

THEORIE DER BEWEGUNG DER STRANDLINIE

VON

ALBRECHT PENCK

MIT EINER TAFEL

SONDERAUSGABE AUS DEN SITZUNGSBERICHTEN
DER PREUSSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
PHYS.-MATH. KLASSE. 1934. XIX

BERLIN 1934
VERLAG DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
IN KOMMISSION BEI WALTER DE GRUYTER U. CO.
(PREIS *N.M.* 3.-)

Rhythmische eustatische Bewegungen.

Die wichtige Grenze von Wasser und Land, die Strandlinie, ist steten Lageveränderungen unterworfen. Es handelt sich nicht bloß um kleine, die durch Wellenschlag oder Gezeitenwechsel verursacht werden, sondern auch um größere, die sich langsam und allmählich vollziehen und zu großen Wirkungen führen. Zwei Ursachen kommen dafür in Betracht: Bewegungen der festen Ufer und Bewegungen des Meeresspiegels. An der Möglichkeit der letzteren ist nicht zu zweifeln. Man bedenke nur, daß der Ozean ein großes mit Wasser gefülltes Gefäß ist; in ihm muß der Wasserstand wechseln, entsprechend den Veränderungen seiner Wassermenge und seiner Größe, sowie endlich der Stellung, die der Wasserspiegel einnimmt, der, senkrecht zur Richtung der Schwere gestellt, jede Richtungsänderung derselben mitmacht.

Alle Wasserstandsänderungen, die den genannten Ozean in gleicher Richtung betreffen, nennen wir mit Eduard Suess¹ eustatische. Jeder neue Meeresspiegel ist gleich dem früheren eine Niveaufläche, und diese Niveauflächen sind streng genommen nicht einander parallel. Dies gilt für das Rotationsellipsoid nicht minder wie für das Geoid. Auf dem Rotationsellipsoid nähern sich die Niveauflächen in der Richtung zu den Polen hin; das Niveau, das am Äquator 1000 m Meereshöhe hat, liegt an den Polen nur 997 m hoch. Diese Niveauflächen des Rotationsellipsoids werden gestört durch die oberflächliche Massenverteilung, und die Geoidflächen zeigen Unregelmäßigkeiten, die sich nicht mathematisch erfassen lassen. Über den Betrag ihrer Abweichungen vom Rotationsellipsoid gehen die Meinungen noch weit auseinander, aber soviel ist sicher, daß sie sich über große Entfernungen erstrecken. Auf kleine Entfernungen hin können die Geoidflächen ebenso wie die Niveauflächen des Rotationsellipsoids unbedenklich als parallel gelten, und eustatische Bewegungen der Strandlinie kennzeichnen sich gegenüber anderen durch ihre Fastparallelität.

¹ Das Antlitz der Erde. II 1888, S. 680. A. G. Högbom verwendet das Wort anders, nämlich zur Bezeichnung von Bewegungen der Erdkruste, die sie in eine isostatische Lage zu versetzen bestrebt sind. Siehe seinen Beitrag über Epirogenetische Bewegungen in W. Salomon: Grundzüge der Geologie, I 1922, S. 194.

Nicht zu jedem denkbaren Meeresspiegel gehört eine Strandlinie. Die heute im Ozeane vorhandene Wassermenge würde eine eingeebnete Erdoberfläche 2700 m hoch bedecken können. Jede Aufragung darüber hinaus würde den Raum dieses zusammenhängenden Ozeans einengen, was eine Vergrößerung von dessen mittlerer Tiefe zur Folge haben würde. Eine mittlere Tiefe des Weltmeeres von 2700 m¹ ist deswegen die geringste, bei welcher die Bildung von Strandlinien möglich ist. Diese setzen, solange wir mit derselben ozeanischen Wassermenge zu rechnen haben, wie heute, eine größere mittlere Tiefe des Weltmeeres als 2700 m voraus. Das gilt für die Gegenwart und, sofern als nicht Veränderungen in der ozeanischen Wassermenge und der Größe der Erde erfolgt sind, auch für die geologische Vergangenheit.

Die heutige Mitteltiefe des Weltmeeres (3800 m) liegt 1100 m unter jenem Grenzwerte; 875 m erhebt sich nach Kossinna das Land im Durchschnitt darüber. Von den 130 Millionen qkm seines Rauminhaltes werden etwa 22 Millionen von Gletschereis gebildet; ohne dieses würde die Mittelhöhe des Landes um 150 m auf 725 m sinken; aber dem Ozeane zurückgegeben, würde es denselben nicht 22 Millionen cbkm, sondern wegen der geringeren Dichte des Gletschereises, nur 20 Millionen cbkm Wasser zuführen; das würde den Meeresspiegel innerhalb der heutigen Grenze der Meere um mehr als 55 m anschwellen machen. Die Ausgleichhöhe des Starren und Flüssigen, die Kossinna zu 256 m angibt, würde sich auf 251 mindern. Wir runden diesen wichtigen Wert, um nicht den Anschein größerer Genauigkeit zu erwecken, als ihm innewohnt, auf 250 m ab. Eine Anschwellung des Meeres um 55 m würde etwa 10 Millionen qkm Landes ertränken, das Verhältnis aus der übrigbleibenden Landfläche (139 Millionen qkm) zur Meeresfläche (371 Millionen qkm) würde sein wie 1:2.67, statt 1:2.43 in der Gegenwart. Es sind sehr bedeutende geographische Veränderungen, welche die durch das Abschmelzen der heute an das Land gebundenen Eismassen bedingte eustatische Bewegung der Strandlinie zur Folge haben würde.

Jene Eismassen wechseln mit dem Klima. Während der Eiszeit waren 40 Millionen cbkm Eis mehr auf dem Lande vorhanden², die zu ihrer Bildung 36 Millionen cbkm Meerwasser benötigten und ein Sinken des Meeresspiegels um 100 m sowie eine Verringerung der Meeresfläche um fast 14 Millionen qkm bewirken würden. Wenn nun, wie wir glauben möchten, in der Mindel-Riss-Interglazialzeit auch das grönländische und antarktische Inlandeis geschmolzen waren, so ergibt sich für das Eiszeitalter ein Schwingungsgürtel des Meeresspiegels von 24 Millionen qkm Breite, gleich 4.7% der gesamten Erdober-

¹ Die morphometrischen Werte nach Erwin Kossinna, Die Erdoberfläche in Gutenbergs Handbuch der Geophysik. Bd. II, 1933, S. 869.

² A. Penck, Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit. Geographische Zeitschrift. 39, 1933, S. 329.

fläche und von 155 m Höhe. Mit einem Anschwellen von rund 100 m des Meeresspiegels haben wir seit der letzten Vergletscherung zu rechnen. Wenn sich diese in einem Zeitraume von 10—20000 Jahren zurückgezogen hat, so ergibt sich ein Anschwellen von 5—10 m während eines Jahrtausends des Eisrückzuges. Die Gesamtbewegung der Strandlinien während des Eiszeitalters mit seinem Wechsel von Glazialzeiten und Interglazialzeiten ist eine rhythmische, ein wiederholtes Anschwellen und wiederholtes Sinken. Das Vorhandensein von größeren Eismassen auf dem Lande eröffnet für die Zukunft die Möglichkeit eines noch weiteren Anschwellens. Nimmt man vier Eiszeiten an, von denen eine jede den Meeresspiegel um 100 m sinken machte, und drei Zwischenzeiten, von denen die mittlere ihn um 150 m zum Schwellen brachte, so ergibt sich für die Gesamtwanderung der Strandlinie ein Auf und Ab von zusammen rund 800 m, bei einer Dauer des Eiszeitalters von 50000 bis 100000 Jahren, also von rund 1 m im Jahrtausend. In der Schmelzzeit der letzten Vergletscherung geschah sie durchschnittlich 5- bis 10mal so rasch.

Die nomische und juvenile eustatische Bewegung.

Sobald sich Land über dem Meeresspiegel befindet, geschieht eine Bewegung der Strandlinie. Alles Land ist der Abtragung unterworfen; seine Trümmer wandern ins Meer und schütten es zu, so daß dessen Spiegel ansteigt. Dies Ansteigen steht in festem Verhältnis zur Abtragung; es ist so viel mal kleiner als die Abtragung, als die Landfläche kleiner als die Wasserfläche. Das Verhältnis von Land zu Wasser (μ) kommt also in Frage. Heute ist es 1:2.43. Einer mittleren Abtragung des Landes von 1 m entspricht ein Anschwellen des Meeres um $1\mu = 0.41$ m. Unveränderlich ist jenes Verhältnis im Laufe der Zeiten nicht. Es kann sich μ , wie wir sehen werden, bei einer folgerichtigen Entwicklung auf 1:1.5 mindern, und das Anschwellen des Meeres kann auf 0.67 der Abtragung anwachsen. Infolge des Schmelzens von allem an das Land gebundenen Eise würde es aber auf 0.37 der Abtragung sinken. In den Glazialzeiten war es größer als in den Interglazialzeiten. Wir haben es mit einer strengen Gesetzmäßigkeit, mit einem wahren Nomos zu tun. Nomisch nennen wir deswegen das durch die Abtragung des Landes bedingte Anschwellen des Meeres, wie wir auch die Gesamtheit der Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge als geonomische¹ bezeichnen können. In ihnen kommen Gesetzmäßigkeiten zum Ausdruck, die allerdings denen der Astronomie weit nachstehen. Man erblickt in ihnen vielfach nur die Wirkungen exogener Kräfte;

¹ Das Wort Geonomie hat Th. Epstein für mathematische Geographie gebraucht. (Vgl. dessen Geonomie, Wien 1888.) Der Name hat sich aber in diesem Sinne nicht eingebürgert.

denn Sonnenenergie ist es, welche die großen Massentransporte durch rinnendes Wasser, strömendes Eis und wehenden Wind verursacht, aber dieselben stehen in ihrer Entfaltung ganz wesentlich unter dem Einfluß der Schwere. Im Grunde genommen ist es also eine vom Erdinnern ausgehende Kraft, welche den Transport von Hoch zu Tief bewirkt.

Die Abtragung des Landes muß notwendigerweise zu dessen Einebnung führen, die fast bis zum Meeresspiegel reicht. Dieser ist die allgemeine Erosionsbasis für das Land. Aber er liegt nicht fest, sondern erfährt durch die Abtragung eine nomische Anschwellung. Je mehr das Land abgetragen wird, desto mehr rückt die Erosionsbasis in die Höhe, desto mehr nähern sich Abtragungsfläche und Erosionsbasis, bis sie sich in der Ausgleichhöhe des Starren und Flüssigen von 250 m treffen. In dieser Höhe, nicht im heutigen Meeresspiegel, liegt das Endziel der Erosion und Denudation. Dieses Endziel kann streng genommen nie erreicht werden. Denn Erosion und Denudation brauchen für ihre Entfaltung stets Gefälle, letzteres aber wird schließlich so gering, daß es fast wirkungslos ist, und die Erreichung des Endziels wird in unendliche Ferne gerückt, ebenso wie die Erreichung des Poles durch Loxodrome. Aber abschätzen läßt sich die Zeit, die nötig ist, um die 76.8 Millionen cbkm Landes, die heute über 250 m aufragen, bis fast zu dieser Höhe abzutragen.

Ich gehe dabei aus von der Abtragung, die ich 1894 für 4 Flüsse aus deren Schlammführung und Gehalt an gelösten Mineralstoffen berechnet habe¹; sie beläuft sich auf 9690, rund 10000 Jahre für 1 m. Einen beinahe gleich großen Betrag hat Maria Mercedes Leiter ausschließlich auf Grund der Schlammführung des Colorado für dessen Gebiet errechnet². Wir legen ihn³ für alle zum Meere wässernden Landflächen zugrunde (117 Millionen qkm) und erhalten dann für die in den Ozean gefrachteten Gesteinsmassen den Betrag von 11.7 cbkm im Jahre. Das entspricht einer mittleren Abtragung der gesamten Landoberfläche von beinahe 8 cm im Jahrtausend, die eine Anschwellung des Meeres von 3.3 cm in der gleichen Zeit zur Folge hat. Nehmen wir an, daß die Größe der Abtragung sich im Laufe der Zeiten gleichmäßig mindert, bis sie fast gleich Null wird, so erhalten wir als mittlere Abtragung 5.85 cbkm im Jahre. Diese würde jene 76.8 Millionen cbkm im Laufe von rund 13 Millionen Jahren beseitigen können. Das ist im Vergleiche

¹ Morphologie der Erdoberfläche, 1894 I, S. 382.

