

15. Einige südschwedischen Quellmoore.

Von

Lennart von Post.

Hierzu Pl. X—XIII.

Einleitende Übersicht der genetischen Moortypen.

Es fehlt uns bisjetzt ein rationelles, allgemein angenommenes System der verschiedenen Moortypen. Der eine Forscher legt auf die pflanzenphysiognomische Gestaltung der Moorfläche das Hauptgewicht. Der andere sucht in der Topographie des Moores selbst oder seiner Entstehungsstelle den Grund für eine Einteilung. Ein dritter aber nimmt beim Aufstellen seines Systems in erster Linie auf die Entwicklungsweise der Moore Rücksicht.

Schon der Begriff Moor ist noch kaum völlig festgestellt. Wie z. B. A. K. CAJANDER hervorgehoben hat, muss man bei jeder Definition des Moorbegriffes botanische und geologische Gesichtspunkte genau auseinanderhalten. Das biologische Moor, z. B. einen von Sumpfpflanzen bestehenden Schwemmtomboden, kann der Geologe manchmal nicht als Moor anerkennen; und der Pflanzenphysionomiker muss vielen geologischen Mooren, deren Oberflächen nicht mehr Moorvegetation tragen, andere Bezeichnungen geben.

Die meisten Definitionen des geologischen Moorbegriffes stellen als Hauptmerkmal das Vorhandensein von Torf auf. Da aber der Torf der Moore stratigraphisch und entwicklungsgeschichtlich mit solchen Erdarten wie Gytta, Dy, Kalktuff, Wiesenkalk und anderen biogenen Wasserablagerungen am allerengsten zusammenhängt, und da die genannten Erdarten sogar regelmässig nur verschiedenen Entwicklungsstufen der Moorböden entsprechen, so muss man meines Erachtens in den geologischen Moorbegriff auch die Lagerstätten dieser Bildungen in gewissem Grade einschliessen. Demgemäss würde die Definition dieses Moorbegriffs folgendermassen formuliert werden können:

Ein Moor ist jede Lagerstätte supramariner biogener Wasser- und Feuchtbodenablagerungen, deren Entwicklung bis zu einer Torfstufe fortgeschritten ist.

Bei dieser Abgrenzung des geologischen Moorbegriffes, die schon die entwicklungsgeschichtlich-stratigraphischen Gesichtspunkte unterstreicht, müssen von den erwähnten Einteilungsgründen sowohl die biologischen als die topographischen abgewiesen werden. Jene vermögen nur die mehr oder weniger gelegentliche Entwicklungsstufe, auf welcher das Moor sich heutzutage befindet, zu berücksichtigen,¹ und auch diese lassen das Wesentliche der Moorbildung allzusehr beiseite. Nur die genetisch-stratigraphischen Charaktere der Moore können als Ausgangspunkte einer rationalen Klassifikation aufrechterhalten werden.

Von diesen Gesichtspunkten aus lassen sich die Moorbildungen Schwedens in die folgenden Hauptgruppen einreihen:

A. *Verwachsungsmoore.*

1. Seemoore (FRÜH): Moore, die durch Verlandung eines Vorsees entstanden sind.

2. Flussmoore (FRÜH): Moore, die als mehr oder weniger ausgedehnte Talsohlen gewisse langsam fließende Gewässer umsäumen und die ursprüngliche Talfurche mehr oder weniger vollständig ausfüllen oder als Glieder der Verlandung der Inundationsgebiete oder der Deltas der Flüsse auftreten.

B. *Überrieselungsmoore.*

1. Grundwassermoore oder, kürzer und besser, Quellmoore: Moore, die sich unter der Einwirkung hervorquellenden Grundwassers bilden.

2. Tagwassermoore: Moore, die ihre Entstehung einer Bodenfeuchtigkeit, die aus ablaufendem Tagwasser — Regenwasser, Schmelzwasser von Schneeanhäufungen u. s. w. — herrührt, verdanken.

C. *Versumpfungsmoore:* Moore, die infolge Verfeuchtung früher trockener Böden entstanden sind.

Es ist offenbar, dass sich diese genetischen Haupttypen der Moore in der Natur keineswegs scharf auseinanderhalten lassen: teils kommen Übergangsformen vor; teils treten sie in allerlei Kombinationen auf. Die Verwachsung ganz kleiner Vorseen kann das Entstehen von *Sphagneta* hervorrufen, die über die umgebenden Mineralböden weithin transgredierten und sich zu ausgedehnten Versumpfungsmooren entwickelten. In der Tat ist ein derartiger Entwicklungsverlauf sogar in gewissen Gegenden Schwedens der regelmässige. Im smålandischen Hochlande spielen die Moore dieser Entstehungsart innerhalb der Torfböden die Hauptrolle, sowie auch in grossen Teilen von Norrland, wo weite Versumpfungsmoore sich um kleine Seetümpel herum entwickelt haben. Wie also Übergänge zwischen Verwachsungsmooren und Versumpfungsmooren häufig vorhanden sind, fließen auch die übrigen der obigen Moortypen sehr oft in einander über. Es wird unten dargelegt werden, wie die Quellmoorbildungen

¹ Die gewöhnliche deutsche Einteilung der Moore — in Niedermoores, Übergangsmoore und Hochmoore — lässt sich meines Erachtens eben von diesem Gesichtspunkte aus nicht als eine wirklich geologische verwenden.

sowohl mit See- und Flussmoorablagerungen als mit Versumpfungsmooren nicht selten stratigraphisch und entwicklungsgeschichtlich verbunden sein können. Diese kombinierten Moore mögen unter diejenige Gruppe eingereiht werden, deren genetische Merkmale dem Entwicklungsverlauf sein Hauptgepräge verliehen haben.

Obwohl sich also auch die oben aufgestellte Einteilung der Moore — ebensowenig wie jede andere — keineswegs scharf in der Natur durchführen lässt, dürfte es doch, um den Aufbau eines Moores recht verstehen zu können, durchaus notwendig sein, den Gesichtspunkt festzuhalten, welcher dieser Einteilung zugrunde liegt.

Für jede Moorbildung ist ja eine Hauptbedingung das Dasein einer gewissen Menge von Bodenfeuchtigkeit. Je nach der Art und Herkunft dieser Bodenfeuchtigkeit nimmt die Moorbildung verschiedene Formen an, und es kommt der eine oder der andere der obigen Typen zur Ausbildung.

Die für Moorbildung notwendige Bodenfeuchtigkeit kann ihrer Herkunft nach von dreierlei Art sein: sie kann aus stehenden oder strömenden Gewässern (die Verwachsungsmoore), aus dem Grundwasser (die Quellmoore) oder direkt aus dem Niederschlag (Versumpfungsmoore und der Hauptteil der Tagwassermoore) herrühren.

Ehe ich zur Erörterung der Quellmoore übergehe, dürfte es zweckmässig sein, an die stratigraphischen Hauptmerkmale der übrigen Moortypen ganz kurz zu erinnern.

Die Stratigraphie und Entwicklungsgeschichte der Seemoore ist durch eine Reihe eingehender Untersuchungen wohlbekannt. Mit limnischen Sedimenten oder Torfarten beginnend, weist ihre Lagerfolge eine allmähliche Entwicklung durch die telmatischen und terrestrischen Stufen auf. Die infolge der Torfbildung stetig erhöhte Moorfläche entzieht sich immermehr dem Einfluss des Gewässers und geht oft zuletzt in jenes Stadium über, das WEBER das ombrogene nennt, wo Hochmoorformationen sich ansiedeln und das Moor sich nur als Versumpfungsmoor weiterzuentwickeln vermag.

Über Flussmoore liegt noch keine stratigraphische Beschreibung in der schwedischen Moollitteratur vor. Selbst habe ich nur zweimal Gelegenheit gefunden, derartige Moore stratigraphisch zu untersuchen. Das eine — am Svartån in Småland zwischen den Eisenbahnstationen Frinnaryd und Aneby — ähnelt in allen Hauptzügen den Seemooren. Im anderen — dem Inundationsgebiet des Flusses Helgeå unweit Ousby im nördlichen Schonen — lagert auf einer mächtigen Serie von limnischer Gyttja und Seetorfarten ein noch fortwachsender, mit einer *Aira caespitosa*-Formation bestandener Flusswall aus telmatischer Kieselerde, hauptsächlich aus Spongiennadeln bestehend und bei den jährlichen Überflutungen des Flusses gebildet. In anderen Fällen habe ich ähnliche Anschwemmungen aus Sand, Ton oder Wiesenkalk gefunden. Überhaupt kann man sagen, dass das Vorhandensein mehr oder weniger hervortretender Einlagerungen von telmatischen Flusssedimenten die Flussmoore kennzeichnen dürfte.

Die Versumpfungsmoore sind in Südschweden fast ausnahmslos Hochmoore, die während ihres Höhenwachstums zentrifugal über ihre Umgebungen transgrediert sind. Die Lagerfolge zeigt in diesem Falle Sphagnumtorf, oft durch den WEBER'schen Grenzhorizont in älteren und jüngeren Sphagnumtorf gegliedert, und auf Lagg-Bildungen verschiedener Art, meistens jedoch Bruchwaldtorf, ruhend. Wie schon erwähnt, sind die meisten jener Moore, die ich (1906) aus Norrland beschrieben habe, auch unter die Versumpfungsmoore einzureihen. Gewissermassen bilden diese Moore, deren Entstehung jedoch auf vielerlei Ursachen zurückzuführen ist, innerhalb der Niedermoores zu den Hochmooren südlicherer Gegenden ein Seitenstück.

Die Bodenfeuchtigkeit der eigentlichen Versumpfungsmoore rührt, wie gesagt, mehr oder weniger direkt von den Niederschlägen her. Namentlich die Hochmoore sammeln das Regenwasser in ihren Schlenken auf und wachsen sowohl von den Gewässern als vom Grundwasser unabhängig durch die von SERNANDER beschriebene Regeneration in die Höhe empor. Verschiedene Teile eines Moores können mit verschiedener Intensität fortwachsen, und infolgedessen kann die Hochfläche eines Hochmoores sehr oft eine beträchtliche Neigung aufweisen. Böschungen von 2 ‰ (am Skagershultsmossen in Närke) und sogar von 10 ‰ (am Linneröds mossen in Schonen) sind mir aus südschwedischen Hochmooren bekannt.¹ Auch die nordskandinavischen Versumpfungsmoore weisen oft beträchtlich abfallende Oberflächen auf und besitzen in ihren »Flarken« Sammelbecken für das Niederschlagwasser, die den Schlenken der Hochmoore gewissermassen entsprechen.

Während die Oberflächengestaltung der echten Seemoore sowie die Versumpfungsmoore sich mehr oder weniger unabhängig von der Topographie der Unterlage ausbildet — jene durch das Ausfüllen eines Seebeckens bis zu einer durch die hydrographischen Verhältnisse innerhalb des Sees bestimmten Horizontalebene², diese durch das ungleichmässige Höhenwachstum, das der Moorfläche eine beträchtliche Neigung, die bisweilen sogar der der Unterlage entgegengerichtet ist, zu verleihen vermag — werden die Überrieselungsmoore dadurch gekennzeichnet, dass ihre Torffläche im grossen mit der Unterlage mehr oder weniger konform abfällt.

An den Tagwassermoores kommt dieses Merkmal am deutlichsten zum Vorschein. Die Torfbildung wird nämlich hier durch das oberflächlich ablaufende Regen- oder Schmelzwasser bedingt. Erschöpfende Beschreibungen der Stratigraphie derartiger Moore liegen zwar noch nicht in der schwedischen Moollitteratur vor, ihr allgemeiner Charakter ist aber, namentlich dank Notizen von R. TOLF und E. HENNING über die Gehängemoore Nordschwedens, in der fraglichen Hinsicht ziemlich bekannt. Auch

¹ Vgl. J. P. GUSTAFSSON. Bidrag till torvmossarnas geologi, samlade från Småländska torvmossar. S. G. U. Ser. C. N:o 223 (1910).

² In diesem Punkte kann ich der Auffassung von J. P. GUSTAFSSON nicht beitreten. Vgl. J. P. GUSTAFSSON, l. c., S. 41, sowie L. VON POST G. F. F. Bd. 32 (1910), S. 233 und G. F. F. Bd. 34 (1912), S. 275.

jene finnländischen Moorkomplexe, die CAJANDER als den Karjala-Typus und den Aapamoor-Typus bezeichnet, dürften unter die Tagwassermoore einzureihen sein. Innerhalb Südschweden scheinen aber derartige Moore keine hervorragende Rolle zu spielen.

Es erübrigt nun noch, über die Quellmoore einige allgemeinen Bemerkungen vorzuschicken, bevor ich zur Erörterung der zu beschreibenden Beispiele dieses Moortypus übergehe.

Allgemeine Bemerkungen über die Quellmoore und Definition des Quellmoorbegriffes.

Die Litteratur über Quellmoore ist sehr beschränkt. Eine Reihe mehr oder weniger gelegentlicher Erwähnungen liegen von O. SENDTNER, K. KEILHACK, A. BAUMANN, O. SCHNEIDER und R. TOLF vor. Ganz allgemeine Erläuterungen haben FRÜH und SCHRÖTER in ihrem Werke »Die Moore der Schweiz«, E. RAMANN in »Bodenkunde« und R. SERNANDER, der in seiner Monographie der schwedischen Kalktuffe auch die übrigen Quellmoorbildungen kurz berührt, gegeben. Die einzigen, mir bekannten Quellmoorbeschreibungen von eingehenderer Art verdanken wir aber dem preussischen Geologen HANS HESS VON WICHENDORFF, der in den Jahren 1906 (im Verein mit PAUL RANGE) und 1912 über norddeutsche Quellmoore schrieb.

Auch für den Quellmoorbegriff ist noch keine rationelle Abgrenzung festgestellt. HESS VON WICHENDORFF stellt das Quellmoor dem Gehängemoor gegenüber, obschon er ausdrücklich betont, dass auch diese Moore unter der Mitwirkung von Quellen manchmal entstanden sind. Er wollte im Beginn (1906) die Bezeichnung Quellmoor auf jene »kreisrunden, seltener ovalen Kuppen, die ihre flache Umgebung um 1 $\frac{1}{2}$ —2 m, seltener sogar 3 m Höhe überragen und am Fuss einen Durchmesser der gewöhnlich 10—50 m und mehr betragen«, beschränken. Er gab den Begriffen Quellmoor und Gehängemoor eine rein morphologische Distinktion und schrieb: »Während die Gehängemoore wesentlich in zwei Dimensionen als flachgeneigte Flächen sich entwickeln, kennzeichnen sich die Quellmoore als deutlich dreidimensionale Gebilde, bei denen die vertikale Entwicklung bereits einen besonders wichtigen Punkt in der allgemeinen Charakteristik einnimmt.«

In seiner zweiten Publikation (1912) hat er seine Erfahrung über Quellmoore beträchtlich erweitern können. Er stellt nun vier Typen auf:

A. Runde Quellmoorkuppen, welche den in der ersten Schrift erwähnten Quellmooren entsprechen, und bei welchen die Moorbildung um einen zentralen Austrittspunkt der Quelle herum gleichmässig stattgefunden hat.

B. Einseitige Quellmoorkuppen, wo der Quellenaustritt an einem Abhang liegt und sich das Quellmoor deswegen als ein allmählich nach dem Fuss des Abhanges zu vorschiebender und zu ihm deutlich herabsinkender Hügel ausbildet.

C. Kesselquellmoore, wo die Quelle eine kesselförmige Vertiefung an ihrer Austrittsstelle erodiert hat, von welcher ein sanftgewölbter Moorthügel in der Fallrichtung hinabzieht.

D. Quellmoorsümpfe, wo die Erosion des »Quellkessels« bis zum Fuss des Abhanges fortgeschritten ist und die Quellmoorbildungen als ein nur schwach gewölbter oder ganz flacher Sumpf über die voranliegende Niederung hervorschiessen.

In den »Quellmoorsümpfen« hat HESS VON WICHENDORFF eine Übergangsform zu den Gehängemooren gefunden, und er gibt den Unterschied zwischen diesen Quellmooren und den nächstverwandten Gehängemooren mit folgenden Worten an: »Quellmoorsümpfe haben stets ovale, vom Gehänge abstrebende Verbreitung, während die Gehängemoore dem Fuss der Gehänge in annähernd gleicher Breite entlang ziehen. Ein charakteristisches Unterscheidungsmerkmal ist aber stets in Zweifelsfällen das Vorhandensein oder Fehlen eines steilwandigen Kessels bzw. einer buchtartigen Einkerbung am Bergfusse.»

Ich habe diese Erörterungen HESS VON WICHENDORFFS so ausführlich wiedergeben wollen, um zeigen zu können, dass man mit Hilfe dieser topographisch-morphologischen Merkmale kaum eine rationelle Begrenzung des Begriffes Quellmoor zu erreichen vermag. Auch für die Gehängemoore HESS VON WICHENDORFFS ist z. B. das Vorkommen von Kalktuff charakteristisch, und auch sie sind, wie HESS VON WICHENDORFF selbst betont, manchmal genetisch als Quellmoore zu bezeichnen. HESS VON WICHENDORFF hat seine Moore keiner wirklich erschöpfenden stratigraphisch-entwicklungsgeschichtlichen Untersuchung unterworfen. Wenn er dies getan hätte, würde er wahrscheinlich gefunden haben, dass jene morphologischen Eigenschaften, die er als Hauptmerkmale aufstellt, kaum das Wesentliche treffen, sondern dass zwischen seinen Quellmooren und den durch Quellen entstandenen »Gehängemooren« nur ein Gradunterschied besteht, der durch mehr oder weniger extreme Ausbildung bedingt ist.

Die Studien, die im Folgenden vorgelegt werden, haben wenigstens mich dazu gezwungen, bei der Abgrenzung des Quellmoorbegriffes dem genetisch-entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkt, wie auch FRÜH zu tun geneigt zu sein scheint, ganz entschieden das Hauptgewicht beizumessen.

Demgemäss muss ich auch den Begriff Quellmoor folgendermassen definieren:

Ein Quellmoor ist jedes Moor, das sich unter dem Einfluss mehr oder weniger lokalisierten Grundwasseraustrittes ausbildet, und dessen Aufbau und Entwicklungsgeschichte ihr Gepräge durch diese Entstehungsweise erhält.

SERNANDER hat betreffs der Kalktuffe Schwedens darauf hingewiesen, dass sie als Quellmoore aufzufassen sind, in welchen Kalksinterausscheidung an den *Amblystegien* der Bodenvegetation die Torf- und Gytjaabsetzung überwuchert; und HESS VON WICHENDORFF führt sogar das Auftreten von Kalktuff als für die Quellmoore (und die Gehängemoore) kennzeichnend an. Es wird aber im Folgenden dargelegt werden, dass weder Kalktuff noch andere mineralischen Quellwasserausscheidungen, wie Siderit und Eisenocker, obschon häufig in den Quellmooren vorhanden, notwendigerweise an dem Aufbau dieser Moore teilnehmen müssen. In der Tat bauen sich die Quellmoore durch dieselben Erdarten, die wir aus anderen Moortypen kennen, auf: Gytjaarten, Seekalk, Wiesenalk, Phragmitestorf, Cladiumtorf, Seggentorf verschiedener Art, Amblystegiumtorf, Bruchwaldtorf und sogar Sphagnumtorf.

Wenn sich also die Quellmoore nicht durch die Beschaffenheit ihrer Erdarten von anderen Moortypen, namentlich den gewöhnlichen Verwachsungsmooren, unterscheiden, so sind die stratigraphischen Kombinationen dieser Erdarten um so charakteristischer. Bei den Verwachsungsmooren, namentlich den Seemooren, ordnen sich die Erdarten dem Verwachsungsverlauf gemäss zu einer vertikalen Schichtenfolge mit nach oben zu stetig abnehmender Hydrophilität, und der Fazieswechsel, der bei allmählicher zentripetaler Verlandung allerdings, um den Entwicklungsverlauf zu verfolgen, genau berücksichtigt werden muss, spielt doch meistens keine stratigraphisch stärker hervortretende Rolle. In den extremsten Quellmooren aber gruppieren sich die verschiedenen Erdarten mit starker Faziesdifferenzierung oft ausgeprägt konzentrisch um die Austrittstellen der Quellen herum. Am Quellenaustritt bilden sich Erdarten von je nach der Stärke der Quellen verschiedener Hydrophilität. Gegen die Ränder des Moorgebietes hin folgen immer trocknere Gebilde, bis die Einwirkung der Quellenüberrieselung so stark abnimmt, dass keine Torfbildung stattfinden kann. Während des Höhenwachstums des Moores greifen die trockneren Randerarten oft allmählich über die zentralen Teile hinein; und das Weiterwachsen des Moores geht so lange fort, wie das Quellwasser durch die Moorschichten emporzudringen vermag. Damit ist die Entwicklung des Moores abgelaufen. Wenn sich aber *Sphagna* an der Moorfläche ansiedeln, kann das Moor in eine neue Phase der Entwicklung, die des ombrogenen Hochmoors, eintreten.

Infolge jener allgemeinen Prinzipien der Quellmoorentwicklung, die selbstverständlich in verschiedenen Fällen mit verschiedener Schärfe in der Stratigraphie zum Ausdruck kommen, bildet sich oft um den Quellenaustritt herum ein mehr oder weniger deutlich abgegrenzter Schichtenkomplex von relativ hydrophilen Erdarten aus. Dieser Nucleus, wie ich ihn nenne, durchsetzt bald als ein begrenzter Kegel die Lagerfolge, bald kann er die marginale Schichtenreihe flach unterlagern. Seine Form und Ausdehnung hängt von jener des Quellenaustrittsgebietes ab: bald ist die Nucleusbildung auf eine kleinere Fläche beschränkt, bald dehnt sie

sich über ein grösseres Gebiet aus. Wenn eine Reihe von Quellen vorhanden ist, bildet sich manchmal ein Nucleus, der gangartig das Moor durchzieht.

In jenen Quellmooren, wo sich die Austrittsstelle der Quellen an einem Abhang lokalisiert, und wo sich ein ausgeprägter Nucleus ausbildet, tritt gewöhnlich eine Differenzierung in der Entwicklung oberhalb und unterhalb des Quellenaustritts ein. Die vom ablaufenden Quellwasser überrieselten Moorpartien tragen nämlich das Gepräge grösserer Bodenfeuchtigkeit. Diese Moorteile, die also in der Fallrichtung des Abhanges hinziehen, nenne ich distal und jene, die sich oberhalb des Nucleus ausbilden, und die oft von trockneren Pflanzenbeständen zeugen, proximal. Die Moorpartien seitlich des Nucleus wären als lateral zu bezeichnen. Auch für jene Quellmoore, die infolge Überrieselung von einer oberhalb des Moorgebietes gelegenen Quelle her entstehen, lassen sich diese Bezeichnungen verwenden.

Es ist klar, dass säkulare Veränderungen in der Stärke der moorbildenden Quellen, z. B. infolge Klimaschwankungen, sich in dem Entwicklungsverlauf der Quellmoore abspiegeln müssen. In der Tat hat es sich auch gezeigt, dass die Quellmoore die postglazialen Klimaveränderungen sehr empfindlich registriert haben. Die Trockenperioden sind nicht nur an der verminderten Wasserzufuhr der Quellen, sondern auch an einer nachweislichen Steigerung der Verdunstung des ablaufenden Quellwassers zu erkennen. J. M. HULTH, C. KURCK, TH. HALLE, K. KJELLMARK und R. SERNANDER haben aus einer Reihe von Kalktuffen Humusschichten beschrieben, welche säkulare Unterbrechungen der Tuffbildung markieren und beziehungsweise der borealen und der subborealen Trockenperiode entsprechen. In den unten beschriebenen Quellmooren haben sich boreale Waldbodenschichten, die in Verwachsungsmooren nur ganz ausnahmsweise vorkommen, oft ausgebildet; und die subboreale Periode lässt sich auf verschiedenartigste Weise in ihren Lagerfolgen verspüren. Die grössere Feuchtigkeit der atlantischen und subatlantischen Stufen ist auch manchmal ungemein augenfällig.

Infolge dieses Umstandes und vielleicht noch mehr wegen der Mannigfaltigkeit ihrer stratigraphischen Ausbildung gehören die Quellmoore zu den interessantesten unserer Moorgebilde. In der Tat habe ich bis jetzt nicht zwei in den stratigraphischen Details übereinstimmende Quellmoore angetroffen; und schon die Aufnahme der einzelnen Profile hat mir manchmal die grössten Überraschungen bereiten können.

Nichtdestoweniger haben die Quellmoore bisher nur äusserst wenig die Aufmerksamkeit der schwedischen Moorforscher auf sich gezogen. Das Ziel der nachfolgenden Erörterungen ist es auch, das Interesse für diesen Moortypus zu erwecken. Die vorzulegenden Quellmoorprofile sind aber im Laufe der Jahre, meistens während meiner Arbeit im Dienste der Schwedischen Geologischen Landesanstalt, mehr oder weniger gelegent-

lich aufgenommen worden.¹ Sie sind deshalb nur als einige Beispiele für die stratigraphische Gestaltung der Quellmoore zu betrachten. Für eine erschöpfende Darstellung schwedischer Quellmoore überhaupt reicht mein Material bei weitem nicht hin. Auch haben die Zeitverhältnisse es mir nicht gestattet, die Lagerfolgen peläobotanisch und chemisch durchzuarbeiten. Nur insoweit es für das Verständnis der Lagerfolgen als nötig befunden worden ist, sind die den Profilen angehörigen Proben mikroskopischer oder makroskopischer Untersuchung unterzogen worden.

Das Alvastraer Quellmoor.

