

am selben Tage noch in 7<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden bei ganz abscheulichem kalten Regen nach Shimabara über.

Oshima hatte eine hübsche Anzahl von zoologischen Specimens geliefert, worunter eine *Macroura*, diverse Krabben, 2 Arten von *Gobius* und eine früher in Japan noch nicht gefundene *Lingula* hervorzuheben sind.

Den 16. April erreichte ich über Uki Yangami und Himi, Nangasaki.

Nangasaki hat nur wenige ihm eigenthümliche Industrien. Die wichtigste ist wohl die Lackmalerei auf Porzellan. Fast alle die grossen Vasen, welche in Arita und Umgegend erzeugt werden, kommen hierher, um, oft recht geschmacklos, bemalt zu werden. Oft geschieht es, um Fabrikationsfehler zu verdecken und darin haben die Arbeiter eine ungemeine Geschicklichkeit, so dass nach dem Lackiren schadhafte oder gekittete Stellen kaum mehr zu erkennen sind. Jedenfalls beschäftigt diese Industrie ebensoviele oder noch mehr Arbeiter als die Fabrikation von Schildpattwaaren. Diese werden hier sehr sauber und relativ billig hergestellt, wenn man bedenkt, dass beinahe drei Vierttheile des rohen Schildpattes (nach den Ausweisen der Zollämter) aus England kommen und nur der geringste Theil direct aus Indien importirt wird. Die Fabrikanten sehen eben in dem Bezug durch eine bekannte englische Firma eine Garantie für die Güte des Stoffes.

Eine weitere, ganz originelle Industrie ist die Herstellung der mit Perlmutterchalen verzierten Gegenstände.

Alle Arten von Dingen, als Porzellanvasen und Schalen, Tische, Stühle, anderes Hausgeräthe, Kästchen aller Art erhalten diese Verzierungen. Ein und derselbe Arbeiter macht sowohl die oft mehrere Zoll grossen Blumenbouquets und Figuren, als auch jene absonderlichen aus ganz kleinen Quadraten oder Dreiecken zusammengesetzten Ueberzüge von Schwertgriffen, Lanzenschäften und Stuhlbeinen. Die hiezu benöthigten Muschelschalen werden im rohen Zustande aus den verschiedensten Theilen Japans hieher gebracht, geschliffen und sogleich weiter verarbeitet.

(Fortsetzung folgt.)

## Ueber gewisse beträchtliche Unregelmässigkeiten des Meeres-Niveaus.

Von Dr. J. H a n n.

Die folgenden Zeilen haben den Zweck, die Geographen auf eine besondere Art bisher zu wenig gewürdigter Unregelmässigkeiten in der Gestalt der Erde aufmerksam zu machen, Unregelmässigkeiten, welche den durch Nivellements gefundenen Erhebungen des festen Landes über

das Meeresniveau an Bedeutung wenig nachstehen, aber durch die gewöhnlichen Methoden der Höhenmessung nicht ermittelt werden können.

Das Problem der Gestalt der Erde würde theoretisch und practisch viel schwieriger zu lösen sein, wenn die Erde nicht zum Theile mit einer Flüssigkeit bedeckt wäre, deren freie Oberfläche vermöge der leichten Beweglichkeit der Theilchen überall senkrecht stehen muss auf der Resultirenden der wirkenden Kräfte. Wenn man von den Anziehungen der Sonne und des Mondes absieht, durch welche nur periodische Störungen von untergeordneter Bedeutung entstehen, so werden diese Kräfte durch die Anziehung aller Theile der Erde und durch die Centrifugalkraft repräsentirt, woraus sich ergibt, dass die Meeresoberfläche die Gestalt eines Rotations-Ellipsoides haben muss, dessen kürzere Achse die Umdrehungsachse ist. Denkt man sich nun die Festländer, welche ja ohnehin nur den kleineren Theil der Erdoberfläche einnehmen, mit einem Netze von Canälen durchzogen, welche mit den Meeren in freier Verbindung stehen, so repräsentirt die Oberfläche dieser nun allseitig verbreiteten Wasserbedeckung dasjenige, was man die mathematische Gestalt der Erde nennen kann. Die Oberflächen der Festländer, welche sich nun als Erhebungen über das allgemeine Meeresniveau darstellen, kann man als Unregelmässigkeiten der Erdoberfläche betrachten, von welchen man vorerst absehen darf. Da man alle geodätischen Messungen, welche zur Bestimmung der Erdgestalt dienen, doch nur auf dieser unregelmässigen Oberfläche anstellen kann, so werden diese Messungen sämmtlich auf das Meeresniveau reducirt, indem man die Erhebung der Beobachtungspuncte über den Wasserspiegel der nächsten Küste als Reductionselement annimmt.

Die Voraussetzung, dass die Meeresoberfläche einer vollständig regelmässigen ellipsoidischen Fläche angehöre, ist nicht ganz richtig. Die weitaus wichtigste Störung entsteht durch die Attraction der Festländer auf die Wassermasse der umgebenden Meere. Bei dieser Attraction kommen nicht allein die über das Meeresniveau sich erhebenden Theile in Betracht, sondern auch durch ihren Dichtigkeitsunterschied die in und unterhalb diesem Niveau befindlichen Massen. Dieses Moment, das wichtigste und doch zumeist übersehene, tritt in das gehörige Licht, wenn man berücksichtigt, dass die mittlere Tiefe der Meere circa 10 mal grösser ist, als die mittlere Erhebung der Continente, und der Unterschied der Dichten auf 1.5 bis 2 veranschlagt werden darf. Die Meeresoberfläche bietet in Folge der Anziehung der Continente Abweichungen von der reinen Gestalt einer Rotationsfläche dar, welche eine Function des Reliefs, der Ausdehnung und der Dichte des festen Landes sowie der

Meerestiefe sind und somit grossen Verschiedenheiten unterliegen müssen. Sind nun diese Störungen einigermassen beträchtlich, und dies soll im folgenden nachgewiesen werden, so darf man nicht mehr hoffen, dass die auf das derart gestörte Meeresniveau reducirten Messungen dadurch genau auf ein regelmässiges Ellipsoid zu liegen kommen.