² Über die Denudation im Flußgebiete des Colorado. Geogr. Abh. 2. R. H. 4. 1928, S. 75.

³ Dieser Betrag kann für die ganze Erde ausgedehnt werden, wenn die Binnengebiete schwinden, so wie es in der Eiszeit teilweise der Fall gewesen ist. Während derselben war, ganz abgesehen von den Gletschergebieten, die Abtragung der Landoberfläche größer als heute wegen der verkleinerten Binnengebiete und der vergrößerten Landfläche, daher das nomische Ansteigen des Meeresspiegels stärker; dies kam aber gegenüber dessen Sinken durch Wasserentnahme für die Eisbildung kaum in Betracht.

zum Mindestalter des Ozeans von 1600 Millionen Jahren¹ kein großer Betrag, nicht mehr als das Alter des Oligozäns, wie es sich nach der Heliummethode ergibt, wenn wir annehmen, daß mindestens die Hälfte des Heliums durch Diffusion nach außen entwichen ist.

Jede Abtragung des Landes zieht isostatische Bewegungen nach sich. Entlastete Krustenteile steigen auf wie ein Schiff, das entladen wird, belastete sinken ein. Nie können diese isostatischen Bewegungen indes den Betrag der Abtragung völlig wett machen; sie können die Einebnung der Erdoberfläche nicht hindern, sondern nur verzögern. Wenn eine entlastete Scholle um 80—90% ihrer Abtragung emporrücken kann, wie ich unter plausiblen Voraussetzungen roh errechnet habe², so hat die Abtragung 5- bis 10mal soviel zu entfernen, als augenblicklich vorliegt, und die Abtragungsdauer wird 5- bis 10mal so groß sein, als oben angegeben. Aber sie bleibt auch dann noch wesentlich kleiner als das Alter des Ozeans.

Es gibt außer der Zuschüttung durch die Trümmer des Landes noch eine andere Ursache, welche das Meer schwellen macht. Das ist die Zufuhr juvenilen Wassers. An zahlreichen Orten entquellen der Erde Thermen, welche Wasser aus der Tiefe fördern, das nicht meteorischen Ursprungs ist; ungeheure Mengen von Wasserdampf treten bei vulkanischen Eruptionen und Explosionen an die Erdoberfläche. Wie groß die Zufuhr dieses juvenilen Wassers ist, läßt sich nicht messen. Aber abschätzen läßt sich die mögliche Höchstmenge, wenn wir annehmen, daß alles Wasser auf der Erdoberfläche in letzter Linie juvenilen Ursprungs ist und dasjenige vernachlässigen, das aus einer Uratmosphäre herrührt. Es handelt sich dabei nicht bloß um die 1370 Millionen cbkm ozeanischen Wassers, und die 20 Millionen cbkm Wasser, die als Gletschereis auf dem Lande lagern, sowie um die weit geringere Menge meteorischen und vadosen Wassers in Flüssen, Seen, Grundwasser, sondern um all das Wasser, das bei Bildung von Sedimentgesteinen gebunden worden ist. Diese gesamte Wassermenge mag 1600 Millionen cbkm betragen. Ist nun das Mindestalter der Ozeane 1600 Millionen Jahre, so wäre, falls die Zufuhr juvenilen Wassers seither ganz gleichmäßig geschehen ist, im Laufe jener 1600 Millionen Jahre jährlich höchstens 1 cbkm Wasser an die Erdoberfläche gebracht worden. Würde es in seiner Gesamtheit dem Ozeane zugeführt worden sein, so würde es bei der jetzigen Verteilung von Wasser und Land dessen Spiegel um höchstens 2.8 mm im Jahrtausend angeschwellt haben und noch schwellen machen, wenn wir von der Bindung des Wassers an Sedimentgesteine absehen. Diese juvenile Schwellung und die mit ihr

¹ Vgl. O. Hahn, Was lehrt uns die Radioaktivität über die Geschichte der Erde? Berlin 1926, S. 47. Aus genannter Schrift sind auch die anderen Angaben über das Alter der Erde und die Dauer der geologischen Perioden entnommen.

² A. Penck, Geomorphologische Probleme im Fernen Westen Nordamerikas. Sitzungsberichte Preuß. Akad. d. Wissensch., Math.-phys. Kl. 1929, XII, S. 187; S. 7 des Sonderdrucks.

verbundene juvenile Bewegung der Strandlinie ist heute allerdings nur höchstens $\frac{1}{12}$ der nomischen, aber wenn diese sich im Laufe der Zeit mindert, so kann sie allmählich ins Vortreffen geraten, wenn sie sich nicht in gleichem Maße mindert. Wir müssen sogar ins Auge fassen, daß sie schließlich für das Schicksal des Landes maßgebend wird und dieses ertränkt, bevor es völlig eingeebnet ist. Kann ja doch, allerdings im Höchsthalle, durch sie die Ausgleichsfläche im Jahrtausend um 2 mm heraufgerückt werden, in den 13 Millionen Jahren, auf die wir die Dauer der Einebnung schätzten, um 26 m. Sollte jene Zeit infolge von isostatischen Bewegungen wesentlich größer sein, so wäre gleiches für das juvenile Schwellen anzunehmen; letzteres würde im Laufe der Jahrmillionen, um die es sich handelt, auch die isostatischen Bewegungen wettmachen. Die gesamte Zeit bis zum Untertauchen allen Landes dürfte 50 Millionen Jahre auch unter den ungünstigsten Annahmen nicht überschreiten. Unter allen Umständen ist sie klein im Vergleiche zum Alter des Ozeans.

Eine stete Zufuhr juvenilen Wassers auf die Erdoberfläche muß nicht notwendigerweise eine Vergrößerung des Erdkörpers nach sich ziehen. Sie kann mit einer Volumänderung unter der Erdkruste verbunden sein, die Krustenbewegungen nach sich zieht. Letztere werden den nomischen Ablauf stören, aber sie können nicht hindern, daß eine nahezu eingeebnete Erdoberfläche schließlich gänzlich ertränkt wird. Das Endergebnis der nomischen und juvenilen Bewegung der Strandlinie ist eine allgemeine Transgression des Meeres, die wir als finale bezeichnen.

Die große nomische Bühne.

Auf Grund der vorstehenden Erwägungen versuchen wir, uns eine Vorstellung von dem allmählich vonstatten gehenden Einebnungsvorgang des Landes und der dabei in Erscheinung tretenden Ablagerungen zu machen. Wir denken uns dasselbe zunächst von seiner Vergletscherung befreit und den Meeresspiegel um 55 m gehoben. Die auf 139 Millionen qkm verkleinerte Landoberfläche werde in dem Maße wie die heutige abgetragen, um 80 mm im Jahrtausend; sie liefert dem vergrößerten Meere in dieser Zeit also 11000 cbkm und macht dessen Spiegel um 30 mm schwellen. Dazu kommen noch höchstens 2.8 mm durch juveniles Wasser. Wir erhalten eine Gesamtanschwellung von höchstens 32.8 mm. Diese betrifft den ganzen Ozean, die Ablagerung der Sinkstoffe aber geschieht vornehmlich an den Küsten. Ist sie hier mächtiger als 32.8 mm, so hält sie dem Anschwellen des Meeres die Waage, und es erfolgt hier ein Landgewinn; andernfalls geschieht ein Untertauchen. Ersteres tritt ein, wenn das Ablagerungsgebiet kleiner ist als das Abtragungsgebiet. Das trifft in der Regel zu; die Trümmer des Landes werden

größtenteils in Küstennähe abgelagert. Nur wenn das Land sehr klein ist, kann der litorale Ablagerungsgürtel größer als das Abtragungsgebiet werden. Das gilt für kleine Inseln. Wir schalten sie aus der Betrachtung aus und beschränken letztere auf große Länder. Diese wachsen trotz der langsamen Anschwellung des Meeres seewärts. Ihre Strandlinien verschieben sich in dieser Richtung und steigen gleichzeitig an. Das ist die regelrechte nomische Entwicklung. Sie verlangt, daß die Flüsse, wenn sie die neue Strandlinie erreichen sollen, schon auf dem Lande aufschütten. Dadurch verschiebt sich die Erosionsbasis, die wir uns anfänglich am Meere dachten, landeinwärts. Strand und Erosionsbasis rücken auseinander und werden durch einen Ablagerungsgürtel voneinander getrennt, der land- und seewärts wächst. Landwärts setzt ihm die Höhe der Einebnungsfläche von 250 m endgültig eine Grenze, seewärts wächst er so weit, als das abgetragene Material in Landnähe abgelagert wird. Von den 76.8 Millionen cbkm, die abzutragen sind, können nur 5.7 Millionen cbkm auf dem Lande bis zur Einebnungsfläche Platz finden, 71.1 Millionen cbkm müssen ins Meer wandern. Hier finden die gelösten Substanzen, die rund $\frac{1}{5}$ aller Abtragungsprodukte ausmachen, weiteste Verbreitung. Gleiches gilt von den allerfeinsten, die sich als Tiefsetone niederschlagen. Veranschlagen wir ihre Menge zu $\frac{1}{3}$ der gelösten, so können sich rund 20 Millionen im gesamten Ozean verbreiten, der Rest von 51.1 Millionen cbkm bleibt in Landnähe. Hier finden über der Flachsee 9.9 Millionen cbkm Raum, bis 1000 m Tiefe herab weitere 23 Millionen cbkm; die bis zur Einebnungsfläche heraufreichende Zuschüttung muß sich also noch bis in das Bereich des Kontinentalabhanges erstrecken, und das eingeebnete und entstandene Land kann rund 200 Millionen qkm groß werden.

Der Einebnungsvorgang des Landes führt also einerseits zur Bildung einer großen Abtragungsfläche, einer Rumpffläche oder Peneplaine, andererseits zur Entstehung einer unmittelbar an sie anschließenden Aufschüttungsfläche. Beide Flächen werden durch einen Hang von jener Steilheit begrenzt, die sein Material bei Aufschüttung im Wasser annehmen kann. Durch ihn setzen sie sich gegen den Meeresboden ab. Sie erscheinen diesem gegenüber wie eine Bühne; als große nomische Bühne wollen wir sie in ihrer Gesamtheit bezeichnen. Wir stellen sie in Abb. 1 dar.

Auf der großen nomischen Bühne halten sich die Abtragungs- und die Ablagerungsfläche mit je 100 Millionen qkm ungefähr die Waage. Die gesamte obere Partie des Aufschüttungsgebietes ist auf dem Lande abgelagert worden, und zwar durchaus über jenen 34 Millionen qkm, die sich auf der heutigen Landoberfläche zwischen dem als Ausgang genommenen Meeresspiegel (55 m) und der Ausgleichhöhe (250 m) erstrecken. Im Bereiche der über dem Meere erfolgten Aufschüttungen bildet eine von 55 m bis 250 m seewärts ansteigende Fläche die Grenze zwischen den marinen und den kontinentalen Ablagerungen.

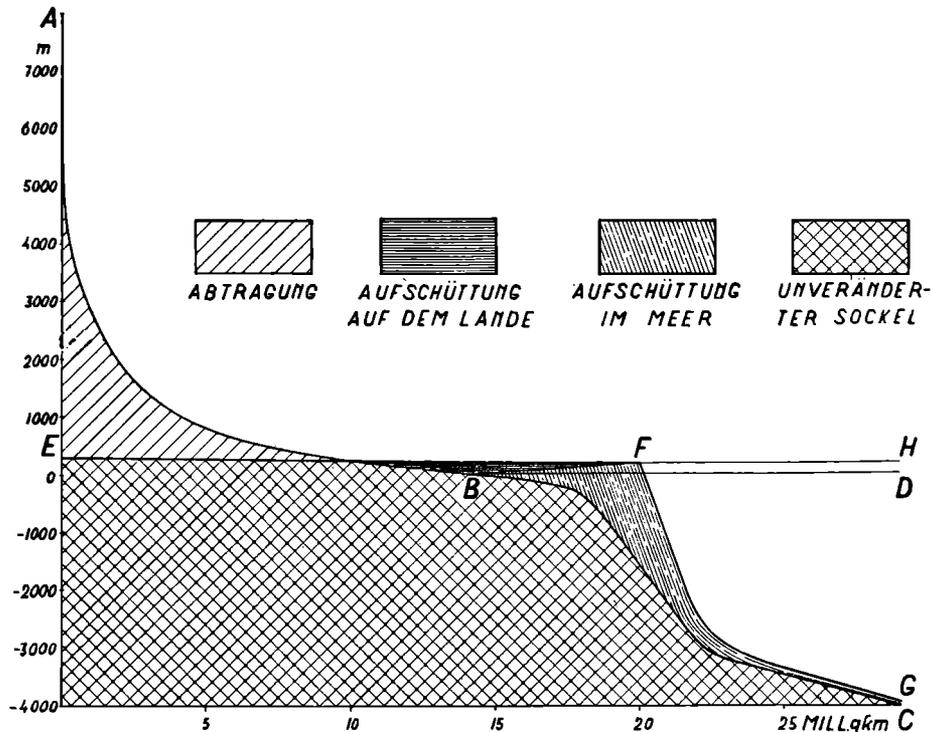


Abb. 1. Die große nomische Bühne.

