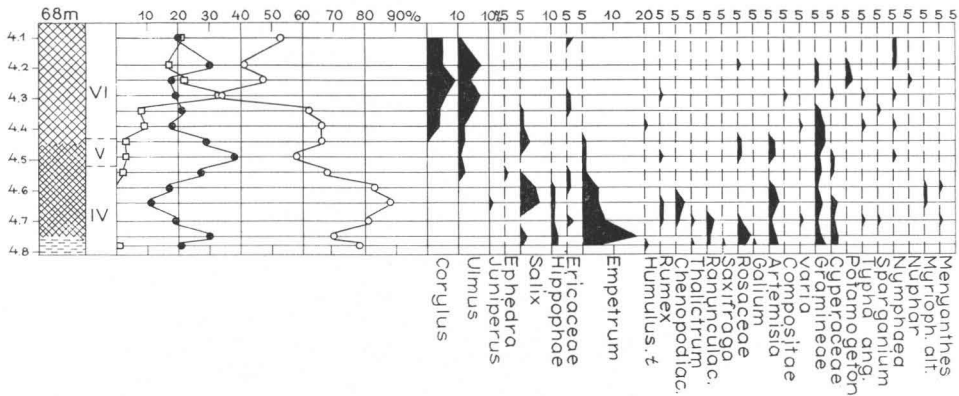


ABB. 65. Pollendiagramm vom Waldmoor Kaalee.

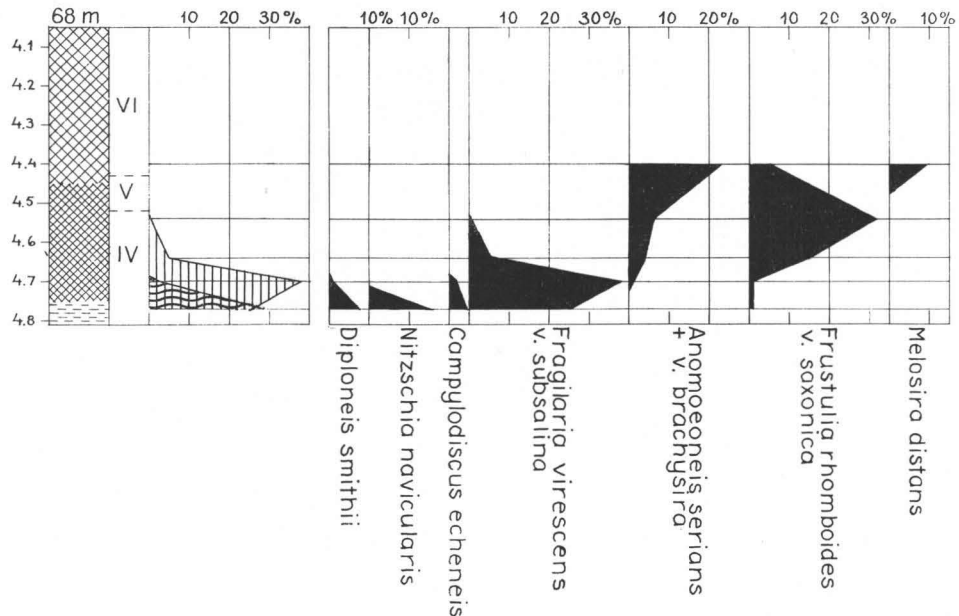


ABB. 66. Diatomeendiagramm vom Waldmoor Kaalee.

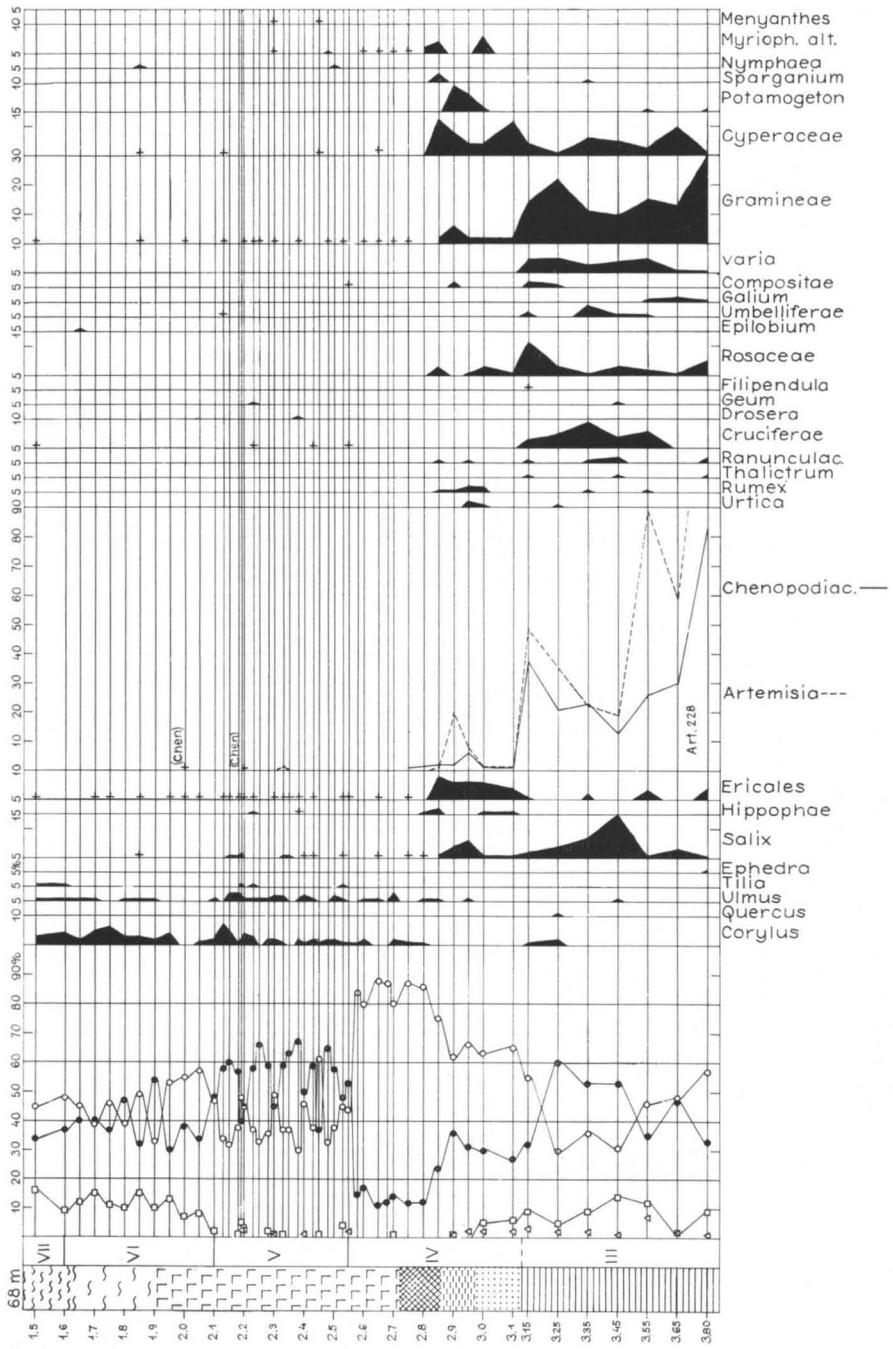


Abb. 67. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 4.

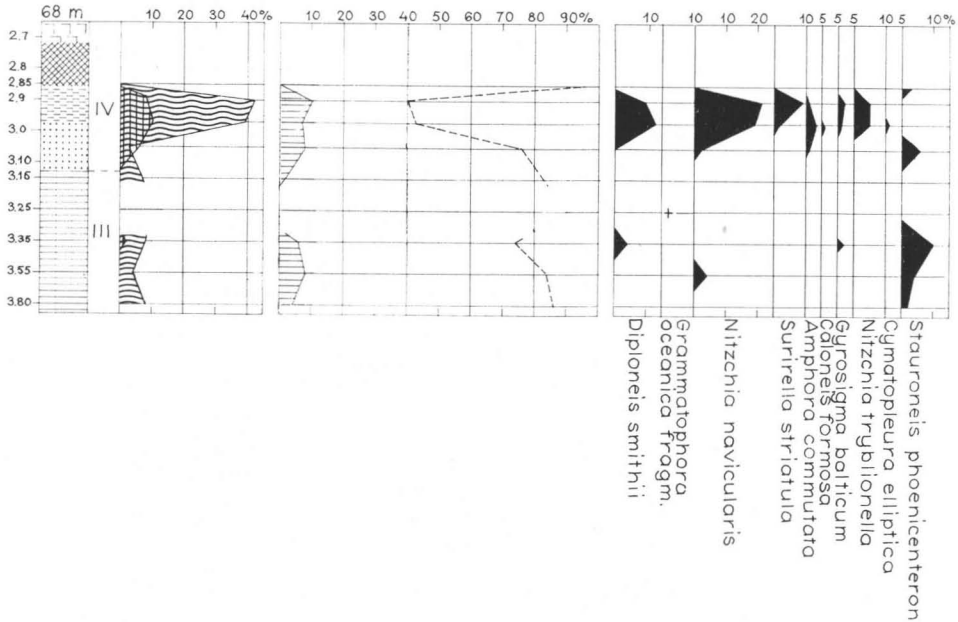


ABB. 68. Diatomeendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 4.

Bemerkenswert ist, dass es sich bei diesen Makrofossilien nicht um die gleichen Arten handelt wie in dem übergelagerten Ton. Im Osgebiet von Nalkkila liegen in ca. 65 m Höhe Uferböschungen, die ziemlich steil nach Süden hin abfallen. Möglicherweise entsprechen sie dem Niveau von Yoldia I nach dem Abfluss des Baltischen Eissees. Da das Yoldiameer hiernach bis zu mehr als 73 m Höhe hinaufgereicht hat, muss dem oben Gesagten entsprechend im Präboreal eine Transgression von über 10 m stattgefunden haben. Eine chronologisch entsprechende Transgression haben S. Florin (1944) und Maj-Britt Florin (1944) in Mittelschweden festgestellt.

Das Material enthält auch Schichtenfolgen, in denen das Sediment vom Beginn des Präboreals Ton ist, und wo gröbere Sedimente überhaupt nicht vorkommen. Derartige Lagerfolgen sind u.a. im Moor Ruskeasuo von Pukkila und im Simppujärvi von Askola erbohrt worden. Die Erklärung dürfte sein, dass ins Zentrum des weiten Tonbeckens beim Abfließen des Eissees kein Sand eingeschwemmt wurde, sondern Ton aus der Umgebung. Ferner hat sich bei einer eventuellen Seichtwasserphase die Uferauswaschung nicht bis zum Zentrum des Sedimentbeckens erstreckt, und in der Lagerfolge ist keine Lücke entstanden, wie sonst gewöhnlich in denjenigen Schichtenfolgen, wo auf dem Bänder-ton eine Sandschicht liegt. Dass die Sandschicht im Simppujärvi fehlt, ist ein Zeichen vom Einfluss lokaler Faktoren auf die Sedimentation der topographisch verschiedenen Becken, denn eingangs der Präborealzeit gehörten Vajakkaneva und Simppujärvi zum gleichen Sedimentations-

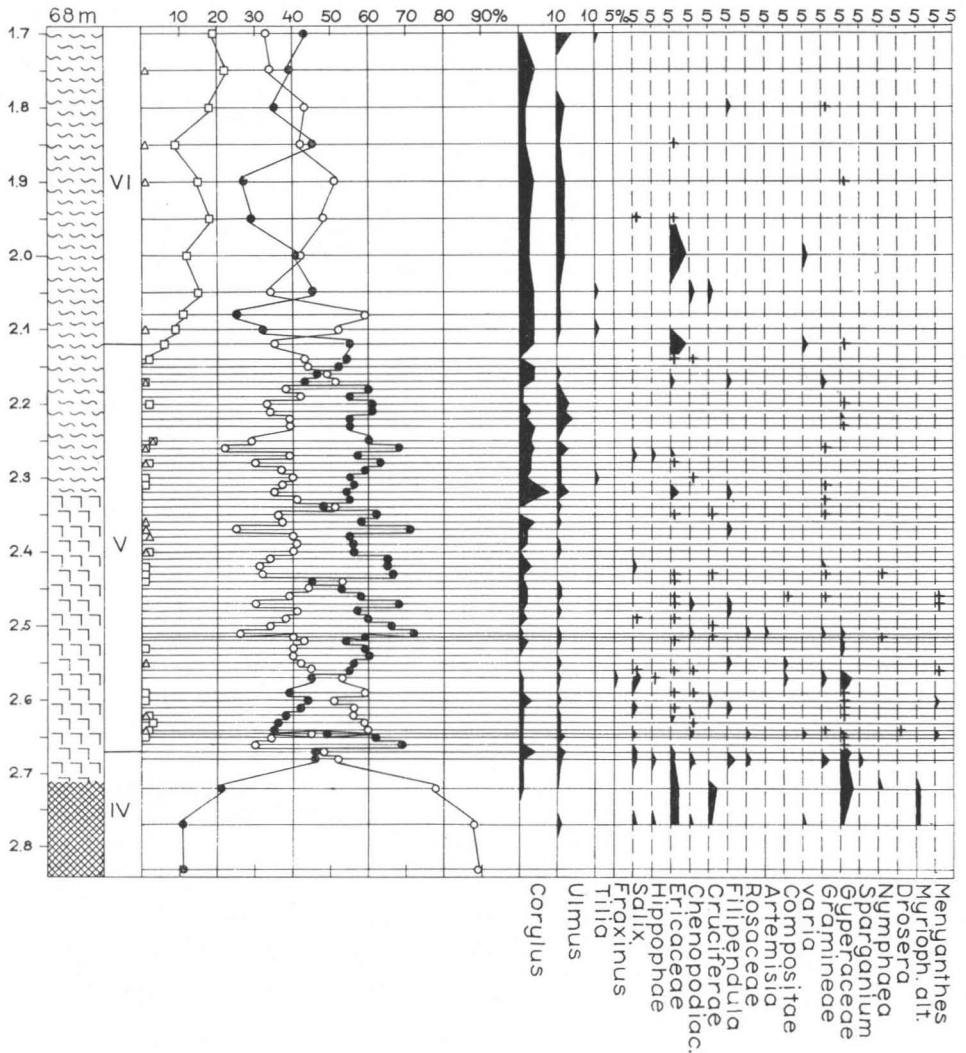


Abb. 69. Pollendiagramm vom Moor Vajakkaneva P 5.

bereich, und trotzdem wurde im ersteren Sand mit Pflanzenresten abgelagert und im letzteren Ton. Andere vom Yoldiameer abgeschnürte Becken sind u.a. Aunanpotti (Abb. 50, P. 28) und Kammarikallio (Abb. 58, P. 34).