Die unregelmässigen Attractionen durch Gebirgsmassen und in Folge von Dichtigkeitsunterschieden der das Festland bildenden Schichten sind lange bekannt und gewürdigt. Sie äussern sich in den sogenannten Lothabweichungen, denen man durch Vergleichung direct gemessener Entfernungen mit den aus astronomischen Beobachtungen folgenden geographischen Breiten- und Längenunterschieden auf die Spur kommt. Diese localen Ablenkungen der Vertikalen hat man bisher allein berücksichtigt, wenn es galt, die Abweichungen zu erklären, welche die aus verschiedenen Gradmessungen berechneten Werthe der Abplattung der Erde untereinander zeigen. Die viel grössere analoge Wirkung ganzer Continente hat man bisher merkwürdiger Weise ganz unberücksichtigt gelassen.

Es soll nun gezeigt werden, dass sich die Störung des Meeresniveaus indirect in den Resultaten, welche man für die Abplattung der Erde aus den Gradmessungen und aus den Pendelbeobachtungen erhalten hat, zu erkennen gibt, ferner dass man ein absolutes Maass dieser Störung auf theoretischem Wege und aus Beobachtungen ableiten kann, und dass sich nach beiden Methoden wohl für die meisten Leser ganz überraschend grosse locale Abweichungen des Meeresniveaus von der vorausgesetzten Form eines reinen Ellipsoides berechnen lassen.

Die allgemeine Gestalt der Erde ist gegenwärtig, man darf sagen, schon mit grosser Genauigkeit bekannt. Die besten Pendelbeobachtungen geben eine Abplattung von  $\frac{1}{288}$ , die Gradmessungen nach Bessels Berechnung  $\frac{1}{299}$ , nach den neueren auf erweiterten Messungen beruhenden Rechnungen von Clarke  $\frac{1}{295}$ . Die Ungleichheiten der Mondbewegung, welche von der Erdabplattung herrühren, geben  $\frac{1}{296}$  \*). Die nächsten Aufgaben in dieser Richtung dürften also wohl zumeist in der näheren Erforschung der Abweichungen der Erdgestalt von einem regelmässigen Ellipsoid bestehen.

Man glaubte eine Zeit hindurch die Erdabplattung schon sehr genau zu kennen, und nahm mit grosser Zuversicht einen zu kleinen Werth derselben an. Durch einen eigenthümlichen Zufall hatten verschiedene Berechner auf verschiedener Grundlage ausserordentlich übereinstimmende Werthe dafür erhalten. E. Schmidt fand 1830 die Ab-

\*) Ich citire hier das Mittel der von Stokes in der später erwähnten Abhandlung angeführten Werthe: 00337; 00336; 00341.

plattung  $\frac{1}{297.6}$ , Airy um dieselbe Zeit  $\frac{1}{299.3}$ , Bessel 1841  $\frac{1}{299.2}$ , Clarke 1856  $\frac{1}{298.1}$ . Schmidt konnte seiner Rechnung nur Gradmessungen in einer Gesamtausdehnung von  $30\frac{1}{2}$  Grade zu Grunde legen, während Clarke schon über  $63\frac{1}{3}$  Grade verfügte. Eine Verdopplung der gemessenen Gradbögen zeigte somit kaum mehr einen Einfluss auf den aus ihnen abgeleiteten Werth der Abplattung.

Dass diese Uebereinstimmung, auf welche man grosses Gewicht gelegt hat, nur eine zufällige war, ergab sich, als bald darauf (1858) Clarke eine neue Berechnung der Erdgestalt unternahm, und hiezu auch die grosse russische Gradmessung in einer Ausdehnung von  $25^{\circ} 20'$  (1856 hatten nur  $8^{\circ} 2'$  an der Rechnung participirt) benützte. Er fand die Abplattung nun  $\frac{1}{294.3}$ , und diese Vergrösserung war durch einen Zuwachs von nur  $15^{\circ}$  herbeigeführt, während früher ein solcher von  $30^{\circ}$  kaum einen Einfluss zeigte. Ferner fand Clarke aus der grossbritannischen Vermessung eine Abplattung von  $\frac{1}{280}$ , was, wie man sich ausdrückt, eine specielle Abplattung dieses Landes bekundet. In ähnlicher Weise soll Italien seine eigene Abplattung haben. In diesen Resultaten sprechen sich sehr deutlich jene Störungen des allgemeinen Meeresniveaus aus, die wir als nothwendige Folge der ungleichen Massenvertheilung an der Oberfläche der Erde früher kurz dargelegt haben.

Aber weit entfernt davon, dies anzuerkennen, wurde eine der bedeutendsten Autoritäten sogar dahin geführt, die Allgemeinheit der Lothanziehung durch Gebirgsmassen zu läugnen. Dieser Irrthum wurde durch die merkwürdige Erscheinung herbeigeführt, dass sich in der grossen durch fast  $22$  Grade von der Südspitze der vorderindischen Halbinsel bis nahe zum Fusse des Himalaya erstreckenden Gradmessung scheinbar keine Lothabweichungen zeigten. Die aus dem Ellipsoid von Airy oder Bessel berechneten Polhöhen stimmten bis auf geringfügige Abweichungen mit den beobachteten überein. So schien es, dass der Himalaya sammt den ungeheuren dahinter liegenden Plateaus, wohl die mächtigste Erhebung der Erde, keine Anziehung ausübe, und keine Lothabweichung (im Sinne einer Verminderung der beobachteten Breite) an den Gradmessungs-Stationen auf seiner Südseite bewirke. Um diese den physikalischen Gesetzen widersprechende Wahrnehmung zu erklären, stellte Airy eine eigenthümliche mindestens gewagte Hypothese auf. Er nahm an, dass die Plateauländer der Erde gleich Schollen auf dem flüssigen und dichteren Erdinnern schwimmen und in dasselbe eintauchen, so dass durch die Verdrängung eines Theiles der dichteren flüssigen Schichten unterhalb, die Attraction der über das Meeresniveau sich erhebenden festen Erdkruste mindestens compensirt werde. Vergeb-

lich erhob sich Pratt in mehreren Schriften für die Lothabweichungen der ostindischen Gradmessung, er kämpfte vergebens an gegen das von so grossen Autoritäten wie Airy und Bessel nach bewährten Methoden übereinstimmend erhaltene Rechnungsergebniss.

