Zeitschrift
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.
3. Heft (Juli, August, September) 1898.

Aufsätze.

1. Vereisung und Vulkanismus.

Von Herrn E. G. Harboe in Kopenhagen.

Geht man von den Erscheinungen, die an den noch thätigen Vulkanen zu beobachten sind, aus, so darf man wohl annehmen, dass die stärkere vulkanische Thätigkeit zur Tertiärzeit eine so grosse Dampfentwickelung im Gefolge gehabt habe, dass diese habe störend auf die atmosphärischen Verhältnisse einwirken müssen und dadurch möglicherweise die grosse, nordische Vereisung verursacht habe.

Vermeintliche Spuren von Vereisungen sind bis jetzt in mehreren Erdperioden aufgefunden worden und legen die Vermuthung einer gewissen Periodicität in den Vereisungsphänomenen nahe. Diese würde in voller Uebereinstimmung mit anderen Vorgängen stehen, die im Verlaufe der Zeit auf der Erde vor sich gegangen sind, wie z. B. die Gebirgsbildungen, der Vulkanismus, die Transgressionen u. a. m. Es würde auch hierdurch eine Wahrscheinlichkeit für eine Verbindung zwischen diesen Processen und den Vereisungsepochen entstehen.

Schon im Devon finden sich[1]) im oberen „old red sandstone“ mächtige Anhäufungen von subangulären Conglomeraten oder Breccien, die an die jüngeren Glacialablagerungen erinnern und zu dem Schluss geführt haben, dass jene mit gleichzeitigen, glacialen Vorgängen in Verbindung gestanden haben. Aus späteren Zeiten haben besonders die äquatoriale, post- oder permocarbone und die grosse nordische Vereisung zu Ende der Tertiärzeit die Aufmerksamkeit erregt.

[1]) Archibald Geikie, Text-book of Geology, 1882.

Die permo-carbone Vereisung dehnte sich nach Waagen[1]) vom 40° südl. Br. bis zum 35° nördl. Br. und vom 18° östl. L. bis zum 135° östl. L. über einen Continent, das sog. Gondwánaland, aus, welches zur Carbonzeit existirte und durch spätere Einstürze, durch die der Indische Ocean entstand, in die Indische Halbinsel, Australien und einen grossen Theil von Afrika zerstückelt wurde. Sie ist in Indien durch das Tálchirconglomerat des Gondwánasystems, in Afrika durch das Dwykaconglomerat des Karoosystems gekennzeichnet. In Verbindung mit jener Vereisung muss erwähnt werden, dass sich in der unteren Dyas West-Englands (Staffordshire, Clent und Abberley Hills) einige Breccien oder Conglomerate von 400 „feet" Mächtigkeit finden[2]), worin einige Blöcke deutliche Schrammen zeigen, und, da sie nicht von denjenigen recenter Glacialablagerungen zu unterscheiden sind, von A. C. Ramsay auf derzeitige Gletscher in Wales zurückgeführt werden. Das grobe Conglomerat am Rande des Harzes, in Thüringen, Sachsen, Bayern und Böhmen, welches zum Rothliegenden gerechnet wird und dessen Mächtigkeit 6000 „feet" und darüber beträgt, wird von Ramsay auch auf glaciale Entstehung zurückgeführt.

Die grosse, nordische Vereisung zu Ende der Tertiärzeit ist wohl bekannt. Hier soll nur daran erinnert werden, dass sie der Hauptsache nach den ganzen nördlichen Theil von Nord-Amerika bis zum 39 resp. 41° nördl. Br. im O. und bis zum 47° nördl. Br. im W., sowie Nord-Europa bis zum 50° nördl. Br. im Mittel ungefähr umfasste. Sie wird allgemein zum Pleistocän gerechnet, macht sich aber schon im Pliocän bemerkbar. A. Chèvremont[3]) verlegt ihren Anfang in den Beginn des Pliocän und führt an, dass einige Geologen sogar die ersten glacialen Erscheinungen schon in's Miocän verlegen wollen. Nach A. Geikie[4]) sollen Andeutungen von Gletschern in Mittel-Europa sich sogar im Eocän finden, nämlich erratische Blöcke, die aus Böhmen hergekommen zu sein scheinen.

Man hat auf mehrerlei Weise versucht, die grose nordische Vereisung zu erklären, bisher aber ohne Erfolg. Nach Croll, dessen Theorie — 1875 aufgestellt — am meisten Eingang gefunden hat, sollten die Vereisungen durch die im Verlaufe der Zeit vor sich gegangenen Aenderungen in der Excentricität der Erdbahn verursacht sein. Diese Theorie kann heute wohl durch

[1]) E. Suess, Das Antlitz der Erde, II, 1888.
[2]) A. Geikie, l. c., p. 755, 756.
[3]) Les mouvements du sol sur les côtes occidentales de la France, 1882.
[4]) l. c., p. 851.

die Abhandlung von Jos. Prestwich: „Glacial period and antiquity of man“ [1]) als hinlänglich widerlegt angesehen werden. Die Erfolglosigkeit der Erklärungsversuche dürfte hauptsächlich daher rühren, dass man die Vereisung stets nur als einen Beweis für eine allgemeine Temperatur-Erniedrigung hat ansehen wollen, obgleich sie ebenso schwierig in einem kalten polaren, wie in einem heissen äquatorialen Klima zu erklären sein dürfte; im letzteren Falle wegen der hohen Temperatur, im ersteren wegen der geringen Menge von Wasserdämpfen, die die Luft bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkte enthalten kann. Man scheint nicht hinlänglich beachtet zu haben, dass die Eiszeiten mit ihren abnormen Temperatur-Erniedrigungen und abnormen Feuchtigkeits-Verhältnissen an einigen Orten der Erde auch durch eine abnorme Dampfentwickelung und folglich durch eine abnorme Wärmeentwickelung an anderen Orten der Erde charakterisirt gewesen sein müssen, weil die ungeheuren Eismassen auf den Festländern ganz und gar aus der Atmosphäre herrühren, in welcher sie als Wasserdampf aufgelöst gewesen sind, ehe sie als Schnee und Eis auf die Festländer abgelagert wurden. Durch diesen besonderen Umstand wird man, wie hier näher nachgewiesen werden soll, zu der Annahme geführt, dass die Vereisung dem Herabsteigen der niedrigen Temperaturen in den oberen Luftschichten zur Erdoberfläche vermittelst Niederschlages von Feuchtigkeit in Verbindung mit einem mechanischen Mitreissen von Feuchtigkeit, die sich schon in der Atmosphäre verdichtet hat, ihre Entstehung verdankt, so dass der Niederschlag erst dann erfolgt, wenn die Luftmassen von den wärmeren Orten, wo die Verdampfung vor sich geht, in die höheren Luftschichten und über die kalten, bereits vereisten Orte geführt worden sind.

Vermittelst atmosphärischer Luft kann eine Temperatur-Erniedrigung in der Nähe der Erdoberfläche nicht auf die angegebene Weise bewirkt werden, weil die Luft sich durch die Druckzunahme, die sie bei ihrer Senkung zur Erdoberfläche erfährt, erwärmt. Wird z. B. angenommen, dass die Temperatur und der Druck der Luft an der Erdoberfläche 10° C. und 760 mm betragen, so würden sie nach der Mendelejeff'schen Formel — wie sie sich aus den Resultaten der Ballonobservationen Glaisher's ergiebt — unter ruhigen, normalen Witterungsverhältnissen 0° C. und 594,7 mm in einer Höhe von 1992 m betragen; senkt sich nun eine Luftmenge von dieser Höhe bis zur Erdoberfläche herab, so würde sie sich auf 20,2° C. erwärmen und demzufolge eine

[1]) Controverted questions of geology, 1895.

um 10,2° C. höhere Temperatur bekommen als die auf der Erdoberfläche anwesende Luft.