In der Lagerfolge vom Moor Rahkaissuo ist Sand aus der Zeit der Yoldiaregression ca. 16 m unterhalb vom mutmasslichen Niveau der Yoldiaregression abgelagert. Es ergibt sich daher die Frage, ob die eingangs der Zone IV entstandenen Sand- (Feinsand) sedimente vielleicht auf einem weit unter dem damaligen Meeresspiegel liegenden Niveau abgesetzt worden sind. Andererseits wiederum sind die glazifluvialen Ablagerungen des Gebiets, aus denen der Sand mit aller Wahr-

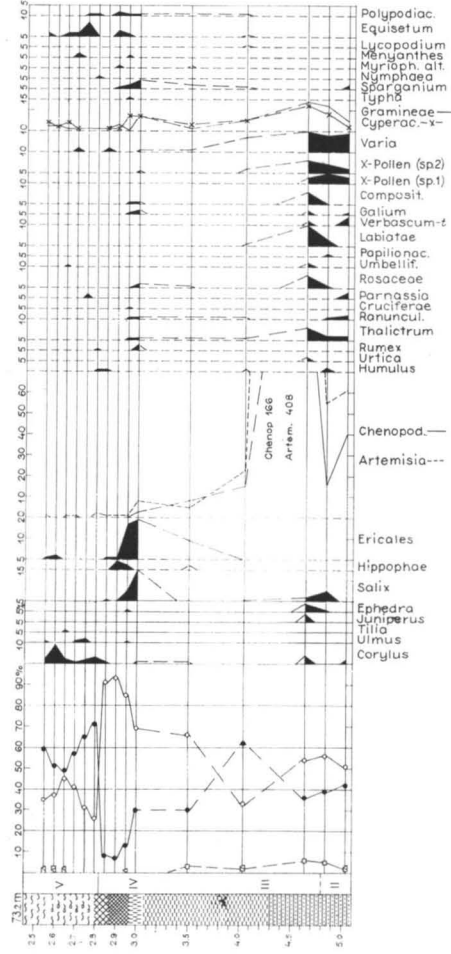


Abb. 70. Pollendiagramm vom Moor Rahikonsuo.

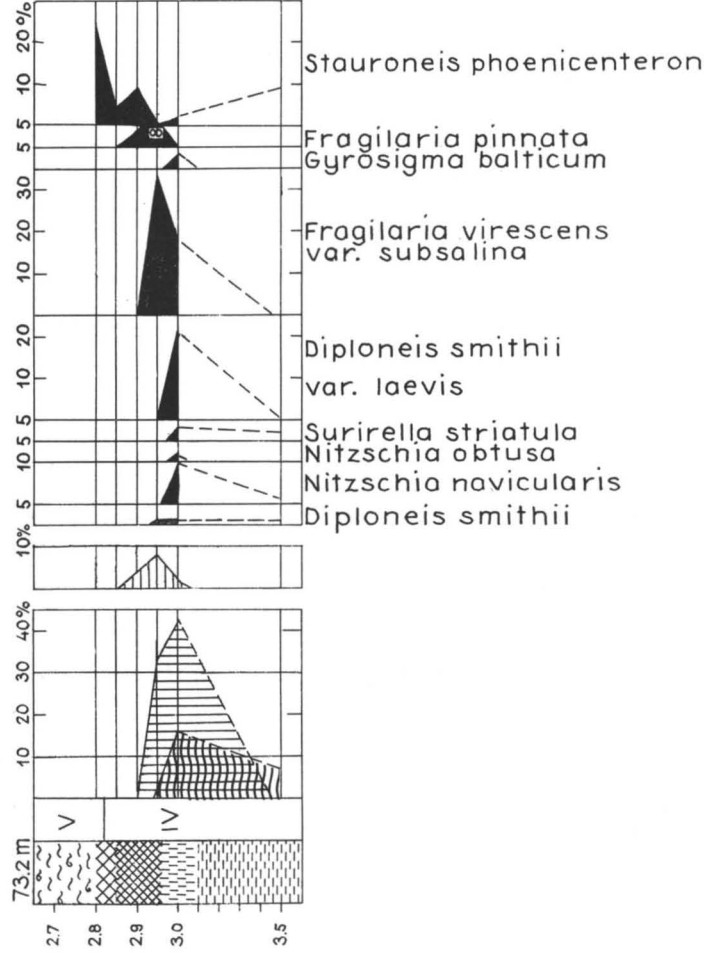


Abb. 71. Diatomeendiagramm vom Moor Rahikonsuo.

scheinlichkeit herstammt, im allgemeinen auf das Niveau unter 70 m geschränkt. Man kann sich schwer vorstellen, dass der Sand im tiefen Wasser von den Salpausselkäs her eingeschwemmt worden wäre, die der heutigen Auffassung gemäss damals einen Schärenhof bildeten. Der Abstand vom 1. Salpausselkä beträgt ca. 35 km und vom 2. Salpausselkä ca. 55 km. Das primäre glazifluviale Material wäre somit aus einer Entfernung von mindestens 55 km verfrachtet worden. Nicht ausgeschlossen ist es freilich, dass der Wellengang oder eine Bodenströmung feinkörniges glazifluviales Material mitgebracht und erneut in 40—50 m Tiefe abgesetzt hat. Heutzutage deckt ein weiches postglaziales Sediment den Boden der Ostsee in weiten Gebieten, und zwar hauptsächlich erst in Tiefen von über 50 m (Ignatius 1966). Dieser Hergang ist jedoch ziemlich unwahrscheinlich, weil der Sand dann gleichmässiger eingeebnet worden wäre, und weil lokale Abweichungen, wie sie in den benachbarten Becken der Moore Vajakkaneva P 4 und Simppujärvi angetroffen worden sind, nicht hätten zustande kommen können.

Datierung der spätglazialen Sedimente

Der Wende von der Spät- zur Postglazialzeit entspricht die Klimaverbesserung, die beim Abschmelzen der letzten Vereisung vor dem Eisrand eingetreten war; in der Vegetation kam es infolgedessen zur Wandlung von der jüngeren Dryaszeit zum Präboreal. Die Vegetation der jüngeren Dryaszeit ist, wie die Untersuchungen der im Bereich des Salpausselkä abgelagerten Torfsedimente ergeben haben, eine Tundravegetation gewesen (Donner 1951). In der Pollenflora macht sie sich als ein relativ grosser Anteil des NBP den Baumpollen gegenüber geltend.

In der Gegend von Askola sind keine organischen Sedimente angetroffen worden, die man auf die jüngere Dryaszeit (Zone III) oder noch weiter zurück datieren könnte. Dahingegen stammen die Bodensedimente zahlreicher Moor- und Seebecken, vorwiegend Bänderton, aus dem Spätglazial. Die Datierung fusst auf den Pollenverhältnissen und der Bänderung (symmikt und diakt). Die Pollenflora der Zone III ist auch im Ton relativ NBP-dominant und setzt sich in der Hauptsache aus folgenden gewöhnlicheren Strauch- und Krautpollen zusammen: *Salix*, *Ericales* (*Empetrum* häufig gegen Ende der Zone III), *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Thalictrum*, *Rosaceae*, *Cyperaceae* und *Gramineae*. Von den Baumpollen stehen *Betula* und *Pinus* an erster Stelle, aber ausserdem kommen relativ viel auch Pollen von *Alnus*, *Picea* und edlen Laubbäumen vor. Die letztern sind als ein Zeichen dafür aufzufassen, dass der Pollenbestand der spätglazialen Sedimente teilweise sekundärer Art ist und aus interglazialen Ablagerungen herstammt (Heinonen 1957) sowie durch Fernverwehung während der Vereisungszeit verfrachtet worden ist; dieser Pollen wäre also vergleichbar mit den von Aario (1940) erwähnten Pollen edler Laubbäume, die in den Moorproben des Tundragebiets gefunden worden sind. Der im Eis angesammelte Pollen dürfte subarktischer Art sein und hauptsächlich aus der weiteren Umgebung herkommen. Die Analysen vom Eis der Alpengletscher haben gezeigt, dass sich auch heutzutage im Randeis der Gletscher beträchtliche Pollenmengen ansammeln (Vareschi 1932, 1937). Der Anteil von *Pinus* und *Picea* im Pollenbestand wird dadurch herabgemindert, dass die Pollenkörner nicht selten zertrümmert sind, umgekehrt wie die kleineren Pollen. Andererseits werden die Nadelbaumpollen ihrer guten Flugfähigkeit wegen relativ reichlich auf dem Eis angeweht.

Nach den Untersuchungen von Heusser (1954) in den Gletschergebieten Alaskas sammeln sich im oberen Teil des Eises im eigentlichen Ablationsbereich ebenfalls verhältnismässig grosse Pollenmengen an, und seinen Beobachtungen gemäss ist ganz besonders *Alnus* sehr reich vertreten. In der Umgebung des betreffenden Gletschers wächst zunächst subarktische Vegetation, auf welche dann eine schmale Zone mit vorwiegend Erle und weiter entfernt vorwiegend Nadelhölzern folgt.

Beim Abschmelzen des fennoskandischen Inlandeises wurde mit dem Schmelzwasser in der Randzone vermutlich viel Pollen aus den Gletschern angeschwemmt, der sich dann später in den Sedimenten und Moränen ablagerte. Ausserdem enthielt die Moräne Interglazialpollen, der teilweise in die Sedimente eingewaschen wurde. Auf eine derartige interglaziale Herkunft weist u.a. die von Korpela (1962) in der Gegend von Rovaniemi gefundene Interglazialablagerung hin, deren Pollenflora subarktisches Gepräge trägt. Viel weiter südlich, in der Nähe von Leningrad ist wiederum in einer Interglazialablagerung des Mga-Gebiets ausserordentlich reichlich *Alnus*- und *Corylus*-Pollen (258 und 93/100 BP, *Alnus* und *Corylus* getrennt vom Baumpollen berechnet) im *Betula*-Maximum angetroffen worden (Znamenskaja 1959). Aus derartigen Interglazialablagerungen sind vielleicht auch in das Untersuchungsgebiet Pollen verfrachtet worden, der der primären subarktischen oder steppenartigen Flora fremd ist. Wegen des hohen *Alnus*- und *Corylus*-Gehalts macht sich schon eine relativ geringe Komponente geltend. Bedenkt man die Verbreitung der Rapakiwi-Blöcke, so ist auch der Wassertransport des Pollen von Osten her recht wahrscheinlich. Es ist ja bekannt, dass Rapakiwi-Blöcke aus dem Osten an der Küste entlang weit bis über die Grenzen des Rapakiwi-Gebiets hinaus von den Eischollen verfrachtet worden sind (z.B. Hyypä 1950).

Die regelmässigen Schwankungen im Pollenbestand der spätglazialen Sedimente rechtfertigen den Gebrauch der Pollenanalyse zur Datierung von Sedimenten auch in solchen Gebieten, wo der trockene Boden relativ weit entfernt war; man darf annehmen, dass die Schwankungen des Pollenbestandes eher durch die Schwankungen der primären Faktoren (direkte Fernverwehung und Wassertransport aus südlicheren Gebieten) als der sekundären Faktoren (Sedimentation des kompakten Moräne- und Gletscherpollens) bedingt sind. Zu diesen auf primäre Vegetationsschwankungen zurückgehenden Schwankungen gehört u.a. der Rückgang des grossen NBP-Maximums (100—400 %) im unteren Abschnitt der älteren Sedimente, der zeitlich der Wende von der jüngeren Dryaszeit zum Alleröd entsprechen dürfte, sowie das NBP-Maximum oberhalb von der Zone III. Die früher mit Vorbehalt gemachte Einteilung der Schichtenfolge vom Moor Ruskeasuo (Abb. 52 und 53) in die Zonen III—I (Tynni 1959) ist in diesem Zusammenhang auf den unteren Abschnitt von Zone III abgeändert worden, weil kein verlässlicherer Nachweis dafür erbracht werden konnte, dass das Gebiet schon in der älteren Dryaszeit vom Eis befreit worden wäre, und da es andererseits wahrscheinlich ist, dass auf das eigentliche NBP-Maximum der jüngeren Dryaszeit ein kürzeres, entweder in die jüngere Dryaszeit oder, wie in den umstehenden Diagrammen eingetragen ist, ins Präboreal gehöriges

NBP-Maximum folgte. Das fragliche kleinere NBP-Maximum war schon in der Schichtenfolge vom Moor Vajakkaneva zu sehen (Tynni 1956).

Charakteristisch für den Pollenbestand im oberen Abschnitt von Zone III ist der *Pinus*-Gipfel, der nach unten hin von einem *Betula*- und NBP-Maximum und von oben zuerst durch ein NBP-Minimum und ein kleines NBP-Maximum sowie dann durch das präboreale *Betula*-Maximum abgegrenzt ist.