Es ist das Verdienst von Philipp Fischer in Darmstadt in seinem Werke: „Untersuchungen über die Gestalt der Erde. Darmstadt 1868“ in eingehender und überzeugender Weise dargethan zu haben, dass bei der nach der Methode der kleinsten Quadrate erfolgten Ausgleichung der Polhöhe-Fehler der verschiedenen Gradmessungen, die ostindische Messung durch ihre Länge und ihre Lage mit einem solchen Uebergewichte von Coefficienten in die Rechnung eintritt, dass sie auf das Resultat vor allen andern Einfluss nimmt, und die Abweichungen zwischen den beobachteten und berechneten Werthen darum blos in Folge der Rechnungsmethode klein ausfallen müssen. Er zeigt ferner, wie es kommt, dass die anderen Gradmessungen, die der Rechnung von Airy und Bessel ausserdem zu Grunde lagen, mit einem von der ostindischen Messung aufgedrängten (zu kleinen) Werth der Abplattung in nahe Uebereinstimmung gebracht werden können, weil sie theils vermöge ihrer geringen Länge, theils vermöge ihrer Lage (ihrer mittleren geographischen Breite) durch ziemlich differente Werthe der Abplattung sich befriedigen lassen.

So geschah es, dass die ostindische Gradmessung in den Rechnungsergebnissen ihre Lothabweichungen verbergen, und einen etwas zu kleinen Werth der Abplattung zur allgemeinen Geltung bringen konnte.

Die ostindische Gradmessung verkleinert den Werth der Abplattung, weil durch die Attraction der Gebirgsmassen an ihrem nördlichen Endpuncte der gemessenen Bogen einem kleineren Winkel der Verticalen angehört, als dies ohne jene Wirkung des Himalaya der Fall sein würde\*). Wenn man aus den von Bessel aufgestellten Gleichungen zur Berechnung der Abplattung die aus der ostindischen Messung herrührenden ausschliesst, so erhält man die Abplattungsziffer  $\frac{1}{291}$  statt  $\frac{1}{299}$ , obgleich die der Rechnung zu Grunde liegenden gemessenen Bogenlängen dadurch von 41 Grad nur auf 35 Grad herabsinken. Da die ostindische Messung respective  $80^\circ$  und  $50^\circ$  östlich von den beiden grossen europäischen Messungen (dem franz.-engl. u. russischen Bogen) liegt, so ist es leicht begreiflich; dass Clarke, indem er seiner Rechnung auch versuchsweise ein dreiaxsiges Ellipsoid als Gestalt der Erde zu Grunde legte, für den Meridian  $15^{0\frac{1}{2}}$  E. v. Gr. eine Abplattung

---

\*) Fischer berechnet die Lothablenkung am nördlichen Endpunct des ostindischen Bogens zu Kaliana auf 35 Secunden.

von nur  $\frac{1}{287}$ , für den darauf senkrechten Meridian hingegen  $\frac{1}{309}$  fand. Da noch gegenwärtig das dreiaxige Ellipsoid als wahrscheinliche Gestalt der Erde (mit Rücksicht auf die Vertheilung der Landmassen) gewichtige Anhänger hat, so wäre es höchst wünschenswerth, durch Messung eines Gradbogens in den Südstaaten der amerikanischen Union der ostindischen Gradmessung das nöthige Gegengewicht zu geben.

Neben den Gradmessungen liefern die Beobachtungen über die Aenderungen der Schwere an der Erdoberfläche eine mindestens ebenso wichtige Basis für die Untersuchungen über die Gestalt der Erde. Die Intensität der Schwere nimmt vom Aequator gegen den Pol hin aus zwei Ursachen zu, erstlich in Folge der Verminderung der der Schwere entgegenwirkenden (Componente der) Fliehkraft, und zweitens in Folge der Annäherung an das Attractionscentrum am abgeplatteten Pole\*). Eine merkwürdig einfache Relation zwischen der Schweredifferenz zwischen Pol und Aequator, der Fliehkraft und der Grösse der Abplattung hat Clairaut schon 1743 aufgestellt, ausgehend von der Hypothese eines ursprünglich flüssigen Zustandes der Erde. Ohne diese Annahme und unter' der blossen Voraussetzung, dass die Erde aus nahezu sphärischen Schichten besteht und ihre Oberfläche als bedeckt mit einer Flüssigkeit betrachtet werden kann, hat Laplace im II. Theile (III. Buch) der „Mecanique céleste“ eine Relation zwischen der Form der Oberfläche und der Variation der Schwere auf derselben aufgestellt, welche in dem speciellen Falle eines abgeplatteten Ellipsoids übereinstimmt mit der Relation, welche für einen ursprünglich flüssigen Zustand gefunden wird. Endlich hat der englische Physiker Stokes\*\*) ohne jede andere Voraussetzung, als dass die Erdoberfläche eine sphäroidische Gleichgewichtsfäche ist, das Clairaut'sche Theorem durch Anwendung der Potentialtheorie abgeleitet. Eine hieraus sich ergebende Folgerung von grösster practischer Wichtigkeit besteht darin, dass man unabhängig von jeder Voraussetzung hinsichtlich der Vertheilung der Dichtigkeit im Innern der Erde, die wahre Gestalt der Meeresfläche allein aus Pendelbeobachtungen bestimmen kann.

Die mit Hilfe des Clairaut'schen Theorems aus der Aenderung der

---

\*) „Die Differenz der scheinbaren Schwerkraft an den Polen und am Aequator ist zur Hälfte der Centrifugalkraft, zur Hälfte der Differenz des Abstandes vom Centrum zuzuschreiben. Die Grösse der scheinbaren Schwerkraft nimmt vom Aequator nach den Polen hin zu wie das Quadrat des Sinus der geogr. Breite, und dies nicht nur für das Resultat der Verbindung beider Ursachen der Variation, sondern auch für jede einzelne. Diese Sätze folgen unmittelbar aus dem Clairaut'schen Theorem.“ Thomson und Tait, Theoret. Physik II p. 362.