Als erste unter den Spezialbeschreibungen der zu besprechenden Quellmoore gebe ich die des Alvastraer Quellmoores, jenes Moores, wo im Jahre 1908 die Überreste des bekannten pfahlbauartigen Steinzeitdorfs entdeckt wurden. Ich fange mit diesem Moore an, teils weil es unter den von mir untersuchten Quellmooren dasjenige ist, das die extremste Quellmoorausbildung aufzuweisen hat, teils aber auch weil ich betreffs dieses Moores über ein vollständigeres Beobachtungsmaterial als betreffs irgendeines der übrigen verfüge. Das Moor ist nämlich in Zusammenhang mit einer entwicklungsgeschichtlichen Untersuchung des Tåkern-Beckens untersucht worden. An dem ca. 19 ha betragenden Quellmoorgebiet habe ich in den Jahren 1909—1912 145 protokollierte Bohrungen,² auf 15 Linienprofile verteilt (vgl. Pl. XI, Karte 6), und ausserdem, zwecks Festlegung der Details dieser Profile, eine Menge von Nebenbohrungen sowie, als Unterlage für die Probenserien, 10 grössere und kleinere Grabungen ausgeführt. Sämtliche Profilpunkte sind mittels des TESDORPF'schen Tubus nivelliert. Neben diesem Nivellement liegt als Unterlage für die Höhenkarte (Pl. XI: 6) ein dichtes System von nivellierten Stationen vor, zwischen welchen Höhenkurven für jeden $\frac{1}{4}$ Meter mittels ELFVING's Nivellierspiegels festgelegt wurden. Auf der Grundlage dieses Beobachtungsmaterials habe ich die Entwicklung des Moores durch die Kartenserie, Pl. XI, veranschaulichen können.

Die nächstfolgende Darstellung bezweckt nur eine vorläufige Übersicht über den Bau und Entwicklungsverlauf des Alvastraer Quellmoores

¹ Ich verdanke es der entgegenkommenden Erlaubnis des Chefs dieser Landesanstalt, Herrn Oberdirektor Dr. AXEL GAVELIN, dass ich das Material bei dieser Gelegenheit vorlegen kann.

² Sämtliche in dieser Arbeit mitgeteilten Profile sind auf Bohrungen mittels des HILLER'schen Kammerbohrer (Svenska Mosskulturföreningens Tidskrift 1909, s. 83) gegründet. Dieser Bohrer, der einen unzerstörten Probepfeiler von 30 cm Länge aus jeder gewünschten Tiefe hinaufbringt, ermöglicht es, auch die kleinsten Details einer Mooragefolge ebensogut wie in Aufschlüssen zu studieren. Wenn HESS VON WICHORFF bezüglich Quellmoore Aufgrabungen als das einzige sichere Untersuchungsmittel empfiehlt, dürfte er seine Verurteilung der Bohrungen auf die Erfahrung mit dem Tellerbohrer der preussischen geol. Landesanstalt gegründet haben. Diesen Bohrer, den ich seinerzeit in Schweden geprüft habe, fand auch ich für Mooraufnahmen wenig geeignet.

zu geben. Alle Details, namentlich die stratigraphischen und paläontologischen Beschreibungen der Detailprofile, sowie jede ausführliche Besprechung der Moorerdarten, müssen einer später erscheinenden Monographie des Täkern-Beckens überlassen bleiben.

Das Alvastraer Quellmoor hängt mit dem Dagsmossen, das sich südwestlich vom Täkernsee ausdehnt, topographisch und stratigraphisch zusammen (vgl. die Karte Fig. 1). Die Ufer der alten Täkern-Bucht, aus welcher das Dagsmossen entstand, waren im Westen, längs dem Ombergfusse, sowie im Süden und im Südosten, am Rande der meistens aus Moränenmergel mit reichlichem silurischem Geschiebematerial bestehenden,

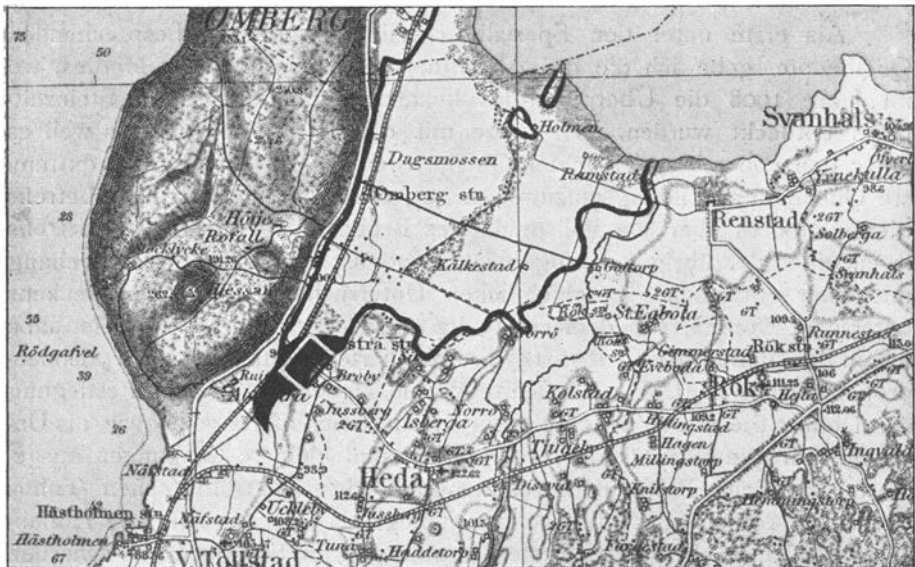


Fig. 1. Die Gegend SW vom Täkernsee. Die starke Linie markiert die Grenze des Dagsmossen. Das Alvastraer Quellmoor ist schwarz eingetragen. Das schwarz-weiße Rechteck bezeichnet das Gebiet der Karten Pl. XI. 1 : 100,000.

im Vergleich zu dem Dagsmossen ziemlich hochgelegenen Heda-Rök-Ebene, von Quelladern verschiedener Stärke überrieselt, welche mehr oder weniger deutlich hervortretende Quellmoorbildungen hervorriefen. Meistens sind diese Quellmoore mit den echten Vorseebildungen stratigraphisch so verflochten, dass sie nur durch sehr eingehende Untersuchungen von diesen zu unterscheiden sind.

Im südlichsten Teil des Dagsmossen-Gebietes aber steigt beiderseits der Chaussee nach Heda und Rök zwischen Broby und dem Bahnhof Alvastra eine flachgewölbte Mooranhöhe gegen das Brobyer Moränenterrain bis 5 m Höhe über die sonstige Torffläche des Dagsmossen empor. Diese Mooranhöhe nenne ich das Alvastraer Quellmoor.

Die Karte 6 der Serie Pl. XI zeigt die heutige Oberflächenkonfiguration des seit mehr als 50 Jahren oberflächlich entwässerten und nunmehr

meistens angebauten Quellmoores: Das Moor wölbt sich vom Moränenhügel als eine flache Halbkuppel nach Nordwesten zu heraus. Im grossen fällt die Oberfläche in einer Böschung, die zwischen ca. 15 ‰ und 35 ‰ schwankt, radial ab. Die Oberkante liegt meistens ca. 6 m über dem mittleren Hochwasserniveau des Tåkernsees (vor der Senkung). Nach SSW hin fällt die Moorfläche, die sich bis etwa 700 m südlich von dem kartierten Gebiete erstreckt, bis ca 1 m unterhalb des Tåkern-Hochwasserniveaus ab. Im kleinen hat die gewölbte Torffläche eine Menge von grösseren und kleineren radial orientierten Loben aufzuweisen. Diese Loben, die sich als an die Austrittsstellen von Quellen gebunden erwiesen haben, scheinen auf den ersten Blick hin kleine Kuppen, die über die flach abfallende Torffläche emporragen, zu bilden. In Wirklichkeit sind sie aber, wie die Karte zeigt, nur ausnahmsweise von geschlossenen Höhenkurven umgeben.

Der natürliche Pflanzenbestand unseres Moores ist schon längst infolge der Entwässerung zugrunde gegangen. Der subrezente Torf zeugt aber von einem nassen Seggensumpf, und dank den Angaben alter Floristen weiss man, dass *Cladium Mariscus* in diesem Sumpf gediehen ist. Im Jahre 1851 war *Cladium* aber schon an diesem Standort ausgestorben.¹ Sicherlich war der Pflanzenbestand jenen der Kalksümpfe des Ombergs gleich, die von z. B. *Carex glauca* und *C. Hornschuchiana*, *Schoenus ferrugineus*, *Epipactis palustris*, *Herminium Monorchis*, *Ophrys Myodes* u. a. Kalksumpfpflanzen gekennzeichnet werden.

Die Form und Lage der fraglichen Moorpartie weisen auf eine Quellmoorbildung hin. An vielen Stellen quillt auch das Grundwasser trotz der Entwässerung noch heute ausserordentlich reichlich hervor. Kaltes Quellwasser läuft durch alle Gräben stetig ab, und in der Nähe des SO-Randes, 100 m S von der Chaussee, springt eine starke Quellader, laut einer Mitteilung des Herrn Gutsbesitzers C. A. LARSSON, Broby, von mehr als 1 1/3 Sekundenliter Stärke, hervor.

In der Tat bildet auch starker Quellenerguss den roten Faden, der durch den ganzen Entwicklungsverlauf hindurchgeht.

Der stratigraphische Aufbau des Alvastrer Quellmoores, der durch die Linienprofile I und IV (durch die Nordost- und Nordteile gelegt), VI (durch die Mitte) und XII (durch den Südteil), alle auf Pl. X reproduziert, illustriert werden möge, hat fast keine Ähnlichkeit mit jenem der Verwachungs- und Versumpfungsmoore aufzuweisen. Die ganze Lagerfolge fällt einseitig ab. In den Mitten der Profile stehen Schichtenreihen an, die sich aus Kalktuff, Seekalk und Wiesenkalk aufbauen, und denen limnische, telmatische und terrestrische Torfarten (Phragmitestorf, Cladiumtorf, Seggentorfarten und Bruchwaldtorf) seitlich anlagern. Der Seekalk und der Wiesenkalk der Zentralpartie sind limnische Sedimente, nehmen aber, allen Gesetzen, die sich für Verwachungs- und Versumpfungsmoore als gel-

¹ A. F. HOLMGREN: Ombergs Phanerogamer och Ormbunkar; Botaniska Notiser 1851.

tend erwiesen haben, zuwider im Vergleich mit den telmatischen und terrestrischen Randgebilden eine stratigraphische Höhenlage ein.

Diese zentrale Schichtenreihe von Kalktuff und hochliegenden limnischen Kalksedimenten ist, wie auch die schräge Schichtenstellung überhaupt, nur als infolge Quellenergusses entstanden zu erklären und bildet den Nucleus des vorliegenden Quellmoores.

Sehen wir uns nun, um den allgemeinen Verlauf der Entwicklung herauszufinden, die Lagerfolge etwas näher an.

Das unterste Glied der Nucleus-Schichtenreihe ist Kalktuff. Der Kalktuff geht am Profil VI: m 50—70 und an IV: m 90—110 bis ca. 3,5 m, an IV: ca. m 120 sogar bis ca. 4 m unter das rezente Tåkern-Hochwasserniveau hinunter. Da Kalktuff der fraglichen Art nur unter dem Einfluss kräftiger Verdampfung und dadurch ermöglichten Abganges der Kohlensäure des Quellwassers zur Ausbildung kommt, ist es demnach klar, dass die Wasserfläche des Tåkernsees zur Zeit des Beginns der Moorbildung am betreffenden Punkte wenigstens ca. 3,5—4 m unter der rezenten Hochwasserlinie lag. Dies ist nur eine Bestätigung der Schlüsse, zu welchen mich die Stratigraphie des Dagsmose früher geführt hat.¹ In der Tat geben die nächsten Teile des Vorseegebietes eben einen Niedrigwasserstand von ca. 4 m unter dem rez. Hochwasserniveau während der betreffenden Zeit an. Diese niedrige Lage des Wasserstandes ist aber nicht, wie ich eine Zeit lang annahm, durch einen Abfluss des Vor-Tåkernsees durch das Quellmoorgebiet hindurch zu erklären, sondern auf die Rechnung trockenen Klimas und ungleichförmiger Landerhebung zu setzen. Vom Profil VI bis zum Profil IX ist nämlich der Passpunkt von einem zusammenhängenden Kalktufflager bedeckt.

Der Kalktuff bildet eine bis ca. 4 m mächtige Bedeckung an der Mineralunterlage und hat stets eine mehr oder weniger gewölbte Oberfläche aufzuweisen. Er besteht meistens aus einem erdigen, von kleinen Tuffbruchstücken zusammengesetzten Tuffsand oder Tuffkies (HULTH) mit einer Zwischenmasse von weissem bis perlengrauem Kalkschlamm. Nur hier und da, besonders in den unteren Teilen, liegen Bänke von weissem, festem Moostuff vor. Der hiesige Tuffsand dürfte ein Verwitterungsprodukt des Kalktuffes sein, das sich jedoch ziemlich primär ausgebildet hat, und in welchem ich einen Hinweis auf verhältnismässig geringe Bodenfeuchtigkeit, wenigstens während der wärmsten Jahreszeiten, zu erblicken geneigt bin. Auch führt der Tuffkies echte Landschnecken, wie *Helix hortensis*, und ist stellenweise die ganze Mächtigkeit hindurch von Torfmoderschichten mit Stubben, u. a. von Kiefer, durchzogen.

Über dem Kalktufflager folgt innerhalb des Nucleus ein weissgelber bis rötlicher Seekalk, entweder durch einige dm Cladiumtorf vom Kalktuffe getrennt oder unmittelbar auf ihm lagernd. Dieser Seekalk ist reich an Rhizomen von *Phragmites* und *Cladium*, die hier und da zu kleinen

¹ L. VON POST, Stratigraphische Zweigliederung Schwedischer Hochmoore. S.G.U. Ser. C. N:o 248, Seite 10.

Torflinsen zusammengeschlossen sind, und enthält eine Molluskenfauna, die die folgenden Arten aufzuweisen hat¹:

Wasserformen:

Limnæa palustris, ziemlich häufig
Limnæa peregra, häufig
Limnæa truncatula, häufig
Pisidium obtusale, nicht häufig
Planorbis carinatus, häufig

Landformen:

Conulus fulvus, spärlich
Pupa antivertigo, nicht häufig
Pupa Genesii, selten
Pupa pygmæa, nicht häufig
Succinea oblonga
Succinea parvula, nicht häufig
Succinea Pfeifferi, nicht häufig.

Diese Fauna mit ihren betreffs der Individuenfrequenz überwiegenden limnischen Elementen bestätigt, dass der Seekalk, wie auch schon die Beschaffenheit der Erdart selbst zeigt, eine beträchtliche Verfeuchtung des Quellengebietes bezeichnet. Der Cladiumtorf, der in Vorseen der telmatischen Stufe der Verwachsung angehört, bildet das Übergangsglied zwischen den fast terrestrischen Verhältnissen der Kalktuffstufe und den limnischen der Seekalkstufe. Auch fehlen innerhalb der Molluskenfauna des Cladiumtorfes reine Wasserformen ganz. Nur die folgenden »Landarten« sind gefunden worden:

Cionella lubrica, ziemlich häufig
Conulus fulvus, häufig
Helix pulchella, ziemlich häufig
Hyalinia hammonis, häufig
Hyalinia nitida, nicht häufig
Pupa antivertigo, selten

Pupa Genesii, häufig
Pupa substriata, selten
Punctum pygmæum, nicht häufig
Succinea oblonga, häufig
Succinea Pfeifferi, nicht häufig
Succinea Pfeifferi var. *elongata*, häufig.

Der Seekalk, der bis 2 m Mächtigkeit haben kann, liegt überall oberhalb des Tåkern-Hochwasserniveaus und ist also vom Tåkernsee ganz unabhängig entstanden.

Die nächste Hauptstufe der Lagerfolge des Nucleus ist eine Sumpftorfschicht, welche den Seekalk fast gänzlich bedeckt. Sie besteht meistens aus Cladiumtorf, bald aber aus Seggentorf, sogar Parvocarizetumtorf,² bald aus Amblystegiumtorf. Diese Stufe entspricht einer fast vollständigen Verwachsung des Quellengebietes, wo die Wasserzufuhr auf ganz kleine Flecken beschränkt war. Auf diesen Flecken, die oft auch

¹ Sämtliche sowohl hier als später erwähnten Molluskenarten hat Dr. NILS ODHNER gütigst bestimmt.

² Diese Torfart ist ein schwarzer, moderiger, wenig radizellenführender Seggentorf mit einer infolge Destruktion sehr ärmlichen Pollenflora und gibt bei Schlämmung meistens nur unbestimmbare, schlecht erhaltene *Carex*-Früchte, sowie reichliche Karpellen von *Potentilla erecta*. Sowohl die schlechte Erhaltung des Pollens und der *Carex*-Früchte, welche von Durchlüftung zeugt, als das Vorkommen der *Potentilla*-Reste weist auf ein trockenes *Carizetum*, wahrscheinlich ungefähr der *Carex panicea*-*Carex glauca*-Formation entsprechend, als die Mutterformation des Torfes hin.

gleichsam ganz dünne Häute von Amblystegiumtorf (z. B. an I: m 120 und VI: m 185) tragen, bildete sich hier und da (nicht an den reproduzierten Profilen) wieder Kalktuff, diesmal meistens zu der Form fester Tuffbänke von 1—2 dm Dicke und einiger Quadratmeter Ausdehnung.

Diese Torfschicht, die in den peripheren Teilen des Nucleusgebietes ihre grösste Mächtigkeit, bis 1—1,5 m, erreicht und sich gegen das Zentrum hin allmählich verdünnt oder ganz auskeilt, bezeichnet ein Schritt für Schritt fortgegangenes Übergreifen der telmatischen Sumpfbestände über den mit dünnem *Phragmites* und *Cladium* bewachsenen Seekalk hinüber. Sie wird aber von einem weissen Wiesenkalk scharf überlagert, der, auch wo er, wie es ausnahmsweise der Fall ist, direkt über dem Seekalk folgt, von diesem petrographisch zu unterscheiden ist, und sich sogar beträchtlich weit ausserhalb der Seekalkgebiete erstrecken kann. Der Wiesenkalk führt eine Molluskenfauna von der folgenden Zusammensetzung:

Wasserformen:

Limnæa palustris, häufig,
Limnæa peregra, häufig,
Limnæa truncatula, häufig,
Pisidium fossarium, selten,
Pisidium milium, selten,
Pisidium obtusale, häufig,
Planorbis carinatus, häufig,
Planorbis umbellicatus, selten.

Landformen:

Agriolimax lævis, selten,
Comulus fulvus, selten bis nicht häufig,
Helix pulchella, selten,
Pupa antivertigo, ziemlich häufig,
Pupa pygmæa, nicht häufig.

Der Wiesenkalk gibt also wieder eine limnische Stufe der Entwicklung an. Meistens ist der Wiesenkalk, der bis 0,5 m Mächtigkeit aufweisen kann, von einigen Dezimeter Sumpftorf bedeckt. Ausnahmsweise, z. B. an VI: m 185, reicht er fast bis zur Mooroberfläche empor. Nach den Seiten hin geht er durch eine Zone von Kalkdy, einer grauschwarzen, humosen Kalkerddart, in den Sumpftorf über, in welchem als eine Fortsetzung des Wiesenkalkes einige Meter weit eine molluskenreiche Schicht gewöhnlich zu beobachten ist.

Nach dieser kurzen Übersicht der Stratigraphie innerhalb des Nucleus-Gebietes unseres Quellmoores mögen wir die Randlagerfolgen ebenso kurz durchgehen und machen mit den Proximalteilen des Moores den Anfang. Im Profil I wird der Kalktuff proximal von einem Bruchwaldtorf äquivalent, der über das Tufflager mit schrägem Kontakte hinübergreift. Überreste von Erlen und Birken (Holz, Früchte u. s. w.), *Rhamnus Frangula* (Fruchtsteine) und *Cornus sanguinea* (Fruchtsteine) geben die Zusammensetzung der Mutterformation an. In den Profilen IV und VI reicht der Kalktuff fast bis an den heutigen Proximalrand des Moores heran. Das Profil XII zeigt aber um m 120 herum wieder Bruchwaldtorf, der dem Kalktuff seitlich anlagert.

Dem Seekalk entspricht in ähnlicher Weise innerhalb der Profile I, IV und VI ein Cladiumtorf, der nach oben zu in Bruchwaldtorf und Carex-torf übergeht. Dieser Übergang schliesst sich der Verwachsung des Quellengebietes an, und zur Zeit der stärksten Beschränkung des Quellenaustrittes ist auch der proximale Torf stellenweise als Parvocarizetumtorf ausgebildet.

Das oberste Glied der Nucleus-Lagerfolge war der Wiesenalk. Ihm entspricht ein Magnocarizetumtorf, der aber wie der ebengenannte Parvocarizetumtorf keineswegs überall deutlich von dem unterlagernden Seggensumpftorf zu unterscheiden ist. Im Profil XII, m 0—30 und m 70—150, ruht eine Schicht von Schwemmtorf mit *Pupa*-Arten auf einem hier deutlich erkennbaren Parvocarizetumtorf. Das Profilstück m 150—170 beweist die stratigraphische Äquivalenz dieses Tones mit dem Wiesenalk.

Innerhalb der Distalteile des Quellmoorgebietes springt uns ein deutlicher Unterschied zwischen den Profilen I, IV und VI, die an das Vorseeggebiet grenzen, einerseits und dem Profil XII andererseits sofort in die Augen. In allen vier Profilen lagert dem Kalktuff ein eigentümlicher, rotbrauner Dy mit unregelmässigen Einlagerungen von Wiesenalk sowie dünnen Schichten von Tuffsand und Schwemmtorf seitlich an. In diesem Dy habe ich makroskopisch u. a. *Potamogeton*-Fruchtsteine und Früchte von *Ranunculus Lingua* sowie Moosstengel und *Pisidien* beobachtet. Mikroskopisch weist er als Hauptbestandteil Blätter und Blätterfragmente von *Amblystegia* auf und kann demnach als Moosdy bezeichnet werden. Sowohl aus der Art seines Auftretens als aus seiner Zusammensetzung geht hervor, dass dieser Moosdy aus dem von den Kalktuffquellen her ablaufenden Wasser abgesetzt sein muss. Demgemäss schmiegt sich der Moosdy auch an dem Kalktuff bis zu verschiedener Höhe hinauf; und in den Profilen IV und VI ist eine alte Bachrinne, die den Kalktuff entzweischneidet, mit dem fraglichen Sedimente angefüllt. Im Süden (Profil XII) wird der Moosdy, sowie auch der Kalktuff, von einem Bruchwaldtorf überlagert, der seinerseits von einem Ausläufer des Seekalks bedeckt ist. Nach dieser Seite hin hat sich der distale Teil des Quellmoores über den Mineralboden soweit ausgebreitet, wie das ablaufende Wasser Torfbildung hervorzurufen vermocht hat.

An der Nordseite aber suchte sich das ablaufende Quellwasser einen Weg zum danebengelegenen Vor-Täkernsee hinab. Wie meine Untersuchung des Dagsmosse ergeben hat, ist der Wasserstand, der, wie oben erwähnt, im südlichsten Teile des Vorsees ca. 4 m unter der rezenten Hochwasserlinie lag, während der ersten Stufe der Verlandung ungefähr bis zu diesem gestiegen, um dann wieder zu fallen und in subborealer Zeit in der Nähe des heutigen Täkern-Ufers etwa 2 m unterhalb des genannten Niveaus zu liegen. Das erstgenannte Steigen des Täkernwassers hat die Entwicklung des nördlichen Distalteiles des Alvastraer Quellmoores deutlich beeinflusst. Der Moosdy ist nämlich hier über den Kalktuff sowie über den mit diesem äquivalenten lateralen Bruchwaldtorf (im Profil I:

m 180—240) transgrediert und reicht ungefähr zum Hochwasserniveau des Tåkernsees empor. Hier wird er mit Ausnahme der erwähnten Bachrinne, wo (in den Profilen IV und VI) ganz oben etwas Bruchwaldtorf vorliegt, von Phragmitestorf und Cladiumtorf horizontal überlagert.

Das distale Äquivalent des Seekalks ist Cladiumtorf, der im Norden in den Cladium-Seggensumpftorf des Dagsmosse unmerklich übergeht und im Süden (Profil XII) über den Bruchwaldtorf teilweise hinübergreift.

Als Äquivalent des Zuwachsens des Quellgebietes finden wir im Norden eine ausserordentlich deutliche Schicht von Parvocarizetumtorf, die sich sogar (im Profil IV) unter den Wiesenkalk der jüngsten Entwicklungsstufe hinunterschiebt und sich über die ganze Südpartie des Dagsmosse zusammenhängend verfolgen lässt.

Sowohl hier als im nördlichen Distalteil des Quellmoores wird der Parvocarizetumtorf von Magnocarizetumwurzelfilz scharf überlagert, der dem Wiesenkalk des Nucleus stratigraphisch entspricht. Im südlichen Distalteil sind diese Stufen der Lagerfolge weniger deutlich. Doch sieht man auch hier oft den gelben filzigen Magnocarizetumtorf den schwarzen Parvocarizetumtorf scharf überlagern.

Es würde hier zu weit führen, näher auf die stratigraphischen Details des Alvastraer Quellmoores einzugehen. Die entwicklungsgeschichtliche Kartenserie (Pl. XI) wird aber die Mannigfaltigkeit seines eben betreffs der Details in vielen Hinsichten besonders lehrreichen Aufbaus wenigstens ahnen lassen. Bevor ich zur Erläuterung dieser Kartenserie übergehe, muss aber die Chronologie der Lagerfolge erläutert werden.

Das Tåkern-Becken liegt laut der topographischen Karte in 93,5 m Meereshöhe, d. h. — nach einer gütigen Mitteilung meines Herrn Kollegen Dr. H. MUNTHE — einige Meter oberhalb der Anzylusgrenze der Gegend. Die Moorbildung konnte also mit der spätglazialen Klimaverbesserung, oder vielleicht etwas früher, beginnen. Auch weist der niedrige Wasserstand des ältesten Tåkernsees auf die boreale Periode hin. Aus dieser dürfte auch die Kalktuffbildung, die, wie oben erwähnt, eine im Vergleich mit dem folgenden Stadium trockene Entwicklungsstufe bezeichnet, herühren. Es ist oben gezeigt worden, wie das Steigen des Tåkernsees auf die Entwicklung des nördlichen Distalteils des Quellmoores einwirkte, indem der Moosdy über den Kalktuff hinübergriff; und, wie die Profile I, IV und VI zeigen, entspricht das Eintreten der Seekalkstufe, wo die Absetzung des Moosdys im betreffenden Moorteil aufhörte, eben der Entstehung der Phragmites-Cladiumtorf-Schichten, die den Moosdy überlagern. Da das fragliche Steigen des Tåkern-Wasserstandes den Eintritt der atlantischen Periode markiert, ist hierdurch auch für den Beginn der Seekalkabsetzung am Quellmoore der geologische Zeitpunkt festgestellt.