Die Pollendatierung der Sedimente ist noch durch das Abzählen der Warven im Bänderton gestützt worden. Die letztere Methode liess sich an den Sedimenten anwenden, die mit dem nach Kullenberg entwickelten Kolbenbohrer erbohrt worden sind. Bedeutsam für die Datierung der spätglazialen Sedimente ist die Schichtenfolge vom Moor Ympyräsuo (Abb. 55, Punkt 32). Das spätglaziale Sediment ist im Ympyräsuo mehr oder weniger gebändert, und die Anzahl der abgezählten Warven ist wegen der schwächer gebänderten Stellen auf 700 abgerundet worden, was einer Genauigkeit von ca. 10 % entsprechen dürfte. Die Warven sind durchschnittlich 11 mm dick, die dicksten sind auf dem Grund; die oberen Warven werden aber nicht wie sonst in der Regel dünner, sondern die obersten sind umgekehrt stärker als die mittleren. Vielleicht spiegelt sich in dieser Sukzession ein Oszillieren des Eisrandes in der jüngeren Dryaszeit wider. Die Pollenanalyse von der gleichen Schichtenfolge zeigt einen Pollenbestand mit vorwiegend *Artemisia*- und *Betula*-Pollen und dessen Schwankungen, die auch in vielen anderen Pollendiagrammen zum Vorschein kommen.

BEOBACHTUNGEN ÜBER DIE SPÄTGLAZIALEN EISMEER- UND EIS-SEESTADIEN

Die Untersuchungen an den Bodensedimenten der Moore und an anderen spätglazialen Ablagerungen sowie an vormaligen Ufern in dem Untersuchungsgebiet geben Aufschluss über gewisse Ostseestadien der Spätglazialzeit. Aus dem Vorkommen der auf Eisschollen verfrachteten Rapakiwi-Steinblöcke zu schliessen müssen damals auch die höchstgelegenen Gebiete von verhältnismässig tiefem Wasser überflutet gewesen sein. Einige weiter unten darzulegende Beobachtungen zeigen relativ niedrige Phasen der Ostsee an.

Eine allgemeine Erscheinung ist es, dass in den Grundpartien der tiefer gelegenen Moorbecken auf einem geschichteten Sediment von Sand oder Schluff Bänderton liegt. Die Ablagerungen gehen nicht allmählich ineinander über, sondern sind scharf und deutlich voneinander abgegrenzt. In den höher gelegenen Moorbecken dagegen sind keine gröberen, geschichteten Sedimente zwischen den glazifluvialen Ablagerungen und Bändertonen angetroffen worden. Der Pollenanalyse gemäss sind die Bändertone in der jüngeren Dryaszeit entstanden. Die Diatomeenflora der Bändertone ist spärlich und weist in der Hauptsache Formen kleiner Süs-

wasser auf, was erkennen lässt, dass zur Zeit der Sedimentation das Wasser trübe und salzlos gewesen ist. Die zeitweilig auftretenden spärlichen Salzwasserformen und die symmetrische Bänderung des Tons lassen auf Eismeerstadien schliessen. Dass in den unterschiedlich hoch gelegenen Becken Bändertone gleichen Alters und gleicher Beschaffenheit vorkommen, ist trotz der Diatomeenflora ein Zeichen dafür, dass ein einheitliches Becken mit tiefem Wasser bestanden hat und nicht etwa gesonderte Kleinbecken.

Den neueren Forschungen gemäss hat zwischen dem Onegasee und dem Weissen Meer keine Salzwasser Verbindung mit Gewissheit bestanden (Biske 1963), aber u.a. die im Alleröd entstandenen Sedimente im Gebiet von Lachta weisen Salzwasserdiatomeen auf (Želubovskaja und Ladyškina 1962).

Dass Bänderton relativ weit vom Eisrand entfernt abgesetzt worden sind, spricht für ziemlich ruhige Verhältnisse bei der Sedimentation. In der Schichtenfolge vom Ympyräsuo (Abb. 55), der in ca. 61.6 m Höhe gelegen ist, sind die Warven, welche die in ca. 5.3 m Tiefe liegende und ca. 20 cm starke Sandschicht eingrenzen, ca. 1 cm dick, woraus zu schliessen der Eisrand bei ihrer Entstehung nicht in unmittelbarer Nähe gewesen sein kann (vgl. Ignatius 1958). Die Struktur des Sediments zeigt ausserdem, dass die Sandschicht nicht der im Sommer abgesetzte Teil der Warve ist. Die der Sandschicht unterlagerte dünne, ungebänderte Tonschicht dürfte wohl Störungen anzeigen, die bei der Ablagerung des Sandes den liegenden Bänderton betroffen haben. Die Sandschicht vom Ympyräsuo ist wahrscheinlich in der jüngeren Dryaszeit entstanden, und zwar entweder beim Abfluss des Baltischen Eissees (nach Sauramo 1958 von B I auf *g*) oder im Zusammenhang mit Uferauswaschungen in der Nähe. Vielleicht haben beide Faktoren zusammen mitgespielt.

Auch die Lagerfolgen von Nietoo 5 (Abb. 54, P. 31) und aus dem Kirchspiel Mäntsälä (Abb. 72) haben an der nach der Pollendatierung entsprechenden Stelle wie im Ympyräsuo gröbere Sedimente im Bänderton. Im Moor Nietoo 5, das auf etwa gleicher Höhe liegt wie Ympyräsuo, befinden sich in ca. 1.8 m Tiefe kleine Steinchen im Bänderton. Weiter nördlich, im Kirchdorf Mäntsälä, das nicht mehr auf unserer Karte liegt, ist am Rand eines Oshügels in ca. 70 m Höhe eine Lagerfolge gefunden worden (Abb. 72), wo u.a. zwischen symmetrischem Bänderton eine ca. 50 cm starke, mit Ton und Steinen untermischte Kiesschicht liegt. Dieser Kies ist vermutlich von dem benachbarten, ca. 90 m hohen Oshügel eingeschwemmt worden. Dass der Wasserspiegel ziemlich niedrig gewesen sein muss, ist auch daraus ersichtlich, dass in der Pollenflora die *Gramineae*-Pollen ihr Maximum erreichen. Zahlreichen Beobachtungen gemäss sammelt sich nämlich der *Gramineae*-Pollen in ufernahen Sedimenten an.

Sofern die oben beschriebenen, im Bänderton eingelagerten groben Sedimente dem *g*-Niveau entsprechen, das nach Sauramo nach dem Abfluss des Baltischen Eissees (BI) herrschte, ist nach Sauramo die Höhe des betreffenden Ufers in Utti und in Askola 95 m. Die höchste Stelle in Askola, der Fels Haukankallio, hat diese Höhe. An der nächsthöchsten Stelle in Nietoo von Askola, auf dem Felsen Kirkko-

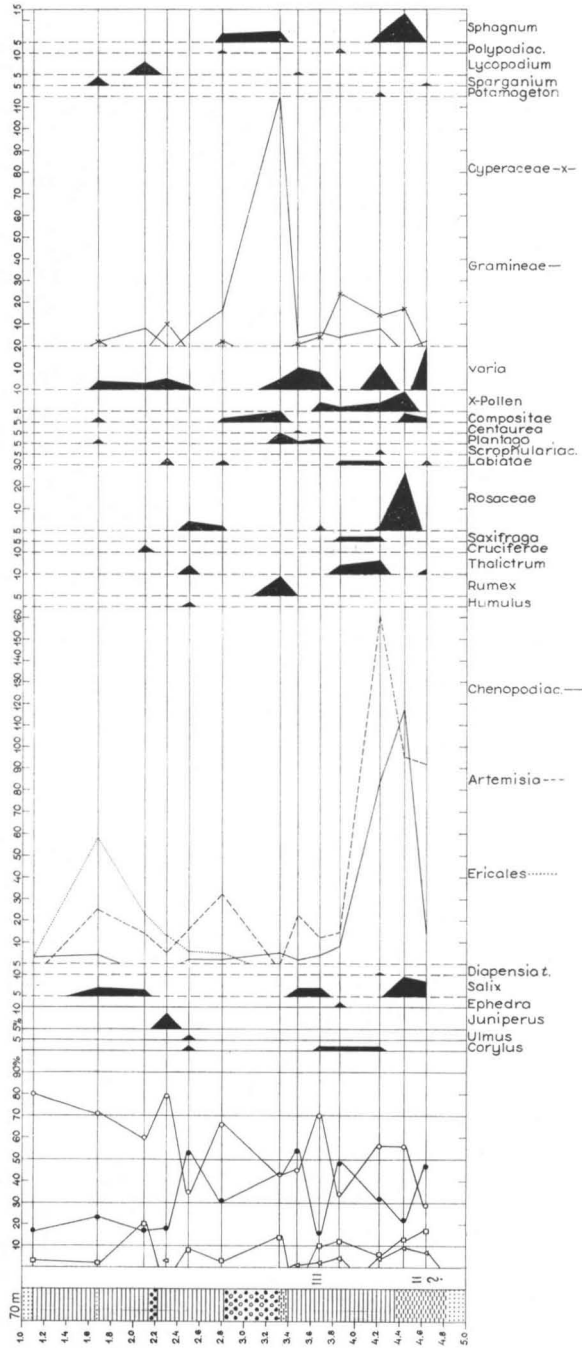


Abb. 72. Pollendiagramm der Schichtenfolge aus dem Kirchdorf Mäntisälä.



ABB. 73. Geröllwall in 88,8 m Höhe in Myrskylä (Punkt 33).

kivi, liegt in ca. 92 m Höhe ein Ufergeröll (Punkt 22), in welchem viel Rapakiwi vorkommt, vielleicht etwa 20 %. Wahrscheinlich war der Wasserspiegel vor der Herausbildung dieses Ufers noch höher, und die Rapakiwi-Steine sind damals dorthin verfrachtet worden. In der jüngeren Dryaszeit überstieg das höchste Wasserstadium in der Gegend von Askola die Höhe von 92.8 m. Das *g*-Niveau lag jedoch wahrscheinlich tiefer als 92.8 m; die vorwiegend Grobsand führende Schicht der Lagerfolge aus dem Kirchdorf Mäntsälä setzt nämlich — unter Berücksichtigung der Mikroflora — auf den höheren Isobasen voraus, dass 90 m unterschritten wurden.

In Askola und Umgebung liegen zahlreiche, gut ausgebildete Geröllufer bei etwa 78 und 82 m. In etwa dieser relativ geringen Höhe lag den untersuchten Sedimenten gemäss der Wasserspiegel in der jüngeren Dryaszeit und eventuell auch im Präboreal z.Zt. des Yoldiamaximums (im Moor Rahikonsuo übersteigt das Yoldiamaximum 73 m, vgl. auch Sauramo 1958) sowie vor der Transgression in der jüngeren Dryaszeit. Wahrscheinlicher ist es, dass die fraglichen Ufer in der jüngeren Dryaszeit und nicht im Präboreal entstanden sind, weil im Spätglazial mehr Steinmaterial von den Eisschollen befördert worden ist. Abb. 73 zeigt ein gut ausgebildetes spätglaziales Ufergeröll aus Myrskylä (Punkt 33) in ca. 89 m. Höhe.

Die ältesten geschichteten Feinsand- und Schluffsedimente des Untersuchungsgebiets sind auf dem Boden der unter 65 m gelegenen Moorbecken sowie am Rand von Osern angetroffen worden. Sie sind im allgemeinen ohne allmählichen Übergang direkt von bräunlichem Bänderthon überlagert, welcher der Pollendatierung

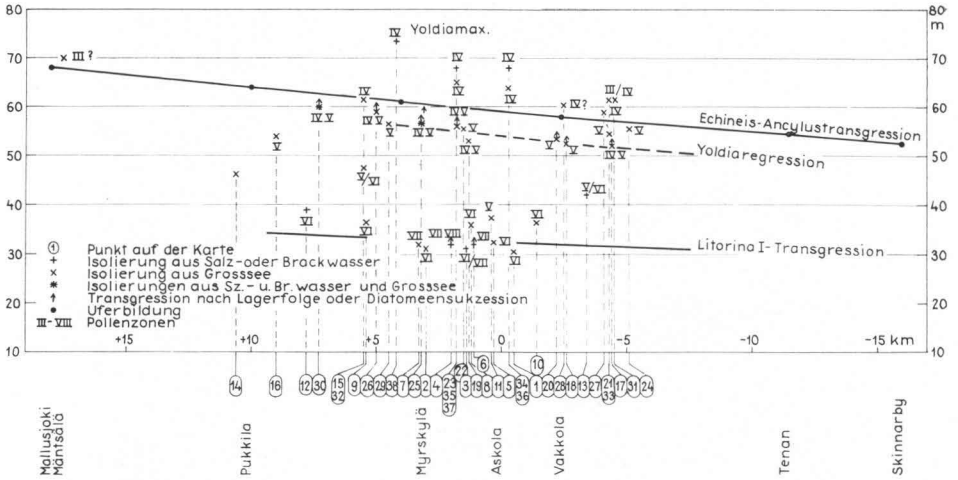


ABB. 74. Höhen der Ostseestadien aufgrund des Abschnürungsniveaus der Ablagerungsbecken (Lage vgl. Abb. 3 und 4).