\*\*) Cambridge Philosoph. Transactions Vol. VIII. 1849.

Schwere mit der geographischen Breite abgeleiteten Werthe der Abplattung fallen nun durchgängig grösser aus, als die aus den Combinationen der Gradmessungen berechneten Werthe.

Durch Combination der von verschiedenen Expeditionen nach verschiedenen Methoden vorgenommenen, theils absoluten, theils relativen Schweremessungen erhielt man folgende Resultate für die Grösse der Erdabplattung: Schmidt  $\frac{1}{288}$ , Baily  $\frac{1}{285}$ , Airy  $\frac{1}{283}$ , Borenius  $\frac{1}{286}$ , Paucker  $\frac{1}{289}$ . Sabine macht auf die Fehler aufmerksam, die bei der Vereinigung solcher nicht unmittelbar vergleichbarer Resultate unvermeidlich sind\*). Er berechnet die Abplattung deshalb allein aus seinen (und Capt. Katers) Bestimmungen der Unterschiede der Schwingungsdauer eines und desselben Pendels an 22 Stationen zwischen dem Aequator und  $80^{\circ}$  Nordbreite.

Die Resultate sind: Ellipticität des ganzen nördlichen Quadranten abgeleitet aus allen Beobachtungen  $\frac{1}{288.4}$ ; des südlichen Theiles desselben (aus 5 Stationen zwischen  $0$  und  $10^{\circ}$  und 6 Stationen in Grossbritannien)  $\frac{1}{288.3}$ ; des nördlichen Theiles (aus letzteren und fünf Stationen zwischen  $60$  bis  $80^{\circ}$  n. Br.)  $\frac{1}{288.5}$ . Aus den Beobachtungen Capt. Fosters in der südlichen Hemisphäre, der mit gleichen Apparaten wie Sabine versehen worden war, fand Baily die Ellipticität des südlichen Quadranten  $\frac{1}{289.2}$  (2 Stationen zwischen  $10^{\circ}$  N. und dem Aequator, 10 von da bis  $63^{\circ}$  S. Breite). Die Uebereinstimmung ist in der That überraschend und spricht für Sabine's Meinung und für sein Resultat.

Man wird bemerken, dass aus den Aenderungen der Schwere ein grösserer Werth für die Abplattung der Erde folgt, als aus Combinationen der Gradmessungen. Letztere nun liegen natürlich durchgängig auf Festländern, unter den Stationen, wo Schweremessungen vorgenommen wurden, sind aber auch die Inseln vertreten, eigentliche Continentalorte fehlen sogar gänzlich. Man kann also sagen, dass, wenn bei Berechnung der Erdabplattung auch die eigentliche Meeresfläche einige Berücksichtigung findet, ein anderes Resultat erhalten wird, als wenn blos das Meeresniveau der Continente derselben zu Grunde gelegt wird. Dies spricht wieder indirect für den eingangs aufgestellten Satz, dass das Meeresniveau an den Küsten der Continente einem anderen Ellipsoid angehört, als das der oceanischen Inseln.

Wir müssen nun auf die Störungen des Meeresniveaus etwas näher eingehen und Mittel suchen, dieselben zu bestimmen, das heisst, den

---

\*) Sabine: On the Ellipticity of the Earth. Humboldts Cosmos, Vol. IV Editors Notes pg. 453—484. London 1858.

verticalen Abstand zwischen dem ungestörten und dem Scheitelpunct des gestörten Niveaus zu messen.

An jeder Küste werden durch die Anziehung der über das Meeresniveau aufragenden Theile eines Continents, noch mehr aber durch den Defect an Masse, welchen die See gegenüber der Masse eines gleichen Volums Fels oder Erde hat, in dem angrenzenden Continente die Lothlinien gegen das Innere desselben abgelenkt. Diese Ablenkung der Lothlinien nimmt rasch ab gegen das Innere des Continents, wo der Gegensatz der untergetauchten Masse des Landes gegenüber der des Wassers immer weniger in Wirksamkeit tritt, eine ziemlich gleichförmige Erhebung desselben vorausgesetzt. Da das Meeresniveau jederzeit auf der Richtung der Lothlinie senkrecht stehen muss, so wird es an den Küsten ansteigen, und es würde in den eingangs erwähnten das Festland durchziehenden Canälen im Innern des Landes noch etwas höher stehen als an den Küsten. Die directe Berechnung der Lothabweichungen und der Erhebung des Meeresniveaus an den Küsten der Continente setzt voraus: eine genaue Kenntniss der Meerestiefen so wie der Erhebungen des Festlandes, ausserdem die Kenntniss der Dichte der dasselbe zusammensetzenden Erd- und Gesteinsschichten und zwar nicht nur der zu Tage tretenden, sondern des ganzen Schichtencomplexes, mindestens so weit er mit den Wassermassen des benachbarten Meeres im gleichen Niveau liegt. Die Grundlagen einer solchen Rechnung, welche in allen Fällen äusserst mühsam ist, werden immer mehr oder minder unvollständig bleiben, aber nachdem man schon mit grossem Erfolge die Lothablenkung durch Gebirge berechnet hat, würde es ein dankenswerthes Unternehmen sein, die vorliegende Aufgabe für solche Küstenpunkte zu lösen, für welche schon nahezu ausreichende Daten vorliegen. Die Wichtigkeit der Erforschung der Meerestiefen tritt uns hiebei von einem neuen Gesichtspuncte entgegen. Sie liefert einen wichtigen Beitrag zur Lösung geodätischer Fragen.

Während in unseren grösseren Handbüchern der physikalischen Geographie über die hier betrachteten Störungen des Meeresniveaus gar nichts zu finden ist, dieselben ja gar nicht einmal erwähnt werden, trifft man in dem kleinen Werkchen von M. Saigey: „Petite Physique du Globe. Paris 1842“ sogar einen Versuch zu deren Ermittlung.