Anders verhält es sich dagegen mit dem Niederschlage. Eine Schneeflocke oder ein Hagelkorn von 0° C. erfordert nämlich, um zu einem Wassertropfen von 0° umgebildet zu werden, eine Temperatur-Erniedrigung um 1° C. in einem Luftvolumen, das bei einem Drucke von 760 mm gleich $\frac{r \cdot v_o}{C_v \cdot v_1}$ mal demjenigen der Schneeflocke oder des Hagelkornes ist, wenn r die Schmelzwärme des Eises = 80, C_v die specifische Wärme der Luft bei constantem Volumen = 0,1685, v_1 das specifische Gewicht der Luft bei 1° C. $= 1 : \left[773{,}4\,(1 + \frac{1}{273})\right] = 1 : 776{,}2$ und v_o das specifische Gewicht des Eises = 0,917 bezeichnet. Hieraus ergiebt sich, dass das Volumen der genannten Luftmenge 338000 mal grösser als dasjenige der Schneeflocke oder des Hagelkornes ist. Um den Wassertropfen weiter um 1° C. zu erwärmen, wird die Abkühlung eines Luftvolumens erfordert, das $773{,}4\,(1 + \frac{2}{273}) : 0{,}1685$ = 4624 mal grösser als dasjenige ist des Tropfens von 2° bis 1° C. Um eine Schneeflocke oder ein Hagelkorn von ÷ 2° bis ÷ 1° C. zu erwärmen, wird, da die specifische Wärme des Eises 0,48 ist, die Abkühlung eines Luftvolumens erfordert, das 0,48 . 0,917 . 773,4 : 0,1685 = 2013 Mal grösser als dasjenige ist der Schneeflocke oder des Hagelkornes von 0° bis ÷ 1° C. Dass die Luftvolumina sich während der Abkühlung bei den in der Wirklichkeit stattfindenden Verhältnissen ganz constant halten sollten, wie hier vorausgesetzt ist, kann nun nicht angenommen werden. Es müssen sich eher Verhältnisse geltend machen, die zwischen Abkühlung bei constantem Volumen und Abkühlung bei constantem Drucke liegen. Wird der Druck als constant vorausgesetzt, so müssen die gefundenen Volumina mit dem Quotienten aus der specifischen Wärme der Luft bei constantem Drucke und derjenigen bei constantem Volumen = 1,41 dividirt werden, wodurch man 239700, bezw. 3279 und 1428 bekommt. Aus dem Angeführten geht hervor, dass der Niederschlag ein gewisses Vermögen haben muss, diejenigen Luftschichten abzukühlen, die er passirt, indem er in grösserem oder kleinerem Maasse die niedrige Temperatur der höheren Luftschichten in die tieferen herunter führt. Geschieht der Niederschlag in Form von Regen oder in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen desselben, so ist dieses Vermögen verhältnissmässig nur gering im Vergleich zu der Grösse, die dasselbe Vermögen haben kann, wenn der Niederschlag in Form von Schnee oder Hagel geschieht

und von einem grösseren oder kleineren Schmelzen desselben begleitet wird, in welch' letzten Falle es sehr gross werden kann.

Es ist hier zu bemerken, dass ein Theil des erwähnten abkühlenden Vermögens der Niederschläge durch die Arbeitsmengen verloren geht, die beim Fallen der Wasser-, Schnee- und Hagelmengen frei werden. Denkt man sich die ganze auf diese Weise erzeugte Arbeitsmenge allein zur Erwärmung des Niederschlages verwendet, so wird, da das mechanische Aequivalent der Wärme 423,7 kgm ist, zu einer solchen Erwärmung um 1^0 C. eine Fallhöhe von 423,7 m oder $423{,}7 \cdot 0{,}48 = 203{,}3$ m erfordert, je nachdem der Niederschlag in Form von Regen oder in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen desselben geschieht. Da die Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe über der Erdoberfläche nach der Mendelejeff'schen Formel ungefähr 1^0 C. für 200 m Höhendifferenz ist, wird der Niederschlag im ersten der zwei genannten Fälle noch ungefähr die Hälfte seines abkühlenden Vermögens bewahren. Ungünstiger ist es dagegen im letzten Fall. Es könnte scheinen, dass der Niederschlag in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen des Niederschlages von der genannten Ursache sein abkühlendes Vermögen möchte ganz und gar verlieren können. Erstens ist es aber nicht wahrscheinlich, dass die ganze beim Fallen freigewordene Arbeitsmenge, wie hier vorausgesetzt, allein zur Erwärmung des Niederschlages sollte verwendet werden. Zweitens ist daran zu erinnern, dass eine wesentliche Ursache zur langsamen Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe darin gesucht werden muss, dass der Verringerung der Lufttemperatur beim Emporsteigen der Luft durch Verdichtung von Wasserdämpfen und Gefrieren der ausgeschiedenen und der mitgerissenen Feuchtigkeitsmengen entgegengewirkt wird. In kalten Luftschichten, wo diese Vorgänge entweder gar nicht oder nur in sehr geringem Grade vorkommen, kann man deshalb annehmen, dass die Aenderung der Lufttemperatur mit der Höhe grösser ist und folglich sich weit mehr der Grösse nähert, die allein von der Luftdruckänderung bedingt ist, welche ungefähr 1^0 C. für 100 m Höhendifferenz ist. Unter solchen Umständen wird man auch für Niederschläge in gefrorenem Zustande ohne Schmelzen des Niederschlages annehmen können, dass der Niederschlag einen bedeutenden Theil seines abkühlenden Vermögens behalten kann. Geschieht endlich der Niederschlag in gefrorenem Zustande unter Schmelzen eines grösseren oder kleineren Theiles desselben, dann werden die vom Fallen der Feuchtigkeitsmengen erzeugten Arbeitsmengen von desto weniger Bedeutung für das abkühlende Vermögen des Niederschlages werden, je stärker das Schmelzen vor sich geht. Auf eine Fallhöhe von 423,7 m kann nur bis $^1/_{80}$ des gefrorenen Nie-

derschlages von 0° C. wegen Umwandelung der durch das Fallen freigemachten Arbeitsmengen in Wärme geschmolzen werden.

Bestätigungen dieses abkühlenden Vermögens der Niederschläge bietet auch die tägliche Erfahrung. Auf einem Berge soll man z. B. beim Herabsteigen von der Höhe während eines Regens beobachten können, wie der feine „Nebelregen“ immer grosstropfiger wird. Die Tropfen vergrössern sich nämlich während des Fallens, weil sie Abkühlung und damit Verdichtung der Wasserdämpfe in den niedrigeren, wärmeren Luftschichten bewirken, sobald sie in diese herunterkommen. Dass man im Gegensatz hierzu auch bisweilen Regenwolken sehen kann, von denen graue Regenstreifen bis zu einer gewissen Höhe herabhängen, ohne die Erdoberfläche zu erreichen, muss mehr exceptionellen Verhältnissen zugeschrieben werden, nach welchen die niedrigen Luftschichten hinlänglich trocken und warm sind, um den Regen auf seinem Wege durch sie wieder in Dämpfe zu verwandeln. Selbst in diesen Fällen muss der Regen doch Abkühlung der niedrigen Luftschichten hervorbringen, ob auch diese Abkühlung sich hauptsächlich nur in denjenigen Luftschichten geltend macht, die die Umwandelung des Regens in Dämpfe bewirken. Am häufigsten fällt der Hagel zu Ende des Frühlings und Anfang des Sommers. Zu diesen Zeiten nimmt die Wärme am raschesten mit der Höhe ab wegen der dann stattfindenden starken Erwärmung durch die Sonne, was es dem Hagel erleichtert, ganz zur Oberfläche zu gelangen und so die niedrigen Temperaturen zu dieser hinabzuführen.

