

5. Ueber einige glaciale Druckercheinungen im norddeutschen Diluvium.

VON HERRN FELIX WAHNSCHAFFE in Berlin.

Je eingehender man sich mit dem Studium der Einzelerscheinungen unserer Diluvialablagerungen beschäftigt und dieselben auf ihre Entstehung prüft, um so klarer und verständlicher enthüllt sich dem Blicke das Bild der grossen Inlandeisbedeckung. Diese an mir selbst gemachte Erfahrung wurde durch Forschungen gewonnen, welche sowohl gelegentlich der geognostischen Aufnahmearbeiten in der Umgegend Berlins, als auch auf einigen zu diesem Zwecke unternommenen Reisen angestellt wurden und darauf hinausgingen, die Wirkungen des Gletscherdruckes in verschiedenen Theilen des norddeutschen Flachlandes nachzuweisen. Da die Resultate dieser Untersuchungen geeignet sein dürften, neue Beiträge für den Nachweis der TORELL'schen Inlandeistheorie zu liefern, so sollen sie hiermit der Oeffentlichkeit zur weiteren Prüfung übergeben werden.

Die beobachteten Erscheinungen sind Schichtenstörungen in Diluvialablagerungen und in einer älteren mit ihnen in einem derartigen Zusammenhange stehenden Gebirgsart, dass die Störungen in derselben ebenfalls während der Diluvialzeit stattgefunden haben müssen.

Derartige Phaenomene sind bereits verschiedentlich zum Gegenstand eingehender Untersuchung und Beschreibung gemacht worden. Während man in Skandinavien, Dänemark und Grossbritannien schon lange geneigt war, dieselben als glaciale Druckwirkungen anzusehen, war es bei uns zuerst und vor allen Dingen das Verdienst CREDNER's ¹⁾, an vortrefflichen Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und den angrenzenden Landstrichen nachgewiesen zu haben, dass die dort im Untergrunde des Geschiebelehms auftretenden Schichtenstörungen nur auf die mechanische Einwirkung des skandinavisch-norddeutschen Inlandeises auf seinen Untergrund zurückzuführen sind. In der Einleitung des betreffenden Aufsatzes hat CREDNER die meisten aus der Literatur bekannt gewordenen analogen Erscheinungen eingehend besprochen und muss ich daher, um Weiterungen und Wiederholungen zu

¹⁾ Diese Zeitschrift 1880. Bd. XXXII. pag. 75.

vermeiden, sowohl hierauf, als auch auf den darauf bezüglichen Abschnitt in dem mit umfassender Literaturkenntniss geschriebenen Werke K. A. LOSSEN's¹⁾: „Der Boden der Stadt Berlin“ verweisen.

Meine nachstehend mitgetheilten Beobachtungen wurden am geschiebefreien Thon bei Herzfelde und Hennickendorf, am Fayence-Mergel bei Lupitz in der Altmark und an der Rügenschon Kreide bei Sassnitz gemacht und sind die letzteren als ein kleiner Beitrag zu den seiner Zeit von JOHNSTRUP²⁾ auf Rügen und Möen ausgeführten Untersuchungen aufzufassen.

I. Schichtenstörungen im Unteren Diluvialthon bei Herzfelde und Hennickendorf.

Nordöstlich von den Rüdersdorfer Kalkbergen, in dem Gebiete, wo die Sectionen Rüdersdorf, Alt-Landsberg, Straussberg und Kagel aneinanderstossen, ist eine zum Unteren Diluvium gehörige Thonablagerung verschiedentlich durch tiefe Gruben aufgeschlossen. Wer am Ostrande des Alvenslebenbruches, von dem durch das Vorkommen von Glacialschrammen und Riesentöpfen so bekannt gewordenen Punkte aus, mit dem Blicke der Abdachung des Terrains nach Norden und Osten folgt, der bemerkt bei der am Stienitz-See gelegenen Besitzung des Herrn OPPENHEIM, vor allem aber in der nächsten Umgebung von Herzfelde und Hennickendorf eine grössere Anzahl rauchender Schornsteine, welche bekunden, eine wie lebhaftige Ziegelindustrie das Auftreten dieser Thonablagerung in besagter Gegend hervorgerufen hat. Ueber die Erstreckung und Ausbildung derselben geben die von H. ECK³⁾ mitgetheilten Tiefbohrungen, welche theils von der königl. Berginspektion zu Rüdersdorf zur Auffindung von Braunkohlen, theils von Herrn Rittergutsbesitzer OPPENHEIM zur Feststellung der Verbreitung des Thonlagers ausgeführt worden sind, genügenden Aufschluss.

Die von ECK nach diesen Bohrungen berechnete Gesamtmächtigkeit des „Glindower“ Thones schwankt in der Umgegend von Rüdersdorf zwischen 17—120 Fuss. Werden die in der äussersten Peripherie um Herzfelde und Hennickendorf gelegenen Bohrpunkte, in welchen der Thon getroffen wurde, durch gerade Linien verbunden, so wird von diesen ein Gebiet von nahezu einer Quadratmeile umschlossen. Nach dem Muschelkalk zu geht der Thon überall aus, auch ist er in dem

¹⁾ Siehe daselbst pag. 866—880.

²⁾ Diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. pag. 533.

³⁾ HEINRICH ECK, Rüdersdorf und Umgegend, Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Preussen etc. Bd. I. Heft 1.

am Wege von Tasdorf nach Grünelinde gestossenen Bohrloch No. 17¹⁾ nicht angetroffen, weil dort der Septarienthon bereits in der verhältnissmässig geringen Teufe von 126 Fuss erbohrt wurde, sodass derselbe wahrscheinlich als eine Kuppe zur Zeit der Ablagerung des Diluvialthones schon herausgeragt haben wird. Nachstehend sind die Resultate einiger Hauptbohrungen zusammengestellt, welche die Verschiedenheit in der Mächtigkeit des Thones sowie das Hervortreten desselben in ebenso verschiedenen Meereshöhen erkennen lassen.

| Lage des Bohrloches. | Ungefähre Höhe des Punktes über dem Ostseespiegel. | Mächtigkeit d. den Thon überlagernden Schichten. | Mächtigkeit des Thones. | Lage d. Oberkante des Thones im Verhältnis zum Ostseespiegel. |
|---|--|--|-------------------------|---|
| Nordwestl. von der Schäferei Tasdorf, Sect. Alt-Landsberg | Fuss 160 | Fuss 195 | Fuss 170 | Fuss - 35 |
| An der Ostbahn nördl. von Hennickendorf, Sect. Straussberg | 120 | 18 | 20 | +102 |
| Südl. von der Unterförsterei Schmalenberg, Sect. Kagel | 120 | 81 | 42 | +39 |
| Bei der Unterförsterei Schmalenberg, Sect. Kagel | 120 | 59 | 78 | +61 |
| Bei Alt-Buchhorst, Sect. Kagel | 120 | 65 | 44 | +55 |
| Bohrloch No. 18 ¹⁾ , Dorf Rüdersdorf, Sect. Rüdersdorf | 215 | 264 | 17 | - 49 |

Hieraus folgt, dass die Grenzflächen zwischen den einzelnen Ablagerungen, wie auch Eck bemerkt, stark wellenförmig entwickelt sein müssen, wenn man nicht annimmt, dass hier verschiedene Thonbänke im Unteren Diluvium übereinander vorkommen²⁾, sondern dass der Glindower Thon bei Rüdersdorf ein bestimmtes Niveau bezeichnet, mithin als gleichzeitige Bildung in einem ruhigen Süsswasserbecken abgesetzt wurde. Der Wechsel in der Mächtigkeit der Thonablagerung kann darauf beruhen, dass der Boden des Seebeckens an sich bereits eine wellige Oberfläche besass, so dass die thonigen Theile sich

¹⁾ Die Nummern beziehen sich auf die Geognostische Karte der Umgegend von Rüdersdorf, entworfen von H. Eck.

²⁾ Ein Sichauskeilen der Thonbänke, sowie ein Vertretensein derselben durch geschichtete Sande kann in vielen Fällen einen Grund für die wechselnde Mächtigkeit der Ablagerung abgeben. Vergleiche die wichtigen Beobachtungen LOSSEN's, mitgetheilt in: „Der Boden der Stadt Berlin“ pag. 870, 971 ff.

naturgemäss an den tiefsten Stellen anhäufen mussten. Sodann mögen aber auch grosse Theile der Ablagerung späterer Erosion zum Opfer gefallen und ausserdem durch Aufpresungen und Drückerscheinungen, auf welche im Folgenden näher eingegangen werden soll, in ihrer ursprünglichen Lagerung gestört sein.

Bemerkenswerth ist noch der Umstand, dass die Oberkante des Thonlagers in dem höheren Terrain den Bohrungen zufolge relativ tiefer liegt, als in dem niedriger gelegenen, so dass die Schichten nach dem Hochplateau zu etwas einzufallen scheinen.

Das Gebiet, welches seiner schönen Aufschlüsse wegen unser Interesse vorzugsweise in Anspruch nehmen soll, liegt südöstlich vom Stienitz-See in der unmittelbaren Umgebung der Dörfer Herzfelde und Hennickendorf. Im Süden des erstgenannten Ortes befinden sich zwei grosse Thongruben zur Linken des nach Fangschleuse führenden Landweges, von denen die südliche dem Herrn LIEBERMANN, die nördliche dem Herrn Amtsvorsteher SCHULTZ gehört. Die ungefähre Meereshöhe dieses sowie des nördlich Herzfelde gelegenen Grubengebietes wird nach meiner Schätzung 165—180 Fuss betragen. Im Norden des Dorfes ist es von den dort befindlichen Gruben hauptsächlich diejenige des Herrn MANNHEIMER, sowie im Nordosten die zum Rittergut Rüdersdorf gehörige Grube des Herrn OPPENHEIM, welche nachstehend besprochen werden sollen. Die Gruben bei Hennickendorf liegen ziemlich nahe am Stienitz-See. Das dortige Diluvialgebiet besitzt eine ungefähre Meereshöhe von 135—150 Fuss.

Die in allen Thongruben der unmittelbaren Umgebung von Herzfelde zu oberst befindliche Diluvialablagerung wird durch typischen Geschiebemergel mit seinen Verwitterungsproducten, dem Lehm und lehmigen Sande gebildet. Nach den von mir auf Section Rüdersdorf¹⁾ ausgeführten Aufnahmen möchte ich denselben trotz seiner verhältnissmässig viel tieferen Lage, als sie z. B. der circa 70 Fuss höher gelegene Obere Diluvialmergel am Ostrande des Alvenslebenbruches besitzt, zum Oberen Diluvium rechnen, da ich auf genannter Section durch Bohrversuche und Aufschlüsse nachweisen konnte, dass sich der Obere Diluvialmergel dem welligen und vom Alvenslebenbruche aus nach Ost und Nord abfallenden Terrain deckenartig anschmiegt. Um hier jedoch jedes Missverständniss zu vermeiden, hebe ich ausdrücklich hervor, dass die Diluvial-

¹⁾ Vergl. Section Rüdersdorf im Maassstab 1:25,000 unter Benutzung der ECK'schen und ORTH'schen Aufnahmen im Nordost-Viertel geognostisch und agronomisch bearbeitet von F. WAHNSCHAFPE 1881 und 1882. (Im Druck befindlich.)

ablagerungen an die nach Nord einfallenden Schichten des Muschelkalkes discordant angelagert sind.

Die Mächtigkeit des in den Gruben von Herzfelde aufgeschlossenen Geschiebemergels beträgt durchschnittlich 2—3 m. Er ist in sich völlig ungeschichtet, von gelblicher Farbe und führt neben einzelnen grösseren viele haselnuss- bis faustgrosse Geschiebe, welche in regelloser Vertheilung durch seine ganze Masse zerstreut sind. Als besonders häufig sind zu nennen: schwarze Feuersteine, Granite, Gneisse, weisse Scolithes-Sandsteine und rothe Dalaquarzite. Ebenfalls wurden vereinzelte Kreidebruchstücke und Elfdalenporphyre darin aufgefunden, jedoch nirgends ein Stück vom Rüdersdorfer Muschelkalk. Versteinerungsführende silurische Kalke scheinen äusserst selten zu sein. Fossile Thier- und Pflanzenreste aus der Diluvialzeit fehlen vollständig.

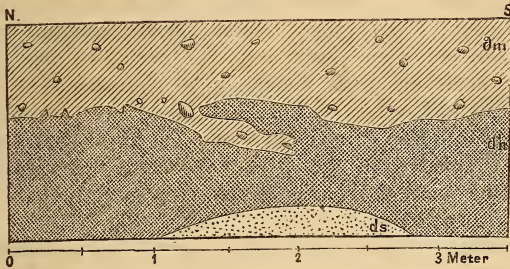
Unter dem Geschiebemergel folgt der „Gлиндower“ Thon entweder direct, oder er ist noch durch mehr oder weniger mächtige Sandschichten von ersterem getrennt. Die Thonablagerung ist nach der Tiefe zu ziemlich gleichmässig ausgebildet und wird nur in ihrem obersten Theile durch kleinere zwischenengelagerte Sandschichten unterbrochen. Dadurch dass der Geschiebemergel eine gelbliche Farbe und eine mehr sandige Beschaffenheit besitzt, der Thon dagegen dunkelblaugrau und oft sehr fett ist, heben sich die beiden Ablagerungen äusserst scharf von einander ab und lassen auch nicht den geringsten Zweifel darüber aufkommen, dass wir es hier mit zwei völlig verschiedenen Bildungen zu thun haben.