Für die folgenden Hauptstufen der Entwicklung liegen ausser der an und für sich sicheren stratigraphischen Anhaltspunkte, die das Dagsmosse auch betreffs dieser Stufen zu gewähren vermag, auch archäologische Daten vor.

Wie oben erwähnt, schliesst das Alvastraer Quellmoor die Überreste eines steinzeitlichen Sumpfdorfes in seiner Lagerfolge ein. Dieses Dorf ist von Dr. OTTO FRÖDIN im Laufe der Jahre auf sorgfältigste ausgegraben worden, und über den ersten Teil seiner Untersuchung hat FRÖDIN im Jahre 1910¹ einen vorläufigen Bericht vorgelegt. Der Fund besteht aus einer Menge von Feuerherden — bis jetzt sind laut FRÖDIN ca. 60 entdeckt — auf einem Fussboden von Birken- und Kiefernstämmen. Dank dem ausserordentlichen Reichtum des Fundinventariums hat sich das archäologische Alter des Dorfes auf die Ganggräberzeit feststellen lassen. Der



Fig. 2. Eine Partie des Steinzeitdorfes im Alvastraer Quellmoor mit Feuerherden u. s. w. Im Vordergrunde sind einige Stämme des Fussbodens freigelegt. O. FRÖDIN phot.

Fussboden ruht grösstenteils auf dem Seekalk, und die Dorfreste werden von jenem Cladium-Phragmitestorf bedeckt, der, wie oben erwähnt, über den Seekalk hinübergreift. In das Profil VI, um m 190 herum, ist eine den Dorfstetten angehörige Kohlschicht eingetragen, die deren Platz innerhalb der Lagerfolge ausweist. In den Übergang von der Seekalk- zu der Torfstufe des Quellennucleus fällt also die Ganggräberzeit. Da weiter diese Torfstufe des Nucleusgebietes dem Parvocarizetumtorf des südlichen Teiles des Dagsmosse stratigraphisch äquivalent, und da ferner für diesen die Lage der Fichtenpollengrenze Gleichzeitigkeit mit der subborealen

¹ OTTO FRÖDIN, En svensk påbyggnad från stenåldern. Fornvännen 1910.

Tiefenlage des Tåkern-Niedrigwassers ausweist, so dürfte es schon wohlbegründet sein, die betreffende Entwicklungsstufe des Quellmoores als sub boreal zu bezeichnen.

Noch sicherer wird aber diese Datierung dank der Möglichkeit, auch das Alter der Wiesenalkstufe archäologisch zu fixieren. Innerhalb des südlichen Teiles des Quellmoors habe ich nämlich zwei aus Steinblöcken gebaute Wege gefunden, welche das Moor in der Hauptrichtung SO—NW bzw.: ca. 290 und 90 m südlich von der heutigen Chaussee überqueren und von einigen dm Torf bedeckt sind. Diese Wege konvergieren gegen das bekannte Grabfeld am »Smörkullen« nahe beim Bahnhof Alvastra hin und dürften in Zusammenhang mit diesem Grabfelde angelegt sein. Das Grabfeld gehört der älteren Eisenzeit¹ (ca. 100 v. Chr. bis ca. 300 n. Chr.) an. Der südliche Weg ist von Dr. SUNE LINDQUIST und mir gemeinschaftlich, der nördliche von mir allein durch eine Reihe von Grabungen untersucht worden. Dieser hat eine Breite von 3—4 m, jener eine solche bis 7 m. Der südliche Weg ist auch, wie die von LINDQUIST und mir aufgenommenen Querschnitte zeigen, nach seiner ersten Anlegung verbreitert worden und hat im Gegensatz zu dem nördlichen, in seiner Mitte einen ca. meterbreiten Streifen von Kies. Der südliche Weg ist wahrscheinlich lange Zeit hindurch benutzt worden, nachdem bereits der nördliche nicht mehr in Gebrauch war. Der breitere Weg ähnelt an Breite und Bauart den »Brücken« der Wikingerzeit, die von vielen Orten her bekannt sind, und deren Anlegungszeit dank Runeninschriften sich genau feststellen lässt.² Auf den Wegen sind Knochen, von Pferd, Rind, Schwein, Schaf und Wolf oder Hund (sämtlich von Kand. L. HEDELL identifiziert) ziemlich reichlich gefunden worden, auf dem südlichen ausserdem eine Speerspitze und ein Stück Eisen, das sich als ein Teil eines Schwertgriffs erwiesen hat. Dr. T. J. ARNE, der diese beiden Gegenstände untersucht hat, hat mir gütigst die folgende Mitteilung zur Verfügung gestellt:

»Die an dem einen Wege im Moore gefundene eiserne Speerspitze hat flaches, lanzettförmiges Blatt und Tülle. Ähnliche Spitzen kommen in der jüngsten Latène- und ältesten römischen Zeit auf nordgermanischem Gebiete vor (Vgl. M. JAHN. Die Bewaffnung der Germanen, Würzburg 1916 S. 51 und 80—81). Von Nosaby in Schonen kenne ich zwei ähnliche Spitzen, doch mit einer Andeutung von Mittelgrat versehen, und in Norddeutschland scheinen sie recht allgemein zu sein. In der späteren römischen Zeit tritt wieder der Hohe Mittelgrat auf, aber in der jüngsten Eisenzeit kommen wieder ganz flache Speerspitzen vor, im allgemeinen doch ziemlich lang. Ganz sicher lässt sich das Alter der Speerspitze nicht bestimmen. Das andere Eisenfragment stammt von dem Griffe eines Schwertes aus der römischen Zeit und ist schon in alter Zeit zerbrochen worden. Ähn-

¹ O. MONTELIUS, Östergötland under hednatiden. Svenska Fornminnesföreningens tidskrift, Bd 12 (1905).

² Vgl. R. SERNANDER, Läby-bron. Upplands Fornminnesförenings tidskrift, Bd 24. (1908.)

liche, aber ganz erhaltene Schwerter sind in den Gräbern auf dem grossen Grabfelde von Alvastra mehrmals gefunden worden. Diese Gräber gehören der Zeit von ca. 100 vor Chr. bis zum 3'en Jahrh. nach Chr. an.

Mir kommt es am wahrscheinlichsten vor, dass die beiden Waffen bei einer viel späteren Zerstörung der Gräber (wahrscheinlich mehrere Jahrhunderte später) mit dem Kies zusammen wegtransportiert wurden, und dass das Schwert dabei zerbrochen wurde. T. J. ARNE.»

Diesen eisenzeitlichen Weganlagen lagert der Wiesenkalk seitlich an, und über den südlichen ist ausserhalb des kartierten Gebietes das Äquivalent

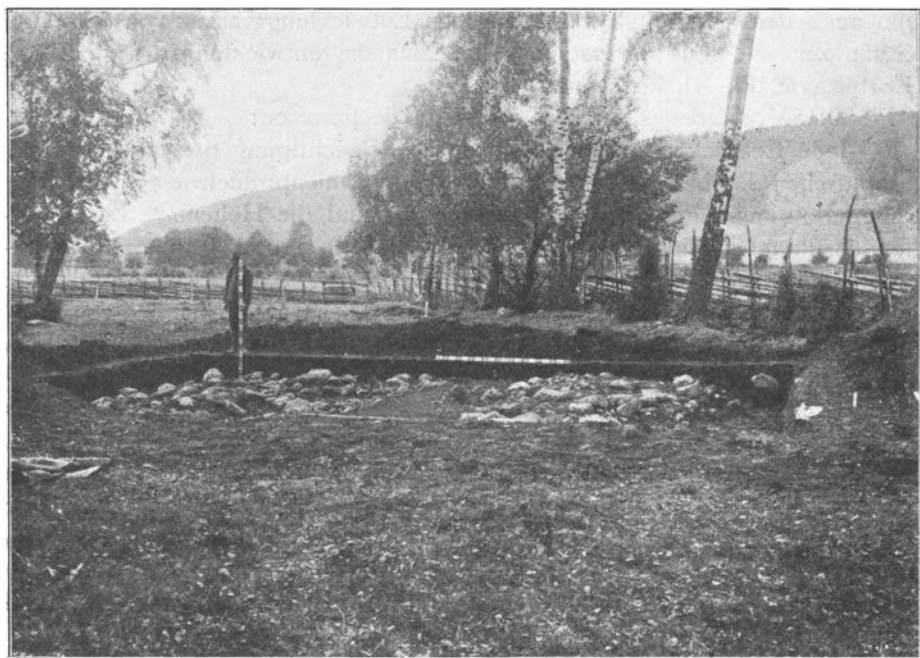


Fig. 3. Eine Ausgrabung des südlichen der zwei eisenzeitlichen Wege im Alvastraer Quellmoor. Man sieht in der Mitte den Kiesstreifen. Die Messstange 2 m lang.

S. LINDQVIST phot.

des Wiesenkalkes, der *Pupa*-führende Schwemmtton, hingeflossen. Die Wiesenkalk-Schwemmttonstufe gehört also, wie schon aus stratigraphischen Gründen zu erwarten ist, der Eisenzeit, d. h. der subatlantischen Periode, an, und die obige Datierung (als subboreal) der Torfstufe, die nun zwischen der Eisenzeit und der Ganggräberzeit eingeschlossen ist, hat sich somit noch weiter bestätigt.

Weder Schwemmtton noch Wiesenkalk haben sich in rezenter Zeit weiter abgesetzt. Die Wiesenkalkstufe des Alvastraer Quellmoores bezeichnet also eine Zeit mit feuchterem Klima als die Jetztzeit. Wenn der südliche Weg, wie mit grosser Wahrscheinlichkeit dem oben Gesagten zufolge anzunehmen ist, gegen Ende der Eisenzeit oder vielleicht noch

später benutzt worden ist, so würde damit auch bewiesen sein, dass das subatlantische Feuchtklima nicht nur, wie SERNANDER annimmt, während einiger Jahrhunderte im Anfang der Eisenzeit sondern, wie ich es aus anderen Gründen für wahrscheinlich halten möchte, wenigstens während des grössten Teils dieser Periode fortbestanden hat.

Es dürfte schon aus der obigen Darstellung des stratigraphischen Aufbaues des Alvastraer Quellmoores hervorgehen, dass das Moor während seiner Entwicklung eine ganz neue Topographie geschaffen hat. Teils um die Entstehung dieser Topographie Schritt für Schritt zu verfolgen, teils um auch den pflanzenphysiognomischen Entwicklungsverlauf von der einen Stufe zur anderen klarzustellen, habe ich die entwicklungsgeschichtliche Kartenserie, Pl, XI, konstruiert.

Das Verfahren ist hierbei das folgende gewesen:

Jede Entwicklungsstufe ist unter Berücksichtigung des ganzen stratigraphischen Beobachtungsmaterials in allen Linienprofilen festgelegt. Für jeden Bohrungspunkt sind dann die Erdart und die Höhenlage des betreffenden Punktes eingetragen worden. Danach sind die paläophysiognomischen Kartenkonturen und die Höhenkurven — mit 1 m Äquidistanz und dem rezenten Hochwasserniveau des Tåkernsees als Nullebene — gezogen worden. Für die subatlantische Stufe sind die Begrenzungen des Wiesenkalkes und teilweise auch des Schwemmtons schon im Felde grösstenteils Schritt für Schritt verfolgt worden. Mit Zwischenräumen von 1 bis 5 m sind die Grenzpunkte mittels Bohrungen genau festgestellt, durch Stäbchen markiert und mittels Messtisch und Distanztubus eingemessen worden. Die Begrenzung des Fussbodens des steinzeitlichen Dorfes hat mir Dr. FRÖDIN gütigst mitgeteilt. Die eisenzeitlichen Wege habe ich selber in ähnlicher Weise wie die Wiesenkalkkonturen eingemessen. Der Arbeitsmassstab war 1:1000. Die Karten sind aber im Massstab 1:4000 reproduziert worden.

Nur die subatlantische Karte (6) vermag infolge der Art ihrer Herstellung Anspruch darauf erheben, die Verhältnisse meistens exakt wiederzugeben. Die übrigen Karten können natürlich nur etwas schematisierte Bilder zeigen. Namentlich bei der Herstellung der Karte 2 hat beim Festlegen der betreffenden Entwicklungsstufe an den Profilen ein gewisser Grad von Willkürlichkeit nicht vermieden werden können. Der Zweck der Karte — den allgemeinen Charakter der Entwicklungsstufe zu illustrieren — dürfte jedoch nicht dadurch verfehlt sein.

Betrachten wir nun die verschiedenen Kartenbilder näher.

Die erste Karte zeigt die Oberflächengestaltung der mineralischen Unterlage und das Initialstadium der Moorbildung, m. a. W. die Beschaffenheit des unteren Kontaktes der ganzen Moorlagerfolge. Das Stadium dürfte ungefähr der Zeit des höchsten Standes des Anzylussees oder möglicherweise einem etwas früheren Zeitpunkt entsprechen.

Das Niveaukurvensystem zeigt, wie eine tiefe Talfurche mit dem

Passpunkte beinahe 3 m unterhalb des rezenten Hochwasserniveaus des Tåkernsees das heutige Quellmoorgebiet durchzog. Die Abhänge dieser Talfurche sind im Westen aus glazifluvialen Sand, im Osten aus Grundmoräne aufgebaut. In der Furche, namentlich in und vor ihren sich beiderseits erweiternden Mündungen, breitete sich Tonboden — teilweise aus Bänderton bestehend — aus. Ohne Zweifel sind die Hauptzüge dieser Topographie auf die primäre Oberflächengestaltung der erwähnten glazialen und marinen Sedimente zurückzuführen. Gewisse Details aber zeigen, dass die Form der Talfurche durch sekundäre Veränderungen wenigstens verschärft worden ist. Hier und da, z. B. in der S-Ecke des Kartengebietes, zeigen nämlich die Höhenkurven kleine Einkerbungen, die wie die voranliegenden Materialanhäufungen andeuten, durch allmähliche Solifluktion oder vielleicht durch Rutschungen entstanden sein dürften. Ebenso ist Sand, hier und da mit Kalktuffstückchen, fast überall über die Ränder des Tonbodens hinabgeflossen, und innerhalb der Bodenschichten des Kalktuffes habe ich manchmal eine beträchtliche Beimischung von Ton- und Sandmaterial beobachtet. Dass also die gewaltige Grundwasserzufuhr beim Ausformen der Unterlage des Moores mitgewirkt hat, dürfte keinem Zweifel unterliegen. Das zweiseitige Fallen des Talbodens spricht auch entschieden zugunsten dieser Auffassung. Die Annahme liegt nahe, dass die Wirkung der Quellen während jener Teile der spätglazialen Zeit, wo die Lokalität über dem Meeresspiegel lag, die Form starker Solifluktion hatte.¹ Möglicherweise lief der Tåkernsee während dieser Zeit durch die betreffende Talfurche ab und kann also zur Ausformung derselben mitgewirkt haben. Zur Zeit des Beginns der Moorbildung stand aber die Wasserfläche des Sees, wie oben erwähnt, und wie die Karte 1 noch deutlicher beweist, unterhalb des hiesigen Passpunktes.

Die Moorbildung begann damit, dass grosse Teile der Böschungen der Talfurche, sowie eine Partie um den Passpunkt herum von Kalktuff überzogen wurden. An den Rändern des Kalktuffgebietes, namentlich wo eine mehr oder weniger horizontale Lage des Terrains das schnelle Abfließen des Wassers verhinderte, bildete sich Wiesenkalk aus, der den Kalktuff streckenweise umsäumt. Durch die Talfurche lief das Quellwasser beiderseits, den oben erwähnten Moosdy ablagernd, ab. An den Rändern des Moorgebietes wuchs Bruchwald. Auch der distale Rand des heutigen Moores war damals proximal, da das Quellwasser von den beiden Böschungen her mittwärts abfließen musste. Am Ufer des Tåkernsees breitete sich am Fusse des Kalktuffes eine *Amblystegium*-Wiese aus.

Die Karte 2 soll von dem Aussehen des Quellmoores gegen Ende der borealen Zeit ein Bild geben. Die Kalktuffbildung hat sich nun weiter lokalisiert, und man sieht, wie der Kalktuff teils als mächtige, ge-

¹ Vgl. L. VON POST, Alnarpsstraktens geologi (in »Alnarps Landbruksinstitut 1869—1912, Göteborg 1913), wo ich S. 197—198 Talsohlen aus glazialen Ton- und Sandschwemmbildungen, die auf irgendwie derartige Weise entstanden sein dürften, beschrieben habe.

wölbte Decken vom Ostabhang des Tales sich vorschiebt, teils über dem Westteile flache, gewölbte Anhöhen gebildet hat. Um diese Kalktuffzentren herum breiten sich *Cladium*-Sumpf und Bruchwald aus, und in der Mitte des nun halbgefüllten Tales setzt sich nach beiden Seiten hin noch Moosdy ab. Im Süden nimmt der Moosdy nur ein beschränktes Gebiet innerhalb des erweiterten Bruchwaldes ein. Im Norden hat er sich dagegen unter der Einwirkung des steigenden Tåkernsees weit über den Kalktuff und die frühere Mooswiese des Tåkern-Ufers sowie über den Bruchwald ausgebreitet. Die Einwirkung des Tåkernsees macht sich auch darin bemerkbar, dass der Kalktuff, wo er unterhalb der Nullkurve nicht durch *Cladium*-Sumpf von dem Moosdy getrennt ist, d. h. an offenen See stösst, von einem Seekalkgürtel umgeben ist. Die Topographie ist schon jetzt ganz verändert worden. Die Talfurche kommt nur andeutungsweise zum Vorschein. Nur weitest im Westen lässt die Nullkurve einen ganz engen Pass offen, wo der Tåkernsee möglicherweise einen gelegentlichen Abfluss fand. Der Hauptabfluss des Sees hat sich jedoch kaum hier befunden, da der Pflanzenbestand des fraglichen Gebietes, ein Bruchwald, von ziemlich geringer Bodenfeuchtigkeit zeugt.

Die Karte 3 zeigt das Quellmoor während atlantischer Zeit. Eine grosse, zusammenhängende Seekalkfläche, von *Cladium*-Sumpf und Bruchwald umgeben, nimmt nun die zentrale Partie des Moores ein. Ausserdem bildet sich Seekalk an zwei isolierten Punkten im südlichen Teile des Moores. Die grosse Seekalkfläche ist schwach gewölbt und hat sogar kleine Anhöhen aufzuweisen. In breiten Loben wälzt sich der Seekalk über den *Cladium*-Sumpf hinab. Besonders bemerkenswert ist der »Strom«, der durch den südlichen Teil der Talfurche, wo sich früher Moosdy ablagerte, hinabzieht. Die Absetzung des Moosdys hat, ausgenommen unterhalb einer nunmehr isolierten und noch tuffbildenden Quelle im Norden, ganz aufgehört. Statt des grossen Moosdygebietes im nördlichen Moorgebiete finden wir teils Seekalk, teils einen *Cladium-Phragmites*-Sumpf, der als eine Zunge bis zur Mitte der Seekalkfläche hineinragt. Der Bruchwald hat sich im Süden sowohl über das Tuffgebiet als über den grössten Teil des dortigen Moosdygebietes ausgebreitet. Die Topographie stimmt im wesentlichen mit der heutigen überein. Die Talfurche ist ganz abgesperrt worden, und die Moorfläche fällt schon wie heute vom Moränenhügel im Osten regelmässig radial ab.

Ungefähr dieses Aussehen hatte das Quellmoor auch in jener etwas späteren Zeit, wo die Steinzeitmenschen ihren Wohnsitz innerhalb desselben nahmen. Das Dorf, dessen Ausdehnung mit der lebenswürdigen Hilfe Dr. FRÖDINS auf der Karte 3 eingetragen ist, lag an der Spitze der oben-erwähnten Sumpfung, auf welcher man ohne Lebensgefahr waten konnte. Der weiche Seekalkboden war zweifelsohne nicht zu betreten, und wenn man den Steg abspernte, der, wie Dr. FRÖDIN nachgewiesen hat, in süd-östlicher Richtung das Dorf mit dem festen Boden verband, war die einzige Verbindung mit der Umgebung eben die genannte Sumpfung. Diese

konnte aber nur dem mit dem Platze Wohlvertrauten bekannt sein und war z. B. für einen über das Moränenterrain sich nähernden Angreifer kaum im *Phragmites-Cladium*-Röhricht der Seekalkfläche zu entdecken. Der Platz des Dorfes war also in Verteidigungshinsicht mit bewundernswerter List ausgewählt, umsomehr als der proximale Bruchwald die ganze Anlage in gewissem Grade gegen Entdeckung von der Landseite her geschützt hat.

Auch aus der isolierten Quelle im Nordteil des Moores liegen Steinzeitfunde vor. Beim Aufnehmen eines Detailprofils durch diese Quelle fand ich nämlich neben einer Menge von Geröllen und heruntergesteckten Stäbchen eine Axt aus Hirschhorn, die sorgfältig in aufrechter Stellung in die Quelle hinuntergeschoben war, sowie die abgeschnittene Krone eines Hirschgeweihs. Es ist deutlich dass diese Quelle von der Steinzeitbevölkerung gebraucht worden ist. Möglicherweise hat die ungemein statliche Axt, die absichtlich in die Quelle gebracht worden sein muss, als Opfer gedient.

Die subboreale Karte (4) zeigt, wie sich der *Cladium*-Sumpf über das Quellengebiet fast gänzlich geschlossen hat. Seekalk (oder Kalktuff) nimmt nur ganz beschränkte Flecke ein, wo das Quellwasser noch emporringen mochte. Die Kulturschicht des Wohnplatzes, der bei der Verlandung verlassen wurde, scheint eine kleine Erhöhung gebildet zu haben, wo ein kleiner Bruchwald entstand. Übrigens breiteten sich um das Quellengebiet herum *Carizeta*, meistens *Parvocarizeta*, aus. Nur im südlichen Moorteil war Bruchwald noch innerhalb eines beschränkten Gebietes vorhanden. Die Entwicklung der Oberflächengestaltung zeigt einen weiteren Schritt zu den heutigen Verhältnissen hin, indem sich die Unebenheiten des atlantischen Stadiums etwas ausgeglichen haben.

Weder auf dieser Karte noch auf der folgenden habe ich die verschiedenen *Carizeta*, die sich bunt mit einander mischen, jedes für sich eintragen können.

Auf der subatlantischen Stufe (Karte 5) springt das Massenauftreten des Wiesenkalks sofort in die Augen. Der Wiesenkalk breitet sich um die subborealen »Quellenfenster« herum in weiten Feldern aus; und von diesen ziehen breitere oder schmälere »Ströme« an den Böschungen mehr oder weniger weit hinab. Besonders auffallend ist der beinahe 150 m lange, meistens etwa 10 m breite Wiesenkalkstrom, der das südliche Distalteil in südwestlicher Richtung, eben auf der Strecke, wo auch während borealer und atlantischer Zeit das Quellwasser ablief, durchquert. Die ganze Moorfläche hat sich mit nassen *Magnocarizeta* bekleidet, die in grosser Ausdehnung den charakteristischen gelben Wurzelfilztorf hinterliessen. Wiesenkalk kommt auch oberhalb der Austrittsstellen der subborealen Quellen zur Ausbildung, und Solifluktion findet wieder, soweit ich gefunden habe, zum ersten Mal nach dem Beginn der Moorbildung statt. Besonders aus kleinen Kesseln am Proximalrande fliesst nämlich der oben erwähnte *Pupa*-Schwemnton bis 120 m über das Moor hinab; und an der Westseite lagerts sich Sand in ähnlicher Weise über den Torf. Die Karte zeigt

auch die Lage der eisenzeitlichen Weganlagen. Der nördliche Weg überquert eine Quelle und ist über dieser halb zerflossen. Der südliche, der meiner Annahme nach längere Zeit in Gebrauch blieb, ist eben an der Spitze des obengenannten, grossen Wiesenalkstroms angelegt worden.

Auf der Karte 6 (das jetzige Aussehen des Moores) habe ich nur die Oberflächenkonfiguration veranschaulichen können. Die Vegetation ist nämlich, wie gesagt, infolge Entwässerung und Ackerbau zugrunde gegangen. Es mag nur darauf hingewiesen werden, dass die ganze Oberfläche aus Torf besteht. Nur an zwei Punkten reicht der Wiesenalk so hoch, dass er vom Pfluge aufgeworfen wird. Ein Vergleich mit dem subatlantischen Kartenbild aber zeigt, wie die Lobierung der heutigen Oberfläche der Verteilung der Quellenaustritte gänzlich entspricht.

Mit dem oben Angeführten mag die Erörterung über das Alvastraer Quellmoor diesmal abgeschlossen werden. Selbstverständlich erheben sich angesichts seines in vielen Hinsichten interessanten Entwicklungsverlaufs eine Reihe Fragen von allgemeinerer Tragweite. Unter diesen Fragen will ich hier nur auf jene etwas eingehen, welche die Druckverhältnisse des Grundwassers während der verschiedenen Entwicklungsstufen betrifft.

Es dürfte ohne weiteres klar sein, dass die verschiedene Reichlichkeit des Quellwassers sowie die verschiedenen Maximalhöhen, in welchen sich die Quellen zu verschiedenen Zeiten bildeten, letzthin auf allgemeine Veränderungen des Grundwasserdruckes zurückzuführen sind. Nebst der Stärke und Höhenlage der Quellen selbst gibt auch das Niveau, bis zu welchem Torf am Proximalabhang sich auszubilden vermag, über den Grundwasserdruck Auskunft. So ist zu beachten, dass der heutige Proximalrand des Moores, mit Ausnahme einer Partie dicht südlich von der Chaussee, in auffälliger Weise mit der 6 m-Kurve zusammenfällt. Es würde auch von grossem Interesse gewesen sein, die Lage des Proximalrandes während der älteren Entwicklungsstufen genau festzustellen. Es ist mir aber noch nicht gelungen, dies mit Sicherheit durchzuführen. Deshalb stehen mir als Anhaltspunkte für eine Diskussion der Druckveränderungen in den moorbildenden Quellen nur die Quellenaustritte zur Verfügung.

