

Digitales Brandenburg

hosted by **Universitätsbibliothek Potsdam**

Die Eiszeit in Norddeutschland

Wahnschaffe, Felix

Berlin, 1910

urn:nbn:de:kobv:517-vlib-582

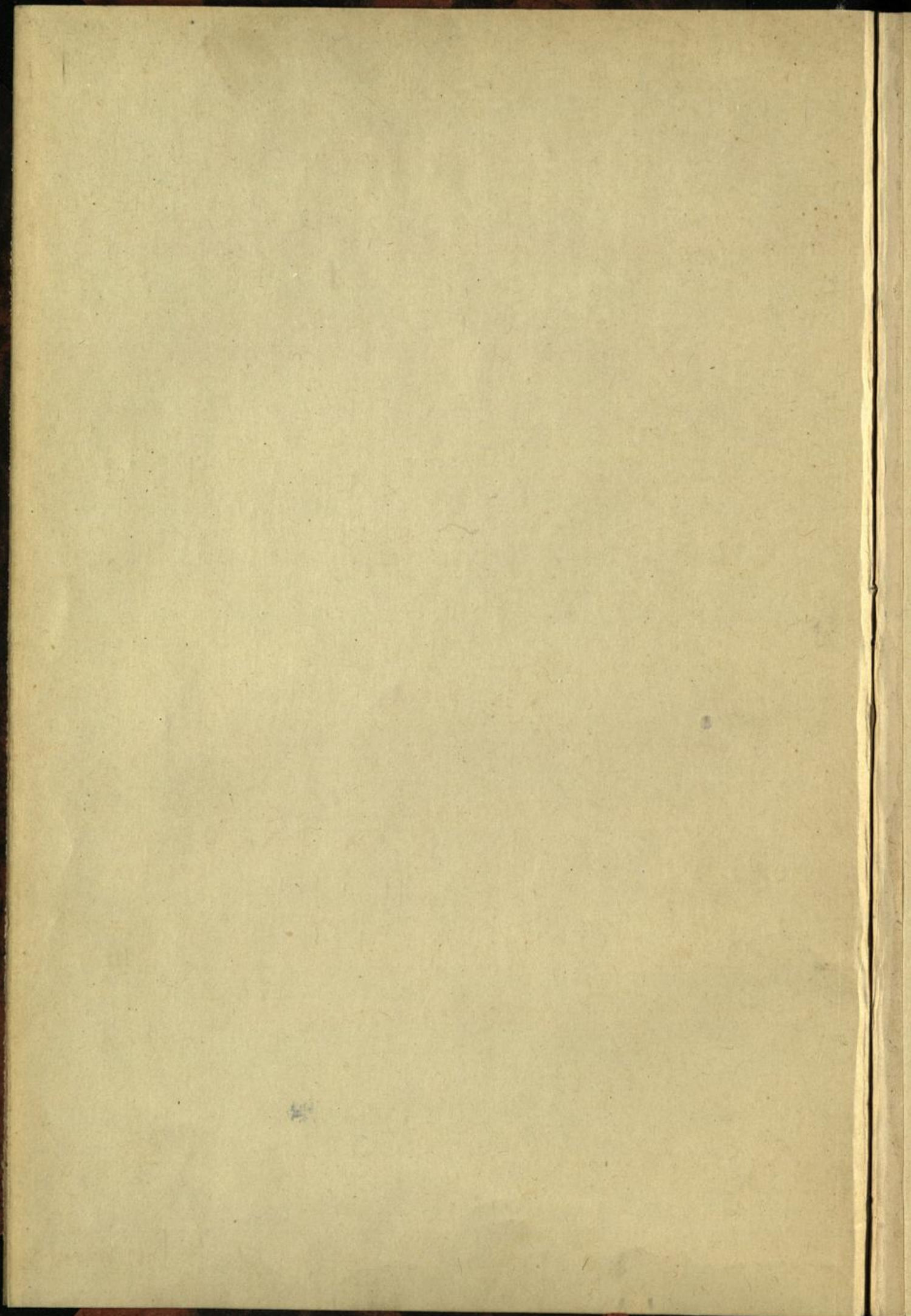
21529

KL 20 - 0

Buch
Nr.

Dieses Buch ist zurückzugeben bis zum

22. Feb. 1995			



8.2
51

92
22

Die Eiszeit in Norddeutschland

Allgemeinverständlich dargestellt

von

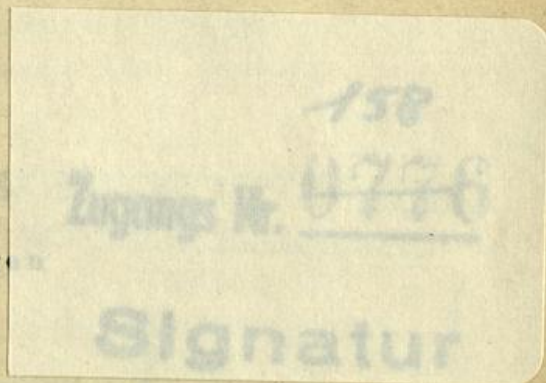
Prof. Dr. Felix Wahnschaffe

Geheimen Bergrat,

Dozent an der Bergakademie und Privatdozent an der Universität Berlin.



Mit 6 Abbildungen



Berlin 1910

Richard Müller Verlag

Geographisches Institut
der
Brandenburgischen
in
Potsdam

Vorwort.

Mehrfachen Wünschen entsprechend, habe ich mich entschlossen, die früher von mir herausgegebene und seit einigen Jahren vergriffene Schrift „Unsere Heimat zur Eiszeit“ in neuer Bearbeitung und erweiterter Form unter dem Titel „Die Eiszeit in Norddeutschland“ von neuem erscheinen zu lassen.

Charlottenburg im Januar 1910.

F. Wahnschaffe.

UNIVERSITÄT POTSDAM
Universitätsbibliothek

158 = P004
21529
() - + 2200

— Alle Rechte vorbehalten. —

Bücherei

Pädagog. Kabinett

K. J. 1911

Naturw. wiss. n.-Abt.

Hauptnummer:

Abteilung:

Abteilungsnummer:

ung...

Das zwischen den Küsten der Nord- und Ostsee und dem Nordrande der mitteldeutschen Gebirge gelegene norddeutsche Flachland ist keine Tiefebene, denn es zeigt vorwiegend hügelige Geländeformen, die von breiten Tal-ebenen und ausgedehnten Moorniederungen durchschnitten werden. Jedoch nur selten erreichen die rückenförmigen Erhebungen Norddeutschlands und die Plateaus der östlichen Gebiete eine Meereshöhe von 200 m, und allein der Turmberg bei Danzig (331 m), sowie die Kernsdorfer Höhe bei Löbau (313 m) überschreiten 300 m über der Ostsee. Durchschnittlich zeigen die Hochflächen der Mark Brandenburg eine Meereshöhe von 50—60 m, in ihren östlichen Gebieten von 70—80 und in dem angrenzenden Posen von 80—120 m. Die allgemeine Abdachung des Landes ist nach Nordwest gerichtet.

Abgesehen von ganz vereinzelt, inselartig auftretenden Erhebungen älterer fester Gesteine ist das norddeutsche Flachland, zum Teil bis zu bedeutender Tiefe, aus lockeren Ablagerungen zusammengesetzt, von denen die eigenartigsten dadurch ausgezeichnet sind, daß größere oder kleinere Bruchstücke fester Gesteine von sehr verschiedenartiger Zusammensetzung und einer für unser Gebiet fremden Beschaffenheit darin vorkommen. Diese losen Blöcke erreichen an einigen Punkten eine erhebliche Größe. Wer nach der halbwegs zwischen Berlin und Frankfurt an der Oder gelegenen Stadt Fürstenwalde einen Ausflug unternimmt und von dort aus

die Rauenschen Berge besucht, findet auf der Höhe im Walde zwei große Steine aus gneisartigem Granit, die sogenannten Markgrafensteine. Der kleine Markgrafenstein, (siehe die Abbildung auf dem Beilageblatte) der 3,7 m aus der Erde herausragt und noch 2 m in ihr steckt, ist bis auf unbedeutende, durch nachträgliche Verwitterung entstandene schalige Ablösungen von Gesteinsbrocken noch unversehrt erhalten. Um seinen unteren Teil zieht sich in geringer Höhe über dem Erdboden eine flache Hohlkehle¹⁾, deren Entstehung auf die abschleifende Wirkung des vom Winde getriebenen Sandes zurückgeführt wird, als die Rauenschen Berge noch nicht von Wald und Vegetation bedeckt waren. Der in der Nähe befindliche große Markgrafenstein, der eine Höhe von 4,7 m über der Erde und 1,9 m in der Erde besitzt, ist dagegen gespalten und ein daraus gewonnener 1600 Zentner schwerer Block unter Leitung des Bauinspektors Cantian im Jahre 1827 zur Herstellung der großen Schale vor dem alten Berliner Museum im Lustgarten verwandt worden, die einen Durchmesser von 6,9 m hat. Der größte Gesteinsblock des norddeutschen Flachlandes liegt auf dem Kirchhofe von Groß-Tychow bei Belgard in Hinterpommern und ist mit einem Kruzifix geschmückt, zu dessen Füßen eine Bronzetafel mit dem Bilde des slavischen Götzen Triglav angebracht ist. Er besteht aus Granatgneis und hat 44 m Umfang, 3,14 m Höhe über der Erde, 16,9 m Länge und 11,25 m Breite.

Die sehr großen und auch die mittelgroßen Blöcke bis zu einem Meter Durchmesser gehören jetzt bereits in der näheren Umgebung der größeren Städte zu den größten Seltenheiten, denn da sie ein sehr nutzbares Material für

¹⁾ Auf der linken Seite der Abbildung.

Bauten, Pflasterungen und Chausseeanlagen darstellen, sind sie der immer mehr fortschreitenden Kultur meist zum Opfer gefallen. Die wenigen noch vorhandenen großen Steine genießen jetzt glücklicherweise als Naturdenkmäler einen besonderen Schutz¹⁾. Entfernen wir uns dagegen von den großen Kulturzentren und begeben uns in solche Gebiete, die noch nicht von Eisenbahnen und Chausseen durchschnitten sind, so finden wir in Norddeutschland immer noch einige Gegenden, in denen mittelgroße Blöcke reichlich an der Oberfläche liegen. Kleinere Blöcke dagegen kommen immer noch an vielen Orten recht zahlreich vor, und selbst bei einer Wanderung über die Felder nördlich und südlich von Berlin finden wir sowohl auf den Äckern selbst, namentlich aber in den Lehm-, Mergel- und Kiesgruben faust- bis kopfgroße Blöcke noch immer in größerer Zahl überall in der Gegend verteilt. Da sie beim Pflügen immer wieder aus dem Boden emporgebracht werden, sind die Landleute der Meinung, daß die Steine im Boden „wachsen“. Bei ihrer Besichtigung, wobei man gewöhnlich ein Stück mit dem Hammer abschlagen muß, um eine frische Bruchfläche zu erhalten, zeigt sich nun, daß sie ein buntes Gemisch der verschiedenartigsten Gesteine bilden. Wir finden darunter Trümmer der älteren Eruptivgesteine, namentlich Granite, Porphyre, Diorite und Diabase; wir finden zahlreiche kristallinische Schichtgesteine, besonders viele Gneise, aber auch gefaltete kristallinische Schiefer, und daneben kommen geschichtete Sedimentärgesteine der verschiedensten Formationen, Kalksteine, Sandsteine, Quarzite, Schiefer, Kreidebrocken und Feuersteine vor. Diese Betrachtung lehrt uns, daß sie

¹⁾ Vergl. Beiträge zur Naturdenkmalpflege, herausgegeben von H. Conwentz, Heft 3. S. 205—7. Berlin 1909.

Fremdlinge auf unserem heimischen Boden sind, weshalb man sie auch als erratische oder Irrblöcke bezeichnet hat.

Schon im letzten Viertel des achtzehnten Jahrhunderts haben diese erratischen Blöcke oder Findlinge vielfach die Aufmerksamkeit der Gelehrten und Naturfreunde erregt, und man legte sich die Frage vor, woher die Blöcke wohl stammten und auf welche Weise sie zu uns gekommen wären. Von den älteren Theorien will ich nur einige hier erwähnen. Der Berliner Gelehrte Johann Jesaias Silberschlag, der zu gleicher Zeit das Amt eines königlichen Oberbaurates und Oberkonsistorialrates bekleidete und Mitglied der Akademie der Wissenschaften war, führte in seinem 1780 erschienenen Werke „Geogenie oder Erklärung der mosaischen Erdschaffung nach physikalisch-mathematischen Grundsätzen“ aus, daß der Sand und die erratischen Blöcke im norddeutschen Flachlande durch vulkanische Kräfte aus Kratern emporgeschleudert seien, die er in den auf dem baltischen Höhenrücken sehr zahlreich vorkommenden Pfuhlen oder Söllen und kleinen rundlichen Seen zu sehen glaubte. Es sind dies ungefähr dieselben Ansichten, die de Luc zur Erklärung der Verbreitung der großen Blöcke in den Alpen vertrat, indem er annahm, daß im Innern des Gebirges heftige Gasexplosionen eingetreten wären, durch die die Blöcke hoch in die Luft geschleudert und weit umher verbreitet sein sollten. Eine andere, dieser gewalttätigen Hypothese völlig entgegengesetzte vermutete anstehende Granite und andere Urgebirgsgesteine im Untergrunde Norddeutschlands und hielt die zahlreich vorkommenden Blöcke für verwitterte Trümmer ehemaliger aus einem Meere aufragender Klippen. Dieser Ansicht war auch Goethe zugetan, denn er sah beispielsweise in den Markgrafensteinen Reste großer in

sich selbst zerfallener Felsmassen. Sie waren ihm „das sicherste Zeugnis, daß es dem nördlichen Deutschland an Urgebirg nicht fehlte“.

Es hat lange Zeit gedauert, bis man die nordische Herkunft der norddeutschen Blockmassen erkannte und als ihr eigentliches Ursprungsgebiet Skandinavien, Finland und die russischen Ostseeprovinzen mit Sicherheit feststellen konnte, wenn auch bereits 1775 auf Schweden als die Heimat der versteinierungsführenden pommerschen und mecklenburgischen Geschiebe hingewiesen worden war. Um die Fortführung aus diesen weit entlegenen Gegenden zu erklären, nahm der Berliner Gelehrte Leopold von Buch (1811) die Stoßkraft gewaltiger Wasserfluten¹⁾ an, die so heftig gewirkt haben sollten, daß die Blöcke über die Ostsee hinüberflogen, ohne in diese Vertiefung hineinzufallen. Ähnlich waren auch die Ansichten des schwedischen Geologen Sefström (1836), der durch eine Rollsteinsflut die Verbreitung der Geschiebe und die Schrammung auf den anstehenden Felsen in Skandinavien erklären wollte.

Der Erste, der zunächst für die Findlinge seines Heimatlandes einen Transport durch Gletschereis annahm, war der schottische Geologe Playfair (1802). Als er im Jahre 1816 selbst in der Schweiz gewesen war, erklärte er auch die auf den Abhängen des Jura vorkommenden und aus den Zentralalpen stammenden Blöcke durch den Transport auf großen Gletschern, die über den Genfer See und

¹⁾ Das durch solche katastrophentartigen Wasserfluten zusammengeschwemmte Land nannte man Diluvium, eine Bezeichnung, die aus der Kindheitsgeschichte der Geologie stammt, in der man alle lockeren Ablagerungen auf die Sintflut, das Diluvium, zurückführte.

das Schweizer Tiefland gegangen wären. Diese Meinung Playfairs stand jedoch anfangs ganz vereinzelt da und blieb in der Wissenschaft zunächst unbeachtet.

