

Geowiss. Mitt.

7, 1975, p. 9 - 31

K. BRETTERBAUER:

Aspekte einer Glazialgeodäsie

Aspects of Glacial Geodesy

Adresse des Autors:

Address of the author:

o.Univ.Prof.Dr. Kurt Bretterbauer, Institut für Höhere Geodäsie,
Technische Universität Wien, 1040 Wien, Gußhausstraße 27 - 29, Austria

ZUSAMMENFASSUNG

Schon mehrmals haben Geodäten auf die Bedeutung der kontinentalen Eismassen für die Geodäsie hingewiesen, aber scheinbar ohne großes Echo zu wecken. Nach Meinung des Autors haben die derzeitige Existenz bzw. die Bildung und das Verschwinden von kontinentalen Eismassen in den Glazialzeiten durch die damit verbundene Verlagerung gigantischer Massen einen heute noch merkbaren Einfluß auf die Erdgestalt. In dem vorliegenden Artikel werden einige Grundtatsachen zusammengestellt als Ausgangspunkt für weitere beabsichtigte Untersuchungen. Es wäre zu hoffen, daß mehr Geodäten sich diesen reizvollen Problemen zuwenden.

ABSTRACT

Frequently geodesists have already pointed out the significance of continental ice masses for geodesy, apparently without great response. In the author's opinion the present existence as well as the formation and disappearance of continental ice masses in the glacial ages and the transfer of gigantic masses connected with it have considerable effect on the figure of the Earth. In the paper at hand some basic facts are compiled for use in further investigations intended. It also is hoped that more geodesists may turn their attention toward this attractive problems.

In den letzten Jahren sind die Veränderungen, denen die Erde unterworfen ist, in den Vordergrund des Interesses der Geowissenschaften gerückt. In diesem Zusammenhang kommt der Geodäsie eine bedeutende Rolle zu, nämlich die raum-zeitliche Variation der geometrischen und physikalischen Parameter der Erde messend zu erfassen. Etwas überspitzt beginnt man schon von einer vierdimensionalen Geodäsie zu sprechen, in der zu jeder Ortsangabe auch eine Zeitangabe nötig ist.

Es gibt auf der Erde keine Erscheinung die imstande wäre, größere Veränderungen in kürzerer Zeit herbeizuführen, als das Eis. Wohl können Naturkatastrophen wie Erdbeben, Orkane, Überschwemmungen und Vulkaneruptionen in Minuten schnelle verheerende Folgen für die betroffenen Menschen und Landstriche haben, ihre Wirkung ist dennoch immer nur lokal. Veränderungen der großen Eismassen dagegen betreffen den ganzen Planeten. Die Zeiträume in denen diese Veränderungen wirksam werden, mögen im Vergleich zu einem Menschenleben sehr lang erscheinen, in geologischer Sicht sind sie extrem kurz und deshalb von Bedeutung für die Menschheit an sich. Vielleicht wird das Eis auch noch in anderer Hinsicht wichtig für die Menschheit, nämlich als unsere größte Süßwasserreserve.

Die Gesamtmenge freien, nicht chemisch gebundenen Wassers der Erde ist etwa $1,38 \cdot 10^{24}$ g. Davon sind 97% Meerwasser, also nicht unmittelbar verwendbar. Weniger als 3% sind Süßwasser. Von dieser Menge sind wiederum fast 80% in Form von Schnee und Eis gebunden.

Die Geodäsie hat sich bisher kaum an den Forschungen zur Entwicklungsgeschichte der Erde beteiligt. Die gegenwärtige Gestalt der Erde und ihr Schwerfeld sind aber das vorläufige Endergebnis einer langen, gesetzmäßigen Entwicklung, in der die Veränderungen der Eismassen eine hervorragende Rolle spielten. Jedoch, selbst HELMERT hat in seinem 1884 erschienenen Lehrbuch /1/ keine Erwähnung von den Eiszeiten und den antarktischen Eismassen gemacht. Allerdings muß man bedenken, daß die Erscheinung der Eiszeiten noch umstritten war und HELMERT von dem antarktischen Kontinent gewiß geringere Kenntnisse hatte, als wir heute vom Mond. Aber HELMERT hat möglicherweise eine erste eingehende Untersuchung des Fragenkomplexes durch DRYGALSKI /2/ angeregt. Einen ausgezeichneten Überblick über ältere und neuere Arbeiten zu diesem Problemkreis gibt W. KICK /3/. Darin fehlt meines Wissens nur

eine Publikation jüngerer Datums, nämlich jene von L. KIVIOJA /4/.

Die relativ wenigen Arbeiten zum Problem der Wechselwirkung zwischen Erdfigur und den Eiszeiten haben kein größeres Echo gefunden. Die vorliegende Schrift ist ein einführender Bericht über diese interessante Frage; er soll als Grundlage für tiefer-schürfende Untersuchungen am Institut für Höhere Geodäsie dienen.

Noch vor 20 Jahren hat man sehr wenig über das Eis der Erde gewußt und – was er-staunlich ist – am allerwenigsten über die Gletscher außerhalb der Polarregionen. Um endlich einmal sozusagen Eisinventur zu machen, haben 1965 Hydrologen von 70 Län- dern mit Unterstützung der UNESCO beschlossen, eine Internationale Hydrologische Dekade zu halten. Eine große Bereicherung unseres Wissens über das Eis der Erde hat auch das Internationale Geophysikalische Jahr vom Juli 1957 bis Dezember 1958 ge- bracht. Vorläufer dieses IGY waren die Internationalen Polarjahre von 1882 - 83 und 1932 - 33. Die reizvollen Aufgaben, die das Eis den Geophysikern, Geodäten, Pho- togrammetern, Geographen und Kartographen stellt, hat viele bekannte Forscher in Vergangenheit und Gegenwart veranlaßt, sich mit dem Eis zu beschäftigen.

Trotz der intensiven Forschung der letzten Jahre schwanken die Angaben über die vorhandenen Eismassen und deren Verhalten bei den verschiedenen Autoren noch be- trächtlich. Nach vorsichtigen Abschätzungen kann man etwa folgende Daten angeben /5/, /6/ :

	Fläche	Volumen	Masse	%
Antarktis	$13,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$	$29,0 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	$26,7 \cdot 10^{18} \text{ kg}$	90
Grönland	1,8	2,66	2,45	9
Rest	0,5	0,24	0,22	1
Summe	$16,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$	$31,9 \cdot 10^6 \text{ km}^3$	$29,4 \cdot 10^{18} \text{ kg}$	100

Diese gigantische Menge würde ausreichen, um alle Länder der Erde mit einer 200 m dicken Schicht Eis zu bedecken. Jedenfalls haben die modernen Messungen eine weit größere Menge Eis ergeben, als man noch vor 20 Jahren glauben wollte.