A, B, C Hypsographische Kurve der Ausgangszeit; *B, D* zugehöriger Meeresspiegel (in der Kurve ist die Eisbedeckung beim Lande belassen).

E, F, G die große nomische Bühne; *F, H* der zugehörige Meeresspiegel.

Roh genommen haben die kontinentalen Ablagerungen einen Rauminhalt von 10 Millionen cbkm bei einer mittleren Mächtigkeit von rund 100 m, ihr Sockel von marinen umfaßt 51 Millionen cbkm mit einer mittleren Mächtigkeit von fast 600 m, die rein marinen 20 Millionen sind nur 80 m mächtig. Das sind die Ablagerungen, die im Laufe von allerhöchstens 30 bis 40 Millionen Jahren durch Abtragung allen Landes entstehen können.

Die meridionale hypsographische Kurve. Finale Abrasion der großen nomischen Bühne.

Es ist bei obigen Darlegungen angenommen worden, daß die Einebnung des Landes eine völlige sei und zu einer vollkommen horizontalen Oberfläche geführt habe. Dies ist durch subaerile Abtragung nicht möglich, ein Rest von Oberflächengefälle muß immer bleiben. Ein solches kommt allenthalben auf der Erdoberfläche zum Vorschein, selbst in der oft bemerkten Verflachung, die die Flachsee bis 200 m Tiefe und das Flachland bis 500 m Höhe umfaßt. Denken wir uns ihre 105.2 Millionen qkm zwischen den Grenzisohypsen von

jedem Wechsel von Berg und Tal befreit, so bleibt für die also ausgeglättete Fläche noch ein Anstieg zwischen jenen Isohypsen. Wir erhalten ihn, wenn wir uns die Höhenstufen der Erdoberfläche auf der Erdkugel so angeordnet denken, daß die größte Höhe der Erdoberfläche am einen, die größte Tiefe am anderen Pole liegt, dazwischen liegen als Zonen die einzelnen Höhen- und Tiefen-

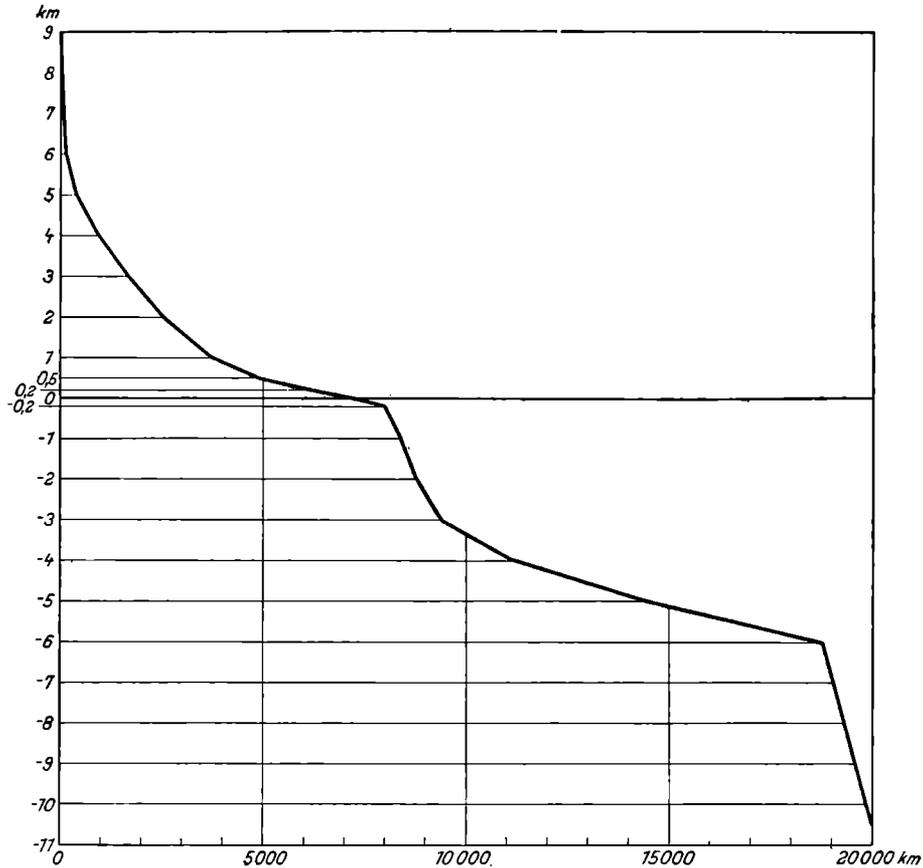


Abb. 2. Meridionale hypsographische Kurve der Erdoberfläche.
Höhen: Längen wie 1000:1.

stufen in absteigender Ordnung. Danach entwerfen wir einen Meridianschnitt und ziehen auf demselben zwischen den einzelnen Stufen eine Kurve nach der Art einer hypsographischen. Während letztere zwischen sich und der Abzissenachse, auf der Flächeninhalte aufgetragen sind, Volumina einschließt, zeigt unsere meridionale hypsographische Kurve den Anstieg der zwischen beiden Polen zonal angeordneten Landoberfläche, wie er im Minimum ist. Sie gestattet das zugehörige Gefälle unmittelbar abzulesen, denn wir haben in der Ordinate und Abszisse lineare Entfernungen. Abbildung 2 zeigt die Kurve; Tabelle I enthält die für ihren Entwurf benutzten Zahlen-

werte nach Kugelhauben, Tabelle II nach Zonen und deren daraus hergeleiteten Minimalgefälle.

Tabelle I. Kugelhauben.

Es liegen über km Höhe	5	4	3	2	1	0.5	0.2	0
Millionen qkm	0.5	2.7	8.5	19.7	42.3	71.2	111.1	1481. ¹
reichend vom Pole km ..	390	930	1660	2510	3720	4880	6180	7240
Es liegen über km Tiefe.	0	0,2	1	2	3	4	5	6
Millionen qkm	148.1	176.4	191.8	207.0	231.1	302.2	421.3	505.0
reichend vom Pole km..	7240	8010	8400	8800	9400	11200	14520	18740

¹ Wegen der Depressionsgebiete weniger als die Landoberfläche.

Tabelle II. Kugelzonen.

Es liegt zwischen km Höhe	8.8—5	5—4	4—3	3—2	2—1	1—0.5	0.5—0.2	0.2—0
Zone von km Breite	390	540	730	850	1210	1160	1300	1060
mit Gefälle von ‰	9.95	1.85	1.37	1.18	0.83	0.43	0.23	0.19
Es liegt zwischen km Tiefe	0—0.2	0.2—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—10.8
Zone von km Breite	770	390	400	600	1800	3320	4220	1260
mit Gefälle von ‰	0.26	2.06	2.50	1.67	0.55	0.31	0.24	3.57

Wir sehen, daß eine in den einzelnen Höhenzonen ausgeglättete Erdoberfläche immer noch recht ansehnliches Gefälle hat. Zwischen ihrem höchsten und tiefsten Punkte wäre es beinahe 1‰. Dieser Wert wird übertroffen in den höchsten, über 2000 m ansteigenden Partien des Landes, in den größten, über 6000 m sich einsenkenden Tiefen des Ozeans, sowie in den aktischen Tiefen von 0.2 bis 3 km, die gewöhnlich als Kontinentalhang bezeichnet werden. Geringeres Gefälle herrscht auf dem Flachlande und in der Flachsee sowie am Tiefseeboden, es sinkt hier auf 0.2—0.25‰.

Nehmen wir an, daß das kleinste Gefälle, das heute in den ausgeglätteten Zonen der Erdoberfläche vorkommt, sich über eine Kugelhaube von gleicher Größe wie die große Bühne erstreckte, so würde deren Pol 1720 m hoch liegen und deren mittlere Höhe 570 m betragen. Auch wenn wir uns die große Bühne nach der Art der Erdteile in Gestalt von sechs Kugelhauben von gleicher Größe vorstellen, so würden diese bei einer mittleren Höhe von 222 m noch bis 670 m ansteigen. Das kleinste heute vorhandene Zonengefälle ist zu groß für eine große nomische Bühne, welche einer Einebnung der Landoberfläche entspricht. Wir mußten ihr die Minimalgefälle großer Ströme, etwa 0.01‰, zuschreiben, wenn sie einigermaßen der Forderung der Einebnung genügen soll, aber auch dann noch erhalten wir für den Pol einer als Kugelhaube gedachten großen Bühne noch 86 m Höhe und für deren Mittelhöhe noch 29 m über den zugehörigen Meeresspiegel. Gefälle von 1 cm auf 1 km vermögen wir uns aber nicht als Gefälle einer Landoberfläche vorzustellen; schon das

zonale Gefälle des Flachgürtels ist dafür schwer denkbar. Fluviale Erosion und Denudation können eben nie zu einer völligen Einebnung des Landes, sondern immer nur zu einer allerdings sehr geringfügigen Abböschung führen. Zur Erzielung einer finalen Einebnung des Landes ist das Einsetzen eines anders gearteten Vorgangs nötig, der sich nicht ans Land, sondern an das Meer knüpft. Das ist die an der Strandlinie arbeitende Abrasion der Küsten durch die Brandung.

Über die Größe der Brandungswirkung herrscht kein Zweifel. Sie raspelt Vorgebirge, ja ganze Küstenstriche ab und verfrachtet die Späne vornehmlich in der Horizontalen, beläßt sie also am Gestade. Deswegen erfahren viele Küsten durch sie kaum eine merkliche Veränderung. Dies gilt für alle diejenigen, die eine Zufuhr von Abtragprodukten des Landes erfahren, ja trotz Senkung des Landes und trotz Brandung wachsen viele Küsten seewärts. Solange die Abtragung des Landes stark ist, dürfte die Brandung das Anwachsen der großen Bühne durch ihre Abtragungsprodukte nicht wesentlich hindern. Anders gestalten sich die Dinge, wenn das Endziel der Einebnung nahezu erreicht ist und die Abtragung so geringfügig wird, daß die Bühne nicht weiter seewärts wachsen kann. Dann fehlt der Schutzgürtel von Abtragungsprodukten des Landes an den Küsten; nun kommt die zerstörende Wirkung der Brandung völlig zur Geltung, namentlich wenn sie durch eine juvenile Bewegung der Strandlinie unterstützt wird. Nun wird die fast in Stillstand gekommene Abtragung durch Erosion und Denudation durch die Brandung abgelöst, und diese vollendet die Abtragung des Landes durch dessen Einebnung. Dabei aber wird es zum Verschwinden gebracht. Die höchste Vollendung der großen Bühne bedeutet deren Untergang, der neue Millionen von Jahren erheischt.

Strophische Bewegungen.

Die gegenwärtig vonstatten gehende Umbildung der Erdoberfläche vollzieht sich nicht in der Richtung zur nomischen Bühne hin: An den Gestaden findet kein eustatisches Ansteigen des Meeres statt, sondern es herrschen Bewegungen der Strandlinie vor, die sich durch ihre örtliche Beschränkung von jenen unterscheiden. Zwei ganz verschiedene Vorgänge, nämlich Bewegungen des Meeres und Bewegungen des Festen, Hebungen und Senkungen des Landes, bestimmen ihre Lage.

1858 schrieb Carl Friedrich Naumann¹, daß ein pyrrhonischer Skeptizismus dazu gehöre, angesichts der nachweisbaren Hebungen und Senkungen der Erdkruste an den daraus zu ziehenden Schlüssen zu zweifeln. Kaum 30 Jahre später sprach Edward Suess² aus: Eine strengere Prüfung lehrt, daß

¹ Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. S. 24.