Ist der Niederschlag aus den höheren Luftschichten, deren Temperatur unter 0° ist, nur hinreichend gross, so muss sich die Temperatur an der Erdoberfläche dementsprechend (wie hoch sie auch immer vor dem Niederschlage gewesen sein mag) nach und nach bis 0° und wahrscheinlich selbst darunter erniedrigen. Wie weit sie sich aber auf diese Weise sollte unter 0° erniedrigen können, darüber dürfte man noch nichts auszusprechen im Stande sein. Wenn eine Vereisung auf diese Weise hervorgebracht werden sollte, so müsste eine besonders reichliche Feuchtigkeitszufuhr zu den Luftschichten, deren Temperatur unter 0° ist, stattfinden, umsomehr als die Luft bei so niedrigen Temperaturen nur eine sehr geringe Menge Feuchtigkeit in Dampfform enthalten kann, nämlich weniger als bezl. ungefähr $^1/_3$ und $^1/_5$ von derjenigen, die sie bei 15 und 25° C. enthalten kann. Diese besonders reichliche Zufuhr kann man sich nach meteorologischen Grundsätzen nur durch die Winde bewirkt denken. Da Winde bekanntlich erdartige Materialien lange Zeit hindurch schwebend halten und mehrere Hundert Meilen weit mit sich führen können, so muss man annehmen, dass die Anreicherung der oberen Luft-

schichten mit Feuchtigkeit durch die Winde nicht nur mittels Dämpfen, sondern auch mittels schon verdichteter Feuchtigkeit in mehr oder weniger feinvertheiltem Zustande geschehen kann, sofern die Winde nur hinlänglich stark sind. Ihre Stärke steht indessen in genauester Beziehung zu der Grösse der von einem bis zum anderen Orte stattfindenden Barometerschwankungen. Eine Hauptbedingung für das Entstehen von Vereisungen unter den jetzt auf der Erde herrschenden Verhältnissen muss deshalb das Vorhandensein hinlänglich grosser Barometerdifferenzen sein.

Die wesentlichsten Ursachen für die heutigen Barometerdifferenzen sind in den Verschiedenheiten der Temperatur und der Feuchtigkeit der Luft zu suchen. Von diesen beiden Ursachen kann der Feuchtigkeitsgehalt trotz des geringen, specifischen Gewichtes des Wasserdampfes im Verhältniss zur atmosphärischen Luft doch nur einen so geringen Einfluss auf die Barometerhöhe ausüben, dass man in dieser Hinsicht gewissermaassen von ihm absehen kann. Mit der bei Zunahme der Höhe über der Erdoberfläche stattfindenden Temperatur-Verminderung wird der Druck, den die gesammte, in Wirklichkeit in der Atmosphäre vorhandene Dampfmenge hervorbringen würde, zu ungefähr dem ganzen auf der Erdoberfläche beobachteten, mit $4^1/_2$ dividirten Dampfdrucke zu veranschlagen sein. Da der Dampfdruck bei absoluter Feuchtigkeitsmenge und 25^0 C. 23,6 mm ist, würde der Wasserdampf in der Atmosphäre als äusserstes Maximum bei dieser Temperatur nur eine Aenderung der Barometerhöhe um $23{,}6 : 4^1/_2 = 5^1/_4$ mm verursachen können, und bei 0^0 C. würde dieselbe nur $4{,}6 : 4^1/_2 = 1$ mm betragen. Die Temperaturunterschiede üben dagegen einen weit grösseren Einfluss auf den Luftdruck aus. Die relative Bedeutung des Einflusses der Feuchtigkeit und desjenigen der Temperatur erhellt daraus, dass das Gewicht eines Kubikmeters völlig trockener Luft bei 760 mm Druck und 25^0 C. um 0,01542 kg vermindert wird, wenn die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt wird, dagegen um 0,1575 kg vermehrt wird, wenn die Luft bis zu -10^0 C. abgekühlt wird. Die Veränderung wird also über 10 mal so gross im letzten wie im ersten Falle sein. Deutlicher erhellt dieses relative Verhältniss vielleicht aus einem Vergleiche zwischen der Temperatur der mit Feuchtigkeit gesättigten Luft bei 760 mm Druck und einer Temperatur von $0 - 10 - 20 - 30$ C. einerseits und der Temperatur ganz trockener Luft bei demselben Drucke und von demselben specifischen Gewichte andererseits. Man findet dann, dass die Temperatur der ganz trockenen Luft unter diesen Umständen $0{,}7 - 11{,}9 - 23{,}2 - 34.7^0$ C. sein muss. Es wird also nur eine sehr geringe Temperaturzunahme erfordert, um den Einfluss der gesammten

Feuchtigkeitsmenge der Luft auf das specifische Gewicht zu ersetzen. Demgemäss müssen die Temperaturverhältnisse einen überwiegenden Einfluss auf die Aenderungen der Barometerhöhe von einem bis zum anderen Ort auf der Erdoberfläche gewinnen. Man findet auch auf der nördlichen Halbkugel stark hervortretend Barometerminima über den Meeren im Winter und Maxima über der Mitte der Continente, während man im Sommer ein sehr hervortretendes Minimum in Asien sowie den Anfang eines Minimums in Nord-Amerika findet, wogegen die Minima über den Meeren stark verwischt sind, was alles in voller Uebereinstimmung mit den wechselnden, relativen Temperatur-Unterschieden an den beiden Orten steht. Die Temperatur über dem Meere bleibt nämlich das ganze Jahr hindurch sehr gleichmässig, während sie über der Mitte der Continente im Sommer stark steigt und im Winter stark fällt, wie aus der Hann'schen[1]) Uebersichtskarte (nach Supan und Wild) der jährlichen Wärmeänderungen deutlich hervorgeht.

Da demnach die Barometerdifferenzen, die die Winde bedingen, welche die Feuchtigkeit in die höheren Luftschichten hinaufführen sollen, der Hauptsache nach nicht selbst durch Differenzen im Feuchtigkeitsgehalt, sondern vielmehr durch die Temperatur-Unterschiede bestimmt werden, so können die Barometerdifferenzen allein nicht genügen, um eine Vereisung hervorzubringen, sondern es muss zugleich noch eine andere Bedingung erfüllt sein, nämlich das Vorhandensein hinlänglich reicher Feuchtigkeitsquellen in und rings um die Barometerminima, mittelst welcher die Luftmengen mit genügend grossen Feuchtigkeitsmengen versehen werden können, sobald sie in die höheren Luftschichten gelangen. Unter den heutigen Verhältnissen dürfte diese Forderung am besten erfüllt sein, wenn die Minima das ganze Jahr hindurch sich über dem Meere, dagegen am geringsten, wenn die Minima das ganze Jahr hindurch sich über trockenem Lande befinden. Die abkühlenden Niederschläge werden soweit hinein in die Maxima hinübergreifen, als die Winde die Feuchtigkeitsmengen zu führen vermögen.

Es ist demnach eine Vereisung an die Erfüllung folgender zwei Bedingungen geknüpft:

1. das Vorhandensein grosser Barometerdifferenzen, was gleichbedeutend mit grossen Temperaturunterschieden ist.
2. das Vorhandensein hinlänglich reicher Quellen zur Anreicherung der Luft mit Feuchtigkeit in und rings um die Barometerminima.