Erst das eingehende Studium der heutigen Gletscher in den Alpen brachte einen wesentlichen Fortschritt in der Beurteilung des Ursprungs der erratischen Bildungen. Durch die gemeinsame Arbeit verschiedener Forscher, unter denen besonders Venetz (1822) und Charpentier, Agassiz und Schimper, Forbes und Tyndall genannt seien, wurde festgestellt, daß die Alpen in vorhistorischer Zeit eine weit ausgedehntere Vergletscherung als heutzutage besessen haben, und darin das Mittel erkannt, durch das die erratischen Blöcke in den Alpentälern sowie auf den Südabhängen des Jura und überhaupt im ganzen nördlichen und südlichen Alpenvorlande verbreitet worden sind. Schon Agassiz hatte behauptet, daß sowohl die Alpen, als auch Nordeuropa während der Eiszeit von zusammenhängenden Gletschern bedeckt gewesen seien. Wenn auch das ganze Phänomen dieser Eisbedeckung von ihm noch nicht klar erkannt worden ist, so kam er doch in seinen Annahmen der Wahrheit näher, als Lyell 1835 in seiner Drifttheorie, die den weiteren Fortschritt in der Erforschung der nordeuropäischen Glazialbildungen vorläufig wieder hemmte. Sie beruhte auf der Annahme einer Meeresbedeckung Norddeutschlands. Die großen skandinavischen und großbritannischen Gletscher der Eiszeit sollten ihre Eismassen unmittelbar in dieses Meer vorgeschoben haben, wobei die sich ablösenden Eisberge, von den Winden getrieben, das Schuttmaterial überall im norddeutschen Flachlande verbreiteten. Diese Lyellsche Drift- oder Treibeisttheorie, die auch schon 1790 in Mecklenburg eine Vorläuferin gehabt hatte, wurde im

Jahre 1875 von dem schwedischen Geologen Otto Torell durch die Inlandeistheorie ersetzt. Um diese zu verstehen, ist es notwendig, daß wir uns in Kürze mit den wesentlichen Erscheinungen der Gletscher und des Inland-eises bekannt machen.

Wenn man sich in einem Luftballon über die Erdoberfläche erhebt oder in einem Gebirge emporsteigt, so macht man die Erfahrung, daß die Luft mit der Zunahme der Höhe kälter und kälter wird. Dieselbe Abnahme der Temperatur nimmt man auch wahr, wenn man von den gemäßigten Zonen aus in die nördlichsten und südlichsten Gebiete unserer Erdkugel vordringt, die infolge der schrägen Sonnenbestrahlung nur geringe Wärmemengen empfangen, so daß in den höchsten arktischen und antarktischen Polargebieten beständiger Winter herrscht. Aus diesen Gründen werden alle Niederschläge der alpinen Hochgebirge sowohl, als auch der nördlichen und südlichen Polargegenden zum größten Teil in fester Form als Schnee, Graupeln oder Reif niederfallen. In denjenigen Gebieten, wo die Wärme des Sommers nicht ausreicht, um die Gesamtmenge des im Laufe des Jahres gefallenen Schnees fortzuschmelzen, wird sich ein Rest ansammeln und erhalten. Es sind dies die Gebiete des ewigen Schnees. Die Linie, bis zu welcher der Schnee während des Sommers in den Hochgebirgen zurückschmilzt, bezeichnen wir als Schneegrenze. Die in den Hochgebirgen in fester Form gefallenen und schichtweise aufgehäuften Niederschläge werden durch einsickernde und gefrierende Schmelzwasser in eine körnige Eismasse, den sogenannten Firn, umgewandelt, der nach unten zu allmählich in feste Eisschichten übergeht. Auch das Gletschereis besteht aus einzelnen Körnern, die aber nicht mehr rundlich sind und nicht

in einem Eiszement liegen, wie im Firneis, sondern zu Kristallen werden, deren Flächen in den verschiedensten Richtungen aneinanderstoßen und aneinander gefroren sind. Die Ströme festen Eises, die von den Ansammlungen des ewigen Schnees aus sich oft bis tief unterhalb der Schneelinie in die Täler hinabziehen, bezeichnet man als Gletscher oder Ferner.

Man kann vier verschiedene Typen der Vergletscherung unterscheiden, den alpinen, den norwegischen, den Inlandeis- und den Vorlandtypus. In den alpinen Hochgebirgen werden die Nährgebiete der Gletscher durch die Firmulden gebildet, die halbkreisförmig von zackigen Felsgraten umgeben sind, sodaß auf diese Weise die benachbarten Firmulden durch Firnscheiden voneinander getrennt sind. In Norwegen gehen kurze Gletscher von Eiskappen aus, die sich auf den konvex gekrümmten Hochflächen, den Fjällen, bilden. Grönland und im kleineren Maßstabe Island zeigen den Inlandeistypus, bei dem die ganzen Oberflächenformen des Landes, Hochebenen und Gebirge durch eine zusammenhängende Eisdecke verhüllt sind. Der Vorlandtypus, für den gegenwärtig der Malaspinagletscher in Alaska ein Beispiel bildet, besteht darin, daß die aus den Gebirgstälern herabfließenden Gletscher sich in der Ebene zu einer zusammenhängenden Eismasse vereinigen, wie es auch in der Eiszeit im Alpenvorlande der Fall gewesen ist.

Es ist für die geologische Tätigkeit des Gletschereises von der größten Wichtigkeit, daß es bei genügender Zufuhr vom Firngebiet einer zwar langsamen, aber doch stetig fortschreitenden fließenden Bewegung fähig ist. Diese Bewegung ist ein sehr kompliziertes Phänomen. Man muß annehmen, daß innerhalb der Eisschichten infolge ihrer Kornstruktur

eine Verschiebung der Eisteilchen gegeneinander stattfindet, worauf eine gewisse Plastizität des Eises beruht. Es ist auch nachgewiesen, daß die zur Gletscherbewegung notwendige Temperatur sogar im Winter im Eise vorhanden ist, da es bei größerer Mächtigkeit beständig die den jeweiligen Druckverhältnissen entsprechende Schmelztemperatur besitzt. Daher nimmt auch die Bewegungsfähigkeit des Eises mit seiner Mächtigkeit erheblich zu. Ferner haben Crammers Untersuchungen gezeigt, daß zwischen den Flächen geringsten Widerstandes, den Schicht- und den aus ihnen hervorgegangenen Blattflächen, Gleiterscheinungen eintreten. Wegen dieser auf verschiedenen Ursachen beruhenden Bewegungsfähigkeit können sich die Gletscher, den Flüssen vergleichbar, in den Tälern talabwärts fortbewegen, und zwar schneller, wenn die Neigung des Tales zunimmt, langsamer, wenn sie abnimmt. Das Eis verhält sich gegen Druck plastisch, gegen Zug spröde. Daher entstehen auf sehr steil geneigten Talböden Risse und Spalten im Eise, und der Gletscher löst sich oft in ein Chaos einzelner Eisblöcke und -spitzen auf, die jedoch bei Abnahme des Gefälles sich wieder zu einem einheitlichen Eisstrom vereinigen. In der Schweiz kann man dies beispielsweise am Rhonegletscher, in Tirol am Mittelberg- und Taschachferner vortrefflich beobachten.

Durch die Bewegung des Gletschereises ist seine Transportfähigkeit bedingt. Die Massen von Gebirgsschutt, die die Gletscher teils auf ihrem Rücken, teils an ihrer Sohle und in ihren untersten Eisschichten fortbewegen, bezeichnet man als Moränen. Nach der Lage zum Gletscher und der Entstehungsart unterscheidet man verschiedene Arten von Moränen, unter denen die Obermoränen besonders den Talgletschern alpiner Hochgebirge eigentümlich sind.

Alle Gesteinstrümmer, die von den steilen Felsabhängen auf den Gletscher herabfallen, werden durch seine Fortbewegung zu langen Seitenmoränen angehäuft; diese Art der Seitenmoränen sind als Sturzmoränen zu bezeichnen. Wie die neuere Gletscherforschung erkannt hat, entstehen aber Seitenmoränen oder Ufermoränen auch dadurch, daß ein Gletscher, der aus einem breiten Firnfeld kommt, in einem engen Tal zusammen gepreßt wird, wobei sich die Eisschichten und die durch Auswalzung aus ihnen hervorgegangenen Blätter löffelförmig dem Talboden anschmiegen, sodaß der in den untersten Teilen des Eises eingeschlossene Schutt bis zur Oberfläche „emporbrandet“ und bei der Abschmelzung des Eises sich an den Seiten wallartig anhäuft. (Fließen zwei oder mehrere Gletscher zusammen, so entsteht jedesmal aus der Vereinigung zweier Seitenmoränen eine Mittelmoräne.) Außerdem bilden sich diese, wie Finsterwalder gezeigt hat, auch dadurch, daß beim Zusammenfluß zweier Gletscher sich das Eis in der Mittellinie oder Naht vom Boden aus steil aufwärts bewegt und dabei im Eise eingeschlossene Steine der Grundmoräne aufwärts transportiert. Beim weiteren Abschmelzen des Eises nach dem Zungenende zu bilden sich daraus oft breite, einen inneren Eistrücken gegen die Abschmelzung schützende Moränenwälle. Auf diese Weise mischen sich auf den Talgletschern die Obermoränen mit Material aus Unter- oder Grundmoränen. Lange zusammengesetzte Talgletscher, wie beispielsweise der Unteraargletscher, tragen eine ganze Reihe von Mittelmoränen auf ihren Rücken.

Die Endmoränen bilden sich am muschelförmig konvex gestalteten Gletscherende. Hier lagern sich um den Fuß des Gletschers halbkreisförmige Wälle von Schuttmaterial ab, die besonders dann eine große Höhe erreichen, wenn

der Gletscher stationär ist, d. h. wenn sein Vorrücken und die immerfort stattfindende Abschmelzung sich die Wage halten, sodaß er stillzustehen oder sich langsam zurückzuziehen scheint. Bei den alpinen Talgletschern entstehen die Endmoränen aus dem Oberflächenschutt, sowie aus dem durch starke Abschmelzung der Gletscherzunge bloßgelegten, in der Eissohle eingeschlossenen Schutt der Grundmoräne und der unter dem Eise angehäuften Grundmoränenschicht. In den alpinen Endmoränen der Eiszeit im Alpenvorlande überwiegt dagegen das Grundmoränenmaterial bei weitem.

Die Grundmoräne, auch Untermoräne genannt, wird unter dem Eise gebildet. Sie stellt eine schlammige, mehr oder weniger lehmige oder sandige Masse dar, in der Gesteinstrümmer der verschiedensten Größe regellos eingebettet sind. Dadurch, daß die Schuttmassen durch den Druck in die unteren Schichten des Eises eingebettet und mit ihnen fortbewegt werden und bei der dort herrschenden Schmelztemperatur immerfort zur Ausschmelzung und Umlagerung kommen, reiben sich die Gesteinsbrocken und die Sandkörnchen gegenseitig, sodaß die vorher eckigen Blöcke kantenabgerundet und zum Teil geschliffen und gekritzelt werden. Dieselbe abschleifende Wirkung übt auch das Gletschereis mit seiner schutterfüllten Sohle auf den Felsboden des Tales aus, sodaß dieser poliert, abgeschliffen und in der Bewegungsrichtung des Eises geschrammt wird. Da die Gletscher infolge ihrer Bewegung bis tief unterhalb der Schneegrenze in die Täler hinabsteigen können, so sind sie namentlich zur warmen Sommerszeit der Abschmelzung in hohem Grade ausgesetzt, und die dadurch entstehenden Gletscherbäche, die am Ende des Gletschers aus dem Gletschertore hervorbrechen, transportieren das Moränenmaterial in

den Tälern talabwärts und lagern es in abgerollter Form als Sand, Kies oder Schotter an anderen Stellen wieder ab.

Ganz anders als die Gletscher der Alpen ist die Vergletscherung Norwegens entwickelt. Die flachgewölbten tafelförmigen Eiskappen, die dem Hochplateau aufliegen und von keinen höheren Bergen überragt werden, besitzen keine Obermoränen. Ebenso fehlen diese dem grönländischen Inlandeis; sie kommen nur dort vor, wo es sich an der Westküste in gewaltigen Gletschern bis in die Fjorde vorschiebt, sodaß das Verwitterungsmaterial der Felsgehänge auf seine Gletscher herabfallen kann. Die Durchquerung Grönlands durch Frithjof Nansen im Jahre 1888 hat gezeigt, daß das Land mit einer gewaltigen zusammenhängenden Eiskappe bedeckt ist, die keine Obermoränen trägt und ganz allmählich nach dem Innern des Landes zu ansteigt. Aus seinen Beobachtungen folgerte er, daß sich dieses Landeis radial von der Mitte aus nach den Küsten zu, wenn auch sehr langsam, fortbewegen müsse. Von großer Bedeutung waren daher die eingehenden Untersuchungen, die v. Drygalski 1891—93 über die Bewegung des grönländischen Eises angestellt hat. Danach besitzt es eine vertikale Bewegung, die in den dicken inneren Teilen des Eisgebietes abwärts, inden dünneren Randzonen aufwärts gerichtet ist, und eine horizontale. Das Eis bewegt sich von den mächtigeren gegen die dünneren Massen, also vom Innern gegen die Randzone und kann infolgedessen auch aufwärts strömen, wenn im Randgebiete eine geringere Mächtigkeit besteht als in tiefer gelegenen Partien des Innern. Der Widerstand, der dem Inlandeise durch unebenen oder ansteigenden Untergrund erwächst, kann bei der großen inneren Verschiebbarkeit der Eisteilchen durch den Druck der nach-

drängenden gewaltigen Eismassen überwunden werden. Die Beobachtungen auf Grönland sind deshalb für uns von so großer Wichtigkeit, weil uns das dortige Inlandeis eine annähernde Vorstellung von der ehemaligen gewaltigen Vereisung des norddeutschen Flachlandes geben kann. Allerdings besteht darin wieder ein sehr wesentlicher Unterschied, daß das grönländische Inlandeis ein aus festem Fels gebildetes Gebirge überdeckt, während sich das Inlandeis in Norddeutschland auf den lockeren Ablagerungen der Tertiärformation und namentlich der aus den Sanden und Tonen mit eingelagerten Braunkohlenflötzen bestehenden miocänen Braunkohlenbildungen vorgeschoben hat.

Wir haben nun zu untersuchen, welche Beweise wir im norddeutschen Flachlande für die ehemalige Inlandeisbedeckung vorfinden¹⁾. Wir erkennen sie erstens in den Wirkungen, die das Eis bei seiner Fortbewegung auf den Untergrund ausgeübt hat, zweitens aus der petrographischen Beschaffenheit und Struktur der Ablagerungen und drittens aus der Oberflächengestaltung Norddeutschlands.

Da feste anstehende Gesteine nur an wenigen Punkten im norddeutschen Flachlande anzutreffen sind, so lassen sich hier die Einwirkungen des Inlandeises auf den festen Fels-

¹⁾ Näheres hierüber, sowie über die einschlägige Literatur findet sich in: F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Auflage. Stuttgart. J. Engelhorn. 1909.