² Das Antlitz der Erde. I 1885, S. 227.

bis zu dem heutigen Tage eine meßbare Ortsveränderung irgendeines Stückes des Felsgerüsts der Erde gegen ein anderes, sei es in Form einer Erhebung oder Senkung oder Verschiebung fester Gebirgsteile, nicht mit voller Beweiskraft festgestellt ist. Seither eingetretene Vorgänge haben die Richtigkeit der älteren Anschauung vollauf bewiesen. Im September 1899 ist beim Erdbeben am Nordende der Yakutat-Bai in Alaska auf der Nordseite der Disenchantment-Bai ein Stück Landes um 14.3 m über den benachbarten Meeresspiegel gehoben worden¹. Gleichzeitig wurde das etwa 320 qkm messende gebirgige Land zwischen der Yakutat-Bai und dem Russell-Fjord schräg gestellt; an seiner Westseite wurde es um 5 m, an der Ostseite um 0.5 m gehoben. Die mittlere Hebung beträgt 2.5 m; 0.8 cbkm sind emporgestiegen. Das ist allein in diesem Gebiet der fünfzehnte Teil desjenigen, was an Trümmern des gesamten Landes im Laufe eines Jahres dem Meere zugeführt wird. Viel mehr aber wurde nördlich der Disenchantment-Bai gegen den Eliasberg hin gehoben. Auf der vulkanischen Insel Tanna in den Neuen Hebriden erfolgte gleichfalls in Verbindung mit Erdbeben am 10. Januar 1878 eine Hebung der Küste² um 6 m (20'), einen Monat später, am 14. Februar 1878 eine solche von fast 4 m (12'), also insgesamt von 10 m. Binnen 21 Jahren haben zwei »instantante« Hebungen im Sinne von Sartorius von Waltershausen im Gesamtbetrage von 24.3 m stattgefunden. Wir schätzen daher die Gesamthebungen solcher Art gewiß nicht zu hoch, wenn wir sie auf 100 m im Jahrhundert veranschlagen. Ausgeschlossen ist, daß sie nur scheinbare sind, und daß das, was gehoben ist, als der stehengebliebene Pfeiler im Bereiche einer allgemeinen Senkung der Erdkruste anzusehen ist. Dann müßte deren Zusammenbruch mit einer Schnelligkeit geschehen, die die Länge des Tages meßbar kürzen würde.

Daß auch säkulare Hebungen vonstatten gehen, ist durch die Untersuchungen von Robert Sieger³ über die Niveauveränderungen an den Ostseeküsten von Skandinavien und die von Rolf Witting⁴ nachgewiesen worden. Die dort heute noch in aller Stille vonstatten gehende Hebung ist der Ausklang jener starken, die mit dem Rückzuge der großen nordischen Vergletscherung einsetzte. Heute noch beträgt sie 1 m im Jahrhundert am Nordende des Botnischen Meeres; bei ihrem Beginn war sie stellenweise 13 m im Jahrhundert⁵,

¹ Ralph S. Tarr and M. Martin, The earthquakes at Yukutat Bay, Alaska, in September 1899. U. S. Geological Survey. Professional Paper 69. 1912. Tafel 4. Eine Karte der Schrägstellung des erwähnten Gebietes entwarf ich: Hebungen und Senkungen, Himmel und Erde. 1912, S. 1 (12).

² O. Michelsen, Om naturforholdene og de indfødte på Ny Hebriderne. Årbog. Norske geografiske Selskab. 8. 1891/92, S. 20.

³ Seenschwankungen usw. in Skandinavien. Zeitschrift d. Gesellschaft f. Erdkunde. Berlin 28. 1893, S. 393.

⁴ Hafsytan, geoidytan och landshöjningen utmed baltiska hafvet och vid nordsjön. Fennia 38. 1918.

⁵ A. G. Högbom, Eine graphische Darstellung der spätquartären Niveauveränderungen Fenno-Skandias. Bull. Geolog. Inst. of Upsala. 16. 1919, S. 169.

also ein Vorgang von großer Schnelligkeit, der sich über ein Gebiet von 2443000 qkm, also von großer Ausdehnung erstreckt¹. 420000 cbkm festen Gesteins sind angestiegen. Angesichts solch großartiger Bewegungen, die in Nordamerika sich wiederholen, ist nicht daran zu zweifeln, daß es Bewegungen des Festen gibt, welche imstande sind, weite Kontinentalgebiete zu versenken und wieder emporzuheben.

Die Annahme von Eduard Suess, wonach die Hebung nur eine scheinbare wäre und das Gehobene nur minder Gesenktes darstelle, versagt auch hier. Nach ihr muß die zentripetale Bewegung der Kruste mindestens so groß sein als die scheinbare Hebung des stehengebliebenen Pfeilers. Letztere kennen wir; sie überschreitet 1 m im Jahrhundert. Für die Größe einer denkbaren zentripetalen Bewegung der Kruste läßt sich ein Höchstwert errechnen, wenn wir davon ausgehen, daß, solange die Erdkruste vorhanden ist, sie weniger dicht gewesen sein muß, als das von ihr umhüllte Erdinnere, auf dem sie schwimmt. Die ältesten Krustenteile sind von granitischer Beschaffenheit und haben ein spezifisches Gewicht von 2,8, größer muß das des Erdinnern zur Zeit ihrer Entstehung gewesen sein, es muß mehr als die Hälfte des heutigen betragen haben, das heißt, die Erde kann damals nicht doppelt so groß wie heute gewesen sein. Das Verhältnis des damaligen Erdradius zum heutigen muß kleiner als $\sqrt[3]{2} : 1$ gewesen sein; er maß unmöglich mehr als das 1,26fache des heutigen. Die seither erfolgte Verkürzung des Erdradius ist weniger als 1660 km. Er kann bei Beginn der Krustenbildung nicht größer als 8000 km gewesen sein und die Erdoberfläche nicht größer als 810 Millionen qkm. Die Bildung der Erdkruste begann weit vor dem Auftreten des Meeres; weit vor 1600 Millionen Jahren; seither sind gewiß 2, vielleicht 3 Milliarden Jahre verstrichen. Erfolgte in-between eine gleichmäßige Zusammenziehung der Erde, so beläuft sich die Verkürzung des Erdradius auf weniger denn 0,5—0,8 km und die Verkleinerung der Erdoberfläche auf durchschnittlich höchstens 100—150 qkm im Jahrtausend. Die Erhebung von Fennoskandia geschieht also schneller als die größte mögliche Verkleinerung des Erdradius. Es ist ausgeschlossen, daß das dortige Land einen bei einer allgemeinen Verkleinerung der Erde stehengebliebenen Pfeiler darstellt.

Seine seit dem Schwinden der Vergletscherung andauernde Hebung ist, wie wir heute annehmen müssen, die Wiederherstellung eines durch die Belastung des Landes mit Eis gestörten isostatischen Gleichgewichts. Gerade eine solche Bewegung hatte G. K. Gilbert² im Auge, als er zwischen orogentischen und epirogenetischen Bewegungen der Erdkruste unterschied. Die ersteren schaffen starke Höhenunterschiede in schmalen Streifen, sie bilden

¹ A. Penck, Glaziale Krustenbewegungen. Sitzungsber. Math.-Phys. Kl. Preuß. Akad. d. Wissensch. 1922, S. 305.

² Lake Bonneville Monographs U. S. A. Geological Survey. I. 1890, S. 340.

Gebirge, sie geschehen jäh, oft katastrophenartig, sie sind meist instantan im Sinne von Sartorius von Waltershausen. Die letzteren erfolgen allmählich, säkular, sie verbiegen ganze Länder und bewirken in denselben ausgedehnte Aufwölbungen. Als Beispiel dafür nahm G. K. Gilbert die Verbiegungen der Uferlinien des alten Bonneville-Sees im Fernen Westen Nordamerikas, die er als einen isostatischen Vorgang auffaßte, während er die dort heute noch erfolgenden Verwerfungen als orogenetische Vorgänge deutete. Einen prinzipiellen Unterschied zwischen orogenetischen und epirogenetischen Bewegungen hat Gilbert nicht gemacht. Er faßte sie beide als Diastrophismus zusammen¹, den er neben den Vulkanismus stellt. Aber die scharfen Grenzen, die man eine zeitlang zwischen Krustenbewegungen und Vulkanismus gezogen hat, lassen sich nicht mehr halten. Man braucht für sie beide eine zusammenfassende Bezeichnung. Ich schlage dafür in Anlehnung an Diastrophismus Geostrophismus vor und spreche kurz hin von strophischen Bewegungen.

Die strophischen Vorgänge stehen den nomischen gegenüber. Sie schaffen die Unebenheiten, jene suchen sie zu beseitigen. Wenn dies trotz des hohen Alters der Erde noch nicht gelungen ist, wenn heute das Land in ausgedehntem Umfange über die Ausgleichshöhe von 250 m aufragt, so ist dies der sichere Beweis dafür, daß die strophischen Vorgänge immer von neuem Land mit solcher Geschwindigkeit emporgehoben haben, daß der Abtragung, 0,1 m in tausend Jahren, wirksam entgegengearbeitet wurde. Es ist nicht das Widerspiel exogener und endogener Kräfte, das sich in dem Kampf zwischen strophischen und nomischen Vorgängen äußert. Daß die letzteren nicht ausschließlich auf außenbürtigen Kräften beruhen, ist bereits gesagt worden. Aber auch die strophischen sind nicht rein endogener Art. Werden doch isostatische Krustenbewegungen durch oberflächliche Massenumlagerungen ausgelöst, durch Belastungen an einer Stelle, durch Entlastung an der anderen. Dabei besteht ein Gleichgewicht: Den Eindrückungen entsprechen ringsum Aufpressungen, den Hebungen ringsum Senkungen. Das spürt man an den Küsten. In der Umgebung des skandinavischen Hebungsgebietes sinkt das Land, das in der Eiszeit ringsum aufgepreßt gewesen ist.

Hebungen und Senkungen paaren sich auch sonst auf der Erdoberfläche. Neben dem beim Erdbeben an der Yakutat-Bai 1899 gehobenen Streifen liegt ein gesenkter, neben einem Orogen ein Bathygen. Hebungen und Senkungen kommen in der Umgebung von Vulkanen vor und wechseln miteinander ab, wie das bekannte Beispiel des Serapistempels bei Pozzuoli lehrt. Hebungen und Senkungen begleiten die Erdbeben in Japan und kommen nebeneinander beim selben Beben vor². Beim großen Beben von Kwanto, das 1923 Tokyo

¹ A. a. O. S. 3.

² A. Imamura, Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions. Publications of the earthquake investigation Committee in foreign languages. 25. Tokyo 1930.

zerstörte, wurde das Land im Norden der Sagami-Bai gehoben und in weiterem Umkreise gesenkt. Nach der von der japanischen Landesaufnahme herausgegebenen Karte läßt sich das Hebungsgebiet auf rund 2000 qkm, das Senkungsgebiet auf 2400 qkm, die mittlere Hebung auf 1 m, die mittlere Senkung auf 0.5 m schätzen. Einer Hebung von etwa 2 cbkm steht eine Senkung von 1.2 cbkm gegenüber. Das sind Begleiterscheinungen der großartigen Veränderungen, welche durch die japanische Marine in der Sagami-Bucht festgestellt worden sind¹. Imamura schätzt das hier gesenkte Gebiet auf 700 qkm, das gehobene auf 240 qkm. Einer Senkung von 50 cbkm steht eine Hebung von 20 cbkm gegenüber, welche teilweise die Folge ausgedehnter Rutschungen ist. Fast drei Jahre lang würden alle zum Meere fließenden Flüsse zu tun haben, um die entstandene Eintiefung zuzuschütten. Die beim Erdbeben stattgehabte Krustenbewegung trägt den instanten Charakter einer orogenen, aber es ist kein Berg entstanden, sie war vornehmlich eine bathygene oder, wie wir in der üblichen Weise sagen möchten, eine tektonische. Das Wesen der tektonischen Bewegungen besteht darin, daß durch sie Verschiebungen einzelner Krustenteile gegeneinander geschahen, wobei sichtbare Höhenunterschiede entstehen, die sich zu Gebirgen oder Gesenken summieren können. Aus der Summe der Hebungen und Senkungen ergibt sich die allgemeine Bewegungstendenz der Erdoberfläche. Zu deren Ermittlung sind auf dem Lande sehr ausgedehnte, wiederholte Nivellements nötig. Am Meeresboden sind jene Krustenbewegungen nicht sichtbar, aber die hier stattfindenden beeinflussen insgesamt den Meeresspiegel, dessen Bewegungen daher auch die Krustenbewegungen an seinem Boden zusammenfassend wiedergeben. Diese Bewegungen sind indes nur teilweise tektonischer Art.

Transgression.