[1]) Berghaus' Physikalischer Atlas, 1892.

Geht man von diesen Ergebnissen aus und legt der weiteren Betrachtung die in Berghaus' „Physikalischem Atlas" gegebenen, nach Kapt. Rung's Karten für das Atlantische Meer berichtigten Isobarenkarten zu Grunde, so scheint es, dass die jetzt auf der Erde stattfindenden Verhältnisse der Hauptsache nach die Resultate bestätigen, zu denen die hier gegebene Entwickelung geführt hat.

Da die Barometerminima hauptsächlich mit den sie zunächst umgebenden Maximis zusammen wirken müssen, wird man bei der erwähnten Betrachtung dazu geleitet, die Erdoberfläche in eine äquatoriale, eine nördliche und eine südliche Zone zu zerlegen; diese Zonen werden von einander durch, der Hauptsache nach längs Breitekreisen gehende Linien, Maximalinien, innerhalb welcher sich ein fortlaufendes, wenn auch sehr variirendes Barometermaximum befindet, getrennt werden. Wegen der grossen Verschiedenheit, die sich, wie oben erwähnt, für die verschiedenen Jahreszeiten in den Verhältnissen geltend macht, muss man sich ferner besonders auf die Isobarenkarten für Januar und Juli beziehen.

Längs dem Aequator findet sich eine Barometerhöhe von nahezu 758 mm im Januar und nahezu 758 — 760 mm im Juli, welche als bezeichnend für den äquatorialen Theil angesehen werden könnte, wenn nicht im Januar ein Minimum von 756 mm in Süd-Afrika und ein anderes von 752 mm in Nord-Australien sowie im Juli ein Minimum von unter 748 mm in Asien sich befände, das nach Nord-Afrika hineinreicht und ein die ganze Breite Asiens umfassendes Loch in die nördliche Maximalinie bricht. Vermittelst dieser drei Minima und einer Steigerung der nördlichen Maximalinie in Asien im Januar bis zu 778 mm entstehen recht grosse Barometerdifferenzen zwischen Afrika, Australien und Asien, nämlich bis zu 26 mm im Januar und von 20 mm im Juli. Wegen der Lage der Minima auf dem Lande fällt die Schneegrenze aber mit der Jahresisotherme $\div$ 3,9° im Karakorum, $\div$ 2,8° auf der Nordseite und + 0,5° auf der Südseite des Himalaya zusammen. Die Ursache davon, dass die Schneegrenze in den schweizerischen Alpen mit der Jahresisotherme $\div$ 4° zusammenfällt und dass sie im Kaukasus in derselben Breite im Mittel noch 600 m höher liegt, darf darin gesucht werden, dass die nördliche Maximalinie über diese Orte geht, indem die Niederschläge nicht so weit hinein in die Maxima hinüberzugreifen vermögen. In und in der Nähe von Amerika betragen die Barometerdifferenzen nur ungefähr 8 mm sowohl im Januar wie im Juli. Da das Minimum sich immer hauptsächlich über dem Meere befindet, dürfte es jedoch wohl erklärlich sein, dass die Schneelinie in Amerika von Mexico bis zum Aequator mit der Jahresisotherme

+ 1,5° zusammenfällt. Dass sie von hier aus gegen Süden steigt, nämlich von 4500 resp. 5000 m bis auf 5300 resp. 5900 m bei Arequipa rührt daher, dass man sich hier der südlichen Maixmalinie nähert. Noch unter 28° südl. Br. ist ihre Höhe ü. d. M. 5200 m.

In der nördlichen Zone befinden sich im Januar zwei stark hervortretende Minima, das eine im nördlichsten Theile des Atlantischen Meeres, das andere im nördlichsten Theile des Stillen Meeres. Diese Minima sind von ausgedehnten und stark entwickelten Maximis umgeben, von denen dasjenige in Asien von besonders grosser Bedeutung ist. Die Barometerdifferenzen erreichen für das ersterwähnte Minimum bis 20 und 30 mm, für das letzterwähnte bis 16 und 26 mm. Im Juli sind diese Minima indessen so stark verwischt, dass sie von den Barometerhöhen 748 und 752 auf 757 bezw. 758 mm reducirt worden sind, auch haben sie sich zu derselben Zeit über die Continente ausgebreitet, während die Maxima stark verkleinert worden sind, indem sie auf die Meere beschränkt wurden, sodass die Maxima in Nord-Amerika und Asien verschwunden sind. Die Barometerdifferenzen erreichen doch noch 10 und 12 mm. Das früher erwähnte breite Loch, das in der nördlichen Maximalinie durch die Ersetzung des asiatischen Maximum durch das früher erwähnte grosse und ausgeprägte Minimum entstanden ist, hat indessen ein Zusammenwirken zwischen der nördlichen Zone und dem erwähnten asiatischen und afrikanischen Minimum zu Stande gebracht, wodurch gegenüber den umgebenden Maximis Barometerdifferenzen von über 18 mm vorkommen, aber nun mit dem Minimum über dem Lande. Ausserdem kommen die reducirten aber erweiterten Minima im Atlantischen Meere und im Stillen Meere gegenüber dem asiatischen Minimum zu den Maximis mit einer Barometerdifferenz von nicht unter 9 und 10 mm in Betracht. Es dürfte deshalb in guter Uebereinstimmung mit dem sein, was hier entwickelt ist, dass sich in der nördlichen Zone Verhältnisse finden, die durchaus nicht an glaciale erinnern. Die Schneelinie hält sich nämlich durchgehend in verhältnissmässig grossen Höhen, auf Nowaja-Zemlja fällt sie sogar mit der Jahresisotherme + 11° zusammen, und trotz der sehr niedrigen jährlichen Mitteltemperaturen in dieser Zone reicht die Schneelinie nirgendwo bis zum Meere hinab, ausgenommen solche Niederungen, die gegen die Strahlen der Sonne geschützt sind. Die Vergletscherung Grönlands wird bekanntlich nur als ein von einer früheren Vereisung herrührender Rest angesehen; zu ihrer Erhaltung dürfte das Verbleiben des Minimum im Süden von Grönland das ganze Jahr hindurch beitragen.

In der südlichen Zone scheint ein circumpolares Barometerminimum zu herrschen, welches das ganze Jahr hindurch sich über dem Meere hält. Wie niedrig jenes ist, geht aus den Karten nicht deutlich hervor. Es kann ihnen jedoch entnommen werden, dass die Barometerdifferenzen bei Süd-Amerika wenigstens 22 mm erreichen. In Uebereinstimmung hiermit findet sich in diesen Gegenden auch eine nicht geringe Annäherung an glaciale Verhältnisse. Die Schneelinie sinkt nämlich überaus stark in Süd-Amerika von Mendoza (ungefähr $32^1/_2{}^0$ südl. Br.), über welchen Ort die südliche Maximalinie geht. Ihre Höhe ü. d. M. ist in 34^0 Br. 3550 m, in 36^0 Br. 2600 m, in 43^0 Br. 1400 m, in 53^0 Br. 1100 m und in $54^1/_2{}^0$ Br. 950 m. In 62^0 südl. Br. reicht die Schneelinie bis zum Meere hinab auf den Süd-Shetlandinseln, und die Polarländer sind vielleicht ganz vereist. Im Vergleich hiermit kann angeführt werden, dass nordwärts der nördlichen Maximalinie die Schneelinie sich in Norwegen, der Breite (60 —70^0) nach, in 1306 bis 884 m auf der Westseite und in 1681 bis 1021 m ü. d. M. auf der Ostseite, sowie in 1200 bis 1400 m ü. d. M. in der Gegend des Justedal-Gletschers (ungef. $61^1/_2{}^0$) findet. In Grönland findet sie sich nach Payer in 1000 bis 1200 m, nach Helland in 800 bis 900 m in 71^0 Br. Auf Island (64 bis 65^0) wird ihre Höhe ü. d. M. mit 860 bis 870 m angegeben. Diese Angaben über die Lage der Schneelinie sind A. de Lapparent: Traité de géologie, 1893 entnommen.