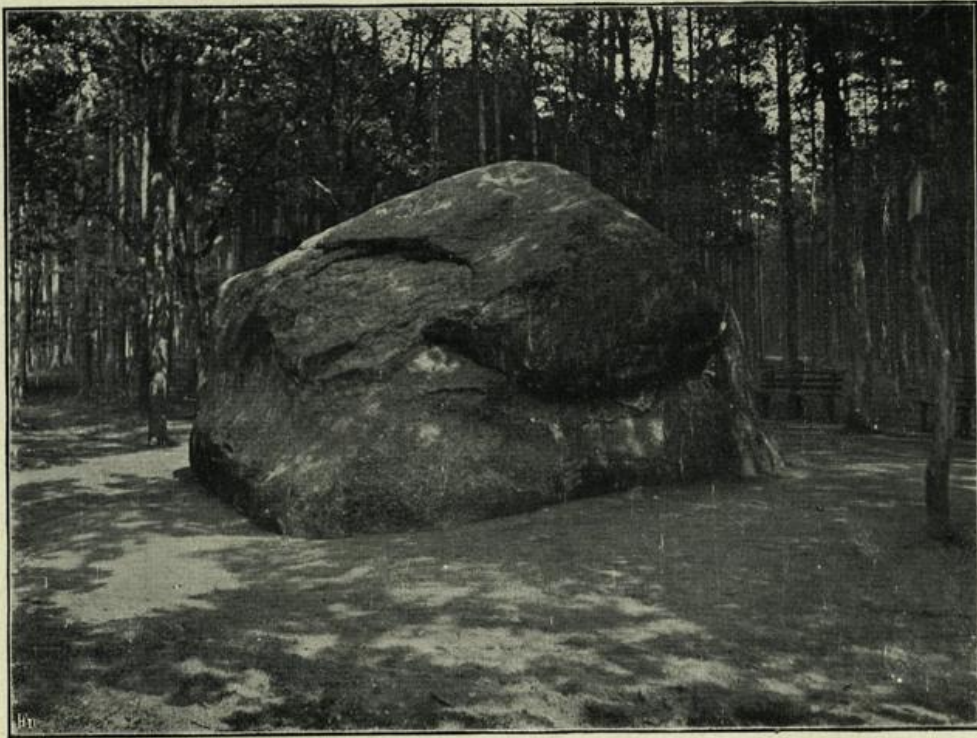
Von den Forschern, welche die Lehre von der Eiszeit in Norddeutschland begründet und ausgebaut haben, mögen hier genannt sein: Berendt, H. Credner, Dames, Deecke, Gagel, E. Geinitz, Gottsche, Jentzsch, Keilhack, P. G. Krause, Penck, H. Schröder.

untergrund nur verhältnismäßig selten beobachten. Einer der bekanntesten Punkte findet sich in der Nähe Berlins bei Rüdersdorf, wo eine Triasinsel aus den sie rings umgebenden Bildungen der Eiszeit bis nahe an die Oberfläche emporragt. Rüdersdorf ist für die ganze Entwicklung der Inlandeistheorie ein klassischer Punkt geworden, weil hier



Fig. I. Europa während der größten Ausdehnung der Inlandeisbedeckung.

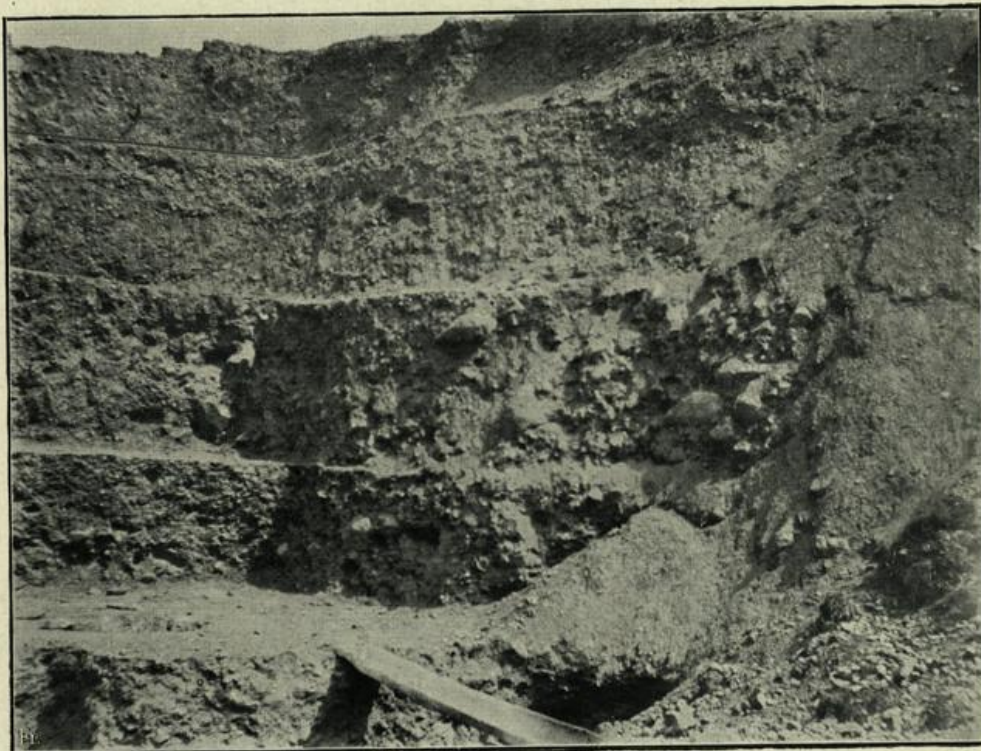
Torell auf den Schichtenköpfen des Schaumkalkes im Alvenslebenbruche im Jahre 1875 unzweifelhafte Gletscherschrammen nachwies und daraufhin die Theorie aufstellte, daß Norddeutschland von Skandinavien aus von einem Inlandeise überzogen worden wäre, das die Ostsee, soweit sie damals vorhanden war, erfüllte und sich bis an den Rand



Aufgenommen von Th. Wahnschaffe 1909.

Zu Seite 4.

Der Kleine Markgrafenstein
auf den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde (Spree).

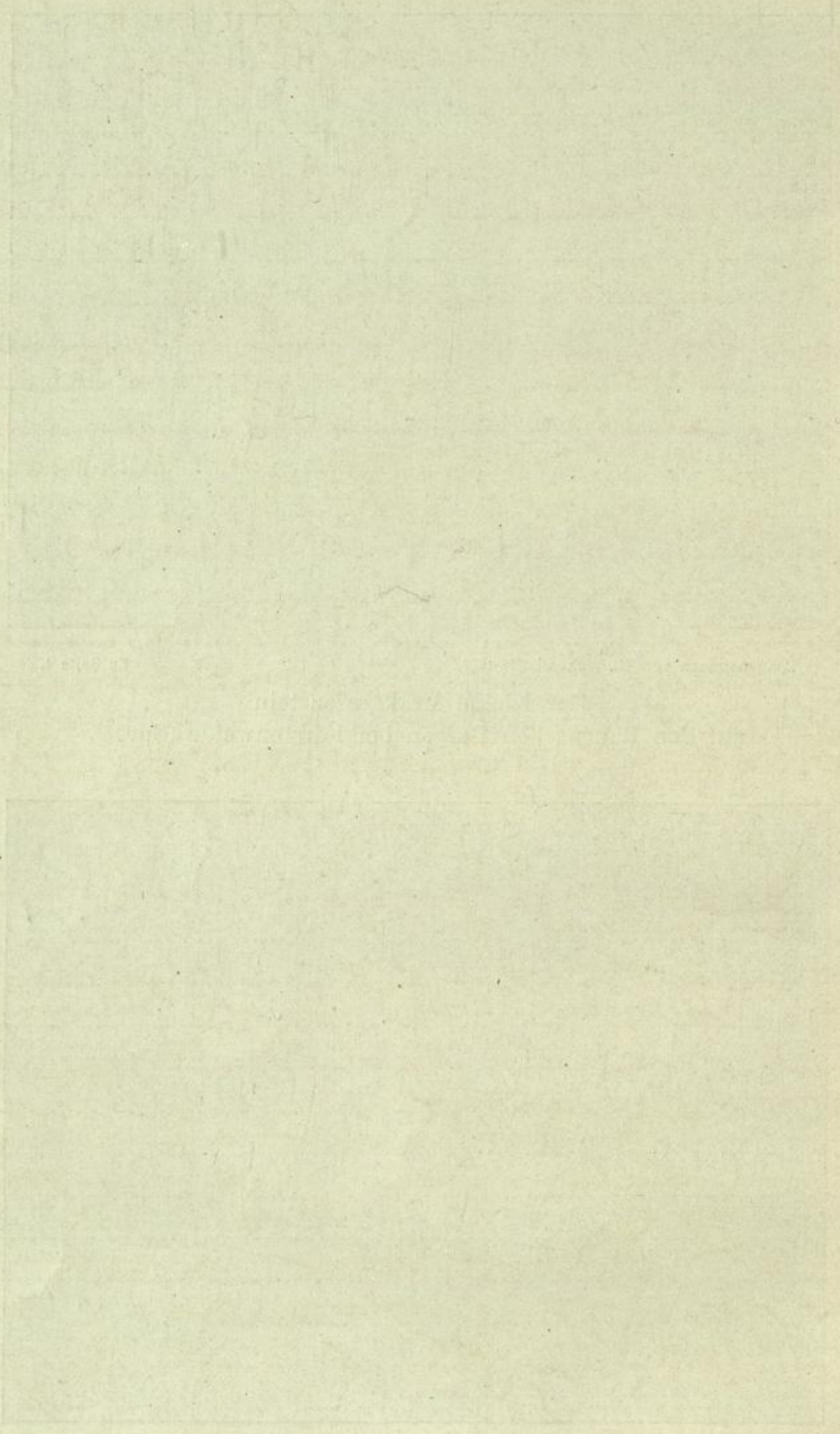


Aufgenommen von Th. Wahnschaffe 1905.

Zu Seite 28.

Grube in der Endmoräne (Blockpackung) zwischen den Bahnhöfen
Alt-Hüttendorf und Werbellinsee südlich von Joachimsthal.

11



Faint, illegible text or markings at the bottom of the page, possibly bleed-through from the reverse side.

der deutschen Mittelgebirge ausdehnte. (Vergl. das Kärtchen Fig. 1.) Die Gletscherschrammen auf den Schichtenköpfen des Muschelkalkes in Rüdersdorf, die noch 1898 in vortrefflicher Ausbildung sichtbar waren, haben sich erhalten, weil sie von einer 2—3 m mächtigen Decke von Geschiebemergel überlagert sind, die wir als die Grundmoräne des Inland-eises ansehen müssen. Wird diese Schicht abgedeckt, so sehen wir eine fast ebene Fläche hervortreten, welche die nach Nord einfallenden Schichten gerade abschneidet und nur durch die abhobelnde Tätigkeit des Eises entstanden sein kann.

Noch eine andere Erscheinung mag hier gleich Erwähnung finden. Es sind die an derselben Stelle im Alvenslebenbruche auf dieser Abrasionsfläche aufgefundenen Gletschertöpfe, Riesenkessel oder Strudellöcher. In den nachweislich von Gletschern bedeckt gewesenen Gebieten sind solche Strudellöcher dadurch entstanden, daß das in Spalten des Eises bis auf den Felsuntergrund herabstürzende Schmelzwasser einen Strudel bildete und unter Mithilfe von Reibsteinen kesselartige Vertiefungen in dem festen Gestein aushöhlte. Schöne Beispiele von Gletschertöpfen finden sich in dem bekannten Gletschergarten von Luzern, auf dem Malojapaß, bei Gastein und im oberen Ötztal oberhalb Zwieselstein. Auch im Alvenslebenbruche in Rüdersdorf waren sie früher gut zu beobachten, sind aber nach und nach dem fortschreitenden Abbau zum Opfer gefallen. Sie waren mit Sand und rundlichen Reibsteinen erfüllt. Daneben kamen aber auch schlotartige Löcher mit unregelmäßig gestalteten Wänden vor, die senkrecht von der Oberfläche des Muschelkalkes in ihn hineingingen und mit rotbraunem Lehm ausgefüllt waren. Diese sind offenbar durch Verwitterung ent-

standen, bei welcher die mit Kohlensäure beladenen atmosphärischen Wasser eine Auflösung des Kalksteines bewirkt haben, sodaß ein rotbrauner Lehm als Rückstand übrig geblieben ist. Auch auf dem harten Quarzitsandstein des Silur bei Gommern sind Gletschertöpfe mit Reibsteinen nachgewiesen, und im naturhistorischen Museum in Magdeburg sind deren zwei nach sorgfältiger Zusammensetzung aufgestellt. Glaziale Auswaschungsformen auf weicheren Gesteinen, z. B. auf Braunkohlenflözen, sind in Tagebauen ebenfalls mehrfach beobachtet worden.

Geschrammte Felsoberflächen sind nach Entfernung des Geschiebemergels an mehreren Punkten beobachtet worden, so auf dem zur produktiven Steinkohlenformation gehörigen Sandsteine des Piesberges bei Osnabrück, auf dem Trochitenkalk des Handelshaus bei Eime, auf dem Rhätsandstein bei Velpke und Danndorf in Braunschweig, auf der Kulmgrauwacke bei Flechtingen und Hundisburg, auf dem oberen Wellenkalk bei Gr.-Wanzleben, auf der Grauwacke in Magdeburg, auf dem silurischen Quarzit bei Gommern, auf dem festen Kalkstein des weißen Jura von Wapienno bei Bartschin in Posen, auf den Porphyrkuppen bei Halle und Landsberg und auf den oligocänen Knollensteinen bei Corbetha. Besonders zahlreich sind diese Erscheinungen im nördlichen Teile des Königreichs Sachsen nachgewiesen, wo unter dünner Diluvialbedeckung zahlreiche Kuppen des älteren Gebirges aufragen und der abschleifenden Einwirkung des darüber hinwegschreitenden Eises ausgesetzt waren. Ebenso hat man auch rundhöckerartige Abschleifungsformen des anstehenden Gesteins, die sogenannten „roches moutonnées“, die in vielen Alpentälern, z. B. auf der Grimsel, im Oberengadin und beim Abstieg vom Hochjoch in das

Schnalser Tal, als echte Spuren ehemaliger Gletscherbedeckung zu beobachten sind, auch bei uns hier und da nachgewiesen; ich erwähne hier nur den jetzt leider zerstörten „Zwieback“ in der Spittelforst bei Kamenz, sowie die Kreidehügel im mittleren Teil der Halbinsel Jasmund auf Rügen, die auch zu den Rundhöckern zu rechnen sind. Auch unter der Grundmoräne bei Gommern waren sie früher gut zu beobachten.

War der Felsboden, über den sich das Inlandeis fortbewegte, bereits durch Verwitterung gelockert, so wurde er zertrümmert und in eine Lokalmoräne umgewandelt, die größtenteils aus den Bruchstücken des darunter anstehenden Gesteins besteht. Derartige Lokalmoränen waren früher in Rüdersdorf sehr deutlich zu beobachten; sie sind auch auf den Rhätsandsteinen von Velpke und Danndorf, auf dem Koschenberg bei Senftenberg, im glazialen Randgebiete des Königreichs Sachsen und an verschiedenen anderen Punkten nachgewiesen worden. Auch der Geschiebemergel kann durch reichliche Aufnahme anders gearteter Bildungen, z. B. tertiärer und diluvialer Tone zu einer Art Lokalmoräne werden, also zu einer Grundmoräne, die durch den anstehenden Untergrund stark beeinflusst worden ist.