Saigey berechnete die Erhebung des Meeresniveaus an den Continenten, letztere als kreisförmige Scheiben von der Dicke ihrer mittleren Höhe gedacht, in Metern:

	Europa	Asien	Africa	Nord- America	Süd- America
Im Centrum des Landes *)	121	422	354	184	242
An der Küste	36	144	116	54	76
Mittlere Erhebung	59	206	172	89	118

Diese Zahlen sind aber bedeutend zu klein, weil Saigey keine Rücksicht nimmt auf die Wirkung des Massenunterschiedes zwischen dem Meere und dem untergetauchten Theile der Continente. Auch repräsentiren sie nur Mittelwerthe, nicht die Maximalgrössen, welche durch das Herantreten eines hohen Plateaulandes, wie z. B. an der Westküste von Nord- und Südamerica, entstehen, indem nur die mittlere Höhe der Continente in Rechnung gezogen wurde. Immerhin aber mögen sie zeigen, wie gross selbst bei bedeutender Unterschätzung die Störungen im Meeresniveau noch ausfallen.

Fischer hat in dem schon citirten Werke umfangreiche Rechnungen zur Bestimmung der Grösse der Lothablenkungen angestellt, welche unter Voraussetzung gewisser mittlerer Verhältnisse die Schätzung derselben erleichtern. Er findet, dass die Erhebung des Meeresniveaus an den Küsten über das Niveau in jener Entfernung, wo die Attraction des Continents verschwindet, in runden Zahlen gefunden wird, wenn man die Lothablenkung in Secunden mit 8 Meter multiplicirt. Die Lothablenkung an den Küsten der Continente kann man nach Fischer auf 70 bis 80 Secunden veranschlagen, ja es wird Punkte geben, wo sie 100 Secunden und darüber erreicht. Daraus folgt eine örtliche Erhebung des Meeresniveaus über das des regelmässigen Sphäroids um 600 bis 800 Meter oder etwa 1800 bis 2500 Pariser Fuss. Dass diese Annahmen kaum zu hoch sind, dürfte aus den genau ermittelten Lothablenkungen durch Gebirge hervorgehen. Nach den sorgfältigen und mit den geodätischen Messungen in überraschender Uebereinstimmung befindlichen Rechnungsergebnissen des Oberst J. Stebnitzki bewirkt der Kaukasus zu Wladikawkas eine Lothablenkung von 36 Secunden \*\*). Wenn dies die Wirkung eines zwar hohen aber nicht sehr breiten Gebirgszuges ist, so erscheint eine Lothablenkung von 100 Secunden wohl eher als eine zu geringe Annahme z. B. für die Westküste von Südamerica mit ungeheuren Plateaus von 12 bis 14000 Fuss, und dem überdies noch wirksamen Gegensatz zwischen der Masse des Oceans und der des untergetauchten Theiles des Festlandes. Die oben erwähnte 36 Secunden betragende Lothablenkung im Kaukasus entspricht blos

\*) In den schon mehrmals erwähnten angenommenen Canälen.

\*\*\*) Bulletin der Petersburger Academie. Tom. XV.

der Anziehung seiner über das Niveau von Wladikawkas sich erhebenden Masse. Wir dürfen also wohl annehmen, dass, wenn man unter demselben Parallelkreis bleibend von der südamerikanischen Westküste zu Schiff nach Westen sich entfernt, man an Punkte der Meeresfläche gelangt, welche um vielleicht 3000 Fuss dem Erdmittelpuncte näher sind, als das Meeresniveau an der Küste. Wenn wir also irgend welche Messungen in Südamerica auf das Meeresniveau an der peruanischen Küste reduciren, so reduciren wir sie auf eine Fläche, welche um 3000 Fuss absteht von der ungestörten Sphäroidfläche, welcher das Niveau der Mitte des grossen Oceans angehört. Und um denselben Betrag werden die Erhebungen des Continents grösser, wenn man sie auf jenes ungestörte Meeresniveau beziehen könnte. Wir haben somit in den durch directe, trigonometrische oder barometrische Nivellements ermittelten Seehöhen durchaus nicht den reinen Ausdruck der wahren verticalen Abstände der gemessenen Punkte von der Oberfläche jenes Sphäroids, dem die wahre Meeres-Oberfläche angehört; wir beziehen vielmehr alle Höhen auf ein unregelmässig gestörtes und sogar veränderliches Niveau \*).

Auf einfacherem und müheloserem Wege gelangt man zu einer Schätzung der Unregelmässigkeiten des Meeresniveaus durch Messungen der Intensität der Schwere. Dass die Pendelbeobachtungen uns eine directe Bestätigung und ein Maass für die Abweichungen der Meeresfläche von einer reinen ellipsoidischen Gestalt geben, ist zuerst von Stokes und später unabhängig von ihm auch von Fischer entwickelt worden. Die in Deutschland ganz unbekannt oder unbeachtet gebliebene Abhandlung des berühmten englischen Physikers findet sich im 8. Bande der Transactions of the Cambridge Philosophical Society und führt den Titel: „On the Variation of Gravity at the Surface of the Earth.“ (Read April 23, 1849). Philipp Fischers hierauf bezügliche Untersuchungen finden sich in seinem schon erwähnten Werke; er kannte die Arbeit von Stokes offenbar nicht, gelangte aber genau zu denselben Ergebnissen, was den Ausspruch der Pendelbeobachtungen in unserer Frage betrifft. Da die Grösse der Fliehkraft für alle Punkte desselben Parallelkreises constant ist, so muss auch die Intensität der Schwere im (ungestörten) Meeresniveau in gleicher geographischer Breite dieselbe sein. Durch die Anziehung der Masse eines Continents erhebt sich aber wie bemerkt das Meeresniveau und die Grösse der Schwerkraft nimmt ab. Der

---

\*) Das Meeresniveau an den Küsten wird durch Hebungen und Senkungen des festen Landes ebenfalls verändert, und gewährt keinen sicheren Nullpunct für letztere.