Für die älteren Stufen der Entwicklung — die boreale und die atlantische — lassen sich aber die Druckverhältnisse auch auf diesem Wege nicht beurteilen, weil die Moorfläche zu diesen Zeiten das kritische Niveau noch nicht erreicht zu haben scheint. Das Quellwasser drang damals, wie die borealen Abflusssedimente, der Moosdy, sowie der rein limnische Charakter der atlantischen Quellenablagerung, des Seekalks, andeuten, in grossem Überschuss hervor. Schon während atlantischer Zeit hatte sich aber der Quellenaustritt insofern betreffs der Höhenlage orientiert, als die Seekalkbildung hauptsächlich nur in 1 bis 3 m Höhe oberhalb des Täkernhochwasserniveaus stattfindet. In subborealer Zeit ist aber die Wassermenge der Quellen so gering gewesen, dass limnische Sedimente über-

haupt kaum zur Ausbildung kommen konnten. Dieser Umstand gewährt die Möglichkeit, die Druckverhältnisse während dieser und der folgenden Stufen der Entwicklung in Vergleich zu ziehen.

In subborealer Zeit lagen die Quellenaustritte, wo sich noch Seekalk bildete, fast ausschliesslich unterhalb der 3 m-Kurve. Dass diese Stufe im Verhältnis zur atlantischen eine Druckverminderung bezeichnet, wird ohne weiteres durch einen Vergleich der subborealen Karte mit der atlantischen klar. In subatlantischen Zeit drang aber, wie die Karte 5 zeigt, das Quellwasser noch an der 4 m-Kurve so reichlich empor, dass sich der limnische Wiesenalk hier absetzen konnte, und die Wasserzufuhr in den Quellen niedrigerer Niveaus war stark genug, um noch während des Ablaufens des Überschusswassers Wiesenalk bilden zu können. Da ferner die Solifluktionerscheinungen am Moränenabhang bis zur 6 m-Kurve zum Vorschein kommen, dürfte die Schlussfolgerung berechtigt sein, dass der Grundwasserdruck zur betreffenden Zeit wenigstens etwa 1—2 m stärker als während der subborealen Zeitstufe war.

Dass in subrezent Zeit eine Verminderung des Grundwasserdruckes eingetroffen ist, beweist das Aufhören sowohl der Solifluktion als der Wiesenalkbildung. Da sich aber die Verteilung der natürlichen Vegetation des Moores nicht mehr beurteilen lässt und die Entwässerung die meisten Quellenaustrittspunkte vertilgt hat, so entzieht sich der heutige Grundwasserdruck einem genauen Vergleich mit dem der subborealen und der subatlantischen Stufe. Soviel ist jedoch festzustellen, dass der Druck des rezenten Grundwassers stärker als der des subborealen sein muss. Die höchstgelegenen der trotz der Entwässerung fortbestehenden Quellen liegen nämlich um die 4 m-Kurve herum, und nach einer Bohrung, die ich im Jahre 1909 innerhalb der Grabung am Steinzeitdorfe ausführte, gab das Bohrloch, dessen Mündung in etwa 3 m Höhe über der Nullebene lag, reichliches Springwasser.

Das Kärna-Mosse.

Das Quellmoor Kärna-Mosse wird von der Staatseisenbahn Stockholm—Malmö 1 km östlich von der Station Malmslätt überquert (vgl. die Karte Fig. 4). Das Moor breitet seine schwach gewölbte Oberfläche am Fusse einer nach meiner Nivellierung in 74,9 m Meereshöhe gelegenen Uferterrasse aus, die nach H. MUNTHE den höchsten Stand des Anzylussees bezeichnet. Die Moorfläche fällt in dem untersuchten Querschnitt etwa 10 m auf 330 m Länge, d. h. in einer durchschnittlichen Böschung von nicht weniger als 30 ‰ ab.

Die heutige Vegetation ist auf verschiedenen Teilen des Moores verschiedenartig. Alle Ränder, namentlich die proximalen und lateralen, tragen hochgewachsene *Pineta*, meistens *Pineta hylocomiosa*, hier und da aber *Pineta ericifera*. Die Distalteile, wo Grundwasser trotz Entwässerungsversuchen noch an der Oberfläche emporquillt, sind mit *Molinia*-Beständen

mit *Schoenus ferrugineus* und reichlichem, bis mannshohem *Phragmites* bewachsen. Diese Moorpartien haben sich als flach schildförmige, einseitige Quellschuppen herausgestaltet. Eine dieser Schuppen, die vom Profil tangential geschnitten wird (Profil Pl. XII: m 170–250), ist am Fusse durch einen das Moor entwässernden Bach scharf gegen die Rand-*Pineta* abgegrenzt. Sonst lichtet sich der Randwald allmählich nach den Quellschuppen zu, und der Übergang wird durch einen Krüppelwaldgürtel vermittelt.

Das Kärna-Mosse wird wie das Alvastraer Quellmoor überwiegend von Kalkerdarten aufgebaut. Insofern weicht es aber von jenem ab, als der Kalk fast ausschliesslich als Kalktuff ausgeschieden worden ist. Nur ganz ausnahmsweise hat sich Wiesenkalk oder Seekalk gebildet.

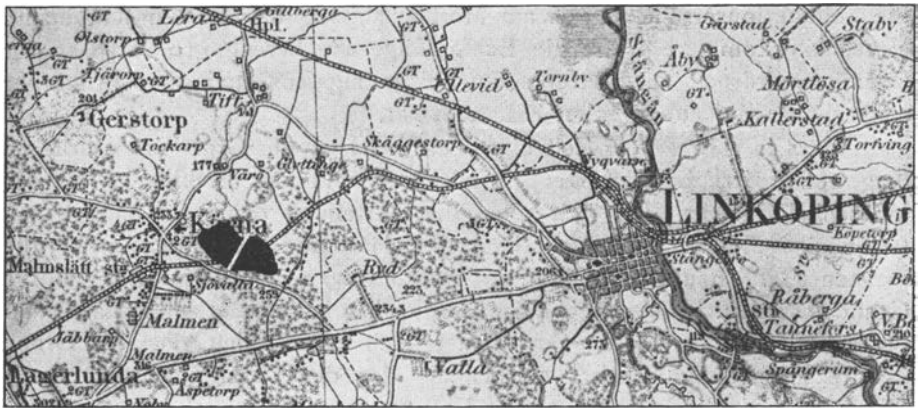


Fig. 4. Die Lage des Kärna-Mosse (schwarz). Die weisse Linie gibt das Profil (Pl. XII) an.
1 : 100,000.

In der Tat gehört das Kärna-Mosse jenem Typus von Quellmooren an, deren Bau von unseren Kalktuffforschern manchmal besprochen worden ist: Den feuchten Perioden entsprechen mächtige Kalktufflager; während der trockneren aber war die Kalktuffausscheidung unterbrochen und die Moorfläche mit Sumpfpflanzenvereinen überzogen, deren Überreste als dünne Torf- oder Humusschichten in der Lagerfolge zum Vorschein kommen.

Auch das Kärna-Mosse hat, wie das Profil Pl. XII zeigt, einen ausgeprägten Nucleus aufzuweisen. An der Profillinie lag die ursprüngliche Austrittsstelle der Quellen bei ca. m 160–280, wo grauer Tuffsand unmittelbar auf den Sand der Unterlage folgt. Proximal, wo die Unterlage nur ziemlich flach abfällt, besteht aber die unterste Schicht aus Torf: dem Quellenaustritte zunächst aus einem moderigen *Carex*-radizellentorf mit etwas *Amblystegien*, nach dem Rande hin aus Bruchwaldtorf. Über die ursprüngliche, kaum mehr als anmoorige *Carex-Amblystegium*-Wiese sind teils kalktuffbildendes Quellwasser, teils hydrophile Pflanzenvereine, durch *Cladium Mariscus* und *Phragmites* charakterisiert, eingedrungen,

deren Ablagerungen, ein *Cladium-Phragmitestorf* mit *Limnæa*, dem Kalktuffnucleus proximal anlagern. Das Profil hat zwei Anschwellungen des betreffenden Kalktufflagers aufzuweisen, die eine um m 150 herum, die andere um m 250 herum. Jene wird vom Profil ziemlich zentral geschnitten und führt im Zentrum kleine Einlagerungen von Seekalk sowie Schichten von nicht inkrustiertem *Amblystegiumtorf*; diese liegt mit ihrem Hauptteil O von der Schnittlinie, die sie tangential schneidet. Die Mächtigkeit der Kalktuffanschwellungen beträgt bezw. 1,0 und 1,3 m.

Während der Zeit der Entstehung des *Cladium-Phragmitestorfes*, der eine grösste Mächtigkeit von 0,7 m hat, hat eine Verwachsung des offenen Quellgebietes stattgefunden, indem sich die *Cladium-Phragmites*-Bestände in distaler Richtung allmählich vergrössert haben. Gleichzeitig wurde der proximale Rand von immer trockneren Pflanzenvereinen bewachsen: zuletzt von einem *Parvocarizetum* mit zerstreuten Kiefern. Zur selben Zeit lässt sich auch innerhalb der zentralen und distalen Teile des Quellengebietes eine allgemeine Austrocknung verspüren. Linsen von Torf mit *Cladium* und *Amblystegium* treten hier in den oberen Teilen des mit Seekalk untermischten Kalktuffes auf (m 160—190), und schliessen sich zuoberst zu einer zusammenhängenden Torfschicht zusammen. Diese etwas moderige Torfschicht, die durch die Tuffmasse deutlich zu verfolgen ist, bildet die direkte Fortsetzung des proximalen *Parvocarizetumtorfes* innerhalb der zentralen und distalen Moorteile. Ihr Verlauf folgt der Oberflächengestaltung des unteren Tufflagers, und distal vom Auskeilen dieses Lagers (m 280—330) bildet sie die Basalschicht der Lagerfolge. Da eine entsprechende Torfmoderschicht auch in den übrigen Teilen des Moores gefunden ist, dürfte sie eine allgemeine Unterbrechung der Tuffausscheidung bezeichnen.

Auf diese Stillstandperiode folgt eine Zeit, wo die Quellen wieder reichlich fliessen. Der proximale *Parvocarizetumtorf* wird von filzigem *Magnocarizetumtorf* abgelöst, und eine mächtige Kalktuffablagerung, von distalen Wiesenkalkschichten umsäumt, fängt innerhalb des Quellengebietes sich zu bilden an. Gleichzeitig verschiebt sich die Austrittsstelle der Quellen in distaler Richtung. Die heutige Quellkuppe liegt um m 200 herum, und die jüngere Kalktuffablagerung dehnt sich bis zu 40 m Breite über den früher nur anmoorigen Boden aus. Das Zentrum dieser neuen Tuffausscheidung liegt W von der Profillinie. Diese wird also tangential geschnitten.

Der Aufbau des Kärnaer Quellmoores spiegelt die Feuchtigkeitsveränderungen des postglazialen Klimas in schematischer Einfachheit ab. Die Höhenlage des Moores — dicht unterhalb der Anzylusgrenze — verlegt den Beginn der Entwicklung in die boreale Zeit. Die älteste Entwicklungsphase hat eine Steigerung der Wasserzufuhr aufzuweisen, die schliesslich zur Entstehung des proximalen *Cladium-Phragmites*-Sumpfes und zur Transgression des offenen Quellengebietes in proximaler Richtung führt. Diese Stufe, in welche die Ablagerung des älteren Kalktuffes fällt, dürfte der atlantischen Klimaperiode entsprechen. Wie das atlantische

Feuchtigkeitsmaximum ganz allmählich erreicht wurde, schreitet die Entwicklung bis zur subborealen Austrocknung nur Schritt für Schritt fort. Die offenen Quellen wachsen allmählich zu, und das proximale *Parvocarizetum* entwickelt sich ebenso allmählich aus dem atlantischen *Cladium-Phragmites*-Sumpf. Nur der scharfe Kontakt einerseits zwischen jenem Parvocarizetumtorf und dem überlagernden Magnocarizetumtorf, andererseits zwischen der Sumpfmorderschicht und ihrem Hangenden, dem jüngeren Kalktuff, deutet einen Sprung in der Entwicklung an. Dieser Sprung dürfte dem jähen Übergang der subborealen Stufe in die subatlantische entsprechen. Die grössere Feuchtigkeit dieser Periode macht sich durch die starke Kalkausscheidung deutlich bemerkbar. Die dünne Torfschicht, die nunmehr die Quellkuppen bekleidet, deutet eine Abschwächung der Quellen in subrezenten Zeit an.

Fester Kalktuff ist im Kärnaer Quellmoor nicht beobachtet worden. Nur Tuffsand scheint vorhanden zu sein. Dieser Tuffsand besteht aber meistens aus kalkinkrustierten Moosfragmenten und scheint durch Zerbröckelung eines lockeren, aus unvollständig inkrustierten Moosen bestehenden Tuffes entstanden zu sein.

Es besteht ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Tufflagern. Das ältere (atlantische) ist wie der boreale Tuffsand des Alvastraer Quellmoores meistens grau und erdig und, namentlich zuoberst, mit Torflinsen gespickt. Das jüngere (subatlantische) ist rein weiss ohne erdige Zwischenmasse oder Torfeinlagerung, nur hier und da in Wiesenkalk übergehend. Dieser Unterschied dürfte den verschiedenen Ablagerungsweisen der beiden Tuffgenerationen entsprechen, die ihrerseits durch verschiedene Stärke der Quellen bedingt sind. Der atlantische Tuff dürfte langsam gebildet sein, der subatlantische verhältnismässig rasch. Obwohl man für die ältere Tuffgeneration einen beträchtlich längeren Entstehungszeitraum als für die jüngere annehmen muss, ist doch die grösste Mächtigkeit dieser (bis etwa 1 m) nur unbedeutend geringer als die der älteren, deren grösste beobachtete Mächtigkeit 1,3 m beträgt.

Das Kärnaer Quellmoor ist durchweg von weniger hydrophilen Erdarten als das Alvastraer Moor zusammengesetzt. Der atlantischen Seekalkstufe und der subatlantischen Wiesenkalkstufe dieses Moores entsprechen hier die beiden Tufflager, eine Erdart also, die im Alvastraer Quellmoor an die Trockenperioden gebunden ist. Sicherlich beruht dies auf einer geringeren Stärke der moorbildenden Quellen des Kärnaer Moores, die auch in der Ausbildungsform der Trockenniveaus des Nucleusgebietes (hier Torfmoor, dort Kalktuff bzw. Cladiumtorf) zum Ausdruck kommt.

Wenn man die Entwicklung des Kärnaer Quellmoores kurz zu charakterisieren wünscht, liegt — mutatis mutandis — der Vergleich mit den zweigegliederten Hochmooren nahe. In beiden Fällen handelt es sich um Erdarten, die sich je nach der Grösse der Feuchtigkeit schneller oder langsamer bilden: Die Tuffgebilde des Kärnaer Moores registrieren die Reichlichkeit des hervordringenden Grundwassers, die Hochmoore die des

Niederschläges selbst. In beiden Fällen macht sich die Einwirkung des subborealen Trockenklimas in einer Unterbrechung der Moorbildung bemerkbar, im Kärnaer Moor durch die Torfmoderschicht, in den Hochmooren durch den WEBER'schen Grenzhorizont registriert.

Die Skebyer Moore und das Rådaer Moor.

Auf einer gewissen Stufe seiner postglazialen Entwicklung hat der Wänersee eine Uferlinie ausgebildet, die ich als mit der Litorina-Tapesgrenze äquivalent befunden habe. Um den südlichen Teil der Kinne-Bucht herum ist diese Uferlinie, wo der Grosswänersee die Moränenhügel ange-

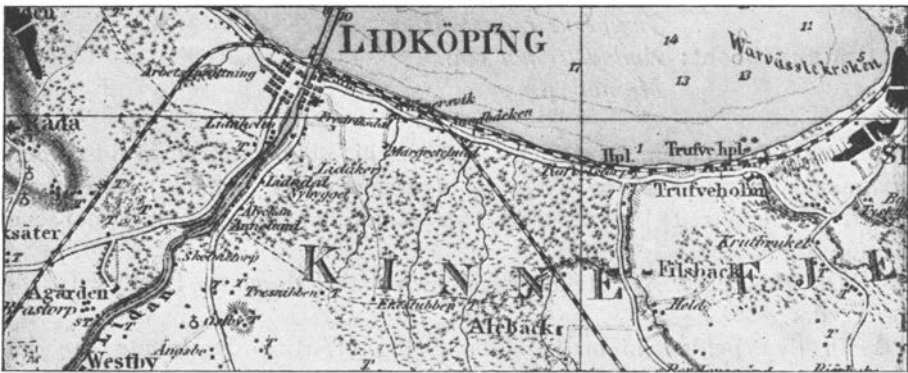


Fig. 5. Die Gegend S von der Kinne-Bucht mit den Skebyer Mooren (im O) und dem Rådaer Moor (im W). Die weissen Linien geben die Lage der Profile (Pl. XII u. XIII) an.
1 : 100,000.

spült hat, als eine markierte Erosionsterrasse gestaltet. Wie es bei Einschnitten irgendwelcher Art sehr oft der Fall ist, sind grundwasserführende Schichten innerhalb der Moräne im Terrassenabhang blossgelegt worden, und es quellen am Fusse mehr oder weniger kräftige Wasseradern hervor. Um diese Quellen herum ist der Boden infolge der Überrieselung oft anmoorig, und an drei Stellen haben sich wirkliche Quellmoore gebildet: die zwei Skebyer Moore und das Rådaer Moor (Karte Fig. 5). Diese Moore habe ich während Kartenrekognosierung im Herbst 1913, teilweise mit meinem Kollegen Dr. K. A. GRÖNWALL zusammen, untersucht.

Die Skebyer Moore bilden flachgewölbte Flächen, die gegen NW und W hin in einer Böschung von durchschnittlich 20–25 ‰ abfallen. Das südliche der beiden Moore ist entwässert und teilweise angebaut; auf dem nördlichen ist die ursprüngliche Vegetation trotz Entwässerungsversuchen noch ziemlich unzerstört geblieben. Man findet hier Pflanzenvereine, die jenen der Quellkuppen des Kärnaer Moores ähneln. Auf der Mitte des Moores, wo eine ziemlich reine *Molinia*-Wiese vorliegt, über welche der

umgebende Birkenrandwald jedoch allmählich übergreift, nahmen Dr. GRÖNWALL und ich (19²/1013) das folgende Standortverzeichnis auf:

Feldschichten: *Molinia coerulea*, reichlich bis häufig.

Phragmites communis, zerstreut, stellenweise reichlich.

Schoenus ferrugineus, zerstreut bis reichlich.

Potentilla erecta, spärlich.

Succisa pratensis, vereinzelt.

Parnassia palustris, »

Epipactis palustris, »

Briza media, »

Primula farinosa, »

Cirsium palustre, »

Juniperus communis, »

Bodenschicht: *Amblystegium* spp.

Mnium sp.

In den Feldschichten, sowie als Gebüschschicht und untere Waldschicht, kommen ausserdem *Betula odorata* (vereinzelt bis zerstreut) und *Pinus silvestris* (vereinzelt bis zerstreut) als Keimpflanzen bis halberwachsene Bäume vor.

Die Profile Pl. XII stellen zwei Querschnitte durch die Skebyer Quellmoore dar.

In den beiden Mooren bilden Sumpftorfarten die Hauptmasse der Lagerfolge. An den Austrittsstellen der Quellen liegen aber Nucleusbildungen aus Seekalk vor, die mit lakustrinen Torf- und Gytjaschichten, in Lagunen des Grosswänersees gebildet, teilweise verflochten sind. Im nördlichen Moor sind diese Lagunengebilde am deutlichsten ausgebildet. Im distalen Teile dieses Moores lagert an der inneren Seite eines flachen Barrierewalles eine olivengelbe Detritusgyttja mit Schichten von hineingespültem Sand. Diese Gytja geht nach oben zu in Phragmitestorf (gelben Wurzelfilz) über, und auf den Phragmitestorf folgt, ebenso nach allmählichem Übergang, ein reiner *Cladium*torf. Insoweit ist die Lagerfolge eine ganz typische Verwachsungslagerfolge und entspricht auch der Verlandung der Grosswänerlagune. Die Oberfläche des Phragmitestorfes fällt aber nach dem See hin flach ab, und an der Proximalseite wird er von den Nucleussedimenten, schräg abgeschnitten. Ein bis 0,8 m dickes Lager von Seekalk — mit *Cladium*-Rhizomen und Torflinsen, sowie ganz unten etwas Tuffsand, möglicherweise den von SERNANDER (1916, S. 161) beschriebenen *Cyanophyzéen*-Konkretionen entsprechend — hat sich hier über die Lagunengebilde gelagert. Die Oberfläche des Seekalkes fällt 0,7 m auf eine Länge von etwa 65 m, d. h. in einer Böschung von ca. 11 ‰ ab. Nach oben zu geht der Seekalk allmählich in *Cladium*torf über, der die direkte proximale Fortsetzung des Lagunentorfes bildet. Die Oberfläche des *Cladium*torfes fällt 1,3 m auf 150 m Länge, d. h. ca.

9 ‰ ab, und geht seinerseits in Magnocarizetumtorf, unten mit *Cladium*-Rhizomen, über.

Im südlichen Moor ist der Nucleus noch schöner ausgebildet. Ein Seekalk mit *Cladium*-Rhizomen und *Cladium*torflinsen, der auch hier zu unterst in eine distale, sandige Lagunengyttja übergeht, durchsetzt die übrige Lagerfolge fast gänzlich und endet an der Profillinie 0.7 m unterhalb der Oberfläche des hier insgesamt 3.7 m mächtigen Moores mit einer kleinen Linse von *Phragmitestorf*, der den Übergang zum hangenden Magnocarizetumtorf vermittelt. Über dem Gipfel des Nucleuskegels ist der Torfboden noch heutzutage wegen empordringenden Wassers auffällig nass und weich.

Die beiden Skebyer Moore sind in ihren proximalen Teilen von bis 0.8 m mächtigen Lagern von stark verwestem, fast fossilienfreiem, aber mit Holzresten gespicktem Erlenbruchwaldtorf durchzogen, welche Lager auf ganz übereinstimmende Weise nach den Nuclei hin auskeilen, und deren untere, diffuse Kontakte das allgemeine Fallen der Moorschichtenfolgen überqueren. Der Erlenbruchwald ist also während seines Fortwachsens über die *Carex-Cladium*-Sümpfe Schritt für Schritt transgrediert. Die Oberflächen der beiden Bruchwaldtorflager fallen aber mit der heutigen Moorfläche ungefähr parallel ab, und die Kontakte gegen den überlagernden Magnocarizetumtorf (Wurzelfilz mit etwas *Amblystegium*, aber ohne *Cladium*) sind scharf und deuten eine rasche und durchgreifende Versumpfung der Bruchwälder an. Die versumpfenden Pflanzenvereine waren Hochseggenbestände mit *Phragmites* und *Carex filiformis*, deren Überreste reichlich im Torfe angetroffen sind.

In den beiden Mooren ist Bruchwaldtorf nur innerhalb der proximalen Moorteile vorhanden. Distal besteht die Lagerfolge aus wenig differenziertem Magnocarizetumtorf, der die Nucleusbildungen überlagert oder ihnen seitlich anlagert. Auch in der Zeit, wo der Bruchwald auf den proximalen Moorteilen gedieh, hat das ablaufende Quellwasser die distalen Teile der Moorfläche so reichlich überrieselt, dass Bewaldung hier nicht stattfinden konnte.

Es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass die Versumpfung der proximalen Bruchwälder den Übergang zwischen subborealer und subatlantischer Zeit bezeichnet. Die Austrittsstelle der Quellen liegt im nördlichen Moor etwa 5 m und im südlichen etwa 3,5 m über dem mittleren Hochwasserniveau des heutigen Wänersees. Die postglaziale Wänergrenze — die, wie gesagt, der Litorinagrenze zeitlich äquivalent — liegt in der fraglichen Gegend in etwa 11 m Höhe über demselben Niveau. Die Höhenlage der Quellenaustritte entsprechen also bezw. ca. 45 und ca. 32 % der Wänergrenze, und die Quellmoorbildung hat nach bezw. der Hälfte und dem Drittel der hiesigen postglazialen Landerhebung (= der Litorinahebung) beginnen können. Wie ich in Närke nachgewiesen habe¹,

¹ L. v. Post, Statigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. G. F. F., Bd. 31 (1909).

liegt der Übergang zwischen atlantischer und subborealer Zeit bei etwa 30 % der Litorinahebung (= 70 % d. L.-G). Die Skebyer Quellen stiegen also während der subborealen Zeit über den Wänerspiegel empor, und die untersten Schichten der Quellmoore, deren Bildung, wie das Verhältnis zu den Lagunenbildungen beweist, sofort begann, stammen aus frühsubborealer Zeit her.

Das Rådaer Moor ist um einen Komplex von Quellen herum entstanden, die am Nordfusse der grossen Endmoräne Råda-Ås hervorquollen und die Stadt Lidköping mit Wasser versorgen. Das Moor ist oberflächlich entwässert und nunmehr meistens bewaldet. Nur in der Nähe der Brunnen der Stadt ist noch auf einer ziemlich markierten Quellkuppe ein dichter Bestand von *Phragmites* (bis 2,5 m hoch!) zu sehen.

Das Profil Pl. XIII überquert das Moor an der breitesten Stelle. Die Mooroberfläche fällt hier in einer Böschung von ca. 10 ‰ ab. Die Lagerfolge ist ganz einfach: zu unterst Bruchwaldtorf — meistens Birkenbruchwaldtorf — bis 1 m mächtig, und darüber *Magnocarizetum*-torf, hier und da in *Phragmitestorf* übergehend. Ein Nucleus fehlt. Die ganze Lagerfolge scheint infolge gleichmässiger Überrieselung entstanden zu sein. In subrezenter Zeit ist der Seggensumpf proximal in Hochmoor übergesprungen, das eine bis 0,5 m dicke Oberflächenschicht von *Sphagnum*torf gebildet hat.