Auf die weichen lockeren Ablagerungen übte das Inlandeis bei seinem Vorrücken eine störende Wirkung aus. Es handelt sich dabei einmal um Bildungen, die durch die Schmelzwasser des heranrückenden Eises in seinem Vorlande aufgeschüttet wurden, um aufgearbeitetes Grundmoränenmaterial, das in strömendem Wasser als geschichtete Sande und Kiese, in ruhigen Seebecken in der Form von Tonen und Mergelsanden zum Absatz gelangte. Die fluvioglazialen Absätze wurden vielfach durch den Druck

Einstöße

des vorrückenden steilrandigen Inlandeises aufgepreßt, gefaltet, mitgeschleppt und in die Grundmoräne eingeknetet.

3. Aber auch die im Untergrunde der Glazialbildungen auftretenden älteren Schichten, hauptsächlich die lockeren und plastischen Gebilde des Tertiärs und der Kreide haben sehr bedeutende glaziale Störungen erlitten. Man kann jedoch ohne Zweifel annehmen, daß in vielen Fällen schon vor der Eiszeit tektonische Störungen aufgetreten und erodierende Kräfte wirksam gewesen sind, die große Unebenheiten geschaffen haben, sodaß das vorrückende Eis Widerstände vorfand, um seine Druckkräfte entfalten zu können. Durch zahlreiche Bohrungen ist im norddeutschen Flachlande nachgewiesen worden, daß z. T. mächtige tertiäre Schollen auf diluviale Schichten aufgeschoben sind. Aber auch in Grubenaufschlüssen zeigen sich dieselben Erscheinungen. So wird beispielsweise in Finkenwalde bei Stettin eine nach Süd überkippte Kreidefalte von Septarienton und Glazialbildungen (Sanden und Geschiebemergel) unterlagert. In der Septarientongrube am Südufer des Scharmützelsees bei Buckow sieht man eine mächtige Scholle mitteloligocänen Septarientons ein kleines miocänes Braunkohlenflöz überlagern, und auf der Grenze beider Schichten beobachtet man nordische Geschiebe, die beweisen, daß hier eine durch den Schub des Inlandeises veranlaßte Überschiebung vorliegt. In noch großartigerer Weise zeigen solche Erscheinungen die Septarientongruben zwischen Freienwalde a. O. und Falkenberg (Mark). Hier wird der stark zusammengefaltete und teilweise noch von miocänen Bildungen unterlagerte Septarienton auf eine weite Strecke von glazialen Sanden unterteuft. Auch in der großen Tongrube der Saarower Ziegelei am Scharmützelsee südlich Fürstenwalde sind die Letten und

Formsande der hangenden Abteilung der märkischen Braunkohlenformation mit einem ihnen eingelagerten Braunkohlenflöz auf die Grundmoräne des Inlandeises aufgeschoben. Ferner sind noch in vielen anderen Gebieten Norddeutschlands glaziale Schichtenstörungen nachgewiesen. Erwähnt seien diejenigen der untermiocänen Braunkohlenbildungen der Unterlausitz, die Störungen des Muskauer Flözzuges, die Faltungen des Diluviums und Tertiärs bei Straach am Südabhang des Fläming, die Aufsattelung des Mittel- und Oberoligocäns bei Loburg und Gommern, die Unterlagerung der Braunkohlenbildungen bei Klinke in der Altmark durch Geschiebemergel und die Störungen des Tertiärs auf den Trebnitzer Höhen in Schlesien.

Neben den bisher angeführten Erscheinungen gewähren uns die petrographische Beschaffenheit und Struktur der lockeren diluvialen Ablagerungen des norddeutschen Flachlandes einen Anhalt, um die Art und Weise ihrer Bildung beurteilen zu können. Wir haben hier zu unterscheiden zwischen solchen Ablagerungen, die unmittelbar ^{a.} durch das Inlandeis selbst infolge seiner Fortbewegung gebildet worden sind, und solchen, welche den dem Eise entströmenden Gletscherflüssen ihren Transport und ihre Ablagerung ^{b.} verdanken. Zu den unmittelbaren Absätzen ^{a.} gehört der Geschiebemergel, der eine sehr bedeutende Verbreitung in Norddeutschland besitzt und auch nördlich und südlich von Berlin die Barnim- und Teltowhochfläche in großer Ausdehnung bedeckt. Er stellt eine lehmig-sandig-kiesige Masse dar, die durchschnittlich 10—12 pCt. kohlensauren Kalk besitzt und Steine von verschiedener Größe regellos eingebettet enthält. Dabei ist diese Ablagerung stets ungeschichtet im Gegensatz zu den durch Wasser transportierten

Bildungen, bei denen die Bestandteile nach der Korngröße geordnet und in Schichten abgesetzt worden sind. Die ihm eingelagerten Geschiebe stellen, wie schon hervorgehoben, ein buntes Gemenge der verschiedensten Felsarten dar, deren Heimatsgebiet stets im Norden oder Nordosten liegt. So ist beispielsweise festgestellt, daß der größte Teil der Geschiebe der Mark Brandenburg aus dem östlichen Schweden, den nordbaltischen und benachbarten, jetzt vom Wasser bedeckten Gebieten stammt. Die zahlreichen, für unsere Glazialbildungen so charakteristischen Feuersteine rühren aus der baltischen (rügensch, dänischen und südschwedischen) Kreide her, die das Inlandeis überschritt und mitschleppte, sie werden dagegen immer seltener, je mehr wir uns dem äußersten Osten unseres Vaterlandes nähern. Hat man die Elbe überschritten, so bemerkt man unter den Geschieben solche Gesteinsarten, die sich auf die Umgegend von Christiania zurückführen lassen, wie den Zirkonsyenit und den Rhombenporphyr. Ein sorgfältiges Studium der Geschiebe zeigt uns im Verein mit den Schrammenrichtungen auf dem anstehenden Gestein, welche Bahnen das Inlandeis bei seinem Vorrücken eingeschlagen hat.

Der Geschiebemergel ist die Grundmoräne des großen Inlandeises, die als eine schlammige, mit Wasser durchtränkte Masse unter dem Eise und in seinen untersten Schichten fortgeschoben, mitgeschleppt und höher und höher angehäuft wurde. Auf den großen Druck, dem die Grundmoräne ausgesetzt gewesen ist, deutet die vielfach beobachtete außergewöhnliche Festigkeit dieses Materials hin. Die Form der darin enthaltenen Geschiebe zeigt uns, daß sie nicht im Wasser, sondern in der Grundmoräne transportiert worden sind. Fließendes Wasser ist bestrebt, eckige Gesteinsbruch-

stücke völlig abzurunden und in mehr oder weniger kugelförmige oder flachscheibenförmige Gerölle umzuwandeln, wie man an stark strömenden Bächen oder am Ufer des brandenden Meeres beobachten kann. Bei Doberan an der mecklenburgischen Küste sind die aus dem Geschiebemergel stammenden glazialen Blöcke durch die Meeresbrandung lauter gleichförmige flache Strandgerölle geworden und zu dem als „Heiliger Damm“ bekannten Strandwall aufgehäuft. Die ursprüngliche Gestalt der Grundmoränengeschiebe ist dagegen kantabgerundet und unregelmäßig begrenzt. Meist besitzen sie eine oder mehrere flache Seiten, zuweilen auch Schliffflächen (Fazettengeschiebe), die poliert und mit Schrammen und Kritzen versehen sind, wie sie im Wasser transportiertes und gerolltes Material niemals bekommt. Dies schließt jedoch das Vorkommen abgerundeter Geschiebe in der Grundmoräne nicht völlig aus, da sie vorher durch Bewegung in strömendem Wasser diese Gestalt erhalten haben können und nachher beim Vorrücken des Eises aufgenommen wurden.

An der Erdoberfläche ist der Geschiebemergel gewöhnlich nicht mehr in unversehrter Beschaffenheit zu beobachten, denn in den vielen tausend Jahren, die seit der Eiszeit verflossen sind — einige Gelehrte schätzen den Zeitraum auf 25000 Jahre, — ist durch die in den Boden einsickernden Regenwasser und Schneeschmelzen seine obere Rinde verändert worden. Die dem Wasser beigemengte Kohlensäure hat den Kalkgehalt des Mergels ausgelaugt, und die Eisenoxydulverbindungen sind durch den ebenfalls vorhandenen Sauerstoff oxydiert worden, sodaß aus dem gelblichen oder bläulichen Mergel ein brauner kalkfreier Lehm hervorgegangen ist. Dieser hat an der Oberfläche durch die

Atmosphären eine weitere Aufbereitung und Ausschlämmung erlitten, sodaß gewöhnlich ein lehmiger oder schwach lehmiger Sand die Oberkrume des Geschiebemergels bildet (Fig. 2).

In vielen Fällen ist die Grundmoräne bei reichlichem Vorhandensein von Schmelzwässern in einer sandigen Aus-

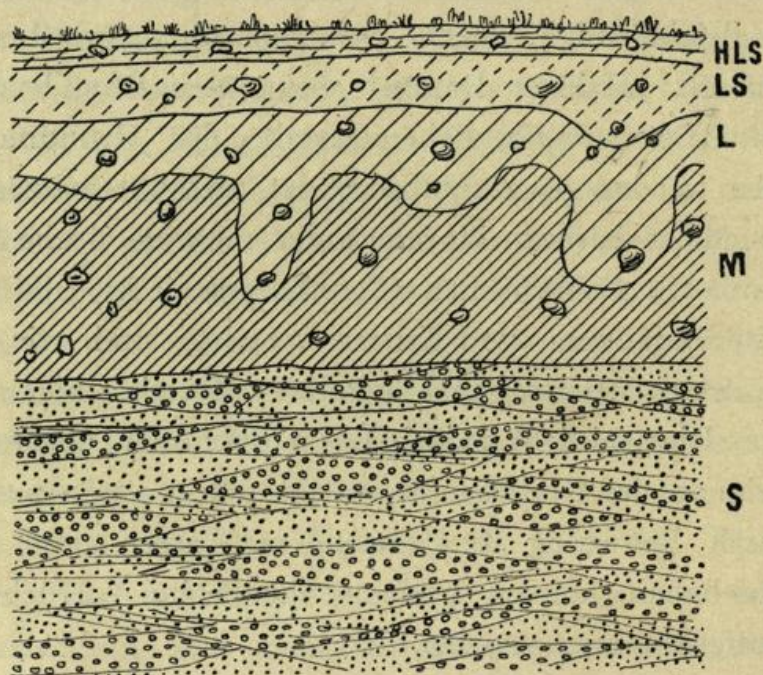


Fig. 2. Profil einer Grube im Geschiebemergel.

- | | | |
|---|---|---------------------|
| HLS Humoser lehmiger Sand (Ackerkrume) | } | Verwitterungsrinde. |
| LS Lehmiger Sand | | |
| L Lehm | | |
| M Geschiebemergel (Grundmoräne). | | |
| S Diluvialsand und -Kies mit Kreuzschichtung. | | |

bildung zur Ablagerung gekommen und stellt dann einen mit großen und kleinen Blöcken regellos durchsetzten schichtungslosen Sand dar, der als Geschiebesand bezeichnet wird, jedoch nicht mit der sandigen Verwitterungsrinde des oberen Geschiebemergels verwechselt werden darf. Er bildet zuweilen ausgedehnte Decken über der oberen

Grundmoräne, häufiger noch über geschichteten Sanden und Kiesen, von denen er sich durch seine Struktur und seine Blockführung deutlich abhebt, sodaß er sich als Vertreter der Grundmoräne zu erkennen gibt. Solche Geschiebesanddecken von oft nur geringer Mächtigkeit finden wir z. B. in der Lüneburger Heide, in den Sandgebieten der Altmark, im Grunewald, in der Tucheler Heide usw.

Sowohl beim Heranrücken des Inlandeises als auch bei seinem Zurückschmelzen haben die von ihm ausgehenden Schmelzwasser das Moränenmaterial in bedeutendem Umfange ausgeschlämmt und die daraus hervorgegangenen Produkte in weit ausgedehnten Flächen und in Becken als geschichtete Absätze wieder abgelagert. Es sind dies die diluvialen Sande und Kiese, Mergelsande und Tone, die als fluvioglaziale Bildungen bezeichnet werden. Die Sande und Kiese zeigen gewöhnlich jene eigentümliche Kreuzschichtung (diskordante Parallelstruktur), bei der sich auf ganz kurze Entfernung ein vielfach wiederholter Wechsel des Einfallwinkels der Schichtung sowie der Korngröße des Materials geltend macht (Fig. 2). Solche Absätze entstehen überall dort, wo ein reichlicher Transport von Material und ein schneller Wechsel in der Stromgeschwindigkeit vorhanden ist, so daß der Gletscherfluß durch Aufschüttung von Sand- und Kiesbänken immerfort seine Flußrinne verlegt und dabei frühere Anschüttungen wieder anschneidet und abträgt. Dies kann besonders gut an den Gletscherflüssen Islands beobachtet werden. Die feineren Absätze, die Mergelsande und Tone sind dagegen gewöhnlich durch die horizontale Parallelstruktur ausgezeichnet, da sie sich in dem ruhigen Wasser von Seebecken niederschlugen. Die Kreuzschichtung kann man in zahlreichen Sand- und Kiesgruben beobachten,

während die feine Horizontalschichtung sich in allen Tongruben findet, die den sogenannten Bändertone (bei Berlin als Glindower Ton bekannt) abbauen.

Auch die Oberflächengestaltung Norddeutschlands kann nur durch die Annahme einer ehemaligen Inlandeisbedeckung eine ausreichende Erklärung finden, denn die Moränenlandschaften gehören zu ihren wichtigsten glazialen Zügen. Wir haben im norddeutschen Flachlande eine ganze Reihe von Endmoränen, die beim Rückzuge des Inlandeises entstanden sind und die jeweilige Randlage des Eises bezeichnen. Solche Endmoränen bildeten sich aber nur dort, wo der Eisrand längere Zeit hindurch stationär war, d. h. wo in der Rückzugsperiode des Eises die stetige Vorwärtsbewegung und das starke Abschmelzen sich ungefähr die Wage hielten. Dabei wurde nicht nur Schuttmaterial immerfort nach dem Rande des Eises geführt und dort angehäuft, sondern es wurde auch vielfach schon vorher abgelagertes Material wallartig aufgedrückt und zusammengesoben. Meist stellen daher die Endmoränen scharf aus der Landschaft hervortretende wallartige Erhebungen und Hügelgruppen dar, die quer zur ehemaligen Eisbewegung verlaufen und in ihrer bogenförmigen Anordnung den vielfach zerlappten Eisrand noch heute erkennen lassen.

