Zeitschrift: Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK = Mensuration, photogrammétrie, génie rural

Herausgeber: Schweizerischer Verein für Vermessung und Kulturtechnik (SVVK) = Société suisse des mensurations et améliorations foncières (SSMAF)

Band: 78 (1980)

Heft: 7

Artikel: Aktuelle Probleme der Geodäsie und Geodynamik

Autor: Kahle, H.-G.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-230163

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Aktuelle Probleme der Geodäsie und Geodynamik*

H.-G. Kahle

Mit dem Abschluss des Internationalen Geodynamik-Projektes Ende 1979, an dem sich auch die Schweiz mit 14 Arbeitsgruppen aktiv beteiligt hat (vgl. Müller und Oberholzer, 1979), konnte eine Reihe von wichtigen Fragen der Geodynamik beantwortet werden. Zugleich führten die Studien aber auch zu neuen Problemen, die im engen Zusammenhang mit der Geodäsie stehen. Im vorliegenden Aufsatz wird versucht, diese aktuellen Fragestellungen aufzuzeigen. Als Beispiel dient die Erforschung des globalen mittelozeanischen Rückensystems. Die interdisziplinären Forschungsarbeiten und ihre Auswirkungen auf die globale Plattentektonik werden beschrieben. Eine der Hauptaufgaben der Geodäsie in den Achtzigerjahren dürfte in der quantitativen Erfassung der Lithospärenplattenbewegung bestehen, womit ein Beitrag zur vermehrten Zusammenarbeit zwischen Vermessungsingenieuren und Naturwissenschaftern geleistet werden könnte.

Avec l'achèvement en fin d'année 1979 du projet international de géodynamique, auquel la Suisse même participa de manière active par l'intermédiaire de 14 groupes de travail (cf Müller et Oberholzer), une série de questions importantes de la géodynamique ont pu trouver réponse. Les études conduirent en même temps à de nouveaux problèmes en rapport étroit avec la géodésie. Le présent article à pour but de présenter les questions qui se posent actuellement. L'exploration de l'épine dorsale de l'océan méditerranéen dans son ensemble y sert d'exemple. Les travaux de recherche interdisciplinaire et leurs conséquences sur la tectonique globale des couches y sont décrits. Un des buts principaux de la géodésie des années 80 pourrait consister en la saisie quantitative des mouvements de la lithosphère, à laquelle pourrait se greffer une collaboration accrue entre les géodésiens et les spécialistes des sciences naturelles.

A. Einleitung

Die Entdeckung Amerikas war der Ausgangspunkt einer intensiven Kartierung der Erdoberfläche. Auf Landeskarten wurde nach und nach ersichtlich, dass die Küstenlinien von Afrika und Südamerika kongruent zueinander verliefen. Der Geophysiker Alfred Wegener, dessen hundertsten Geburtstag wir in diesem Jahr gedenken, zog daraus weitgehende Schlussfolgerungen und vertrat die Ansicht, dass Afrika und Südamerika früher miteinander verbunden gewesen und später infolge von Kontinentalverschiebung auseinandergedriftet wären. Als Wegener 1930 im Alter von 50 Jahren während seiner vierten Grönlandexpedition starb, standen Geologen und Geophysiker seiner Theorie der Kontinentalverschiebung sehr skeptisch gegenüber. Erst zu Beginn der sechziger Jahre änderten sich die Ansichten über den Aufbau und die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Dies war vor allem auf die Entwicklung neuer Messtechniken in der Geodäsie und Geophysik zurückzuführen: zwei Fachgebiete, die zum einen die Erfassung der Bewegungsvorgänge der Erdoberfläche und zum anderen die Erforschung der geophysikalischen Eigenschaften des Erdinnern zum Ziel haben. In den letzten 20 Jahren sind in der experimentellen Forschung wichtige Fortschritte auf diesen Gebieten erzielt worden. Sie haben uns zum Beispiel ein neues kinematisches Modell für die Entstehung der ozeanischen Erdkruste entlang dem mittelozeanischen Rückensystem und der von dort ausgehenden Bewegung der Lithosphärenplatten aufgezeigt.

Eingeleitet wurden diese neuen Modellvorstellungen, die man mit dem Begriff *globale Plattentektonik* überschreibt, vor allem durch die Entwicklung neuer meeresgeophysikalischer Messtechniken, die es ermöglichten, seismische, magnetische, gravimetrische und Wärmeflussmessungen auch auf hoher See durchzuführen. Sichtbar werden die messtechnischen Fortschritte zum Beispiel auch durch die ersten Seismographen, die ersten Wärmeflussmessungen, das erste Gravimeter und die Aufstellung von Laserreflektoren auf dem Mond. Auch auf dem Gebiet der die Geodäsie und Geophysik interdisziplinär verbindenden *Gravimetrie*, die die Vermessung des Schwerefeldes und die Erforschung der Grösse, Figur und Massenverteilung der Erde sowie deren zeitliche Änderungen zum Ziel hat, haben sich die Fragestellungen geändert. Es sind neue Erkenntnisse hinzugekommen, und die Genauigkeit älterer Ergebnisse konnte erheblich gesteigert werden.

B. Historischer Rückblick

Historisch gesehen gehört die Frage nach der Grösse, Figur und Bewegung der Erde mit zu den ältesten Problemen der Wissenschaft. Nicht selten kam es hier zwischen dogmatischen Lehren und wissenschaftlichen Beobachtungen zu erheblichen Konflikten. Die Physik des Schwerefeldes der Erde wurde früher der klassischen Astronomie zugeordnet. Während sich die Babylonier und Ägypter die Erde als eine auf dem Weltmeer schwimmende flache Scheibe vorstellten und die Norweger annahmen, dass dieses Meer von einem Feuerring umgeben wäre, dessen Leuchten man nachts im Polarlicht sehen könne, wichen zuerst die Griechen vor etwa 2500 Jahren von diesem Weltbild ab. Bereits Thales von Milet (640–547 v. Chr.) und Pythagoras (570–495 v. Chr.) waren von der Kugelgestalt und Drehung der Erde, des Mondes und der Sonne sowie vom Umlauf der beiden inneren Planeten Merkur und Venus überzeugt.