Vom Standpunkt der Höheren Geodäsie interessieren natürlich vor allem die beiden Festlandeisdecken in Grönland und der Antarktis und davon wieder am allermeisten das antarktische Eis, wie aus den soeben gezeigten Größenverhältnissen verständlich

wird. Deshalb wird sich dieser vorläufige Bericht in erster Linie mit dem Eis der Antarktis beschäftigen. Damit soll aber nicht gesagt sein, daß nicht auch die Alpengletscher das Interesse der Geodäten verdienen. So kann z.B. eine starke Veränderung eines großen Gletschers durchaus eine Wirkung auf Lotabweichung und Präzisionsnivellement zeigen. Nur der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß die riesigen Packeiszonen der Arktis ohne Bedeutung für die Höhere Geodäsie sind, da sie frei im arktischen Ozean schwimmen.

Mit welcher Intensität heute Forschungen an den Festlandeisdecken betrieben werden, kann man daran ermessen, daß im geophysikalischen Jahr (1957) nicht weniger als 912 Menschen auf 48 Stationen der Antarktis überwintert haben; im antarktischen Sommer 57/58 weilten gar 5000 Menschen dort. Und zum jetzigen Zeitpunkt sind rund 250 Wissenschaftler von 40 Institutionen (Universitäten und Privatfirmen) in der Antarktis. Der Grund ist nicht nur wissenschaftliches Interesse am Eis. Die Antarktis wird zweifellos einmal enorme wirtschaftliche Bedeutung erlangen und viele Staaten wollen sich schon jetzt Gebietsansprüche sichern. Man hat z.B. in den Horlickbergen, etwa 500 km vom Südpol entfernt, die größten Kohlenlager der Erde entdeckt. Dies beweist übrigens, daß der antarktische Kontinent einmal von ausgedehnten Wäldern bedeckt gewesen sein muß.

Bevor auf geodätische Aspekte eingegangen wird, soll über einige allgemeine Probleme der Eisforschung berichtet werden.

Die Oberfläche der Grönlandeisdecke liegt im Durchschnitt mehr als 2000 m hoch. Grönland und der antarktische Kontinent sind überhaupt die weitaus höchsten Gebiete der Erde. Die durchschnittliche Eisdicke auf Grönland beträgt etwa 1500 m. Aus seismischen und gravimetrischen Eisdickenmessungen folgt, daß der Felsuntergrund im allgemeinen nahe dem Meeresniveau verläuft, manchmal darunter, an den Küsten darüber. Die Eislast hat das Festland in den Untergrund gedrückt (isostatischer Ausgleich) und das Eis liegt wie ein Kuchen in einer flachen Schüssel.

Meßgrößen, wie Meereshöhe, Eisdicke, Schwere, Eis- und Lufttemperaturen, Akkumulationsraten und anderes werden bei Gelegenheit von Eisüberquerungen gesammelt. Höhen werden barometrisch nach der Springstandmethode bestimmt, Eisdicken in Abständen von 5 - 8 km gravimetrisch gemessen. Etwa alle 50 - 80 km, was einer Tages-

leistung der Motorschlitten entspricht, müssen die gravimetrischen Eisdickenmessungen seismisch mit Hilfe von Sprengladungen kontrolliert werden. Die jüngste Entwicklung erlaubt Eisdickenmessungen mittels Radioechosondierung vom Flugzeug aus. Geplant ist, Grönland und die Antarktis in einem Raster von 100 km Maschenweite zu überfliegen und dabei kontinuierlich die Eisdicken zu registrieren.

Ein wichtiges Hilfsmittel der Eisforschung ist die Untersuchung von Bohrkernen. Bis etwa 100 m sind diese deutlich geschichtet, vergleichbar den Jahresringen eines Baumes. Man kann also das Alter und die Akkumulationsraten leicht bestimmen. Selbst Naturkatastrophen konnte man nachweisen. In Grönland fand man 1958 in 31 m Tiefe eine kleine Schicht vulkanischer Asche. Durch Auszählen der Jahresschichten kam man auf das Jahr 1912. Damals gab es einen gewaltigen Ausbruch des Mount Katmai in Alaska. Tiefbohrungen im Eis sind schwierig, da Eis aus Tiefen von mehr als 300 m infolge der eingeschlossenen und stark komprimierten Luft zum Explodieren neigt. Dennoch ist es 1966 amerikanischen Forschern gelungen, in Grönland (225 km östlich von Thule) einen Bohrkern von 12 cm Durchmesser und 1390 m Länge (natürlich in zahlreichen Einzelstücken) mittels Preßluft heraufzuholen und unversehrt in die Laboratorien in die USA zu bringen! Das unterste Stück dieses Bohrkernes war etliche tausend Jahre alt. Man kann heute auch das damals herrschende Klima bestimmen durch Vergleich der Anteile der radioaktiven Sauerstoffisotope O_{18} und O_{16} . Je kleiner der Anteil an O_{18} im Vergleich zu O_{16} , desto kälter war das Klima.

In der Antarktis konnte in der Zwischenzeit eine Bohrung bis auf den Felsgrund in 2100 m Tiefe niedergebracht werden. Die größte Überraschung dabei war, daß am Felsgrund Süßwasser gefunden wurde. Diese Tatsache könnte bedeuten, daß das antarktische Eis am Grunde den Druckschmelzpunkt erreicht hat, was zu einer Instabilität führen könnte. Das ist auch der Angelpunkt einer neuen Theorie der Eiszeiten.

Auf dem antarktischen Kontinent unterhalten mehrere Staaten permanent besetzte Stationen, so die USA, die Sowjetunion, Australien, Großbritannien, Frankreich u.a. 1957/58 haben die Sowjetrussen ihren Ehrgeiz darin gesetzt, als Erste den Pol der Unzugänglichkeit zu erreichen. Die USA dagegen haben die Amundsen-Scott Station am Südpol eingerichtet. Vier amerikanische Stationen, nämlich Palmer, Mc Murdo, Wilkes und Mawson sind mit BC4-Kameras bestückte Punkte des Weltsatellitennetzes. Mc Murdo hat außerdem eine Dopplereinrichtung. Auch die Sowjetunion unterhält in

Mirny und Vostok Satellitenstationen.

Vor dem geophysikalischen Jahr war es noch keineswegs gesichert, daß Antarctica ein Kontinent ist. Sowjetrussische Forscher vertraten damals zunächst die Meinung, es handle sich um Inselketten, dann glaubte man an zwei Landmassen. Heute weiß man, daß es sich um einen Kontinent handelt, von dem aber große Teile der Westantarktis unter dem Meeresniveau liegen. Der Untergrund des Mary Bird Landes liegt so tief unter dem Meeresspiegel, daß er auch nach einer eventuellen Entlastung vom Eis und isostatischen Hebung nicht aus dem Meer auftauchen würde. Die Westantarktis ist von der Ostantarktis durch den Großen Antarktischen Horst getrennt. Und nur die Ostantarktis ist als echter Kontinent anzusprechen. Erwähnenswert sind die riesigen Eisschelfe, das Rossschelf und das Filchnereschelf. Es sind dies gewaltige Gebiete zu ammenhängenden, schwimmenden Eises und deshalb für die Höhere Geodäsie ohne Bedeutung.