erste Effect ist allerdings eine Zunahme des Potentials der Schwere ( $V$ ), da aber im Meeresniveau als einer Niveauläche dieses letztere constant bleiben muss, so wird die Meeresfläche so lange emporsteigen, bis die Arbeitskraft, geleistet im Heben der Masseneinheit, gleich wird dieser Zunahme des Potentials. Die ursprüngliche Vermehrung der Schwere ( $g'$ ) wird ausgedrückt durch  $\frac{V}{2a}$ , wenn  $a$  der Erdhalbmesser; die Verminderung der Schwere in Folge des Aufsteigens des Meeresniveaus um die Strecke  $h = \frac{V}{g}$  ist hingegen gleich  $g \frac{2h}{a}$  oder  $\frac{2V}{a}$ , sie beträgt also  $4g'$ . Der thatsächliche Erfolg ist somit eine Verminderung der Schwere um  $3g'$ . Mit Rücksicht auf die Attraction einer Schichte festen Landes von der Dicke  $h$  wird jedoch der Fehler, der durch die Reduction auf den Abstand  $a + h$  statt  $a$  vom Erdmittelpunkte entsteht, auf  $1.6g'$  herabgemindert\*) In Bezug auf eine vollständige Darlegung dieser Verhältnisse müssen wir auf Artikel 20 der erwähnten Abhandlung von Stokes verweisen. Hier genügt es darauf aufmerksam zu machen, dass die mathematische Physik uns zeigt, welchen Effect die Störung des Meeresniveaus auf die Aenderung der Schwere unter derselben Breite hat. Die Schwerkraft wird also in der Mitte der Oceane grösser gefunden werden als an den Küsten und im Innern des Festlandes, selbst nachdem die Reduction auf dasselbe Niveau vorgenommen worden ist, und diese Unterschiede der Schwere unter demselben Parallel können uns ein Maass liefern für das Ansteigen des Meeresniveaus gegen die Küsten der Continente.

Stokes berechnet den Werth von  $3g'$  für eine Station inmitten eines Festlandes von 1000 englischen Meilen (217 geogr. Meilen) Halbmesser, gegenüber einer Station im gleichen Umkreise vom Meere umgeben, auf 0.000147 der normalen Schwere, was einer Erhebung des Meeresniveaus von 468 Meter oder 1440 Pariser Fuss entspricht. Die Dichte des Festlandes ist hiebei gleich 2.5, die mittlere Meerestiefe gleich 5600 Meter gesetzt. Da in der That noch grössere Gegensätze von ganz continentaler und oceanischer Lage vorkommen, so meint Stokes selbst, dass auf der Erdoberfläche noch grössere Schwereunterschiede aus diesen Verhältnissen herrührend angetroffen werden dürften.

Es ist auch nicht unbekannt geblieben, dass caeteris paribus die Intensität der Schwere auf Inseln mitten im Oceane grösser gefunden wird, als unter gleicher Breite an den Küsten der Continente.

---

\*) Man erhält  $4 \left(1 - \frac{3\sigma}{4\rho}\right) g' - g' = 1.64g'$ , wenn  $\sigma = 2.5$ ,  $\rho = 5.5$  gesetzt wird.

Man war davon überrascht, da man wohl eher das Gegentheil anzunehmen geneigt sein musste. Man suchte sich aber diese räthselhafte Erscheinung dadurch zu erklären, dass man die grössere Intensität der Schwere durch die grössere Dichte basaltischer und anderer älterer vulkanischer Gesteine verursacht ansah. Abgesehen davon, dass dies nicht auf alle Inseln passt, auf denen Pendelbeobachtungen angestellt worden sind, zeigt Fischer, dass man Massen von ganz ungewöhnlicher Dichte (5·7) und Ausdehnung (z. B. 3·4 Meilen Durchmesser bei 1150 Meter Höhe) annehmen muss, um selbst die mittleren Unterschiede der Schwere zwischen Küsten und Inseln durch zu erklären.

Airy hat aus den Pendelbeobachtungen eine Erd-Abplattung von  $\frac{1}{288}$  abgeleitet und indem er die Differenzen zwischen der berechneten und beobachteten Anzahl der Schwingungen eines Pendels an den verschiedenen Stationen discutirt, bemerkt er: „Nach einer Untersuchung der Fehler der besten Beobachtungen scheint es, dass caeteris paribus die Schwerkraft auf den Inseln grösser ist als auf den Continenten“. In der That zeigen sich, wie man nach den vorausgegangenen Deductionen es erwarten musste, die grössten positiven Fehler an den oceanischen Stationen. Die einzigen positiven Abweichungen von 5 Schwingungen pro Tag und darüber sind: + 7·0 Isle de France; + 6·8 Marianen; + 5·2 Sandwich-Inseln; + 5·0 Pulo Gaunah Lout (kleine Insel bei Neu-Guinea). Die grössten negativen Fehler haben: — 6 Californien, — 5·6 Maranham, — 5·2 Trinidad, Stationen, welche als continentale zu betrachten sind. Dass die eigentlichen continentalen Stationen Clermont, Mailand etc. kleinere negative Fehler haben, wäre kein gegründeter Einwurf, weil die Fehler in verschiedenen Breiten sich nur dann direct vergleichen liessen, wenn wir den wahren Werth der Abplattung genau kennen würden\*).

Wenn man die Stationen mit ihren Fehlern in Reihen anordnet, so dass sie von der See landeinwärts sich folgen, so kann man deutlich die Abnahme der Intensität der Schwere in dieser Richtung erkennen, z. B.

Spitzbergen + 4·3, Hammerfest — 0·4, Drontheim — 2·7

Dünkirchen — 0·1, Paris — 1·9, Clermont — 3·9, Figeac — 3·8,  
Toulon — 0·1

Padua + 0·7, Mailand — 2·8, — Jamaika — 0·8, Trinidad — 5·2.

\*) Hier ist der Ort zu bemerken, dass aus den Pendelbeobachtungen ein etwas zu grosser Werth der Abplattung folgen muss, weil in den niedrigen Breiten die oceanischen Stationen mit vergrösserter Intensität der Schwere vorwiegen, der Unterschied zwischen der Schwere am Pol und Aequator also zu klein gefunden wird.