Weit entfernt ist der gegenwärtige Zustand der Erdoberfläche von der großen Bühne. Große Gebiete ragen noch hoch auf und harren der Abtragung. Aber auf mehr als einem Fünftel der Erdoberfläche zeigen die großen Flachgebiete beiderseits der Grenze von Wasser und Land eine weitgehende Ver-ebnung, hervorgerufen durch Abtragung und Ablagerung. Allerdings ist das Minimalgefälle noch erheblich größer, als wir der großen Bühne zuschreiben möchten; ein charakteristischer Zug derselben kehrt indes wieder: Jäh fällt das Flachgebiet gegen den ozeanischen Boden ab. Dieser Abfall ist einer der auffälligsten Züge im Antlitz unseres Planeten. Durch die Meeresbedeckung

¹ The Imperial Japanese Military Land Survey. Re-Survey of the Kwanto district after the Great Earthquake. Bull. Imperial Earthquake Investigation Committee. 9, 4 Tokyo 1930. Auszug von Charles Davison. Geographical Journal 70. 1927, S. 390.

² Hydrographic Department Imp. Jap. Navy. The Hydrographic Survey of the Area of the Great Earthquake of September 1, 1923.

ist er allerdings den Blicken entzogen und hat deswegen nicht die Aufmerksamkeit erregt wie Gebirge und Umriss des Landes. Aber in den hypsographischen Kurven tritt er als scharfer Knick hervor, der das Flachgebiet des Tiefseebodens vom höheren des Landes und der Flachsee scheidet. Unabhängig verläuft er von den Strukturlinien des Landes. Bald folgt er dessen Küsten, bald entfernt er sich von denselben. Aber stets setzt er in geringer Tiefe ein und erscheint dadurch an die Strandlinie gebunden. Er ist ein Gebilde eigener Art, das wir am ehesten mit dem Steilabfalle der großen Bühne vergleichen können. Weniger scharf als gegen die See hin setzt sich das höhere Flachgebiet binnenwärts ab. Allmählich versteilen sich die hypsographischen Kurven. Die meridionale wird der Gefällskurve eines Flusses ähnlich. Ihr steiler und steiler werdender Anstieg kennzeichnet das eigentliche Abtragungsgebiet des Landes; hier schreitet die Zerstörung fort, die das höhere Flachgebiet durch Abtragung und Aufschüttung bereits geschaffen hat. Dieses erscheint wie der Ansatz zur Bildung einer großen Bühne; binnenwärts durch Abtragung, seewärts durch Aufschüttung wachsend und sich dabei verflachend, ist es auf dem Wege, eine solche zu werden. Noch hat es den Hintergrund, der der großen Bühne fehlt. Es ist noch eine kleine Bühne.

Aber wir finden nicht das, was wir bei einer streng nomischen Entwicklung erwarten sollten. Der Rand des Abfalles der kleinen Bühne fällt nicht, wie es während der Herausbildung der großen Bühne geschehen sollte, mit der Grenze von Wasser und Land zusammen, sondern liegt, wie es erst bei der finalen Überflutung der großen Bühne zu gewärtigen ist, unter Wasser. Das Meer transgrediert in der Flachsee in einer so allgemeinen Weise, daß man an eine eustatische Bewegung des Meeresspiegels denken muß. Es handelt sich dabei nicht um die durch das Schmelzen einer Vergletscherung verursachte; dadurch kann der Meeresspiegel nur um 100 m zum Schwellen gebracht werden, nachdem ihn die Bildung der Vergletscherung um ebensoviel zum Fallen gebracht hatte. Der während der Eiszeiten zweifellos vorhandene Tiefstand des Ozeans war aber nur eine Episode von verhältnismäßig kurzer Dauer, viel zu kurz für die Bildung der Flachsee.

Die Transgression der Flachsee ist heute eine allgemeine. Wir finden sie in allen Breiten, in einigen, 75°N — 85°N , 45°S — 65°S , ist sie bedeutender als die Landfläche, sonst kleiner; zwischen 15°N und 55°N sowie zwischen 15°S und 30°S ist sie mehr als 7mal so klein wie das Land, am kleinsten ist sie am Rande von Antarktika¹. Sie ist verschieden groß am Saume der einzelnen Kontinente. Um Australien nimmt sie 32%, um Nordamerika 28%, um Eurasien 23% des Landes ein, um Südamerika kaum 14%, um Afrika nur 5%, um Antarktika nur einen minimalen Teil, falls wir sie in herkömmlicher Weise

¹ Berechnet nach den Angaben von E. Kossinna, Die Tiefen des Weltmeeres. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde, N. F. A., 9. 1921, S. 42.

durch die Linie von 200 m Tiefe begrenzen. Diese Tiefe bezeichnet jedoch nur im Westen von Großbritannien den Rand des Abfalles in die großen Tiefen; im Norden Europas liegt er tiefer, nämlich bei 400 m Tiefe¹, am Saume von Antarktika bei 500 m Tiefe. An andern Stellen, zum Beispiel bei Algier, hat er nur 50 m Tiefe. Bis zu jenem Rande rechnen wir den Schelf, er hält sich nicht an ein bestimmtes Niveau, wie es der Rand einer nomischen Bühne tun sollte, die lediglich untergetaucht ist. Er hat Verbiegungen von sehr großer Spannweite erfahren, welche den Typus der säkularen Hebungen und Senkungen, der epirogenetischen Bewegungen Gilberts tragen, aber nicht zur Landbildung führten. Der Ausdruck epirogenetisch ist für sie daher streng genommen ebensowenig anwendbar, wie orogenetisch für alle tektonischen Bewegungen. Wir möchten sie den letzteren, bei denen Teile der Kruste gegeneinander verschoben und zerbrochen wurden, als kyrtotische (*κυρτός* gebogen, krumm, *κύρτωσις* das Krümmen, Wölben) zur Seite stellen. Sie verletzen das Gefüge der Kruste nicht.

Alle Krustenbewegungen können die Lage der Strandlinie in zwiefacher Weise beeinflussen, einmal indem sie sozusagen die Latte des Pegels verschieben, andererseits indem sie den Wasserstand ändern. Letzteres spielt bei den einzelnen orogenetischen Bewegungen keine bedeutende Rolle. Sie erschüttern die Kruste zwar heftig und verschieben einzelne Teile ansehnlich, aber es handelt sich stets um wenig ausgedehnte Stellen; sie bewirken daher nur eine geringfügige Änderung des Meeresraumes, welche vernachlässigt werden kann. Unbedenklich kann man, wenn tektonische Bewegungen an Küsten auftreten, die durch sie bewirkte Verschiebung der Küstenlinie in ihrer Gesamtheit auf Krustenbewegungen zurückführen. Anders die kyrtotischen Bewegungen. Sie betreffen große Flächen.

Inmitten der ozeanischen Räume auftretend, können sie eustatische Bewegungen der Strandlinie hervorrufen, die an allen Küsten, fern von ihrem Schauplatze, gefühlt werden. Wie schon Carl Friedrich Naumann² ausgesprochen hat, kann eine vollkommene Stabilität des Meeresspiegels nur zeitweilig und annähernd vorausgesetzt werden, wenn Hebungen und Senkungen des Meeresgrundes stattfinden.

Denken wir z. B. die 208 Millionen qkm des Tiefseebodens von 4000 m Tiefe um 100 m gesenkt, so wird der Meeresraum um 20.8 Millionen cbkm vergrößert, und es tritt ein allgemeines Sinken des Meeresspiegels um 58 m ein, um soviel, wie die Bildung der heute bestehenden Vergletscherung durch Wasserentnahme erheischt hat. Ein Sinken des Tiefseebodens um 170 m

¹ Vgl. Fridtjof Nansen, The bathymetrical features of the north polar seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore lines. The Norwegian North Polar-Expedition 1893—96. Scientific Results Vol. IV. Christiania 1904.

² A. a. O. S. 261.

würde die ganze Flachsee trockenlegen, ein Steigen um 365 m das ganze Flachland bis 200 m Höhe ertränken. Dagegen würde das Einsinken der gesamten japanischen Vortiefe, soweit sie sich zwischen 30°N und 50°N unter 6000 m erstreckt (0.9 Millionen qkm), vom Meeresspiegel bis 8514 m Tiefe nur eine Erweiterung des ozeanischen Raumes um 6.0 Millionen cbkm und eine Senkung des Meeresspiegels von 17 m bewirken. Die Bildung der sogenannten Tiefseegräben wäre also von keinem sehr bedeutenden Einfluß auf die Lage des Meeresspiegels; unter 6000 m liegen nur 4.4 Millionen qkm mit einem Volumen von 29 Millionen cbkm; ihre Eintiefung unter den Meeresspiegel würde dieses nur um 80 m senken. Andererseits würde die Erhebung eines Teiles des Meeresbodens von den Massen der mittelatlantischen Schwelle, also von rund 7.5 Millionen qkm, um 2000 m über ihre Umgebung, nur eine Wasserverdrängung von 15 Millionen cbkm hervorrufen. Das hätte ein eustatisches Anschwellen des Meeresspiegels um 42 m zur Folge. Der Einbruch des gesamten Mittelmeeres mit seinen 4.2 Millionen cbkm hätte nur ein allgemeines Senken des Meeresspiegels von 12 m, der des Roten Meeres mit seinen 0.2 Millionen cbkm nur ein solches von 0.6 m zur Folge. Eine so gewaltige instantane Krustenbewegung endlich, wie sie 1923 beim Erdbeben von Kwanto in der Sagami-Bai stattgefunden hat, kann nur ein allgemeines Sinken des Meeresspiegels von 0.09 mm nach sich gezogen haben, das durch Pegelbeobachtungen kaum nachgewiesen werden kann. Diese Zahlen lassen erkennen, daß nur sehr ausgedehnte Bewegungen des Meeresbodens strophische Transgressionen von Belang verursachen können.

Die gegenwärtige Transgression des Meeres hat Seitenstücke in der geologischen Vergangenheit, die einen Wechsel von Transgressionen und Regressionen offenbart. Beide, Transgressionen und Regressionen, lassen sich unter einem einheitlichen Gesichtspunkte verstehen, nämlich, daß der Abstand zwischen Bühne und Meeresboden geschwankt hat, daß er sich bei Transgressionen verminderte und bei Regressionen vergrößerte¹. Man kann hierin entweder einen Wechsel in den Bewegungstendenzen der Festlands- und der Meeresräume erblicken oder bloße Ortsveränderungen der Hebungs- und Senkungsgebiete. Wird doch eine Hebung, die, am Meeresboden erfolgend, ein eustatisches Schwellen des Meeresspiegels hervorruft, gänzlich unwirksam auf letzteren, wenn sie sich auf das Land beschränkt. Die 8.6 Millionen cbkm, die sich heute in Asien in mehr denn 2 km Höhe befinden, können emporgehoben worden sein, ohne die Strandlinie irgendwie zu beeinflussen, während eine Hebung des Meeresbodens um denselben Betrag ein eustatisches Schwellen des Meeresspiegels um 24 m bewirken würde.

¹ Dieser Gedanke liegt meinen Ausführungen über Transgressionen schon 1886 zugrunde. Vgl. A. Penck, Das Verhältnis des Land- und Wasser-Areales auf der Erdoberfläche. Mitteilungen k. k. geogr. Gesellsch. Wien 29, 1886, S. 193 (204).

Wenn nun weitgespannte Krustenverbiegungen auf der ganzen Erdoberfläche stattfinden, nicht bloß am Meeresboden, von wo aus sie die Strandlinie eustatisch verschieben, nicht bloß im Innern des Landes, wo sie auf letztere wirkungslos sind, sondern auch in Küstengebieten, so ergibt sich das widerspruchsvolle Bild, das die Gegenwart darbietet und mutmaßlich jede Zeit der Transgression und Regression dargeboten hat, nämlich, daß die allgemeine Bewegung der Strandlinie durch Bewegungen des Landes mehr oder weniger verschleiert wird. Nur der Schelf verrät uns heute eine weitausgedehnte Transgression, die nicht im Einklang steht mit einem oft angenommenen fortschreitenden Einsinken der Meeresräume, sondern die Annahme ausgedehnter Hebungen des Meeresbodens erheischt; letzterer Annahme widerspricht nicht, daß wir an einigen Küsten submarine Täler bis in namhafte Tiefen verfolgen können. Sie verraten lediglich große Abbiegungen des Schelfgürtels. Dies gilt namentlich von der untergetauchten Kongorinne.