Nach dem Zerfall der griechischen Stadtstaaten am Ende des Pelopponesischen Krieges fand die quantitative Wissenschaft in Alexandria eine neue Heimat. Aristarch von Samos (310–230 v. Chr.) bestimmte dort nicht nur die Entfernung zur Sonne und zum Mond, sondern auch die Durchmesser von Erde, Mond und Sonne. Er war es auch, der als erster das *heliozentrische Weltbild* lehrte. Bald nach Aristarch hat Eratosthenes (276–194 v. Chr.) in Ägypten den Erdumfang bestimmt, indem er die Abhängigkeit der Kulminationshöhe der Sonne von der geographischen Breite zugrundelegte. Zur Zeit der Sommersonnenwende betrug der Kulminationswinkel in Alexandria nach seinen Messungen ~ 1/50 des Grosskreises, woraus er schloss, dass der Erdumfang gleich der 50fachen Entfernung von Assuam nach Alexandria sein müsse. Als Ergebnis erhielt er 46'250 km und hatte damit durchaus die richtige Grössenordnung für den Erdumfang erhalten. Diese Methode der sogenannten

*Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, ETH-Zürich, Separata Nr. 9

Gradmessung wird auch heute noch verwendet.
Ihren Abschluss fand die antike Planetentheorie einige hundert Jahre später durch Claudius Ptolemäus (85–160 n. Chr.), der um 150 n. Chr. in seinem berühmten Almagest, dem 13bändigen Handbuch der Astronomie, das *geozentrische Weltbild* lehrte, welches bis ins 15. Jahrhundert akzeptiert wurde. Erst Nikolaus Kopernikus (1473–1543) wich von diesem Weltbild ab, als er die Arbeiten von Aristarch zu lesen bekam, die nach der Eroberung von Konstantinopel (1453) durch byzantinische Gelehrte wieder verbreitet wurden. Kopernikus begründete das wohlbekannte heliozentrische Weltbild, in dem die Sonne im Mittelpunkt der Planetenbahnen war.
Nach der Konstruktion des dioptrischen Fernrohrs durch Galilei (1564–1642) im Jahr 1609 und mit dem umfangreichen Datenmaterial des dänischen Astronomen Tycho Brahe (1546–1601) konnte Johannes Kepler (1571–1630) seine nach ihm benannten drei Planetenbahnengesetze aufstellen, wonach sich 1.) die Planeten auf Ellipsenbahnen bewegen, in deren Brennpunkt die Sonne steht, 2.) der Radiusvektor des Planeten in gleichen Zeiten gleiche Flächen überstreicht und 3.) die Quadrate der Umlaufzeiten zweier Planeten sich wie die Kuben ihrer grossen Bahnhalbachsen verhalten. Die weitere Entwicklung des durch Kopernikus und Kepler begründeten Weltbildes basiert auf der durch Galilei geschaffenen neuen Mechanik. Er entdeckte die Gesetze des *freien Falls,* der *Pendelbewegung* und der *Trägheit der Masse*. Seine Arbeiten finden ihre Fortsetzung in Newtons (1642–1727) Forschungsergebnissen. Ihm gelingt es, durch die Entdeckung des Gravitationsgesetzes das heliozentrische Weltbild physikalisch zu erklären. Er findet, dass die Kraft, die die Planeten und Monde auf ihrer Umlaufbahn halten, die gleiche ist, die den Stein zur Erde fallen lässt: die Schwerkraft.

Mit der Aufstellung des Gravitationsgesetzes, von dem Newton übrigens aufgrund seiner Studien annahm, dass Pythagoras bereits davon gewusst haben musste, vermochte er für das ganze 18. Jahrhundert die Mathematiker damit zu beschäftigen, seine Dynamik und Himmelsmechanik in die mathematische Sprache zu übersetzen. Die Vorstellung einer geradlinig wirkenden Anziehungskraft wirkte auf die Mathematiker eher wie magische Träumerei. Selbst Leibniz machte ihm den Vorwurf, mit seiner Gravitation ‹eine neue okkulte neuplatonische Komponente in die Wissenschaft eingeführt zu haben›. Im übrigen traute man Newton auch nicht so recht mit seinen optischen Versuchen, in denen er ‹das edle weisse Licht mit einem teuflischen Spalt so vergewaltigt und verengt hatte, dass es nur noch als geometrischer Strahl auf ein Prisma geleitet wurde, um dort in die 7 Spektralfarben zu zerfallen›. (Figala und Fleckenstein, 1977).

Verständlicherweise befriedigt zeigten sich die Zweifler und Gegner des Gravitationsgesetzes, als der im Jahr 1781 von Herschel (1738–1822) entdeckte neue Planet Uranus im Laufe des Jahres von seiner Bahn in einer Weise abwich, die mit dem Gesetz im Widerspruch zu stehen schien. Daraufhin postulierten gleichzeitig der französische Astronom Leverrier und der britische Forscher Adams, dass ein unbekannter Himmelskörper vorhanden sein müsse, der die Umlaufbahn des Uranus beeinflusste. Sie bestimmten den Ort, an dem sich dieser Himmelskörper aufgrund des Gravitationsgesetzes befinden müsse. Als dieser Himmelskörper im Jahr 1846 von Galle (1812–1910) tatsächlich gefunden wurde – es war der Planet Neptun –, erlebte Newtons Gravitationstheorie einen grossen Triumph.

Die um die Jahrhundertwende zusätzlich beobachteten Abweichungen der Uranusbahn führten auf eine jahrzehntelange Suche nach einem neunten Planeten, der erst 1930 entdeckt wurde: der Planet Pluto.
Aus neueren Untersuchungen und mit Einbeziehung der Existenz des erst vor zwei Jahren entdeckten Mondes des Pluto ergibt sich jedoch eine so geringe Plutomasse, dass er für die Bahnstörung des Uranus nicht in Frage kommt und somit seine Entdeckung ein Zufall gewesen sein dürfte. Ob die Abweichungen der Uranusbahn durch einen transplutonischen zehnten Planeten verursacht werden, bleibt der Spekulation überlassen.

Eine weitere, scheinbar im Widerspruch zur Newtonschen Gravitationstheorie stehende Beobachtung machten die französischen Geodäten Bouguer und La Condamine im Jahr 1749, als sie während ihrer Gradmessungen in Peru am Chimborazzo bei Lotabweichungsmessungen feststellten, dass die Gebirgsmasse des Chimborazzo eine wesentlich kleinere Ablenkung des Lotes verursachte, als theoretisch nach Newtons Gravitationsgesetz zu erwarten war (Abb. 1). 100 Jahre später beobachteten Airy (1855) und Pratt, dass auch die Massen des Himalaya-Massivs das Lot nur um wenige Bogensekunden anstatt um Bogenminuten ablenkten. Wenn das Gravitationsgesetz gelten sollte, mussten im Untergrund verborgene Kompensationsmassen existieren.