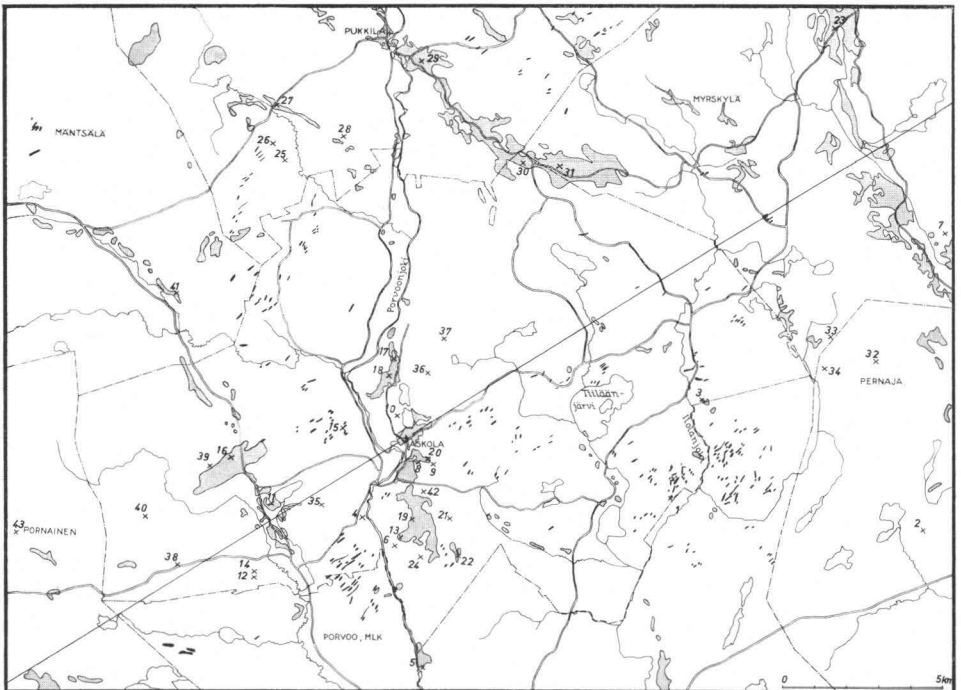


ABB. 75. Verlauf der Isobasen, vormalige Ufer, Endmoränen (schwarze Streifen) sowie Os- und Uferablagerungen (getüpfelte Gebiete).

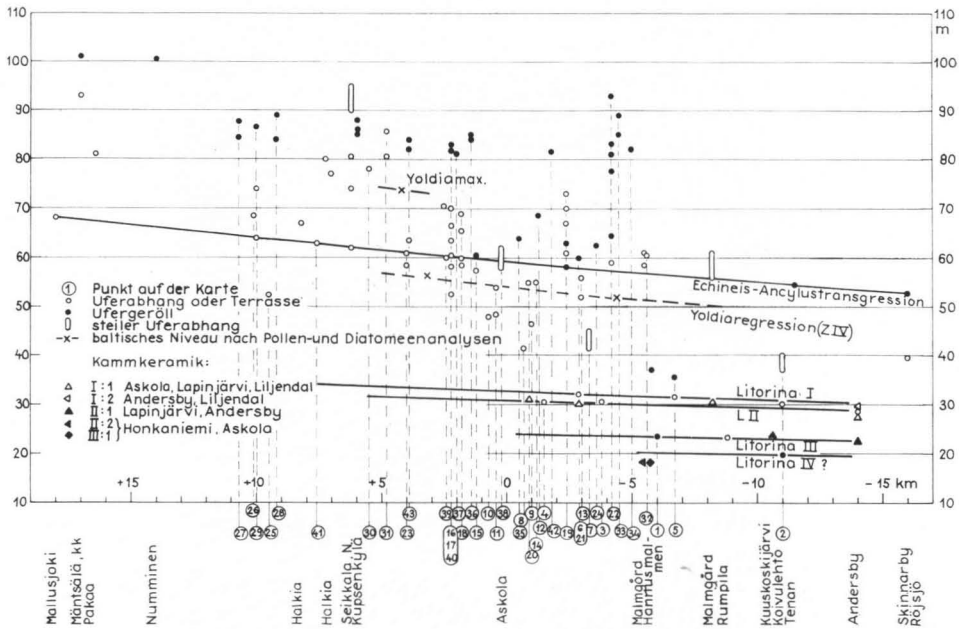


Abb. 76. Distanzdiagramm der Vorzeitufer in Askola und Umgebung. Analyse der Uferbeobachtungen in der Beilage IV und Lage in Abb. 75.

gemäss in der jüngeren Dryaszeit entstanden ist. Eine ähnliche Reihenfolge der Schichten kommt u.a. auch in der Gegend von Hamina und in Levanto von Mäntsälä vor. Hier findet man zwischen diesen Ablagerungen Anzeichen von Diskordanz: im Gebiet von Hamina überschneidet der ungestörte braune Bändernton die liegenden grauen Schlufftonschichten, und in Levanto schneidet der braune Bändernton gefaltete Lager von Feinsand. In der Gegend von Askola ist keine Diskordanz zwischen diesen geschichteten Sedimenten verschiedenen Typs festgestellt worden, wohl aber ein wahrscheinlicher Hiatus.

Ein Beispiel für die groben Grundsedimente, die wahrscheinlich bei einem niedrigen Wasserstand in der Nähe des Eisrandes abgesetzt worden sind, ist das in ca. 40 m Höhe gelegene Sediment am Rand einer glazifluvialen Ablagerung in Sikilä im Kirchspiel Porvoo (von Punkt 3 ca. 100 m E). Es handelt sich um unter dem Ton liegenden Feinsand, der eine einer Warvenstärke von 10 cm entsprechende Schichtung ohne Tonmaterial aufweist (Abb. 77). Im Dorf Monninkylä in Askola liegt in der Sandgrube von Vaani auf der gleichen Höhe wie in Sikilä unter dem Bändernton geschichteter Schluff und Feinsand (Abb. 78). In Nalkkila und Nietoo von Askola kommt in den bei ca. 60 m gelegenen Kiesgruben an Osern nur bräunlicher Bändernton vor, während die gröberen geschichteten Sedimente fehlen. Ge-



ABB. 77. Feinsand mit Jahreswarven aus Sikilä im Kirchdorf Porvoo (Punkt 3). Das Vorkommen ist von Ufer- und Tonsedimenten überlagert.

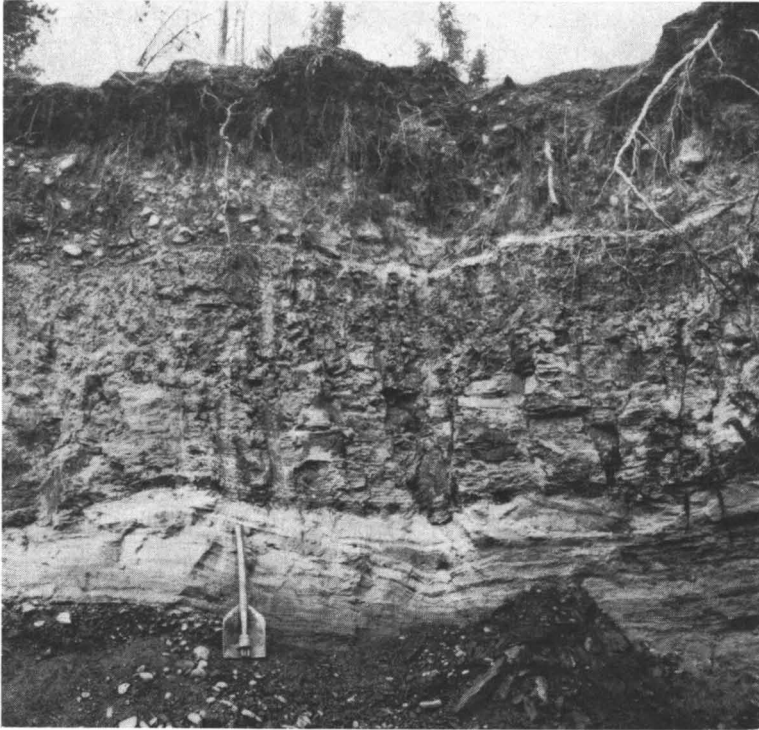


ABB. 78. Gebänderter Schluff und Feinsand unter einem relativ dünnwarvigen Tonsediment in Monninkylä von Askola (Vaani).

schichteter Feinsand ist auf dem Boden der Lagerfolgen von den Mooren Nietoo 1 (Abb. 48 u. 49, P. 27) und Kolokorpi angetroffen worden, beide liegen unter 60 m (in Nietoo 1 enthüllte sich die Schichtung bei einer Kontrolle mit dem Kolbenbohrer, als das Pollendiagramm schon gezeichnet war). Der geschichtete Schluff ist ein gewöhnliches Sediment auf dem Boden der Moorablagerungen, auch im Moor Rahikonsuo in über 70 m Höhe kommt er vor.

Ein niedriges spätglaziales Ostseestadium zeigen u.a. nach Hyypä (1951) die Toteisgruben am 1. Salpausselkä an, sowie nach M. Okko (1962) die Geomorphologie des Gebietes westlich von Lahti. Auch die von Virkkala (1949 b) beschriebenen Spuren von spätglazialen Bodenfrost in Südfinnland sind mit einer eventuellen niedrigen Ostseephase in Verbindung gebracht worden.

Allgemein ist man der Auffassung, dass in Süd-Skandinavien in der älteren Dryaszeit eine seichte Phase des Baltischen Eissees herrschte (u.a. E. Nilsson 1958). Nach Sauramos Bändertonchronologie hat dieses Stadium im Bereich von Südfinnland nicht gewesen sein können, sondern der Eisrand hat sich von Südfinnland erst

im Alleröd zurückgezogen. Nach den umstehenden Pollendatierungen älterer Sedimente ist es jedoch wahrscheinlich, dass, sofern im Spätglazial ein niedriges Stadium herrschte, in dem Untersuchungsgebiet 60—70 m ü.d.M., dasselbe auf die Allerödzeit zu datieren wäre. Wenn es sich um eine Seichtwasserphase der älteren Dryaszeit gehandelt hätte, müsste die Schichtenfolge einen grösseren Hiatus aufweisen.

Vergleiche mit anderen Gebieten

Nach Mölder, Valovirta und Virkkala (1957) sind in Südfinnland schon in der älteren Dryaszeit Tone abgelagert worden (vgl. Salmi 1959). Ihre Datierung weicht somit im Gebiet von Askola von der im Rahmen der vorliegenden Arbeit angewandten Datierung ab. Nach V. Okko (1957) war das Gebiet von Jylisjärvi östlich der Stadt Hämeenlinna in der jüngeren Dryaszeit vom Eis befreit, und der Salpausselkä-Gürtel war hauptsächlich schon im Alleröd entstanden. Nach Sauramo (1958) und Donner (1965) wich der Eisrand gegen Ende des Alleröds zum 1. Salpausselkä zurück. Nach M. Okko (1962) umfasste westlich von der Stadt Lahti die spätglaziale Uferverschiebung zunächst die Regression einer relativ hohen Phase des Karelischen Eismees (Hyypä 1943) oder des »Rapakiwimeers«, dann die niedrige Phase im Alleröd und schliesslich ein Hochwasserstadium des Baltischen Eissees. Den Untersuchungen von E. Hyypä (1963) gemäss wurden im Alleröd von den Eisschollen Rapakiwi-Blöcke im tiefen Wasser des Karelischen Eismees (Eissees) in die Gegend von Helsinki verfrachtet. Unterhalb dieser Vorkommen ist Schluffton angetroffen worden, der nach Hyypä in der älteren Dryaszeit entstanden ist.

Die Bodenschichten der Moorlagerfolgen im Gebiet von Süd-Saimaa sind nach Lappalainen (1962) in der jüngeren Dryaszeit zustande gekommen. Repo (1963) ist der Ansicht, dass die distal von der Randbildung Jaamankangas gefundenen, feinkörnigen Sedimente in der jüngeren Dryaszeit oder in einer floristisch damit vergleichbaren Zeitperiode abgelagert worden sind.

Den Forschungen von Hyvärinen (1966) gemäss entsprechen die ältesten organischen Sedimente in Pielis-Kareliden zeitlich dem Präboreal. Die untere Partie einer Schichtenfolge östlich vom See Pielisjärvi, die Tolonen (1963) beschrieben hat, ist auf die jüngere Dryaszeit datiert worden.

Aus Nordfinnland sind in letzter Zeit Bodensedimente von Lagerfolgen beschrieben worden, die hinsichtlich ihrer Datierung abweichend sind. Nach Ruuhijärvi (1963) stammen die unmittelbar nach dem Rückzug des Eisrandes oder nach der Verlandung des Gebiets in Ostlappland entstandenen Sedimente aus dem Präboreal (Zone II von Ruuhijärvi). Vasari (1962) ist zu dem Resultat gekommen, dass die in Kuusamo angetroffenen ältesten, am sichersten datierten Sedimente dem unteren Holozän entsprechen, das mit Sauramos Zone III gleichgestellt wird. Später hat Vasari (1965, S. 228) aus diesem Gebiet Sedimente der älteren Dryaszeit beschrieben.

Auch den Untersuchungen von Salmi (1964/1965) und Sorsa (1964, 1965) gemäss, die nach der C^{14} -Methode datierte Ablagerungen betreffen, hat das Zurückweichen des Eisrandes in dem fraglichen Gebiet bereits in der älteren Dryaszeit eingesetzt.

Wie aus der obigen knappen Zusammenfassung hervorgeht, stehen die neueren Forschungsergebnisse über den Rückzug des Inlandeises nicht miteinander im Einklang, was zunächst mit der unterschiedlichen Datierung der älteren Sedimente und den technischen Grenzen der angewandten Methoden zu tun hat. Die wichtige Kontrolle der Chronologie könnte vorgenommen werden, wenn die Grundlagen der anderen Datierungsmethoden, wo möglich, durch eine einheitliche Bändertonchronologie bestätigt werden könnten.

ZUSAMMENFASSUNG

Abb. 74 und 76 geben aufgrund des Distanzdiagramms eine Zusammenfassung von den Abschnürungsniveaus der Ablagerungsbecken sowie von den vormaligen Ufern. Auf Abb. 79 ist aufgrund von in Mooren erbohrten Schichtenfolgen und vormaligen Ufern in Askola (Beilage IV) die Strandverschiebung von Litorina I auf der Isobase 32.5 m an der Kirche von Askola dargestellt.