Die Ablagerungen unterhalb des Geschiebemergels zeigen sich im Allgemeinen nicht mehr in ihrer ursprünglich horizontalen Schichtung, in der sie abgesetzt wurden, sondern sind durch spätere Druckwirkungen in sehr auffälliger Weise verändert worden. Die Druckerscheinungen sind zweifacher Art und müssen, wie ich im Folgenden nachzuweisen versuchen werde, auch auf zwei verschieden wirkende Ursachen zurückgeführt werden. Die eine Art dieser Druckwirkungen zeigt sich nur unmittelbar unter dem Geschiebemergel in den obersten Schichten des Thones oder des ihn überlagernden Sandes, im Fall derselbe noch vorhanden ist, die andere Art dagegen tritt innerhalb des ganzen Thonlagers, soweit dasselbe durch Gruben aufgeschlossen ist, auf.

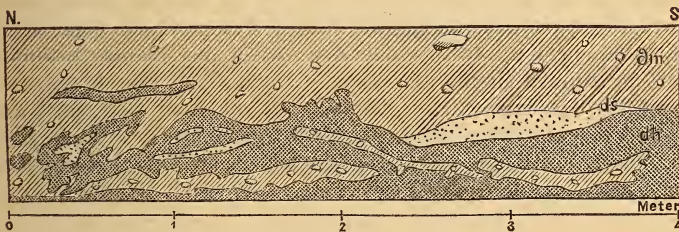
Es werden sich diese Erscheinungen am besten an der Hand der beigegeführten Profile erläutern lassen. Zuvor sei bemerkt, dass sämtliche Gruben bei Herzfelde rechtwinkelige Vertiefungen darstellen und dass durch den terrassenförmig betriebenen Abbau sich dem Beschauer nach allen vier Himmels- gegenden hin senkrechte Steilwände darbieten, wodurch ein ge-

naues Studium aller Details ermöglicht wird. Die Profile, welche an frisch abgeschürften Grubenwänden von mir beobachtet und mit möglichster Genauigkeit gezeichnet wurden, bilden eine Auslese unter den dort ausserordentlich zahlreich vorkommenden Schichtenstörungen.

Figur 1.



Figur 2.



Figur 1 und 2. Ausschnitte aus der östlichen Steilwand der Thongrube des Herrn SCHULTZ in Herzfelde.

∂m Oberer Diluvialmergel (Geschiebemergel). dh Unterer Diluvialthon ds Unterer Diluvialsand

Die Profile Fig. 1 und 2 stellen Ausschnitte aus der östlichen Wand der Grube des Herrn Amtsvorstehers SCHULTZ dar. Die obere Begrenzungslinie derselben ist von der Oberfläche 2 m entfernt, so dass der Geschiebemergel (∂m) mit dem Lehm und lehmigen Sande hier eine Mächtigkeit von $2\frac{1}{2}$ bis 3 m besitzt. Unter demselben folgt im Profil Fig. 1 eine 1 m mächtige Thonschicht (dh), welche von der compacten auf 10—12 m aufgeschlossenen Hauptbank durch eine linsenförmige Einlagerung von sehr feinkörnigem, weissen Sande (ds) getrennt wird. Diese Sandschicht fehlt im Profil Fig. 2, oder ist durch den auf der rechten Seite befindlichen Sandstreifen vertreten, so dass dann die obere Thonbank dort als völlig zerstört zu betrachten ist. Bemerkenswerth ist in beiden Profilen das auf

1 — 2 m Länge stattfindende apophysenartige Eingreifen des Geschiebemergels in den Thon, für dessen Entstehung wohl Niemand die Annahme eines bedeutenden Druckes in Abrede stellen wird.

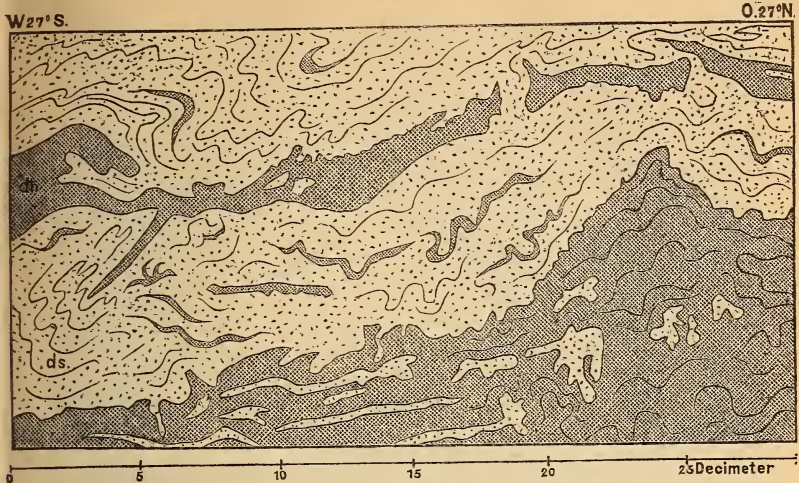
In Fig. 2 zeigen sich ausserdem sowohl fetzenartige, langgezogene Stücke von Geschiebemergel, welche abgesondert im Thone, als auch abgerundete oder linsenförmige Bruchstücke von Thon, welche abgesondert im Geschiebemergel liegen. Ob dieselben zum Theil noch einen Zusammenhang mit dem Muttergestein besitzen, lässt sich natürlich bei der einseitigen Ansicht, welche ein Profil liefert, nicht entscheiden. Aufmerksam machen will ich noch auf die linke Seite der Fig. 2, wo der Theil der Thones, welcher einen zusammengedrückten und gerollten Sandstreifen umschliesst (oberhalb der gangartigen Figur), nach Süden zu umgebogen und mitgeschleppt zu sein scheint.

An einigen Stellen der Grube lagerte der Geschiebemergel direct ohne Sandzwischenlagerungen auf dem Thon. Die Grenze zwischen denselben war dann etwas unregelmässig wellig, jedoch durch die verschiedene Farbe und die abweichende petrographische Ausbildung der beiden Ablagerungen sehr scharf zu unterscheiden. In den obersten Lagen des Thones befanden sich an einigen Stellen bis auf 2—3 dcm Tiefe haselnussgrosse nordische Geschiebe, die offenbar von oben in den sonst fast geschiebefreien Thon hineingepresst sein müssen. Nach oben zu scheint der Thon seine ursprünglich feine Schichtung, welche sich noch in dem unteren Theile sehr gut erkennen lässt, durch den starken Druck völlig verloren zu haben, eine Beobachtung, die auch von TORELL an den Thonen der Insel Hven gemacht und von DAMES ¹⁾ mitgetheilt worden ist.

Fig. 3 zeigt einen Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn LIEBERMANN. Ueber der oberen Linie dieses Profils folgt von der Oberfläche an gerechnet zuerst Geschiebelehm von 1½ m Mächtigkeit und darunter ½ m mächtiger, feiner, geschichteter Diluvialsand. Die gewundenen und gebogenen Schichten desselben werden von dem Geschiebemergel in einer fast horizontalen geraden Linie scharf abgeschnitten. Interessant sind in diesem Profil die ausserordentlich mannigfaltigen Biegungen, Stauchungen und Zusammenschiebungen, welche die Sandschichten und die denselben eingelagerten dünnen Thonbänkchen erfahren haben. Dass die Oberfläche des Thones durch gewaltigen Druck zusammengeschoben sein muss, beweisen die abgerundeten, drusenförmigen Sandnester, welche ursprünglich als horizontale

¹⁾ Diese Zeitschrift 1881. Bd. XXXIII. pag. 408.

Figur 3.



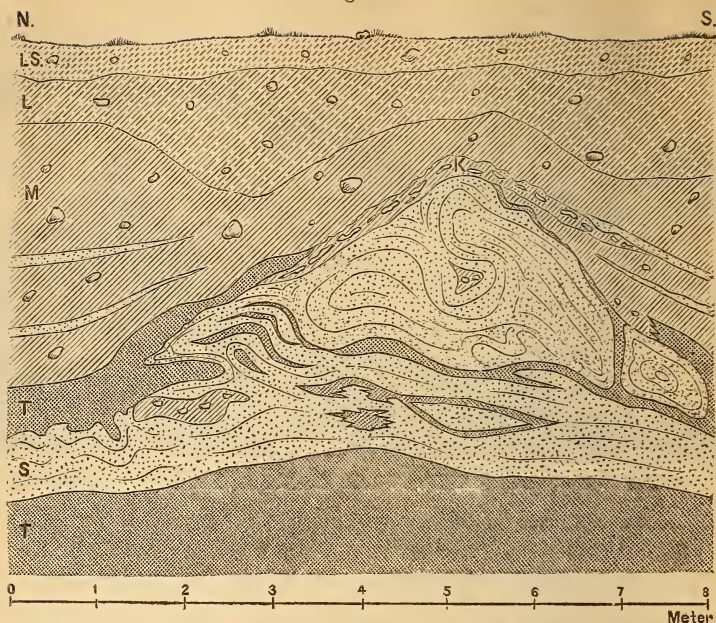
Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn
LIEBERMANN in Herzfelde.

dh Unterer Diluvialthon. ds Unterer Diluvialsand.

Schichten dem Thon eingelagert waren. Dass aber dieser Druck von oben her erfolgt ist, davon legt die horizontale Schichtung des Thones, welche auf einen Meter Tiefe unter der unteren Grenzlinie der Fig. 3 beobachtet wurde, ein sicheres Zeugnis ab.

Die Profile Fig. 4 und 5 (p. 570 u. 571) sind der nördlich von Herzfelde gelegenen Thongrube des Herrn MANNHEIMER entnommen. Das erstere zeigt die den Thon überlagernden Schichten von der Oberfläche ab bis auf die zusammenhängende, auf ungefähr 10 m Tiefe aufgeschlossene Hauptbank, während das andere nur einen Ausschnitt aus der nämlichen Grubenwand darstellt und das Hauptthonlager erst unter dem parallel geschichteten Sande (unten links auf Fig. 5) folgt. In Fig. 4 bemerkt man in der Mitte des Diluvialsandes gerade unterhalb der höchsten Erhebung desselben ein völlig isolirtes Stück Geschiebemergel. Da die Sandschichten dieses Stück völlig umschliessen und sich seinen Conturen in zahllos sich wiederholenden Windungen anschmiegen, so kann die Entstehung dieses Phänomens nur auf eine Faltung der Sand- und Thonschichten und dabei entstandene Abschnürung des Geschiebemergels zurückgeführt werden. In beiden Profilen bemerkt man ausserdem schmale, spitz auslaufende Sandeinlagerungen im Geschiebemergel, welche demselben zuweilen das Ansehen einer Art von Schichtung

Figur 4.



Profil aus der Thongrube des Herrn MANNHEIMER in Herzfelde von der Oberfläche bis auf die Hauptthonbank.

- | | | |
|----|-----------------------------|-------------------------------|
| LS | Lehmiger Sand | } Oberer Diluvialmergel (∅m). |
| L | Lehm | |
| M | Mergel | |
| S | Unterer Diluvialsand (ds). | |
| T | Unterer Diluvialthon (d t). | |
| K | Kalkconcretionen. | |

geben. Diese schmalen Sandstreifen liegen ziemlich horizontal, finden sich jedoch nur an der Grenze zum Thonlager. Ihre Entstehung kann entweder dadurch erklärt werden, dass sie bei der vorwärts schreitenden Bewegung der Grundmoräne von dem Boden losgerissen und mitgeschleppt, oder aber dass sie durch subglaciale¹⁾, in der Grundmoräne circulirende Wasser abgelagert wurden. Besonders aber muss bei der Besprechung der Profile Fig. 4 und 5 darauf hingewiesen werden, dass die dargestellten Faltungen und Zusammenpressungen der Thon-

¹⁾ Vergl. JAMES GEIKIE, The intercrossing of erratics in glacial deposits. Reprinted from the „Scottish Naturalist“ for January 1882 pag. 16. Dort werden dieselben Erscheinungen im „boulder-clay“ ebenfalls auf letztere Ursachen zurückgeführt.

Figur 5.



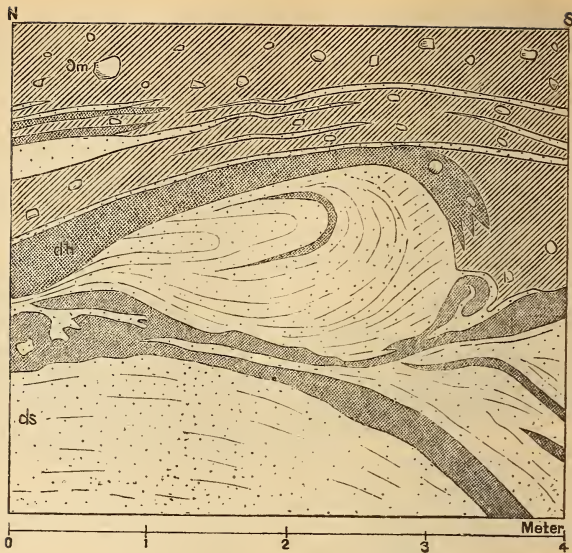
Ausschnitt aus der östlichen Steilwand der Thongrube des Herrn
MANNHEIMER in Herzfelde.

dm Oberer Diluvialmergel. dh Unterer Diluvialthon.
ds Unterer Diluvialsand.

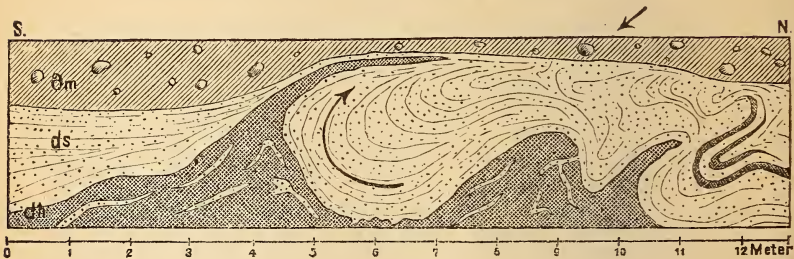
und Sandschichten hier, sowie überhaupt in der ganzen Ablagerung nur an der Grenze des Geschiebemergels sich finden. In Fig. 4 lässt die nur wenig aufgepresste untere Hauptthonbank mit dem darüber befindlichen parallel geschichteten Sande, in Fig. 5 sowohl das Sandlager unter dem Thon, als auch die in der Abbildung sichtbare Thonschicht mit den eingelagerten parallelen Sandstreifen deutlich erkennen, dass die Faltungen und Zusammenschiebungen nicht durch eine Aufquellung der unteren Thonbank, oder durch einen anderen Druck von unten hervorgerufen sein können, sondern dass sie durch eine auf Seitenschub beruhende Bewegung der Massen auf einer festeren oder etwas weniger nachgiebigen Unterlage, welche hier durch die compacte Hauptthonbank gebildet wurde, entstanden sein müssen.