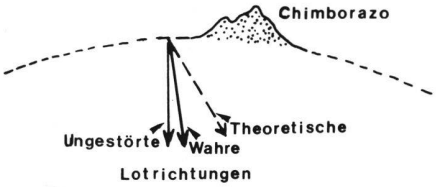

Abb. 1 Lotabweichungen am Chimborazo

Es stellte sich die Frage, wie diese Kompensationsmassen verteilt sind und welche Kräfte bei der Gebirgsbildung wirksam werden.

C. Aktuelle Fragestellungen

Diese Probleme sind auch heute noch von grosser Aktualität, wie die Zielsetzungen des jüngst beendeten Internationalen Geodynamik-Projektes (IGP) belegen. Im Rahmen des IGP-Projektes nimmt die Frage nach der Bewegung und Dynamik der gegenwärtig ablaufenden Krustenbewegungen eine zentrale Stellung ein. Es stellen sich zum Beispiel folgende Fragen:
Wie lassen sich noch heute beobachtete Hebungen, wie z.B. in Kanada (Hudson Bay), in Fennoskandien (Finnland, Schweden, Norwegen) oder in den alpidischen Gebirgsgürteln (z.B. Alpen, Himalaya usw.) klären? Wie sieht das Schwerefeld über diesen Gebieten aus? Welche Implikationen ergeben sich aus den Anomalien des Schwerefeldes für die Antriebsmechanismen dieser Hebungen? In welcher Beziehung stehen andere tektonische Strukturen, wie z.B. Tiefseegräben, kontinentale Riftsysteme sowie mittelozeanische Rücken mit den beobachteten Schwereanomalien, die durch Dichtekontraste verursacht sind, welche die Dynamik dieser seismisch aktiven Zonen mitbestimmen?
Endgültige Antworten auf diese aktuellen Fragen sind vollumfänglich heute noch nicht möglich, aber einige wichtige Teilbereiche werden mit gewisser Sicherheit verstanden. Ziel dieses Aufsatzes soll sein, die heutigen Kenntnisse der Geodäsie und Geodynamik im Zusammenhang mit diesen Problemen aufzuzeigen.

D. Beispiel: Globales Mittelozeanisches Rückensystem

Projekt FAMOUS

Die Verbindung zwischen der Geodäsie und Geodynamik soll nun an Hand eines ausgesuchten Beispiels erläutert werden, das sich mit dem alle Weltmeere durchziehenden *mittelozeanischen Rückensystem* befasst. Zu einer der spektakulärsten Unternehmungen der letzten Jahre in der Erforschung des mittelozeanischen Rückens zählt zweifellos das Projekt FAMOUS (French American Mid-Ocean Undersea Study). Während der Ausführung dieses Projektes tauchten drei Tauchboote etwa 400 Meilen südwestlich von den Azoren mehrfach in die Tiefen des mittelatlantischen Rückens. Auf dem Boden des grabenartigen zentralen Tales (Rift valley), zu dessen Seiten die steilen Wände der Rückenflanken um 1700 m

aufragen, sammelten die Wissenschafter Gesteinsproben, führten magnetische und Wärmeflussmessungen aus, machten Bodenfotographien und untersuchten die Seismizität (Heirtzler und Bryan, 1975). Die erfolgreichen Taucharbeiten in dem submarinen ‹rift valley› stellen einen grossen technischen Fortschritt dar. Es besteht die Hoffnung, dass durch die Auswertungen viele noch ungelöste Fragen im Zusammenhang mit der Entstehung neuer ozeanischer Erdkruste entlang den mittelozeanischen Rücken und der von hier ausgehenden Bewegung der Lithosphärenplatten beantwortet werden können. Das Projekt FAMOUS bildet einen vorläufigen Höhepunkt in der Erforschung dieser tektonischen Struktur. Ihm sind äusserst intensive Untersuchungen in den letzten 20 Jahren vorausgegangen, wobei fast alle wichtigen Teilgebiete der Geophysik, wie die Magnetik, Seismologie, Geothermik und Gravimetrie, einbezogen worden sind.

Topographie, Seismologie und Geothermik

Den Beginn dieser Untersuchungen könnte man mit dem Jahr 1956 datieren, als Ewing und Heezen zum ersten Mal auf den durchgehenden globalen mittelozeanischen Rücken aufmerksam machten. Sie hatten diese Struktur durch unzählige Echolotungen anhand der Topographie identifiziert. Ein oft zitiertes Beispiel für einen Grössenvergleich ist das Matterhorn, das höhen- und reliefmässig mit den bizarren submarinen Gebirgsformen der Rücken und Rift Valleys vergleichbar ist (Abb. 2). Ausser dem topographischen Kriterium gab es vor 20 Jahren auch schon einige Hinweise darauf, dass die Rücken mit Erdbeben verbunden waren. Der Tatsache aber, dass sich diese Erdbeben in auffallend schmalen Gürteln, exakt entlang den Rücken und Bruchzonen (fracture zones) ereignen, wurde man sich erst nach 1959 aufgrund der Arbeiten von Heezen, Tharp und Ewing bewusst. Im Zentrum der Rücken zeigten sich auf vielen Profilen zentrale grabenartige Vertiefungen (Rift valleys), die mit ausgeprägten positiven magnetischen Anomalien verbunden waren. Die Koinzidenz der Riftvalleys mit seismischer Aktivität und starken magnetischen Anomalien unterstrich nicht nur die Bedeutung des mittelozeanischen Rückens als einer wichtigen geologischen Struktur, sondern zeigte auch, dass das Rückensystem gegenwärtig aktiv ist. Die Koinzidenz zwischen den Rücken und der Seismizität ermöglichte es Heezen und Ewing (1960) zum ersten Mal, eine Vorhersage über die Existenz des Rückens in bis dahin noch nicht vermessenen Gebieten zu machen. Aufgrund der Seismizität zwischen dem Agulhas- und dem Antarktischen Becken konnte man voraussagen, dass dort das Verbindungsstück zwischen dem mittelozeanischen und indischen Rücken liegen müsse. Tatsächlich wurde diese Behauptung 1960 während der historischen Vema-16-Fahrt nachgewiesen.