Auf der beigegebenen Karte (Fig. 4) ist der Verlauf der hauptsächlichsten norddeutschen Endmoränenzüge zur Darstellung gebracht. Die wichtigsten und am schönsten ausgebildeten sind diejenigen des baltischen Höhenrückens, die in Schleswig-Holstein das Rückgrat der Landschaft bilden, sich in zwei deutlich entwickelten Zügen durch ganz Mecklenburg und die Uckermark hinziehen, südlich bis Liepe und Oderberg herabgehen und durch die Neumark, Hinterpommern, West-

preußen bis nach Ostpreußen zu verfolgen sind. Die Endmoränenzüge der Uckermark, von denen Fig. 3 ein Teilstück darstellt, bestehen aus mehreren halbkreisförmigen Bogen,

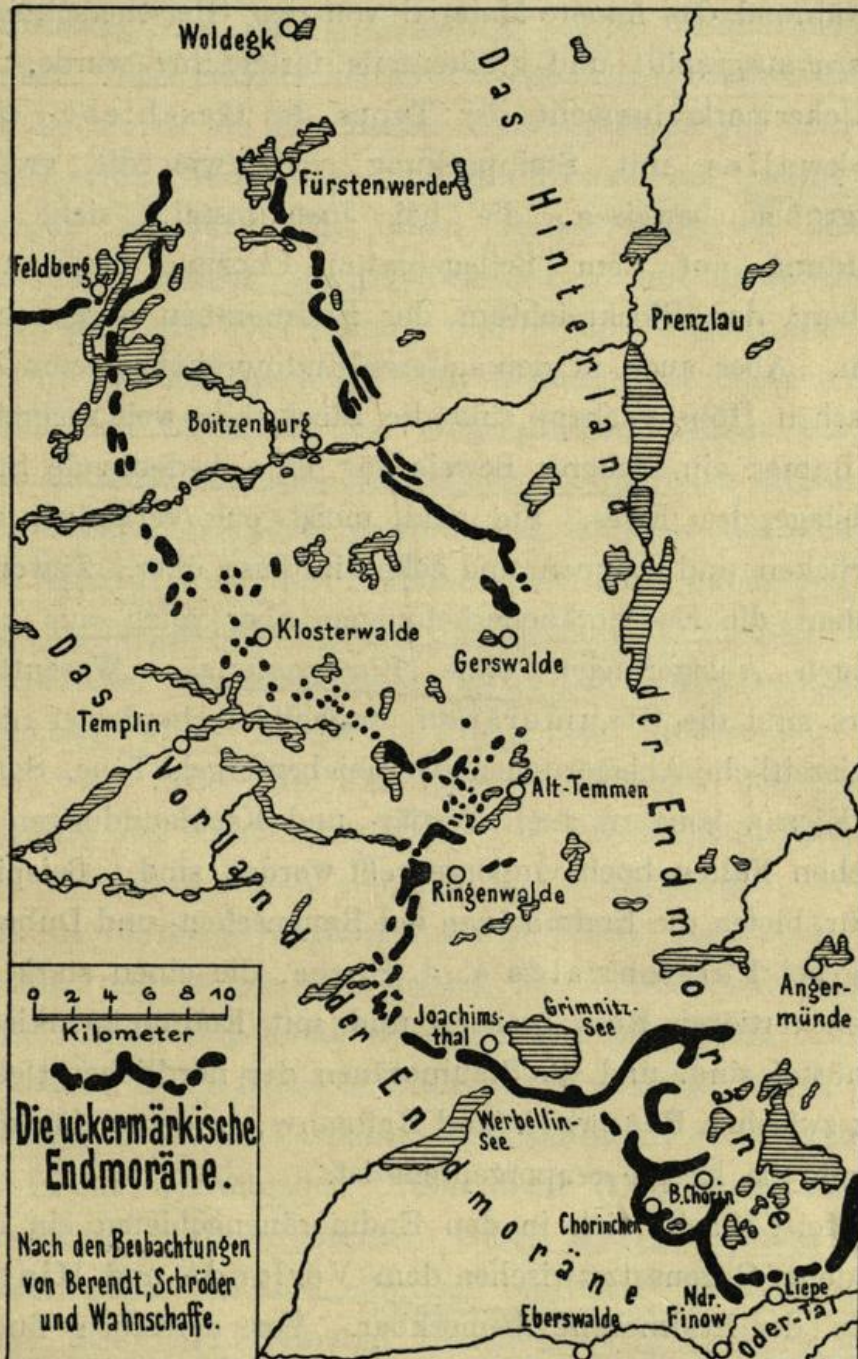


Fig. 3.

deren konvexe Seite dem Vorlande des Inlandeises zugekehrt war. Die aus der Grundmoräne stammenden Blöcke häuften sich mit dem Kiese zu wallartigen Zügen am Eisrande an, während das feinere Material von den Gletscherschmelzwassern ausgespült und größtenteils fortgeführt wurde. In der Uckermark herrscht der Typus des Geschiebe- oder 1. Blockwalles mit Steinpackung vor, wie die großen Steingruben beweisen, die bei Joachimstal, (siehe die Abbildung auf dem Beilageblatte) Chorin, Liepe und Oderberg den Blockreichtum der Endmoränen ausgebeutet haben. Aber auch in den anderen Endmoränengebieten des baltischen Höhenrückens sind die Blockwälle weit verbreitet und immer ein sicherer Beweis für eine bedeutende Stillstandslage des Eises. Sie sind meist eng verknüpft mit Kiesrücken und -kuppen und gehen in diese über. Zuweilen bestehen die Endmoränenerhebungen aber auch aus rein 2. sandigen Ablagerungen ohne Blockmaterial. Wesentlich 3. anders sind die Staumoränen ausgebildet, in denen nicht nur eiszeitliche Ablagerungen (Geschiebemergel, Tone, Sande und Kiese), sondern auch Tertiär- und Kreidebildungen in manchen Fällen hoch emporgepreßt worden sind. Beispiele hierfür bieten die Endmoränen der Rauenschen- und Dubrow-Berge bei Fürstenwalde a. d. Spree, die einen stark gestörten tertiären Kern besitzen und mit Endmoränenkiesen beschüttet sind, und die Staumoränen der nördlichen Uckermark zwischen Pasewalk und Brüssow, in deren Kämmen vielfach die Kreide emporgepreßt ist.

Meist macht sich in den Endmoränengebieten ein entschiedener Gegensatz zwischen dem Vorlande und Hinterlande der Endmoräne bemerkbar. Vor derselben finden wir gewöhnlich eine breite ebene Zone sandiger Ablagerungen,

die von den dem Eisrande entströmenden Schmelzwassern abgesetzt wurden. Dabei kann man vielfach beobachten, daß die Korngröße dieser Sande und Kiese und ihre Geröllführung mit der Annäherung an die Endmoränen zunimmt. Diese Sandflächen sind wegen ihrer Übereinstimmung mit den durch die isländischen Gletscherflüsse vor dem Eise abgelagerten Sand-, Kies- und Geröllzonen als „Sandr“ bezeichnet worden. In ihnen treten mehrfach schmale Wasserzüge hervor, die gegenwärtig z. T. mit Moorbildungen erfüllt sind, oder auch schmale und oft tiefere Seenrinnen darstellen. Da sie durch die vom Eisrande kommenden starkströmenden Gletscherflüsse eingeschnitten worden sind, so sind sie senkrecht zum Verlauf der Endmoränen angeordnet.

Wesentlich anders gestaltet ist meistens das unmittelbare Hinterland der Endmoränen. Hier haben wir eine stark wellige, größtenteils aus Geschiebemergel gebildete Landschaftsform, die als kuppige Grundmoränenlandschaft bezeichnet wird. Zahlreiche Pfuhe und größere oder kleinere Seen füllen die Vertiefungen zwischen den Emporragungen des Geschiebemergels aus. Grubenaufschlüsse in diesem Gebiete zeigen uns, daß die Grundmoräne, vielfach auch der darunter liegende Sand und Kies, stark zusammengefaltet und aufgepreßt worden ist. Dieses unruhige Gelände hat oft eine Breite von mehreren Kilometern und geht allmählich in die flache Grundmoränenlandschaft über. Eine besondere Form der Grundmoränenlandschaft stellen zuweilen die in ihr auftretenden Drums oder Drumlins dar, die namentlich in Hinterpommern durch Keilhack bekannt geworden sind. Es sind elliptisch begrenzte, verhältnismäßig kurze, aus Geschiebemergel bestehende Hügel, deren Längsachse stets in der ehemaligen Bewegungsrichtung des Eises

gelegen ist, die demnach senkrecht zu den Endmoränen gestellt sind. Diese Hügel erreichen gewöhnlich eine absolute Höhe von 5—15 m. Über ihre Entstehung sind die Meinungen noch sehr geteilt, doch scheinen es in der Richtung der Eisbewegung angehäufte und vom Eise subglazial geformte Grundmoränenmassen zu sein.

Als Gebilde des zurückschmelzenden Eisrandes sind die Åsar¹⁾ (Oser, Wallberge) anzusehen, die dort, wo sie als langgestreckte schmale Sand- und Kiesrücken dem Gelände aufgesetzt sind, oft den Eindruck künstlicher Eisenbahndämme machen. Sie sind keine Moränen, sondern fluvio-glaziale Aufschüttungen der unter dem Eise in Kanälen strömenden Schmelzwasser und blieben als wallartige Erhebungen zurück, als das Eis zurückschmolz. Die die Oser bildenden Sande und Kiese sind entweder horizontal geschichtet oder auch zuweilen in demselben Oszuge steil aufgedrückt, während der innere Kern aus Geschiebemergel besteht. Es ist anzunehmen, daß die Schmelzwasserkanäle z. T. geschlossen waren, sodaß in diesem Falle horizontale Absätze stattfanden. Stellten jedoch diese Kanäle nach oben zu bereits klaffende Spalten dar, so konnte der einseitig lastende Druck der beiderseitigen Eiswände in Wirksamkeit treten, sodaß die vorher horizontal abgelagerten Sande und der durchweichte Geschiebemergel im Untergrunde emporgedrückt wurden. Es kann daher der Typus der Aufschüttungs- und Aufpressungsosser in ein und demselben Oszuge vorkommen. Ebenso ist auch häufig eine Auflagerung von Geschiebemergel bei ihnen zu beobachten, und man

¹⁾ Von dem schwedischen Ås (Rücken), Mehrzahl Åsar.

muß daher annehmen, daß nach Abzug der Schmelzwasser nochmals Moräne auf ihnen abgelagert wurde.

Die Moränenlandschaften des baltischen Höhenrückens gehören zu den landschaftlich schönsten Gebieten Norddeutschlands und sind in seiner ganzen Erstreckung an vielen Punkten vorzüglich entwickelt. Großartig erhebt sich in Schleswig-Holstein der Endmoränenzug der Hüttener Berge aus dem westlich vorgelagerten flachen Sandrgebiet und der Grundmoränenlandschaft im Osten mit ihren Seen und vertorften Becken. Die berühmte Holsteinsche Schweiz ist ein seenreiches stark kupiertes Moränengebiet. Ein lehrreiches Beispiel bietet die Gegend von Feldberg in Mecklenburg-Strelitz und die schon erwähnte, sich südlich anschließende Moränenlandschaft der Uckermark. Hinterpommern besitzt bei Nörenberg im Kreise Saatzig hervorragende Endmoränen, ein Grundmoränengelände mit charakteristischen Drumlins und bei Jakobshagen langgestreckte dammartige Oser. Für West- und Ostpreußen seien die Gegenden zwischen Bütow und Berent, sowie bei Passenheim und Rastenburg genannt. Auch das Samland besitzt eine große bogenförmige Endmoräne. Die Provinz Posen, die nicht mehr am baltischen Höhenrücken beteiligt ist, hat in der Kolmarer „Schweiz“ eine schöne Moränenlandschaft mit deutlich entwickelter Endmoräne und vorgelagertem Sandr.

Wie aus dem beigegebenen Kärtchen (Fig. 4) hervorgeht, finden sich noch Endmoränenzüge in den mittleren, südlichen und westlichen Teilen des norddeutschen Flachlandes. Hervorgehoben seien noch diejenigen bei Lagow und Schwiebus, auf dem Fläming, in der Lüneburger Heide und nördlich von Leipzig. Die südlichsten Endmoränen und diejenigen

der westlichen Lüneburger Heide werden von mehreren Geologen einer älteren Vereisung zugerechnet.

Ein Blick auf eine Landkarte zeigt uns, daß alle ehemals vergletschert gewesenen Gebiete sich durch einen Reichtum an Seen auszeichnen. Dies ist auch in Norddeutschland namentlich im Gebiete des baltischen Höhenrückens, der des halb auch die Seenplatte genannt wird, der Fall. Es lassen sich hier nach der Entstehungsweise verschiedene Seentypen unterscheiden. Die Grundmoränenseen stellen Ansamm- lungen des Grundwassers in den Vertiefungen der unruhig gestalteten kuppigen Grundmoränenlandschaft dar und haben infolgedessen oft einen sehr unregelmäßigen Umriss. Der Geschiebemergel bildet hier vielfach den Boden dieser Seen, und dieser zeigt oft dasselbe mannigfaltige Relief wie das Grundmoränengelände, sodaß Inseln häufig emportauschen, Halbinseln weit in den See hineinreichen und Untiefen mit beckenartigen Vertiefungen abwechseln. Die Ausdehnung dieser Seen war früher viel bedeutender, da jetzt oft große rand- liche Teile und Buchten von ihnen vertorft sind. Diese Grundmoränenseen sind auf der Seenplatte weit verbreitet und kommen in allen Größen und den verschiedensten Gestalten vor. Nicht selten werden sie in Verbindung mit anderen Seentypen zu einem Mischtypus. Die mehr oder weniger kreisrunden kleinen Seen und Pfuhle dagegen, die oft in die Oberfläche eines Geschiebemergelplateaus ingesenkt sind, müssen als Strudelseen und Strudellöcher be- zeichnet werden, da sie durch die ausstrudelnde Wirkung des von der Eisoberfläche herabstürzenden Schmelzwassers gebildet wurden, ähnlich den schon erwähnten Strudellöchern im festen Gestein, nur daß hier in dem leicht zerstörbaren Material weit größere Vertiefungen entstehen mußten.