Noch weit besser beweisen dies die Profile Fig. 6 und 7 (pag. 572), von denen ersteres einen Ausschnitt aus der östlichen, letzteres einen solchen aus der westlichen Steilwand der interessanten Thongrube des Herrn MANNHEIMER zur Darstellung bringt. Die Mächtigkeit des Oberen Diluvialmergels schwankt in dieser Grube zwischen 2—3 m, was nicht auf einer unregel-

Figur 6.



Figur 7.



Figur 6 Ausschnitt aus der östlichen, Figur 7 Ausschnitt aus der westlichen Steilwand der Thongrube des Herrn MANNHEIMER in Herzfelde.

Om Oberer Diluvialmergel. ds Unterer Diluvialsand.
dh Unterer Diluvialthon.

mässigen Contur der Oberfläche, sondern auf der schwach welligen Ausbildung der Unterkante desselben beruht, wie dies Fig. 7 sehr deutlich erkennen lässt. In dem Profil Fig. 6 besitzt der parallel geschichtete Diluvialsand unter den dünnen, gebogenen Thonbänken (unten links) eine Mächtigkeit von 1—1½ m, worauf die Hauptthonbank folgt. In Fig. 7 ist der Thon von der unteren Begrenzungslinie des Ausschnittes an gerechnet

bis auf 15 m Tiefe aufgeschlossen. Offenbar ist in beiden Profilen eine Faltung und Zusammenschiebung der oberen Schichten des Thones und des ihn überlagernden Sandes sehr deutlich zu erkennen, zugleich aber geben dieselben und ganz besonders das Profil Fig. 7 einen Aufschluss darüber, in welcher Richtung der die Schichtenfaltungen hervorrufende Druck gewirkt haben muss. An der über 30 m langen westlichen Grubenwand, von welcher Fig. 7 nur ein 12 m langes Stück darstellt, waren die Thonschichten sämmtlich schweifartig gegen Nord ausgezogen, woraus man jedoch keineswegs folgern darf, dass hier ein Druck von Süd her auf dieselben gewirkt hat. Das Phänomen ist vielmehr so zu erklären, dass von ungefähr Nord aus in schräger Richtung, welche aus der vertical wirkenden Schwere der Eismassen und dem Seitenschub derselben resultirte, auf die parallel gelagerten Schichten ein Druck ausgeübt wurde, der zuerst eine Faltung und nachher eine Rollung derselben hervorrief. Bei diesem continuirlich nach Süden vorrückenden Drucke wurden die Falten nach der entgegengesetzten Seite, also nach Nord, übergekippt und ausgezogen. Es fand ungefähr derselbe Effect statt, als wenn gegen einen auf horizontaler, fester Unterlage ruhenden Cylinder ein schräger Stoss in der Weise geführt wird, dass derselbe eine rückwärts rollende Bewegung annimmt. Dies deuten auch die den Thon überlagernden Sandschichten an, welche auf gleiche Weise in der Richtung des beigefügten Pfeiles bewegt wurden und daher die Biegungen der Thonfalten in zahlreichen Windungen wiederholen.

Fragen wir nach der Ursache der soeben geschilderten Schichtenstörungen, so muss nochmals hervorgehoben werden, dass ein Druck von unten hier auszuschliessen ist. Dies beweist das Auftreten fast horizontaler Schichten unterhalb der Zusammenschiebungen und Faltungen, sodann die ganze Art und Weise der Erscheinung.

Müssen wir demnach einen Druck von oben her annehmen, so ist zu untersuchen, ob derselbe entweder durch die auflagernden Diluvialmassen, oder durch das Aufrennen schwimmender Eisberge, oder aber durch vorrückendes Inlandeis hervorgerufen worden ist.

Was die erstere Ursache betrifft, so ist bekannt, dass auflagernde Massen auf weichem, nachgiebigen Untergrunde Druckerscheinungen hervorrufen können, welche jedoch nur dann als Aufpressungen zur Erscheinung kommen, wenn dieser Druck eine Folge einseitiger Belastung ist.

G. BERENDT hat bereits in seinen „Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg“¹⁾ darauf hingewiesen, dass Diluvial-

¹⁾ pag. 25 u. 79.

schichten in Folge ungleichmässigen Druckes emporquellender oder auch zusammentrocknender tieferer, ganz besonders thoniger Schichten in ihren ursprünglichen Lagerungsverhältnissen gestört sein können und hat derartige Aufpressungen mit den Creeps in Coal-mines verglichen. Auf der kurischen Nehrung wurden von ihm steile Sturzdünen beobachtet und abgebildet, welche durch ihren einseitig lastenden Druck den Mergelboden des Haffes an ihrem Fusse bis zu 15 Fuss Höhe aufgepresst hatten.¹⁾ Weitere Beispiele für eine derartige Aufpressung bieten nach BERENDT²⁾ die Gehänge unserer grossen durch Erosion entstandenen Diluvialthäler, an welchen sowohl die Ränder selbst als auch die untersten Diluvialschichten zum Theil emporgepresst worden sind.

Eine durch die allgemeine Schwerkraft bedingte spontane Massenbewegung, wie sie FUCHS³⁾ zur Erklärung der Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens angenommen hat und welche in losen Ablagerungen nach Art der inneren Bewegung der Gletscher und Schlammströme wirken sollte, ist meiner Ansicht nach bisher in unseren Diluvialablagerungen nicht bewiesen worden. CREDNER⁴⁾ hält die dortigen Erscheinungen für Gletscherdruckwirkungen.

Neuerdings hat LAUFER⁵⁾ über die Lagerungsverhältnisse des Diluvialthonmergels von Werder und Lehnin sehr interessante Beobachtungen veröffentlicht. Er glaubt, dass die auf horizontalem Liegenden emporgepressten und mit dem Abfall des Terrains parallel streichenden Thonsättel, über welchen er zum Theil horizontale Schichten des Unteren Diluvialsandes beobachtet hat, nur durch den einseitig lastenden Druck der auflagernden Schichten, welcher aus der tiefen Thalerosion resultirt, entstanden sein können. Andererseits jedoch hebt er auch hervor, dass zur Erklärung sämtlicher dort vorkommender Schichtenstörungen diese Ursache allein nicht ausreicht, sondern dass man ein gleichzeitiges Zusammenwirken von einseitig lastendem Druck in Folge der Thalerosion und von Gletscherdruck annehmen müsse. Auf eine nähere Beschreibung derjenigen Erscheinungen, welche auf letztere Ursache zurückgeführt werden sollen, sowie auf eine Erklärung des Verhältnisses von Thalbildung und Eisbedeckung

¹⁾ Geologie des Kurischen Haffes etc. Königsberg 1869. pag. 18 u. 30.

²⁾ Diese Zeitschrift 1879. pag. 15, Anmerkung 1.

³⁾ TH. FUCHS, Ueber eigenthümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens, Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1872. pag. 309 ff.

⁴⁾ H. CREDNER, Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms u. s. w., diese Zeitschr. Bd. XXXII. pag. 86 u. 87.

⁵⁾ Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881. pag. 501. Berlin 1882.

zu einander geht er jedoch hierbei nicht weiter ein. Auf Taf. XIV. Fig. IV. seiner Abhandlung hat er links unter dem Diluvialmergel im Diluvialsande eine eigenthümliche Schichtenstörung dargestellt, welche mit den von mir abgebildeten Figuren 6 und 7 viel Analogie besitzt.

Zur Hervorrufung der geschilderten Schichtenstörungen in den Herzfelder Thonen wäre der Druck der nur 2—3 m mächtigen Decke des Diluvialmergels jedenfalls nicht gross genug. Ausserdem liegen die Thone in einer so flach abgeböschten Diluvialmulde, dass kein bedeutender Druck durch einseitige Belastung auf dieselben ausgeübt sein kann.

Die beiden anderen vorher angeführten Ursachen berühren eine Cardinalfrage der Diluvialgeologie. Schwimmende Eisberge können allerdings bei ihrem Aufrennen auf weiche Thonlager Störungen in denselben hervorrufen, jedoch werden dieselben stets ganz unregelmässiger Art sein. JAMES GEIKIE¹⁾ hat derartige verworrene Störungen in den marinen brick-clays von Portobello bei Edinburg beschrieben und durch lehrreiche Abbildungen erläutert. Er unterscheidet von diesen unter dem Namen „contorted drift“ zusammengefassten Erscheinungen die regelmässigeren und oft auf eine bestimmte Richtung zurückzuführenden Schichtenstörungen²⁾, welche mit der Ablagerung des Till in Verbindung stehen und durch vorrückende Gletscher hervorgerufen sind.

Für die Erklärung der oben beschriebenen Schichtenstörungen bei Herzfelde können wir meiner Ansicht nach nur die letztere Ursache annehmen und zwar aus folgenden Gründen.

Die über den Thonen bei Herzfelde liegende Diluvialablagerung ist typischer ungeschichteter Geschiebemergel, welcher mit dem Till (boulder-clay³⁾) in Schottland und der Kross-stenslera in Skandinavien und Dänemark vollkommen identisch ist und hinsichtlich seiner Bildung nur als Grund-

¹⁾ JAMES GEIKIE, The great ice age. London 1874, pag. 265 ff

²⁾ Ebendasselbst pag. 21, 157.

³⁾ LOSSEN, welcher den Geschiebemergel des norddeutschen Flachlandes nicht als eine Grundmoräne des Inlandeises auf erster Lagerstätte angesehen wissen will (Der Boden der Stadt Berlin p. 852 u. 980), vergleicht ihn mit dem boulder-clay von Caithness und beruft sich dabei auf die Autorität von J. GEIKIE, der denselben als das gemeinsame Product der Eisdecke und der See auffasst und ihn zum Theil für echte Grundmoräne, zum Theil für submarine Endmoräne hält (The great ice age 1874. pag. 215). Durch neuere Untersuchungen von JAMES CROLL (Climate and Time Cap. XXVII.), denen sich die von B. N. PEACH und J. HORNE angeschlossen haben, ist jedoch nachgewiesen worden, dass der boulder-clay von Caithness als echte Grundmoräne anzusehen ist, deren marine Schalreste ebenso wie die in derselben enthaltenen Geschiebe als transportirt aufzufassen sind. Diesen Ansichten hat sich J. GEIKIE neuerdings vollkommen angeschlossen (The intercrossing of erratics in glacial deposits pag. 15—17).

moräne eines auf festem Untergrunde sich vorwärts schiebenden Gletschereises eine befriedigende Erklärung findet. Dazu kommt, dass die unter dem Geschiebemergel befindlichen Schichtenstörungen im Herzfelder Thon auf einen in bestimmter Richtung wirkenden Druck zurückgeführt werden müssen (vergl. Fig. 1, 2, 6 u. 7) und dass dieser Druck nicht als ein kurzer Stoss eines aufrennenden Eisberges, sondern als ein continuirlich vorwärts schreitender und in schräger Richtung wirkender aufzufassen ist, da sonst die grossen Sandschleifen, welche Fig. 6 und 7 darstellen, nicht hätten entstehen können.

Aus solchen Gebieten, deren ehemalige Gletscherbedeckung von allen Geologen angenommen wird, sind ganz ähnliche Schichtenstörungen, wie sie in Herzfelde vorkommen, mehrfach unter Beifügung von vortrefflichen Abbildungen geschildert und ihrer Entstehung nach auf Gletscherschub zurückgeführt worden. Da sich im Folgenden noch mehrfach Gelegenheit bieten wird, auf die einschlägige Literatur näher einzugehen, so sei hier nur an die jüngst von DAMES¹⁾ beschriebenen schönen Schichtenstörungen im Diluvialthou der Insel Hven erinnert, welche sich auf vollkommen horizontaler Unterlage finden und offenbar glacialen Ursprungs sind.

Die von mir geschilderten Schichtenstörungen, welche unter dem Inlandeise stattgefunden haben dürften, sind zu unterscheiden von einer anderen Art, die vor dem Rande desselben entstanden, sich jedoch in manchen Fällen mit ersteren vereinigt haben können.

Wie ein vorrückender Gletscher auf lockeren, nachgiebigen Untergrund einwirkt, hat H. CREDNER²⁾ in seinen am Buersbrä-Gletscher angestellten Beobachtungen in vortrefflicher Weise geschildert und abgebildet. CREDNER hebt hervor, dass ein Gletscher in dem Falle Schichtenstörungen hervorruft, wenn er gezwungen wird, eine geneigte Ebene hinaufzusteigen oder ein sich bietendes Hinderniss zu überwinden hat. PENCK³⁾ spricht sich auf Grund eigener Beobachtungen und mit Hinweis auf die Mittheilungen HOLMSTRÖM's⁴⁾, welcher niedrige, nicht mit Endmoränen zu verwechselnde, sondern beim Vorücken des Eises durch Aufpressung gebildete, moränenartige Wälle an der Ostseite des Justedalsbrä beobachtete, dahin aus, dass ein über loses Terrain schreitender Gletscher das Material vor sich zusammenschieben und zu einem Walle aufstauen muss.

¹⁾ Diese Zeitschr. 1881. Bd. XXXIII. pag. 407 u. 408.