In dieser Zeit war es inzwischen durch die Arbeiten von Bullard, Maxwell, Revelle (1956) und von Herzen und Maxwell (1959) bekannt geworden, dass die Rücken mit Wärmeflussanomalien verbunden waren, die den durchschnittlichen ozeanischen Wärmefluss um das zwei- bis dreifache überstiegen. Dies wurde als Hinweis darauf gedeutet, dass warmes Material unter den Rücken näher an den Meeresboden heraufreicht als unter den benachbarten Ozeanbecken.

Mit folgendem Kenntnisstand ging man in die sechziger Jahre: Man wusste von der Existenz der Rücken als einer submarinen Gebirgskette mit axialem grabenartigem Tal, das um bis zu 2000 m tiefer lag als die Grate der Rückenflanken. Die Rückenabschnitte waren durch Bruchzonen gegeneinander versetzt. Geophysikalisch gesehen waren die Rücken durch ausgeprägte magnetische Anomalien, grosse Wärmeflusswerte und Seismizität charakterisiert. Hiermit war der Grundstein für ein intensives internationales Interesse an dieser globalen tektonischen Struktur gelegt, und es begannen verstärkte Anstrengungen, diese Gebiete systematisch zu erforschen und ihre Bedeutung für die Tektonik zu analysieren.

Magnetik

Eine der grundlegenden Hypothesen ging von der Vermessung der magnetischen Anomalien aus. Während der damals gerade begonnenen Internationalen Indischen Ozean Expedition (IIOE) beteiligten sich Vine und Matthews

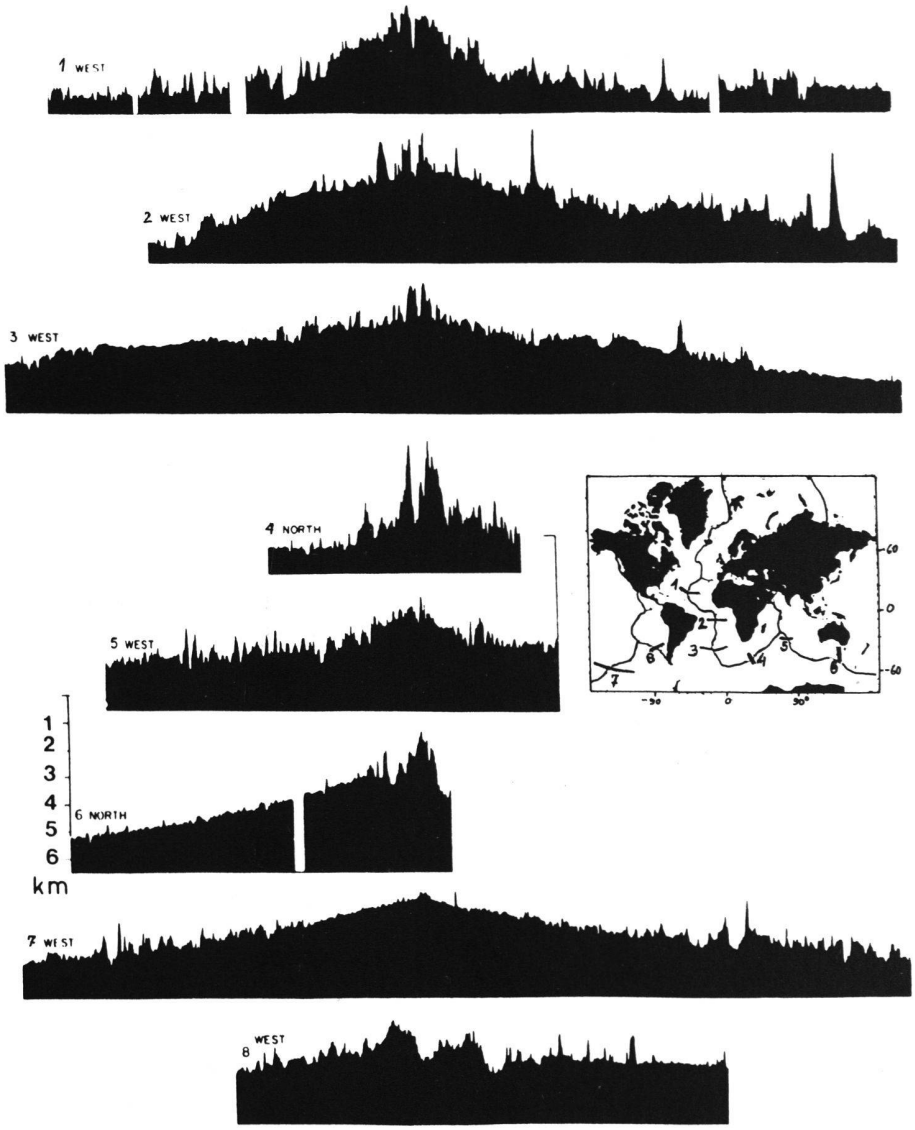

Abb. 2 Topographie des globalen mittelozeanischen Rückens nach Heezen et al. (1959)

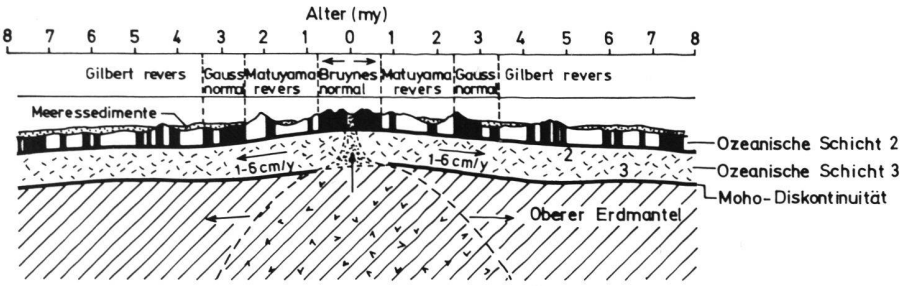

Abb. 3 Magnetisierung der ozeanischen Schicht 2 nach Bott (1970)