Die ältesten spätglazialen Phasen der Uferverschiebung sind so mangelhaft erkennbar, dass keine diesbezügliche Kurve gezeichnet werden konnte, aber als Hinweise auf die Höhenverhältnisse der damaligen Ostseestadien in Askola lassen sich die folgenden Phasen 1—6 unterscheiden.

1. Die ältesten Stadien des Spätglazials entsprechen nach Sauramos Bändertonchronologie der Allerödzeit. Die Pollendatierung anhand der alleruntersten Warven ist ungewiss (vgl. Ignatius 1958), weshalb die Datierung ausser auf der Pollenanalyse noch auf der Warvenchronologie fusst. Aufgrund der Ausbreitung größerer geschichteter Bodensedimente lässt sich vermuten, dass die Uferlinie in der Allerödzeit in dem Untersuchungsgebiet bei 60—70 m lag.

2. Am Anfang der jüngeren Dryaszeit herrschte wahrscheinlich eine marine Phase, und in dem Untersuchungsgebiet stieg der Wasserspiegel bis über die allerhöchsten Stellen hinaus (bis über 95 m). Dies geht u.a. aus dem Diatomeendiagramm von der Schichtenfolge des Moores Nietoo 2 (Abb. 56 u. 57, P. 33) hervor, sowie weiter daraus, dass die Sedimente von unten her aufwärts im allgemeinen in Ton übergehen.

3. Später in der jüngeren Dryaszeit sank der Wasserspiegel, und auf dem Bänderton wurden Sedimente mit vorwiegend Feinsand (Ympyräsuo) oder Kies (Mäntsälä) abgesetzt. Dieses Stadium entspricht möglicherweise dem *g*-Niveau von Sauramo (1958), das in Askola beträchtlich unter 95 m lag. Das *g*-Niveau könnte eventuell den Geröllufeln in ca. 80 m Höhe entsprechen. Auf die seichte Phase folgte eine neue Transgression und ein Absinken des Wasserspiegels auf die gleichen Höhenlagen (obere Kiesschicht in der Lagerfolge von Mäntsälä).

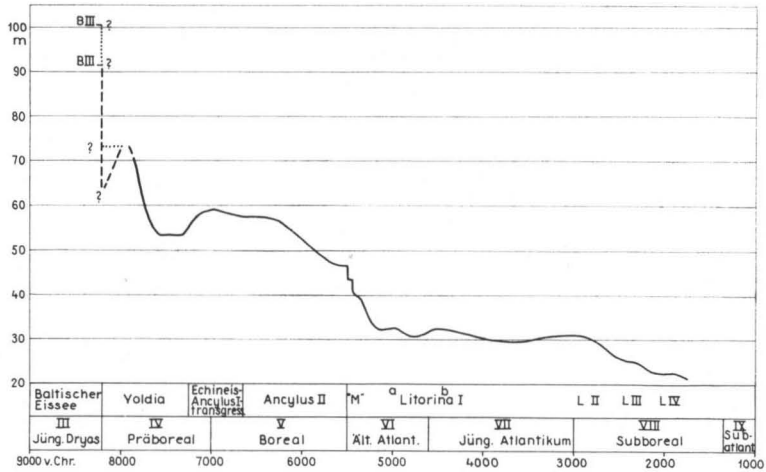


ABB. 79. Uferverschiebung in Askola auf der Litorina I-Isobase von 32,5 m.

4. Die maximale Höhe erreichte der Wasserspiegel ausgangs der jüngeren Dryaszeit. In diesem Stadium sind die bräunlichen, symmetrisch geschichteten Tone des Gebiets entstanden, und die Rapakiwi-Steinblöcke wurden vom Eis in die Gegend verfrachtet, u.a. sogar an die höchsten Stellen (92.8 m). Es ist doch möglich dass die Rapakiwi-Verfrachtung auch während der ersten marinen Stadium der jüngeren Dryaszeit stattgefunden hat.

5. Nach der Hochwasserphase der jüngeren Dryaszeit ist das bei 92.8 m gelegene Ufer am Kirkkokivenkallio in Nietoo entstanden, es enthält nämlich ziemlich viel Rapakiwi-Steine, die zur Zeit tiefen Wasser herbeibefördert worden sind.

6. Gegen Ende der jüngeren Dryaszeit ist der Wasserspiegel in dem Untersuchungsgebiet unvermittelt abgesunken, und in diesem Zusammenhang ist fast überall auf dem Bänderthon Fein- oder Grobsand abgesetzt worden. Am dicksten sind diese Ablagerungen in Nietoo in ca. 60 m und in Nalkkila in ca. 65 m Höhe. Die letztgenannte enthält ausserdem Makrofossilien, die aus der Vegetation der Ufergewässer und des tieferen Wassers herkommen. Aus dem oben Gesagten zu schliessen könnte der Höhengürtel von 60—65 m dem Yoldia I-Niveau nach dem Abfluss des Baltischen Eissees (Sauramo 1958: B III) um 28 m entsprechen. Dementsprechend müsste B III vor dem Abfließen eine Höhe von etwa 92 m gehabt haben, die gleiche Höhe also, wie das vormalige Ufer am Felsen Kirkkokivenkallio. Die Lagerfolgen aus Askola weisen keine Spuren von den anderen Abflüssen des Baltischen Eissees auf, obschon aufgrund der Höhenverhältnisse zu erwarten wäre, dass auch die letztgenannten entsprechende grobkörnige Schichten hinterlassen hätten. In Mäntsälä dagegen sind schwache Spuren von einem zweiten Abfließen angetroffen worden.

Die andere Möglichkeit wäre, dass die oben erwähnten Abfluss-Schichten alle unterhalb vom Yoldia I-Niveau entstanden wären; die oben dargelegte Uferverschiebung hätte dann etwa 10 m höher gelegen.

Verlässlichere Schlussfolgerungen haben sich anhand des Materials anstellen lassen, das das Präboreal und die Zeit danach betrifft. Im Ablauf der Strandverschiebung lassen sich folgende charakteristischen Stadien unterscheiden:

7. Zu Beginn des Präboreals lag der Meeresspiegel im nördlichen Teil von Askola höher als 73 m (Rahikonsuo). Dieses Stadium entspricht dem Yoldiameer. Im Pollendiagramm ist an der betreffenden Stelle ein kleines NBP-Maximum (Vajakkaneva 4).

8. Während des präborealen *Betula*-Maximums reichte die Regression des Yoldiameers in Askola bis zu etwa 52 m (Nietoo 4).

9. Die darauffolgende Transgression umfasste den Diatomeenanalysen gemäss zunächst die Transgression des Echineismeers und in der Fortsetzung die früheste Phase des noch höher hinaufreichenden transgressiven Ancylossees, was in den Untersuchungen von Sauramo (1958) der Echineistransgression an der Wende vom Präboreal zum Boreal entspricht. Die letztere erstreckte sich nach der Schichtenfolge vom Moor Haapasuo bis zu etwa 60 m. Auf dieser Höhe liegen die ausgeprägtesten Vorzeitufer des Untersuchungsgebiets. Die Gradienten dieses Ufers betragen nach zahlreichen Beobachtungen etwa 50 cm/1 km.

10. Gegen Ende der Borealzeit lag der Ancylossee gemäss der Lagerfolge vom Moor Palosuo in Onkimaa von Askola bei ca. 47 m. In etwa der gleichen Höhe liegt ein Vorzeitufer u.a. westlich vom See Nalkkilanjärvi am Saum des Riihimäki-Feldes und auf der N-Seite des Moores Suursuo in Vakkola. Aufgrund der Diatomeen- und Pollendiagramme ging das Ancylosstadium um die Zonenwende V/VI aus.

11. Sofern der Ancylossee mit einem plötzlichen Abfallen des Wasserspiegels endigte, betrug der Höhenunterschied nicht mehr als 3 m, denn das auf den Ancylossee folgende Stadium mit schwachem Brackwasser macht sich im Moor Letkunsuo bei ca. 42 m geltend. Das betreffende Stadium fällt in die walddeschichtliche Zone VI, die nach Sauramo dem Mastogloiamer entspricht.

12. Die sog. Clypeusgrenze fällt den Pollendiagrammen gemäss in die Zone VI. Sie ist nicht über die höchste Litorinagrenze hinausgegangen. In den Diatomeendiagrammen weist die Sukzession der Salz- und Brackwasserformen eine auf Transgression hinweisende Zunahme auf (L I a), die freilich wohl eher durch den ansteigenden Salzgehalt des Wasser bedingt sein dürfte. Später im Clypeusstadium ist der Wasserspiegel den Kieselalgen gemäss unter 30 m gesunken (Pollen- und Diatomeendiagramme vom Moor Suursuo nach Virkkala 1953).

13. Litorina I b fällt zeitlich auf die Zonengrenze VI/VII. Es war ein transgressives Stadium und erstreckte sich in Vahijärvi bis zu ca. 32.5 m Höhe. Der Gradienten von ca. 20 cm/1 km entsprechend (Hyypä 1937) liegen in dem Untersuchungsgebiet Vorzeitufer in 31.8—28.1 m Höhe. Ihrer Lage gemäss müssen sie teils zur Zeit

von Litorina I sowie in den vorausgegangenen Stadien und auch in der nachfolgenden Phase Litorina II entstanden sein.

14. Auch das Litorina II-Stadium ist den Kieselalgen gemäss in Askola transgressiv gewesen (Porrassuo). Zeitlich fällt es in den Beginn der Zone VIII. Litorina II erstreckte sich in Askola den Schichtenfolgen gemäss bis fast zu den gleichen Höhen wie Litorina I, in Vahijärvi ging es über 31.8 m hinaus.

15. In den tiefer gelegenen Gegenden des Untersuchungsgebiets in Huuvari von Askola und Rumpila von Liljendal liegt in 23 m Höhe ein vormaliges Ufer. Es entspricht wahrscheinlich Litorina III.

16. Das 19.5 m hoch gelegene Ufer südöstlich vom See Kuuskoskijärvi in Pernaja entspricht wahrscheinlich dem Litorina IV-Stadium, das gemäss der Schichtenfolge südlich vom See Kylänpääjärvi transgressiv gewesen ist.

SCHRIFTTUM

- AARIO, LEO (1935) Die postglazialen Niveaushiftungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, 64, Nr. 1.
- »— (1940) Waldgrenzen und subrezente Pollenspektren in Petsamo Lappland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, 54, Nr. 8.
- AARIO, RISTO (1965) Development of ancient Lake Päijänne and the history of the surrounding forests. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 81.
- ALHONEN, PENTTI (1964) Radiocarbon age of waternut (*Trapa natans* L.) in the sediments of Lake Karhejärvi, SW-Finland. Mem. Soc. F. Fl. Fennica 40, S. 192—197.
- AUER, VÄINÖ (1959) The Pleistocene of Fuego-Patagonia, Pt. III. Shoreline displacements. Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, 60.
- »— (1964) Lateglacial and postglacial shoreline displacements in South Amerika as established by tephrochronology, compared with displacements of the Baltic shorelines. Fennica 89, Nr. 1, S. 51—55.
- AUROLA, ERKKI (1938) Die postglaziale Entwicklung des südwestlichen Finnlands. C. R. Soc. Géol. Finlande 11. Bull. Comm. géol. Finlande 121.
- ÄYRÄPÄÄ, A. (Europaeus) (1929) Askolan Honkaniemen kivikauden asuinpaikka. Suomen Museo. 36, S. 15—32. Referat: Der steinzeitliche Wohnplatz bei Honkaniemi im Ksp. Askola. Eine Abweichung von den Landhebungsisobasen. *Ibid.* Referatenteil S. 2—3.
- »— (1930) Die relative Chronologie der steinzeitlichen Keramik in Finnland I—II. Acta Archaeologica I: 2—3.
- BISKE, G. S. (1963) Zur Frage der Ostseentwicklung während der Vor- und Nachwürmzeit (-Waldzeit) im Bereich von Karelien und des Gebietes von Leningrad. Baltica 1, S. 44—45.
- BORELL, G. und Offerberg, J. (1955) Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergforsen och Ragunda. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 31.
- BOYD, L. (1948) The coast of Northeast Greenland. American Geogr. Soc. Spec. Public. 30.
- CAJANDER, A. K. (1916) Metsänhoidon perusteet. I. Kasvibiologian ja kasvimaantieteen pääpiirteet. Porvoo.
- DONNER, JOAKIM (1951) Pollen-analytical studies of Late-Glacial deposits in Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 24, S. 1—92. Bull. Comm. géol. Finlande 154.
- »— (1952) On the early post-Glacial shore-line displacements in south-east Finland. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 29.
- »— (1958) The late-glacial period and its correlation with the retreat stages of the ice in Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 30, S. 79—86. Bull. Comm. géol. Finlande 180.
- »— (1963) The zoning of the post-glacial pollen diagrams in Finland and the main changes in the forest composition. Acta Bot. Fennica 65, S. 1—40.
- »— (1965) The Quaternary of Finland. The Quaternary 1, S. 199—272. Interscience Publ. New York-London-Sydney.