Ueber die Vertheilung von Land und Meer in früheren Erdperioden weiss man noch zu wenig, als dass man daraus etwas betreffend der Ursache der vorzeitlichen Vereisungen herleiten kann. In den drei erwähnten Zonen finden sich aber so grosse Verschiedenheiten in der Vertheilung von Land und Meer, dass man kaum die Hauptursache der vorzeitlichen Vereisungen in einer speciellen Vertheilung von Land und Meer suchen darf. Aus der angestellten Betrachtung kann man nur den Schluss ziehen, dass eine weitere Vermehrung der Landmassen in der sog. nördlichen Zone Verhältnisse hervorrufen müsste, die glacialen noch unähnlicher würden, und in der sog. südlichen Zone herrscht das Meer in Bezug auf Areal so vor, wie es je gewesen sein kann. Als Hauptursache der Vereisungen darf demnach an andere auf der Erde vorgekommene Umstände gedacht werden, und als besonders geeignet in dieser Beziehung dürften die vulkanischen Phänomene angesehen werden, weil sie in der That sehr ergiebige Quellen zum Füllen der Atmosphäre und besonders deren oberen oder höheren Theilen mit Feuchtigkeit sind.

Es muss nämlich daran erinnert werden, dass alle Wasseradern in den Gegenden rings um die Vulkane in die Kanäle aus-

münden, durch welche die geschmolzenen Massen zur Erdoberfläche aufsteigen, ausserdem daran, dass die Lage der Vulkane in der Nähe von Meeren oder in diesen selbst bewirken muss, dass das Meerwasser selbst oft zu den genannten Kanälen seinen Weg finden kann. Demzufolge müssen die geschmolzenen Massen auf ihrem Wege zur Erdoberfläche grosse Wassermassen zu Dämpfen und Gasen umbilden, welche darauf in die Atmosphäre ausgestossen werden. Eine nähere Untersuchung darüber findet sich in der Abhandlung Jos. Prestwich's: „On the agency of water in volcanic eruptions and on the primary causes of volcanic action“ [1]), aus welcher hier Folgendes angeführt werden soll.

Bis zu welcher Tiefe Wasser in flüssiger Form in die Erde eindringen kann, vermag nicht angegeben zu werden. Delesse hat angenommen, dass das Wasser in der Erde seine flüssige Form bis zu einer Tiefe von ungef. 18300 m bewahren kann, wo eine Temperatur von ungef. 593° C. herrschen sollte. Wenn auch solches in der Wirklichkeit sollte stattfinden können, so vermag doch nicht überall das Wasser bis zu solchen Tiefen hinabzudringen. Wo paläozoische Schichten discordant unter tertiären und secundären Schichten liegen, können z. B. die Zwischenräume an der Oberfläche der älteren Schichten oft so stark verstopft werden, dass eine völlige Undurchlässigkeit entsteht. Was besonders die von vulkanischen Massen bedeckten Flächen anbelangt, so muss hervorgehoben werden, dass jene sich als so stark absorbirend erwiesen haben, dass die ganze Regenmenge auf vulkanischen Flächen rasch verschwindet und nur ein geringer Theil derselben verdampft, während man sonst annehmen kann, dass nur $^1/_3$ der Regenmenge auf unterirdischen Wegen verschwindet. Massive Lava ist zwar wasserdicht, das Wasser dringt aber auf zahlreichen Rissen und Hohlräumen in die Lavamasse hinein. Wie stark bei vulkanischen Eruptionen die Wassermassen in der Erde zur Dampfentwickelung verbraucht werden, erhellt daraus, dass die Ausbrüche des Vesuvs oft von einer starken Senkung des Wasserstandes in den umliegenden Brunnen begleitet gewesen sind. Wasserdämpfe bilden auch den überwiegend grösseren Theil, wahrscheinlich 0,950 bis 0,999 oder selbst 1,000 der durch vulkanische Eruptionen ausgestossenen Dämpfe und Gase. Wie gross ihre Menge sein kann, geht daraus hervor, dass Fouqué bei der Eruption des Aetna (1865) sie auf 22000 kbm oder ungef. 5 Millionen Gallons täglich schätzte. Prof. Moseley erwähnt eine Eruption 1877 am Gestade Hawaiis, bei welcher eine Kluft oder Spalte sich auf dem Meeresboden in 150—400 „feet“

[1]) Controverted questions of geology, 1895.

Wassertiefe und 50 „miles“ von Mouna Loa öffnete. Die Spalte wurde vom Ufer fast 3 „miles“ in das Land hinein verfolgt mit einer Breite, die von wenigen Zollen bis 3 „feet“ variirte, und an einigen Stellen sah man das Meerwasser durch diese in den Abgrund hinabströmen. Die furchtbaren explosiven Eruptionen, wie die des Coseguina (1835) und Krakatau (1883), glaubt man auch dem Einströmen von Meerwasser zu den vulkanischen Kanälen durch grosse Spalten zuschreiben zu müssen.

Ausserdem dass so die Vulkane ergiebige Quellen atmosphärischer Feuchtigkeit sind, vermögen sie auch die Feuchtigkeit ohne Hülfe grosser Barometerdifferenzen in die höheren Luftschichten hinaufzuführen, da die Kraft, womit das Ausstossen der Wasserdämpfe vor sich geht, hierzu allein genügt. So ist die Höhe der Rauch- und Aschensäule beim Ausbruch des Vesuvs (1822) auf ungef. 3000 m, beim Ausbruche des Cotopaxi (den 26./6. 1877) auf 8000—10000 m, bei dem des Krakatau (1883) zu 11000 m und zu mehr als 13000 m beim Ausbruche auf Neu-Seeland (1886) geschätzt worden. Die Säule soll mit derartiger Kraft emporgesendet werden, dass sie ihre senkrechte Stellung selbst in Stürmen, die Steine mit sich zu reissen vermögen, zu bewahren vermag. Theile der Wassermassen, die von der Rauchsäule emporgesendet werden, können zwar heftige Niederschläge in der unmittelbaren Nähe des Vulkans verursachen, wie bei der Aschenbedeckung von Herculanum und Pompeji (79 n. Cr.), aber im Uebrigen werden die Feuchtigkeitsmassen in die Atmosphäre zerstreut, ohne dass sie verfolgt werden können. Eine Vorstellung davon, wie weit sie von den Winden geführt werden können, dürfte aus dem von diesen bewirkten Transport ausgeschleuderter Aschenmengen hervorgehen.