(1963) an den magnetischen Messungen im Gebiet des Carlsberg-Rückens im nordwestlichen Indischen Ozean. Bei ihren Auswertungen stellten sie fest, dass der zentrale Teil des Rückens positive magnetische Anomalien aufwies, während die Rückenflanken mit negativen Anomalien verbunden waren. Sie wussten aufgrund der Arbeiten von Ewing, Hirshman und Heezen (1959), dass im allgemeinen positive Anomalien den Rücken streifenförmig folgten. Ausserdem waren ihnen die gleichzeitig zu Land gemachten Beobachtungen der magnetischen Feldumkehrungen sowie das von Dietz (1961) und Hess (1962) vorgeschlagene Modell der Meeresbodenausbreitung (seafloor spreading) bekannt. Aus diesen Tatsachen zogen sie folgende Schlussfolgerungen:

Die negativen Anomalien über den Flanken des Carlsberg-Rückens deuteten sie, indem sie annahmen, dass sich ständig neues ozeanisches Krustenmaterial entlang des Rückens bildet und nach dem Aufstieg aus dem Erdinnern – während der Abkühlung unter den Curie Punkt – in Richtung des zu der betreffenden Zeit gerade herrschenden erdmagnetischen Feldes magnetisiert wird. Durch das Nachdrängen weiteren Lithosphärenmaterials bewegen sich die magnetischen Krustenblöcke zu beiden Seiten des Rückens symmetrisch auseinander, wobei sie die ‹eingefrorene› magnetische Feldrichtung beibehalten. Nach einer globalen erdmagnetischen Feldumkehrung wird die neu gebildete ozeanische Erdkruste in Richtung des neuen Magnetfeldes magnetisiert. Der neue Krustenblock ist nun im Vergleich zu den älteren – jetzt benachbart liegenden – Krustenblöcken invers magnetisiert. So entsteht aus dem zeitlichen Nacheinander ein räumliches Nebeneinander. Die Magnetisierung hat ihre Ursache in der ozeanischen Schicht 2 der Erdkruste (Abb. 3). Sie ist 2 km mächtig, liegt unter den Meeressedimenten und besteht im wesentlichen aus Laven und Basalten (Lowrie et al., 1973; Lowrie, 1974). Die Hypothese von Vine und Matthews begann sich 1965 zu erhärten, als Vine und Wilson (1965) das Magnetfeld des Juan de Fuca-Rückens westlich von Vancouver analysierten. Dort gab es erstens sichtbare Hinweise auf eine symmetrische Anordnung der magnetischen Anomalien auf beiden Seiten des Rückens, und zweitens liessen sie sich zwanglos mit Hilfe der inzwischen verbesserten Zeitskala der magnetischen Feldumkehrungen von Cox, Doell und Dalrymple (1964) modellmässig erklären und einordnen. Der eigentliche Durchbruch der Vine- und Matthews-Hypothese erfolgte 1966, als Pitman und Heirtzler ein über 2000 km langes magnetisches Profil quer zum ostpazifischen Rücken auswerteten, das sie während der historischen Eltanin-19-Fahrt aufgenommen hatten. Auf diesem einzigartigen Profil liessen sich alle magnetischen Polaritätsepochen ablesen, die man bereits durch gesteinsmagnetische Untersuchungen und Altersbestimmungen auf dem Festland gefunden hatte. Mit diesem Profil gelang es, magnetische Feldumkehrungen bis vor etwa 50 Mio. Jahren zurückzuverfolgen. Von entscheidender Bedeutung für die absolute Datierung der zunächst nur relativen magnetischen Statigraphie waren Bohrungen der Glomar Challenger. Man führte Altersbestimmungen an Bohrproben aus, die aus Gebieten stammten, über denen gut definierte magnetische Anomalien beobachtet wurden. Heute ist man in der Lage, aufgrund der magnetischen Stratigraphie das Alter des Meeresboden bis vor etwa 150 Mio. Jahren zurückzudatieren (Larson et al., 1972, 1975; Pitman et al., 1974; La Brecque et al., 1977). Die symmetrische Anordnung der magnetischen Anomalien überzeugte endgültig, dass sich der Meeresboden symmetrisch vom Rücken ausgebreitet haben musste. Als Pitman und Heirtzler ausserdem feststellten, dass die magnetischen Streifenanomalien des ostpazifischen Rückens mit denen des nordpazifischen, des indischen und des atlantischen Rückens korrelierten, war die globale Erscheinung der Meeresbodenausbreitung bewiesen.

E. Globales plattentektonisches Modell

Die magnetischen Beobachtungen wurden zum grossen Teil von Forschern des amerikanischen Lamont-Doherty Geological Observatory der Columbia Universität, New York, gemacht. Als Pitman und Heirtzler den dortigen Seismologen das Eltanin-19-Profil vorlegten, begann eine intensive interdisziplinäre Zusammenarbeit. Insbesondere der amerikanische Seismologe Sykes begann, Erdbebenmechanismen entlang den Rückenabschnitten zu analysieren. Der Grund für das Interesse an den Herdmechanismen war einleuchtend: Wilson (1965) hatte gerade eine neue Interpretation für die Bruchzonen vorgeschlagen. Während bei den sogenannten ‹Transcurrent Faults› die von den Verwerfungslinien getrennten Lithosphärenblöcke in einem durchgreifenden Bewegungsvorgang gegeneinander verschoben würden, breiten sich die Blöcke bei dem von Wilson vorgeschlagenen Typ der ‹Transform-Faults› zu beiden Seiten des Rückens in entgegengesetzte Richtungen aus. Die entscheidenden Unterschiede zwischen diesen beiden Verwerfungstypen bestehen in folgenden Kriterien:

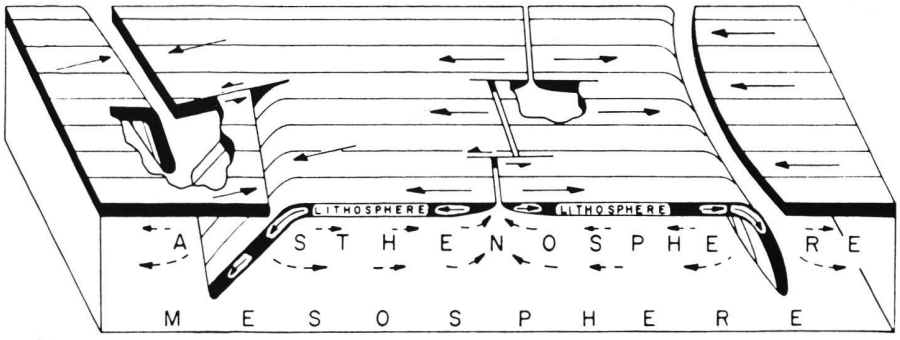

Abb. 4 Globales plattentektonisches Modell nach Isacks, Oliver und Sykes (1968)

Erstens ist der Bewegungssinn im Gebiet zwischen den Rückenabschnitten unterschiedlich: Eine rechtssinnige ‹Transform Fault› entspricht einer linkssinnigen ‹Transcurrent Fault›, und zweitens müssen sich die mit den Verschiebungen verbundenen Erdbeben bei den ‹Transform Faults› im wesentlichen auf das Gebiet zwischen den Rückenabschnitten beschränken, während sie bei Transcurrent Faults infolge gegensinniger Bewegung weit darüber hinausgreifen würden.