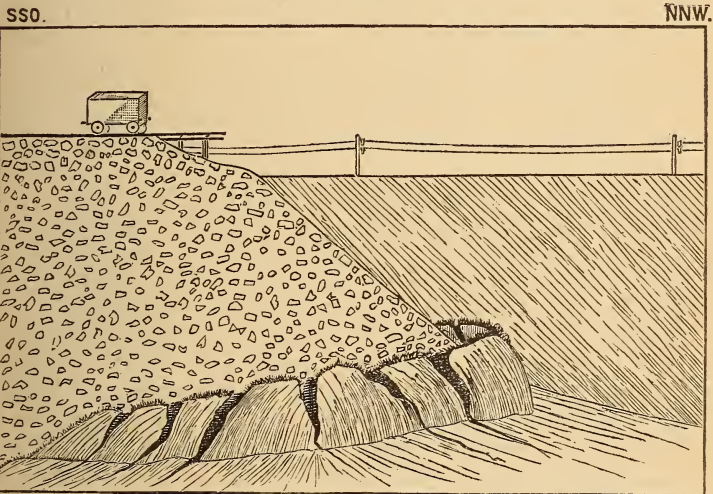
²⁾ Ebendas. 1880. Bd. XXXII. pag. 77.

³⁾ A. PENCK, Die Gletscher Norwegens, Sonderabdr. aus d. Mitth. d. Vereins f. Erdkunde zu Leipzig, Jahrg. 1879. pag. 12.

⁴⁾ HOLMSTRÖM, Om moräner och terrasser. Öfvers. af kgl. Vet. Akad. Förhandl. 1879. No. 2.

Ich bin zu der Ueberzeugung gelangt, dass ebenso wie die Gletscher ein mächtiges und in den meisten Fällen beim Vorücken am Rande steil abstürzendes Inlandeis, wenn es über lockere Ablagerungen, wie dies unsere geschichteten Sande und Thone sind, hinwegschreitet, alleinschon durch seine Schwere in Folge einseitiger Belastung sich selbst an seinem Fusse ein Hinderniss schafft, indem es die vorliegenden Schichten wallartig aufpresst. Es bestimmt mich zu dieser Auffassung eine in Rüdersdorf gemachte Beobachtung. Ich hatte daselbst während meiner geologischen Aufnahmearbeiten drei Sommer hindurch Gelegenheit, die Druckwirkung einer bedeutenden Last auf weichem Untergrunde in ihren einzelnen Phasen verfolgen zu können.

Figur 8.



Muschelkalkschutthalde am Eisenbahndamm bei Rüdersdorf mit aufgespresstem Torf am Fusse derselben.

Nördlich vom Tiefbau ist an der westlichen Seite des Eisenbahndammes, welcher das tief eingeschnittene Thal des vom Stienitz - See kommenden Mühlenfließes durchsetzt, eine grosse Schutthalde auf ein dort befindliches Torflager aufgeschüttet worden. Durch den gewaltigen Druck, welchen die 16,65 m hohe und auf ihrer horizontalen Oberfläche 44,55 m breite Schutthalde (Fig. 8) auf den weichen Untergrund ausübt, war im Herbst 1880 ein halbmondförmiger Torfwall rings um den Fuss der Halde emporgespresst worden. Da durch den

lebhaft betriebenen Abbau des Muschelkalkes täglich bedeutende Schutt- und Steinmassen an dem Nordrande der Halde hinabgestürzt werden, so ist der von oben nach unten wirkende Druck ein stetig vorrückender. So kam es, dass die Falte des Torfes immer steiler wurde, bis schliesslich die Spannung auf der Oberfläche die Cohäsion der Torfmasse überwog. Es entstand auf der ganzen Sattellinie ein halbkreisförmiger Sprung, und während der Südflügel des Sattels durch den Druck der Halde niedergepresst wurde, stieg der Nordflügel mit steilem Absturz mantelartig rings um den Fuss der Halde empor, wie dies die umstehende Abbildung zeigt, welche im Juli 1882 von mir aufgenommen wurde. Der Böschungswinkel der Halde beträgt 36° . In rechtem Winkel steigt der Torfwall von der Wiesenfläche auf und erhebt sich an dem Fuss der Halde bis zu 3,5 m Höhe. Das Vorterrain um den Mantel ist ebenfalls etwas gehoben und zieht sich mit ungefähr 1 m Steigung auf 100 m sanft bis an den Fuss des Torfwalles hinan. Durch den Druck des hohen Eisenbahndammes ist zu gleicher Zeit eine schwach wellige Aufpressung entstanden, welche in der Nähe der Halde mit der dortigen Druckerscheinung verschmilzt. Da die Halde täglich zunimmt, so hat sich der Fuss derselben unter das Torflager geschoben und übt nun einen Druck von unten gegen die Oberfläche aus. Die Folge davon war, dass von dem ganzen Rande des Torfmantels aus senkrecht zur Sattellinie stehende, radiale Spalten entstanden, welche die ganze Oberfläche zerklüftet haben. Die Breite dieser Spalten schwankt zwischen 0,6—1,3 m und konnte ihre Tiefe bis zu 1,90 m gemessen werden. Dieselben reichen jedoch noch weit tiefer hinab, sind aber durch nachgestürzte Torfmassen zugeschüttet worden.

Es bietet somit die immerfort zunehmende Halde ziemlich genau das Bild eines stetig vorrückenden Gletschers, denn wenn auch das Vorschreiten des letzteren beständig durch die nachschiebenden Massen erfolgt, die Halde dagegen an ihrem vorderen Ende durch Aufschüttung zunimmt, so ist doch in beiden Fällen der Effect des Druckes auf den Untergrund ganz derselbe, sodass der Druck der Halde als ein in verschiedene einzelne Momente zerlegter Gletscherdruck aufgefasst werden kann.

Ein Beispiel für eine derartige Einwirkung des Gletschereises auf den vor seinem Fusse gelegenen Untergrund beschreibt NORDENSKIÖLD¹⁾ von dem Frithiofs-Gletscher in Belsound auf Spitzbergen. Am Fusse dieses im Jahre 1858 wahrscheinlich schon wieder im Rückgang begriffenen Gletschers waren Schlammablagerungen emporgepresst, welche vom Eise noch nicht überschritten gewesen und nach TORELL's An-

¹⁾ A. E. NORDENSKIÖLD, Öfersigt af Isfjordens och Belsounds geologi. Geolog. Fören. Förhandlingar Bd. II. No. 8. pag. 246.

sicht wegen der in ihnen sich findenden, mit deutlicher Epidermis versehenen Meeresconchylien als durch Gletscherdruck dem Meere entstiegene Erhebungen aufzufassen waren.

Derartige Aufpressungen am steil abfallenden Fusse des vorrückenden Inlandeises sind gewiss in vielen Fällen der Anlass zur wellenförmigen Lagerung unseres Unteren Diluviums gewesen.

PENCK¹⁾, obwohl er eine derartige Erklärung nur auf ganz specielle Ablagerungen anwendet und als Ursache allein die vorwärts schreitende Bewegung des Eises im Auge hat, scheint zu ähnlichen Auffassungen gelangt zu sein, was aus seinen folgenden Worten hervorgeht: „Auch in Norddeutschland, was während der Diluvialzeit vergletschert gewesen ist, finden sich hie und da Rücken und wallartige Hügelzüge, deren Existenz man bisher kaum beachtet hat. Neuerdings sind sie für Endmoränen erklärt worden; ihre Zusammensetzung aus abgerollten Steinen spricht jedoch gegen diese Annahme; wahrscheinlich entstanden sie ähnlich wie die Wälle vor dem Aabreckegletscher²⁾, nur dass sie eine bedeutendere Höhe, gemäss des bedeutenderen Gletschers, der sie verursachte, erhielten.“ BERENDT³⁾ nimmt eine aufpressende Wirkung des nach dem Schwimmen zum Aufsitzen gekommenen, sich zurückziehenden Inlandeises an.

Es bleibt mir noch übrig, auf eine andere Art von Druckerscheinungen, die sich in den Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf überall findet, hier näher einzugehen. Im Herbst 1880 besuchte ich unter Führung des Herrn TORELL und in Begleitung der Herren DE GEER und WOLDT die in der Feldmark Hennickendorf gelegene Thongrube des Herrn OPPENHEIM, die einzige Grube, welche TORELL bisher von den dort so zahlreichen Aufschlüssen gesehen hat. Gelegentlich seines in der Sitzung vom 13. August 1880 auf der allgemeinen Geologenversammlung zu Berlin gehaltenen Vortrages hatte TORELL vortreffliche Photographien⁴⁾ vorgelegt, welche nach seinen Angaben ausgeführt waren und die Profile der OPPENHEIM'schen Grube in ihren Details sehr gut zur Anschauung brachten. Das zu damaliger Zeit dort aufgedeckte geognostische Profil war folgendes.⁵⁾ Die oberste Decke wurde gebildet durch

¹⁾ Die Gletscher Norwegens pag. 12 u. 13.

²⁾ Vergl. ebendasselbst pag. 11.

³⁾ Diese Zeitschrift 1879. pag. 15.

⁴⁾ Die Photographien sind von dem Landschaftsphotographen Herrn STIEHM (Berlin N. Schönhauser Allée 169) ausgeführt. Derselbe hat die Negative aufbewahrt und kann auf Verlangen Abzüge davon liefern.

⁵⁾ Leider war es mir bei meinen diesjährigen wiederholten Besuchen der OPPENHEIM'schen Grube nicht möglich, ein vollständiges Profil von der Oberfläche bis zur Sohle der Grube zu zeichnen. Die mitgetheilten Profile stammen sämmtlich aus dem untersten, gerade im

einen ungeschichteten, geschiebeführenden, ausserordentlich ungleichkörnigen Oberen Diluvialsand, dessen Mächtigkeit zwischen 0,3—0,6 m schwankte. Demselben entstammten sämtliche grosse Geschiebe, welche am Rande der Grube herumlagen, oder durch Abrutschen der Steilwände in dieselbe hineingerollt waren. Dieser Sand ist als Aequivalent des Oberen Diluvialmergels aufzufassen, da ersterer in der Abschmelzungsperiode des Inlandeises aus letzterem hervorgegangen ist. Unter dieser Ablagerung folgte geschichteter, geschiebefreier, etwas lehmstreifiger Unterer Diluvialsand von 4—5 m Mächtigkeit, welcher in seinen obersten Schichten zum Theil aufgebogen und gestaucht war. TORELL machte uns zugleich auf mehrere mit zahlreichen Geschieben und Sand erfüllte, kesselartige Vertiefungen aufmerksam, welche vom Oberen Sande aus senkrecht in den Unteren Sand hineinreichten. Die Wandungen dieser den Rüdersdorfer Gletschertöpfen nicht unähnlichen Bildungen waren mit einer sogenannten Eisenschicht, einem durch Eisenoxydhydrat und Thon fest verkitteten Sande umkleidet. Leider war es mir damals nicht möglich, diese eigenthümlichen Bildungen, welche vielleicht als Gletschertrichter anzusehen sind, näher zu untersuchen, und als ich dies im folgenden Jahre nachholen wollte, waren dieselben dem vorgeschrittenen Abbau ganz und gar zum Opfer gefallen.

Unter dem Unteren Diluvialsande folgt das im Abbau befindliche Thonlager. Dasselbe ist durch papierdünne Zwischenlagen ganz feinen Sandes sehr deutlich geschichtet. Es wechseln jedoch horizontal geschichtete Thonbänke mit gestörten Schichten regelmässig ab. Diese Wechsellagerung findet in der OPPENHEIM'schen Grube nur bis auf 5 m Tiefe von der Oberkante des Thones an gerechnet statt. Darunter folgen bis zur Sohle der Grube 3 m mächtige, gestörte Lagen, welche nur von einer etwa in der Mitte befindlichen undeutlichen, horizontalen Zwischenlage unterbrochen werden. Die horizontal geschichteten Zwischenlager haben eine Mächtigkeit von 0,05—0,1 m und sind deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil sie beweisen, dass die gestörten Lagen aus ihnen hervorgegangen sein müssen, denn erstere zeigen dieselben feinen Sandstreifen wie die Horizontalbänke und bestehen aus ganz demselben Material. Die ursprünglich horizontale Schichtung ist jedoch bei ihnen völlig verloren gegangen, und statt dessen sieht man im Profil in der ganzen Masse des Thones längliche, kreisförmige, abgerundete oder auch ganz unregelmässig begrenzte, zum Theil auf das Abenteuerlichste gewundene und verzerrte Figuren

Abbau befindlichen Theile der Thonablagerung. Der obere Theil war in diesem Jahre durch Abrutschmassen so sehr überdeckt, dass die Lagerungsverhältnisse nicht klar hervortraten.

von 0,1—0,5 m Längsdurchmesser, welche die ursprüngliche Parallelschichtung noch dadurch deutlich erkennen lassen, dass innerhalb derselben viele concentrische helle Linien hervortreten. (Siehe Fig. 9 a und 9 b.) Oft bemerkt man, dass diese concentrischen Sandstreifen zahlreiche kleine Verwerfungen erlitten haben, so dass dann eine eigenthümliche, sich mehrfach wiederholende zickzack-artige Figur entsteht. Die Zwischen-

Figur 9 a.



Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn OPPENHEIM bei Hennickendorf. — Thon mit abwechselnd gestörten und ungestörten Schichten.

(In Figur 9 a und 9 b bedeuten die schwarzen Linien in den gerollten Schichten die helleren Sandstreifen, die weiss gelassenen Stellen den dunkleren Thon.)

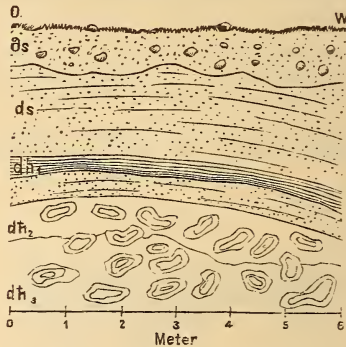
Figur 9 b.