Der Kontakt zwischen dem Bruchwaldtorf und dem *Magnocarizetum*-torf weist genau denselben Charakter auf wie der entsprechende in den Proximalteilen der Skebyer Moore: scharf, ohne jeden Übergang. Auch dieser Kontakt dürfte die subboreal-subatlantische Grenze markieren. Die Waldbildung, die in den Skebyer Mooren erst gegen Ende subborealer Zeit und da nur teilweise eintraf, hat aber hier wegen geringerer Wasserzufuhr — man beachte das Fehlen von limnischen Quellsedimenten — früher begonnen als in jenen, der Höhenlage des Moores dicht unterhalb der Wänergrenze) nach zu schliessen, wahrscheinlich schon in atlantischer oder frühsubborealer Zeit.

Die Skebyer Moore bilden einen Übergang von jenem extremen Kalkmoortypus, den das Alvastraer und das Kärnaer Moor repräsentieren, zu den von fast lauter telmatischem und terrestrischem Torf aufgebauten Mooren, die im Folgenden beschrieben werden, und unter welche auch das Rådaer Moor einzureihen ist.

Auch in einer anderen Hinsicht sind die drei Moore von besonderem Interesse. Dank ihrer klaren Stratigraphie überhaupt, namentlich aber wegen der Schärfe des subboreal-subatlantischen Kontaktes, lässt es sich feststellen, dass die Moore, je nachdem die Torfbildung fortgeschritten ist, in proximaler sowie, obschon in geringerem Grade, in distaler Richtung allmählich transgrediert sind. Im Rådaer Moor ist der subboreale Bruchwaldtorf nur zwischen ca. m 20 und ca. 250 m vorhanden. Die subatlanti-

schen *Magnocarizeta* aber haben proximal ca. 30 m und bis ca. 2 m Höhe über der subborealen Moorfläche über den Moränenboden hinübergegriffen; und distal sind sie ausserhalb der subborealen Moorgrenze bis 160 m über den Wänersandboden hingewandert. In den Skebyer Mooren zeigen die Lagerfolgen auch während subborealer Zeit ein allmähliches Hinübergreifen der Moorbildung in proximaler Richtung: im nördlichen Moore bis beinahe 2,5 m Höhe über dem Auskeilen der limnischen Nucleusbildungen, im südlichen bis ca. 3,5 m. In subatlantischer Zeit beträgt die proximale Transgression bezw. ca. 2 und 0,8 m Höhe. Die subborealen Transgressionsgürtel sind bezw. 75 und 65 m breit, die subatlantischen bezw. 30 und 40 m. Wegen des Fehlens einer subborealen Leitschicht innerhalb der distalen Teile der Skebyer Moore lässt sich die distale Transgression nicht feststellen. Sie dürfte, den allgemeinen Zügen der Lagerfolgen nach zu urteilen, im nördlichen Moore fast gleich Null und im südlichen kaum eine beträchtliche gewesen sein.

Diese Transgression der betreffenden Quellmoore, wo das Moor sich Stufe für Stufe über seine Umgebung weiter hervorwölbt, muss genau z. B. von derjenigen des atlantischen Kärnaer Moores, die eine hydrophilere Schicht über einer weniger hydrophilen zur Ablagerung bringt, unterschieden werden. Die eben nachgewiesene Transgression kann nämlich keineswegs, wie die des Kärnaer Moores, als durch eine Steigerung der Wasserzufuhr verursacht verstanden werden. Sie dürfte, wie die stetige Erhöhung der Moorfläche während der borealen und atlantischen Entwicklungsstufen des Alvastraer Quellmoores, nur dadurch zu erklären sein, dass die Moorflächen proximal noch nicht jenes durch den Grundwasserdruck bedingte Niveau erreicht hatten, oberhalb dessen das Quellwasser nicht weiter emporzudringen vermag. Auf diesem Niveau muss die Quellmoorbildung für immer stehen bleiben, wenn nicht infolge äusserer Ursachen eine Erhöhung des Niveaus eintritt. Ob die Skebyer Moore dieses kritische Niveau erreicht haben, lässt sich wegen der Entwässerung kaum entscheiden. Im Rådaer Moor dürfte dies aber, der beginnenden proximalen Hochmoorbildung nach zu schliessen, der Fall sein.

Emthytttemossen.

Das Emthytttemossen dehnt sich am Nordfusse eines Moränenhügels S vom Hofe Emthyttan, etwa 2 km SSW vom Gute Skinnskatteberg im nördlichen Westmanland entfernt, und O von dem kleinen See Emthyttjesjön als ein meistens ca. 150 m breiter Torfgürtel von etwa 1 km Länge aus. Sein SW-Ende ist vom Abfluss des Emthyttjesjön durchflossen. Von dem See ist es aber durch etwa 250 m Tonboden getrennt. (Vgl. die Karte Fig. 6.)

Das Moor wurde von mir — vom damaligen Studiosus, nunmehr Oberförster WALDEMAR SAMUELSSON begleitet — zum ersten Mal am 22. Juni 1903 besucht. Bei dieser Gelegenheit wurde im SW-Teile des

Moores eine Aufgrabung vorgenommen, die die folgende Schichtenfolge entschleierte:

- A. 60 cm. Magnocarizetumtorf mit *Phragmites* und *Equisetum*. Scharf gegen das Folgende abgegrenzt.
- B. 110 cm. Waldtorf mit Stubben und anderen Holzresten, zuoberst von Kiefer und Fichte, unten von Birke und Erle. Geht unmerklich in das folgende Lager über.
- C. 25 cm. Seggentorf, huminös mit etwas Holzresten. Ohne scharfe Grenze auf dem Folgenden lagernd.
- D. 60 cm. Moostorf, zuoberst Sphagnumtorf, nach unten zu Amblystegiumtorf. Übergang ins folgende Lager.
- E. 15 cm. Phragmitestorf. Übergang ins folgende Lager.
- F. 40 cm. Gyttja.
- G. 30 cm. Blauer Ton.



Fig. 6. Die Lage des Emthytttemossen (schwarz) mit dem Profil Pl. XIII (weisse Linie).
1:100,000.

Schlammungen von Proben aus den Schichten E. und F. haben die reichliche Anwesenheit von limnischen Pflanzenresten festgestellt, wie:

Nymphæa alba, Samen,
Potamogeton cfr. *gramineus*, Fruchtsteine,
Potamogeton natans, Fruchtsteine,
Scirpus lacustris, Früchte;

sowie Tierresten, wie

Nephilis octoculata, Kokons.
Phryganea sp.
Piscicola sp.

Die ganze Lagerfolge scheint ja, solange man nur über dieses Stichprofil verfügt, einem ganz normal entwickelten Seemoor anzugehören. Die Entwicklung ist progressiv bis zum Waldstadium verlaufen; dann tritt die gewöhnliche subatlantische Regression ein, und ein Magnocarizetum mit *Phragmites* und *Equisetum* ertränkt den fichtenführenden, subborealen Moorwald.

Elf Jahre nach meinem ersten Besuch bekam ich Gelegenheit, noch einmal das Emthyttemossen zu besichtigen, diesmal zusammen mit Cand. phil. KNUD JESSEN von der dänischen geologischen Landesanstalt. Jetzt fiel es mir auf, dass die Moorfläche eine nicht unbedeutende Böschung nach NW hin aufzuweisen hatte, und dass der ganze Habitus des Moores ein Quellmoor andeutete. Ein Linienprofil wurde deswegen in der Fallrichtung des NO-Teiles des Moores — ca. 500 m vom Stichprofil 1903 entfernt — aufgenommen (Pl. XIII).

Diesem Profil nach ist die Schichtenfolge, die ich 1903 untersucht hatte, zwar für den allgemeinen Aufbau des Moores charakteristisch. Und wenn man nur die Reihenfolge der einander anlagernden Erdarten berücksichtigt, bleibt das Moor zwar als ein gutes Seemoor zu bezeichnen. Doch die ganze Lagerfolge fällt nach Nordwesten ab: die etwas gewölbte Oberfläche in einer Böschung von ca. 6 ‰ und der subboreal-subatlantische Kontakt in ca. 3 ‰. Das über 130 m der Profillinie sich erstreckende Gytjalager keilt im SO ca. 1,5 m höher als im NW aus.

Die ganze Entwicklung ist offenbar von Wasserzufuhr von dem SO-Rande her beherrscht, und es liegt in Wirklichkeit kein Seemoor, sondern ein Überrieselungsmoor vor, das entwicklungsgeschichtlich den Skebyer Mooren und namentlich dem Rådaer Moor nahe verwandt ist.

Die Austrittsstelle der Quellen liegt aber nicht innerhalb des Moores, das überall auf wasserdichtem Ton ruht, sondern ist am Moränenhügel im SO, wo das Grundwasser auch noch emporquillt, zu suchen. Deshalb fehlt auch ein eigentlicher Nucleus. Statt dessen scheint das ablaufende Wasser in der Tonmulde teilweise stagniert zu sein und die Entstehung eines Wassertümpels verursacht zu haben, in welchem Gytta sedimentiert wurde. Die Grenzen dieser Gyttabildung sind wie in Seemooren durch die Stärke und Permanenz der Wasserbedeckung bedingt. Deshalb ist es auch natürlich, dass die Gytjaschicht an der SO-Seite — der Proximalseite der Überrieselung — beträchtlich höher an dem Tonabhang hinauf geht als an der Distalseite im NW. In ganz ähnlicher Weise steht auch der limnotelmatische Kontakt schräg. Die Verlandung des Quellwassertümpels wurde teilweise durch *Phragmites*-Bestände (Stichprofil), meistens aber durch einen Schwingrasen vermittelt. Die schräg über die allgemeine Böschung des Moores verlaufende obere Grenze des Schwingrasentorfes und seine in proximaler Richtung immer grössere Mächtigkeit liefern aber die stratigraphischen Beweise dafür, dass die nachfolgende Bewaldung Schritt für Schritt von dem distalen Moorrande nach dem proximalen hin über den Schwingrasen übergegriffen hat. Um m 130—150 herum ist der Schwingrasentorf, der die Gytta bedeckt, nur 10—25 cm mächtig, und der Bruchwald ist hier der limnischen Entwicklungsstufe rasch nachgefolgt. Auch hat sich hier zu Ende der subborealen Zeit ein Kiefern-Fichtenbestand entwickeln können. Die proximalen Schwingrasengebilde besitzen bei m 70 0,6 m Mächtigkeit, d. h. sie bilden ungefähr die Hälfte des gesamten prä-subatlantischen Torfes, und ein Birkenbruchwaldtorf mit *Cenococcum*

geophilum, aber ohne Kiefernstubben, bildet hier das oberste Glied der subborealen Schichtenreihe. Auch die Überreste dieses feuchten Bruchwaldes keilen weiter in proximaler Richtung aus, und das Schwingrasenlager wird nur durch eine ganz dünne Seggentorfschicht von dem subatlantischen Magnocarizetumtorfe getrennt. Die subboreale Moorfläche zeigte infolge dieses Verlaufs der pflanzenphysiognomischen Entwicklung, der seinerseits durch die einseitige Quellenüberrieselung bedingt wurde, eine zonale Anordnung der Pflanzenvereine: am Proximalrande Seggensumpf, von dem ablaufenden Quellwasser ziemlich stark überrieselt, dann Bruchwald und als einen distalen Randsaum Kiefern-Fichtenwald.

Über diese Moorfläche breiteten sich die subatlantischen Hochseggenbestände simultan aus, und die Mächtigkeit der von diesem gebildeten Torfschicht nimmt, der einseitigen Überrieselung gemäss, in distaler Richtung hin kontinuierlich ab.

Das Emthyttmossen beleuchtet in auffälliger Weise die Unsicherheit, die jeder entwicklungsgeschichtlichen Beurteilung eines Moores nach zufälligen Stichprofilen anhaften kann. Nur rationell gelegte, genau durchgemessene Linienschnitte ermöglichen auch die Horizontalverschiebungen zwischen den torfbildenden Pflanzenvereinen gebührend zu berücksichtigen und den gesamten Entwicklungsverlauf eines Moores genügend zu überblicken. Wenn man z. B. nur aus dem obigen Stichprofil einen Schluss auf die Lage des Niedrigwasserstandes im vermuteten Vorsee u. s. w. ziehen wollte, so würde das selbstverständlich zu ganz falschen Ergebnissen geführt haben. Dieses Moor erteilt auch eine Mahnung betreffs der durchaus nicht zu vernachlässigenden Fehlerquelle, welche bei der Rekonstruktion des paläo-hydrographischen Entwicklungsverlaufes auch echter Seemoorlagerfolgen einseitige Überrieselung des Moores verursachen kann.

Das westliche Djursdalaer Moor.

An dem Südende des Sees Juttern etwa 11 km nördlich von Wimmerby sind zwei Moore gelegen, die von einer der Linien der Versuchsinventurierung über die Torfvorräte Südschwedens geschnitten, und die nach der naheliegenden Kirche Djursdala die Djursdalaer Moore genannt werden. (Vgl. die Karte Fig. 7.) Das westliche dieser Moore wurde von mir zusammen mit den Herren Cand. mag. KNUD JESSEN und fil. mag. B. HALDEN im Jahre 1914 untersucht.

Dieses Moor, das von Moräne und glazifluvialen Kies umgeben ist, ist ein nach dem Jutternsee hin flach abfallendes Quellmoor, an dessen Südende das Grundwasser noch emporquillt.

Das Inventurierungsprofil, Pl. XIII, überquert den Distalteil des Moores in der Richtung O—W ungefähr 450 m südlich vom Ufer des Jutternsees. Dieses Profil, dessen Lage nicht mit Rücksicht auf den Entwicklungsverlauf des Moores gewählt werden konnte, und das weder über die Proximalteile

noch über jene distalen Moorteile, die infolge Verlandung des Jutternsees entstanden sind, Auskunft zu geben vermag, ist jedoch im Zusammenhang mit den übrigen Quellmoorlagerfolgen in gewissem Grade instruktiv. Es entschleierte nämlich einen eigentümlichen, konzentrischen Aufbau des Moores, der keiner anderen mir bekannten Lagerfolge gleicht, und der namentlich von der wohlbekannten Schichtenfolge der Seemoore am auffälligsten abweicht. Es zeigt einen zentralen Kern von *Phragmitestorf*, mitten als gelber Wurzelfilz ausgebildet, der sich zwischen m 250 und m 600 als ein nach beiden Seiten allmählich auskeilender Stock erstreckt, und der in *Magnocarizetumtorf* mit mehr oder weniger reichlichem *Phragmites* und, namentlich in den unteren Teilen, Rhizomen und Früchten von *Cladium Mariscus* fast gänzlich eingeschlossen ist. Auch dieser *Magnoca-*

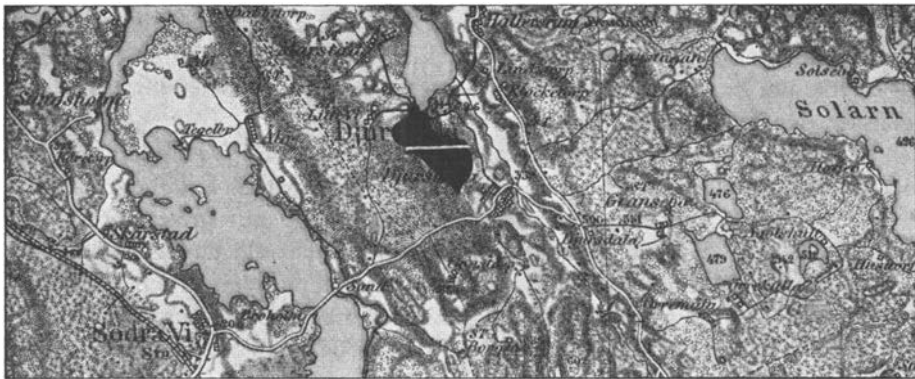


Fig. 7. Die Lage des Djursdalaer Moores (schwarz) mit dem Profil Pl. XIII (weisse Linie). 1:100,000.

rizetumtorf-Mantel weist einen linsenförmigen Durchschnitt auf und wird seinerseits von Bruchwaldtorf mit reichlichem Erlenholz und *Cenococcum geophilum* teilweise umfasst. In den tiefsten Teilen des Schnittes (ca. m 240—ca. m 400) sowie weitest im Westen (ca. m 20—ca. m 100) wird die untere Schicht des Bruchwaldtorfes teilweise durch *Sphagnumtorf* ersetzt. Von diesem Schichtenkomplexe erreicht der *Phragmitestorf* um m 470 herum, wo er auch am mächtigsten, 2,4 m, ist, die Oberfläche des Moores. Beiderseits dieses Punktes lagert ein hellfarbiger Seggenwurzelfilz (*Magnocarizetumtorf*) diskordant und mit scharfem Kontakte lateral auf dem Bruchwaldtorf, der im Westen zuoberst Kiefernstubben führt, zentral auf dem teilweise parvocarizetumtorfartigen unteren Seggentorfe.

Die heutige Moorfläche fällt längs der Profillinie von den beiden Rändern aus mittwärts ab: von Westen in einer Böschung von ca. 3 ‰, von Osten in ca. 2 ‰. Der tiefste Punkt ist m 470. Eine derartige Oberflächenkonfiguration lässt sich auch betreffs früherer Entwicklungsstufen aus unserem Profil herauslesen. Die dünnen Schichten, in welche der *Phragmitestorf*kern beiderseits ausläuft, fallen der heutigen Oberfläche

ungefähr parallel mittwärts ab, und wenn man die Auskeilungspunkte des unteren *Magnocarizetum*torfes mit denen des *Phragmitestorfes* — die ja einem Feuchtigkeitsmaximum während der Entwicklung des Moores entsprechen müssen und deshalb eine gleichzeitige Moorfläche bezeichnen dürften — verbindet, so kommen wieder dieselben Böschungen zum Vorschein. Da ich leider über kein Längsprofil durch das Djursdalaer Moor verfüge, muss ich auch auf eine vollständige Feststellung des Entwicklungsverlaufes des Moores verzichten. Wenn man sich aber erinnert, dass das vorliegende Profil einen Moorteil überquert, wo Quellenwasser stetig abgelaufen ist, dürfte es keine grösseren Schwierigkeiten bieten, wenigstens die Hauptzüge der Entwicklung aus diesem Profile allein herauszufinden.

Erstens ist es zufolge der Böschung sowohl der jetzigen Moorfläche als der Lagerfolge im allgemeinen klar, dass das Überrieselungswasser an der Profillinie von den beiden Seiten her mittwärts zugelaufen ist. Hier — zuerst um ca. m 300, zuletzt um m 470 herum — hat das überrieselnde Wasser den Weg nach dem Jutternsee genommen.

Zweitens lassen sich nicht unbedeutende säkulare Veränderungen in der Stärke der Überrieselung in der Lagerfolge deutlich erkennen.

Anfänglich war die ablaufende Wassermenge nur gross genug, um die Sand- und Moränenabhänge mit einem Bruchwald zu bekleiden und in der tiefsten Mulde (um m 300 herum) die Entstehung eines schwingrasenartigen *Sphagnetums* hervorzurufen, das sich beinahe bis zum Westrande des Moores erstreckte und später über den Bruchwald im Osten zu transgredieren begann. Bald wurde aber die Überrieselung gesteigert: weder das *Sphagnetum* noch der grösste Teil des Bruchwaldes vermochten die grössere Nässe auszuhalten, sondern wurden von einem Seggen-*Cladium*sumpf vernichtet, der sich schliesslich von ca. m 20 bis ca. m 650 erstreckte. Zur selben Zeit, wo die betreffenden Sumpfbestände ihre grösste Ausdehnung erreichten, sind in der Mitte Schilfröhrichte entstanden. Bis zu dieser Stufe der Entwicklung hat sich die Wasserzufuhr stetig gesteigert. Nun aber fängt eine allmähliche Abschwächung der Überrieselung an, infolge deren das Schilf wieder dem Seggen weichen muss und der Bruchwald, der auch während der feuchtesten Zeit an den Moorrändern gedieh, Schritt für Schritt über die *Carizeta* wieder vorrückte. Zuletzt muss der Bruchwald dem Kieferwald teilweise das Feld räumen. Indessen ist das *Magnocarizetum*, das gleichfalls teilweise einen trockneren Charakter angenommen hat, auf einen Gürtel von ca. 300 m. Breite beschränkt worden, in dessen Mitte der früher ca. 350 m breite Schilfbestand noch einige Dekameter um m 470 herum einnimmt. Bis jetzt sind die Veränderungen der Moorfläche ganz allmählich verlaufen. Jetzt springt aber die ganze Moorfläche, mit Ausnahme des *Phragmites*-Streifens um m 470 herum, in *Magnocarizetum* über, das bis in die Jetztzeit die Herrschaft behält.

Es braucht kaum erwähnt zu werden, wie hübsch die postglazialen Klimaveränderungen sich in diesem Entwicklungsverlauf abspiegeln. Das

Moor liegt in etwa 105 m Meereshöhe. d. h. weit oberhalb der Anzylusgrenze der Gegend, und hat infolgedessen die ganze postglaziale Entwicklung durchlaufen können. Der borealen Trockenzeit entspricht auch das erste Bruchwaldstadium. Die atlantische Feuchtperiode, deren Maximum die grösste Ausdehnung der *Phragmiteta* und *Magnocarizeta* bezeichnet, tritt ganz allmählich ein und geht ebenso allmählich in die Subborealzeit, das zweite Waldstadium, über. Dann folgt jäh die subatlantische Versumpfung.

Das westl. Djursdalaer Moor ist von Interesse namentlich als Beispiel eines Moortypus, der, obwohl die ganze Entwicklung im Zeichen der Quellenüberrieselung verläuft, doch in seiner äusseren Gestaltung nur wenig von den Merkmalen eines Quellmoores aufzuweisen hat: keine stärkeren Böschungen und, wenigstens in jenem Moorteil, wo meine Untersuchung stattgefunden hat, auch keine von den spezifischen Quellmoorerdarten. In der Tat scheint mir dieses Moor besonders kräftig die dringende Notwendigkeit zu unterstreichen, die geologische Klassifikation der Moore aus genetisch-stratigraphischen, nicht aus morphologisch-topographischen Gesichtspunkten durchzuführen.

Das Lerbäcker Moor.

Über dieses, durch die Untersuchungen SERNANDER's in den 90-er Jahren¹ bekannte Moor (vgl. die Karte Fig. 8) habe ich früher Gelegenheit gehabt, einige allgemeinen stratigraphischen Notizen vorzulegen.² Es wurde damals nachgewiesen, dass das Moor, dessen Becken fast gänzlich aus durchlässigem glazifluvialen Sande aufgebaut ist, als ein Quellmoor zu betrachten ist, und die Lagerfolge wurde durch ein Detailprofil aus dem südlichen Teile des Moores illustriert. Dieses Profil (Fig. 9) zeigte die folgende, schon durch SERNANDER im Wesentlichen bekannte Lagerfolge:

Auf den glazifluvialen Sand folgt Bruchtorf und Birkenbruchwaldtorf, teilweise als Waldmoder ausgebildet, und auf diesen Magnocarizetumtorf (nach SERNANDER Phragmitestorf), der nach dem Moorrande zu auskeilt. Darüber kommt Moorwaldtorf und zu oberst jüngerer Sphagnumtorf. Der Moorwaldtorf ist mittels der Fichtenpollengrenze als subboreal datiert, der jüngere Sphagnumtorf ist subatlantisch, der Magnocarizetumtorf atlantisch und der Bruchwaldtorf boreal, alles mit der Auffassung SERNANDER's (1898) in voller Übereinstimmung stehend.

Diese Lagerfolge herrscht aber, wie ich schon 1909 mitteilte, nur innerhalb des hochgelegenen Südostteiles des Moores, wo sie in den Auf-

¹ R. SERNANDER. Zur Kenntnis der quartären Säugethierfauna Schwedens. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. III, Part. 2 N:o 6 (1898).

— Einige Vertebratenfunde aus schwedischen Torfmooren. Ibid. Vol. V. Part. 2. N:o 10 (1900).

² L. v. POST, Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. G. F. F. Bd. 31 (1909).

schlüssen der weiten Torfschächte zu studieren ist. In anderen Moorpartien, namentlich den tiefgelegenen Nordteilen, sind andere stratigraphische Verhältnisse vorhanden.



Fig. 8. Die Lage des Lerbäcker Moores (schwarz) mit dem Profil Pl. XIII (starke weisse Linie). Die feine weisse Linie gibt den Lauf des Baches innerhalb des Moores an. 1 : 100,000.

Um den Aufbau dieses wichtigen Moores möglichst vollständig hier erörtern zu können, habe ich (Oktober 1916) einen Längenschnitt durch einen Teil des Moores durchgemessen. Die Lage dieses Schnittes ist auf der Karte Fig. 8 angegeben. Das Profil hat in folge der nunmehr fast völligen Zergrabung der zentralen Teile des Moores mit seiner SW-Hälfte etwas

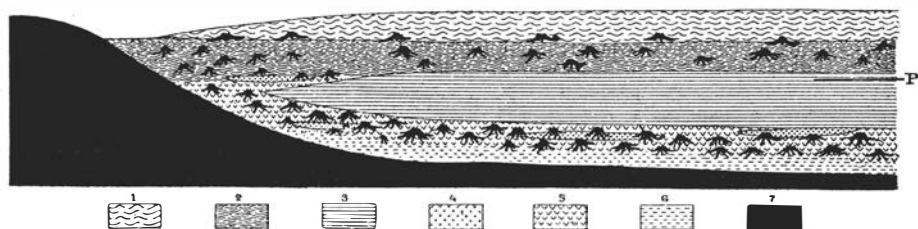


Fig. 9. Schematisiertes Querprofil durch den Südostteil des Lerbäcker Moores.

- | | | |
|--|------------------------|-------------------------|
| 1. Sphagnumtorf. | 3. Magnocarizetumtorf. | 5. Birkenbruchwaldtorf. |
| 2. Moorwaldtorf. | 4. Waldmoder. | 6. Bruchtorf. |
| 7. Glazifluvialer Sand. — P Die Fichtenpollengrenze. | | |

zu weit nach Westen verlegt werden müssen. Der nördlichste Lappen des Moores, aus dem SERNANDER einen Fund von Elchknochen (1900) beschrieb, musste ich leider wegen beschränkter Zeit ausser Betracht lassen.