Aufgrund dieser beiden Unterscheidungsmerkmale hoffte Sykes (1967), mit Hilfe von herdmechanischen Lösungen eines der beiden Modelle ausschliessen zu können. Ein weltweites Netz von neu installierten Erdbebenstationen gestattete ihm die genaue Ortung der Erdbebenzentren. Sykes untersuchte zunächst 17 Erdbeben, die zwischen 1962 und 1966 entlang des mittelatlantischen Rückens stattgefunden hatten. Aus der Lage der Epizentren ergab sich deutlich, dass die Beben tatsächlich auf das Gebiet zwischen den Rückenabschnitten beschränkt waren und ausserdem der Bewegungssinn dem der Transform-Fault entsprach. Zusammen mit Isacks und Oliver, die seismologische Untersuchungen im Gebiet der Tiefseegräben ausführten, veröffentlichte er ein kinematisches Modell für die Vine- und Matthews-Hypothese (Isacks et al., 1968)(Abb. 4).

Das Modell besteht aus einer sich bewegenden Lithosphärenplatte, die entlang des Rückens gebildet wird und in sogenannten Subduktionszonen (z.B. Tiefseegräben) wieder in das Erdinnere abtaucht. Die Erdoberfläche lässt sich aufgrund der Verteilung der Rückensysteme und Subduktionszonen in sechs grössere Einheiten aufgliedern: Die amerikanische, eurasische, indisch-australische, afrikanische, antarktische und pazifische Lithosphärenplatte. Nach diesem Modell können die Platten gleichzeitig Kontinente und Ozeane enthalten. Ihre Ränder fallen also nicht wie bei Wegener mit den Kontinentalrändern, sondern mit den grossen Seismizitätsgürteln (Barazangi and Dorman, 1969) der Erde zusammen. Tiefenmässig umfasst die Lithosphäre die Erdkruste und einen Teil des oberen Erdmantels. Als obere Begrenzung der Lithosphäre pflegt man den Beginn einer Zone mit erniedrigten seismischen Scherwellengeschwindigkeiten anzusehen. Die Mächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre ist altersabhängig. Sie reicht von 25 km unter den Rücken, über 60 km bei einem Alter von 10 Mio. Jahren bis zu 90 km für 150 Mio. Jahre alte ozeanische Lithospäre (Forsyth, 1977). Unter Kontinenten kann die Lithosphäre zwischen 100 und 150 km mächtig werden. Die Viskosität nimmt entlang der Lithosphärenbasis infolge teilweiser Schmelze um mehrere Zehnerpotenzen ab. Eine mechanische Kopplung zwischen der Lithosphäre und der darunter liegenden Asthenosphäre ist gering. Stattdessen muss man davon ausgehen, dass ein Rückstrom in der Asthenosphäre vorhanden ist, der von der Subduktionszone zum Rücken zieht und für den Massenausgleich sorgt.

F. Antriebsmechanismus

Dynamische Modelle und Wärmefluss

Die grossräumige Konvektion, von deren Kinematik man bisher nur den oberflächennahen Teil zu kennen beginnt, setzt einen gewissen Antriebsmechanismus voraus (Abb. 5). Das Studium dieses Antriebsmechanismus ist nach wie vor eines der Hauptthemen von internationalen geodynamischen Projekten, an denen sich auch die Schweiz beteiligt (Mueller und Oberholzer, 1979). Die prägnante topographische Herauswölbung der ozeanischen Rücken und der erhöhte Wärmefluss lassen es möglich erscheinen, dass der Rücken am Antriebsmechanismus beteiligt ist. Da die kinetische Energie der Lithosphärenbewegung im wesentlichen aus der Wärmeenergie stammt, braucht man zur Berechnung der Energie genaue Wärmeflussmessungen vom Gebiet der Rücken bis hinab zu den benachbarten Tiefseegräben. In den Tiefseebecken beträgt der Wärmefluss für Meeresbodenalter von 50 Mio Jahren und mehr 1,0–1,2 µcal $cm^{-2}s^{-1}$, während er im Bereich der Rücken auf 3–5 µcal $cm^{2}s^{-1}$ ansteigt (Sclater und Francheteau, 1970) (Abb. 6). Die mathematische Behandlung dieser Wärmeflussverteilung ist ein kompliziertes Problem, dessen Lösung durch die Auswertung von partiellen Differentialgleichungen zweiter Ordnung beschrieben wird, so z. B. Werner und Kahle (1980). Dabei nimmt man an, dass der gerade neu gebildete Lithosphärenblock mit einer randlichen Anfangstemperatur von etwa 1300° erwärmt ist und sich mit einer Driftgeschwindigkeit von einigen cm/Jahr fortbewegt. Während dieser Bewegung findet ein Temperaturausgleich statt, wobei Wärme nach oben und unten abgegeben wird. Mit diesem dynamischen Modell kann man nicht nur die beobachtete Abnahme des Wärmeflusses vom Rücken zum Tiefseebecken, sondern auch den noch verbleibenden relativ hohen Wärmestrom in den Tiefseebecken erklären, der in der gleichen Grössenordnung liegt wie derjenige in präkambrischen Schilden (Lee und Uyeda, 1965; Polyak und Smirnov, 1968). Die Gleichheit des ozeanischen und kontinentalen Wärmeflusses stellte schon bei den ersten Beobachtungen ein Problem dar; denn die ozeanische Erdkruste enthält im Gegensatz zur kontinentalen Erdkruste