- ERDTMAN, G. (1946) Palynologiska synpunkter på pionjärfasen i den svenska florans invandringshistoria. Svensk Bot. Tidskr. 40, S. 293—304.
- »— (1963) Introduktion till palynologin. Natur och kultur. Stockholm.
- FAEGRI, K. und IVERSEN, J. (1964) Textbook of pollen analysis. Copenhagen.
- FIRBAS, Fr. (1949) Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Allgemeine Waldgeschichte. Jena.
- FLORIN, MAJ-BRITT (1944) En sensubarktisk transgression i trakten av södra Kilsbergen enligt diatomacésuccesionen i områdets högre belägna fornsjölagerföljder. Geol. Fören. Stockholm Förh. 66, S. 417—448.
- FLORIN, S. (1944) Havsstrandens förskjutningar och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. I. Allmän översikt. Geol. Fören. Stockholm Förh. 66, S. 551—634.
- »— (1948) Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. Geol. Fören. Stockholm Förh. 70, S. 429—458.
- »— (1952) Katrineholmstrakten och Vingåkersbygden. Natur i Södermanland, S. 242—258. Stockholm.
- »— (1961) De äldsta skogarna och det första åkerbruker. Publ. Inst. Quaternary Geol. Univ. Uppsala, Ser. 8, Nr. 19, S. 327—430.
- FRIES, M. (1962) Sediments and vegetational history in the Ösbysjön basin north of Stockholm. Oikos 13, Fasc. 1, S. 76—96.
- FROMM, E. (1963) Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. A review of Swedish investigations. Baltica 1, S. 46—59.
- GROSS, H. (1937) Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet. Beih. Bot. C.bl., 57/B, S. 167—218.
- HEINONEN, LEO (1957) Studies on the microfossils in the tills of the North European glaciation. Ann. Acad. Scient. Fennicae. Ser. A, III, 52.
- HEUSSER, C. (1954) Palynology of the Taku glacier snow cover Alaska and its significance in the determination of glacier regimen. Amer. J. Sci. 252, S. 291—308.
- HUSTEDT, Fr. (1957) Die Diatomcenflora des Flusssystemes der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. Abh. naturw. Ver. Bremen 34, S. 173—440.
- HYVÄRINEN, HANNU (1966) Studies on the late-Quaternary history of Pielis-Karelia, eastern Finland. Soc. Scient. Fennica, Comm. Biol. 29, Nr. 4.
- HYYPÄ, ESA (1935) Kivikautinen asutus ja rannansiirtyminen Helsingin seudulla. Referat: Die steinzeitliche Besiedlung und die Verschiebung des Ufers in der Gegend von Helsinki. Terra 47, S. 31—49.
- »— (1937) Post-Glacial changes of shore-line in South Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande 120.
- »— (1942) Beiträge zur Kenntnis der Ladoga- und Ancylustransgression. C. R. Soc. Géol. Finlande 15, S. 137—178. Bull. Comm. géol. Finlande 128.
- »— (1943) Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritetujen tutkimusten valossa. Terra 55, S. 122—127.
- »— (1950) Helsingin ympäristö. Maaperäkartan selitys. Geologinen tutkimuslaitos.
- »— (1951) Kuvia Salpausselän rakenteesta. Summary: On the structure of the First Salpausselkä. Geologi 3, S. 5—7.
- »— (1954) Åsarnas uppkomst. Geologi 6, S. 45.
- »— (1960) Quaternary geology of eastern and northern Finland. Internat. Geol. Congress, XXI session, Norden 1960. Guide to excursion No. C 35.
- »— (1963) On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia 89, Nr. 1, S. 37—48.
- HYYPÄ, E., HOFFRÉN, V. und ISOLA, A. (1962) Geological Survey of Finland radiocarbon measurements, 1. Radiocarbon 4, S. 81—83.
- »— (1963) Geological Survey of Finland radiocarbon measurements 2. Radiocarbon 5, S. 302—304.

- HYYPÄ, E., TOIVONEN, A. V. P. und ISOLA, A. (1964) Geological Survey of Finland radiocarbon measurements 3. Radiocarbon 6, S. 110—111.
- HÄRME, MAUNU (1961) On the fault lines in Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 33, S. 437—444. Bull. Comm. géol. Finlande 196.
- IGNATIUS, HEIKKI (1958) On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. C. R. Soc. Géol. Finlande 30, S. 135—144. Bull. Comm. géol. Finlande 180.
- »— (1966) Uusia piirteitä Itämeren merigeologisessa tutkimuksessa. Summary: New Developments in the Current Finnish Marine Geological Research in the Baltic. Geologi 18, S. 17—20.
- IVERSEN, J. (1936) Sekundäre Pollen als Fehlerquelle. Danmarks Geol. Unders. IV Rk., 2, Nr. 15.
- »— (1960) Problems of the early post-glacial forest development in Denmark. Danmarks Geol. Unders. IV Rk., 4, Nr. 3.
- KLIEWE, H. (1963) Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. Baltica 1, S. 116—134.
- KLIEWE, H. und REINHARD, H. (1960) Zur Entwicklung des Ancyclus-Sees. Peterm. Geogr. Mitt. 104, S. 163—174.
- KORPELA, KAUKO (1962) Interglacial peat in the Rovaniemi area. Geologi 14, S. 30.
- KROG, H. (1954) Pollen analytical investigation of C¹⁴-dated Alleröd-section from Ruds-Vedby. Danmarks Geol. Unders. II Rk., 80.
- »— (1960) Post-Glacial submergence of the Great Belt dated by pollen-analysis and radiocarbon. Internat. Geol. Congress, XXI session, Norden 1960, S. 127—133.
- KÄÄRIÄINEN, E. (1963) Land uplift in Finland computed by the aid of precise levellings. Fennia 89, Nr. 1, S. 15—18.
- LAITAKARI, ILKKA und SIMONEN AHTI (1962) Kallioperäkarta. Lehti 3022, Lapinjärvi. Suomen geologinen kartta, 1: 100 000.
- LAPPALAINEN, VEIKKO (1962) The shore-line displacement on southern Lake Saimaa. Acta Bot. Fennica 64.
- »— (1965) The *Ulmus* decline in postglacial pollen diagrams from southeastern Finland. Geol. Soc. America, Spec. Paper 84, S. 79—94.
- LINDBERG, H. (1914) Tulokset Helsingin kihlakunnassa toimitetuista fytopaleontologisista tutkimuksista. Suomen Suoviljelysyhdistyksen Vuosikirja 18, S. 318—322.
- LUHO, VILLE (1946) Henttala övre stenåldersboplats i Borgå socken. Referat: Der obere steinzeitliche Wohnplatz von Henttala im Kps. Borgå. Finskt Museum 51 (1944), S. 1—19.
- »— (1948) Alajärven Kurejoen Rasin poikkiteräiset nuolenkärjet. Referat: Querschneidige Pfeilspitze aus Kurejoki—Rasi in Alajärvi. Suomen Museo 54 (1947—1948), S. 5—23.
- »— (1950) Askolan muinaisuutta. Uudenmaan Sanomat, Nr. 110, 114, 117.
- »— (1956) Die Askola-Kultur; die frühmesolithische Steinzeit in Finnland. Suomen Muinaismuistoyhd. Aikak. 57.
- »— (1957) Frühe Kammkeramik. *Ibid.* 58.
- »— (1965) Helsingin pitäjän esihistoria. S. 7—93 in Helsingin pitäjän historia. Porvoo.
- LUNDQVIST, J. (1957) C¹⁴-dateringar av rekurrensytter i Värmland. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, 554.
- MATHIASSEN, T. (1937) Gudenaa-kulturen; En mesolitisk inlandsbebyggelse i Jylland. Aarbøger 1937. København.
- MEINANDER, C. F. (1954) Die Bronzezeit in Finnland. Suomen Muinaismuistoyhd. Aikak. 54.
- MÖLDER, KARL (1955) Die Entwicklungsgeschichte des Sees Siikajärvi im mittleren Uusimaa. Acta Geogr. 14, S. 300—313 Helsinki.
- »— (1956) Die Diatomeenflora der Bändertone bei Jokela in Südfinnland. Arch. Soc. »Vanamo» 10: 1.
- MÖLDER, K., VALOVIRTA, V. und VIRKKALA, K. (1957) Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland. Bull. Comm. géol. Finlande 178.
- NILSSON, E. (1958) Issjöstudier i södra Sverige. Geol. Fören. Stockholm Förh. 80, S. 166—185.

- NILSSON, E. (1964) Geochronological investigations in South Sweden. Geol. Fören. Stockholm Förh. 86, S. 162—170.
- NILSSON, T. (1964) Standardpollendiagramme und C^{14} -Datierungen aus dem Ageröds Mosse im mittleren Schonen. Lunds Univ. Årskr., N. F., 59.
- OKKO, MARJATTA (1962) On the development of the First Salpausselkä, west of Lahti. Bull. Comm. géol. Finlande 202.
- »— (1965) M. Sauramo's Baltic Ice Lake B IV—B V—B VI; A re-evaluation. Ann. Acad. Scient. Fennicae, Ser. A, III, 84.
- OKKO, VEIKKO (1956) Glacial drift in Iceland. Acta geogr. 15, 1, Helsinki. Bull. Comm. géol. Finlande 154.
- »— (1957) The Second Salpausselkä at Jylisjärvi, east of Hämeenlinna. Fennia 81, No. 4.
- »— (1960) The age of the subfossil roots of *Alnus glutinosa*, Tuusula, southern Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 32, S. 109—119. Bull. Comm. géol. Finlande 188.
- RAMSAY, WILHELM (1920) Litorinagränsen i sydliga Finland. Geol. Fören. Stockholm Förh. 42, S. 243—263.
- »— (1926) Nivåförändringar och stenåldersbosättningen i det baltiska området. Fennia 47, Nr. 4.
- REPO, REINO (1963) On the late-glacial vegetation of Jaamankangas, Finland. Arch. Soc. »Vanamo» 18:2.
- »— (1964) Observations on the Jyväskylä ice-marginal formation in Central Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 36, S. 147—162. Bull. Comm. géol. Finlande 215.
- RUUHIJÄRVI, RAUNO (1963) Zur Entwicklungsgeschichte der nordfinnischen Hochmoore. Ann. Bot. Soc. »Vanamo» 34, Nr. 2.
- SALMI, MARTTI (1948) Die Ancylostansgression in dem Moore Hangassuo in Süd-Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 21, S. 1—20. Bull. Comm. géol. Finlande 142.
- »— (1949) Die Litorinagrenze in der Umgebung von Alajärvi in Süd-Ostbottlien. C. R. Soc. Géol. Finlande 22, S. 31—40. Bull. Comm. géol. Finlande 144.
- »— (1959) Imatra stones in the glacial clay of Vuolenkoski. Bull. Comm. géol. Finlande 186.
- »— (1961) Two Littorina transgressions in Virolahti, south-eastern Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 33, S. 417—436. Bull. Comm. géol. Finlande 207.
- »— (1962 a) Radiocarbon determinations from the bog profile of Lapaneva, Kihniö, Western Finland. C. R. Soc. Geol. Finlande 34, S. 195—205. Bull. Comm. géol. Finlande 204.
- »— (1962 b) Investigations on the distribution of pollens in an extensive raised bog. C. R. Soc. Geol. Finlande 34, S. 159—193. Bull. Comm. géol. Finlande 204.
- »— (1963) On the subfossil *Pediastrum* algae and molluscs in the Late—Quaternary sediments of Finnish Lapland. Arch. Soc. »Vanamo» 18: 2, S. 105—120.
- »— (1965) *Pediastrum* alger i den mikropaleontologiska undersökningen. Norsk Geologisk Tidsskrift 45, S. 156.
- SAURAMO, MATTI (1918) Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinland. Bull. Comm. géol. Finlande 50.
- »— (1923) Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande 60.
- »— (1934) Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. C. R. Soc. Geol. Finlande 8, S. 28—87. Bull. Comm. géol. Finlande 104.
- »— (1939) The mode of the land upheavel in Fennoscandia during Late-Quaternary time. Fennia 66, No. 2.
- »— (1940) Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan. Porvoo—Helsinki.
- »— (1949) Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung. Soc. Scient. Fennica. Årsbok-Vuosik. 27 B, Nr. 4.
- »— (1954) Das Rätsel des Ancylussees. Geol. Rundschau 42, S. 197—233.
- »— (1958) Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Scient. Fennicae Ser. A, III, 51.

- SORSA, PENTTI (1964) Über das Spätglazial in Salla, Nordfinnland. Ann. Bot. Fennici 1, S. 97—105.
- (1965) Pollenanalytische Untersuchungen zur spätquartären Vegetations- und Klimaentwicklung im östlichen Nordfinnland. Ann. Bot. Fennici 2, S. 301—413.
- TOLONEN, KIMMO (1963) Über die Entwicklung eines nordkarelischen Moores im Lichte der C¹⁴-Datierung; das Moor Puohtiinsuo in Ilomantsi (Ost-Finnland). Arch. Soc. »Vanamo» 18: 1, S. 41—57.
- TYNNI, RISTO (1956) Rannansiirtymisistä Askolassa. Referat: Über postglaziale Uferverschiebungen in Askola, Ost-Uusimaa (Südfinnland). Terra 68, S. 51—58.
- (1959) Über das Vorkommen von *Ephedra distachya* L. während des Spät- und Postglazials in Finnland. Arch. Soc. »Vanamo» 13: 2, S. 123—132.
- (1960) Ostseestadium während der Allerödzeit in Askola, Ost-Uusimaa (Südfinnland). C. R. Soc. Géol. Finlande 32, S. 149—157. Bull. Comm. géol. Finlande 188.
- TYNNI, TELLERVO (1937) Pukkilan, Askolan ja Porvoon pitäjän pohjoisosan kasvisto. Referat: Die Flora der Kirchspiele Pukkila und Askola sowie des nördlichen Teiles des Kirchspiels Porvoo in Südfinnland. Ann. Bot. Soc. »Vanamo», 9, Nr. 6.
- VALOVIRTA, VEIKKO (1960) Paläobotanische Untersuchung über einen nördlichen Fundort subfossiler *Trapa natans* L. in Süd-Pohjanmaa. C. R. Soc. Géol. Finlande 32, S. 41—65. Bull. Comm. géol. Finlande 188.
- (1965) Zur spätquartären Entwicklung Südost-Finnlands. Bull. Comm. géol. Finlande 220.
- VARESCHI, V. (1932) Pollenanalysen aus Gletschereis. Geobot. Forschungsinst. Rübel in Zürich, Ber. 1934.
- (1937) Prüfung der neuen pollenanalytischen Methode der Gletscherforschung an Hand eines Firnprofils von bekannter Entstehungszeit. Zeitschr. Gletscherkunde, 25, S. 17—35.
- VASARI, YRJÖ (1962) A study of the vegetational history of the Kuusamo district (North East Finland) during the Late-Quaternary period. Ann. Bot. Soc. »Vanamo» 33, Nr. 1.
- (1965) Studies on the vegetational history of the Kuusamo district (North East Finland) during the Late-quaternary period. III Maanselänsuo, a Late-glacial site in Kuusamo. Ann. Bot. Fennici 2, S. 219—235.
- VIRKKALA, KALEVI (1953) Altitude of the Littorina limit in Askola, Southern Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 25, S. 59—72. Bull. Comm. géol. Finlande 159.
- (1959 a) Maaperäkartan selitys, Lehti 2043, Kerava. Suomen geologinen kartta, 1: 100 000.
- (1959 b) On the late-glacial frost phenonema in southern Finland. C. R. Soc. Géol. Finlande 31, S. 21—40. Bull. Comm. géol. Finlande 184.
- (VOSTRUCHINA, T. M. und LADYŠKINA, T. E., 1964)
- Вострухина, Т. М., Ладышкина, Т. Е.: Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района в Карелии.
Докл. АН СССР 155, Стр. 559—561.
- (ŽELUBOVSKAJA, K. V. und LADYŠKINA, T. E., 1962)
- Желубовская, К. В., Ладышкина, Т. Е.: К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины.
Докл. АН СССР 146, Стр. 1383—1385
- (ZNAMENSKAJA, O. M., 1959)
- Знаменская, О. М.: Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. Докл. АН СССР 129, Стр. 401—404.