Das Profil (Pl. XIII) zeigt im Süden (bis m 570) ein Hochmoor, innerhalb dessen bei m 240 eine Rülle überquert ist, im übrigen aber das ganze Profil hindurch Niedermoor, dessen Oberfläche in verschiedenen Moorteilen verschiedenartig abfällt. Von m 570 bis m 700 fällt sie von Süden nach Norden in einer Böschung von c:a 5,5 ‰ ab. Dann folgt

(von m 700 bis m 1100) eine Partie, die nur einen ganz flachen Abfall nach Nordosten hin (0,25 m auf 400 m, d. h. 0,6 ‰) aufzuweisen hat, und zuletzt (von m 1100 bis zum NO-Rande) ein Profilstück, dessen Oberfläche — von dem stärker abfallenden Randsaum abgesehen — ca. 4,5 ‰ nach SW hin abfällt.

Diese Oberflächenkonfiguration des Sumpftorfbodens hängt aufs engste von der Entstehungsweise der verschiedenen Moorteile ab: die gegen einander stärker abfallenden Moorpartien sind, wie die reichlichen Eisenausscheidungen dartun, unter der direkten Einwirkung von Quellen entstanden; die fast horizontale Mittelpartie aber umrahmt einen Bach, der ursprünglich bei etwa m 970—990 das Moor durchfloss, nunmehr aber seine Rinne nach dem niedrigsten Punkte der Moorfläche (bei m 1100) verschoben hat. Dieser Moorteil ist als ein kleines Flussmoor zu betrachten. Die Flussmoorpartie ist vom Profil fast senkrecht zum Bachlauf durchschritten worden und zeigt infolgedessen fast horizontale Oberfläche. Mit dem Bache fällt aber auch diese bis zu dem ca. 600 m entfernten Passpunkte nach meiner Nivellierung 1,75 m, d. h. in einer durchschnittlichen Böschung von ca. 3 ‰ ab.

Die verschiedenartigen Entstehungsweisen der besprochenen Moorteile spiegeln sich deutlich in den Lagerfolgen ab. Von m 880 bis m 1160 folgt auf den Untergrund eine Schicht von Gytja, die auf den beiden Seiten in gleicher Höhe auskeilt. Diese Gytja ist unten eine ganz typische Detritusgytja. Nach oben zu enthält sie aber Schichten von schwach kalkhaltiger Mjåla und ist teilweise von Eisenverbindungen ganz schwarz gefärbt. Die Gytja muss ihrem stratigraphischen Auftreten zufolge innerhalb eines Seebeckens sedimentiert worden sein. In Wirklichkeit überquert auch das Profil eine Bucht eines Vorsees, der einst einen nördlichen Teil des heutigen Mooregebietes einnahm. Am Passpunkte, 600 m N vom unserer Profillinie, keilt die Gytja wieder genau in derselben Höhe aus, d. h. 0,9 m unterhalb des Passpunktes. Dieses Niveau bezeichnet also den mittleren Niedrigwasserstand des betreffenden Vorsees. Die Wasserstandamplitude ist möglicherweise grösser gewesen, weil eine spätere Senkung des Passpunktes infolge Erosion des glazifluvialen Sandes keineswegs ausgeschlossen ist.

Die Verwachsung des Vorsees wurde von *Phragmiteta* und *Carizeta* mit spärlichem *Cladium Mariscus* vermittelt und scheint ungefähr gleichzeitig längs dem grössten Teile des vorliegenden Schnittes eingetroffen zu sein. Ob das marginale Fallen des limnotelmatischen Kontaktes nach der Mitte hin auf einer Senkung des Niedrigwasserstandes des Vorsees oder auf späterem Zusammensinken des Gytjalagers beruht, habe ich nicht entscheiden können. Zwischen m 940 und m 1050 zeigt der limnotelmatische Kontakt aber ein deutliches Steigen nach der Mitte hin, das eine Erhöhung des Wasserstandes bis 0,5 m unterhalb des Passpunktes registriert. Die jüngste Schicht ist hier ein Seedy, der die Gytja überlagert, und seinerseits in der Mitte der betreffenden Profilstrecke (m 990) nach

oben zu ohne scharfe Grenze in Bruchwaldtorf, ganz unten etwas seggentorartig, übergeht. Es geht aus dem allgemeinen Schichtenbau hervor, dass dieser Bruchwaldtorf von einem Galleriewald herrührt, der den von dieser Entwicklungsstufe ab lokalisierten Bach beiderseits umgab. Der Torf ist nämlich innerhalb ein paar Meter um m 995 herum von der Basis ab in scharfem Gegensatz zum normalen, sandfreien Bruchwaldtorfe beiderseits dieses Punktes schichtenweise sandig und teilweise schwemmtorartig. Diese Sandeinlagerung durchzieht den Torf in der Fallrichtung des Baches als ein schmaler Streifen und enthält nach der mikroskopischen Untersuchung u. a. Pollenkörner und Haare von *Nymphaea*. Sie dürfte deshalb kaum anders als in der Rinne des Baches entstanden sein können. Die reichliche Sandeinlagerung durchsetzt mit einem zufolge Verschiebungen der Bachrinne etwas unregelmässigen Querschnitt den Bruchwaldtorf bis ca. 1 m unterhalb der Oberfläche. Hier hört sie allmählich auf, und die obersten Schichten des Torfes sind nur — um m 980 herum — ganz schwach sandführend. Der Galleriewald, der ursprünglich an der Profillinie etwa 100 m Breite besass, hat, wie die schrägen Kontakte beweisen, gleichzeitig mit der allmählichen Erhebung der Bachrinne einige Dekameter über die Seggensümpfe hinübergegriffen. Oberflächlich, wo der Torf Übergang in Moorwaldtorf mit *Sphagnum* als einem der Torfbildner aufzuweisen hat, stehen noch eine Menge von Kiefernstubben an, deren Wurzelhalse hier und da über die nunmehr angebaute Moorfläche emporragen. Im Laufe der Jahre haben aber immer mehr von diesen Stubben des Ackerbaus wegen entfernt werden müssen.

Die BLYTT-SERNANDER'sche Reihe von postglazialen Klimaschwankungen ist in dieser Partie des Lerbäcker Moores sofort zu erkennen. Der Vorse mit dem ursprünglichen Niedrigwasserstande 0,9 m unterhalb des heutigen Passpunktes ist in borealer Zeit grösstenteils zuge wachsen. Das Steigen des Wasserstandes während der letzten Phase der Verwachsung markiert den Übergang in die atlantische Zeit; und mit der allmählichen Transgression des Bruchwaldes über die Seggensümpfe hin tritt die subboreale Periode ein. Während dieser Periode ist der Bach so wasserarm geworden, dass schliesslich fast kein Sand mehr in den Bruchwald hineingeschleppt wurde. Zuletzt hat sich die Moorfläche mit Kiefernwald bekleidet. In dieser Zeit — einer mehr oder weniger späten Stufe der subborealen Periode — ist die Torfbildung, wie es auch anderswo nicht selten konstatiert worden ist, ganz abgebrochen, und von subatlantischen Gebilden sind innerhalb dieser Moorpartie keine da. Der Bach scheint gegen Ende der subborealen Zeit ganz ausgetrocknet zu sein, und hat in subatlantischer bis rezenter Zeit einen neuen Lauf etwa 100 m NO-wärts gefunden.

Ich habe die Lagerfolge innerhalb dieses Moorteils namentlich deswegen ziemlich ausführlich besprechen wollen, weil sie für die nachfolgende Erörterung der Quellmoorbildungen feste chronologische Anhaltspunkte zu liefern vermag.

Betrachten wir nunmehr die Stratigraphie der südlichen Quellmoorpartie unseres Profiles (m 270 bis m 850).

Die dortige Lagerfolge beginnt unten mit einem Bruchwaldtorf, der zwischen m 510 und m 600 auf der Grenze zu Seggentorf steht, und der nach NO in der Nähe von m 800 ungefähr in dem Niveau des Gyttja-Auskeilens aufhört. Darüber folgt Magnocarizetumtorf mit Phragmites in beinahe 3 m Dicke. Im SW (m 270 bis m 570) wird der Magnocarizetumtorf von einem auskeilenden Lager von Sphagnumtorf überlagert; von m 570 NO-wärts reicht er bis zu der Moorfläche empor.

In diesem Magnocarizetumtorfe sieht man in den Aufschlüssen grosse Linsen und Stöcke von Eisenocker, die beim Torfstechen zurückgelassen werden und kuppenförmige Haufen, bis 10 m und mehr im Durchmesser und $\frac{1}{2}$ —1 m hoch, in den Torfschächten bilden. Bei dem Besuche der II. internationalen Agrogeologenkonferenz 1910 äusserte einer der fremden Geologen die Vermutung, dass die Linsen vielleicht in Wirklichkeit aus Siderit bestehen könnten, und dass der Eisenocker nur durch spätere Oxydation dieses Eisenoxydulkarbonates entstanden wäre. Dies bestätigte sich auch. Gräbt man nämlich einige dm in die Aufschlüsse hinein, so findet man den charakteristischen, schmutzigweissen Siderit, den GAERTNER aus den mecklenburgischen Mooren und VAN BEMMELEN aus den holländischen («witte Klien») beschrieben haben, und der sich an der Luft sehr rasch in gelbes bis feuerrotes Eisenoxydhydrat umwandelt.

Die Sideritlinsen kommen in der Nähe der Profillinie innerhalb einer Strecke von etwa 130 m Länge (von ca. m 580) vor. Hier müssen die Austrittstellen einer Gruppe von Quellen gelegen haben.

Innerhalb des Magnocarizetumtorfes ist keine stratigraphische Gliederung zu finden, und da die am reichsten sideritführenden Partien nunmehr weggegraben sind, lässt es sich nicht entscheiden, ob die Eisenquellen im Laufe der Zeit an Stärke irgendwelchen Veränderungen unterworfen gewesen sind. Meistens scheinen jedoch Sideritlinsen im obersten Teile des Magnocarizetumtorfes zu fehlen. Nur hier und da sieht man in den Schachtwänden einen Eisenockerstock, der bis zur Moorfläche emporragt.

Stratigraphisch lässt sich zufolge dieser Umstände keine vollständige Datierung der hiesigen Lagerfolge durchführen. Nur so viel ist festzustellen, dass der Bruchwaldtorf schon aus stratigraphischen Gründen wahrscheinlich der Gyttja des Vorsees zeitlich äquivalieren dürfte, und dass das Übergreifen des frühsubborealen Galleriewaldtorfes um m 900 herum für die Hauptmasse des Magnocarizetumtorfes atlantisches und frühsubboreales Alter angibt. Der oberste, verhältnismässig sideritarme Teil des Seggentorfes kann dem Ende der subborealen Periode entsprechen, aber auch subatlantischen Alters sein.

SW vom Quellmoorteil — vom Moorrande bis m 270 — besteht die Lagerfolge nur aus Sphagnumtorf auf Bruchwaldtorf. Bis ca. m 200 ist ein deutlicher WEBER'scher Grenzhorizont, gut 0,5 m unter der

Oberfläche des hier bis 2,4 m mächtigen Sphagnumtorfes, vorhanden. Oberhalb des Grenzhorizontes lagert heller Torf mit der Huminität 2—4; unterhalb desselben hat der Torf bis einige dm Tiefe eine Huminität von 7—8. NO von der Rülle aber, wo der Sphagnumtorf bis 3,2 m Mächtigkeit aufweist, fehlt der Grenzhorizont, und die Stratigraphie liefert für die Datierung keine sicheren Anhaltspunkte.

Um mit diesem stratigraphischen Gewirr, wo der Grenzhorizont im SW und die Flussmoorlagerfolge im NO fast die einzigen festen Punkte darbieten, zurechtzukommen zu können, habe ich zu der Pollenanalysemethode greifen müssen.

Diese Methode, die ich eben, um geologische Altersbestimmungen in Moorlagerfolgen, deren Stratigraphie unklar ist, sowie von einzelnen Moorprobestücken erlangen zu können, in letzter Zeit ausgearbeitet habe¹, besteht darin, die Veränderungen in der Zusammensetzung der fossilen Waldbaumpollenflora durch die Lagerfolgen hindurch mittels systematischer Analysen zu verfolgen. Die relativen Frequenzen des Pollens der verschiedenen Waldbäume werden graphisch durch Kurven mit dem Profil als Ordinate und den Pollenfrequenzen, in % der Waldbaumpollensumme ausgedrückt, als Abszissen veranschaulicht. Neben der Übersicht über die allgemeine Entwicklung des Waldbestandes bieten die so konstruierten Pollendiagramme die Möglichkeit, mit Hilfe der lokalen Variationen der Pollenfrequenzen Stichprofile aus verschiedenen Teilen eines Moores von der Stratigraphie unabhängig zu konnektieren und die stratigraphisch datierbaren Niveaus einer Lagerfolge innerhalb benachbarter stratigraphisch unklarer Lagerfolgen zu identifizieren.

Seite 263 (Fig. 10 u. 11) sind zwei solche Pollendiagramme wiedergegeben, die an Probenserien aus den Punkten m 274 und m 1002 des Linienprofils Pl. XIII ausgearbeitet sind.

Das Diagramm für den letzten Punkt (Fig. 11) zeigt zu unterst — in der als boreal bezeichneten Gytja — dominierend Kiefer, etwas Birke und, ganz untergeordnet, Hasel². Diese Zusammensetzung der Pollenflora ist als für den von dem Anzylusgrenzwall bedeckten Torf, den ich mehrorts analysiert habe, charakteristisch befunden worden. Die obige stratigraphische Datierung des Niveaus (als boreal) ist hiermit paläofloristisch bestätigt. Nach oben zu fällt die Kiefernpollenkurve schnell ab, und die Pollenkurven der südlichen Bäume (Eichenmischwald, Erle und Hasel) zeigen zunehmende Frequenz. Innerhalb des Eichenmischwaldes dominiert,

¹ Über die Methode und die ersten Ergebnisse einer pollenanalytischen Untersuchung einer Reihe von südschwedischen Moorlagerfolgen wurde auf dem 16. Skand. Naturforscherkongresse in Kristiania 1916 ein vorläufiger Bericht geliefert. Vgl. die Verhandlungen dieses Kongresses, sowie G. F. F. Bd. 38 (1916), S. 384—390.

² Aus Gründen, die ich in meinem Kristianiaer Vortrage ausführlicher darlegte, ist der Haselpollen nicht in die gesamte Waldbaumpollensumme eingerechnet, sondern nur in % dieser Summe angegeben. Aus denselben Gründen stelle ich die Pollensumme des Eichenmischwaldes (Eiche+Linde+Ulme) — nicht die Pollenfrequenzen der einzelnen dieser Bäume — denjenigen der übrigen Waldbäume gegenüber.

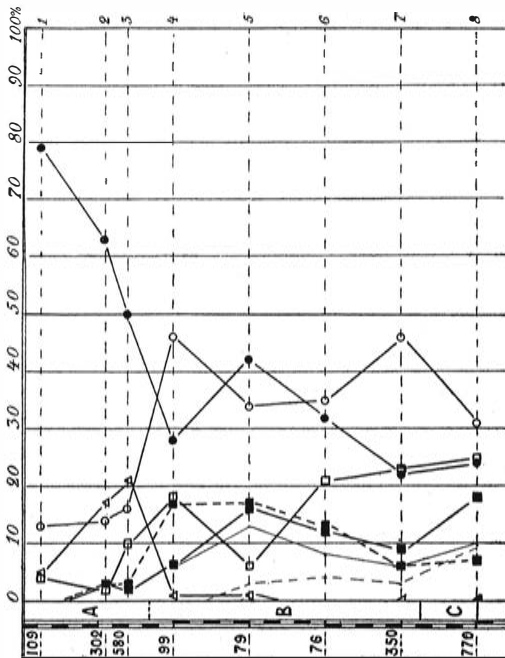


Fig. 10. Das Lerbäcker Moor. Pollendiagramm m 274.

- A. Jüngerer Sphagnumtorf.
 B. Älterer Sphagnumtorf.
 C. Bruchwaldtorf.

—○— *Betula* —●— *Pinus* —□— *Alnus* —▲— *Fagus* —△— *Picea* —■— *Corylus*

Die fett gedruckten Zahlen innerhalb der Kolumnen links geben die Häufigkeit der gesamten Waldbaumpollenflora in den analysierten Proben pro Präparat (18 × 32 mm) an.
 Den Proben 2 und 3 bei m 1002 entsprechen die Proben 7 und 8 bei m 274; der Probe 1 bei m 1002 der Durchschnitt zwischen den Proben 3 und 4 bei m 274.

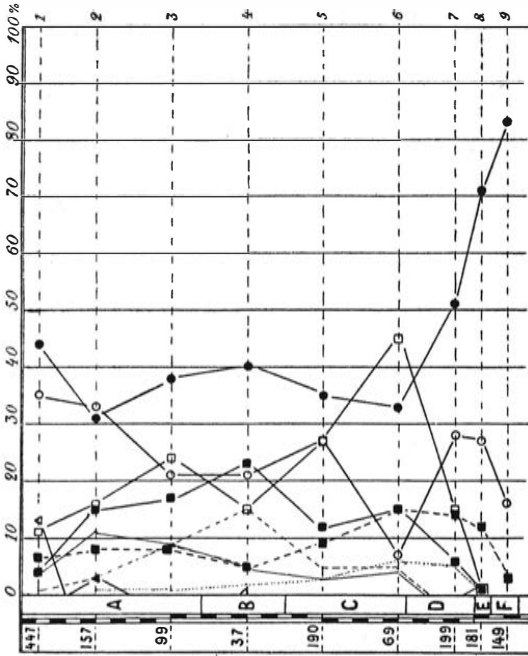


Fig. 11. Das Lerbäcker Moor. Pollendiagramm m 1002.

- A. Bruchwaldtorf.
 B. Sandiger Torf der Bachrinne.
 C. Bruchwaldtorf.

D. Seedy.
 E. Mjåla.
 F. Detritusgyttja.

—○— *Betula* —●— *Pinus* —□— *Alnus* —▲— *Fagus* —△— *Picea* —■— *Corylus*

Die fett gedruckten Zahlen innerhalb der Kolumnen links geben die Häufigkeit der gesamten Waldbaumpollenflora in den analysierten Proben pro Präparat (18 × 32 mm) an.
 Den Proben 2 und 3 bei m 1002 entsprechen die Proben 7 und 8 bei m 274; der Probe 1 bei m 1002 der Durchschnitt zwischen den Proben 3 und 4 bei m 274.

wie gewöhnlich, zuerst die Ulme, dann die Linde und schliesslich die Eiche selbst. Die Haselpollenfrequenz, die tiefer bis zu 15% beträgt, ist in den vier obersten Proben nur 5—8%. In der Probe 2 sind 3 % Buchenpollen gefunden worden.¹ Von der Fichte sind in der Probe 1 13 % gefunden, im übrigen nur ein einziges Pollenkorn in der Probe 5. Die Fichtenpollengrenze liegt also innerhalb des obersten Halbmeters des Profils; und auch die stratigraphische Datierung dieses Niveaus hat durch die Pollenanalyse Bestätigung erhalten.

Betrachten wir nun das Diagramm Fig. 10 (m 274), so finden wir schon in der Basis der Lagerfolge 19 % Eichenmischwaldbaumpollen. Die Ulme, deren Pollenfrequenz bei m 1002 in den Proben 6 und 7 bzw. 6 % und 5 % betrug, ist hier nur durch ein Pollenkorn in der Probe 7 vertreten. In der Eichenmischwaldsumme finden sich übrigens nur Linden- und Eichenpollen, und dieser letztere ist überall der dominierende. Nur in der untersten Probe haben die Eiche und die Linde etwa gleiche Frequenzen aufzuweisen. In dieser Probe ist ein Pollenkorn von Buche gefunden worden. Die Haselpollenfrequenz beträgt in den zwei untersten Proben (7 und 8) bzw. 6 % und 7 %, um nach oben zu bis zu 17 % (in den Proben 4 und 5) anzu- steigen. Fichtenpollen kommen in den unteren Proben (6, 7, 8) nicht oder nur vereinzelt vor. Erst von der Probe 5 an aufwärts ist ein stetiger Fichtenpollengehalt — in den Proben 4 und 5 jedoch nur von 1 % — gefunden worden. Von der Probe 4 zur Probe 3 steigt die Fichtenpollenfrequenz von 1 % auf 21 %, und gleichzeitig sinken die Pollenfrequenzen des Eichenmischwaldes und der Erle von bzw. 7 % auf 2 % und 19 % auf 10 %, die der Birke von 46 % auf 16 % und die der Hasel von 17 % auf 3 %. Die Kiefernpollenfrequenz steigt aber, wie die der Fichte, von 28 % auf 50 %. Diese durchgreifende Veränderung in der Zusammensetzung der Pollenflora ist nur mit derjenigen innerhalb der untersten Teile des Diagramms Fig. 11, wo die südlichen Bäume der spätglazialen Klimaverbesserung zufolge auf Kosten der Kiefer zunehmen, zu vergleichen und bezeichnet das Niveau der postglazialen Klimaverschlechterung, d. h. den Übergang von der subborealen zur subatlantischen Zeit.

Wie sind nun diese beide Pollendiagramme mit einander zu konnektieren? Erstens ist es klar, dass die unteren Teile der Lagerfolge am Punkte m 1002 am Punkte m 274 fehlen, und dass andererseits jener Punkt zu dem obersten Teile dieses Profils — mit Fichte, dominierender Kiefer und fehlendem oder ganz untergeordnetem Eichenwald-, Erlen- und Haselpollen — kein Seitenstück aufzuweisen hat. In Wirklichkeit entspricht die Zusammensetzung der Pollenflora der Probe 1 im Diagramme Fig. 11 fast

¹ Dieser Fund ist von besonderem Interesse. Die Buche ist nämlich von SANDEGREN und mir in einer Reihe von Mooren im nordöstl. Westergötland, nördl. Närke und südöstl. Wermland etwas ausserhalb ihrer heutigen Nordgrenze in alt subatlantischen Schichten gefunden worden. Später ist sie bei der starken Vermehrung der Fichte aus diesen Gegenden verschwunden. Dieser Fund zeigt, dass die Buche auch hier, wie ich in Schonen und Småland als regelmässig befunden habe, schon etwas vor der postglazialen Klimaverschlechterung, obschon nur sporadisch, gedieh.

gänzlich dem Durchschnitt zwischen den Proben 4 und 3 im Diagramme Fig. 10. Die unterste Partie der Lagerfolge am Punkte m 274 aber (Proben 7 und 8) entsprechen den Proben 2 und 3 am Punkte m 1002. Ein Vergleich zwischen den Kurven der Ulme, der Linde, der Eiche und der Hasel beweist die Richtigkeit dieser Konnektion, die durch den ganz analogen Verlauf sämtlicher Pollenkurven innerhalb der fraglichen Profileile sowie durch das Vorkommen des Buchenpollens noch weiter bestätigt wird.

Anfangs könnte möglicherweise die beträchtliche Verschiedenartigkeit zwischen den als einander entsprechend bezeichneten Profileilen gegen die Richtigkeit dieser Konnektion zu sprechen scheinen. Laut dieser müsste nämlich die mehr als anderthalb Meter mächtige Partie bei m 274, die die Proben 4, 5, 6 repräsentieren, zwischen die nur 40 cm von einander entfernten Proben 1 und 2 bei m 1002 einzuschieben sein. In Wirklichkeit steht aber dieser Umstand mit der verschiedenartigen Ausbildung der betreffenden Stufe im vollsten Einklang. Bei m 274 besteht sie aus wenig vermodertem Sphagnumtorf (Huminosität 2—4), der rasch gebildet worden sein muss, bei m 1002 aus Bruchwaldtorf, dessen Wachstum sich dem schliesslichen Abbruch näherte. Auch für diese Annahme sind entscheidende Beweise den Pollenanalysen zu entnehmen. Es hat sich nämlich bei den Untersuchungen über die fossiale Pollenflora als eine allgemeine Erfahrung ergeben, dass die Grösse des Pollengehaltes innerhalb Erdarten mit unzerstörter Pollenflora aufs innigste von der Schnelligkeit, mit welcher die Erdarten sich gebildet zu haben scheinen, anhängt.¹ Langsam gebildete Erdarten sind reich an Pollen, schnell gebildete arm. Der Sphagnumtorf (Probe 4—6 Fig. 10) hat auch einen durchschnittlichen Pollengehalt von nur 85 Pollenkörnern pro Präparat aufzuweisen, der laut der Konnektion entsprechende Waldtorf (Probe 1 Fig. 11) ca. 450 Pollenkörner pro Präparat.

Hiermit ist der Zeitpunkt für den Beginn der Torfbildung am Punkte 274 als mit jenem der beginnenden Austrocknung des Baches bei m 1002 äquivalent befunden und in den Übergang zwischen atlantischer und subborealer Zeit verlegt worden.

Das Niveau der postglazialen Klimaverschlechterung liegt bei m 274 zwischen 0,7 und 1,0 m Tiefe. Bis hier ist also der Verlauf der alten Moorfläche, die der Grenzhorizont bezeichnet, fixiert. Am Punkte m 522 beginnt die Fichte, deren Pollen im unteren Teile der Lagerserie fehlt, um 0,5 m unterhalb des Kontaktes zwischen Sphagnumtorf und Seggentorf durch reichlichen Pollen vertreten zu sein. An diesem Punkte trug also die subboreale Moorfläche einen Seggensumpfbestand. Der ältere Sphagnumtorf, der von ca. m 200 an von dem jüngeren petrographisch nicht zu unterscheiden ist, keilt irgendwo zwischen m 270 und m 522 aus, wahrscheinlich, wenn man von der Böschung des Grenzhorizontes aus extrapolieren darf, zwischen m 450 und m 500.

¹ Vgl. R. SANDEGREN, Hornborgasjön. S. G. U. Ser. C. a. N:o 14, S. 68.