Der größte Teil der Oberfläche des antarktischen Eises liegt über 2500 m, kleine Gebiete im Zentrum sogar über 4000 m. Das Eis fällt vom Zentrum weg bis etwa 300 km vor der Küste sanft ab, in Küstennähe wird der Abfall zunehmend steiler. Die durchschnittliche Eisdicke beträgt mehr als 2000 m, die größte rund 4500 m. (Siehe auch /7/).

Für die Geodäsie bedeutungslos, aber von allgemeinem Interesse sind die Jahresmittelwerte der Temperaturen der Eisoberfläche. Diese Jahresmittelwerte können einfacher bestimmt werden, als man zunächst annehmen würde. Die Temperatur des Eises in 10 m Tiefe entspricht nämlich auf besser als 1°C der mittleren Jahrestemperatur der Eisoberfläche. Im Zentrum herrschen also Jahresmittelwerte von etwa -58°C , die in Küstennähe bis auf -20° ansteigen. Diese Temperaturen sind bis auf etwa 1°C auch gleich den Jahresmittelwerten der Lufttemperatur. Die tiefste bisher gemessene individuelle Lufttemperatur war -87°C auf der sowjetrussischen Station Wostok. Die Lufttemperaturen an der Küste sind dagegen oft relativ hoch. Während einmal in Wostok -79°C gemessen wurde, zeigte das Thermometer zur selben Zeit an der Küste nur -8°C .

Von großer Bedeutung für die Bilanz der Eismassen sind die Akkumulationsraten. Im Innersten der Ostantarktis beträgt die Akkumulationsrate nur 2 - 3 cm pro Jahr.

Die Niederschlagsmenge ist dort kaum größer als in der Sahara. Der meiste Niederschlag fällt in Küstennähe bis etwa 600 km landeinwärts. Große Mengen des dort fallenden Schnees werden aber wieder ins Meere verweht. Man nimmt heute an, daß der gesamte jährliche Niederschlag etwa einer Menge von 2600 km^3 Eis entspricht. Rund die Hälfte davon geht durch Verwehung, Verdunstung, Schmelzen und Kalben der Gletscher wieder verloren, sodaß die Antarktis eine leicht positive Massenbilanz von etwa 1300 km^3 Eis pro Jahr hat. Dies entspricht etwa 1200 km^3 Wasser, das den Ozeanen entnommen werden muß. Da die Meere etwa eine Oberfläche von 361 Millionen km^2 haben, müßte der Spiegel der Weltmeere um etwa 3,3 mm pro Jahr sinken. Im Gegensatz dazu wird an den Pegeln ein leichtes Ansteigen der Weltmeere um rund 1 mm/Jahr registriert. Dies ist nicht unbedingt ein Widerspruch wenn man bedenkt, daß eine Erwärmung der Weltmeere von nur $0,002^\circ$ diese um 1 mm steigen läßt. Alle Überlegungen, die Massenbilanz aus Beobachtungen eustatischer Meeresschwankungen herzuleiten, haben zur Voraussetzung, daß die Menge freien Wassers konstant ist. Dies dürfte doch weitgehend der Fall sein. Einerseits entsteht aus gebundenem Wasser, dessen Menge im Erdmantel von Israel /8/ auf $2 \cdot 10^{22} \text{ kg}$ geschätzt wird, ständig juveniles Wasser Thermalquellen und durch Exhalation in Vulkanen. Andererseits verliert die Erde sicherlich Wasser durch Entweichen von Wasserstoffatomen in den Weltraum.

Man kann aufgrund des vorhandenen Materials über die Zustandsgrößen des Eises Gleichgewichtsmodelle der Eismasse berechnen. Eine große Eismasse strömt unter ihrem Eigengewicht vom Zentrum weg radial auseinander. Sie ist im Gleichgewicht, wenn die Akkumulation gerade der Masse des abströmenden Eises entspricht. Solche Modelle wurden von BUDD et al. in /7/ berechnet. Die resultierenden Eisgeschwindigkeiten zur Aufrechterhaltung des Gleichgewichtes variieren von 1 m/Jahr im Zentrum bis 1000 m/Jahr und mehr an der Küste. Die Werte harmonisieren mit den Beobachtungen. In einem solchen Modell kann dann auch die Verweilzeit berechnet werden. Das ist jene Zeit, die ein Eispartikel braucht, um zur Küste zu gelangen. Die Rechnung ergibt, daß Partikel aus dem Zentrum rund 500 000 Jahre für ihre Wanderung zur Küste benötigen.

Große Schwierigkeiten bietet die Untersuchung des Kausalzusammenhanges zwischen den Schwankungen des Klimas und der Eismenge. Einerseits gilt als gesichert,

daß eine Zunahme des Eises nur durch eine weltweite Abnahme der Temperatur erzielt werden kann. Andererseits glaubt man daß ein kräftiges Anwachsen einer großen Eisdecke eine Erwärmung des Klimas voraussetzt, denn nur dann können nennenswerte Niederschläge fallen.

Es ist klar, daß selbst bei günstigsten Voraussetzungen eine Eisdecke nicht unbegrenzt wachsen kann.

Für viele Fragen wäre es von großem Interesse, diesen Grenzwert abzuschätzen. Es soll deshalb im folgenden in einer vereinfachten Modellrechnung gezeigt werden, wie groß eine Eisdecke von kontinentalen Ausmaßen werden kann. Diesen Rechnungen kommt der Umstand entgegen, daß die antarktische Eismasse annähernd die Form einer Kreisscheibe hat. Eine kreisrunde Eismasse vom Radius a fließt unter ihrem Eigengewicht in einer Weise radial nach außen wie Abbildung 1 zeigt. Die Eisdicke nimmt

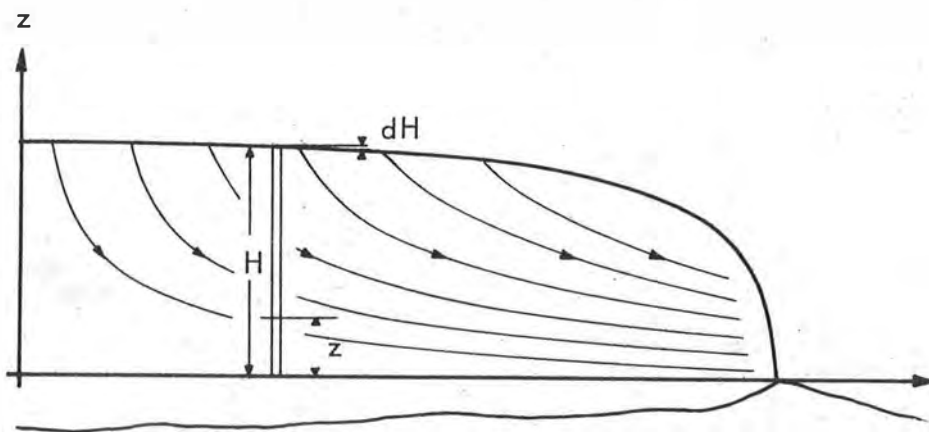


Abbildung 1

nach außen ab, es ist also $H = f(r)$. Zwei benachbarte Eissäulen drücken daher verschieden stark auf ein beliebiges Niveau im Eis. Daraus resultiert eine radiale Kraft, die nach [8] gleich ist:

$$R = -\rho g (H - z) dH$$

ρ = Eisdichte, g = Schwerebeschleunigung.