Diatomeen aus dem

Öko- logie	Zone	V					IV							
		Tiefe cm					205	215	230	235	245	255	265	
Süss.	<i>Achnanthes biasoletiana</i> % ..	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>A. bottnica</i>	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>A. calcar</i>	—	1	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gross.	<i>A. clevei</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>A. conspicua</i> v. <i>brevistriata</i> ..	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>A. delicatula</i>	—	—	1	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>A. lanceolata</i>	—	—	—	1	2	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>A. l. v. elliptica</i>	—	1	2	3	2	3	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>A. minutissima</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Salz.	<i>Amphora mexicana</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Süss.	<i>A. ovalis</i>	—	1	4	3	4	4	1	1	5	5	1	1	—
»	<i>A. o. v. pediculus</i>	—	—	6	6	3	—	—	3	—	—	1	1	—
»	<i>A. perpusilla</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
» ?	<i>A. sp.</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>Anomooneis spbaerophora</i> ..	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Caloneis bacillum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	4	1	—
»	<i>C. latiuscula</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. silicula</i>	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. s. v. truncatula</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—
Gross.	<i>Campylodiscus noricus</i>	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	—	—	—
»	<i>C. n. v. hibernica</i>	—	—	1	2	—	—	—	—	1	—	2	2	—
Süss.	<i>Cocconeis disculus</i>	—	—	—	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>C. pediculus</i>	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>C. placentula</i>	—	2	—	1	—	—	2	19	3	—	—	—	—
»	<i>C. p. v. euglypta</i>	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Salz.	<i>C. scutellum</i>	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gross	<i>Cymatopleura elliptica</i>	—	1	—	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. e. v. constricta</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. e. v. hibernica</i>	—	—	—	1	1	3	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>C. solea</i>	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>Cymbella alpina</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—
Gross	<i>C. aspera</i>	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>C. cistula</i> v. <i>maculata</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. hustedtii</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. lanceolata</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. naviculiformis</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>C. prostrata</i>	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>C. sinuata</i>	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>C. tumida</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>C. turgida</i>	3	—	1	—	—	1	1	—	2	—	—	—	—
Gross.	<i>Diploneis domblittensis</i>	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>D. d. v. subconstricta</i>	—	—	—	2	1	3	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>D. elliptica</i>	—	—	1	1	—	—	2	1	3	3	1	1	—
»	<i>D. finnica</i>	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
»	<i>D. marginatriata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Gross.	<i>D. mauleri</i>	—	1	4	2	2	1	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>D. ovalis</i>	—	1	3	2	—	—	—	—	3	5	1	2	—
»	<i>D. o. v. oblongella</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>D. puella</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
Salz.	<i>D. smithii</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—	3	2	—
Süss.	<i>Epithemia arcus</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Gross.	<i>E. byndmanni</i>	2	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>E. intermedia</i>	1	7	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>E. turgida</i>	2	18	2	1	—	—	—	7	3	—	—	—	—
»	<i>E. t. v. granulata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—

Beilage I

Moore Martinsuo

Öko- logie	Zone Tiefe cm	V					IV						
		155	165	175	185	195	205	215	230	235	245	255	265
Sü. Br.	<i>E. zebra</i>	3	17	—	—	1	2	2	9	—	—	—	—
»	<i>E. z. v. porcellus</i>	6	—	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—
Süss.	<i>Eunotia flexuosa</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>E. formica</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>E. monodon v. bidens</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>E. pectinalis</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>E. p. v. minor</i>	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>E. praerupta</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>E. p. v. bidens</i>	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>E. veneris</i>	9	—	—	—	1	—	—	—	—	—	2	—
»	<i>Fragilaria brevistriata</i>	—	—	10	2	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>F. b. v. elliptica</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>F. construens</i>	8	1	1	4	6	6	4	5	1	—	—	—
»	<i>F. c. v. venter</i>	8	—	4	—	—	3	11	—	1	—	—	—
»	<i>F. c. v. binodis</i>	—	1	1	1	—	—	8	—	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>F. c. v. subsalina</i>	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>F. harrissonii</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>F. inflata</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>F. lapponica</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	1	—	—	—
Sü. Br.	<i>F. pinnata</i>	2	—	5	17	22	10	25	3	4	—	—	—
»	<i>F. p. v. lancettula</i>	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>F. virescens</i>	3	—	—	5	—	2	—	—	—	—	—	—
»	<i>F. v. v. elliptica</i>	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>F. v. v. oblongella</i>	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>Frustulia vulgaris</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	4	7
»	<i>Gomphonema acuminatum</i>	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
»	<i>G. a. v. brebissonii</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. a. v. coronata</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. augur v. gautieri</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. constrictum v. capitata</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. gracile</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. olivaceum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
»	<i>Gyrosigma acuminatum</i>	—	2	5	4	6	6	10	—	23	10	18	7
Gross.	<i>G. attenuatum</i>	—	1	7	9	8	12	6	—	—	3	—	7
Süss.	<i>G. keitzingii</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	7	4	5	3
Sü. Br.	<i>G. scalproides</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	14	10	19
Salz.	<i>G. strigile</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Süss.	<i>Hantzschia amphioxys</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1
»	<i>H. a. fo. capitata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1
»	<i>H. a. v. vivax</i>	—	—	—	—	—	—	—	3	—	1	—	—
»	<i>Melosira ambigua</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—
Gross.	<i>M. arenaria</i>	4	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>M. distans</i>	—	2	7	—	—	2	—	—	2	1	1	1
»	<i>M. granulata</i>	—	3	—	1	—	—	—	—	—	1	1	1
»	<i>M. g. v. angustissima</i>	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gross.	<i>M. islandica ssp. helvetica</i>	3	12	10	7	23	17	7	—	—	7	7	8
Süss.	<i>M. italica</i>	—	—	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—
»	<i>Navicula americana</i>	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>N. amphibola</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>N. anglica</i>	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>N. bacillum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
»	<i>N. cari</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>N. cocconeiformis</i>	—	—	2	1	1	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>N. cuspidata</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Salz.	<i>N. digitoradiata</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	3	1

Beilage I

Öko- logie	Zone	V					IV						
	Tiefe cm	155	165	175	185	195	205	215	230	235	245	255	265
»	<i>P. molaris</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
»	<i>P. mesolepta</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—
»	<i>P. pulchra</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
»	<i>P. streptoraphe</i>	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>P. viridis</i>	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	1
»	<i>P. v. v. sudetica</i>	1	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Sü. Br.	<i>Rhopalodia gibba</i>	—	—	—	—	—	1	1	4	—	1	1	—
»	<i>R. g. v. ventricosa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3	1
Salz.	<i>R. gibberula</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	6
»	<i>R. g. v. van heurckii</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>R. musculus</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13	9	7
Süss.	<i>R. parallela</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>Stauroneis anceps</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—
»	<i>S. phoenicenteron</i>	1	—	—	—	—	—	—	6	—	—	—	—
»	<i>S. smithii</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—
»	<i>Stenopterobia intermedia</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Gross.	<i>Stephanodiscus astraea</i>	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	3
Süss.	<i>Surirella biseriata</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>S. b. v. bifrons</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
»	<i>S. b. v. rostrata</i>	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—
»	<i>S. linearis</i>	—	—	—	1	3	1	—	3	—	—	—	—
»	<i>S. l. v. helvetica</i>	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>S. robusta</i>	—	—	—	—	—	—	—	11	—	—	—	—
»	<i>S. spiralis</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>S. turgida</i>	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
»	<i>S. fragm.</i>	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—
»	<i>Synedra ulna</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1
»	<i>Tabellaria fenestrata</i>	5	—	1	—	—	—	—	1	2	—	—	—
»	<i>T. flocculosa</i>	1	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—

Öko- logie	Zone Tiefe cm	IV				III			
		285	290	297	305	325	335	360	380
Brack	<i>Achnanthes hauckiana</i>	—	—	—	4	—	—	—	—
»	<i>Ampthora commutata</i>	—	1	3	1	—	—	—	—
Süss.	<i>A. ovalis</i> + <i>v. pediculus</i>	—	4	14	4	—	9	—	1
»	<i>Anomooneis serians</i> + <i>v. brachysira</i>	1	1	1	2	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>A. sphaerophora v. sculpta</i>	—	7	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Asterionella formosa</i>	—	—	—	—	—	1	—	—
»	<i>A. gracillima</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
Brack	<i>Caloneis formosa</i>	—	—	1	—	—	—	—	—
Süss.	<i>C. silicula</i>	—	4	—	—	—	—	—	—
Salz.	<i>Campylodiscus ecbeneis</i>	—	1	—	—	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>Cyclotella meneghiniana</i>	—	—	—	—	—	—	1	—
Gross.	<i>Cymatopleura elliptica</i>	—	—	1	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Cymbella cesati</i>	—	—	—	—	—	—	1	—
»	<i>C. cymbiformis</i>	—	1	—	—	—	—	—	—
Gross.	<i>C. ebrenbergii</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
Süss.	<i>C. gracilis</i>	2	—	—	5	—	—	—	—
»	<i>C. lacustris</i>	—	1	7	4	—	1	1	—
»	<i>C. naviculiformis</i>	3	—	—	2	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>C. prostrata</i>	—	—	—	1	—	—	—	1
Süss.	<i>C. sinuata</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>C. ventricosa</i>	5	1	1	—	—	—	1	—
Sü. Br.	<i>Diatoma elongatum</i>	—	1	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Diploneis elliptica</i>	—	4	3	—	—	3	1	—
»	<i>D. finnica</i>	18	—	2	—	—	—	—	—
Salz.	<i>D. interrupta</i>	—	1	—	—	—	—	—	—
Süss.	<i>D. ovalis</i>	—	7	3	—	—	—	—	—
»	<i>D. puella</i>	—	9	6	1	—	3	—	—
Salz.	<i>D. smithii</i>	—	9	13	—	—	2	—	—
Sü. Br.	<i>Epithemia sorex</i>	—	2	—	—	—	—	—	—
»	<i>E. zebra</i> + <i>v. porcellus</i>	—	1	1	1	—	1	1	—
Süss.	<i>Eunotia arcus</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>E. praerupta</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>E. robusta v. tetraodon</i>	—	—	—	1	—	1	—	1
»	<i>E. veneris</i>	—	1	—	3	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>Fragilaria pinnata</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
Süss.	<i>F. virescens</i>	—	1	2	—	—	—	—	—
»	<i>Frustulia rhomboides v. saxonica</i>	18	—	—	16	1	3	3	12
»	<i>Gomphonema acuminatum</i>	—	—	—	1	—	—	—	1
»	<i>G. constrictum</i>	1	—	—	—	—	—	—	—
»	<i>G. parvulum</i>	—	—	—	—	—	—	1	—
Salz.	<i>Grammatophora oceanica</i>	—	—	—	—	1	—	—	—
Süss.	<i>Gyrosigma acuminatum</i>	—	—	1	1	—	—	—	—
Brack	<i>G. balticum</i>	—	2	1	—	—	1	—	—
Süss.	<i>Hantzschia amphioxys</i>	2	—	—	—	—	1	—	—
Brack	<i>Mastogloia smithii</i>	—	—	—	1	—	—	—	—

Beilage II

Moore Vajakkaneva, P. 4.