Finden wir an einigen Küsten, wie z. B. auf der Westseite der beiden Amerika, enge Beziehungen zwischen den gegenwärtig vonstatten gehenden tektonischen Bewegungen und dem Gesamtverlaufe der Küsten, so überblicken wir den Wirkungsbereich der kyrtotischen Bewegungen nur in allergrößten Umrissen. Das darf nicht wundernehmen, sind doch über $\frac{7}{10}$ der Erdoberfläche vom Wasser eingenommen, und erst wenn einmal der Meeresboden zu wiederholten Malen auf das genaueste ausgelotet sein wird, wird sich erkennen lassen, wo der Schauplatz der großen Bewegungen liegt, die sich in der großen gegenwärtigen Transgression äußern. Auch auf dem Lande sind wir über die Stellen, die jetzt Verbiegungen erfahren, durchaus noch nicht genügend unterrichtet, obwohl durch die meisten Kulturländer Nivellements nicht bloß ausgeführt, sondern auch manchmal wiederholt worden sind, wie z. B. in Frankreich; denn es muß sich immer fragen, ob es nicht systematisch auftretende Fehler des einen Nivellements sind, die durch das andere aufgedeckt werden.

Das hat M. Schmidt nicht beachtet, als er 1922 die Differenzen, welche das unter Ch. Lallemand ausgeführte Nivellement Frankreichs gegenüber dem rund 30 Jahre früher unter Bourdalouë vorgenommenen aufweist, ohne weiteres auf Krustenbewegungen zurückführte¹. Ch. Lallemands² von ihm wiedergegebenes Kärtchen jener Abweichungen läßt ohne weiteres erkennen, daß es sich nicht, wie er annimmt, um die Wirkungen von Krustenbewegungen handeln kann. Senkungen von 50 bis 90 cm an der Küste des Kanals,

¹ Neuzzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich. Sitzungsberichte d. math.-phys. Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. München 1922, S. 1 und 2.

² Rapport sur les travaux du Nivellement général de la France en 1897—1898. Comptes rendus des séances de la douzième Conférence générale de l'Association géodésique internationale. Stuttgart 1898. Bd. I, S. 412 (Annexe B IV b, S. 427, Fig. 10).

von 1 m an der belgischen Küste im Laufe von 30 Jahren, auf die aus der Karte geschlossen wurde, hätten sich der Öffentlichkeit nicht entzogen. Man hätte von untergetauchten Kaianlagen hören müssen. Ch. Lallemand hat denn auch ausdrücklich bemerkt, daß es sich um systematische Fehler handeln müsse, und 1906 gezeigt¹, daß das Mittelwasser in Brest in der Zeit zwischen den beiden Nivellements so gut wie unveränderlich gewesen ist. Damit war der von M. Schmidt gemachten Annahme von sehr starken Krustenbewegungen der Boden entzogen. Aber dieselben haben sofort zu weitgehenden geologischen Deutungen durch E. Kayser² und J. L. Wilser³ Veranlassung gegeben. Obwohl Ch. Lallemand⁴ alsbald eine Richtigstellung veröffentlicht hat, ist doch auf die Ansichten von M. Schmidt in der deutschen Literatur weiter Bezug genommen worden⁵, und falsche Vorstellungen sind über die Geschwindigkeit von Krustenbewegungen erwachsen.

Die in den alten Gletschergebieten vonstatten gehenden isostatischen Bewegungen geben uns keinen festen Anhalt zur Beurteilung der Geschwindigkeit der kyrtotischen Bewegungen überhaupt. Isostatische Krustenbewegungen bringen Gebiete in eine Lage zurück, die sie früher hatten; das geschieht rasch, in aller Stille; ohne Mitwirkung von vulkanischer Tätigkeit. Kyrtotische Bewegungen bringen große Gebiete dauernd in eine neue Lage; wie rasch dies geschieht, ist nur noch wenig durch Beobachtungen belegt. Man merkt die Bewegung in vielen Fällen kaum und kann sie meist nur aus dem erzielten Ergebnis feststellen. Dieses zeigt zwei verschiedene Typen: Weite Gebiete sind verbogen worden, ohne tektonische Bewegungen zu erfahren und ohne von vulkanischen Ereignissen betroffen zu werden. Die »Tafeln« der Festländer liefern die Beispiele. Andere Gebiete sind aufgewölbt worden, wobei sie zerbrachen und vulkanisches Material aus der Tiefe drang. Das gilt von Tibet, dem gewaltigsten Hochlande der Erde. Heute noch spielen dort stellenweise orogenetische Vorgänge, die von heftigen Erdbeben begleitet werden. Man kann sich fragen, ob die Aufwölbung verursacht wird durch dichte Scharung tektonischer Vorgänge, bei denen die orogenetischen überwiegen, oder ob es bei der epirogenetischen Verbiegung zum Brechen kam.

¹ Rapport sur les Travaux du Service du Nivellement général de la France de 1903 à 1906. Comptes rendus des séances de la quinzième Conférence générale de l'Association géodésique, Budapest. 1906, Bd. I, S. 280 (Annexe A, XIV b, S. 286, Fig. 2).

² Merkwürdige Senkungen des Bodens von Frankreich. Sitzungsberichte der math.-phys. Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. München 1922, S. 51.

³ Neuzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 1924, S. 486.

⁴ Le soi-disant affaissement du sol de la France. Bulletin géodésique. 1925, S. 97.

⁵ Z. B. in Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 7. Aufl. herausgegeben von E. Obst, II, T. I, 1930, S. 98.

Was vom Lande gilt, gilt auch vom Meeresboden. Die neueren Echolotungen haben aufgeräumt mit der Vorstellung, als ob der Tiefseeboden überall eben sei; meist ist er stark wellig, und wenn er Verbiegungen erfahren hat, so hat er daneben auch orogenetische Störungen erlitten.

Deformationen des Meeresspiegels. Höhenausmaß der Transgressions- und Regressionsgürtel.

Neben den eustatischen Bewegungen des Meeresspiegels spielen dessen Deformationen eine wichtige Rolle bei den Eigenbewegungen der Strandlinie. Solche Deformationen müssen notwendigerweise bei Änderungen in der Geschwindigkeit der Achsendrehung der Erde und bei Änderungen der Lage der Rotationsachse der Erde in Erscheinung treten sowie bei Änderungen der Abweichungen des Geoids vom Sphäroid. Sie kennzeichnen sich dadurch, daß mit dem zonalen oder regionalen Anschwellen des Meeresspiegels ein Fallen desselben an anderen Orten verbunden ist; sie unterscheiden sich dadurch von den eustatischen Bewegungen, die sich in einem allgemeinen Anschwellen und allgemeinen Fallen äußern.

Seit langem sind Änderungen in der Geschwindigkeit der Achsendrehung als Ursachen der Bewegung der Strandlinie ins Auge gefaßt worden. Aber wenig beachtet ist worden, daß solche Änderungen auch die Gestalt des Erdkörpers betreffen müssen. Dieser ist ja nicht absolut starr, sondern so nachgiebig, daß er selbst dem Wechsel der Gezeiten folgt. Seine heutige Gestalt ist allerdings nicht so weitgehend der Form eines Rotationsellipsoids angeschmiegt wie der Meeresspiegel, er erhebt sich fast 9 km darüber und sinkt mehr als 10 km unter denselben ein; diese Abweichungen halten sich innerhalb der Grenzen der Abplattung, und ihre größten Werte betreffen nur einzelne, wenig ausgedehnte Stellen. Der Unterschied der Mittelhöhe des Landes (875 m) und der Mitteltiefe des Weltmeeres (3800 m) bewegt sich in weit engeren Grenzen; hierin spiegeln sich Dichteunterschiede in der Kruste und ihrer unmittelbaren Unterlage.

Würde heute die Achsendrehung plötzlich schneller oder langsamer werden, so würde zweifellos die Wasserhülle der Erde rasch die verstärkte oder geminderte Abplattung annehmen, und die Kruste würde langsam nachhinken. Wenn sich jene Geschwindigkeitsänderungen indes allmählich vollziehen, so würden Wasserhülle und Kruste in gleichem Schritte folgen können, und es würde sich in einem idealen Falle keinerlei Bewegung der Strandlinie offenbaren. Ein solch idealer Fall wäre gegeben, wenn die Erdkruste samt Unterlage von völlig homogener Beschaffenheit wären. Das aber ist, wie ihre Abweichungen von der Gestalt eines Rotationsellipsoids lehren, nicht der Fall. Wir müssen gewärtigen, daß sie die Deformation des gesamten Erdkörpers differenziert

wiedergibt, was der Meeresspiegel durch eustatische Bewegungen integriert. Erst dadurch wird die Änderung in der Umdrehungsgeschwindigkeit in eustatischen Bewegungen der Strandlinie fühlbar.

Dasselbe gilt für die Bewegungen des Meeresspiegels, die durch Änderungen in der Lage der Rotationsachse hervorgerufen werden. Geschehen sie langsam, so gehen sie Hand in Hand mit der Deformation des Erdganzen und werden nur als Differentialbewegungen spürbar, die unter der Herrschaft von Krustenbewegungen stehen. Auch die Abweichungen des Geoids vom Rotationsellipsoid, die ich vor Jahren sehr überschätzt habe¹, setzen Bewegungen in und unter der Kruste voraus, hängen also mit strophischen Vorgängen zusammen. Diese letzteren erscheinen immer und immer wieder mittelbar oder unmittelbar als Ursache von Bewegungen der Strandlinie, solange wir nicht katastrophenartige Vorgänge annehmen, welche plötzliche Deformationen der Wasserhülle zur Folge haben.

Die Ursachen aller Krustenbewegungen sind in letzter Linie auch die Ursachen aller jener Bewegungen der Strandlinie, die nicht durch die Abtragung des Landes sowie durch die Änderungen der Wassermenge bedingt sind. Die Theorie der Bewegung der Strandlinie führt schließlich zu einer Theorie der Krustenbewegungen. Letztere werden hier nur soweit gewürdigt, als sie Veränderungen in der Oberflächengestalt hervorrufen; auf ihr Wesen kann nicht eingegangen werden. Aber es ist nötig, ein Wort über die Kontraktionstheorie zu sagen, derzufolge die gesamte Kruste mitsamt dem Meeresspiegel in einer zentripetalen Bewegung begriffen ist. Auch hier haben wir differentielles Verhalten beider zu gewärtigen, und naheliegend ist die Annahme, daß die zahlreichen Einzelsenkungen der tieferen Teile der Kruste integrierende Bewegung des Meeresspiegels der zentripetalen Bewegung des Landes vorausseilt. Das wird vielfach angenommen, steht aber mit der gegenwärtigen Transgression nicht in Einklang. Streng beweisbar ist jene Annahme jedoch nicht, und eine Kontraktion der Erde ist ebensowenig mit Sicherheit in der Bewegung der Strandlinie erkennbar wie die Deformationen, die sie erlitten haben könnte. Man kann in den einzelnen Strandlinien nur schwer die Ursache erkennen, die ihre Bewegung bestimmt, zumal letztere nicht gerade häufig unmittelbar aus Beobachtungen erschlossen werden kann. Allgemein läßt sich nur sagen, daß sie kleiner ist als viele Einzelbewegungen der Kruste selbst, denn der Meeresspiegel faßt die Krustenbewegungen von $\frac{7}{10}$ der Erdoberfläche, sowohl Hebungen wie auch Senkungen, in eine Bewegung zusammen. Deswegen liefert er das passende Ausgangsniveau für die Beurteilung derselben an den Küsten. Wenn wir von deren Hebungen und Senkungen sprechen,

¹ Schwankungen des Meeresspiegels. Jahresber. Geogr. Gesellsch. München. 7 für 1880/81. S. 17. Auch einzeln München 1882.

haben wir Höhenänderungen im Auge, die sich immer auf das Meeresniveau beziehen. Dessen von Ort zu Ort wechselnder Abstand vom Erdmittelpunkte kommt dabei nicht in Betracht. Nur in Fällen zweifelhafter Art ist es rätlich, die anschaulichen Ausdrücke Hebungen und Senkungen durch negative und positive Bewegungen der Strandlinie zu ersetzen; wo letztere nachweisbar unter der Herrschaft von Eigenbewegungen des Meeresspiegels stehen, kann man, wie es hier geschehen ist, von dessen Schwellen und Fallen sprechen.