Die radiale Kraft weist nach außen, wenn dH negativ ist und bewirkt eine Verschie-

bung um dr . Dabei entsteht durch innere Reibung entlang dr eine Widerstandskraft, die proportional ist der Viskosität η und dem Geschwindigkeitsgefälle normal auf die Bewegungsrichtung (Newtonsches Reibungsgesetz). Die Widerstandskraft W ist

$$W = \eta \cdot \frac{dv}{dz} \cdot dr$$

v = Geschwindigkeit.

Die Bewegung soll stationär sein, also keine Beschleunigung auftreten, daher muß die Summe der beiden Kräfte verschwinden: $R + W = 0$ oder

$$dv = \frac{\rho g}{\eta} \cdot \frac{dH}{dr} (H - z) dz$$

Bei der Integration ist zu beachten, daß für $z = H$ (Oberfläche) $v = 0$ denn die Oberfläche führt keine horizontale Bewegung aus. Für $z = 0$ (Basis) ist v ein Maximum. Die Variation von g bleibe unberücksichtigt. Also:

$$\int_0^v dv = \frac{\rho g}{\eta} \cdot \frac{dH}{dr} \cdot \int_H^z (H - z) dz$$

und daraus

$$v(r, z) = - \frac{\rho g}{2\eta} \cdot \frac{dH}{dr} (H - z)^2 \quad (1)$$

$\frac{dH}{dr}$ ist darin die Neigung der Oberfläche.

Nun muß der Massenhaushalt der Eisdecke betrachtet werden. Wir nehmen zur Vereinfachung an, der Niederschlag erfolge einheitlich auf der ganzen Oberfläche und sei unabhängig vom Ort im Durchschnitt gleich $A [m s^{-1}]$. Dann ist der Massenzuwachs innerhalb eines Kreiszylinders vom Radius r gleich

$$2\pi A \int_0^r r \cdot dr = A \pi r^2$$

Gleichzeitig fließt durch den Mantel des Zylinders mit der Höhe $H(r)$ die Masse

$2 \pi r \int_0^H v \, dz$ ab und die Massenbilanz, also die Änderung der Masse mit der Zeit ist

$$\frac{dM}{dt} = A \pi r^2 - 2 \pi r \int_0^H v \, dz .$$

Bei geringer Mächtigkeit der Eisdecke wird die Akkumulation überwiegen und $\frac{dM}{dt}$ stark positiv sein. Bei anwachsender Mächtigkeit aber wird der Druck im Inneren und damit die Fließgeschwindigkeit zunehmen und es wird der Moment eintreten, wo Massenabfluß und Akkumulation im Gleichgewicht sind: $\frac{dM}{dt} = 0$.

Damit hat die Eisdecke ihre maximale Mächtigkeit erreicht und es gilt:

$$Ar = 2 \int_0^H v \, dz .$$

Setzt man für v aus (1) ein, so folgt:

$$Ar = -2 \frac{\rho g}{\eta} \cdot \frac{dH}{dr} \int_0^H (H-z)^2 \, dz$$

und nach Integration:

$$H^3 \, d = -\frac{3}{2} A \cdot \frac{\eta}{\rho g} r \, dr .$$

Für die letzte Integration sind die Grenzen wie folgt zu bestimmen: Für $r = 0$ wird H ein Maximum, also

$$\int_{H_{\max}}^H H^3 \, dH = -\frac{3}{2} A \cdot \frac{\eta}{\rho g} \int_0^r r \cdot dr$$

oder

$$H_{\max}^4 - H^4 = 3 A \frac{\eta}{\rho g} \cdot r^2 ,$$

und weil am Rande der Eisdecke für $r \rightarrow a$, $H \rightarrow 0$ gehen muß, folgt

$$H_{\max}^4 = 3A \cdot \frac{\eta}{\rho g} a^2 \quad (2)$$

und allgemein:

$$H^4 = 3A \cdot \frac{\eta}{\rho g} (a^2 - r^2) \quad \text{oder:}$$

$$H = \sqrt[4]{\frac{3A}{\rho} \cdot \frac{\eta}{g} (a^2 - r^2)} \quad (3)$$

Es läßt sich daraus auch sofort das Volumen der Eismasse berechnen:

$$V = \int_0^a \int_0^{2\pi} \int_0^{f(H)} r \, dr \, d\varphi \, dH = 2\pi \sqrt[4]{\frac{3A\eta}{\rho g}} \cdot \int_0^a (a^2 - r^2)^{1/4} \cdot r \, dr$$

und

$$V = \frac{4}{5} \pi \sqrt[4]{\frac{3A\eta}{\rho g}} \cdot \sqrt{a^5} \quad \text{oder}$$

$$V = \frac{4\pi}{5} a^2 H_{\max} = \frac{4}{5} F \cdot H_{\max} \quad (4)$$

wenn F = Fläche der Eisscheibe.

Bei der numerischen Auswertung der Formeln liegt der heikelste Punkt in der Annahme eines geeigneten Zahlenwertes für die Viskosität. GUTENBERG in /9/ nimmt

$\eta = 1 \cdot 10^{13} - 1 \cdot 10^{14} \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. HAEFELI in /10/ dagegen gibt

$\eta = 5 \cdot 10^{14} \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ an. Nun seien Gleichungen (3) und (4) auf die antarktische Eismasse angewendet. Flächenmäßig entspricht diese einer Kreisscheibe von rund $a = 2100 \text{ km}$; weiters gilt $\rho = 0,92 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, $g = 9,83 \text{ m s}^{-2}$. Für die Akkumulationsrate A sei zunächst der schon früher erwähnte Zuwachs von $1300 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ Eisäquivalent herangezogen. Auf die ganze Fläche bezogen gibt dies $A = 10,3 \text{ cm/Jahr} = 3,264 \cdot 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. Damit erhält man für die drei verschiedenen Werte der Viskosität:

Viskosität in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$			$1 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{13}$	$5 \cdot 10^{13}$
H_{max}	in	m	1478	2628	3931
Volumen	in	m^3	$1,64 \cdot 10^{16}$	$2,91 \cdot 10^{16}$	$4,36 \cdot 10^{16}$
Masse	in	kg	$1,51 \cdot 10^{19}$	$2,68 \cdot 10^{19}$	$4,01 \cdot 10^{19}$

Allerdings muß man bedenken, daß beim Aufbau der Eisdecke die Akkumulationsrate sicher höher war. In Bohrkernen herrscht eine Rate von rund 20 cm/Jahr Eisäquivalent vor, das ist $A = 6,338 \cdot 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$. Damit erhält man folgende Werte:

Viskosität in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$			$1 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{13}$	$5 \cdot 10^{13}$
H_{max}	in	m	1744	3103	4640
Volumen	in	m^3	$1,93 \cdot 10^{16}$	$3,44 \cdot 10^{16}$	$5,14 \cdot 10^{16}$
Masse	in	kg	$1,78 \cdot 10^{19}$	$3,16 \cdot 10^{19}$	$4,73 \cdot 10^{19}$

Da die tatsächliche Masse des antarktischen Eises rund $2,67 \cdot 10^{19} \text{ kg}$ beträgt, ergibt das Modell durchaus realistische Werte. Die Abhängigkeit der Werte des Modelles von der Akkumulationsrate ist relativ gering. Zu den Werten des Modelles sind allerdings noch Zusatzmassen zu zählen, da die Höhe ab dem Niveau der Firngrenze gerechnet ist. Es kommt tatsächlich die in Abbildung 1 unter der horizontalen Achse r liegende Masse noch hinzu.