Öko- logie	Zone	IV				III			
	Tiefe cm	285	290	297	305	325	335	360	380
Sü. Br.	<i>M. s. v. lacustris</i>	—	—	—	1	—	1	—	—
Süss.	<i>Melosira granulata</i>	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>M. g. v. angustissima</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>Navicula anglica</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>N. cari</i>	—	—	—	1	—	—	1	1
Sü. Br.	<i>N. cryptocephala</i>	—	—	—	—	—	—	—	2
Salz.	<i>N. elegans</i>	—	1	1	—	—	1	—	—
Brack.	<i>N. gregaria</i>	—	—	2	—	—	1	—	1
Süss.	<i>N. laterostrata</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>N. oblonga</i>	—	1	3	—	—	1	—	—
Salz.	<i>N. peregrina</i>	—	—	2	—	—	—	—	—
Süss.	<i>N. pupula v. rectangularis</i>	2	—	—	2	—	2	1	1
»	<i>N. radiosa</i>	—	—	—	—	—	—	1	1
»	<i>N. subtilissima</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>Neidium affine</i>	—	—	—	1	—	—	1	—
»	<i>N. iridis</i>	1	—	—	4	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>Nitzschia acicularis</i>	—	—	—	—	1	—	—	1
Süss.	<i>N. gracilis</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
Salz.	<i>N. navicularis</i>	1	21	19	2	—	—	1	—
»	<i>N. obtusa</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
Sü. Br.	<i>N. palea</i>	—	—	—	—	—	—	1	—
Brack.	<i>N. tryblionella</i>	—	5	5	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Pinnularia appendiculata</i>	3	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>P. gentilis</i>	—	—	—	1	—	—	—	—
»	<i>P. gibba</i>	4	—	—	6	—	1	—	3
»	<i>P. interrupta</i>	14	—	—	5	—	4	—	1
»	<i>P. maior</i>	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>P. nobilis</i>	7	1	2	—	—	2	—	1
»	<i>P. sublinearis</i>	—	—	—	—	—	1	—	—
»	<i>P. viridis</i>	1	1	—	—	—	1	—	—
»	<i>P. sp.</i>	—	—	—	—	2	—	4	1
Salz.	<i>Pyxidicula</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	1
Sü. Br.	<i>Rhoicosphenia curvata</i>	—	—	1	4	—	—	—	—
»	<i>Rhopodia gibba</i>	—	1	2	2	—	1	—	—
Süss.	<i>R. parallela</i>	—	1	—	—	—	—	—	—
»	<i>Stauroneis anceps</i>	10	—	1	6	—	2	3	—
»	<i>S. phoenicenteron</i>	3	—	—	6	—	5	1	1
Salz.	<i>Stephanopyxis</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	1
»	<i>Surirella striatula</i>	—	9	2	—	—	—	—	—
Süss.	<i>Synedra acus v. angustissima</i>	—	—	—	—	1	—	—	—
»	<i>S. nana</i>	—	—	—	—	—	—	—	2
»	<i>S. ulna</i>	—	—	—	—	—	—	—	3
»	<i>Tabellaria fenestrata</i>	3	—	—	4	3	—	1	2
»	<i>T. flocculosa</i>	1	—	—	1	—	1	—	—
	Insgesamt :	100	100	100	100	10	50	25	50

Zusammenfassung über die NBP-Zusammensetzung (vgl. S. 19).
 (+) = selten, + = verbreitet spärlich, ++ = über 10/100
 BP-Vorkommen, +++ = über 50/100 BP-Vorkommen.

Zone	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II
Selten vorkommende Bäume:								
<i>Populus</i>	—	(+)	(+)	+	(+)	(+)	(+)	—
<i>Sorbus</i>	—	(+)	—	—	(—)	(+)	(+)	—
Sträucher:								
<i>Juniperus</i>	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	+	+	—
* <i>Ephedra</i>	—	—	—	—	—	(+)	+	(+)
<i>Salix</i>	+	+	+	+	(+)	+++	+	(+)
<i>Ribes</i>	—	—	—	(+)	—	(+)	(+)	—
* <i>Hippophae</i>	—	—	(+)	(+)	+	+++	(+)	—
<i>Rhamnus</i>	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
<i>Viburnum</i>	—	—	—	—	(+)	(+)	—	—
Zwergsträucher:								
<i>Myrica gale</i>	—	(+)	—	(+)	—	(+)	—	—
* <i>Ericales</i>	+	+	(+)	+	+	+++	+++	(+)
<i>Ericaceae</i>	+	+	(+)	+	+	+	(+)	—
* <i>Diapensia</i> -Typ	—	—	—	—	—	(+)	(+)	—
Kräuter und Gräser:								
<i>Secale</i> -Typ	(+)	—	—	—	—	—	—	—
<i>Humulus</i> -Typ	—	(+)	(+)	(+)	(+)	+	+	(+)
<i>Urtica</i>	—	—	—	(+)	—	(+)	+	—
<i>Polygonum bistorta</i>	—	—	—	(+)	(+)	(+)	—	—
<i>P. dumetorum</i>	—	—	—	—	—	(+)	—	—
* <i>Rumex</i>	—	(+)	(+)	(+)	+	+	+	—
<i>Polygonaceae</i>	—	(+)	(+)	(+)	(+)	+	(+)	—
* <i>Chenopodiaceae</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	+++	+++	+++
* <i>Caryophyllaceae</i>	(+)	(+)	—	(+)	(+)	+	+	(+)
<i>Spergula</i> -Typ	—	—	—	—	(+)	—	—	—
* <i>Thalictrum</i>	(+)	—	(+)	(+)	(+)	+	+	(+)
<i>Ranunculaceae</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	+	+	(+)
<i>Cruciferae</i>	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	+	(+)
<i>Drosera</i>	—	—	—	—	(+)	(+)	—	—
* <i>Hypericum</i>	—	—	—	—	—	(+)	(+)	—
* <i>Saxifraga</i>	—	—	—	—	(+)	(+)	(+)	(+)
<i>Parnassia</i>	(+)	(+)	(+)	+	(+)	—	—	(+)
<i>Rubus</i>	—	(+)	(+)	(+)	—	(+)	—	—
* <i>Dryas</i>	—	—	—	—	—	(+)	(+)	—
<i>Geum</i>	—	—	—	—	(+)	—	(+)	—
<i>Comarum palustre</i>	—	(+)	(+)	(+)	(+)	—	—	—
<i>Papilionaceae</i>	—	—	—	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)

Beilage III

Zone	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II
<i>Epilobium</i>	(+)	—	(+)	(+)	(+)	—	—	—
<i>Cornus suecica</i>	—	—	—	—	(+)	(+)	(+)	—
<i>Umbelliferae</i>	(+)	+	+	+	+	+	+	—
<i>Armeria</i>	—	—	—	—	(+)	—	—	—
<i>Lysimachia</i>	—	—	—	—	(+)	—	(+)	—
* <i>Polemonium</i>	—	—	—	—	—	—	(+)	—
<i>Borraginaceae</i>	—	—	—	—	—	—	(+)	—
<i>Labiatae</i>	—	(+)	(+)	(+)	—	(+)	+	(+)
<i>Lycopus</i>	—	(+)	—	(+)	—	—	—	—
<i>Scrophulariaceae</i>	+0	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	—
* <i>Verbascum</i> -Typ	—	—	—	—	—	—	(+)	(+)
<i>Veronica</i>	—	—	—	—	—	(+)	—	—
<i>Melampyrum</i>	—	—	—	(+)	(+)	(+)	(+)	—
<i>Plantago</i>	(+)	(+)	(+)	—	—	(+)	(+)	(+)
<i>Galium</i>	—	(+)	(+)	(+)	(+)	+	+	(+)
<i>Rubiaceae</i>	—	—	—	—	(+)	—	—	—
* <i>Campanulaceae</i>	—	—	—	—	—	(+)	(+)	—
* <i>Artemisia</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	++	+++	+
* <i>Compositae</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	+	++	—
Ufer- und Wasserpflanzen:								
<i>Cyperaceae</i>	+	+	+	+	++	++	++	+
<i>Gramineae</i>	+	++	++	++	++	++	++	+
<i>Hydrocharis</i>	—	—	(+)	—	—	(+)	—	—
<i>Triglochin</i>	—	—	—	(+)	—	—	—	—
<i>Potamogeton</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	+	(+)	—
<i>Typha latifolia</i>	—	(+)	(+)	+	+	(+)	(+)	—
<i>T. angustifolia</i>	—	(+)	(+)	(+)	—	(+)	—	—
<i>Sparganium</i>	(+)	(+)	(+)	+	+	+	(+)	(+)
<i>Iris</i>	(+)	(+)	(+)	—	—	—	—	—
<i>Juncus</i>	—	—	—	(+)	—	—	—	—
<i>Nymphaea</i>	—	(+)	+	+	++	(+)	—	—
<i>Nuphar</i>	—	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	—	—
<i>Ceratophyllum</i>	—	—	(+)	(+)	—	+	—	—
<i>Elatine</i> -Typ	—	—	—	(+)	—	—	—	—
<i>Lytbrum</i>	—	—	(+)	(+)	(+)	—	—	—
<i>Trapa</i>	—	(+)	(+)	—	—	—	—	—
<i>Myriophyllum alt.</i>	—	—	—	(+)	+	++	(+)	—
<i>M. spic.-vert.</i>	—	—	(+)	(+)	(+)	(++)	(+)	—
<i>Menyanthes</i>	(+)	(+)	—	(+)	+	(+)	(+)	—
<i>Utricularia</i>	—	—	—	(+)	—	—	—	—

Nr. auf der Karte	Ort (ausserhalb der Karte)	Uferbildung	Höhe m
	(Kuuskoskijärvi, Pernaja)	Geröllhang	19.5
	(Rumpilä, Liljendal)	Ausgewaschener	
		Abhang	23.1
1	Huuvuri, Askola	Geröllhang	23.3
2	Pälböle, Pernaja	Abhang	30.0
3	Juornaa, Askola	»	30.4
4	Monninkylä, Askola	»	30.6
5	Kerkkoo, Landgemeinde Porvoo	Geröllhang	35.7
»	» »	Abhang	31.5
6	Nietoo, Askola	»	31.8
	(Andersby, Liljendal)	Abhänge	28.1—28.7
	(Hannusmalmen, Pernaja)	Geröllhang	36.9
	(Röjsjö, »)	Abhang	39.3
	(Malmgård, »)	»	55.8
7	Hyövinkylä, Myrskylä	»	41.5
8	Vakkola, Askola	»	42.3
»	Kirchdorf, Askola	»	49.6
»	Vakkola, Askola	»	53.5
9	»	»	46.6
10	Nalkkila, Askola	Wall	47.9
11	Monninkylä, Askola	»	48.4
»	»	Abhang	53.9
12	»	Geröllwall	68.4
	(Koivulehto, Lapinjärvi)	Geröllhang	36.5
13	Nietoo, Askola	Abhang	52.1
»	»	»	55.8
14	Monninkylä, Askola	Abhang	55.2
15	Käpykylä, Askola	»	57.3
»	»	Geröllhang	60.4
16	Vahijärvi, Askola	Abhang	58.5
»	»	»	60.7
»	»	Abhang u. Terrasse	63.6
17	Nalkkila, Askola	Abhang	52.3
»	»	Abhang u. Terrasse	60.6
»	»	Abhang	66.6
»	»	Wall	70.2
18	»	Abhang u. Terrasse	58.6
»	»	»	60.0
»	»	Abhang	65.4
»	»	Wall	69.2
19	Vakkola—Nietoo, Askola	Geröllwall	58.1
»	»	Abhang	61.0
»	»	Geröllhang	63.1
»	»	Abhang	66.8
»	»	»	70.0
»	»	»	75.5
20	Kirchdorf, Askola	Terrasse u. Abhang	54.9
21	Vakkola, Askola	Geröllhang	60.0
22	Nietoo, Askola	Abhang	59.3
»	»	Geröllhang	64.3
»	»	Geröllwall	77.4
»	»	Geröllhang	81.2
»	»	Geröllwall	82.8
»	»	Geröllfeld	92.8
23	Myrskylä	Terrasse u. Abhang	58.7
»	»	Abhang	61.0
»	(Seikkala N, Myrskylä)	»	61.9
»	»	»	74.0

Nr. auf der Karte	Ort (ausserhalb der Karte)	Uferbildung	Höhe m
	(Seikkala N, Myrskylä)	Wall	80.4
	» »	Grosser Abhang	90.0
24	Nietoo, Askola	Geröllwall	62.5
	(Mallusjoki, Orimattila)	Abhang	68.2
25	Torppi, Pukkila	»	52.7
26	» »	»	63.4
27	» »	Geröllwall	84.5
»	» »	»	87.7
28	» »	»	89.0
»	» »	»	84.3
29	Naarkoski, Pukkila	Abhang	64.0
»	» »	»	73.9
»	» »	Geröllhang	86.5
30	Huhti, Askola	Abhang	77.7
31	Kankkila, Myrskylä	»	80.5
»	» »	Wall	86.0
32	Malmgård, Pernaja	»	60.4
	(» »)	Wall und Abhang	61.0,
	(» »)	Wall	58.3
	(» »)	Grosser Abhang	55.8
33	Pakila, Myrskylä	Geröllhang	88.8
»	» »	Geröll	85.0
34	Malmgård, Myrskylä	Geröllwall	81.8
	(Tenan, Lapinjärvi)	Geröllwall	54.3
	(Koivalonmäki, Lapinjärvi)	Abhang	58.2
	» »	»	68.9
	(Skinnarby, Liljendal)	Geröll	52.6
	(Pakaa, Orimattila)	Abhang	80.9
35	Monninkylä, Askola	Geröllwall	64.2
36	Nalkkila, Askola	Geröllfeld	81.0
»	» »	Geröllwall	85.0
37	» »	Geröllhang	81.0
38	Monninkylä, Askola	Abhang	58.1
39	» »	»	60.0
»	» »	Wall	70.5
40	» »	Geröllwall	81.8
»	» »	»	83.2
41	Sääksjärvi, Mäntsälä	Abhang	63.1
42	Vakkola, Askola	Geröllwall	81.3
43	Laha, Pornainen	Abhang	63.3
»	» »	Geröllwall	82.0
»	» »	»	84.0
	(Halkia, Pornainen)	Abhang	77.2
	» »	»	67.2
	» »	»	80.2
	» »	Geröllwall	89.2
	» »	Abhang	80.6
	» »	Wall	87.3
	» »	»	88.0
	» »	Geröllwall	93.0
	» »	»	97.0
	(Kupsenkylä, Pornainen)	»	85.0
	» »	»	86.0
	» »	»	88.0
	(Kirchdorf, Mäntsälä)	Wall	92.9
»	» »	Geröllwall	100.9
	(Numminen, Mäntsälä)	»	100.7