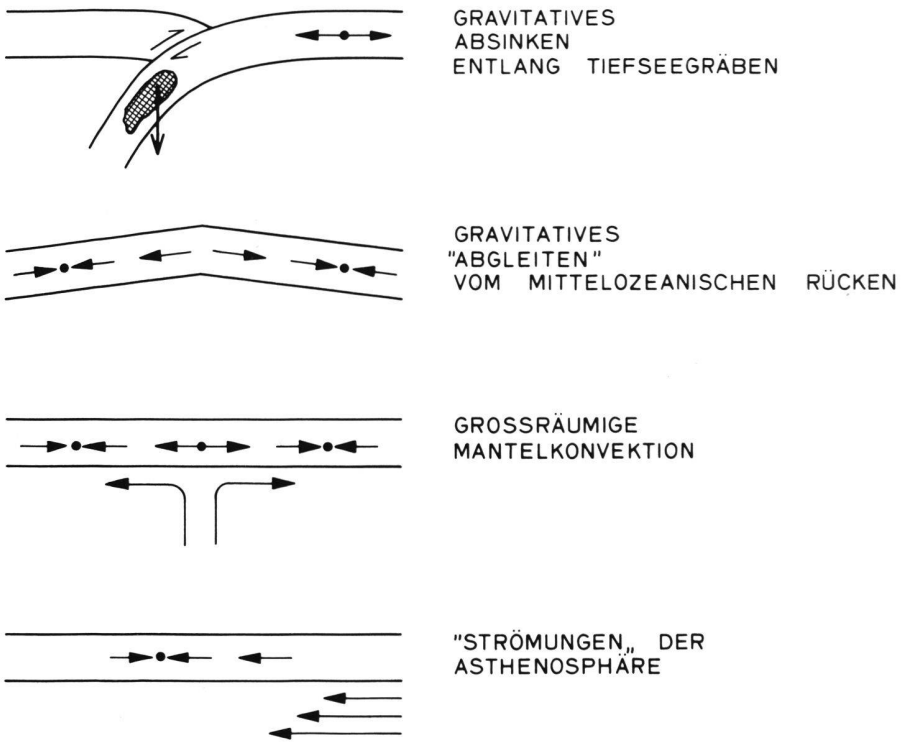

Abb. 5 Modelle zur Dynamik der Lithosphärenplatten

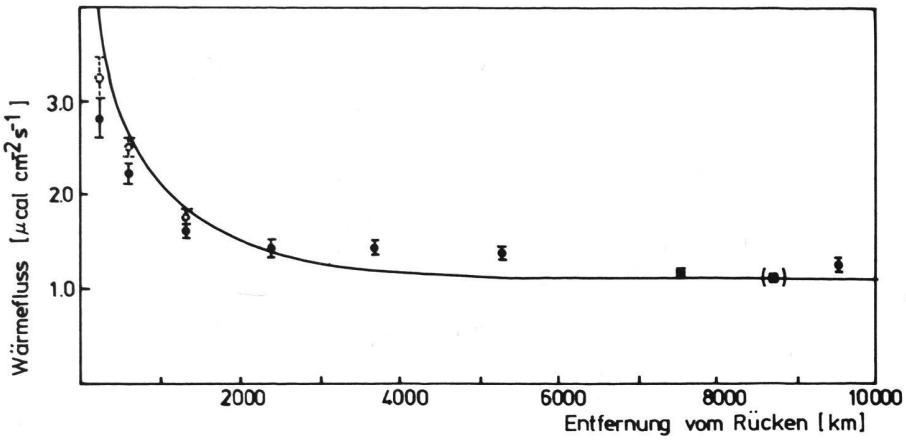

Abb. 6 Wärmeflussverteilung im Nord-Pazifik nach Sclater und Francheteau (1970)

keine Granitschicht, welche sehr wesentlich zum Wärmestrom auf Kontinenten beiträgt.

Gravimetrie und potentielle Energie

Die geneigte Lage der Lithosphärenplatten legt die Vorstellung einer schiefen Ebene nahe, auf der die Platten aufgrund der potentiellen Energie heruntergleiten (Gravitational sliding) (vgl. Abb. 5). Um die Grösse der potentiellen Energie abzuschätzen, muss man die Massenverteilung unter den Rücken bestimmen. Dies geschieht mit Hilfe der Vermessung und Auswertung des Schwerefeldes (Talwani et al., 1965).

In Abbildung 7 sind die Bouguer-Schwereanomalien mit einem plausiblen Dichtemodell dargestellt. Die Bouguer-Anomalien stellen diejenigen Schwerestörungen dar, welche man im Meeresniveau messen würde, wenn normale ozeanische Erdkruste den Raum des Meerwassers einnehmen würde. Bei den Bouguer-Anomalien ist der Effekt des Meerwassers rechnerisch berücksichtigt.

Die stark positiven Bouguer-Anomalien (+ 350 mgal*) über dem Tiefseebecken deuten darauf hin, dass dort der dichtere Erdmantel (Dichte = 3,4 gcm^{-3}) höher liegt (Tiefe = 12 km) als vergleichsweise unter Gebirgen (Tiefe ≈ 50 km), die mit negativen Bouguer-Anomalien verbunden sind (vgl. z. B. Kahle et al., 1980). Der mittelozeanische Rücken selbst ist durch ein ausgeprägtes relatives Bouguer-Minimum gekennzeichnet, was auf ein Massendefizit unter dem Rücken hindeutet. Geht man vom Tiefseebecken (etwa 700 km vom Rücken entfernt) in Richtung des ‹Spreading-Zentrums›, so bemerkt man einen deutlichen Anstieg des Erdmantels, der in einer Entfernung von 300 km vom Rücken bereits in 10 km Tiefe angetroffen wird. Dieser Anstieg der Krusten-Mantelgrenze ist durch eine laterale Massenzunahme charakterisiert; denn dichteres Mantelmaterial ersetzt leichteres Krustenmaterial. Weiter oben wird die ozeanische Schicht 3 der Erdkruste zum Teil zwar durch noch leichteres Material der ozeanischen Schicht 2 verdrängt, aber diese relative Massenabnahme reicht bei weitem nicht aus, um den Massenüberschuss des aufsteigenden Mantels zu kompensieren. Zusätzlich nimmt auch noch die Wassertiefe ab, was einer weiteren relativen Massenzunahme entspricht. Trotz dieses offensichtlichen Massenüberschusses verändert sich die Bouguer-Anomalie nicht in entsprechendem Mass. Sie nimmt gegen das Rückenzentrum hin systematisch ab. Theoretisch müsste man mit einer Zunahme von mindestens 100 mgal pro 1 km Wassertiefenabnahme rechnen.