Nach A. Geikie[2]) wurde von den isländischen Eruptionen 1874—75 Staub sogar bis zum Ost-Ufer Schwedens hinübergeführt. Mehrmals ist die Asche eines der isländischen Vulkane so stark auf die Orkney- und Shetland-Inseln und rings um diese Inseln niedergefallen, dass man auf vorbeisegelnden Schiffen sie vom Deck hat wegschaufeln müssen. Nach einem Ausbruch des Skaptár Jökull (1783) hielt sich die Atmosphäre über Island mehrere Monate mit Asche gefüllt, und über Theile von Caithness in Schottland, also in einem Abstande von 600 „miles“ von der Ausbruchstelle, fiel Asche in so grossen Mengen, dass das Getreide verwüstet wurde, weshalb dieses Jahr von den Bewohnern „the ashie“ genannt wurde. Spuren derselben Niederschläge sind

[1]) A. de Lapparent, Traité de géologie, 1893.
[2]) Text-book of geology.

in Norwegen und sogar in Holland bemerkt worden. Vier Tage nach dem Coseguina-Ausbruche (1835) fiel aus einem höheren Luftstrome, der anscheinend mit einer Geschwindigkeit von 7 „miles“ in der Stunde und in entgegengesetzter Richtung des Windes an der Erdoberfläche geführt wurde, die Asche auf Jamaica nieder, also 700 „miles“ von der Ausbruchstelle.

Ein besonders überraschendes Beispiel für das Transportvermögen der Winde bilden doch vielleicht die leuchtenden Wolken, die nach Dr. Jesse[1]) in den Jahren 1885—91 zu Steglitz, Berlin, Nauen und Rathenow beobachtet wurden. Sie haben sich in den erwähnten 6 Jahren fast völlig unverändert in 82 km Höhe gehalten und bestanden aller Wahrscheinlichkeit nach aus feinen Dunst- oder Staubmassen, die von dem Ausbruche des Krakatau vom Mai bis August 1883 herrührten.

Es muss eingeräumt werden, dass in der Art und Weise, wie sich an recenten Vulkanen eine Eruption vollzieht, sich grosse Unterschiede erkennen lassen. Die Verhältnisse sind in dieser Hinsicht noch unerklärt. Soviel lässt sich jedoch sagen, dass sich kaum ein Ausbruch findet, bei welchem Wasser nicht eine wirksame Rolle gespielt hat.

Es entsteht die Frage, ob die ausgeflossenen Lavaströme in solchen Fällen, wo sie von grösserer Bedeutung sind, nicht selbst Barometerdifferenzen hervorzubringen vermögen. Hierauf ist zu antworten, dass — abgesehen von der Luftwelle, die bei dem Ausbruch des Krakatau (1883) wahrscheinlich durch die Heftigkeit der Explosion und den plötzlichen Zusammensturz des grössten Theiles der Insel hervorgebracht wurde (die Welle ging $3^1/_2$ Mal um die Erde und verursachte Barometeroscillationen bis ungef. $1^3/_4$ mm) — trotz der früher allgemein angenommenen Ansicht, dass eine Verbindung zwischen der Witterung und den vulkanischen Verhältnissen bestehe, bisher ein Einfluss vulkanischer Ausbrüche auf die Barometervariationen nicht wahrgenommen worden ist. J. F. Jul. Schmidt, der besonders diese Frage während des Ausbruches des Vesuvs (1855) untersucht hat, welcher Ausbruch zu den ruhigsten gehörte und sich durch einen reichlichen Lavastrom auszeichnete, spricht sich dahin aus[2]), dass alles, was er in Bezug auf den Zustand der Atmosphäre wahrgenommen hat, weder für noch wider eine Verbindung mit den vulkanischen Verhältnissen spricht. Richtig betrachtet, dürfte dies auch nicht auffallend sein. Einerseits erstrecken sich die ausgeflossenen Lavamassen immer nur über verhältnissmässig kleine Areale, und andererseits über-

[1]) Astronomische Nachrichten, CXL.
[2]) Die Eruption des Vesuvs im Mai 1855, 1856.

ziehen sie sich rasch mit erstarrten Schollen, die so wärmeisolirend sind, dass man auf ihnen gehen kann, während das geschmolzene Gestein in einem Abstande von nur einigen Decimetern noch eine Temperatur von 1000—2000° besitzt. Demnach kann die Wirkung der Lava zur Verminderung des Luftdruckes über der Ausbruchstelle nur sehr gering und folglich schwierig nachzuweisen sein, aber jedoch von langer Dauer werden. Als ein Beispiel kann nach A. de Lapparent [1]) angeführt werden, dass die Lava, die vom Jorullo 1759 ausgeflossen war, noch 50 Jahre später kennbar warm war, und dass man noch 21 Jahre nach dem Ausflusse leicht eine Cigarre durch die Wärme in den Spalten der Laven anzünden konnte. Ausserdem muss erinnert werden, dass die Dampfausströmungen am ehesten eine Druckvermehrung bewirken müssen, so dass die Einwirkungen auf den Luftdruck von gemischter Art werden müssen.

Aus dem, was in Bezug auf die jetzigen Vulkane vorgeführt wurde, erhellt, dass die Vulkane, wenn auch ihr Einfluss auf die atmosphärischen Verhältnisse nicht näher verfolgt und dargethan werden kann, doch eine ergiebige Quelle der Feuchtigkeitszunahme in der Atmosphäre und besonders in deren höheren Schichten sein müssen. Eine Bestätigung dürfte auch aus der Nachbarschaft der Vulkane Islands mit den Schnee- und Eismassen Islands und Grönlands sowie aus dem Zusammentreffen der Vulkane Süd-Amerikas und der grossen Annäherung glacialer Gebiete, die sich hier geltend macht, hervorgehen. Dieselbe Verbindung zwischen glacialen und vulkanischen Verhältnissen scheint übrigens auch anderwärts wahrgenommen werden zu können, wenn man die Eisverbreitungskarte mit der Vulkankarte in Berghaus' Physikalischem Atlas vergleicht.

Dass das Verhältniss in den betrachteten Beziehungen wesentlich anders bei den Vulkanen der Vorwelt als bei den jetzigen gewesen sein sollte, ist nicht wahrscheinlich. Man kann nur annehmen, dass die Tendenz der vulkanischen Thätigkeit zum Hervorbringen von Vergletscherungen im Verhältniss zur Grösse der vulkanischen Wirksamkeit gestanden habe. Um wie viel nun die vulkanische Wirksamkeit in der Tertiärzeit grösser als die der Jetztzeit gewesen ist, dürfte am besten aus einem Vergleiche zwischen den von vulkanischen Massen bedeckten Arealen hervorgehen.

Die zwei Orte, an welchen die bedeutendsten recenten, vulkanischen Bildungen sich finden, sind Island und Hawaii. Nach Jos. Prestwich ist auf Island, das ein Areal von 102471 □km

[1]) Traité de géologie.

hat, die Hälfte bis ein Drittel der Insel oder ungef. 42000 □km, und auf Hawaii, dessen Grösse 12620 □km ist, die ganze Insel mit jungvulkanischen Massen überdeckt. Tertiäre Ausströmungen finden sich erstens in Vorder-Indien, wo sie, dem unteren Eocän angehörend, nach A. DE LAPPARENT eine Fläche von 300000 □km bedecken, dann in Nord-Amerika, wo die grosse Lavadecke auf 758487 □km — die Grösse von Grossbritannien und Frankreich zusammen genommen — geschätzt wird. und endlich im grossen arktischen Eruptionsgebiete, das sich nach H. BÄCKSTRÖM[1]) von Island her ausbreitete und zwar gegen S. über eine Fläche Nordost-Irlands, Schottlands und Englands, die von A. DE LAPPARENT bis über 100000 □km geschätzt wird, gegen N. über Spitzbergen und Franz-Josephs-Land und gegen W. über Grönland. Hier finden sich drei grosse Eruptionsgebiete aus der Tertiärzeit, nämlich am westlichen Ufer zwischen 69° und 73° nördl. Br. und bei Cap York sich bis 78° Br. erstreckend, sowie am östlichen Ufer in der Gegend des Franz-Joseph-Fjords zwischen 73 und 75½° Br. Ausserdem finden sich Basaltplateaus in Abessinien und viele verhältnissmässig kleinere. aber im Vergleiche mit den jetzigen doch sogar sehr bedeutende Ausbruchgebiete.