Dies Schwellen und Fallen hält sich in engen Grenzen. Seit dem Erscheinen pflanzlichen Lebens auf dem Lande dürfen wir von dessen Andauern sprechen, denn die Bereicherung jenes Lebens geschieht im Laufe der Zeit so ausgesprochen schrittweise, daß sie nie durch eine völlige Vernichtung unterbrochen gewesen sein kann. Mindestens seit dem Silur hat es ununterbrochen Land gegeben, hat nie eine völlige Überflutung desselben stattgefunden, ist es nie zu einer finalen Transgression gekommen, auch nicht zu einer Ertränkung allen Lebens durch katastrophenartige Deformationen und ihre zu gewärtigenden Begleiterscheinungen enormer Schwankungen des Meeresspiegels. Seit etwa einer halben Milliarde Jahren ist das Land permanent, sogar an bestimmten Stellen. Seitdem muß das Weltmeer von ansehnlicher Tiefe gewesen sein. Allerdings wird deren Mindestbetrag nicht so groß gewesen sein wie die Minimaltiefe des heutigen Ozeans, welche die Bildung einer Strandlinie zuläßt (mehr als 2700 m). Es ist seither viel juveniles Wasser auf die Erdoberfläche gekommen, nach den früher gemachten Annahmen höchstens 500 Millionen cbkm. Die dadurch bewirkte Anschwellung eines ununterbrochenen Ozeans bleibt daher unter 1000 m. Beim ersten nachweisbaren Erscheinen des Landlebens haben wir daher mit einer Mitteltiefe der Ozeane von mehr als 1700 m zu rechnen. Das gilt unter der Voraussetzung, daß die Erde damals dieselbe Größe hatte wie heute. Hat sie sich seither verkleinert, und zwar in dem Höchstmaße, das zulässig ist, so ist die Erdoberfläche seither um höchstens 68 Millionen qkm kleiner geworden, wenn wir das Alter der Kruste auf 2000 Millionen Jahre, um 45 Millionen qkm, wenn wir es zu 3000 Millionen Jahre veranschlagen. Die zugehörigen Mindesttiefen der Ozeane wären 1510 und 1570 m.

Alle die großen Transgressionen, die seit der Silurperiode eingetreten sind, waren teilweise und betrafen in der Regel kleine Bühnen. Das schließen wir daraus, daß die transgredierende marine Schichtfolge meistens Kontinentalbildungen auflagert. Hielt sich nun, wie heute, die Höhe der kleinen Bühne unter der der großen, so handelt es sich um Transgressionen etwa um 250 m Höhe, während die Regressionen wahrscheinlich bis zu gleicher Tiefe reichten. Das durch strophische Vorgänge bewirkte Schwellen und Fallen des Ozeans hat sich vermutlich in einem Gürtel von ungefähr 500 m Höhe

gehalten, von dreifacher Höhe desjenigen, in welchem der Meeresspiegel während des Eiszeitalters schwankte.

Weiter als die Permanenz des Landes können wir die des Ozeans zurückverfolgen. Es ist eine ununterbrochene Entwicklung des marinen Tierlebens, die uns seit Beginn des Kambrium entgegentritt und der eine sehr lange Entwicklung in präkambrischen Zeiten vorausgegangen ist. Nie hat seit ihrem Beginn die Meeresbedeckung ausgesetzt, mag sie auch im Anfange, als noch wenig juveniles Wasser aus der Tiefe gekommen war, geringer als später gewesen sein. Und wie sich mehr und mehr das hohe Alter bestimmter Landflächen herausstellt, so ist die Annahme der Permanenz einzelner Teile des Ozeans wohl unbestreitbar. Aber ebenso unbestreitbar ist, daß weite Gebiete zwischen Land und tiefem Meer geschwankt haben. Manche Meeresteile sind entschieden jung. Dies müssen wir namentlich angesichts des südlichen Meerringes der Erde sagen; die von Edgar Aubert de la Rue¹ nachgewiesene fossile Landflora auf den Kerguelen, die durch ihre Blattreste Anklänge an Südamerika, durch ihre Zweigreste von Araukarien an Inseln östlich von Australien zeigt und überdies weitere Koniferenreste birgt, deutet auf untergegangene Landverbindungen im Süden der Erde, die, wo man sie auch sucht, über abyssischen Tiefen der Jetztzeit sich erstreckt haben. Letztere sind also hier jung, wahrscheinlich während des Tertiärs entstanden. Nicht undenkbar ist, daß die große Regression der Meere, die wir anderswo, namentlich in Europa und Nordamerika, wahrnehmen, mit dem Einsinken von Landflächen in der Umgebung von Antarktika in Zusammenhang steht und nicht allein durch Bewegungen des Meeresbodens verursacht ist.

Terrassen.

Die großen Transgressionen der älteren geologischen Vergangenheit verateten sich durch weit ausgedehnte Tafeln flach gelagerter, wenig verbogener Sedimente, die kleineren des Eiszeitalters wegen ihrer kürzeren Dauer lediglich durch schmale Terrassen an den Küsten. Diese Terrassen sind vielfach zerstört und häufig verbogen worden. Wir können die interglazialen Anschwellungen des Meeres deswegen nicht an allen Gestaden erwarten. Aber es gibt doch Stellen außerhalb des Glazialgebietes, die eine einigermaßen vollständige Geschichte der zu gewärtigenden Bewegungen der Strandlinie während des Eiszeitalters offenbaren. Dies gilt namentlich von den mit Korallenriffen besetzten Küsten. Dies sei durch ein Beispiel belegt.

Die Bucht von Kilindini bei Mombasa ist ein typisches untergetauchtes Tal von 55 m größter Tiefe, eingeschnitten in Riffkalk, der die Küste begleitet und

¹ Étude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen. Revue de géographie physique et de géologie dynamique. 5, 1. 2, Paris 1932, S. 146.

von 5 bis 6 m gelbem bis rotem Lehm bedeckt wird. Der Riffkalk ist bald fest, bald recht locker; im ersteren Falle springt er als Terrasse an der Außenküste vor, und es gewinnt hier den Anschein, als ob eine Brandungskehle einige Meter über dem Meeresspiegel vorläge. Ob das wirklich der Fall ist, habe ich nicht feststellen können. Hier und da gibt es im festen Riffkalk Höhlen, die den Eindruck von Karsthöhlen machen (vgl. Tafel, Abb. 1). Er ist ziemlich dicht, an seiner Zusammensetzung beteiligen sich namentlich Kalkalgen; gut erhaltene Korallenstöcke finden sich im lockeren Kalke, der seiner Hauptmasse nach aus einem Zerreibsel besteht. Nicht nur petrographisch, wie von E. Krenkel¹ geschildert, sondern auch geologisch ist der Riffkalk nicht einheitlich. Er zerfällt in zwei Stockwerke, die im Innern der Bucht durch eine Verwitterungszone, außen durch eine scharfe Diskordanz voneinander getrennt werden. Tiefe geologische Orgeln senken sich namentlich an der Westseite der Bucht von der Grenze der beiden Kalke in den liegenden, sie sind mit rotbraunem Lehm und Quarzsand erfüllt und bekunden die längere Dauer einer Landoberfläche zwischen der Ablagerung beider Kalke (Tafel I, Abb. 2). Mehr nach der Außenküste hin, westlich Ras Serani, hat der untere Kalk unter dem oberen eine abgewaschene Oberfläche, Gerölle von ihm kommen in seinem Hangenden vor. Hier auch finden sich zwischen beiden wohlerhaltene Schalen von Muscheln rezenter mariner Arten. Ich sammelte *Nerita polita* L. und *Anomalocardia scaphae* (Chemn.). Es liegt also hier ein alter Strand zwischen den beiden Riffkalcken vor; der untere war bereits verfestigt, als sich der obere ablagerte, und von tiefengeologischen Orgeln durchsetzt (vgl. Tafel Abb. 2 und 3). Die Bildung beider ist also auch hier durch eine Zwischenzeit voneinander getrennt. Als Riffbildungen verraten beide Kalke ein zweimaliges Untertauchen der Küste, unterbrochen durch eine Zeit des Auftauchens, während welcher der untere verfestigte und stark verwitterte.

Dem letzten Untertauchen folgte eine ansehnliche Hebung. An Stelle der heutigen Kilindini-Bucht wurde ein tiefes Tal eingeschnitten, ebenso in Mäandern ein solches an Stelle der östlich gelegenen Bucht von Mombasa. Dann erfolgte ein drittes Untertauchen, durch welches die Täler ertränkt und in schmale Buchten verwandelt wurden. An der Außenküste bauten Korallen ein drittes Riff auf (vgl. Abb. 3), an dem sich die Brandung bricht. Es grenzt an eine Strandplattform, die in den ältesten Riffkalk eingeraspelt ist. Es ist eine Bildung der geologischen Gegenwart. Seine Oberfläche, bei tiefer Ebbe trockenliegend, ist von Kalkalgen überkrustet; in Tümpeln sieht man farbige, reich verästelte Korallenstöcke. Sie bilden den Außenrand des Riffes.

¹ Geologische Beobachtungen in Britisch Ostafrika. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Beilage Bd. 31, 1911, S. 243. — Saumriffe an der Küste von Zentral-Ostafrika. Köhlers Nachrichtenblatt für Geologen, Paläontologen und Mineralogen. I, 1 1924.

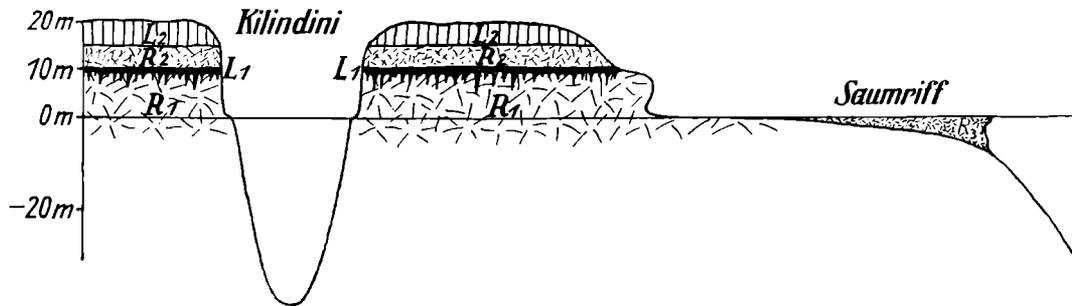


Abb. 3. Die Korallenriffe von Mombasa.

R_1 ältester Riffkalk, L_1 dessen Verwitterungsdecke, R_2 jüngerer Riffkalk, L_2 dessen Verwitterungsdecke und hangender Lehm, R_3 junges Riff.

Wir haben es also bei Mombasa mit drei verschieden alten Korallenriffen zu tun, die bis in verschiedene Meereshöhen reichen. Das älteste reicht etwa bis 10 m, das mittlere bis ungefähr 15 m Höhe, das jüngste bis zur heutigen Strandlinie. Ihre Bildung wird durch zweimaliges Fallen des Meeres unterbrochen; wie weit das erstmalige zwischen der Bildung des ersten und zweiten Riffes erfolgte, läßt sich nicht nachweisen, es läßt sich nur sagen, daß die Oberfläche des ältesten Riffes bis nahe an den heutigen Meeresspiegel trockengelegt wurde. Sehr ansehnlich war das Fallen des Meeres nach Bildung des zweiten Riffes. Es reichte, wie die Tiefe der Kilindini-Bucht anzeigt, mindestens bis 55 m unter den heutigen Meeresspiegel. Wir sehen hier ein Schwellen und Fallen des Meeres in einem Ausmaße, wie es einem Wechsel von Interglazial- und Glazialzeiten entspricht.

Als ich im Oktober 1905 in der Bucht von Kilindini lag, glaubte ich, die Erscheinungen durch einen wiederholten Wechsel von Senkungen und Hebungen des Landes erklären zu können; als ich 1912 auf sie Bezug nahm, warf ich die Frage auf, ob hier nicht ein Zeugnis für ein Schwanken des Meeresspiegels vorläge¹. Daß dem so ist, geht namentlich daraus hervor, daß ähnliche Erscheinungen, wie sie bei Mombasa auftreten, an der ganzen Küste Ostafrikas südwärts bis Lindi auf einer Strecke von 700 km und auf Zanzibar und Pemba wiederkehren. Darüber hat Emil Werth zahlreiche Angaben gutenteils auf Grund eigener Beobachtungen mitgeteilt². Er findet hier weiterhin einen viermaligen Wechsel der Bewegungsrichtung der Strandlinie, der sich immer in den bescheidenen Grenzen der klimatisch bedingten eustatischen Schwankungen hält³.

¹ Hebungen und Senkungen. A. a. O. S. 71.

² Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ostafrika. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 36, 1901, S. 115. Zur Kenntnis der jüngeren Ablagerungen im tropischen Ostafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch. 53, 1901, S. 287.