Auch die nach (3) berechneten Höhen der Eisdecke geben sehr plausible Werte. Für das Modell mit $A = 20 \text{ cm/Jahr}$ und $\eta = 1 \cdot 10^{13} \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ sind diese :

Abstand vom Zentrum in km	0	500	1000	1500	1800	1900	2000	2050
Höhe der Eisdecke in m	3103	3058	2910	2596	2227	2025	1713	1445

Auch das Modell zeigt einen sehr sanften Abfall nahe dem Zentrum und einen sehr steilen nahe dem Rande.

Formeln für die Abhängigkeit der Höhe einer kontinentalen Eiskappe vom Abstand vom Zentrum geben auch OROWAN und HAEFELI /8/. Die Formel von OROWAN ist physikalisch unbefriedigend, da nach ihr die Eiskappe im Zentrum eine Spitze hat.

Nach diesen allgemeinen Ausführungen seien einige für die Geodäsie wichtige Folgerungen gezogen. Wenn man die Gegenwart verstehen und sich Gedanken über die künftige Entwicklung machen will, muß man die Vergangenheit betrachten. Man weiß, daß in der geologischen Vergangenheit der Erde das Eis mehrmals großen Schwankungen unterworfen war. Aus der Analyse von Bohrkernen aus dem Boden des antarktischen Ozeans glaubt man sagen zu können, daß die Vergletscherung des antarktischen Kontinents schon vor mehr als 5 Millionen Jahren begonnen hat. Es gibt Anzeichen für eine maximale Vereisung vor etwa 3 Millionen Jahren und dafür, daß die Vereisung in den letzten 700 000 Jahren zeitweise geringer war als heute. Will man noch frühere Vereisungen nachweisen, muß man schon viel weiter in die Erdgeschichte zurückgehen. Spuren einer Vereisung vor 270 Millionen Jahren hat man in Südafrika, Südamerika, Australien und der Antarktis gefunden. Diese Eisdecke soll den hypothetischen Kontinent Gondwanaland bedeckt haben. In Afrika und Südamerika gibt es weitere Spuren einer Eiszeit vor etwa 400 Millionen Jahren. Zwei weitere Vereisungen vor 600 Millionen und 1 Milliarde Jahren sind schwach gesichert.

In der Antarktis jedenfalls hat man in der Gegend des Mc Murdo Sound Moränen gefunden, die wenigstens 4 Hauptvereisungen anzeigen. Die frühesten Ablagerungen sind mehr als 600 m über dem gegenwärtigen Talboden. Die größere Ausdehnung des antarktischen Eises in der Vergangenheit wird auch dadurch bewiesen, daß auf entfernten Inseln erratische Granitblöcke liegen, die nur vom Kontinent stammen können. Auf dem Gipfel des erloschenen Gaußberg-Vulkanes liegen Gneis-Findlinge 400 m über dem derzeitigen Eisniveau. Nahe dem Südpol findet man Seitenmoränen des Beardmore Gletschers in Höhen von 600 - 1200 m über dem jetzigen Eisniveau.

Über die Ursachen großer Vereisungen gibt es noch keine allgemein anerkannte Theorie. Zweifellos spielen dabei auch außerirdische Vorgänge eine große Rolle, auch wenn man in letzter Zeit glaubt, ohne kosmische Theorien auszukommen. Eine

sehr ausgeklügelte astronomische Theorie der Eiszeiten stammt von MILANKOVICH. Wäre erst einmal die frühe Vereisung des antarktischen Kontinents erklärt, dann könnte ohne weiteres diese die Hauptursache für das Absinken der Temperaturen der Erdoberfläche gewesen sein und damit die Vergletscherung auf den Kontinenten der Nordhalbkugel eingeleitet haben. Diese im Quartär eingetretene Vereisung auf den nördlichen Kontinenten ist eigentlich eine Aufeinanderfolge mehrerer Vereisungsperioden und Zeiten der Abschmelzung. Man unterscheidet 4 Kaltzeiten unterbrochen von längeren oder kürzeren Zwischeneiszeiten, obwohl diese Einteilung nicht mehr ausreicht, die komplizierte Klimageschichte des Pleistozäns zu erklären. Die Kaltzeiten traten in Europa, Nordamerika und in Sibirien gleichzeitig auf und sind nach Flüssen des Alpenvorlandes benannt, in Amerika nach Staaten der USA. Nichts widerspricht der Annahme, daß den Kaltzeiten der nördlichen Hemisphäre gleichzeitige Vorstöße des Eises auf der Südhalbkugel zugeordnet waren. Die Klimaschwankungen hatten sicher weltweiten Charakter.

PLEISTOZÄNE VEREISUNG

Nordamerika	Jahre vor der Gegenwart	Europa
Wisconsin	Ende 10 000 (6000 ?) Höhepunkt 20 000 Anfang 70 000	Würm
Illinois	115 000 (?)	Riss
Kansas	400 000 (?)	Mindel
Nebraska	1000 000 (?)	Günz

Am besten bekannt ist die jüngste Kaltzeit, deren Höhepunkt allgemein vor rund 20 000 Jahren angenommen wird. Darauf folgt ein rasches Abschmelzen des Eises, das nach EWING vor 10 000 nach HOINKES vor 8000 Jahren beendet war. Manche behaupten, daß die letzten Eisreste erst vor 5500 Jahren verschwunden sind. Der Finne SAURAMO glaubt sogar, daß der Abschmelzvorgang wesentlich später einsetzte und nur 3000 Jahre benötigte. Siehe dazu /11/.

Interessant ist, daß die Eisdecken während ihrer maximalen Ausdehnung in der Riss

bzw. Illinoian Zeit in Nordamerika etwa bis 40° Breite, in Europa bis 50° und in Sibirien dagegen nur bis 60° Breite reichten. Das Zentrum dieses Eisringes um das arktische Meer lag also keineswegs beim Nordpol, sondern annähernd in 80° Breite und 80° westlicher Länge. Nimmt man einen Globus zur Hand fällt sofort auf, daß dieses Zentrum fast genau dem Zentrum des antarktischen Kontinents gegenüber liegt. Die Verbindungslinie der beiden Zentren stellt auch recht gut die magnetische Achse der Erde dar. Ohne einen Schluß daraus ziehen zu wollen, sei doch auf diese bemerkenswerte Tatsache hingewiesen.