In Bezug auf die örtliche Lage scheint ein gewisses Verhältniss zwischen den vulkanischen Ausbruchsgebieten der Tertiärzeit und den von der nordischen Vereisung bedeckten Flächen — ebenso wie heute, wie schon erwähnt, zwischen den Vulkanen Islands und Süd-Amerikas und den vom sog. ewigen Schnee und Eis bedeckten Flächen — zu bestehen. Die Eruptionsgebiete, die ihrer Lage nach besonders wirksam dürften zur Herbeiführung der nordischen Vereisung gewesen sein, sind das erwähnte arktische Gebiet, das nordamerikanische Gebiet, das Centralplateau Frankreichs, das ungarisch-siebenbürgensche Gebiet und die übrigen kleineren Ausbruchsgebiete in Mittel-Europa. Andere fernere Gebiete dürften jedoch auch mehr oder weniger mit zur Vereisung beigetragen haben.

In Betreff des Alters der vulkanischen Wirksamkeit in den genannten Gebieten soll hier nach A. DE LAPPARENT[2]) Folgendes angeführt werden. Sie begann in Grossbritannien und Irland im Eocän und endigte, abgesehen von vereinzelten späteren Eruptionen, im Miocän. Auf Island sollen die wichtigsten Ausbrüche schon vor der Bildung der dortigen miocänen Lignite stattgefunden haben. Die palagonitischen Tuffe und Breccien scheinen

[1]) Zur Kenntniss der isländischen Liparite. Geol. Fören. Förhandl., 1891.

[2]) Traité de géologie.

aus der Zeit der Einbrüche und Senkungen zu Schluss der Tertiärzeit herzurühren, und erst nach der Glacialperiode sind die grossen vulkanischen Gipfel gebildet worden, von denen die jetzigen Lavaströme ausgehen. Auf dem Centralplateau Frankreichs hat die eruptive Thätigkeit vom oberen Oligocän (Aquitanien) bis gegen das Ende des Pleistocän gedauert. Im Karpathen-Massiv hat der Vulkanismus sich vom oberen Eocän bis zum Pliocän geltend gemacht, und in den Rocky Mountains wahrscheinlich vor dem Miocän, jedoch nach der Kreidezeit angefangen und bis in's Pleistocän fortgedauert. Die letzten Basaltdecken im Idahobecken ruhen auf ungestörtem Pliocän. Im Yellowstone-Gebiet ist die eruptive Wirksamkeit im Eocän und Miocän bedeutend gewesen, nimmt aber im Pliocän ab, und im Pleistocän finden sich nur einige Andeutungen derselben. Die letzten Eruptionen in Californien sind verhältnissmässig jungen Alters; einige Autoren rechnen sie zum Pliocän, andere zum Pleistocän. Aus allen diesen Angaben scheint hervorzugehen, dass die grosse vulkanische Thätigkeit zur Tertiärzeit sich in Europa wie Nord-Amerika bis in das Pleistocän hinein fortgesetzt habe und erst in dieser Epoche beendet oder zu verhältnissmässig kleinen Ueberbleibseln der Jetztzeit reducirt worden ist.

Sollte die nordische Vereisung durch die vulkanische Thätigkeit verursacht sein, so müsste man annehmen, dass sie sich in der Tertiärperiode entwickelt habe. Deshalb dürfte sie jedoch erst im Pleistocän ihre grösste Ausdehnung erreicht haben können. Es muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass die vereisten Flächen, sobald sie hinlänglich gross geworden sind, eine stetige Tendenz zum Hervorbringen von Barometermaximis über ihnen das ganze Jahr hindurch bekommen. Je nachdem diese Flächen an Ausdehnung gewinnen, muss demzufolge die schon oben erwähnte Tendenz der Barometerminima, im Sommer über das Land hineinzuziehen, vermindert werden, was wieder eine Förderung der Vereisungen zur Folge haben wird. Haben diese alsdann eine verhältnissmässig grosse Ausdehnung erreicht, so darf man annehmen, dass die Vermehrung der Schneemassen in den Vereisungscentren, von denen die Eismassen sich ausbreiten, noch eine Zeit lang fortdauern wird, nachdem schon die eigentliche Ursache der Vereisung, der Vulkanismus, bis über einen gewissen Grad geschwächt worden ist. Man wird indessen in der vorliegenden Beziehung noch weiter gehen dürfen. Nach der Bewegungszunahme der schweizerischen Gletscher im Sommer bis auf das Zweifache des Betrages ihrer Bewegung im Winter zu urtheilen, darf man nämlich annehmen können, dass die Eismassen in den Vereisungscentren erst ihre grösste Plasticität oder viel-

leicht besser Flüssigkeitsgrad bekommen, wenn die Temperaturerniedrigung über ihnen durch abkühlende Niederschläge aufgehört hat. Wegen einer solchen Vermehrung des Flüssigkeitsgrades kann man annehmen, dass die Eisfelder sich weit hinaus über ihre früheren Grenzen ausbreiten werden, während die Eisschichten in den Vereisungscentren immer dünner werden, nachdem die eiserzeugenden Niederschläge in der Hauptsache aufgehört haben. Wird die Ausbreitung des Eises von einem offenen Meere, in welchem sich warme Strömungen geltend machen können, begrenzt. so wird die Kälte sich besonders durch schwimmende Eisberge verbreiten können und dadurch einen allgemeineren Einfluss als sonst bekommen.

Darüber dass die nordische Vereisung zu einer sogar sehr frühen, tertiären Epoche angefangen hat, dürfte es gewiss auch nicht an Zeugnissen fehlen, wenn alle bekannten Daten recht betrachtet werden. Z. B. dürfte man berechtigt sein, das Vorhandensein eines naheliegenden, vereisten Gebietes anzunehmen, wenn O. Heer von der als oligocän betrachteten Flora und Insektenfauna der Bernsteinzeit am Ufer Preussens mit ihren zahlreichen (22) *Pinus*-Arten sagt[1]), dass sie viele hochnordische und montane Typen enthält, und dass in ihr viele nördliche Formen sich mehr vermischt mit südlichen als in anderen Theilen der Tertiärwelt finden. A. de Lapparent[2]) erwähnt das Vorkommen einer ausgeprägten Abkühlung im mexikanischen Meerbusen gegen das Ende des Miocän, weiter dasjenige kalter Strömungen im mittleren Miocän (Tortonien), die sich selbst im Wiener Becken geltend machen, und endlich dasjenige einer völlig nordischen Fauna im Mittelmeere zu Ende des Pliocän, das im Ganzen unter Einwirkung einer bedeutenden Abkühlung endigt. Als wahrscheinlich pliocän führt A. de Lapparent übrigens glaciale Ablagerungen von verschiedenen Orten Nord-Deutschlands an und zwar von Magdeburg. ausserdem beim Schwielower See, Moen und Möckern. Der vollständige Mangel an tertiären Ablagerungen auf dem überwiegend grössten Theile der früher vereisten Gebiete dürfte ferner sehr auffallend sein. Es scheint denkbar, dass diese Flächen schon damals mit Schnee und Eis überdeckt gewesen sind, als die tertiären Salz- und Süsswasser-Ablagerungen an anderen Orten abgesetzt wurden. Was jedoch am besten für das Vorhandensein vereister Flächen in der Tertiärzeit zeugen dürfte, ist das Vorkommen grosser Süsswasserseen in verschiedenen Abtheilungen der Tertiärzeit.