³ Das deutsch-ostafrikanische Küstenland und die vorgelagerten Inseln. Berlin 1915. I. S. 51.

Mit diesen Schwankungen haben die von Eberhard Fraas angenommenen nichts gemein. In einem Vortrage über geologische Streifzüge in Ostafrika am 10. November 1909 in Stuttgart, worüber ein kurzer gedruckter Bericht (ohne Jahr, ohne Ort) vorliegt, erwähnt er, daß auf den Trümmern einer 1906 zerstörten portugiesischen Bastion, welche bei Mombasa 4 bis 5 m über der Flutzone liegt, Austern in ungeheurer Menge angewachsen sind; er schloß daraus, daß die Befestigung nach 1696 unters Meer getaucht und seither wieder gehoben sei. Ohne sich auf eigene Beobachtungen zu stützen, pflichtet E. Krenkel dem bei. Ich habe bei Mombasa, wo ich früher als beide gewesen bin, keinerlei einschlägige Spuren gesehen. Die oben erwähnte Terrasse kann mit der von Fraas angenommenen Schwankung nicht in Beziehung gebracht werden; sie ist älter, denn die von Fraas erwähnte Bastion liegt auf ihr. Dies entnehme ich aus Bildern; sie zeigen die Bastion in einem Zustande, der ausschließt, daß die Brandung über sie hinweggegangen sei. Ich habe die Stelle nicht besucht. Aber ich kann berichten, daß zahllose kleine Baumaustern an Zweigen der Mangroven hoch über der Flutgrenze sitzen. Es ist eine kleine Art, die auch über Wasser leben kann. Sollte es sich um etwas Ähnliches bei der alten Bastion handeln? Den Nachweis von einer in historischen Zeiten erfolgten langsamen Strandverschiebung von bedeutendem Umfang, wie er nach Siegfried Passarge (Die Grundlagen der Landschaftskunde. III, 1926, S. 5) hier vorliegt, kann ich nicht für gegeben erachten.

Wo an der Ostküste des tropischen Afrikas die Korallenbauten aufhören, setzen auch die Anzeichen wiederholter Schwankungen des Meeresspiegels aus, nicht bloß an den Mündungen der großen Flüsse, sondern auch im Norden und Süden, worauf J. W. Gregory¹ hingewiesen hat. Das hat nicht bloß mit Krustenbewegungen zu tun. Solche können bewirkt haben, daß die Riffbildungen, die bei Mombasa bis 15 m ansteigen, sich 100 km weiter nordwärts bei Mambrui nur bis 12 m erheben. Es kann sich aber auch darum handeln, daß dort, wo die aus Kalk bestehenden Riffe fehlen, der Nachweis von Schwankungen des Meeresspiegels sehr schwer wird, weil feinkörnige Ablagerung leicht der Abtragung unterliegen.

Man sollte die Spuren eustatischer Bewegungen namentlich an den Mündungen der großen Ströme erwarten. Jeder interglaziale Hochstand des Meeres muß die Flüsse zwingen, in ihrem Mündungsgebiete abzulagern, jeder glaziale Tiefstand muß sie zum Einschneiden veranlassen. Wir sollten daher an den Flußmündungen eine ähnliche Terrassenbildung erwarten, wie wir sie im Umkreise alter Vergletscherungen, z. B. der Alpen, antreffen. Aber während hier die Schotterterrassen den Vergletscherungen entsprechen, sind die Terrassen an den Strommündungen interglazialen Alters, und während jene grobes Material enthalten, sind diese in der Regel wenigstens aus feinkörnigem zusammengesetzt, dessen Gliederung nur schwer durchführbar ist. Dazu kommt noch etwas weiteres. Viele große Ströme, Po und Donau, Indus und Ganges, Yangtsekiang und Hoangho, Mississippi, Amazonas und La Plata u. a., münden in Senkungsgebieten, wo die Marken der Hochstände des Meeres mit dem Lande in die Tiefe gesunken und der Beobachtung entzogen worden sind. Am besten wird man sie dort nachweisen können, wo langsame Hebungen stattgefunden haben, die verschiedenen Ablagerungen der Meeresanschwellungen durch langsames Ansteigen des Landes auseinandergezogen

¹ Raised beaches and variations of sea level. Scientia. 1931, S. 95.

worden sind und in größeren senkrechten Abständen voneinander liegen, als es nach dem verschiedenen Ausmaße des Schwellens der Fall sein würde.

Während man in Gebieten langsamer Hebung die durch Terrassen angezeigten Hochstände des Meeres unbedenklich als interglazial erachten kann, liegt es in Gebieten rascher Hebung anders. Hier kommt es, wie sonst, nur dann zur Terrassenbildung, wenn die Lage der Strandlinie eine Zeitlang unverändert bleibt. Das kann der Fall sein, wenn Hebung und Anschwellen des Meeres infolge des Schmelzens einer Vergletscherung in gleichem Schritte geschahen. Die Terrassen- und in tropischen Meeren die Riffbildung geschieht dann vornehmlich in den spätglazialen Zeiten und erleidet in den frühglazialen Zeiten eine entschiedene Unterbrechung. Man darf also Terrassen und Riffe nicht über einen Kamm scheren, sondern muß von Fall zu Fall feststellen, was zu gewärtigen ist.

Dabei leisten die Höhenlagen der Terrassen nur geringe Dienste; denn sie stehen nicht bloß unter dem Einflusse weitverbreiteter eustatischer Bewegungen des Meeresspiegels, sondern auch unter dem der ebenso allgemein vorhandenen, aber verschieden gerichteten Bewegungen der Erdkruste. Durch diese kommen sie, man darf wohl sagen, ganz allgemein in eine von Ort zu Ort wechselnde Lage, und gleichalte Terrassen können sehr verschiedene Höhen haben. Für ihre Parallelisierung wird der Rhythmus von Wichtigkeit sein, in dem sie auftreten. Finden wir an einer Küste drei verschiedene Terrassen, von denen die mittlere besonders stark ausgeprägt ist, so wird man sie mit den drei Interglazialzeiten des letzten Eiszeitalters parallelisieren dürfen, ebenso wie andere, die in anderer Höhe liegen, aber denselben Rhythmus aufweisen. Auf diesem Wege wird es möglich sein, eine strenge Korrelation weit voneinander gelegener Strandlinien zu erzielen und Einblicke zu erhalten, nicht bloß in das verschiedene Verhältnis der eustatischen Schwankungen und strophischen Bewegungen, sondern auch in die klimatischen Verhältnisse, die in den verschiedenen Breiten während des Eiszeitalters geherrscht haben. Denn kann man irgendwo das interglaziale Alter von Schichten erweisen, so wird man auch auf das glaziale etwaiger Zwischenschichten folgern dürfen.

Es sind vielerlei Probleme, die durch ein sorgfältiges Studium der jungen marinen Terrassen gelöst werden können. Das Mittelmeergebiet bietet in dieser Hinsicht ein reiches Arbeitsfeld, wenn man sich von der Vorstellung löst, daß es dort nur eustatische Bewegungen gegeben habe. Gerade im Mittelmeergebiet gibt es jugendliche Hebungen von seltenem Ausmaße, und es erscheint hier möglich, die Anknüpfung des pleistozänen Eiszeitalters an das marine Pliozän zu gewinnen, die im Umkreise der Alpen nicht hergestellt werden kann.

Ausgegeben am 28. Juli.

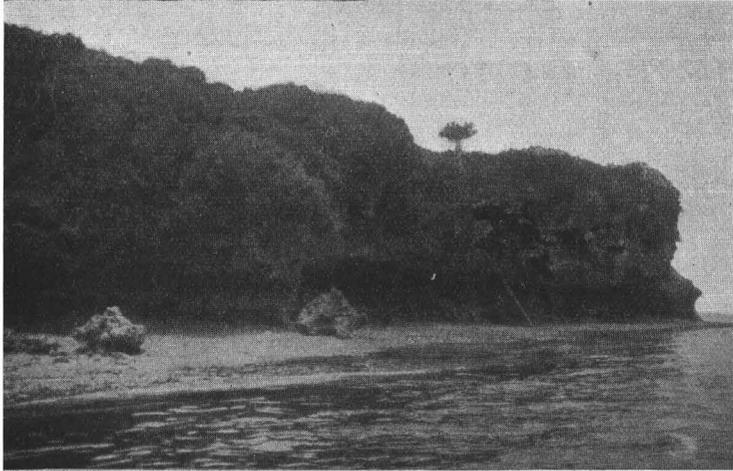


Abb. 1.
Riffkalk mit Brandungskehle und Karsthöhle an der Außenküste bei Ras Kunwongbe.

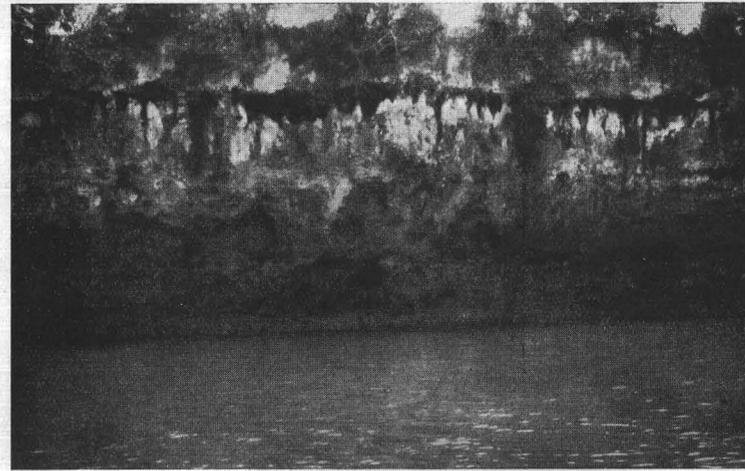


Abb. 2.
Jüngerer Riffkalk über verwittertem, von tiefen Orgeln durchsetztem älteren Riffkalk. Westseite der Kilindini-Bucht.

Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss.

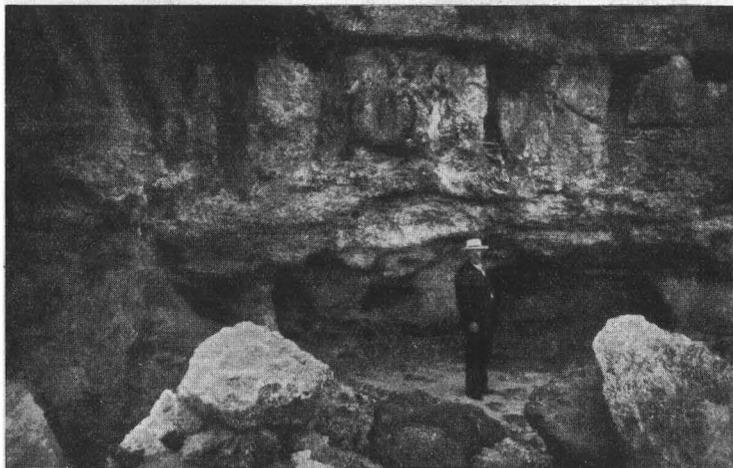


Abb. 3.
Orgeln im älteren Riffkalke und abgewaschene Oberfläche desselben unter dem jüngeren Riffkalk westlich Ras Serani.

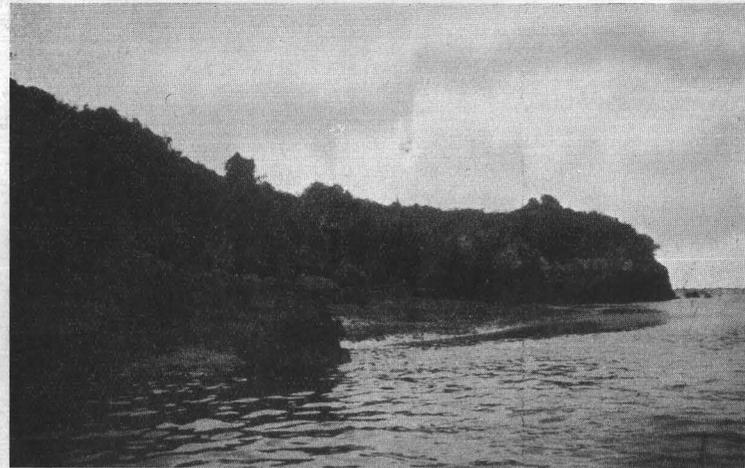


Abb. 4.
Überlagerung der beiden durch scharfe Grenze voneinander geschiedenen Riffkalke westlich Ras Serani.

Phys.-math. Kl. 1934.

Penck: Theorie der Bewegung der Strandlinie.