S. 8-9.

Noch andere Seen sind durch die ausnagende Tätigkeit der Eisschmelzwasser teils unter dem Eisrande, teils vor demselben gebildet worden. Es sind dies die meist schmalen

3. Rinnenseen, die sich oft in langen Ketten aneinander schließen und an den Ufern zuweilen deutliche Abschnittsprofile zeigen. Da diese Rinnenseen oft durch Schwellen voneinander getrennt sind, so muß für ihre Entstehung angenommen werden, daß sie durch subglaziale, unter dem Eise strömende Schmelzwasser ausgeschürft wurden, denn nur das in geschlossenen Kanälen strömende Wasser kann seinen Boden ungleichmäßig erodieren. Treffliche Beispiele für derartige Seen bilden die Seenketten des Grunewalds und des Gamengrundes. Der schmale im Vorlande der Endmoräne liegende Werbellinsee bei Joachimstal, der eine Tiefe bis zu 50 m besitzt, stellt die Abflußrinne der ehemals hinter der Endmoräne beim Rückzug des Eises angestauten Schmelzwasser dar. Sein Spiegel liegt 22 m tiefer als der flache, nur 5—6 m tiefe hinter der Endmoräne gelegene Grimnitzsee, der den übrig gebliebenen Rest eines großen Stausees darstellt. Derartige flache Stauseen kommen vielfach in Endmoränengebieten vor. Wir finden aber auch in den von

4. Endmoränenbogen umschlossenen Gebieten häufig Seebecken, die zu tief sind, um lediglich als Endmoränenstauseen aufgefaßt werden zu können. Der ursprünglichen Anlage nach gehören sie meist zu den Grundmoränenseen. In manchen Fällen kann ihre Entstehung vielleicht auch der ausräumenden Tätigkeit des Inlandeises zugeschrieben werden, wenn sie nämlich den Mittelpunkt einer zentralen Depression bilden. Die Rinnenseen haben meist eine parallele, in großen Zügen radial nach Süd gerichtete Anordnung und gewähren gleichfalls einen Anhalt, um die Strömungsrichtung des In-

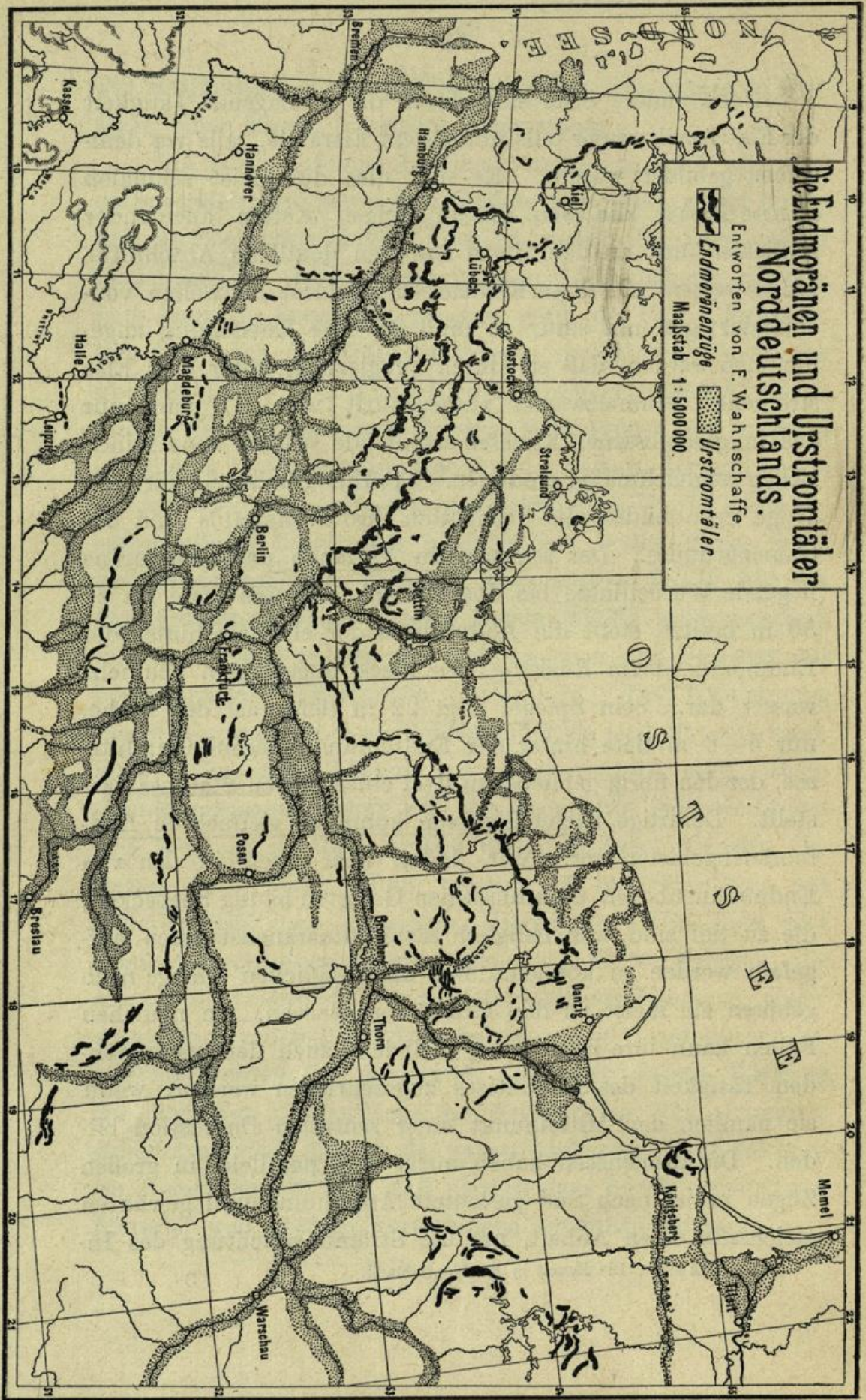


Fig. 4.

landeises beurteilen zu können, da die subglazialen Schmelzwasserbahnen der Eisbewegung gefolgt sein werden. Im Westen der Oder sind viele Rinnenseen der Seenplatte nach Südwest, im Osten vorwiegend nach Südost gerichtet; die Nordsüdrichtung kann überall beobachtet werden.

Von den bisher besprochenen Seen sind die Flußseen ⁵ zu unterscheiden, die im Zuge der heutigen Flüsse liegen und erst in postglazialer Zeit ihre gegenwärtige Ausgestaltung erhalten haben.

Ein großer Teil Norddeutschlands hat der Hauptsache nach seine Oberflächengestaltung durch die Ablagerungen der letzten Inlandeisbedeckung erhalten. Namentlich sind auch die beim Rückzuge entstandenen Schmelzwasser für die Grundzüge seines Reliefs von Einfluß gewesen. Als ein wesentlicher Zug in der Oberflächengliederung treten große, breite Talniederungen auf, die die Betten gewaltiger versandeter Urströme darstellen und daher als Urstromtäler (Fig. 4) bezeichnet werden. Diese Ströme entstanden nacheinander bei dem Rückzuge der großen Eisdecke, indem die vom Eisrande anfangs nach Süden zu abströmenden Schmelzwasser sich zu großen Strömen vereinigten und der Hauptabdachungsrichtung Norddeutschlands folgten. Auf diese Weise entstand ein System breiter Paralleltäler, die sich sämtlich nach Nordwesten zu im unteren Tale der Elbe vereinigten und mit dieser zusammen ihren Abfluß nach der Nordsee fanden. Wir haben zu unterscheiden das südlichste Urstromtal, das als Breslau—Magdeburger bezeichnet wird. Es benutzt das Odertal bei Breslau, wird durch die Flußtäler des Bober, der Queis, Neiße und Spree durchquert und ist durch das Tal der schwarzen Elster mit dem Elbtal verbunden. Nördlich von Magdeburg wendet es sich in mehreren Armen nach

Norden und von der Einmündung der Havel ab wieder nach Nordwesten. Daß die Elbe durch das Ohre- und Allertal einen Hauptabfluß nach der Weser gehabt hätte, scheint mir aus dem Grunde nicht wahrscheinlich, weil die diluviale Talsandterrasse des Ohretales vom Drömlingsbecken nach dem Elbtale zu geneigt ist, und zwar von 60 m bei Öbisfelde auf 55 m bei Neuhaldensleben bis zu 50 m bei Wolmirstedt. Das Aller- Weser- oder Bremer-Tal ist ein selbständiges Schmelzwassertal, das gleichfalls vom Drömlingsbecken seinen Ausgang nahm, aber hauptsächlich von den südlichen Abflüssen der Lüneburger Heide gespeist wurde.

2. Das dem Breslau-Magdeburger Tal zunächst gelegene nördliche Urstromtal ist das Glogau-Baruther, das von dem ersteren durch den Fläming und das Niederlausitzer Hügelland getrennt wird. Es folgt sodann das Berliner Urstromtal, das sich südlich von Frankfurt an der Oder über Müllrose vom heutigen Odertale abzweigt und über Fürstenwalde, Berlin und Nauen bis nach Havelberg zu verfolgen ist.

Wenn wir die Lage Berlins auf einer geologischen Karte betrachten, so fällt es deutlich in die Augen, daß die erste Anlage der Stadt in einer Verengung des alten Urstromtales stattfand, wo sich ein leichter Übergang von dem Teltowplateau im Süden nach dem Barnimplateau im Norden bewerkstelligen ließ, da hier keine ausgedehnten Moorniederungen zu überschreiten waren. Durch das rasche Wachstum, das Groß-Berlin in den letzten Jahrzehnten erfahren hat, ist es allerdings schon längst aus dem ebenen Talgebiet auf die nördlich und südlich gelegenen Hochflächen hinaufgestiegen, aber der Hauptteil der Stadt nimmt doch immer noch die ganze Breite des Tales ein, in dem die Spree nach Berendts bekanntem Wort sich ausnimmt wie

die Maus im Käfig des entflohenen Löwen. Die in der Postglazialzeit trocken gelegten diluvialen Talsande bilden einen guten Untergrund für den größten Teil unserer Hauptstadt, wenn auch einige vertorfte Alluvialrinnen und die Diatomeenlager, welche die Spree begleiten, einen schlechten Baugrund abgeben.

Obwohl die Mark Brandenburg von altersher als des „heiligen römischen Reiches Streusandbüchse“ bekannt ist, so hat sie doch auf ihren Plateaus teilweise auch recht ausgedehnte Geschiebelehmflächen, die dem Ackerbau einen fruchtbaren Boden darbieten. Dem Fremden, der mit der Eisenbahn nach Berlin kommt, bieten sich allerdings zunächst die weiten Talflächen dar, die bei der Anlage der von Berlin ausgehenden Bahnlinien vorzugsweise benutzt wurden, da sie fast gar keine Terrainschwierigkeiten darboten.

4 Das nördlichste der vier im Unterelbetal vereinigten Täler ist das Eberswalder Haupttal, das mit dem heutigen Weichseltal in unmittelbarer Verbindung steht und durch die Warthe- und Netzeniederung über Eberswalde zu verfolgen ist. Diese Täler bildeten beim Rückzuge des Eises die großen Sammelrinnen, die quer vor dem Eisrande entstanden und mit ihm sich allmählich nach Norden zu verlegten. Dadurch daß die südlichen Hauptströme unter Benutzung toter nordsüdlicher Schmelzwasserrinnen nach den parallelen nördlich gelegenen Tälern durchbrachen, erhielten die zwischen den großen Tälern liegenden Hochflächen eine weitere, oft sehr mannigfaltige Gliederung. Nach dem gänzlichen Rückzuge des Eises versandeten die großen Täler mehr und mehr, und es bildete sich nach und nach unser heutiges Flußnetz heraus, das wesentliche Abweichungen von den Richtungen der alten Diluvialströme zeigt. Besonders charakteristisch sind

die Ablenkungen der Weichsel und Oder, welche die West-Nord-West-Richtung der großen Täler verlassen, um nun auf kürzerem Wege in Nord-Nord-Ost-Richtung die Ostsee zu erreichen. Wahrscheinlich benutzten sie beim Durchbrechen des baltischen Höhenzuges die Rinnen, die ihnen das vom Eisrande kommende Schmelzwasser vorgezeichnet hatte.

5. Während die drei mittleren Urstromtäler, das Baruther, das Berliner und das Eberswalder Haupttal zwischen der Zone der südlichen Höhenrücken und der nördlich vorgelegerten Seenplatte gelegen sind, treffen wir nördlich vom baltischen Höhenrücken auf das pommersche Urstromtal, das jedoch eine abweichende Ausbildung besitzt. Es stellt wegen der darin in verschiedener Höhenlage vorkommenden weit ausgedehnten und z. T. nicht geneigten Terrassen einen aus mehreren alten Seebecken zusammengesetzten Talzug dar. Diese Seen wurden durch den nördlich liegenden Eisrand angestaut, sodaß ihre Terrassen im Norden vielfach keine natürliche Begrenzung besitzen. Die höchste Terrasse des Rummelsburger Stausees hat eine Höhe von 120 m, des Persante-Stausees von 60 m und des Haffstausees von 25 m über dem Meere. Der Haffstausee fand nach Westen einen Abfluß durch das sogenannte mecklenburgisch-pommersche Grenztal, das gegenwärtig z. T. von der Peene und Recknitz, z. T. vom Trebel und der Tollense benutzt wird, deren alluvialer Lauf sowohl nach Osten als auch nach Westen gerichtet ist.

Durch die genaue Untersuchung¹⁾ der norddeutschen Gla-

¹⁾ Diese Untersuchung wird ausgeführt durch die geologischen Spezialaufnahmen der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt auf Grund der Meßtischblätter im Maßstabe 1 : 25 000. Die geognostisch-agronomischen Karten geben durch die vollen Farben ein

zialbildungen, deren Mächtigkeit auf Grund zahlreicher Bohrungen im Durchschnitt auf ungefähr 100 m veranschlagt werden kann, obwohl sie verschiedentlich sogar 200 m überschreitet, hat sich feststellen lassen, daß unser Gebiet mehrmals vom Inlandeise überschritten worden ist. Das Vorkommen mehrerer Grundmoränen übereinander, die durch geschichtete Bildungen, Sande oder Tone voneinander getrennt sind, bietet an und für sich noch keinen Beweis für die Annahme mehrerer Vereisungen, denn es können solche Bildungen bei Oszillationen des Eisrandes entstanden sein. Da sich jedoch zwischen den Grundmoränen fossilführende Ablagerungen eingeschaltet finden, deren Charakter auf ein mildes Klima hinweist, so müssen wir annehmen, daß die Eiszeit durch Perioden mit milderem Klima, die Interglazialzeiten, unterbrochen wurde, in denen ein vollständiges Zurückschmelzen des Eises aus unserm Gebiet stattfand und die Flora und Fauna sich ausbreiten konnte. Bisher haben wir mit Sicherheit zwei interglaziale fossilführende Horizonte im norddeutschen Flachlande nachweisen können, deren wichtigste Fundorte hier besprochen werden sollen. Seit langer Zeit bekannt ist in der Berliner Gegend die diluviale Säugetierfauna der Kiesgruben von Rixdorf. Die fossilen Knochenreste liegen in Kiesen auf einer unteren Grundmoräne und werden von Sanden und der oberen Grundmoräne überlagert. Es sind hier gefunden: das Mammut (*Elephas primigenius*), das wollharige Nashorn

Bild der geologischen Schichten nach ihren Altersverhältnissen, deren Abgrenzung durch zahlreiche 2 m-Bohrungen bewerkstelligt wird, und durch Aufdruck bestimmter Signaturen und Eintragung typischer Bohrprofile ein Bild der Bodenverhältnisse auf petrographischer Grundlage.

(*Rhinoceros antiquitatis*), das Wildpferd (*Equus caballus*), der Moschusochs (*Ovibos fossilis*), der Urochs (*Bos primigenius*), der Auerochs oder Wisent (*Bison priscus*), das arktische Rentier (*Rangifer groenlandicus*), der Elch (*Cervus alces*), der irische Riesenhirsch (*Cervus euryceros*), der Edelhirsch (*Cervus elaphus*). Diese Rixdorfer Säugetierfauna ist nicht nur in der Berliner Gegend, sondern auch in Posen, Ostpreußen und der Provinz Hannover nachgewiesen worden. Von Raubtieren kommen noch hinzu vereinzelte Knochenreste vom Bären, Wolf und Löwen. Die Knochen können keinen sehr weiten Transport erlitten haben, da sie meist nur sehr wenig abgerollt sind. In ein und derselben Schicht finden sich Reste von solchen Tieren, die sich in ihren Lebensbedingungen wesentlich voneinander unterscheiden. Das Pferd und das Rind gedeiht in weiten grasreichen Steppen, der Hirsch liebt den Wald, der Moschusochs und das Rentier können nur in arktischen Gebieten ihr Leben fristen, und auch der Haarpelz, den das Mammut und Nashorn der Eiszeit trugen, scheint uns anzuzeigen, daß sie subarktischen Verhältnissen angepaßt waren. Dieses Zusammenkommen von verschiedenartigen Tiertypen deutet darauf hin, daß die Interglazialzeit eine lange Periode umfaßte, in der sich das Klima allmählich änderte, sodaß die Lebensbedingungen für verschiedene Tiergruppen in den verschiedenen Abschnitten der Interglazialzeit vorhanden waren. Die aufgefundenen Knochenreste stellen offenbar nur einen kleinen Bruchteil der damals lebenden Säugetierfauna dar, denn es fehlen alle Anzeichen von mittelgroßen und kleinen Säugtieren, die jedenfalls auch in großer Zahl gelebt haben müssen. Aber nur die großen Knochenreste haben der Zusammenschwemmung durch stark strömende Wasser und der

späteren Auflösung genügenden Widerstand geleistet und sind uns infolgedessen allein erhalten geblieben.