Die Basalschicht der Lagerserie bei m 522 enthält eine Pollenflora von folgender Zusammensetzung:

<i>Betula</i>	20
<i>Pinus</i>	72
<i>Alnus</i>	6
<i>Ulmus</i>	—
<i>Tilia</i>	1
<i>Quercus</i>	1
<i>Fagus</i>	—
<i>Picea</i>	—
Waldbaumpollensumme 100 %	
<i>Corylus</i>	8 %

Die Pollenflora entspricht gut der Probe 8 bei m 1002. Die Torfbildung hat also bei m 522 während borealer Zeit angefangen.

Es dürften nunmehr Tatsachen genug vorgeführt sein, um den Entwicklungsverlauf des Lerbäcker Moores skizzieren zu können.

Zu jener Zeit, wo der Lerbäcker Vorsee noch nicht ganz zugewachsen war — der Zeit um das Anzylusmaximum herum — breitete sich S vom Vorsee ein Erlen-Birkenbruchwald aus. In der Profillinie lag die damalige Moorgrenze irgendwo zwischen m 270 und m 522. Im SO (Profil Fig. 9) reichte der Bruchwald fast bis zum heutigen Moorrande. In diesem Bruchwalde drangen ganz schwache Quellen hervor. An den Austrittsstellen der Quellen — um m 520 und NO vom Vorsee — waren schwach oder gar nicht bewaldete Seggensümpfe vorhanden. Auf dieses Stadium — das boreale — folgte eine Zeit mit erhöhtem Wasserstande im verwachsenden Vorsee und stärkerer Quellenüberrieselung. Der Vorsee wurde auf dieser Stufe der Entwicklung durch die Bachrinne ersetzt; und der Lauf dieses Baches wurde infolge der fortschreitenden Torfbildung stetig gehoben — an der Profillinie bis etwa 1 m über dem Passpunkt des Vorseebeckens. In den Seggensümpfen beiderseits des Baches fand eine starke Ausscheidung von Eisenverbindungen statt. Die Sümpfe waren so nass, dass diese Eisenausscheidungen gegen Oxydation geschützt waren und die Form des Eisenoxydulcarbonates beibehalten konnten.

Am Ende der atlantischen Periode oder zu Anfang der subborealen entstand am südwestlichen Moorrande ein *Sphagnetum*, zuerst als Seggenmoor ausgebildet. Dieses ging in ein echtes Hochmoor über, das nach SW hin, stetig mit einem Bruchwaldlagge als Vorläufer, über den Sandboden transgredierte, und dessen Wachstum das trockene Klima am Ende der subborealen Zeit teilweise unterbrach. Gleichzeitig griffen die *Sphagneta*, an der Profillinie jedoch immer einen sehr nassen Charakter beibehaltend,

bis etwa 200 m auf das südwestliche Quellengebiet hinüber. Im SO (Profil Fig. 9), wo die Quellenüberrieselung nie stark genug war, um Eisenverbindungen auszuscheiden, wurde der atlantische Seggensumpf in Kiefernmoorwald umgewandelt. Die Sideritbildung scheint im südlichen Moorteil in subborealer Zeit beinahe aufgehört zu haben.

Die subboreale Wasserverminderung machte sich auch anders geltend. Der Bach trocknete beinahe aus¹, und der Galleriewald breitete sich beiderseits über die Seggensümpfe aus. Schliesslich wurde innerhalb des früheren Galleriewaldes die Kiefer der herrschende Waldbaum, und auch der westliche Rand des Moores war, wie das reichliche Vorkommen von Kiefernstubben innerhalb dieses Moorteils beweist, mit Kiefernwald bewachsen.

Die subatlantische Klimaverfeuchtung vermag innerhalb des südlichen Teiles des Lerbäcker Moores kein stärkeres Hervorquellen des Grundwassers zu bewirken. Wenigstens sind von subatlantischen Niedermoorablagerungen nur etwas Magnocarizetumtorf (ohne Siderit²) am NO-Rande des Hochmoores nachgewiesen. Am Hochmoor fing aber starke Torfbildung wieder an. Der jüngere Sphagnumtorf erreicht über der Seggenmoorpartie des älteren Hochmoores, wo die jüngeren *Sphagneta* am besten gediehen zu sein scheinen, 2 m Mächtigkeit. Dass der Bach zu dieser Zeit in neuer Lage wieder entstanden ist, wurde oben erwähnt.

Ich habe auch das Lerbäcker Moor hier besprechen wollen, namentlich weil es ein Beispiel dafür liefert, wie die Einwirkung von Quellen den Entwicklungsverlauf zu komplizieren vermag. Obschon das Moor in nicht weniger als vier der genetischen Moorgruppen — unter die Seemoore, die Flussmoore, die Versumpfungsmoore und die Quellmoore — mit grösserem oder geringerem Recht eingereiht werden könnte, ist doch die Entwicklung ganz überwiegend von den Quellen beherrscht: die Quellenüberrieselung hat ohne Zweifel jene starke Torfbildung verursacht, die den Bach allmählich aufstaute, und auch die erste Anregung der Hochmoorbildung im SW kam von den Quellen her.

Das Köpinge-Myr.

Dieses Moor ist im nördlichen Schonen gelegen (vgl. die Karte Fig. 12). Es ist topographisch ein typisches Hochmoor, in dem übriges Torfstreu fabrikmässig gestochen wird. Es wurde von mir, mit Cand. C. MALMSTRÖM zusammen, im Jahre 1913 untersucht.

¹ Da der Bach dem kleinen See Kyrksjön entfließt (vgl. die Karte Fig. 18), scheint dieser zu Ende der subborealen Zeit abflusslos gewesen zu sein.

² Innerhalb des von mir nicht näher untersuchten N-Teiles des Moores, W vom Vorse, sind aber starke, oberflächliche Eisenocker- (oder Siderit?) Lager vorhanden, deren Gehalt an makroskopischen Fichtenresten subatlantisches Alter andeutet. (Vgl. L. v. POST. G. F. F., Bd. 31 (1909), S. 701.)

Das Profil Pl. XIII zeigt einen Schnitt südlich von der Torfstreifefabrik vom östlichen Moorrande in der Richtung nach N 45° W über das Moor hin.

Die Lagerfolge ist:

Jüngerer Sphagnumtorf, bis 2,6 m mächtig, im allgemeinen als gewöhnlicher Fuscumtorf¹ ausgebildet (Huminosität 3—4), zuunterst aber schwinggrasenartig mit reichlichen *Oxycoccus*-Stämmen und *Eriophorum vaginatum*-Resten.

Darunter kommt von ca. m 100 bis ca. m 400 älterer Sphagnumtorf als Birkenmoorwaldtorf mit vereinzelt Kiefernstubben ausgebildet. Auch hier ist der Torfbildner *Sphagnum fuscum*. *Sph. angusti-*

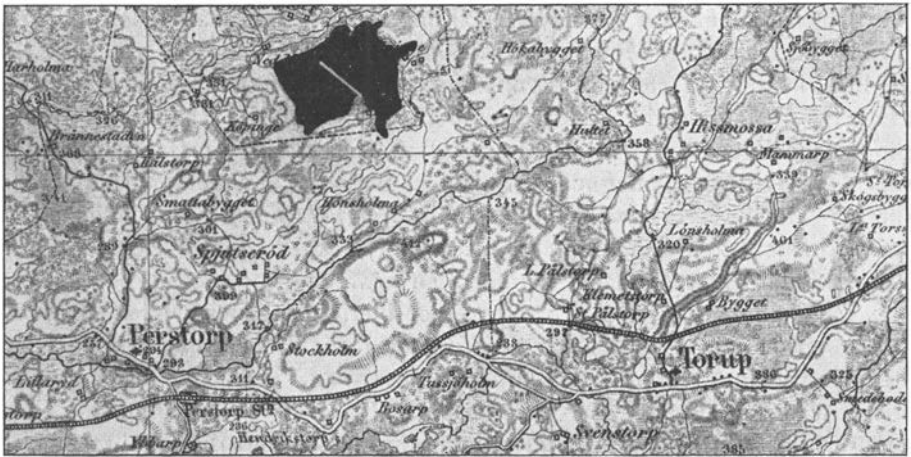


Fig. 12. Die Lage des Kopinge-Myr (schwarz) mit dem Profil Pl. XIII (weisse Linie.)
1 : 100,000.

folium und *Sph. medium* sind aber auch gefunden worden. Sowohl der ältere Sphagnumtorf als der grösste Teil des jüngeren ruhen auf einer dünnen Schicht von Bruchwaldtorf mit Birken- und Erlenholz sowie *Cenococcum geophilum*. Im Osten äquivalent aber dem jüngeren Sphagnumtorf Amblystegiumtorf, der direkt über dem Moränenuntergrunde folgt.

Dieser Aufbau würde ja kein Quellmoor ahnen lassen, sondern gehört scheinbar einem ganz normal entwickelten, zweigegliederten Hochmoor an. Möglicherweise könnten der nach Westen hin abfallende Grenzhorizont (durchschnittliche Böschung 2 ‰) sowie die eigentümliche Ausbildungsform des älteren Sphagnumtorfes und das Vorkommen von Amblystegiumtorf am O-Rande etwas auffällig scheinen. Diese beiden Umstände würde ich aber nur als Variationen des normalen Hochmoortypus betrachten — dergleichen sind mir aus anderen Hochmooren bekannt — wenn

¹ Die torfbildenden Moose sind von Lic. Phil. ELIAS MELIN gütigst bestimmt worden.

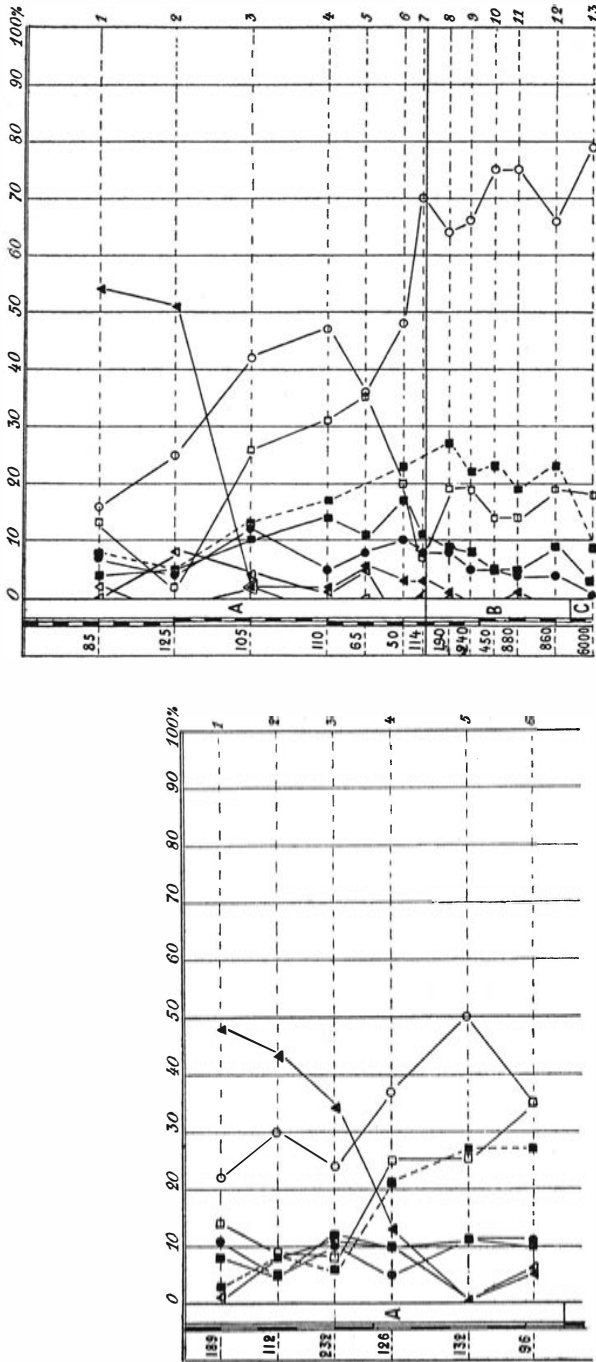


Fig. 13. Das Köpings-Myr. Pollendiagramm m 80.

A. Amblystegium- und Paludellatorf.

Fig. 14. Das Köpings-Myr. Pollendiagramm m 286.

A. Jüngerer Sphagnumtorf.

B. Älterer Sphagnumtorf (Birkenmoorwaldtorf).

C. Bruchwaldtorf.

—○— *Betula* —●— *Pinus* —□— *Alnus* —■— *Eichenmischwald* —▲— *Fagus*
 —△— *Carpinus* —◇— *Picea* —■— *Corylus*

Die fett gedruckten Zahlen innerhalb der Kolonnen links geben die Häufigkeit der gesamten Waldbaumpollenflora in den analysierten Proben pro Präparat (18×32 mm) an.

Die Proben 1—6 bei m 80 entsprechen den Proben 1—5 bei m 286.

nicht das reichliche Vorkommen von Sideriteinlagerungen ganz unzweideutig die Einwirkung von Quellen auf den Entwicklungsverlauf des Moores entschleierte.

Die Sideriteinlagerungen, die auch hier in den Schachtwänden in Eisenocker umgewandelt sind, bilden mehr oder weniger ausgedehnte Linsen, hier und da von einigen dm Mächtigkeit, und sind innerhalb einer Strecke längs dem östlichen Moorrande von wenigstens 200 m Länge in den Torfschächten beobachtet worden.

Das Spezialprofil Pl. XIII (bei m 80 des Hauptprofils) exemplifiziert deren Auftreten. Der Torf besteht aus Moostorf, hauptsächlich von *Amblystegium stramineum*, zu unterst aber von *Sphaerocephalus palustris*, *Paludella squarrosa* und *Sphagnum teres* gebildet. Der Torf ist Schwinggrasenartig mit *Scheuchzeria*- und *Equisetum*-Rhizomen. Die Huminität ist gering (3—4), nur innerhalb einer Schicht dicht unterhalb des Sideritniveaus 7—8.

Auf pollenanalytischem Wege hat es sich auch feststellen lassen, dass die Basalschicht bei m 3 (m 80 des Hauptprofils entsprechend) einem Niveau innerhalb des jüngeren Sphagnumtorfes bei m 286 des Hauptprofils ungefähr 0,4 m oberhalb des Grenzhorizontes zeitlich äquivalent. (vgl. die zwei Pollendiagramme Fig. 13 und 14, Seite 269.)

Unter Berücksichtigung der vorgeführten Tatsachen lässt sich folgender Entwicklungsverlauf des Moores feststellen:

Eine Partie des Moränenbodens im östlichen Teile des heutigen Moorgebietes war während langer Zeit zufolge Quellenüberrieselung anmoorig. Die Vegetation war ein Bruchwald, der jedoch nur am unteren Teile des Moränenabhangs etwas Torf bildete. In der Nähe von m 80 des Hauptprofils sind nämlich nur Birkenstubben, in der Moräne wurzelfest, aber kein Bruchwaldtorf vorhanden. Die dünne Bruchwaldtorfschicht entspricht einem beträchtlichen Teil der Postglazialzeit. Ausser aus der Stratigraphie des Moores, die wegen der schwachen Ausbildung oder des gänzlichen Fehlens der prä-subatlantischen Hochmoorgebilde einen verspäteten Anfang der Moorbildung andeutet, geht dies aus der Zusammensetzung der Pollenflora innerhalb der Basalschicht bei m 286 (Pollendiagramm Fig. 14) hervor. Der für einen Bruchwaldtorf ungeheure Pollenreichtum dieser Schicht (ca. 6000 Pollenkörner pro Präparat), die sogar jenen der pollenreicheren Gytja-Arten übertrifft, deutet auch auf eine lange Anreicherung des Pollenregens infolge langsamer Torfbildung hin.

Der ältere Sphagnumtorf ist, wie sowohl aus der Stratigraphie als aus dem Vorkommen von vereinzelt Buchenpollenkörnern innerhalb seines oberen Teiles hervorgeht, (späatlantisch?)-subboreal. Wahrscheinlich hat die subboreale Abschwächung der Überrieselung, die man auch in diesem Falle annehmen möchte, es den *Sphagna* ermöglicht, sich als Bodenvegetation des Bruchwaldes anzusiedeln. Auch der Birkenmoortorf ist sehr pollenreich und dürfte wenigstens anfangs langsam fortgewachsen sein. Gegen Ende der subborealen Zeit ist die Kiefer in den Birkenmoorwald eingedrungen.

Mit dem Einbrechen des subatlantischen Feuchtklimas wurde die Wasserzufuhr wieder stark, möglicherweise stärker als jemals vorher, weil Siderit erst während dieser Periode ausgeschieden wird. Die Überrieselung war stark genug, um die Oxydation des Eisenoxydulcarbonates zu verhindern. Die Vegetation der Quellenaustrittsstelle war zuerst eine *Sphaeroccephalus-Paludella*-Wiese, später ein *Amblystegium stramineum*-Sumpf. Gleichzeitig entwickelte sich, auch weit ausserhalb des älteren Mooregebietes, von den Quellen unabhängig, das jüngere Hochmoor.

Das Köpings-Myr bildet bezüglich seiner Entstehungsweise ein Zwischenglied zwischen Quellmoor und Versumpfungsmoor. Es begann sich als ein reines Überrieselungsmoor zu entwickeln. Die späteren Stufen der Entwicklung wurden aber gänzlich durch die Transgression der *Sphagneta* beherrscht und der Quellmoorcharakter wurde schliesslich so stark unterdrückt, dass das Moor in seiner jetzigen Ausbildungsform richtiger unter die Versumpfungsmoore einzureihen ist.

Sowohl GAERTNER als VAN BEMMELEN fanden bei ihren sorgfältigen und eingehenden Studien über die Eisenverbindungen der Moorklagerfolgen (Siderit, Eisenoocker und Vivianit) diese Gebilde nur innerhalb der Niedermoores. Es ist auch auffällig, dass in diesem Moore der Siderit von Sumpfmooertorf ganz umgeben ist, während das Moor sonst nur Hochmoorerdarten aufzuweisen hat.

Zusammenfassende Übersicht der beschriebenen Quellmoorklagerfolgen.

Die obigen Darstellungen geben ein zu buntes Bild von der Stratigraphie der Quellmoore, um die Feststellung allgemeiner Gesetze für die Entwicklung dieses Moortypes zu ermöglichen. Bald haben wir Lagerfolgen gefunden, die sich überwiegend aus limnischen und telmatischen (bis semiterrestrischen) Erdarten zusammensetzen, bald einen Schichtenkomplex, der hauptsächlich aus Kalktuff mit Sumpfmooerrändern besteht. Bald ähnelt der stratigraphische Aufbau auffallend demjenigen eines Seemoores, bald hat die Quellmoorbildung die Entstehung eines normalen zweigegliederten Hochmoores hervorgerufen. Das eine Moor hat sich mehr oder weniger konzentrisch um den Quellenaustritt herum ausgebildet; das andere hat einen von einseitiger Überrieselung beherrschten Entwicklungsverlauf aufzuweisen. Wir haben Böschungen der Mooroberflächen von 35 ‰ bis 2—3 ‰ oder fast horizontale Lage gesehen; und wir haben sogar Moorflächen, die von den beiden Seiten her mittwärts abfallen, kennen gelernt. Man kan sagen, dass fast jedes der besprochenen Moore den Verlauf seiner Entwicklung so stark individualisiert hat, dass es als Beispiel eines eigenen Moortypus dienen könnte.

In zwei Hinsichten lassen sich aber bestimmte genetische Ursachen der Typenvariation nachweisen: Die Feuchtigkeit der moorbildenden Pflanzen-

vereine hängt von der Grösse der Wasserzufuhr ab; und Quellen verschiedener Stärke bilden demgemäss Moore, deren Erdarten je nach der Quellenstärke auf verschiedenen Stufen der Feuchtigkeitsskala liegen. Von diesem Gesichtspunkt aus dürfte sich aber, jedenfalls mit dem vorliegenden Beobachtungsmateriale, keine scharfe Abgrenzung der Quellmoortypen durchführen lassen.

Eine schon jetzt zu benutzende Grundlage für eine Einteilung der Quellmoore gibt aber jene Verschiedenartigkeit der Stratigraphie, welche die eine oder die andere Lage des Quellenaustrittes bewirkt. Wenn die moorbildenden Quellen mehr oder weniger zentral innerhalb des Moorgebietes liegen, so bekommt das Quellmoor jenen konzentrischen Aufbau, den z. B. das Alvastraer Quellmoor und das südliche Skebyer Moor aufweisen. Zu diesen Nucleusmooren in Gegensatz stehen Moore wie z. B. das Rådaer Moor und das Emthyttmossen. Diese Moore, die infolge einseitiger Überrieselung von der proximalen Seite her entstanden sind, könnte man als Gehängequellmoore bezeichnen. Diesen Moortypus würde eine stärker oder schwächer abfallende Folge von einander ziemlich gleichmässig überlagernden, mehr oder weniger kontinuierlich durchlaufenden Schichten kennzeichnen.

Der Gehängequellmoortypus geht selbstverständlich mehr oder weniger unmerklich in denjenigen der Tagwassermoore über. Auch diese sind manchmal Gehängemoore, an deren Entstehung das wirkliche Grundwasser jedoch keinen Anteil hat. Diese Moore spielen aber innerhalb Südschwedens höchstens eine ganz untergeordnete Rolle und dürften überwiegend an Gebiete arktischen oder stark humiden Klimas gebunden sein.

Die Gehängequellmoore dürften wohl ungefähr den von HESS VON WICHENDORFF erwähnten, durch Quelleneinwirkung entstandenen Gehängemooren entsprechen. Es ist mir aber, wie schon oben gesagt, unmöglich, diese Moore, wie HESS VON WICHENDORFF, ausserhalb der Quellmoorreihe zu stellen. Die Skebyer Moore und das Rådaer Moor sind in dieser Hinsicht bezeichnend. Alle drei Moore sind unter ganz denselben topographischen und geologischen Bedingungen entstanden und haben ganz ähnliche Oberflächengestaltung aufzuweisen. Das südliche Skebyer Moor ist ein extremes Nucleusmoor, das Rådaer Moor aber ein typisches Gehängequellmoor. Das nördliche Skebyer Moor, dessen Aufbau jedoch eine zentrale Lage der Quellen beweist, ist aber durch seine überwiegend parallele Anordnung der Schichten mit dem Rådaer Typus auch stratigraphisch gewissermassen verwandt. Es wäre wenig rationell, zwischen jene Moortypen, die die betreffenden Moore repräsentieren, eine Hauptgrenze der genetischen Klassifikation zu verlegen.

Man könnte sich auch fragen, ob sich die Grenze zwischen den Gehängequellmooren und den Tagwassermooren aufrechterhalten lässt. Vorläufig dürfte es jedoch zweckmässig sein, diese Moortypen auseinanderzuhalten. Es ist möglich, dass die Tagwassermoore bei künftiger, eingehender Erforschung sich als durch spezifische Erdarten, durch geringen

Nährstoffgehalt des Überrieselungswassers u. dgl. bedingt, von den echten Grundwassermooren unterscheidend erweisen werden.

Die »dreidimensionale« Entwicklung, die HESS VON WICHENDORFF als ein Kennzeichen der Quellmoore aufstellt, kommt nur innerhalb etlicher der oben beschriebenen Quellmoore zum Vorschein. Kuppenartige Anhäufung der Quellsedimente um die Austrittsstellen herum ist z. B. innerhalb des Alvastraer und des südlichen Skebyer Moores für die älteren Entwicklungsstufen nachgewiesen und lässt sich auch in gewissem Grade an der heutigen Oberflächengestaltung sowohl dieser Moore als des Kärnaer Moores verspüren. Ganz ausgeprägte rezente Quellschuppen habe ich persönlich nicht angetroffen. Mein Kollege Dr. H. HEDSTRÖM hat mir aber über ein instruktives Vorkommen von Quellschuppen unweit Slite auf Gotland die folgende Mitteilung gütigst zur Verfügung gestellt: »Im Walde westlich vom Bauernhof Klints im Kirchspiel Gothem auf Gotland bricht eine Reihe von Quellen am Fusse eines steilen Kalkberges aus Mergel hervor. Um diese Quellen herum hat sich eine dünne Schicht von Wiesen kalk gebildet. An den Quellenaustritten aber ragen kleine Hügel von Moostorf bis zu 2 m Höhe über den flachen Mooränenboden empor. Die Durchmesser dieser einzelnen Quellmoorhügel betragen ca. 4–5 m. Bei der Verbreiterung der Hügel sind aber die benachbarten mehr oder weniger zusammengefloßen, und es hat sich ein flachgewölbtes, meistens ganz dünnes Moor von mehr als 4 ha Ausdehnung gebildet.« Diese Erscheinung ist aber nur eine der Ausbildungsformen der Quellmoore, und kann übrigens, wie der Entwicklungsverlauf des Alvastraer Moores am besten beweist, während des Fortwachsens der Moore mehr oder weniger verschleiert werden.