[1]) O. Torell, Undersögelser öfver Istiden. Öfvers. af kgl. Vetensk. Akad. Förh., 1873.

[2]) Traité de géologie, p. 1317, 1294, 1320, 1349.

In Europa findet sich schon im Oligocän nach der Transgression dieser Periode ein durch das Vorkommen grosser Seen in Deutschland, Oesterreich, Italien und Griechenland ausgezeichneter Zeitraum. Nach der Transgression der miocänen Molasse beginnt der Salzgehalt der Gewässer in der sarmatischen Zeit abzunehmen, und in der pontischen oder panonischen Zeit wird diese Aussüssung verstärkt. Die pontischen Ablagerungen süssen oder schwach brackischen Wassers können vom Orient bis Rumänien, Dalmatien, Croatien, Ungarn und dem Wiener Becken verfolgt werden, während Süsswasser-Ablagerungen sich von Sicilien bis zum Rhonethale finden. Im Osten fangen zu derselben Zeit die levantinischen Süsswasser-Ablagerungen an sich zu bilden, setzen sich durch das Pliocän fort und breiten sich über das ganze Gebiet des Aegäischen Meeres und des Donauthales aus. In Nord-Amerika kommen ähnliche Verhältnisse vor; während die Salzwasser-Ablagerungen sich hier dauernd allein an die Ufergebiete halten, finden sich zur Zeit des Miocän im Innern zwei grosse Seen, nämlich derjenige des Pah-Utes und der des Siouxs, und während des Pliocän ebendaselbst drei grosse Seen.

Im warmen Klima der Tertiärzeit hätten diese grossen Süsswasserbecken sich nicht bilden und erhalten können, wenn nicht die Niederschläge besonders stark gewesen wären. Darauf deuten auch die vielen Zeugnisse von besonders wirksamen Erosions-Verhältnissen in der Tertiärzeit hin. So bezeichnet in Europa A. de Lapparent[1]) die langhische oder burdigalische Stufe des Miocän und die astische des Pliocän als eine fluviatile, und erwähnt E. Suess[2]) eine vorpontische Erosion, die sich besonders im Rhonethale und an einigen Orten West-Ungarns geltend gemacht habe. In Nord-Amerika kann das Einschneiden der langen, mächtigen Cañons in die Gebirge des Westens angeführt werden, mit deren Aufrichtung das Ausarbeiten der Cañons gleichen Schritt gehalten haben soll.

Die besonders reichlichen Niederschläge, die also während der Tertiärzeit oder doch des grössten Theiles derselben erfolgt sind, müssen indessen eine entsprechende Abkühlung derjenigen Orte hervorgebracht haben, wo sie entstanden oder gefallen sind, und dieses macht das Vorhandensein vereister Flächen in der betreffenden Zeit sehr wahrscheinlich. Dass das Klima sich übrigens hat so warm halten können, wie es die Reste der Tertiärzeit bezeugen, dürfte darin seine Erklärung finden, dass die vereisten Flächen Condensationsflächen der atmosphärischen

[1]) Traité de géologie, p. 1294, 1299, 1321.
[2]) Antlitz der Erde, I, 1892, p. 386, 422, 425.

Feuchtigkeit gebildet haben, wodurch die nicht vereisten Flächen mit der Abkühlung durch Niederschläge verschont geblieben sind. Erst nachdem die abkühlenden Niederschläge über den Vereisungscentren der Hauptsache nach aufgehört und die vereisten Flächen, wie oben erwähnt, demzufolge ihre grösste Ausdehnung erreicht hatten, und nachdem weiter die Meere durch Treibeis so stark abgekühlt waren, dass ihr Vermögen zur Erzeugung von Barometerminimis hinlänglich reducirt worden war, konnte die kalte und trockene Zeit des Ren eintreten.

Was die interglacialen Verhältnisse anbelangt, so dürfen sie auf Variationen in der Ausdehnung der vereisten Flächen zurückgeführt werden, welche Variationen theils durch Verlegung der vulkanischen Ausbruchsstellen und Schwankungen in der Grösse der vulkanischen Wirksamkeit, theils durch radiale Einstürze verursacht worden sind. Vermittelst der radialen Einstürze konnten Theile der vereisten Flächen oder nahe an denselben liegende Flächen zeitweilig oder permanent unter das Meer gesenkt worden sein, so dass warme Meeresströmungen zeitweise oder permanent sich haben geltend machen können. Solche radialen Einstürze dürfte man sich theilweise oder vielleicht sogar ganz durch die durch die Vereisung bewirkte Abkühlung des unterliegenden Theiles der Erde verursacht denken können.

Fassen wir die obigen Erörterungen zusammen, so ergiebt sich, dass die Annahme, der Vulkanismus der Tertiärzeit habe die bisher unerklärte, grosse nordische Vereisung verursacht, hauptsächlich auf die folgenden drei wichtigen Momente basirt ist:

1. Dass die Vulkane in besonders hohem Grade die oberen Luftschichten mit Feuchtigkeitsmassen anreichern, was eben die einzige und entscheidende Bedingung für das Hervorbringen von Vereisungen ist. Die auf Seite 448 angeführten Bedingungen können durch diese allein ersetzt werden.
2. Dass der Vulkanismus der Tertiärzeit sich zur Vereisung der Diluvialzeit quantitativ ebenso verhält, wie der heutige Vulkanismus zu der Vereisung der Jetztzeit. Ein gleiches Verhältniss könnte übrigens, insoweit man nach den heutigen Kenntnissen urtheilen kann, gewiss auch in den vortertiären Zeiten bestanden haben.
3. Dass die wichtigsten vulkanischen Ausbruchsgebiete der Tertiärzeit sich gerade in und verhältnissmässig dicht rings um die in der Glacialzeit vereisten Gebiete finden, ebenso wie sich ein ganz gleiches Verhältniss in der gegenseitigen Lage der jetzt wirksamen Vulkane und der jetzt vereisten Gebiete geltend zu machen scheint.

Mit Rücksicht auf die Zeiten, zu welchen die grosse nordische Vereisung und der Vulkanismus, der sie verursacht haben sollte, stattgefunden haben, scheint nur eine Annäherung zur Uebereinstimmung vorhanden zu sein. Wie früher erörtert, ist dieser Mangel an Uebereinstimmung doch aller Wahrscheinlichkeit nach nur anscheinend, und man darf hoffen, dass er durch künftige Untersuchungen verschwinden wird.

Könnte man die noch nur vermutheten Vereisungen in den vortertiären Erdperioden als hinlänglich bewiesen betrachten, so würde die hier vorgeführte Annahme einer Causalverbindung zwischen Vulkanismus und Vereisung auch dadurch eine Stütze erhalten.

Im Ganzen spricht so viel für die Richtigkeit der behandelten Annahme, dass sie bei künftigen Untersuchungen wohl Beachtung verdienen dürfte. Wie man näher ihre Richtigkeit untersuchen könne, sieht der Verfasser dieser Abhandlung sich nicht im Stande anzugeben, doch dürften vielleicht meteorologische Stationen auf den gegenwärtigen Schnee- und Eisfeldern werthvolle Aufschlüsse in der erwähnten Beziehung geben können.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1898

Band/Volume: 50

Autor(en)/Author(s): Harboe E. G.

Artikel/Article: Vereisimg und Vulkanismus. 441-461