Es ist von großer Bedeutung, daß in dem Niveau der Rixdorfer Säugetierfauna bei Motzen südlich von Berlin zwischen zwei Grundmoränen ein Torflager nachgewiesen worden ist, in welchem Reste folgender Landpflanzen vorkommen: Fichte (*Picea excelsa*), Hainbuche (*Carpinus betulus*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*) und breitblättrige Linde (*Tilia platyphyllos*). Diese Flora spricht entschieden für ein gemäßigtes Klima. Demselben Interglazial gehört auch wahrscheinlich das Torflager von Klinge bei Kottbus an, in dem sich die jetzt in Europa ausgestorbene Brasenia purpurea findet. In diesem Torf kommen auch zahlreiche Wirbeltierreste vor, unter denen ein fast vollständig erhaltenes Skelett von Mammut bemerkenswert ist.

Ein besonderes Interesse beanspruchen die der letzten Interglazialzeit angehörigen Ablagerungen von Glinde bei Ütersen. Hier tritt unter der oberen Grundmoräne zunächst Sand und darunter ein Torflager auf, dem alle arktischen und alpinen Arten fehlen. Das Vorkommen von *Carpinus* *Betulus* deutet auf ein gemäßigtes Klima zur Zeit der Bildung des Torflagers hin. Unter dem Torf folgen Tone, die in ihrem oberen Teile noch Pflanzenreste und Skeletteile vom Edelhirsch enthalten, in dem unteren Teile dagegen und in den darunter liegenden Sanden kommen marine Muscheln vor, namentlich *Cardien*, *Austern* u. a. Durch eine Bohrung ist darunter eine ältere Grundmoräne mit Sanden und Kiesen im Liegenden nachgewiesen, und dann folgen tertiäre Schichten. An vielen anderen Punkten sind noch interglaziale Süßwasserbildungen nachgewiesen, doch ist ihre spezielle Eingliederung z. T. noch schwierig. In

Westpreußen findet sich eine interglaziale marine Fauna, die auf ein salzigeres Wasser hinweist, als die heutige Ostsee hat, aber vielfach auf zweiter und dritter Lagerstätte vorkommt.

Sehr interessant sind auch die tektonischen Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit auf der Insel Rügen, die allerdings wiederholt für glaziale gehalten wurden. An der Steilküste der Halbinsel Jasmund ist zu beobachten, wie liegende Kreideschollen und das ihnen konkordant auflagernde ältere Diluvium (zwei Geschiebemergelbänke mit trennenden geschichteten Bildungen) durch Dislokationen an nordwestlich streichenden und südwestlich einfallenden Klüften von hangenden Kreideschollen überschoben worden sind. Aus dem Umstand, daß die Grundmoräne der letzten Vereisung diese Störungen diskordant abschneidet, muß gefolgert werden, daß sie durch interglaziale Krustenbewegungen im Ostseebecken hervorgerufen worden sind.

Im Untergrunde Berlins und seiner näheren Umgebung ist durch mehrfache Bohrungen unter der Grundmoräne der vorletzten Vereisung eine Bank mit der jetzt bei uns ausgestorbenen Deckelschnecke Paludina diluviana nachgewiesen und früher für präglazial gehalten worden. Als Begleiter derselben fanden sich *Lithoglyphus naticoides*, *Bythinia tentaculata*, *Valvata naticina*, *Neritina fluviatilis*, *Unio*, *Pisidium amnicum* und *Pisidium pusillum*. Während sonst unter der Paludinenbank nordische Sande und Kiese auftreten, ist später bei Rüdersdorf noch eine dritte Grundmoräne darunter aufgefunden, wodurch die Paludinenbank in ein interglaziales Niveau rückte, das wir als Interglazial I bezeichnen. Die *Paludina diluviana* galt früher für völlig ausgestorben, sie wurde aber durch M. Neumayr in der

Dobrudscha am Schwarzen Meere noch lebend aufgefunden. Durch die mittlere Eiszeit ist sie und Lithoglyphus aus unserm Gebiet verdrängt worden, und nur der letztere ist bisher aus den Flußgebieten des Don, Dniepr und Dniestr in unsere Flüsse wieder eingewandert.

Im südlichen Randgebiete des norddeutschen Flachlandes treten die glazialen Ablagerungen in enge Beziehungen zu den vom Gebirge herabgeführten einheimischen Flußschottern. Letztere führen entweder rein südliches Material, wie gewisse Harz- und thüringische Schotter, oder sie sind mit den nordischen Bildungen mehr oder weniger vermischt und werden dann als Mischschotter bezeichnet. Es ist der Versuch gemacht worden, die in verschiedener Höhenlage auftretenden Schotterterrassen mit den verschiedenen Vereisungen in Beziehung zu setzen, doch herrscht bisher darin noch keine allgemein gültige Übereinstimmung. Es darf wohl angenommen werden, daß die zweite Vereisung am weitesten nach Süden und Westen reichte und daß ihr die Grundmoränen angehören, die wir südlich vom Allertal, im Saaletal bei Kösen und südlich der Oder bei Breslau antreffen. Die letzte Vereisung reichte wahrscheinlich über die untere Elbe hinweg bis in die Altmark und in den östlichen Teil der Lüneburger Heide hinein und fand ihre Südgrenze etwa nördlich des Tales der schwarzen Elster.

Ein höchst eigenartiges Gebilde ist der in der südlichen Randzone des norddeutschen Flachlandes auftretende Löß, der aus einem hellgelben kalkhaltigen Quarzstaub besteht und als Absatz aus dem in der Luft schwebenden Staube während einer Steppenperiode entstand. Die Bildung dieses Staubes setzt heftige Winde voraus, durch welche die an der Oberfläche liegenden Glazialablagerungen ausgeweht wurden.

Einen Beweis für die gewaltige Aufarbeitung der an der Oberfläche liegenden Diluvialschichten bilden die sogenannten Kantengeschiebe oder Dreikanter, die durch den vom Winde getriebenen Sand geschliffen sind und in manchen Gegenden geradezu ein Pflaster an der Basis des Löß bilden. Die Entscheidung der Frage, ob die Hauptmasse des norddeutschen Randlöß dem Ende der letzten Interglazialzeit oder dem Rückzuge der letzten Vereisung und der Spätglazialzeit angehört, muß noch weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben; gegenwärtig neigen viele Forscher der letzteren Ansicht zu. Die Fauna des Löß weist auf ein verhältnismäßig kaltes Klima hin. Als Leitfossilien kann man Pupa muscorum, Helix hispida und Succinea oblonga anführen, obwohl diese nicht in allen Lößgebieten vorkommen.

Mensch

Durch die Funde menschlicher Knochenreste und der durch den Menschen aus Stein hergestellten Werkzeuge (Artefakte) ist mit Sicherheit festgestellt worden, daß der Mensch ein Zeitgenosse der Eiszeit war. Man bezeichnet diese Periode des Menschengeschlechtes als paläolithische Zeit oder ältere Steinzeit. Die ihr angehörigen rohen Steinwerkzeuge sind durch Schlagen mit anderen Steinen aus Feuersteinen, Hornsteinen usw. hergestellt und unterscheiden sich durch ihre noch unvollkommene Form von den neolithischen Steingeräten, die viel sorgfältiger behauen und z. T. geschliffen sind. Der paläolithische Mensch konnte natürlich nicht in Norddeutschland leben, so lange es vollständig mit Inlandeis bedeckt war. Er siedelte sich damals in den eisfreien Gebieten Nordfrankreichs, Belgiens und Mitteldeutschlands an, wo er z. T. die Höhlen bewohnte. Während der letzten warmen Interglazialzeit, als sich das Eis vollständig aus Norddeutschland zurückzog und eine auf ein gemäßigtes

Klima hinweisende Flora und Fauna sich in unserm Gebiete zeigte, drang auch der Mensch beutesuchend vor. Knochenreste des Menschen aus der paläolithischen Zeit sind in Deutschland bisher nur bei Taubach unweit Weimar, im Neandertal bei Düsseldorf und bei Mauer unweit Heidelberg gefunden. Dagegen kommen Feuersteinwerkzeuge an weit zahlreicheren Fundorten und auch vereinzelt im norddeutschen Flachlande vor. Bei den primitivsten Werkzeugen, den sogenannten Eolithen, ist es oft sehr schwer zu entscheiden, ob sie wirklich von Menschenhand bearbeitet und benutzt worden sind, oder ob sie Naturprodukte darstellen, die häufig ganz ähnliche Formen zeigen. Die Funde von Taubach, die mit *Elephas antiquus* zusammen vorkommen, werden meist dem letzten Interglazial zugewiesen; die Sande von Mauer, wo neuerdings der Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* gefunden wurde, werden vorläufig als altdiluvial bezeichnet.

Nach dem Rückzuge des Inlandeises aus Norddeutschland war das Klima anfangs noch kalt, sodaß sich zunächst eine glaziale Flora auf dem Festlande ausbreitete, wie Nathorst nachgewiesen hat. In dieser Zeit war Skandinavien teilweise bis zu 150 m über dem heutigen Ostseespiegel vom Meere bedeckt, während die in den höheren Gebieten noch vorhandene Eisdecke ihre Gletscher bis in das Meer herabschickte. Die skandinavischen Ablagerungen dieser Zeit sind feingeschichtete Tone, in denen sich die Schalen der hocharktischen *Yoldia arctica* finden, weshalb dieses Meer als das Yoldiameer bezeichnet wird. Die in den entsprechenden Ablagerungen des Festlandes vorkommenden arktischen Pflanzenreste enthalten *Dryas octopetala*, *Salix polaris*, *Salix reticulata* und *Betula nana*, von denen die letztere noch jetzt lebend

- als Relikt in einem westpreußischen Torfmoore aufgefunden worden ist. Nach der zuerst genannten Pflanze wird diese
1. Periode die Dryaszeit genannt. Es trat darauf eine allmähliche Hebung des westlichen Ostseegebietes ein, sodaß die Ostsee von der Nordsee abgeschnitten und nach und nach ausgesüßt wurde. Südschweden hing während dieser Zeit über die dänischen Inseln hinüber mit Norddeutschland zusammen. Nach der in dem Süßwassersee lebenden kleinen Schnecke *Ancylus* heißt dieser Abschnitt der Postglazialzeit die
 2. *Ancyluszeit*. In ihr lag Holstein, Mecklenburg und Pommern höher als gegenwärtig. Es breiteten sich auf dem norddeutschen Festlande mit der Verbesserung des Klimas namentlich die Birke und Kiefer aus, und in den Seen und Flußtälern entstanden Torfmoore und Wiesenmergel. Die tiefsten Teile dieser älteren Moore enthalten noch Rentierreste, außerdem kommen Reste vom Riesenhirsch, Urstier und Elch darin vor. Nach dieser Landhebung trat wiederum
 3. eine Senkung ein, die diesmal auch die norddeutsche Küste betraf, sodaß einige der soeben erwähnten küstennahen Torfmoore unter das Meeresniveau gelangten und noch gegenwärtig submarine Torfbänke darstellen. Durch Tieferlegung des Sundes und der beiden Belte konnte ein breiter Salzwasserstrom aus der Nordsee in die Ostsee eindringen und dadurch eine weitere Verbreitung der marinen Schnecke *Litorina litorea* ermöglichen; in Schweden hat man diese Periode als Litorinazeit bezeichnet. Das Klima soll in dieser Zeit sehr feucht und warm gewesen sein. Die nach
 4. der Litorinazeit einsetzende Hebung des Ostseegebietes hatte Verminderung des Salzgehaltes der Ostsee zur Folge und verringerte das Ausbreitungsgebiet der Auster und Litorina.

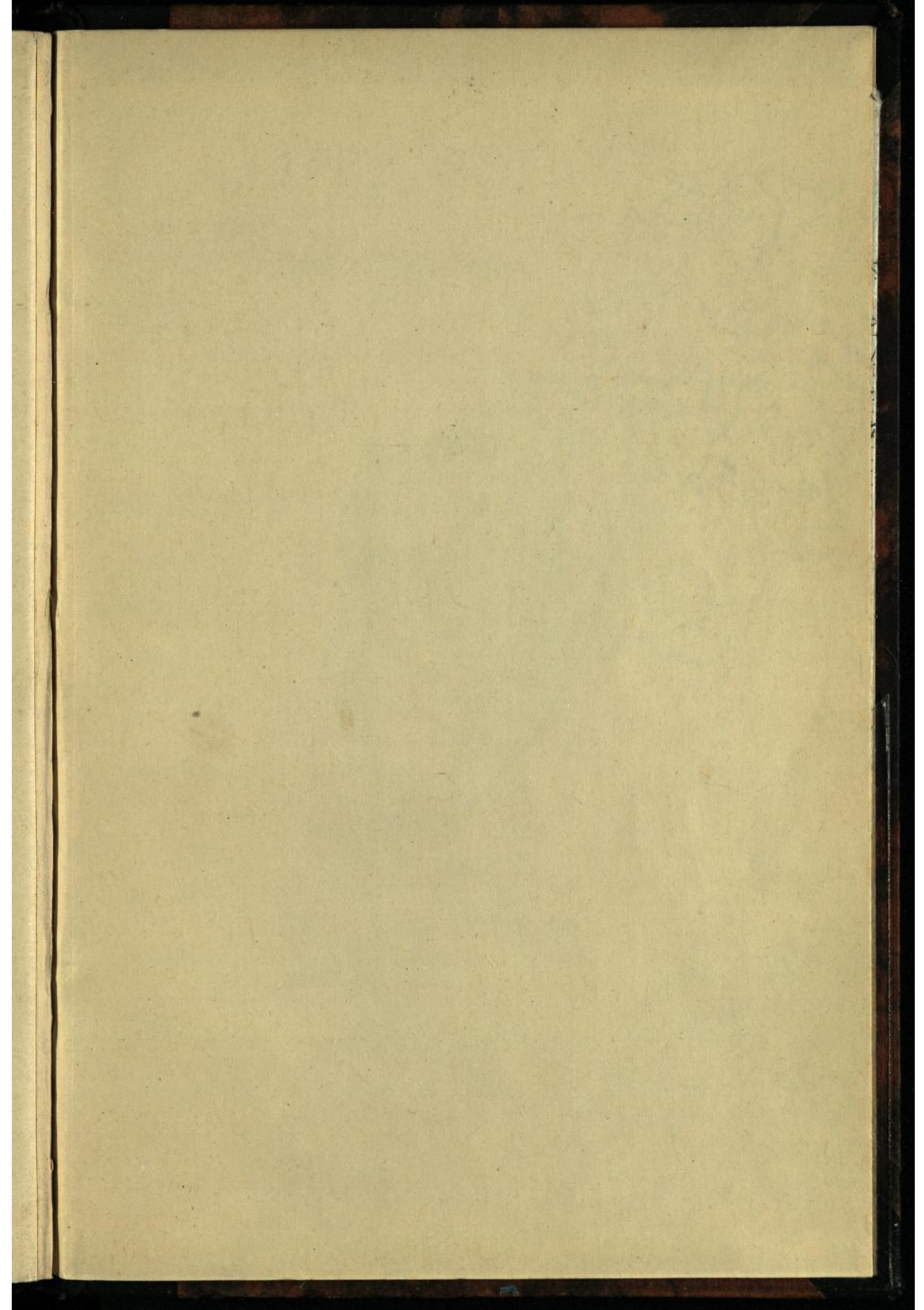
Charakteristisch für die gegenwärtige Ostseefauna ist *Mya arenaria*, nach der die noch jetzt fortdauernde Periode die Myazeit genannt wird.