Innerhalb des Emthytttemossen, sowie auch, obschon weniger augenfällig, in mehreren der übrigen Moore, haben mehrere Schichten, namentlich der subatlantische Magnocarizetumtorf, eine beträchtlich grössere Mächtigkeit am Proximalrand als distal aufzuweisen. Dies ist dadurch zu erklären, dass das Wachstum des Torfes mit der Entfernung von dem am stärksten überrieselten Rande abgenommen hat. J. P. GUSTAFSSON hat ähnliche Erscheinungen innerhalb einiger småländischen Moore so gedeutet, dass die Moorflächen im allgemeinen nach dem Abfluss hin eine Böschung aufweisen dürften. Und er fügt hinzu, dass infolgedessen jede zeitliche Stufe eines Moores nach dem Ablauf hin an Mächtigkeit fortschreitend abnehmen dürfte. Obschon GUSTAFSSON die verschiedenen Moortypen unter Eins nimmt, und deswegen z. B. über die Hochmoore und die echten Seemore zu allgemeinen Schlussfolgerungen kommt, die sich kaum aufrechterhalten lassen, darf das von ihm besprochene Verhältnis, das in den Quellmooren am klarsten wiederzufinden ist, auch betreffs anderer Moortypen keineswegs übersehen werden. In Wirklichkeit hat es sich mehrmals bei stratigraphischen Mooraufnahmen gezeigt, dass gewisse Schichten, wo lokal irgendwelche Überrieselung zu konstatieren ist, hier

grössere Mächtigkeit als anderswo aufweisen. Das ist z. B. der Fall in jenem Teile des Dagsmosse, der an das Alvastraer Quellmoor grenzt. Hier liegt die heutige Moorfläche, die aus telmatischem Magnocarizetumtorf besteht, um 1 m oberhalb des Hochwasserniveaus des Tåkernsees, und auch der subboreale Parvocarizetumtorf ist in einer entsprechenden abnormen Höhenlage gelegen. Dies muss meines Erachtens gänzlich der Überrieselung durch ablaufendes Quellwasser zugeschrieben werden. Im Lerbäcker Moore ist eine analoge Erscheinung zu beobachten. Die stärkere Böschung der Niedermoorfläche NO vom Hochmoor dürfte teilweise durch die Überrieselung vom Hochmoore her hervorgerufen sein. In ähnlicher Weise abfallende Seggensumpfpflächen kenne ich ausserhalb des Randes auch anderer Hochmoore. Die Erscheinung darf aber nicht so stark generalisiert werden, wie J. P. GUSTAFSSON es tut. In grossen Seemooren, z. B. dem grössten Teil des Dagsmosse und dem Rönneholmsmossen in Schonen, verlaufen die Kontakte zwischen den limnischen, telmatischen, terrestrischen und ombrogenen Stufen der Lagerfolgen kilometerweit völlig horizontal und sind bezüglich ihrer Lagen nachweislich nur durch die hydrographischen Verhältnisse der verwachsenen Seen bedingt.

Betreffs der Beiträge, welche den oben beschriebenen Quellmooren zur postglazialen Klimageschichte zu entnehmen sind, dürfte nur ein Hinweis auf die Spezialbeschreibungen nötig sein. Der Verlauf der Klimaschwankungen, den SERNANDER und »die Upsalaer Schule« verfochten haben, hat in allen Hauptzügen durch die in dieser Hinsicht aufs augenscheinlichste übereinstimmenden Entwicklungsverläufe sämtlicher Moore noch weitere Bestätigung erhalten.

Auffällig ist die Differenzierung der älteren Teile mehrerer der obigen Quellmoorlagerfolgen in stratigraphisch deutlich erkennbare boreale und atlantische Stufen, eine Differenzierung, die in Seemooren nur ausnahmsweise vorhanden ist. In der Schichtenfolge der zentralen Teile vom Dagsmosse, einem besonders typischen Seemoor, ist die atlantische Wasserstandserhöhung des Tåkernsees nur andeutungsweise zu verspüren. Mit dieser Wassersteigerung, die ganz allmählich abgelaufen ist, und welche ungemein deutlich an dem Verlauf des limnotelmatischen Kontaktes innerhalb der Uferzone des Moores zum Vorschein kommt, hat die Torfbildung an den schon gebildeten Moorteilen Schritt gehalten. Kein Übergreifen des Tåkernwassers und keine durchgreifende Regression in der Verlandung hat infolgedessen stattgefunden. Nur eine auffällig grosse Mächtigkeit der betreffenden Schichten deuten dieses Verhältnis an. In den Quellmooren aber ist der Grad der Bodenfeuchtigkeit direkt von der Stärke der Überrieselung abhängig, und die pflanzenphysiognomische Beschaffenheit der Moorflächen hat sich auch mit dieser stetig verändert.

Paläofloristisch habe ich leider die erwähnten Quellmoorlagerfolgen nicht durcharbeiten können. Nur hinsichtlich *Cladium Mariscus*, dessen

postglazialer Geschichte ich seit mehreren Jahren besondere Aufmerksamkeit widme, dürften einige Bemerkungen zu machen sein. Die charakteristischen Früchte dieser Pflanze, sowie ihre ebenso leicht erkennbaren Rhizome, die sogar den Hauptbestandteil des Torfes bilden können, liegen aus mehreren der obigen Moore vor:

Im Alvastraer Quellmoor ist *Cladium* während der ganzen Entwicklung ein mehr oder weniger wichtiger Torfbildner gewesen, und noch zu Anfang des vorigen Jahrhunderts lebte es an der Moorfläche fort.

Im Kärnaer Moore kommt *Cladium* proximal als Torfbildner während borealer, atlantischer und frühsubborealer Zeit vor. In den spätsubborealen und subatlantischen Schichten habe ich aber Überreste davon nicht angetroffen.

Innerhalb der Skebyer Moore und des Rådaer Moors kommen *Cladium*-Reste nur in den Skebyer Mooren vor. Hier wurden seine Rhizome ziemlich reichlich, im nördlichen Moor sogar torfbildend und mit Früchten zusammen, bis zu Niveaus, die in beiden Mooren der frühsubborealen Zeit entsprechen, innerhalb der Nuclei und der Distalteile bei den Profilaufnahmen beobachtet. Bei Schlämmungen sind innerhalb der subborealen Schichten Früchte nur ganz spärlich gefunden worden, und innerhalb der subatlantischen Stufen fehlen sie (mit einer einzigen Ausnahme) ganz.

Innerhalb des Emthytttemossen sind auch bei Schlämmen keine *Cladium*-Reste gefunden worden.

Aus den westl. Djursdalaer Moore sind Rhizome und Früchte auf borealen, atlantischen und frühsubborealen Stufen gefunden worden.

Im Lerbäcker Moor fand ich nur an zwei Punkten (m 880 und m 914) dicht oberhalb der borealen Gytjaschicht kleine Rhizome sowie eine einzige Frucht.

Im Köpings-Myr, das ja hauptsächlich aus Hochmoorerdarten aufgebaut ist, ist *Cladium* selbstverständlich nicht angetroffen worden.

Das Vorkommen fossiler *Cladium*-Überreste innerhalb unserer Quellmoore gibt im Kleinen genau die Geschichte der Pflanze wieder, die ich an meinem gesamten Material von *Cladium*-führenden biogenen Ablagerungen innerhalb des südschwedischen Festlandes ablesen zu können glaube: die Pflanze ist, wie schon GUNNAR ANDERSSON nachgewiesen hat, zu Anfang der postglazialen Zeit eingewandert. Während der borealen und atlantischen Zeit ist sie in gewissen Gegenden häufig auf den Torfböden gediehen. Zu Anfang der subborealen Zeit begann sie auszusterben, und während des späteren Teils dieser Periode ist sie schon fast ebenso spärlich wie heute, meistens nur auf kalkhaltigem Grunde, vorhanden gewesen. Die Skebyer Moore sind in diesem Zusammenhang von besonderem Interesse, weil *Cladium* hier, wie die verhältnismässig sehr geringe Frequenz der Früchte innerhalb der obersten rhizomenführenden Stufen beweist, vor dem Aussterben, wie es auf mehreren Standorten in der Nähe seiner klimatischen Grenze oder anderswo, wo es aus irgendwelcher Ursache —

Entwässerung u. dgl. — unter ungünstigen Bedingungen lebt, noch heute der Fall ist, eine Zeit lang beinahe steril fortgelebt hat.

Sowohl in stratigraphischer Hinsicht als noch mehr betreffs der chemischen und paläophysiognomischen Beschaffenheit ihrer Erdarten sind die Quellmoorbildungen der Aufmerksamkeit der Torfmoorforscher lebhaft zu empfehlen. Nur in der Hoffnung, für die fortgesetzte Erforschung der Quellmoore — dieser entwicklungsgeschichtlichen Freibeuter unter den Mooren — einige Anhaltspunkte geben zu können, habe ich die obigen stratigraphischen Übersichten einiger Beispiele dieses Moortypus vorlegen wollen.

Die Geologische Landesanstalt Schwedens Dezember 1916.

Litteratur.

- BAUMANN, A. Die Moore und die Moorkultur in Bayern. Forstl.-Naturw. Zeitschrift von Tubeuf IV—VII. 1894—98 (1894).
- VAN BEMMELN, J. M. Über das Vorkommen, die Zusammensetzung und die Bildung von Eisenanhäufungen in und unter Mooren. Zeitschr. für anorganische Chemie. Bd. 22. 1899.
- CAJANDER, A. K. Studien über die Moore Finnlands. Acta Forestala Fennica 2. 1913.
- FRÜH, J. und SCHRÖTER, C. Die Moore der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, III. Lief. 1904.
- GAERTNER, A. Ueber Vivianit und Eisenspat in mecklenb. Mooren. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Jahrg. 51. 1897.
- GUSTAFSSON, P. Bidrag till torfmossarnas geologi samlade från Småländska torfmossar. S. G. U. Ser. C. N:o 223.
- HALLE, TH. En fossilförande kalktuff vid Botarfve i Frøjels socken på Gotland. G. F. F. Bd. 28. 1906.
- , HALLE, TH. Några jämtländska kalktuffer och deras flora. S. G. U. Ser. C. N:o 260. 1915.
- HENNING, ERNST. Studier öfver vegetationsförhållandena i Jemtland ur forstlig, agronomisk och geologisk synpunkt. S. G. U. Ser. C. N:o 145. 1895.
- HESS VON WICHENDORFF, HANS und RANGE, PAUL. Über Quellmoore in Masuren (Ostpreussen). Jahrb. d. Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt. Bd. 27. 1906.
- HESS VON WICHENDORFF, HANS. Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. Ibid. Bd. 33. 1912 (1913).
- HULTH, J. M. Über einige Kalktuffe aus Westergötland. Bull. Geol. Inst. Ups. Vol. IV. Part. I. 1898. (1899).
- KEILHACK, K. Über Deltabildungen am Nordrande des Fläming und über Quellmoore auf demselben. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt 1886.
- , Der baltische Höhenrücken in Pommern und Westpreussen. Ibid. 1889.
- KJELLMARK, KNUT. Om några jämtländska kalktuffer. G. F. F. Bd. 26. 1904.

- KURCK, C. Om kalktuffen vid Benestad. K. V. A. Bihang, Bd. 26. Avd. II. N:o 1. 1901.
- . Studier öfver några skånska kalktuffer. K. V. A. Arkiv för kemi, mineralogi och geologi. Bd. 1. 1904.
- ODHNER, NILS. Beiträge zur Kenntnis an fossilen Molluskenfauna Schwedens. Mollusken aus Kalktuffen von Östergötland. K. V. A. Arkiv för kemi, mineralogi och geologi. Bd. 3. 1910.
- . Die Entwicklung der Molluskenfauna in dem Kalktuffe bei Skultorp in Wästergötland. G. F. F. Bd. 32. 1910.
- VON POST, LENNART. Norrländska torfmossesstudier. I. Drag ur myrarnas utvecklingshistoria inom lidernas region. G. F. F. Bd. 28. 1906.
- . Stratigraphische Studien über einige Torfmoore in Närke. G. F. F. Bd. 34. 1909 (1910).
- . Über stratigraphische Zweigliederung Schwedischer Hochmoore. S. G. U. Ser. C. N:o 248. 1913.
- SCHNEIDER, O. Grundmoränenlandschaft und Talbildungen hinter der Pommer-schen Hauptendmoräne. Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst. 1902.
- SENDTNER, C. Die Vegetationsverhältnisse Südbayerns. 1854.
- SERNANDER, RUTGER. Zur Kenntnis der quartären Säugethierfauna Schwedens. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. III. Part 2. 1898.
- . Einige Vertebratenfunde aus schwedischen Torfmooren. Ibid. Vol. V. Part 1900.
- . Om tidsbestämningar i de scanodaniska torfmossarna. G. F. F. Bd. 33. 1911.
- . Svenska kalktuffer. G. F. F. Bd. 37. 1915 und Bd. 38. 1916.

Erläuterungen zu den Tafeln X—XIII.

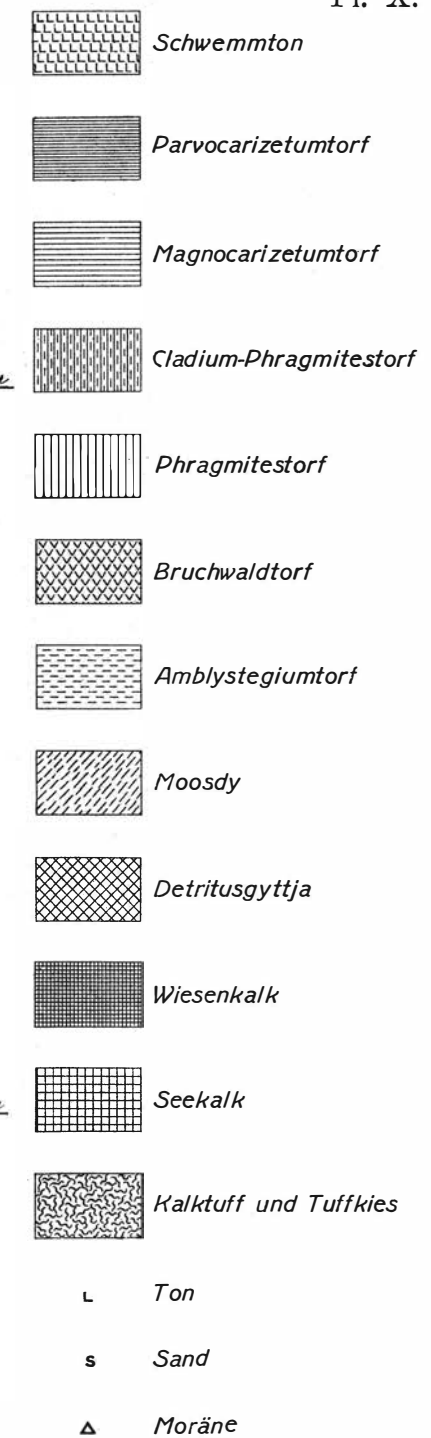
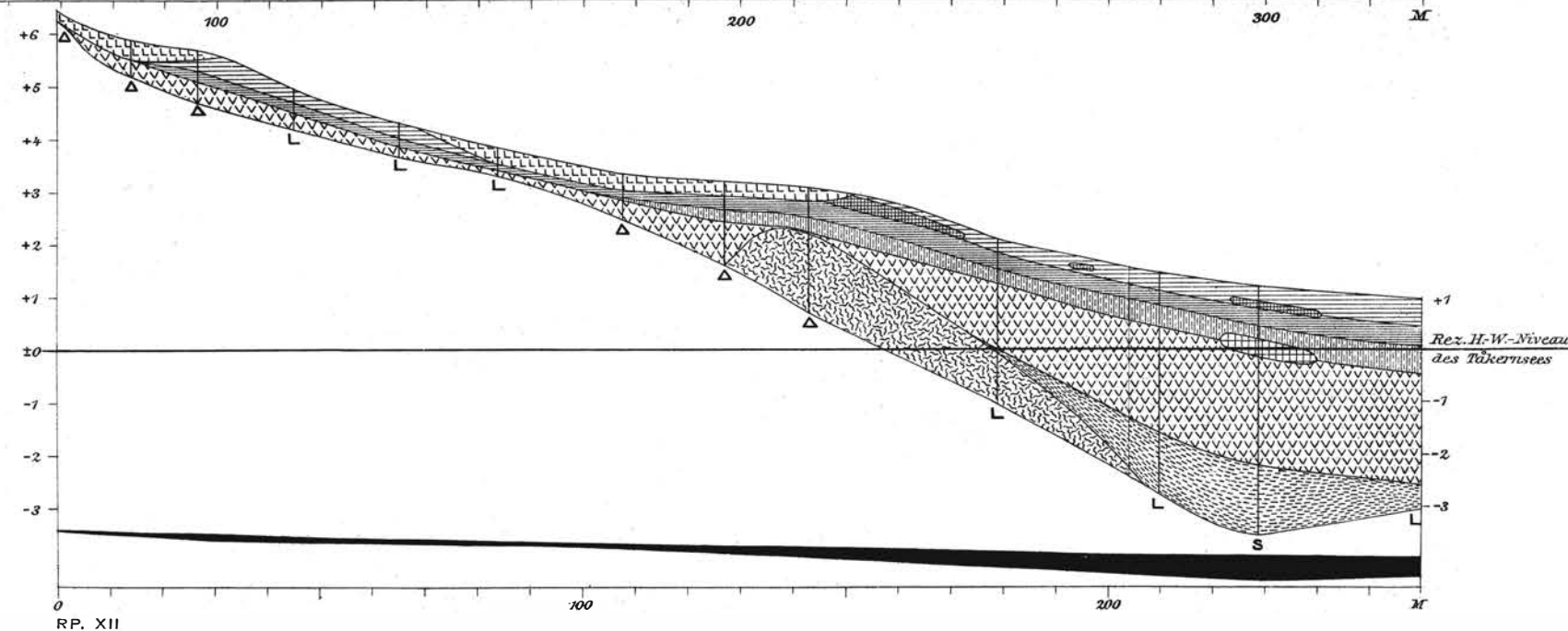
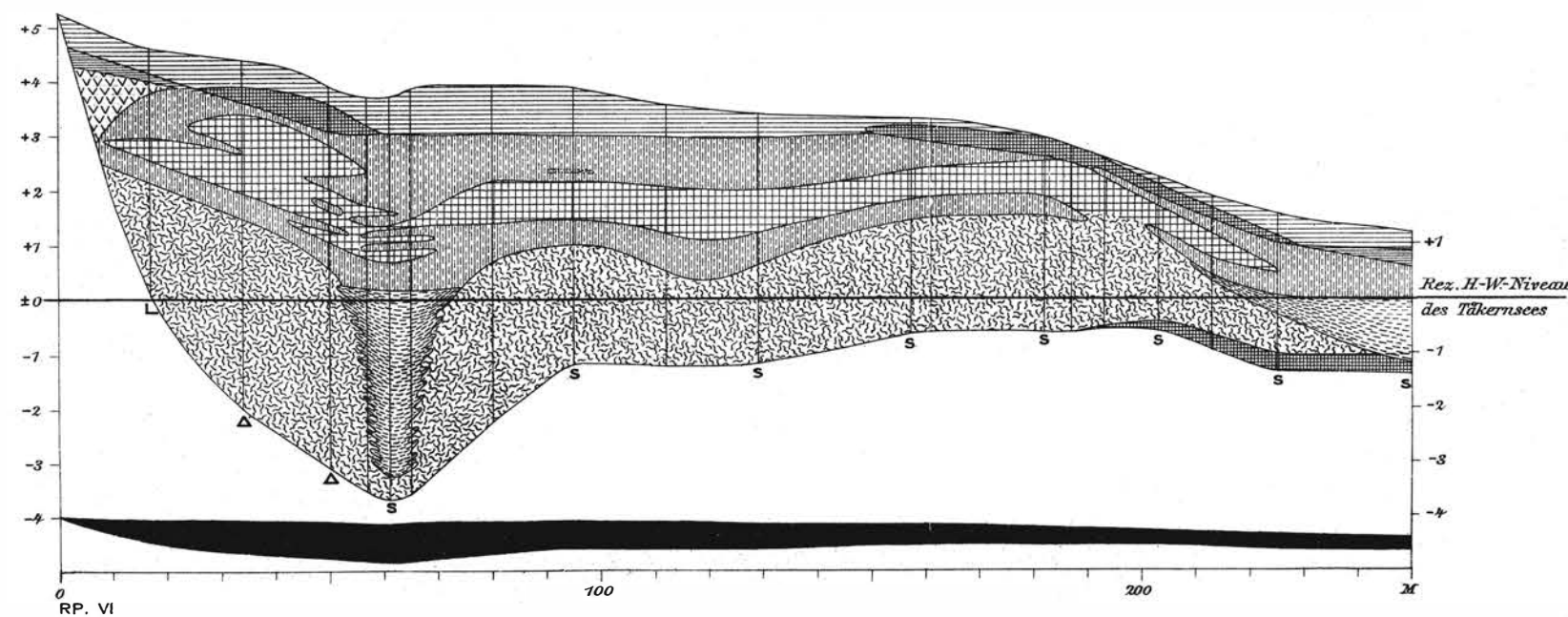
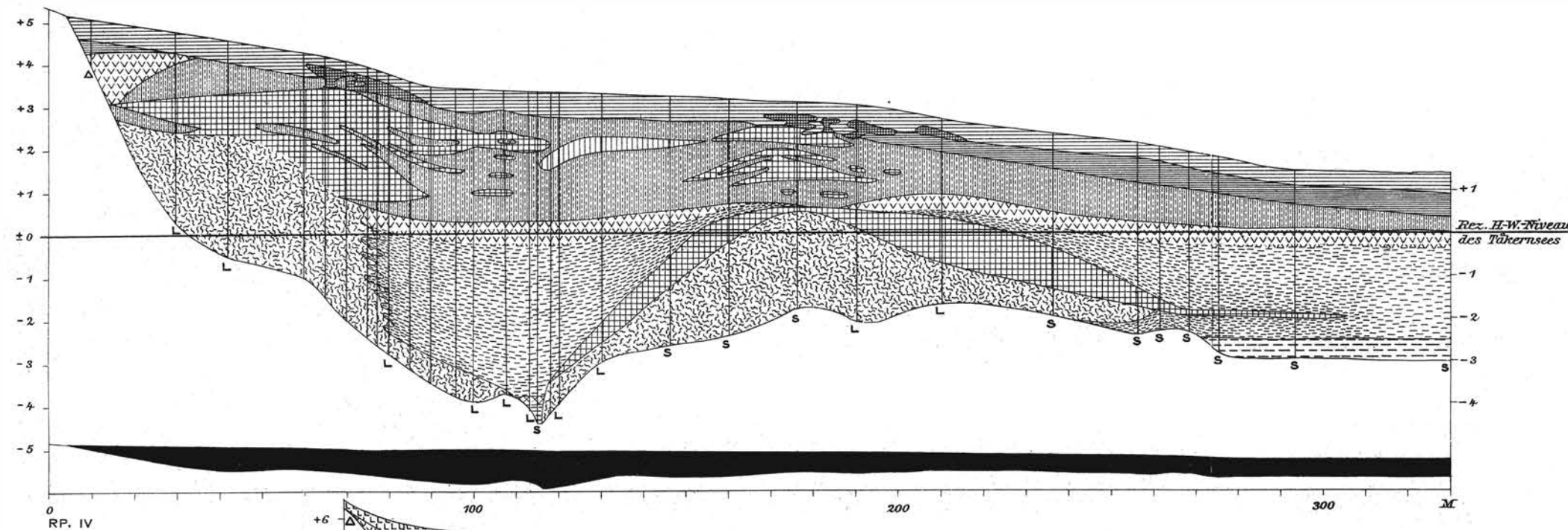
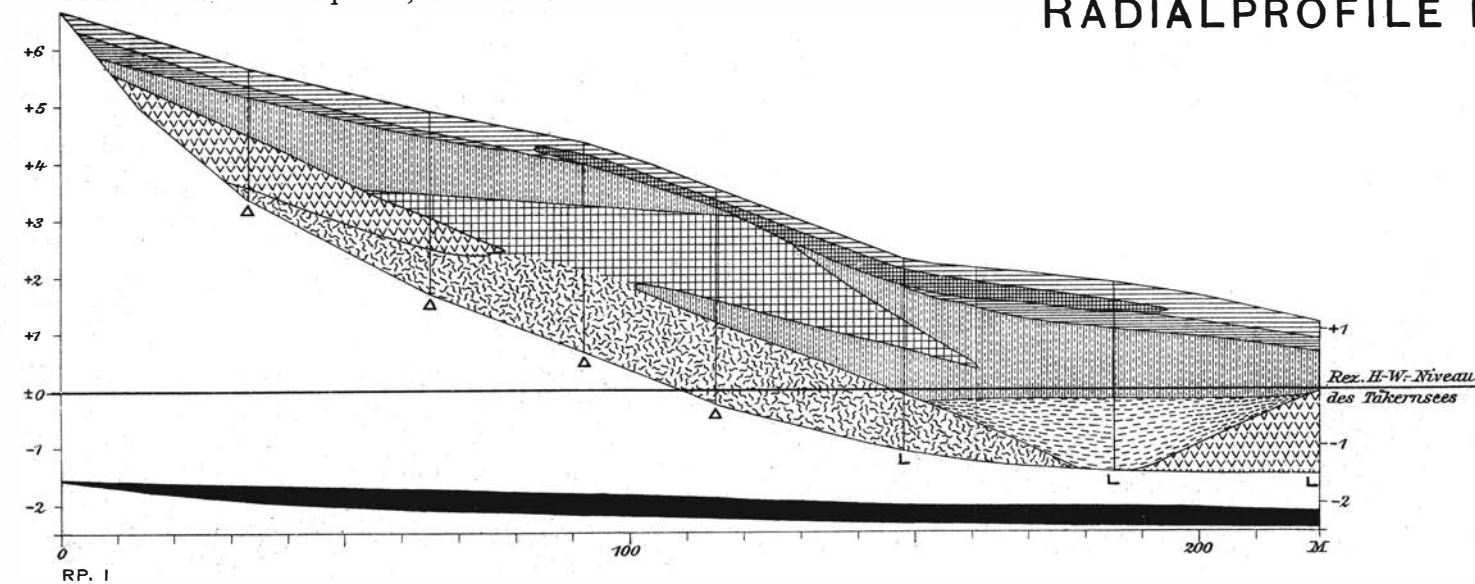
Sämtliche Hauptprofile sind in einem im Vergleich zum Längenmassstab 10-fach übertriebenen Höhenmassstab gezeichnet. Die Moorkörper sind aber unten in jedes Profil in gleichem Höhenmassstab schwarz eingetragen. Die Bohrungspunkte sind mit vertikalen Linien an jedem Profil angegeben. Zwecks des Feststellens der Details, namentlich jener der Alvastraer Profile (Pl. X), sind Aufgrabungen vorgenommen worden, die aber auf den Profilen nicht angegeben sind. Die schraffierten Partien des Lerbäcker Profiles markieren Profileile, wo infolge Zergrabung des Moores die Lagerfolge nach zurückgelassenen Torfblöcken und Aufschlüssen in der Nähe der Profillinie hat rekonstruiert werden müssen.

Betreffs des Herstellens der Kartenserie Pl. XI wird es auf die Erläuterungen im Texte hingewiesen.

Gedruckt ²⁷/₁₂ 1916.



RADIALPROFILE DURCH DAS ALVASTRAER QUELLMOOR



DIE POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DES ALVASTRAER QUELLMOORES