Ausschnitt aus der nördlichen Steilwand der Thongrube des Herrn OPPENHEIM bei Hennickendorf. — Gestörte und ungestörte Lagen im Thon.

räume zwischen diesen gewissermaßen gerollten Schichten werden durch einen etwas fetteren und dunkler gefärbten Thon ausgefüllt. In dieser zerdrückten Thonmasse finden sich ebenfalls feine, jedoch sehr undeutliche und verzerrte Sandstreifen. Die gerollten Thonmassen, welche beim Herausstechen als unregelmässig wulstige, mehrfach gedrehte und gewundene Knollen erscheinen, liegen oft so dicht nebeneinander, dass man von der Zwischenmasse kaum etwas wahrnimmt. An ihren Berührungsflächen sind sie dann zusammengedrückt. Nirgends findet sich eine Andeutung, welche die Richtung des offenbar von oben her ausgeübten Druckes anzeigen könnte. Diese Erscheinung, welche besonders an frisch abgestochenen, etwas abgetrockneten Grubenwänden deutlich hervortritt, fand ich in allen Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf wieder. Besonders schön zeigten sich diese gerollten Schichten in der Grube von MANNHEIMER, wo ich sie auf 14 m Tiefe von der Oberkante des Thonlagers aus gerechnet an einer von W. nach O. sich erstreckenden Thonbank und zwar ohne horizontale Zwischenlagerungen beobachtete.

Figur 10.



Profil aus der Thongrube des Herrn WEGENER in Hennickendorf.

- Os Oberer Diluvialsand.
 ds Unterer Diluvialsand.
 dh₁ Unterer Diluvialthon parallel geschichtet.
 dh₂ " " } gelb } in gestörter
 dh₃ " " } blaugrau } Lagerung.

(Die gestörten Schichten sind nur schematisch dargestellt.)

Die nebenstehende Figur 10 bringt ein Profil aus der bei Hennickendorf gelegenen Thongrube des Herrn WEGENER zur Darstellung. Zu oberst befindet sich eine 1 m mächtige Ablagerung ungeschichteten, geschiebeführenden Oberen Diluvial-

sandes. Darunter folgt parallel geschichteter Unterer Diluvialsand von $2\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit, in welchem nach unten zu eine 2—3 dm mächtige geschichtete Thonbank eingelagert ist. Die Sandschichten bilden mit der Thonbank einen flachen Sattel, zeigen jedoch im Uebrigen hier keine weiteren Störungen. Dagegen besitzt die darunter befindliche Hauptthonbank ganz dieselben gerollten Schichten, wie sie aus der Thongrube des Herrn OPPENHEIM beschrieben worden sind. Der oberste Theil des Thones ist von gelblicher, der untere von blaugrauer Farbe, was nur auf eine nachträgliche Oxydation in den obersten Schichten zurückgeführt werden kann, da die Grenzlinie zwischen denselben ganz unregelmässig verläuft und die gerollten Schichten oftmals sogar durchschneidet.

Zur Erklärung dieser bisher aus dem norddeutschen Flachlande noch nicht beschriebenen Erscheinungen¹⁾ war es erforderlich, in der Literatur über die Gebiete, deren Ablagerungen ebenfalls in die Glacialzeit fallen, nach Analogien zu suchen. Dieselben bieten die bereits (pag. 575) erwähnten, von JAMES GEIKIE mitgetheilten Profile von Portobello und sind besonders die Figuren 42 u. 45²⁾ zum Vergleich heranzuziehen. Fig. 42 zeigt eigenthümlich gebogene und gestauchte Sand- und Thonschichten, welche mit horizontal geschichteten Bänken wechselagern. In Fig. 45 sind die zwischen horizontal geschichteten Thonbänken liegenden Sandschichten zerrissen und gerollt. Da diese Thone eine nordische und arktische marine Fauna enthalten und sich keine Moränen darüber finden, so nimmt GEIKIE an, dass diese Thone bei einer Senkung des Landes unter den Meeresspiegel abgesetzt und die in ihnen vorkommenden Störungen während einer durch diese Senkung veranlassten Driftperiode durch aufrennende Eisberge entstanden seien. Als weiteren Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme erwähnt er das Vorkommen vereinzelter grosser Geschiebe, welche mitten im geschichteten Thone vorkommen und nur durch Eistransport von oben in die plastische, weiche Thonmasse hineingekommen sein können, da die Schichten, wie dies Fig. 45³⁾

1) Es sei hier ausdrücklich hervorgehoben, dass der Brockenmergel, welchen bereits G. BERENDT (Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg pag. 67) erwähnt und welchen E. LAUFER (Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1881. pag. 504) neuerdings beschrieben hat, mit dem Phänomen bei Herzfelde und Hennickendorf keineswegs verglichen werden darf, da er eine ganz andere Structur besitzt und nach LAUFER sehr gut so zu erklären ist, dass eine bereits zum Absatz gelangte, ausgetrocknete Thonbank von Neuem aufgeschlämmt wurde.

2) The great ice age. London 1874. pag. 265 u. 267.

3) Ebendasselbst pag. 265.

zeigt, durch die Geschiebe herabgedrückt und zur Seite geschoben sind.

Derartige Geschiebe, welche mitten im geschichteten Thone liegen, kommen auch, allerdings sehr vereinzelt, in den Thongruben von Herzfelde und Hennickendorf vor. Herr LIEBERMANN theilte mir freundlichst mit, dass in seiner Grube vor nicht langer Zeit eine nestartige Einlagerung grösserer Geschiebe aufgefunden sei. In der Grube des Herrn MANNHEIMER hatte ich selbst Gelegenheit, einen in der Sohle der Thongrube liegenden Block von 1 m Durchmesser zu beobachten. Der Block lag nach Aussage der Arbeiter noch auf ursprünglicher Lagerstätte, doch war der Thon ringsum bereits abgedeckt, so dass ich nichts von den Veränderungen bemerken konnte, welche der Stein beim Hinabsinken in die weichen Schichten hervorgerufen haben musste.

Auch aus der schwedischen Literatur sind ähnliche Schichtenstörungen bekannt geworden. Von A. ERDMANN wurden seiner Zeit gestörte Schichten zwischen horizontal geschichteten Bänken beschrieben, welche in der Glaciallera (TORELL's Yoldiathon) vorkommen. Das von ihm abgebildete Profil von Hagalund ¹⁾ (Fig. 21) zeigt nachstehende Schichtenfolge:

- a. Åkerlera.
- b. Glaciallera (hvarfvig mergel v. Post's, Yoldialera TORELL's) horizontal geschichtet.
- c. Glacialsand mit kleinen Streifen geschichteten Thones. Gestörte Schichtung.
- d. Glacialsand horizontal geschichtet.

Ebenfalls werden von A. ERDMANN im Yoldiathon liegende Blöcke (flyttblock) erwähnt, welche durch Eisbergtransport in denselben hineingelangt sein müssen, da der Yoldiathon als eine spätglaciale Ablagerung anzusehen ist, welche sich bei einer am Schluss der Eiszeit stattgehabten Senkung des Landes unter den Meeresspiegel bildete und von dem Gletschereise nachher nicht wieder überschritten sein kann, da sich nirgends Moränen über diesen Thonen gefunden haben. Was nun die Schichtenstörungen anlangt, so giebt A. ERDMANN keine nähere Erklärung ihrer Entstehung. Eine solche finden wir jedoch bei GUMÄLIUS ²⁾, der bei Besprechung der Bildungsweise des Glacialsandes und Thones Folgendes schreibt:

„Zwischen den so gebildeten, mehr oder weniger horizontalen, parallelen und vollkommen regelmässigen Thonschichten

¹⁾ A. ERDMANN, Bidrag till kändedom om Sveriges quartära bildningar. Stockholm 1868. pag. 134 u. 135.

²⁾ O. GUMÄLIUS, Om mellersta Sveriges glaciala bildningar 1. Stockholm 1874. pag. 31.

sieht man bisweilen einige, die in ganz besonderer Weise gebogen und gewunden erscheinen, während sowohl die oberhalb als auch unterhalb liegenden ganz normal ausgebildet sind. Auf pag. 134 in „Sveriges Quartära Bildningar“ finden sich zwei Zeichnungen von derartigen unregelmässigen Schichten, jedoch wird kein Versuch ihrer Erklärung geliefert. Dieselbe scheint jedoch ganz nahe zu liegen. Die Schichten sind doch offenbar auf einer Stelle zusammengeschoben und dadurch aufgebogen, als noch die darüber liegenden sich bildeten, mithin auf dem Boden des Meeres und zwar tiefer als der Wellenschlag reichte, aber von einer Kraft, welche nur die damals zu oberst liegenden Thonschichten aufwühlte, ohne die unteren zu berühren und demnach von einem schwimmenden Gegenstande ausgeübt wurde. Dass dies Eisberge waren, welche ja oft tiefer hinabreichen als der Wellenschlag, dürfte ganz annehmbar sein.“

Zum Vergleich ist auch das von E. ERDMANN¹⁾ beschriebene Profil von Bjerred heranzuziehen, wo in den Schichten c und e in einem gelben, kalkhaltigen thonigen Sande oder sandigen Thone Einlagerungen von ganz ähnlicher Beschaffenheit wie in Herzfelde beschrieben werden. Nach ERDMANN'S Angaben bilden dieselben unregelmässige, runde oder ovale Parteen von 2 — 3 Zoll Dicke und bestehen aus einem mehr thonfreien Sande, dessen vollkommen deutliche Schichtung sich oft ihrer äusseren Begrenzung anschliesst. Was die Erklärung dieser Erscheinung betrifft, so hat ERDMANN dadurch, dass er dieselbe in ihren verschiedenen Uebergängen beobachten konnte, den Beweis erbracht, dass hier abwechselnd mehr oder weniger thonige und sandige Schichten zerrissen, zusammengepresst und gefaltet wurden und zwar nicht in einer, sondern in mehreren Richtungen. Nach einem über diesen Gegenstand mit ihm geführten Briefwechsel theilte er mir gütigst mit, dass er nicht abgeneigt sei, schwimmende Eisberge als Ursache dieser Störungen anzunehmen.²⁾

¹⁾ E. ERDMANN, Bidrag till kändedomen om de lösa jordlagern i Skåne. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. II. No. 1. pag. 13 ff. — E. ERDMANN, Jakttagelser rörande „Contorted Drift“ och bergarter med „inneslutna brottstycken“. Geol. Fören. Förhandl. Bd. IV. No. 8. pag. 222 ff.

²⁾ Der Ansicht K. A. LOSSEN'S, welcher die gestörten Schichten bei Bjerred mit dem Brockenmergel MEYN'S in Schleswig-Holstein und dem BERENDT'S der Mark Brandenburg vergleicht (Der Boden der Stadt Berlin pag. 839), kann ich nur in Betreff des von E. ERDMANN beschriebenen Lagers b beistimmen. Die Schichten c und e haben jedoch, wie schon erwähnt, eine ganz andere Structur. Während der Brockenmergel aus scharfkantigen (nach LAUFER auch abgerundeten) Thonbruchstücken, gebunden durch feinen, mergeligen Sand oder Thon,

Besonders wichtig aber war mir eine briefliche Mittheilung meines Freundes DE GEER über ein analoges Vorkommen bei Ronneby in der Provinz Blekinge, wichtig deshalb, weil derselbe die Schichtenstörungen in der OPPENHEIM'schen Grube, wie bereits erwähnt, aus eigener Anschauung kennen gelernt hatte und schon damals geneigt war, sie als Drifterscheinungen anzusehen, während TORELL sie auf Gletscherdruck zurückführen wollte. Die dem Briefe DE GEER's entnommene Stelle lautet: „Unter Anderem entdeckte ich Faltungen in dem geschichteten Thone (TORELL's Yoldiathon), welche vollkommen analog mit denen waren, die wir zusammen nordöstlich von Rüdersdorf sahen. Bei Ronneby erscheint dieselbe Wechselagerung zwischen stark gefalteten und vollkommen ungestörten Schichten wie bei Rüdersdorf, und bei Ronneby treten die Störungen in einem Thone auf, welchen das Inlandeis nachweisbar niemals überschritten hat; hier ist man deshalb gezwungen, schwimmende Eisberge als Ursache anzunehmen, da man keine andere annehmbare vorschlagen kann.“

Zur Erklärung der abwechselnd gestörten und ungestörten Thonschichten von Herzfelde und Hennickendorf bin ich ebenfalls geneigt, mich diesen Auffassungen anzuschliessen. Wenn dieses Thonlager in einem Süswassersee abgesetzt wurde, welcher sich vor dem heranrückenden Inlandeis befand, so ist wohl anzunehmen, dass zeitweise in demselben eine Localdrift stattfinden konnte. Dieselbe wurde zwar nicht durch grosse Eisberge veranlasst, zu deren Entstehung man ein tiefes Meer annehmen müsste und welche überhaupt nach NORDENSKIÖLD's Ausführungen¹⁾ sich nur dort bilden sollen, wo ein schon zuvor zerklüftetes Gletschereis durch tiefe Fjorde in das offene Meer ausmündet, sondern vielmehr durch Gletschereisblöcke, die sich zur wärmeren Jahreszeit in Folge der starken Ausdehnung der im Eise reichlich enthaltenen Luftblasen von allen steilwandigen Gletscherwänden ablösen. Dass eine durch derartige Ursachen hervorgerufene Drift auch local in Binnenseen stattfinden kann, beweisen die Mittheilungen über das Grönländische Inlandeis.²⁾ Auch PENCK³⁾ berichtet, dass er bei seiner Bereisung der norwegischen Gletscher auf einem kleinen See, dem Bloadalsvand,

breccienartig zusammengesetzt ist, geben sich die in den gestörten Schichten c und e bei Bjerred vorkommenden Einlagerungen deutlich als gerollte und gefaltete, auseinandergerissene Schichten zu erkennen, deren früherer Zusammenhang sich oft noch genau nachweisen lässt.