Zu den größten Rätseln der Eiszeitforschung gehört die Frage, wieso der nordamerikanische Eisschild restlos abgeschmolzen ist, der Grönländische dagegen nicht!

Ausdehnung und Volumen der maximalen Vereisung, die in der Riss- bzw. Illinoian-Zeit geherrscht haben dürfte, schätzt man im Vergleich zur Gegenwart folgendermaßen ein:

		Antarktis	Grönland	Rest	Gesamt
Fläche in 10^6 km^2	Gegenwart	13,9	1,8	0,5	16,2
	Maximum	14,5	2,2	32,5	49,2
	Differenz	+ 0,6	+ 0,4	+32,0	+33,0
mittlere Dicke in km	Gegenwart	2,1	1,5	0,4	2,0
	Maximum	2,5 (3,0) *	1,6	1,6	1,9 (2,0)
Volumen in 10^6 km^3	Gegenwart	29,0	2,7	0,2	31,9
	Maximum	34,5 (41,0) *	3,5	52,0	90,0 (96,5)
	Differenz	+5,5 (+12,0) *	+ 0,8	+51,8	+58,1 (64,6)
Masse in 10^{18} kg	Gegenwart	26,7	2,5	0,2	29,4
	Maximum	31,7 (37,7) *	3,2	47,8	82,8 (88,8)
	Differenz	+ 5,0 (11,0) *	+0,7	+47,6	+53,4 (59,4)

* nach VORONOV /12/

Diese Angaben sind durchaus zurückhaltend. VORONOV z.B. nimmt für die Antarktis einen wesentlich höheren Mehrbetrag an. Neuere Forschungen haben überdies er-

geben, daß die Eisdecke in NO Sibirien weit mächtiger war, als bisher angenommen wurde.

Während der größten Vereisung waren also gegenüber dem heutigen Zustand $53,4 \cdot 10^{18}$ kg Wasser, nach VORONOV sogar $59,4 \cdot 10^{18}$ kg den Weltmeeren entzogen. Die glazial-eustatische Absenkung des Meeresspiegels muß demnach rund 148 m, nach VORONOV sogar 165 m betragen haben. Tatsächlich sind ausgedehnte Schelfterrassen in dieser Tiefe gefunden worden. Über die Meeresspiegelschwankungen der letzten 17 000 Jahre haben Geologen aus der Analyse alter Strandlinien und Flußmündungen ein detailliertes Bild erarbeitet. /13/.

Würden die gesamten gegenwärtig vorhandenen Eismassen plötzlich abschmelzen, müßte dies zu einem Ansteigen der Weltmeere von etwa 80 m führen. Tatsächlich würden es aber um einige Meter weniger sein, da ein Ansteigen des Meeres mit einer erheblichen Vergrößerung der Meeresfläche verbunden ist. Der Häufigkeitsverteilung der Höhen und Tiefen der Erde entnimmt man, daß bei einem Anstieg des Meeresspiegels um 1 m etwa $185\,000\text{ km}^2$ Land überflutet werden.

Diese weltweiten, sogenannten eustatischen Schwankungen des Meeresspiegels müssen sehr sorgfältig getrennt werden von den isostatischen, die ihre Ursache im Absinken eines belasteten oder Aufsteigen eines entlasteten Teiles der Erdkruste haben. Beim Aufbau einer Eisdecke, ein Vorgang der sicherlich etliche tausend Jahre beansprucht, setzt die isostatische Senkung mit erheblicher Zeitverzögerung ein und dauert noch lange an, nachdem die Eisdecke einen stationären Zustand erreicht hat. Während die Vereisung genügend lange, so stellt sich isostatisches Gleichgewicht ein. Beim Abschmelzen erfolgt wieder mit großer Zeitverzögerung eine Landhebung, die ja heute in Skandinavien, Finnland und Kanada beobachtet werden kann. Daß diese Landhebung mit dem Abschmelzen des Eises ursächlich zusammenhängt, dafür gibt es mehrere Argumente:

- a) die Hebungsgebiete stimmen mit den ehemals von Eis bedeckten Flächen überein,
- b) die Analyse der alten Küstenlinien zeigt, daß die Hebung mit der Zeit nach einer t^2 -Potenz vor sich geht, wie man es erwarten würde,
- c) die Existenz stärkerer negativer Schwereanomalien, was zeigt, daß die betreffenden Gebiete noch nicht isostatisches Gleichgewicht erreicht haben.

Sorgfältige Untersuchungen der Landhebung in Fennoskandinavien durch VENING MEINESZ, NISKANEN u.a. haben ergeben, daß die totale Depression im Zentrum rund 700 m betragen hat, von denen bis heute rund 500 m durch Hebung wieder kompensiert sind. Etwa 200 m wird das Gebiet um den Bottnischen Meerbusen sich noch in Zukunft heben. Die Geschwindigkeit der Hebung beträgt derzeit etwa 1 cm/Jahr. Nach VENING MEINESZ beträgt die Relaxationszeit der Hebung 5500 Jahre. (Relaxationszeit nennt man jene Zeitspanne, in der die Depression auf den $1/e$ -te Teil ihres Maximalwertes zurückgeht).