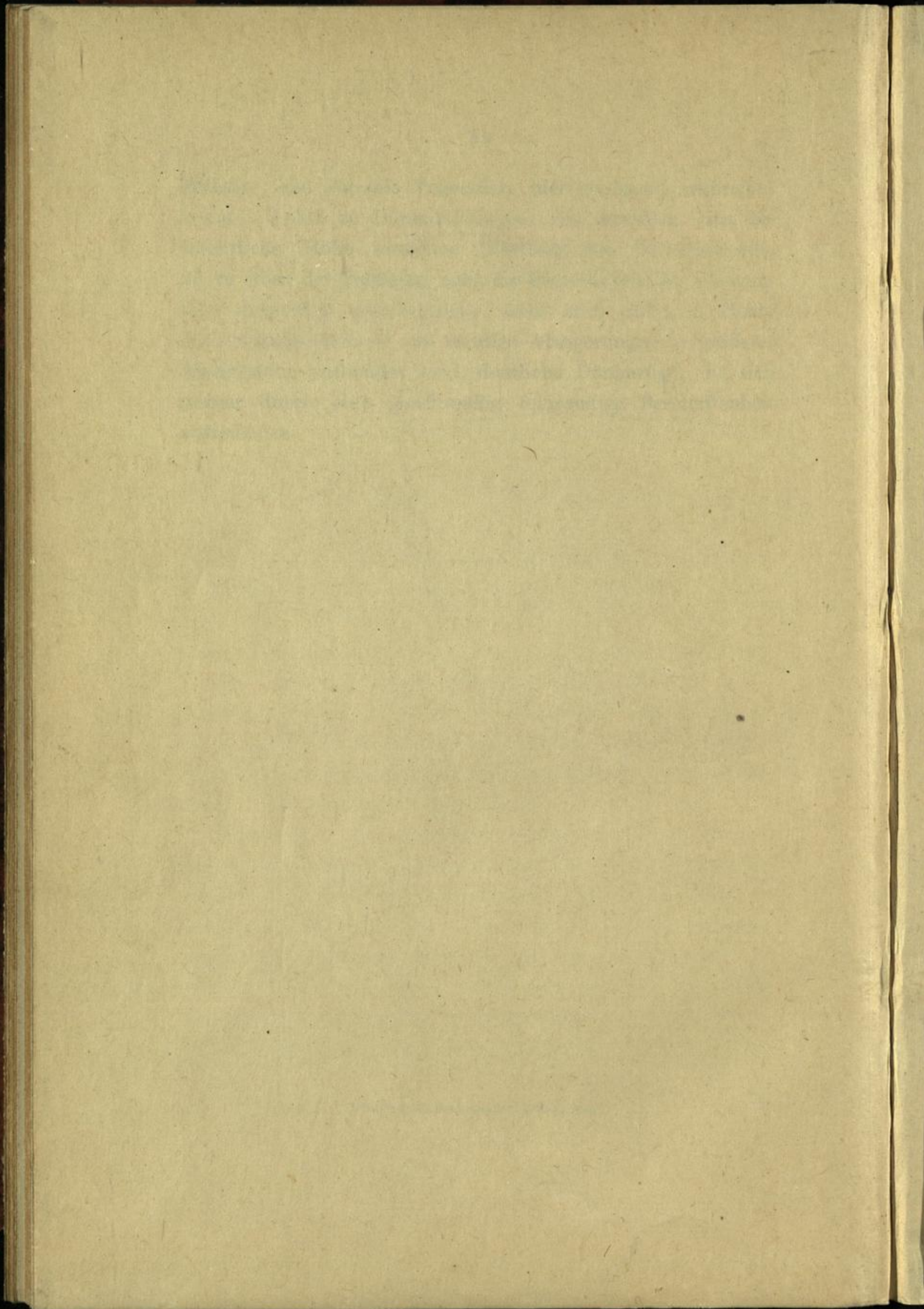
Die Eiszeit hat im wesentlichen das Relief Norddeutschlands geschaffen, und die postglazialen Wasseransammlungen sind noch immer von der eiszeitlichen Bodengestaltung abhängig. In ihnen vollzog sich ein ausgedehnter Prozeß der Torfbildung¹⁾, der gewöhnlich durch Flachmoorbildungen,¹ die zunächst Sumpfgewächsen ihre Entstehung verdankten und dann von Erlen und Weiden besiedelt wurden, eingeleitet wurde. Bei weiterer Aufhöhung dieser Flachmoore bildeten sich auf ihnen Zwischenmoore mit Waldbedeckung,² Bruchwälder aus Moorbirken und Kiefern. Unter dem feuchten Klima des Westens und der Küstengebiete fand die Torfbildung einen weiteren Fortgang durch die Entstehung der sich über den Grundwasserspiegel erhebenden, im wesentlichen aus Torfmoosen bestehenden Hochmoore.³ Ausgedehnte Hochmoore bedecken die Niederungen des westlichen Norddeutschland, wo die reichlichen Niederschläge ihnen günstige Existenzbedingungen bieten. Im Osten sind sie auf die Küste des Memeldeltas beschränkt. Daß die Einsenkungen der Urstromtäler mit Flachmooren erfüllt sind, ist in der weiteren Umgebung Berlins am Rhinluch bei Linum und dem großen Havelländischen Luch nördlich von Nauen ersichtlich.

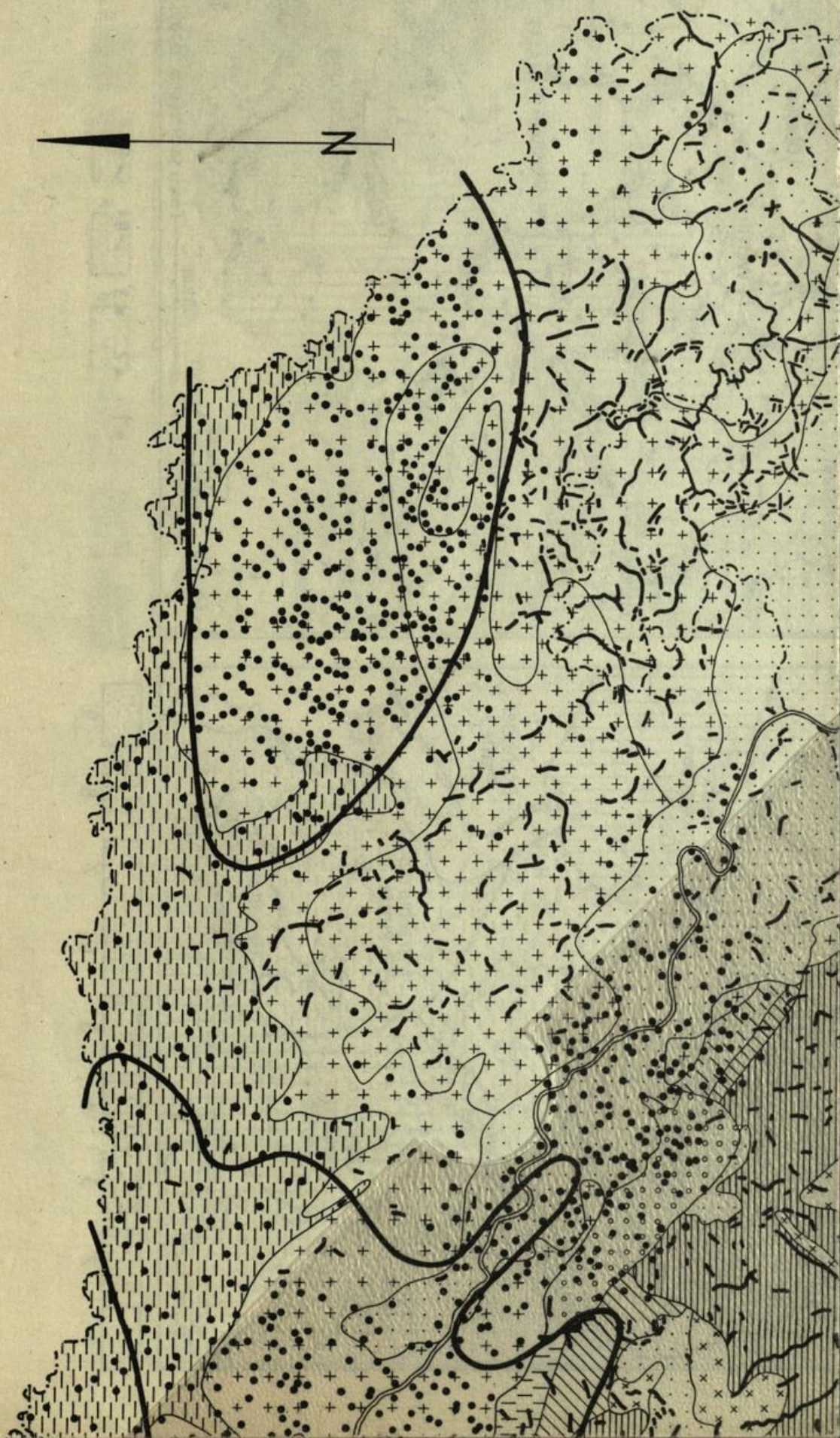
Die Talsande der breiten Täler boten nach Ablauf des

¹⁾ Ausführlich behandelt in der 1907 bei G. Fischer in Jena erschienen kleinen Schrift; Der Grunewald bei Berlin, seine Geologie, Flora und Fauna von Wahnschaffe, Graebner, Dahl und Potonié.

Wassers, ehe sich die Vegetation hier genügend ausbreiten konnte, Anlaß zu Dünenbildungen, die zuweilen eine beträchtliche Höhe erreichen (Püttberg bei Wilhelmshagen 29 m über der Talfläche) und die Eintönigkeit der Urstromtäler angenehm unterbrechen. Aber auch auf den Hochflächen finden sich oft, wo sandige Ablagerungen in größerer Ausdehnung vorhanden sind, deutliche Dünenzüge, die sich immer durch eine gleichmäßig feinsandige Beschaffenheit auszeichnen.







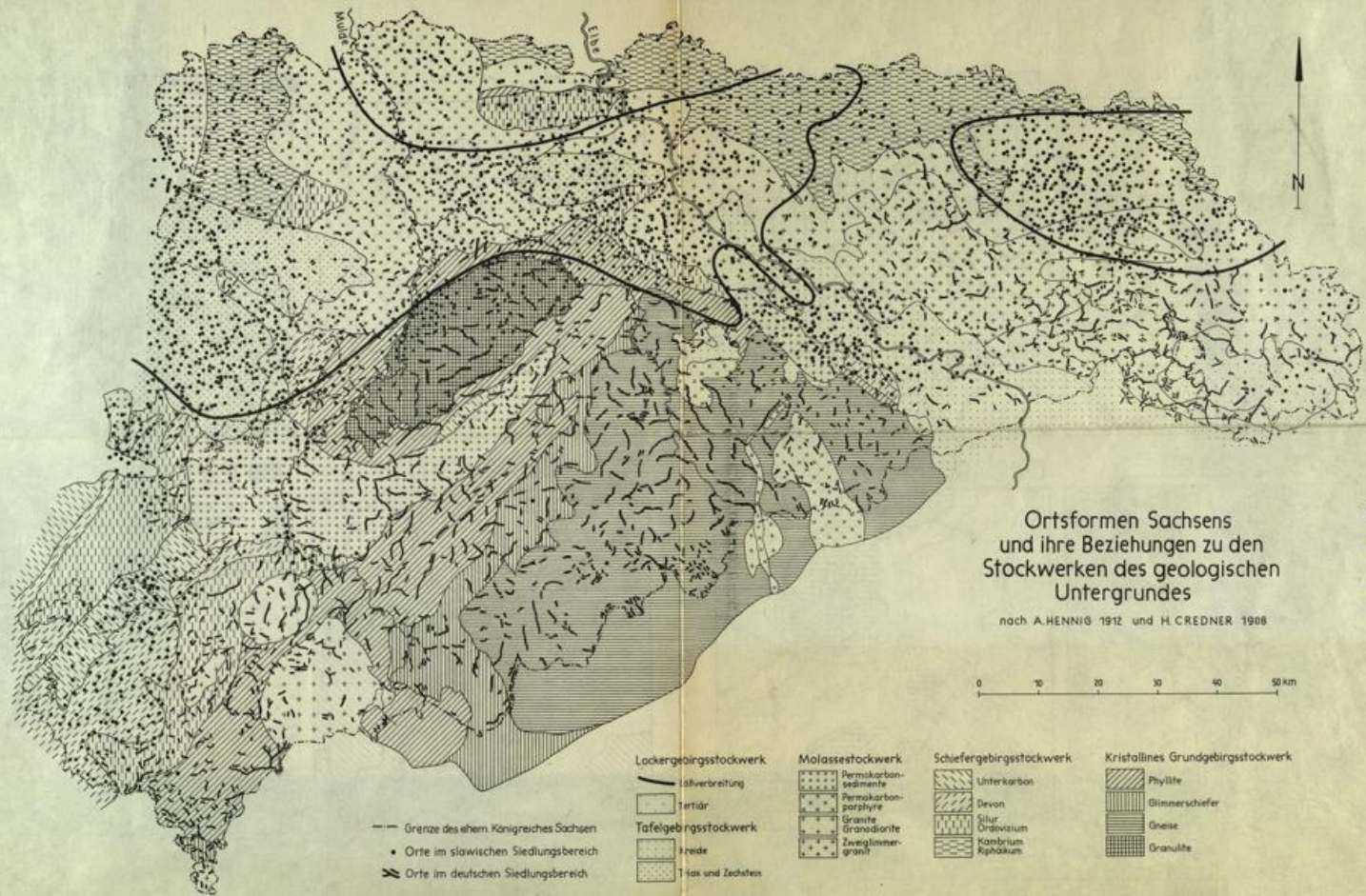
Universitätsbibliothek Potsdam



Ausleihnr. 92956143

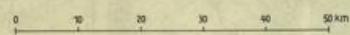


m.
1 Beil.



Ortsformen Sachsens und ihre Beziehungen zu den Stockwerken des geologischen Untergrundes

nach A. HENNIG 1912 und H. CREDNER 1908



- Grenze des ehem. Königreiches Sachsen
- Orte im slawischen Siedlungsbereich
- Orte im deutschen Siedlungsbereich

<p>Lockergebirgsstockwerk</p> <ul style="list-style-type: none"> — silberbreitung □ Tertiär <p>Tafelgebirgsstockwerk</p> <ul style="list-style-type: none"> □ Kreide □ Trias und Zechstein 	<p>Molassestockwerk</p> <ul style="list-style-type: none"> □ Permskarbon-sedimente □ Permskarbon-parphyre □ Granite □ Grandiorite □ Zweiglimmer-granit 	<p>Schiefergebirgsstockwerk</p> <ul style="list-style-type: none"> □ Unterkarbon □ Devon □ Silur □ Ordovizium □ Kambrium □ Riphäkium 	<p>Kristallines Grundgebirgsstockwerk</p> <ul style="list-style-type: none"> □ Phyllite □ Glimmerschiefer □ Gneise □ Granulite
--	--	---	---

Bsp. zu
155 = 12004