¹⁾ A. E. v. NORDENSKIÖLD, Die Umsegelung Asiens und Europas auf der Vega. Leipzig 1882. pag. 382 ff.

²⁾ Siehe JOHNSTRUP's Meddelsor om Gronland.

³⁾ Die Gletscher Norwegens. Sonderabdruck a. d. Mittheil. d. Ver. f. Erdkunde zu Leipzig, Jahrg. 1879. pag. 7.

welcher dicht vor dem Gletscherende des Blaadalsbrä gelegen ist, grosse schwimmende Eisstücke beobachtet habe. Seiner Ansicht nach sind es Bruchstücke, welche sich vom Gletscherende ablösten und in das Wasser hineinfelen. Immerhin können derartige Eisblöcke, welche nach NORDENSKIÖLD zuweilen 30—40 m Durchmesser besitzen, wenn sie durch Winde bewegt wurden, im Stande gewesen sein, beim Hinweggleiten über die weichen Thonablagerungen dieselben aufzuwühlen, aufzurollen und in die ebenfalls weiche Unterlage hineinzuzwalzen. Fand eine derartige Localdrift nicht statt, so gelangten die Thone in ungestörter Lagerung zum Absatz

An dieser Stelle möge schliesslich noch das jüngst von PENCK¹⁾ abgebildete und beschriebene Profil bei Vomperbach im Innthale Erwähnung finden. Dasselbe zeigt in einer mehr oder weniger sandigen diluvialen Thonablagerung eine gestörte Bank mit über 1 m hohen Falten zwischen völlig horizontal lagernden Schichten. Weitere dem ähnliche Erscheinungen beschreibt PENCK in folgenden Worten: „Auch bei Miesbach sah ich inmitten sonst horizontal lagernder Schichten diluvialen Thones gefälte und gekräuselte Partien. In den Schottern, welche bei Mittenwald unter der Grundmoräne auftreten, bemerkte ich ebenfalls zwischen horizontalen Schichten einige gestörte, gestaute und zusammengeschobene, desgleichen in einer entsprechenden Schotterablagerung beim Forsthause Falep.“ Eine Erklärung dieser Erscheinungen, welche nach PENCK's Ansicht mit den Gletschern nicht in directem Zusammenhange stehen, wird von ihm nicht geliefert, doch hebt er hervor, dass PRESTWICH ähnliche Stauchungen in den Schottern des Sommethales auf Wirkungen von Grundeis zurückgeführt habe. Da meiner Ansicht nach die von PENCK beschriebenen Erscheinungen mit meinen Beobachtungen in der OPPENHEIM'schen Thongrube bei Hennickendorf sehr viel Analogie besitzen, auch der Thon bei Vomperbach sicherlich als ein in einem Seebecken abgelagerter feiner Moränenschlamm aufzufassen ist, so halte ich die oben von mir gegebene Erklärung der Schichtenstörungen durch schwimmende Eisblöcke bei einer in derartigen Seen stattfindenden Localdrift auch für die Profile in den Alpen für ausserordentlich wahrscheinlich.

¹⁾ Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung von ALBRECHT PENCK. Leipzig 1882. pag. 45.

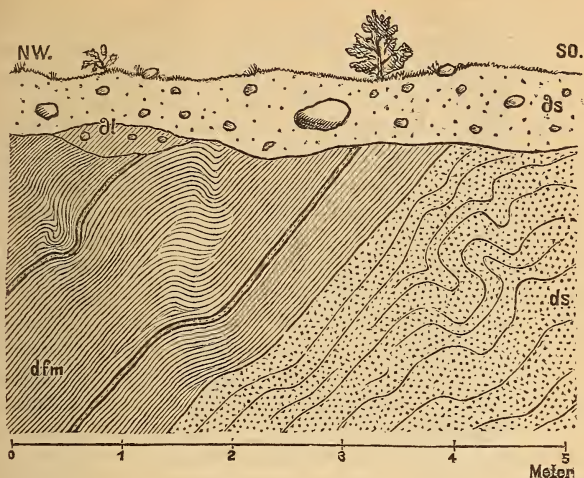
II. Schichtenstörungen im Fayencemergel von Lupitz.

Am Westrande der königlichen Forst von Clötze in der Altmark, ungefähr 3 km ostnordöstlich vom Dorfe Lupitz befindet sich eine grosse Grube, in welcher ein dem Unteren Diluvium angehöriges Fayencemergellager aufgeschlossen ist. Dasselbe wurde seiner Zeit zum Segen für die Landwirthschaft der ganzen dortigen, ausserordentlich dürrtigen Gegend von Herrn Gutsbesitzer SCHULTZ auf Lupitz aufgefunden¹⁾ und wird noch jetzt zur Melioration der Felder abgebaut und weithin abgefahren. Dank der liebenswürdigen Freundlichkeit des genannten Herrn hatte ich im Herbst vorigen Jahres Gelegenheit, unter seiner lehrreichen Führung das Gebiet zwischen Lupitz, Quarnebeck, Jeggau, Breitenfeld, Zichtau, Schwiesau und Clötze näher kennen zu lernen und mich davon zu überzeugen, dass dort überall die obere Decke der diluvialen Hochfläche aus einem $\frac{1}{2}$ — 1 m mächtigen, an einigen Punkten ausserordentlich geschiebereichen Oberen Diluvialsande besteht. Darunter folgt, soweit dies an tieferen Aufschlüssen sichtbar wurde, ein mehr oder weniger feinkörniger, geschichteter Unterer Diluvialsand. Beide Ablagerungen treten auch in der Umgebung des Fayencemergellagers auf. Da die weitere Verbreitung des letzteren durch zahlreiche Bohrversuche nicht constatirt werden konnte, so ist die ganze Ablagerung wahrscheinlich als ein während der Eiszeit stark erodirtes Vorkommen zu betrachten. Zu dieser Auffassung berechtigt auch das Auftreten derselben in einer flachen, muldenartigen Einsenkung des Terrains, so dass die noch vorhandene Ablagerung wegen der mehr geschützten Lage dort der Zerstörung entgangen ist.

Betritt man die Grube von Ost aus auf dem in dieselbe hineinführenden Fahrwege, so bietet sich das in Figur 11 wiedergegebene Profil (s. pag. 589). Dasselbe zeigt deutlich, dass das ganze Fayencemergellager mit seinem Liegenden gegen Südost in einem Winkel von 45° aufgepresst ist, wobei die ausgehenden Schichten gebogen und gestaucht wurden. Das Hangende desselben konnte leider nicht beobachtet werden, doch ist es wahrscheinlich, dass dasselbe von einer höher gelegenen Schicht des Unteren Diluvialsandes gebildet wird. Die ausgehenden Schichten des Unteren Diluvialsandes und Fayencemergels werden von einer Decke geschiebeführenden Oberen Diluvialsandes discordant überlagert. Eine kleine, direct auf

¹⁾ SCHULTZ - LUPITZ, Reinerträge auf leichtem Boden. Landwirthschaftl. Jahrbücher f. 1881. pag. 783.

Figur 11.



Profil aus der Fayence-Mergelgrube bei Lupitz in der Altmark.

ds Oberer Diluvialsand. dl Geschiebelehm (Reste des Oberen Diluvialmergels). dfm Fayencemergel des Unteren Diluviums. ds Unterer Diluvialsand.

dem Fayencemergel liegende Lehmscholle beweist, dass der Obere Sand hier ein Auswaschungsproduct aus dem Lehm oder ursprünglich aus dem Geschiebemergel ist. Bereits früher bei der Kartirung der Section Mittenwalde bin ich zu der Ueberzeugung gelangt, dass der dort auftretende Geschiebesand als ein secundäres Auswaschungsproduct aus dem Geschiebemergel angesehen werden muss¹⁾, welches durch die Schmelzwasser des grossen Inlandeseis am Schluss der Diluvialperiode entstanden ist, und habe diese Ansicht an den geognostischen Lagerungsverhältnissen der oben genannten Section näher zu erläutern versucht. Wenn ich bei dieser Gelegenheit den Oberen Diluvialmergel als die Rückzugs- oder Abschmelzungs-moräne des Inlandeseis bezeichnete, so meinte ich damit, unter nicht ganz richtiger Anwendung dieser letzteren Bezeichnung, die beim Rückgang des Eises liegengebliebene, im Oberen Sande durch die Schmelzwasser nachträglich veränderte Grund-

¹⁾ F. WAHNSCHAFFE, Beitrag zur Entstehung des Oberen Diluvialsandes. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880. Berlin 1881. pag. 340 ff.

moräne. Auch BERENDT¹⁾ hat neuerdings die Entstehung des Oberen Diluvialsandes auf gleiche Ursachen zurückgeführt.

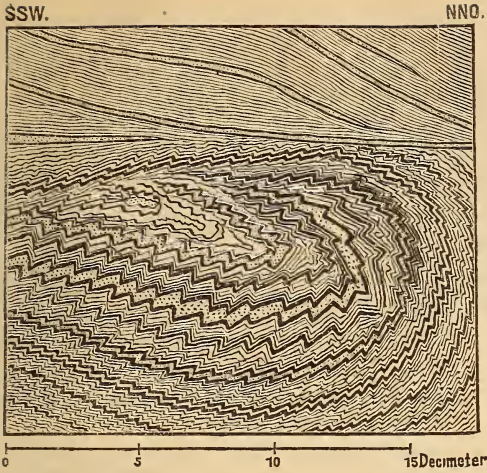
So liess sich auch in der Lupitzer Mergelgrube die Richtigkeit dieser Auffassung nachweisen, denn an vielen Stellen hatte sich der Geschiebelehm, wie dies z. B. Figur 14 (pag. 592) zeigt, noch völlig erhalten, und man sah denselben dann in weiterer Fortsetzung allmählich in den Geschiebesand übergehen.

Der sehr kalkhaltige Lupitzer Fayencemergel ist ausserordentlich fein geschichtet, was durch dünne Zwischenlagen eines sehr feinkörnigen, gelblichen oder weisslichen, ebenfalls kalkhaltigen Mergelsandes um so deutlicher sichtbar wird, als die Farben dieser feinen Sandstreifen mit der des Fayencemergels lebhaft contrastiren. Letzterer ist in seinen obersten Lagen graugelb, nach unten zu jedoch hell blaugrau. Die auf weitere Entfernung homogen erscheinenden Fayencemergelbänke zeigen sich bei näherer Betrachtung ebenfalls als papierdünn geschichtet. Als eine Eigenthümlichkeit sei noch bemerkt, dass sich an verschiedenen Stellen im Fayencemergel knollenartige oder flach scheibenförmige Kalksinterbildungen finden, welche als secundäre Absätze der im Fayencemergel circulirenden, mit doppelkohlensaurem Kalk gesättigten Tagewässer aufzufassen sind. Das ganze Lager ist, wie bereits erwähnt, gegen SO. emporgedrückt und dabei am Ausgehenden gestaucht worden, so dass die Grubenwände sehr eigenthümliche Schichtenstörungen hervortreten lassen. Die Figuren 12 und 13 (s. p. 591) stellen derartige Profile dar und lassen die Biegungen der Schichten in zahllos sich wiederholenden parallelen Zickzacklinien erkennen. Figur 13 zeigt ausserdem eine ganz eigenthümlich gestauchte, fette Thonbank von dunkelbrauner Farbe, welche sich an verschiedenen Wänden der Grube verfolgen lässt und die merkwürdigsten Biegungen, apophysenartige Spaltungen, sowie mannichfache Verwerfungen zeigt.

In Figur 14 (s. pag. 592) sehen wir noch die Ueberlagerung des sehr sandigen Geschiebelehmes und zugleich auch das Vorkommen fetzenartiger Bruchstücke desselben in den obersten Lagen des Fayencemergels, welche durch Druck von oben in denselben hineingedrückt sein müssen. In gleicher Weise sind kleine nordische Geschiebe bis auf einen Meter Tiefe in dem oberen Theile des Fayencemergels anzutreffen, während der untere sich als völlig geschiebefrei erweist. Besonders interessant ist in diesem Profil die Biegung und Stauchung der bereits oben erwähnten Thonbank.

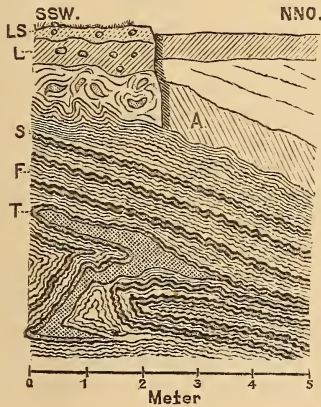
¹⁾ G. BERENDT, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Jahrb. der königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881. Berlin 1882. pag. 482.

Figur 12.



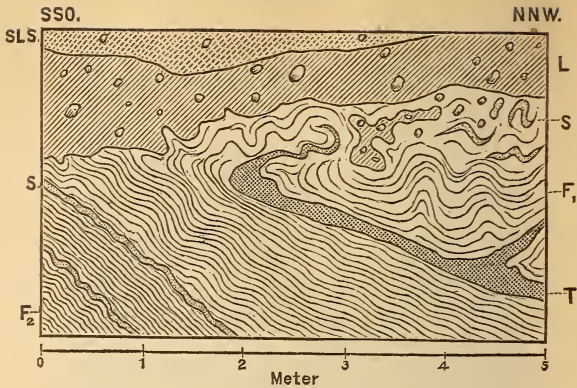
Ausschnitt aus der Steilwand der Fayencemergelgrube bei Lupitz.
Fayencemergel in Wechsellagerung mit feinen hell und dunkel gefärbten Mergelsand- und Sandschichten.

Figur 13.