Aus der Zusammenstellung der Abweichungen zwischen den beobachteten und berechneten Schwingungszahlen per Tag nach der Berechnung von Borenius (Abplattung gleich  $\frac{1}{285.3}$ ) lässt sich folgende Uebersicht geben:

Stations-Gruppen	Mittlere Fehler in Schwingungen des Londoner Secundenpendels per Tag.	
	Küstenpunkte	Inseln *)
A. 23° S. bis 28° N. Breite	— 4.0 (9)	+ 3.7 (13)
B. 33° — 51° N. u. S. Breite	— 2.0 (7)	fehlen
C. jenseits 51° N. u. S.	— 0.6 (11)	+ 1.6 (7)

Die durchschnittliche Differenz der Intensität der Schwere auf Inseln und Küstenpunkten beträgt in der Gruppe A, welche die einzige ist, die Inseln fern von Continenten enthält, 8 Schwingungen des Londoner Secundenpendels per Tag, es erhöht sich diese Zahl auf 9, wenn man die oceanischen Inseln allein den Küstenpunkten gegenüberstellt. Jener Theil dieser Differenz, welcher aus einer angenommenen grösseren Dichte des Gesteines auf den Inseln allenfalls hergeleitet werden könnte, wird durch die Umgebung mit Wasser aufgewogen, wie eine Rechnung zeigt, es muss daher der ganze Betrag von 9 Schwingungen durch die Grösse der Unregelmässigkeiten des Meeresniveaus erklärt werden.

Bezeichnen wir mit  $h$  den Unterschied der Erdhalbmesser unter gleicher Breite bis zum Niveau der ungestörten und der durch die Attraction der Continente gehobenen Oberfläche der Meere, und mit  $\Delta N$  den Unterschied der Pendelschwingungen pro Tag, so besteht nach Fischer die genäherte Relation\*\*)  $h = 122 \Delta N$  in Metern.

\*) Die eingeklammerten Zahlen geben die Anzahl der Beobachtungspunkte.

\*\*) Fast genau dieselbe Relation erhält man auf weit einfacherem Wege als Fischer durch folgende Betrachtung. Erstlich ist bekanntlich

$$\frac{2 \Delta N}{N} = \frac{\Delta g}{g} = \frac{2 h}{a}$$

Vermöge der Attraction der unterhalb der Station liegenden Schichte Festlandes von der Dicke  $h$  wird aber die Intensität der Schwere wieder etwas vergrössert, und man würde daher die Höhe  $h$  aus obiger Gleichung zu klein finden, da sie eigentlich für eine freie Erhebung über das Meeresniveau gilt. Dieser Vergrösserung der Schwere wird durch die sogenannte Young'sche Regel Rechnung getragen, indem man an Stelle von  $\frac{2 h}{a}$  setzt  $\frac{2 h}{a} \left(1 - \frac{3 \sigma}{4 s}\right)$

Nimmt man  $\sigma = 2.8$  (mittlere Dichte der Schichte  $h$ ),  $s = 5.5$  (mittl. Dichte der Erde) so kommt  $0.62 \frac{2 h}{a}$ , daher wird, wenn  $N = 86400$ ,  $a = 6370000$  Meter gesetzt wird.

$$h = \frac{a}{0.62 N} \Delta N = 119 \Delta N$$

Nehmen wir als Maass des Unterschiedes der Schwere auf den oceanischen Inseln und an den Küsten 9 Schwingungen des Secundenpendels, so erhalten wir für den verticalen Abstand zwischen dem gestörten und ungestörten Meeresniveau nahe 1100 Meter oder 3380 Par. Fuss. Um diesen Betrag steigt das Meeresniveau von der Mitte der Oceane gegen die Küsten der grossen tropischen Continente an. Wir haben früher durch Schätzung der Lothabweichungen einen ähnlichen, aber etwas kleineren Werth gefunden, ein Beweis, dass wir die Lothablenkungen nicht überschätzt haben.

Fischer hat allein aus den Beobachtungen an continentalen Stationen (es sind eigentlich meist nur Küstenpunkte) die Aenderung der Schwingungszahlen des Secundenpendels vom Aequator zum Pol abgeleitet. Seine berechneten Schwingungszahlen stimmen sehr gut mit den Beobachtungen überein. Berechnet man nun mit Hilfe dieser nur auf continentalen Punkten basirenden Formel die Schwingungszahlen für die Inseln, von denen Beobachtungen vorliegen, so sind die berechneten Werthe sämmtlich zu klein, d. h. alle Inseln haben eine grössere Schwere, als sie haben würden, wenn sie im Niveau des durch die Festlandspunkte gelegten Sphäroids liegen würden. Das Meeresniveau der Inseln gehört also einem Sphäroid an, das überall innerhalb des durch das Meeresniveau der Küstenpunkte gelegten Sphäroids bleibt.

Die grössten positiven Abweichungen haben: Bonin Inseln + 14.2; Ualan + 12.6; St. Helena + 10.3; Jsle de France + 9.9; Fernando de Noronha + 9.4; Guam + 8.7 etc., also Inseln von ausgesprochen oceanischem Character.

Diese Ausführungen werden wohl genügen, den Nachweis zu liefern, dass wir in dem Pendel ein Instrument zum Höhemessen haben, wenn wir unter Höhe nicht den Abstand von ein und derselben Niveaufläche (von einer Fläche constanten Potentials), sondern von der Oberfläche des regelmässigen Sphäroids verstehen, dass man sich durch die ungestörte Meeresfläche gelegt denkt.

Die Untersuchungen über die wahre Gestalt der Erde dürfen sich natürlich nicht damit begnügen, die Elemente dieses Sphäroids aufzufinden, die ideale Anforderung an sie wäre vielmehr: Ein Rotationsellipsoid zu finden der Art, dass erstlich die unregelmässigen Erhöhungen über und Vertiefungen unter die Ellipsoidfläche gleiche Beträge erreichen, das heisst dass das gesuchte Sphäroid mit der Erde gleiches Volum erhält; — zweitens, dass die Summe der Beträge von Erhöhungen

---

Jeder Aenderung der Schwingungszahl des Secundenpendels um eine Einheit pro Tag (bei gleicher geogr. Breite) entspricht eine Zunahme der Entfernung vom Erdmittelpunkte um 119 Meter.

und Vertiefungen ein Minimum wird \*). Dass diese Aufgabe nur durch Wiederaufnahme der Pendelbeobachtungen gelöst werden kann, ergibt sich schon daraus, dass die Gradmessungen kaum über  $\frac{1}{4}$  der Erdoberfläche ausgedehnt werden können, und gerade auf die den grössten Störungen ausgesetzten Niveaus zu liegen kommen \*\*). Da ausserdem Messungen der Intensität der Schwere mit einem viel geringeren Aufwande von Kosten, Mühe und Zeit auszuführen sind, als Gradmessungen, so darf man wohl erwarten, dieselben neuerdings aufgenommen zu sehen, und dass wir dann durch sie interessante Aufschlüsse über das wahre Relief und die wahre Gestalt unserer Erde erhalten werden \*\*\*).