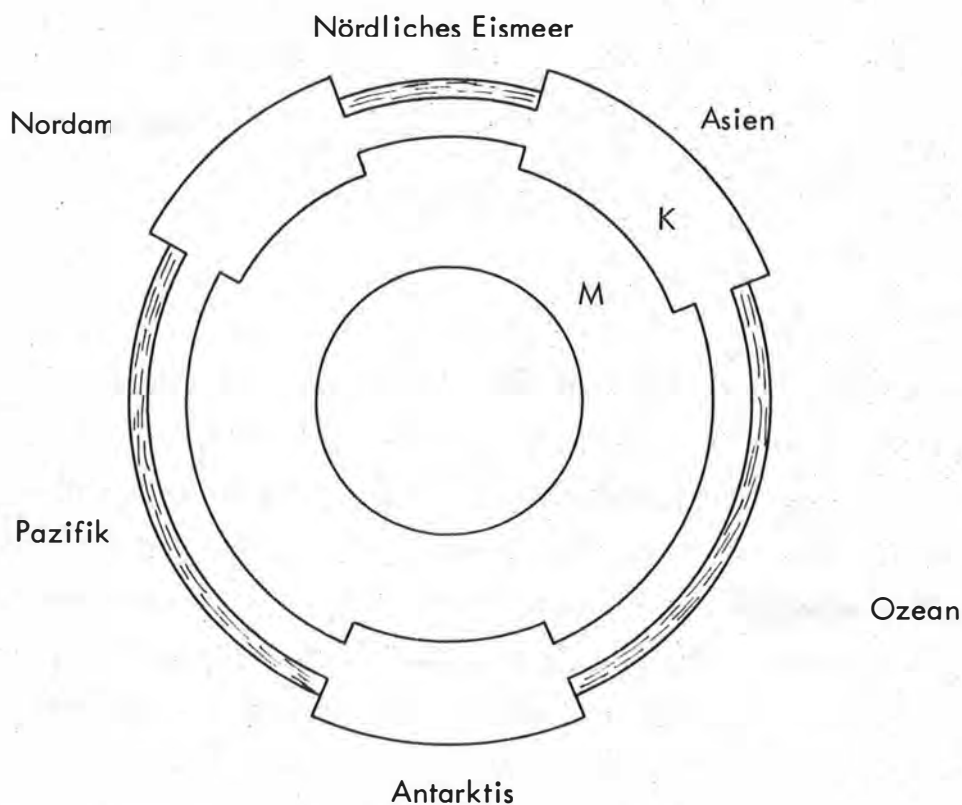
Bei Beurteilung der Lage alter Strandlinien von geologischer Seite wird oft ein Umstand außer Betracht gelassen: eine kontinentale Eismasse entzieht zwar dem Meer erhebliche Mengen an Wasser und läßt den Meeresspiegel sinken. Die Eisdecke aber übt eine Attraktion aus, die eine Aufwölbung des Geoides bewirkt, dadurch den Meeresspiegel in der Umgebung des vereisten Kontinents wieder hebt. Umgekehrt, wenn das Eis schmilzt, steigt wohl der Meeresspiegel weltweit, an den Küsten des ehemals vereisten Kontinents jedoch tritt eine Senkung der Niveaufläche ein, die den Anstieg teilweise, oder ganz kompensiert. Eine Berechnung der Attraktion des antarktischen Eises ergibt eine Geoidhebung an der Küste von nahezu 100 m. Dazukommt aber noch eine Verschiebung des Schwerpunktes der Erde und die Wirkung eines mehr oder weniger fortgeschrittenen isostatischen Massenausgleichs. Es ist klar, daß quantitative Aussagen nur gemacht werden können, wenn die Analyse die ganze Erde umfaßt und die Wechselwirkung aller Effekte berücksichtigt. Die erste Analyse dieser Probleme auf Grundlage des Stokes'schen Integrales gibt KIVIOJA /4/. Am Institut für Höhere Geodäsie der Technischen Universität Wien sollen tiefer schürfende Untersuchungen durchgeführt werden unter Berücksichtigung der Theorie der horizontalen Isostasie von LEDERSTEGGER /14/.

Eine qualitative Interpretation der Folgen des Abschmelzens der pleistozänen Eiskappen kann man sich etwa wie folgt vorstellen.

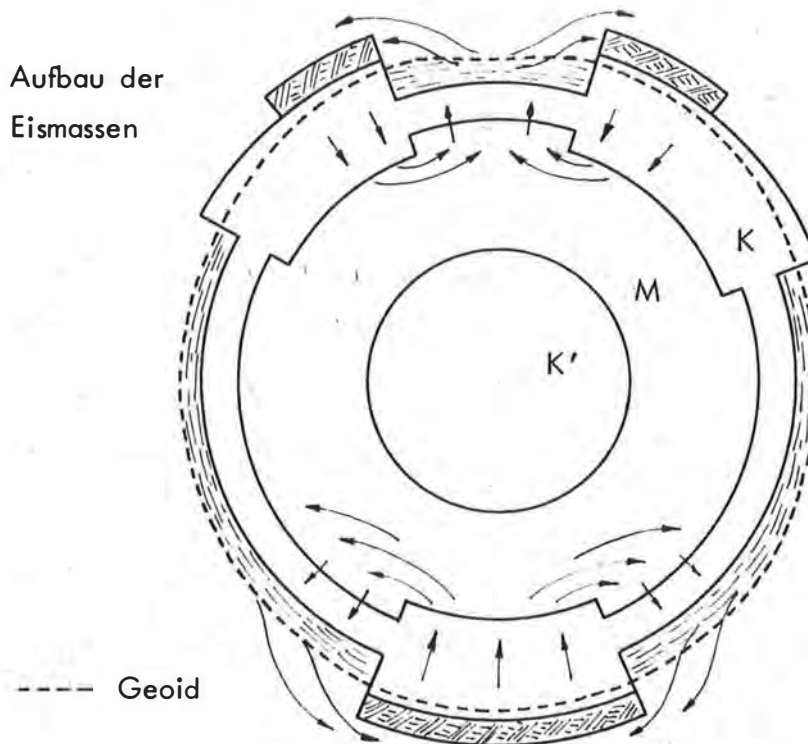
Zunächst ist klar, daß Umgruppierungen von Massen aus der Gegend der Pole in die Weltmeere starken Einfluß auf die zonalen Harmonischen der Entwicklung der Kräftefunktion der Erde haben, in erster Linie auf die Massefunktion 2. Ordnung oder statische Abplattung. Wäre die Verteilung des Eises und vor allem der Meere rotation-

symmetrisch und auch symmetrisch zur Äquatorebene, so würden nur die geraden zonalen Massefunktionen beeinflusst. Die Verteilung von Land und Wasser zeigt aber nicht nur eine Abhängigkeit von der geographischen Länge, sondern auch eine deutliche Unsymmetrie bezüglich des Äquators. Während auf der nördlichen Hemisphäre 39,5 % Land und 60,5 % Wasser sind, haben wir auf der südlichen Halbkugel nur 19,3 % Land, aber 80,7 % Wasser! Die unmittelbare Folge ist das Auftreten der zonalen Harmonischen 3. Ordnung J_3 . Die sonstige regellose Verteilung von Land und Wasser bewirkt das Auftreten sektorieller und tesseraler harmonischer Glieder.

Nehmen wir an, vor dem Pleistozän waren Ozeane und Kontinente im isostatischen Gleichgewicht. Diesen Zustand zeigt stark schematisiert die Abbildung 2.