- | | | |
|----|---------------------|-------------------------------------|
| LS | Lehmiger Sand | } Reste des Oberen Diluvialmergels. |
| L | Lehm | |
| F | Fayencemergel | } Unteres Diluvium. |
| S | Feinkörniger Sand | |
| T | Fetter brauner Thon | |
| A | Schutt. | |

Figur 14.



Ausschnitt aus der westsüdwestlichen Steilwand der Fayence-
Mergelgrube bei Lupitz.

- | | | |
|-----------------------------------|--|--|
| SLS | Schwach lehmiger Sand | } Reste des Oberen Diluvialmergels. |
| L | Lehm | |
| S | Sehr feinkörniger Sand. | |
| F ₁ und F ₂ | Fayencemergel von weisslichgelber und graugelber Farbe. | |
| T | Fetter brauner Thon. | |

Was die Erklärung der soeben beschriebenen Schichtenstörungen anlangt, so war allerdings in der Grube nicht zu ermitteln, auf eine wie grosse Tiefe hin sich dieselben verfolgen lassen und ob darunter sich die Schichten horizontal ausgleichen. Dass die Störungen hier ziemlich bedeutenden Umfanges sind, beweist der Umstand, dass sowohl das ganze Fayencemergellager, als auch sein Liegendes, der Untere Diluvialsand aufgerichtet sind. Obgleich nun die Profile nur einen unvollständigen Aufschluss über die Lagerungsverhältnisse des Fayencemergels bieten, scheinen mir doch die erhalten gebliebenen Reste des Geschiebelehmes hier den besten Beweis dafür zu liefern, dass wir es nicht mit Hebungserscheinungen von unten her zu thun haben, sondern dass durch einseitig lastenden Druck des Inlandeises die Schichten am Rande desselben aufgerichtet und nachher bei dem Darüberhinschreiten desselben gepresst, gestaucht und zum Theil erodirt wurden.

Die im norddeutschen Flachlande häufig beobachtete discordante Lagerung des Oberen Diluviums auf dem Unteren dürfte in vielen Fällen derartig zu erklären sein, dass Bänke des Unteren Diluviums durch Gletscherdruck mehr oder weniger steil emporgepresst und dann in ihrem oberen Theile beim Vor-

rücken des Eises erodirt wurden, so dass sich die Grundmoräne discordant über die abgeschnittenen Schichten der aufgerichteten oder in anderen Fällen auch nur durchschnittenen Bänke legen musste.

Analogien für derartige oft sehr bedeutende Aufpressungen finden sich in der schwedischen Literatur in reichem Maasse. Um ein besonders instructives Beispiel herauszugreifen, sei an das von A. E. TÖRNEBOHM¹⁾ in einer Mergelgrube bei Luntertun nördlich von Engelholm beobachtete Profil erinnert, wo ein geschichteter, geschiebeführender Mergel im Winkel von 30° gegen West aufgedrückt ist, was nach E. ERDMANN'S Ansicht dort nur auf Gletscherschub zurückgeführt werden kann.

Zum Schluss sei noch an die nur wenige Meilen von Lupitz entfernt liegenden, von mir aufgefundenen Gletscherschrammen bei Velpke und Danndorf erinnert²⁾, welche die ehemalige Inlandsbedeckung dieser Gegend meiner Ansicht nach ausser allen Zweifel stellen.

III. Schichtenstörungen in der Rügen'schen Kreide bei Sassnitz.

Auf einer zu Pfingsten dieses Jahres durch die Insel Rügen unternommenen geognostischen Wanderung, welche dem Studium der dortigen Diluvialablagerungen, sowie den in der Kreide vorkommenden und seiner Zeit von JOHNSTRUP so vortrefflich geschilderten Schichtenstörungen gewidmet war, hatte ich Gelegenheit, bei Sassnitz ein interessantes Profil beobachten und näher erforschen zu können. Dasselbe bietet einigen Aufschluss über die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in Beziehung zur Rügen'schen Kreide, sowie über die in derselben vorkommenden Störungen, deren Erklärung mit den im Vorhergehenden besprochenen Erscheinungen auf das Innigste zusammenhängt.

Nördlich von dem Ostseebade Sassnitz befinden sich am Rande des schönen Buchenwaldes, der sogenannten Stubnitz, mehrere tiefe Kreidebrüche. Von diesen verdient derjenige des Herrn KÜSTER ein ganz besonderes Interesse, einmal deshalb, weil derselbe bereits durch eine Mittheilung STRUCKMANN'S³⁾ in der Literatur bekannt geworden ist, und zweitens, weil

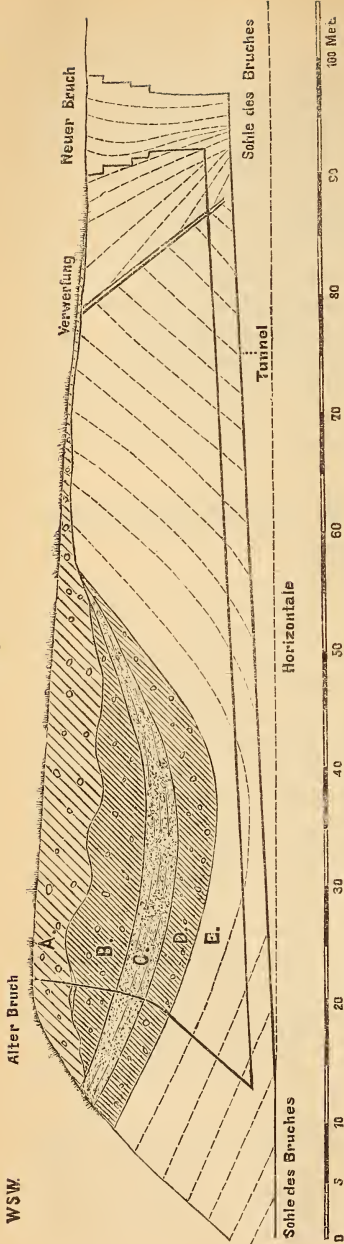
¹⁾ Mitgetheilt von E. ERDMANN, Jakttagelser öfver moränbildningar och deraf beträkta skiktade jordlager. Geol. Fören. Förhandlingar Bd. 1. No. 12. Taf. 24. Fig. 25.

²⁾ Ueber Gletscherscheinungen bei Velpke und Danndorf. Diese Zeitschrift 1880. Bd. XXXII. pag. 774.

³⁾ Diese Zeitschrift 1879. Bd. XXXI. pag. 788.

ONO.

Figur 15.



Profil durch den alten und neuen Kreidebruch des Herrn KÜSTER bei Sassnitz.

A Gelber Geschiebemergel. B Blauer Geschiebemergel. C Diluvialsand. D Blauer Geschiebemergel. E Obere Kreide mit *Belenitella mucronata*. Die unterbrochenen Linien deuten die Feuersteinzonen an.

neuerdings durch die Anlage eines neuen Kreidebruches, sowie durch die Herstellung eines Stollns, welcher den alten mit dem neuen Bruche verbindet, ein schönes Profil aufgedeckt worden ist.

Die Oberflächenform ist bei Sassnitz eine wellige und zwar stehen die Käme der Erhebungen ungefähr senkrecht auf der dort im Allgemeinen von ONO. nach WSW. sich erstreckenden Küstenlinie. An dem ziemlich steilen Westabhange einer derartigen Terrainwelle ist der alte KÜSTER'sche Kreidebruch angelegt und bis zur höchsten Erhebung derselben kesselartig eingeschnitten worden, wie dies aus der beigefügten Figur 15 zu ersehen ist. In diesem Bruche wurde die Kreide von 1864—1880 abgebaut. Da jedoch die auf der Kreide lagernden Diluvialschichten nach OSO. einfallen, mithin bei dem nach Ost vorschreitenden Abbau der Abraum immer mächtiger zu werden drohte und ausserdem kein Platz zur Ablagerung desselben vorhanden war, so wurde der Bruch aufgegeben und eine neue Anlage ausgeführt.

In dem alten Bruche unterschied STRUCKMANN im August 1879 acht verschiedene Diluvialschichten über der Kreide, während ich an den jetzt dort aufgedeckten Grubenwänden nur deren vier beobachten konnte, welche in Fig. 15 dargestellt sind. Von

diesen entsprechen D, B und A den von STRUCKMANN unterschiedenen Schichten 1, 7 und 8, während seine Schichten 2 bis 6 mit der von mir mit C bezeichneten zusammenfallen. In letzterer, von mir als Unterer Diluvialsand aufgefassten Schicht war es mir trotz eifrigen Suchens nicht möglich, die von STRUCKMANN beobachtete Schichtenfolge aufzufinden, wengleich auch der Sand zuweilen etwas verschiedenkörnig ausgebildet war. Ich nehme deshalb an, dass die von ihm beobachteten Ablagerungen mit Süsswasser- und Meeresconchylien wegen ihrer nur geringen Ausdehnung als linsenförmige, ganz locale Einlagerungen im Unteren Diluvialsande anzusehen sind. Allerdings ist der gute Erhaltungszustand der gefundenen Bivalven immerhin sehr eigenthümlich und konnte STRUCKMANN wohl dazu veranlassen, ein Vorkommen auf primärer Lagerstätte anzunehmen. Da ich meine ganze nur sehr knapp bemessene Zeit auf die Erforschung des ganzen Aufbaus der Schichten verwenden musste, war es mir leider nicht möglich, dieselben hinsichtlich ihrer petrographischen Beschaffenheit so eingehend zu untersuchen, wie ich dies wohl gewünscht hätte. Dazu kam noch, dass die jetzt steil abstürzenden Grubenwände für nähere Beobachtungen nur schwer zugänglich sind. Soviel konnte ich jedoch aus der ganzen äusseren Structur und petrographischen Beschaffenheit ersehen, dass die beiden blauen Geschiebemergelbänke D und B vollkommen mit unserem Unteren, oft ebenfalls sehr thonigen Diluvialmergel der Mark identisch sind, während die obere gelbliche und mehr sandige Ablagerung unserem Oberen Diluvialmergel entspricht. Alle drei Ablagerungen sind als verhältnissmässig geschiebereich zu bezeichnen. In der untersten sowie in der obersten Bank sind Geschiebe von $1\frac{1}{2}$ m. Durchmesser keine Seltenheit, wie ich mich an einem Geschiebehaufen überzeugen konnte, welcher nach Aussage des Werkführers denselben entstammte.

Das Profil Figur 15 beruht auf meinen im alten und neuen Kreidebruch sowie im Tunnel angestellten Beobachtungen und ferner auf Mittheilungen des Herrn R. KÜSTER, welcher mir über die Resultate der von ihm zwischen den beiden Brüchen ausgeführten Bohrungen, sowie über manche andere Punkte mit liebenswürdigster Bereitwilligkeit Auskunft ertheilte.

Im alten Kreidebruche sieht man die Flintzonen in der Kreide im Winkel von 27° gegen OSO. einfallen und beobachtet ein gleiches Einfallen der die Kreide überlagernden Diluvialablagerungen D — B, wobei der parallel geschichtete Untere Diluvialsand genaue Messungen gestattet. Wenn man nur die Aufschlüsse im alten und neuen Bruche gesehen hat und findet, dass in letzterem die Flintzonen nach derselben Richtung, wenn auch viel steiler einfallen, glaubt man es mit

einer zwischen die Kreide eingeschobenen Diluvialscholle zu thun zu haben nach Art der von JOHNSTRUP abgebildeten Profile zwischen dem Brimnitzer und Kolliker Bach ¹⁾, nur müsste es dann auffallen, dass in diesem Falle das Diluvium in der entgegengesetzten Richtung zwischen die Kreide eingekellt worden wäre. Die Untersuchung des Tunnels entscheidet diese Frage. Der Tunnel, welcher im Jahre 1881 auf eine Länge von 79,5 m durch die Kreide getrieben wurde, besitzt eine Höhe von 2 m, sowie eine untere und obere Breite 2 und 1,5 m. Die Einfahrt in denselben erfolgt von der Sohle des alten Bruches aus. Seine Neigung beträgt, auf die ganze Länge berechnet, 3,72 m. Bildeten die Diluvialschichten eine zwischen der Kreide liegende Scholle, so mussten sie bei ihrer Neigung von 27° von dem Tunnel geschnitten werden. Dies ist jedoch nicht der Fall, denn der ganze Tunnel ist nur durch Kreide geführt worden. Bei meinen Untersuchungen fand ich, dass die Flintzonen am Eingang des Tunnels noch mit 27° einfallen, dann allmählich immer flacher werden, bis man eine Stelle erreicht, wo dieselben fast horizontal zu liegen scheinen. Darüber hinaus richten sie sich mehr und mehr bis zu einem Winkel von 25° nach der entgesetzten Richtung auf. Sechs Meter von dem Eingange im neuen Bruche an gerechnet sieht man im Tunnel eine 2—3 cm breite Verwerfungskluft, welche von einem grauen, mit scharfkantigen Kreidebruchstücken dicht durchsetzten Thone erfüllt ist. Oestlich von diesem Sprung fallen die Feuersteinzonen gegen OSO. im Winkel von 20° ein und werden schnell immer steiler, bis sie im neuen Bruche fast saiger stehen und nach oben zu nach OSO. überkippen.

Das ganze Profil zeigt somit, dass wir es hier mit einer Faltung, Zerreissung und Zusammenschiebung der Kreide zu thun haben, sodann aber auch, dass diese Störungen erst in einer späteren Diluvialperiode, wahrscheinlich während des Absatzes der letzten Grundmoräne, des Oberen Diluvialmergels, stattgefunden haben müssen, denn die Ablagerungen D, C und B sind offenbar ziemlich horizontal auf der Kreide abgelagert und dann mit ihr zusammen gefaltet worden, während der Obere Diluvialmergel die ganze Kreide mit ihren Biegungen, Aufpressungen und diluvialen Einlagerungen discordant überlagert. Auch JOHNSTRUP hat an den Profilen der Küste von Jasmund nachgewiesen, dass die Kreideschichten erst nach der Ablagerung der zwischen die Kreide eingekellten Diluvialbänke gestört sein müssen und führt daher das ganze Phänomen auf die bei dem Mächtigerwerden des Inlandeises verstärkte Wirkung des Gletscherschubes zurück.