Die Nichtübereinstimmung der aus den bisher vorliegenden Pendelbeobachtungen folgenden Werthe der Abplattung gegenüber den aus den Gradmessungen abgeleiteten, sowie die Vereinigung nicht ganz vergleichbarer

\*) Listing: Ueber unsere jetzige Kenntniss der Gestalt und Grösse der Erde. Göttingen 1872.

\*\*) Selbst Listing, der absichtlich überall viel niedrigere Zahlen annimmt als Fischer, meint, dass das Meeresniveau der peruanischen Gradmessung (noch immer der einzigen unter dem Aequator und deshalb bei allen Berechnungen der Erdgestalt zugezogen) vielleicht 600 bis 700 Meter über dem wahren Sphäroid gelegen ist. Dazu kommen noch der Grösse nach unbekannte locale Lothabweichungen, welche ihre Amplitude vergrössern. Listing kommt als Ergebniss einer Zusammenstellung sämtlicher bisher vorliegenden Berechnungen der Grösse und Gestalt der Erde zu der Annahme, dass wir die Grösse des Erdhalbmessers etwa bis auf 910 Meter genau kennen. Eine Aenderung von 1 Meter im Erdhalbmesser ändert aber die Erdoberfläche um 2.9 Quadratmeilen, so dass die Unsicherheit unserer Kenntniss des Areal der Erdoberfläche zur Zeit noch gleichkommt dem fünffachen Flächeninhalt der Insel Sicilien.

\*\*\*) Auch Sir Wm. Thomson spricht sich für die Bestimmung der Gestalt der Erde durch Pendelbeobachtungen aus. „Die durch locale Quadraturen dargebotenen, die Grösse der Schwere betreffenden Probleme sind im selben Grade einfacher und leichter, als die auf die Richtung (Lothablenkung) bezüglichen, als Pendelbeobachtungen einfacher und leichter sind als geodätische Messungen — daher erwarten wir hinsichtlich unserer Erkenntniss der wahren Gestalt der Meeresoberfläche mehr von den Pendelbeobachtungen als von den Gradmessungen, obgleich bisher gerade die grössten Anstrengungen zur Reduction der letzteren gemacht worden sind.“ Sabine bemerkt: „Die Zeit, die verfloss zwischen der ersten Anregung zu einer Ausdehnung der Pendelbeobachtungen vom Aequator bis gegen den Pol, und der Vollendung und Publication derselben, betrug blos fünf Jahre, und die Beobachtungen sowie die Rechnungen waren das Werk eines einzigen Mannes.“ Und doch ist der daraus abgeleitete Werth der Erdabplattung, obgleich weit entfernt von der damaligen Annahme, jetzt nach 50 Jahren als der dem wahrscheinlichsten am nächsten kommende ziemlich allgemein anerkannt, und die neueren Resultate der Gradmessungen haben sich ihm immer mehr angenähert.

Schweremessungen, waren es wohl zumeist, welche ganz ungerechtfertigter Weise dieselben in den Hintergrund treten liess. Man sollte neuerdings daran gehen, die Unterschiede der Schwere gegen einen Normalort (London) für möglichst viele oceanische Inseln, sowie für möglichst viele Punkte an den Küsten der grossen Continente, und innerhalb derselben (soweit es eine genaue Kenntniss der Seehöhen zulässt) zu ermitteln, um auf dem kürzesten Wege die Unregelmässigkeiten des Meeresniveaus zu erforschen. Die hiefür nöthigen Beobachtungen sind verhältnissmässig einfach und leicht auszuführen, da es sich nicht, wie wohl zu unterscheiden, um absolute Schweremessungen (Bestimmung der wahren Länge des Secundenpendels), sondern nur um Unterschiede der Schwingungsdauer eines und desselben Pendels handelt\*). Es ist allen wissenschaftlichen Expeditionen, welche über die nöthigen Hilfskräfte verfügen, dringend zu empfehlen, zur Kenntniss der wahren Gestalt der Erde auf die bezeichnete Weise beizutragen, besonders möchte ich dies den neuerlich angeregten auf wissenschaftlicher Basis vorgehenden Nordpol-Expeditionen empfehlen, vornämlich was die asiatische und americanische Seite der Polargegenden betrifft.

Ich würde mich glücklich schätzen, wenn es mir gelungen wäre, durch die vorausgehenden Erörterungen die Geographen von einer wesentlichen Lücke in unseren Kenntnissen über das wahre Relief der Erdoberfläche überzeugt zu haben, und wenn ich hiedurch einigen Impuls zur Wiederaufnahme der Pendelbeobachtungen gegeben hätte.

---

### **Nordenskiöld's Entdeckungsfahrt von Norwegen nach dem Jenissei.**

Mit dieser Fahrt des unermüdlich für die Erforschung der Polarregionen thätigen schwedischen Professors ist eine Leistung vollbracht, die nicht nur in den Annalen der arktischen Entdeckungsgeschichte einen hervorragenden Rang einnimmt, sondern auch von weittragender practischer Bedeutung für die Eröffnung eines Handelsverkehrs zwischen dem nördlichen Europa und den Mündungsgebieten der beiden grossen sibirischen Ströme Ob und Jenissei ist.

Von englischen, holländischen und russischen Seefahrern, denen es gewiss nicht an Kühnheit und Hingebung für die Sache gebrach, wurde drei Jahrhunderte hindurch unter unsäglichen Mühen, aber ohne Resultat der Versuch gemacht, einen Handelsweg nach dem Jenissei

---

\*) Die geographische Breite der Station braucht nur auf 2 Minuten genau bestimmt zu sein.