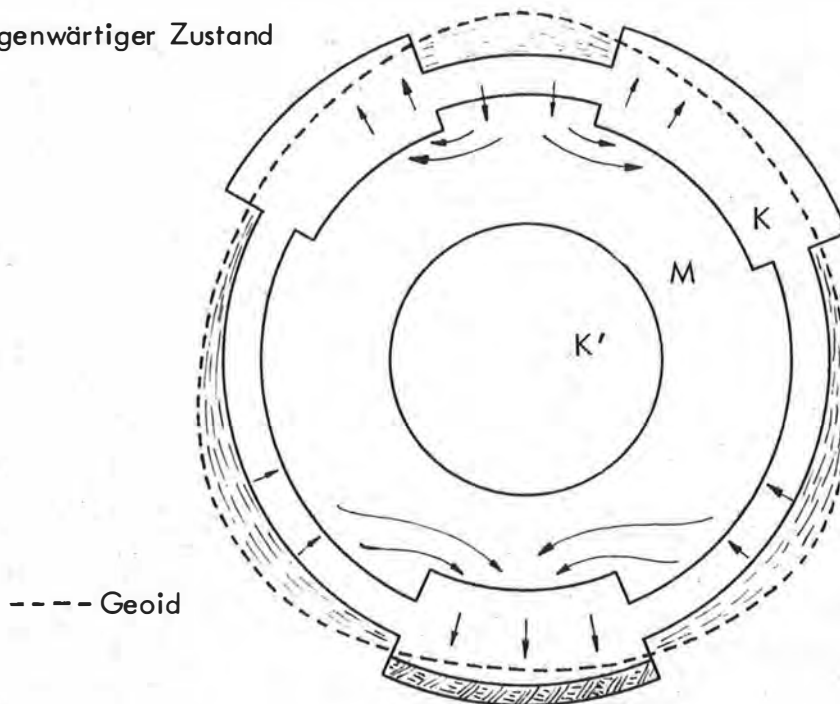


Wenn nun in Europa, Nordamerika, Sibirien, Grönland und Antarktika mächtige Eismassen gebildet wurden, was mußte geschehen? Die vom Eis bedeckten Festländer erfuhren eine enorme Belastung, die Meere eine Entlastung. Mit einsetzendem isostatischen Ausgleich begann subkrustales Material unter die Gebiete mit Massendefizit zu strömen, in erster Linie unter den arktischen Ozean und unter die Gewässer rund um die Antarktis. (Abbildung 3)



Nach entsprechend langer Zeit war wieder isostatisches Gleichgewicht erreicht. Dann setzte rasches Abtauen ein, und der Prozeß kehrte sich um. Jetzt herrscht in den ehemals vereisten Gebieten ein Massendefizit, in den Ozeanen aber ein Massenüberschuß und zwar wieder in erster Linie im arktischen Ozean, in den südlichen Teilen von Atlantik, Pazifik und indischem Ozean. Daß im übrigen auch in der Antarktis der isostatische Ausgleich noch nicht erreicht ist, haben die starken negativen Schwereanomalien gezeigt, die Vivian FUCHS anlässlich der Commonwealth Transantarctic Expedition 1958 bestimmt hat /15/. Nach diesem Vorgang müßte das globale Geoid in Nord-europa, Nordamerika, Sibirien und in der Antarktis eine Depression, im arktischen Ozean und im Indischen Ozean, Südatlantik und Südpazifik dagegen eine Aufwölbung zeigen. Dies entspricht tatsächlich der aus dem Bahnverhalten von Satelliten errechneten Birnenform der Erde. Die Abweichungen von der Äquatorsymmetrie sind bekanntlich gering, etwa - 25 m am Südpol und + 15 m am Nordpol. (Abbildung 4)

Gegenwärtiger Zustand



Die folgenschwerste Veränderung durch die Verfrachtung der Eismassen aus den polnahen Gebieten und gleichmäßige Verteilung auf die Weltmeere erleidet das Trägheitsmoment um die Rotationsachse. Nach dem Satz von der Erhaltung des Drehimpulses bewirkt dies nämlich eine Änderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde. Auch hier muß die Verteilung von Land und Wasser auf der Erde berücksichtigt werden. Unter Annahme der von VORONOV gegebenen Werte für die zusätzlichen Eismassen des Pleistozäns kann man folgende Werte errechnen: Durch die Abschmelzung ohne Berücksichtigung eines isostatischen Ausgleichs erleidet das Hauptträgheitsmoment um die Rotationsachse der Erde eine Änderung von

$$\Delta C = + 1,156 \cdot 10^{40} \text{ g cm}^2$$

Der Drehimpuls der Erde ist

$$\omega \cdot C = \text{const} = 5,861673 \cdot 10^{40} \text{ g cm}^2 \text{ sec}^{-1}$$

daher muß bei einer Zunahme des Trägheitsmomentes die Winkelgeschwindigkeit ab -

und die Rotationsdauer zunehmen. Demnach beträgt die Verlängerung des Sterntages

$$\Delta T = 1,24 \text{ sec.}$$

Ein fortschreitender isostatischer Ausgleich würde wieder verkürzend auf die Tageslänge wirken. Der Betrag ist also sicherlich zu groß. Es ist aber interessant, daß die Astronomen aus der Diskussion alter Mondfinsternisse eine Tagesverlängerung von 1 sec in den letzten 120 000 Jahren errechnet haben.

Infolge der ungleichmäßigen Verteilung von Land und Wasser werden auch die äquatorialen Trägheitsmomente A und B beeinflußt, was zu einer Verlagerung der Rotationsachse der Erde führt. Doch verlangt die Erörterung dieser Probleme weitere Studien und Berechnungen.

Zur Erklärung der Formen des globalen Geoides werden heute Konvektionsströme im tiefen Erdmantel, oder gar - wie von dem Ungarn BARTA - eine Exzentrizität des Erdkernes herangezogen. So bestechend diese Theorien sind, werden doch erst weitere Berechnungen zeigen, ob sich gewisse Eigenschaften der Erdfigur nicht zwangloser aus der pleistozänen Vereisung erklären lassen.

L I T E R A T U R

- /1/ HELMERT F.:
Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie, Band 2, 1880.
- /2/ DRYGALSKI E.:
Die Geoiddeformationen der Eiszeit, Zeitschrift für die gesamte Erdkunde zu Berlin; 22, S. 169 - 280.
- /3/ KICK W.:
Das Eis der Erde und die Geodäsie, Zeitschrift für Vermessungswesen, Nr.11/1971.
- /4/ KIVIOJA L.:
Effects of Mass Transfers Between Land-Supported Ice Caps and Oceans on the Shape of the Earth and on the Observed Mean Sea Level. Bulletin Géodésique Nr.85, 1967.
- /5/ THIEL E.C.:
The Amount of Ice on Planet Earth. Antarct.Res., Geophysic. Monograph No.7, Amer. Geophys. Union, 1962, S. 172 - 175.
- /6/ HOINKES H.:
Das Eis der Erde. Umschau in Wissenschaft und Technik, 68, Heft 10, 1968.

- / 7/ ANARE INTERIM REPORTS, Australian National Antarctic Expeditions, Serie A, Vol. IV, Commonwealth of Australia, Department of Supply, Melbourne, 1971.
- / 8/ SCHEIDEGGER A.:
Theoretical Geomorphology. Springer Verlag, 1961.
- / 9/ GUTENBERG B.:
Physics of the Earth Interior, 1959, S. 188.
- /10/ HAEFELI R.:
Journal of Glaciology, Vol.3, 1961, S.1133.
- /11/ KÄÄRIÄINEN E.:
On the Recent Uplift of the Earth's Crust in Finland. Veröffentlichungen des Finnischen Geodätischen Institutes, Nr.42, Helsinki 1953.
- /12/ VORONOV P.S.:
Soviet Antarctic Expeditions Information Bulletin 3, Nr.23, 1960.
- /13/ PUTNAM W.C.:
"Geologie" Einführung in ihre Grundlagen. Verlag de Gruyter 9.
- /14/ LEDERSTEGE K.:
Die horizontale Isostasie und das isostatische Geoid. Geowissenschaftliche Mitteilungen, Heft 5, 1975.
- /15/ HOLMES A.:
Principles of Physical Geology, New York, 1945 S. 7.