¹⁾ Siehe diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. Taf. XII. Fig. 5 u. 6.

Schlussfolgerungen.

Ein in kurzen Zügen zu entwerfendes Bild derjenigen, im norddeutschen Flachlande allgemeiner anzutreffenden Schichtenstörungen, welche nach meiner Ansicht als Druckwirkungen des vorrückenden Inlandeises ihre natürlichste Erklärung finden, möge den Schluss dieser Abhandlung bilden.

Sind die in der Kreide von Möen und Rügen vorkommenden und von JOHNSTRUP beschriebenen Hebungsphänomene in der That durch den seitlichen Druck des Inlandeises hervorgerufen, so können wir auch annehmen, dass dasselbe bei einer wahrscheinlichen Durchschnitts-Mächtigkeit von mindestens 1000 m¹⁾ gewaltige Veränderungen auf dem Boden des norddeutschen Flachlandes verursachen musste. Der Ansicht LOSSEN's²⁾, die meisten Störungen in den Diluvialschichten auf „eine nach oben ungleichmässig fortgepflanzte und dabei in Gleitung und Stauung umgesetzte Bewegung der festen Unterlage“ zurückführen zu wollen, steht entgegen, dass sich oft in verhältnissmässig geringer Tiefe vollkommen horizontale Diluvial-Schichten unterhalb der gefalteten und gestörten Ablagerungen finden, und ferner dass die Intensität der Störungerscheinungen in vielen Fällen nach oben hin zunimmt.

Weit davon entfernt, in jedem Falle für analoge Erscheinungen auch ganz gleiche Entstehungsursachen annehmen zu wollen, steht vom Standpunkte der TORELL'schen Inlandeis-theorie aus nichts im Wege, viele Störungen in den oberen Schichten der Braunkohlenformation auf eine durch seitlichen Druck des schiebenden Eises hervorgerufene Faltung und Zusammenschiebung zurückzuführen, ganz analog den Hebungsphänomenen in der Rügen'schen Kreide. Das häufige Vorkommen von Braunkohlenbruchstücken in den geschichteten und ungeschichteten Diluvialablagerungen beweist zur Genüge, einer wie gewaltigen Zerstörung und Erosion die Braunkohlenformation in der Diluvialperiode ausgesetzt gewesen ist.

Ebenso lassen sich auch viele Störungen in unseren geschichteten Diluvialbildungen, welche meiner Ansicht nach als die durch Gletscherwässer aufbereiteten und umgelagerten Mo-

1) Nach der Schätzung PENCK's. Schwankungen des Meerespiegels, Separat-Abdr. aus d. Jahrb. 1882 d. geograph. Ges. zu München Bd. VII. pag. 29. Näheres hierüber findet sich in PENCK's „Vergletscherung der deutschen Alpen“. Leipzig 1882. pag. 193.

2) Der Boden der Stadt Berlin pag. 1018.

ränen anzusehen sind ¹⁾, auf die Wirkung des Inlandeises zurückführen. Das häufige Auftreten von Kuppen Unteren Diluvialsandes in der diluvialen Hochfläche, welche den Oberen Diluvialmergel durchragen, findet in manchen Fällen am Besten dadurch eine Erklärung, dass der vor dem steilen und mächtigen Eisrande durch die Gletscherwässer abgelagerte Sand in Folge einseitig lastenden Druckes der Eismassen wall- und sattelartig aufgedrückt wurde. Der Ansicht G. BERENDT's, welcher zwischen der Ablagerung des Oberen und Unteren Diluvialmergels ein schwimmendes Inlandeis annimmt, unter welchem der Untere Diluvialsand abgesetzt worden wäre, kann ich mich nicht anschliessen. Er sagt, dass sich der Obere Diluvialmergel der hügeligen, soeben dem Meere entstiegene Oberfläche, welche bereits kuppenartige Anschwellungen des Unteren Sandes zeigte, aufgelagert hätte. Die von ihm herangezogenen, marine Schalreste führenden Ablagerungen Norwegens und Schwedens (Yoldiathone ²⁾), können für eine derartige interglaciale Senkung des norddeutschen Flachlandes keinen Beweis abgeben, da sie als spätglaciale Ablagerungen aufzufassen sind, welche, wie bereits (pag. 584) erwähnt, nicht mehr vom Gletschereise überschritten wurden und nur auf eine am Schluss der Eiszeit in Skandinavien stattgefundene Senkung ³⁾ hinweisen. Ich glaube, dass man

¹⁾ Vergl. meinen Aufsatz im Jahrbuch d. königl. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881: Ueber das Vorkommen geschiefbefreien Thones in den obersten Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin.

²⁾ G. BERENDT, Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? Diese Zeitschrift 1879. Bd. XXXI. pag. 10—12.

³⁾ PENCK, welcher in seiner jüngst erschienenen Abhandlung im Anschluss an SUESS die Theorie der secularen Hebungen und Senkungen des festen Landes zur Erklärung der Schwankungen des Meeresspiegels energisch bekämpft hat und annimmt, dass die Ursachen für die Veränderlichkeit der Grenzen zwischen Festland und Meer gesucht werden müssen z. Th. in der durch horizontal wirkende Kräfte bedingten Faltung der festen Erdkruste, z. Th. in der veränderlichen localen Attraction, welche die festen Continente gegen die liquiden Wassermassen ausüben, hat den aus dieser Annahme sich ergebenden scheinbaren Widerspruch, welcher darin liegt, dass das Maximum der Ueberfluthung des Festlandes nicht mit dem Maximum der Vereisung in der Glacialzeit zusammenfällt, wo die Attraction am grössten war, sondern nachweisbar gegen Ende dieser Periode stattgefunden hat, in vortrefflicher Weise gelöst. Er folgert, dass bei dem Maximum der Eisbedeckung auf beiden Hemisphären dem Meere eine so grosse Wassermasse entzogen wurde, dass das dadurch bedingte allgemeine Sinken der Meeresoberfläche grösser gewesen sei, als die bei Vermehrung der Continente durch die festen Eismassen ebenfalls vermehrte locale Attraction des Festlandes gegen das Meer. Als dagegen das Eis sich bedeutend gemindert hatte, wurden dem Meere so grosse Wassermengen zugeführt, dass das dadurch hervorgerufene allgemeine Steigen des

wohl berechtigt sein darf, unsere Unteren Diluvialsande als ursprünglich horizontale oder nur wenig geneigte Absätze von Gletscherwässern aufzufassen und dass die meisten Schichtenstörungen in denselben durch Gletscherdruck hervorgerufen wurden. Wenn die Inlandeisdecke die vorher aufgepressten Kuppen überschritt, musste sich die Grundmoräne (der Obere Diluvialmergel) mantelartig um dieselben ablagern und in seiner Mächtigkeit nach oben zu naturgemäss abnehmen. Analogien dafür bieten kuppenartige Erhebungen des festen Gesteins in unserem Diluvium, wie z. B. der Muschelkalk bei Rüdersdorf, der Dewitzer Berg bei Taucha, die Sandsteinerhebungen bei Velpke und andere, wo meist nur eine Grundmoräne von geringer Mächtigkeit zur Ablagerung gelangte.

Die innere Architectur der Kuppen des Unteren Diluvialsandes, welche nach meinen Beobachtungen auf der Section Ketzin fast immer kuppelartig aufgebaut sind, so dass die Schichten des Sandes mit der Erhebung der Berge concordant liegen oder sogar in der Mitte, wie E. LAUFER südlich von Brusendorf auf der Section Königswusterhausen¹⁾ beobachtete, saiger stehen und von dort aus allseitig abfallen, spricht sehr für eine derartige Aufpressung und Zusammenschiebung. Dagegen scheint die Erklärung dieser Erhebungen durch Bewegungen im unterliegenden festen Gebirge geradezu unverständlich, da man in diesem Falle gezwungen wäre, für diese in der Hochfläche sich zwar häufig, aber immerhin vereinzelt findenden Kuppen eine jedesmalige besondere Hebung anzunehmen.

Als das skandinavische Inlandeis auf dem Festlande in Norddeutschland im Vorrücken begriffen war, musste es wegen der grossen Ausbreitung, welche es in der norddeutschen Ebene gewann, bei dadurch bedingter Abnahme seiner Mächtigkeit, an seinem vorderen Rande zunächst sich in einzelne Gletschereisströme (skridjöklar) zertheilen und so sich zungenförmig in das Land hinein erstrecken.

Wenn man unter Annahme der viel bestrittenen RAMSAY'schen Theorie, welche neuerdings wiederum in PENCE²⁾ einen eifrigen Vertreter gefunden hat, die Entstehung der im festen Gestein der ehemaligen Gletschergebiete vorkommenden Gebirgs-

Meeresspiegels das locale Sinken desselben, welches nach Verminderung der Eisbedeckung des Festlandes, mithin bei verminderter Attraction, eintreten musste, überwog, so dass man daraus ein Maximum der Ueberfluthung am Schluss der Eiszeit zu folgern berechtigt ist. Ich bin geneigt, mich diesen scharfsinnigen Speculationen vollkommen anzuschliessen. (Schwankungen des Meeresspiegels pag. 62—68.)

¹⁾ Das Profil wird demnächst in den Erläuterungen zu dieser Section zum Abdruck gelangen.

²⁾ Vergletscherung der deutschen Alpen.

seen zum Theil auf die erodirende Thätigkeit des Gletschereises zurückführt, so kann man sich auch vorstellen, dass im Norddeutschen Flachlande die oben erwähnten Eisströme zum Theil nach vorangegangenen grossen Oscillationen sich in den, dem Eisrande durch hervorströmende Gletscherwasser vorgelagerten, weichen und lockeren Ablagerungen tiefe Wannen eingegraben haben. Mithin würde ein grösserer Theil unserer tiefen, meist langgestreckten und bei aller Abweichung im Wesentlichen von Nord nach Süd gerichteten Seen ursprünglich einer derartigen directen Gletschererosion seine Entstehung verdanken. Je tiefer die Gletscher ihre Betten einschnitten, um so mehr mussten die Schichten aus ihrer ursprünglichen Lagerung verdrängt werden. Bei dem unaufhaltsamen, jedoch oft mit Oscillationen verbundenen Vordringen des grossen Inlandeises nahm die Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Gletscher und in Folge dessen der Seitendruck ¹⁾ derselben gegen ihre sie einengenden Uferränder stetig zu, so dass die Ablagerungen am Rande nothwendigerweise seitwärts geschoben und sattelförmig emporgepresst werden mussten, bis das Eis schliesslich sie selbst überzog.

Auf diese Weise erklärt sich sowohl die schon von BERGHAUS ²⁾ hervorgehobene und dann von BERENDT ³⁾ mehrfach betonte häufige Randstellung bedeutender Höhenpunkte an tieferen Seen resp. an Rändern der Diluvialplateaus im norddeutschen Flachlande, als auch die von LAUFER ⁴⁾ beobachtete Regelmässigkeit der Sattelbildungen parallel dem Thalrande bei Werder, sowie das Zusammenwirken von Thalbildung und Eisbedeckung, welches er als wahrscheinlich annimmt. Auch der Umstand, dass die Uferränder solcher Seen häufig bedeutend höher sind, als die innere diluviale Hochfläche findet dadurch eine naturgemässe Erklärung. Dass hingegen solche Aufpressungen allein durch den einseitig lastenden Druck der auflagernden Diluvialmassen nach Aufhebung des Zusammenhanges der Schichten durch die Thalerosion entstanden sein sollten, scheint mir sehr unwahrscheinlich.

Die tiefen Seen in unserem Diluvium, welche Erosionsthäler des vorrückenden Inlandeises darstellen ⁵⁾, sind dem-

¹⁾ Vergl. JOHNSTRUP, Ueber die Lagerungsverhältnisse und die Hebungsphänomene in den Kreidefelsen auf Möen und Rügen. Diese Zeitschrift 1874. Bd. XXVI. pag. 565.

²⁾ Landbuch der Mark Brandenburg I. pag. 580.

³⁾ Die Diluvialablagerungen etc. pag. 5 u. 81. — Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin pag. 24.

⁴⁾ Jahrb. d. k. pr. geolog. Landesanstalt für 1881. pag. 522.

⁵⁾ G. BERENDT ist der Ansicht, dass diese Seen Theile einer ursprünglichen Rinnenbildung sind und glaubt es mit einem „durch all-

nach ursprünglich älter als die Wasserrinnen der Abschmelzungsperiode und erst später von den Schmelzwässern benutzt, erweitert und zum Theil mit einander verbunden worden, so dass dadurch jenes grosse Rinnensystem in unserem norddeutschen Flachlande entstand, auf welches von G. BERENDT zuerst die Aufmerksamkeit gelenkt¹⁾ und welches von ihm als ein nothwendiges Ergebniss der Abschmelzungsperiode²⁾ des Inlandeises nachgewiesen worden ist.

mähliche Senkung bezw. Zurückbleiben bei allgemeiner Hebung in diese relativ tiefere Lage gekommenen Theile des Gesamtplateaus“ zu ihnen zu haben. BERENDT u. DAMES, Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin. Berlin 1880. pag. 27 u. 28.

¹⁾ Diese Zeitschrift 1879. pag. 13 und Taf. I. — Ebendasselbst 1880. pag. 69 und Taf. VII. — Geogn. Beschr. der Gegend von Berlin 1880.

²⁾ Die Sande im norddeutschen Tieflande etc.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1882

Band/Volume: [34](#)

Autor(en)/Author(s): Wahnschaffe Felix

Artikel/Article: [Ueber einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. 562-601](#)