Wenn man die seismischen Geschwindigkeiten nach empirischen Geschwindigkeits-Dichterelationen in Dichtewerte umrechnet, so ergibt sich das in Abb. 7 dargestellte Massenmodell, das mit den seismischen und gravimetrischen Daten kompatibel ist. Als wesentliches Ergebnis erhält man einen anomalen oberen Mantel unter dem Rücken, der nur eine Dichte von 3,15 gcm^{-3} aufweist und bis in 35 km Tiefe reicht. Dies ist nicht das einzige mögliche Modell; man könnte zum Beispiel eine inhomogene Dichteverteilung mit anderen Tiefen annehmen, die mit den Beobachtungsergebnissen ebenfalls verträglich wäre. Diese Modelle geben jedoch auch die anomal niedrige Dichte des Mantels unter dem Rücken wieder. Wir können in jedem Fall folgern, dass die Hochlage der mittelozeanischen Rücken (Sclater et al., 1975) massenmässig in der Tiefe kompensiert ist. Bei einer Abschätzung der potentiellen Energie kann man also nicht einfach die topographischen Massen in Rechnung setzen, sondern man muss die Kompensationsmasse in der Tiefe berücksichtigen.

Eine grobe Abschätzung der in der topographischen Hochlage des gesamten mittelozeanischen Rücken-Systems enthaltenen potentiellen Energie gibt Werte in der Grössenordnung von 10^{27} erg/Jahr. Vergleichsweise beträgt die aus der Erdoberfläche ausströmende Wärmeenergie etwa 10^{28} erg/Jahr und die in Erdbeben jährlich freigesetzte Energie ungefähr 10^{25} erg. Damit liegt die potentielle Energie der Lithosphärenplatten durchaus in einer Grössenordnung, die eine Beteiligung des mittelozeanischen Rückens beim Antrieb der Driftbewegung als möglich erscheinen lassen.

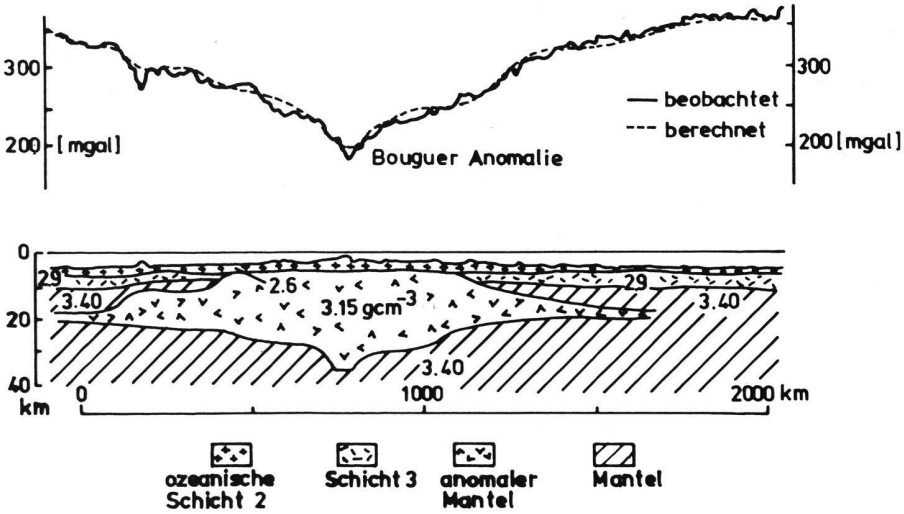

Abb. 7 Bouguer-Schwereanomalien und Dichtemodell des Mittelatlantischen Rückens nach Talwani, Le Pichon und Ewing (1965)

* 1 mgal = 1/1000 $\frac{cm}{sec^2}$ ≈ 1 Millionstel der Erdschwere

H. Ausblick

Anhand des Beispiels der Erforschung der ozeanischen Rücken hoffe ich gezeigt zu haben, dass es mit neuen Hypothesen der Plattentektonik gelungen ist, früher entwickelte Auffassungen über Phänomene der Kontinentalverschiebungen und Gebirgsbildungen im Zusammenhang mit Konvektionsströmen im Erdinnern zu einer einheitlichen Vorstellung zusammenzufassen.

Letztlich stellten die ozeanischen Rükkensysteme ein Endglied in der Kette der Entwicklungsgeschichte der Ozeane dar (Mueller, 1970, 1978), die von der Ausdünnung kontinentaler Erdkruste (z. B. Rheingraben) in eine zunehmende ozeanische Erdkruste übergeht (z. B. Rotes Meer) und schliesslich in einem jungen Ozeanbecken (z. B. Golf von Aden) endet. Nach wie vor ist eine zeitliche Festlegung der gegenwärtigen Ausbreitungsgeschwindigkeit des Meeresbodens, des Aufstiegs neuen Krustenmaterials unter den mittelozeanischen Rücken, des Abtauchens in den Subduktionszonen und der Heraushebung in den alpidischen Gebirgsgürteln nicht eindeutig bekannt. Grössenordnungsmässig kann man mit mehreren cm/Jahr Ausbreitungsgeschwindigkeit rechnen.

Die Bedeutung moderner geodätischer Messtechniken liegt darin, diese Ausbreitungsgeschwindigkeiten zeitlich und geographisch zu erfassen. Zu den modernen Methoden der Geodäsie zählen unter anderem absolute und relative Schweremessungen, Richtungs- und Distanzmessungen nach künstlichen Erdsatelliten, Messungen von Doppler-Frequenzverschiebungen nach Transit-Satelliten sowie radioastronomische Vermessungen von Radiowellen, die von quasistellaren Radioquellen ausgehen. Mit diesen Methoden wird ein globales Koordinatennetz erstellt, dessen Stützpunkte auf cm bis dm genau bekannt sind. Mit Wiederholungsmessungen beabsichtigt man, die Bewegungen dieser Festpunktfelder geodätisch zu erfassen und damit Aufschlüsse über die absoluten Plattenbewegungen zu erhalten. Ein offensichtliches Anwendungsgebiet dieser geodätischen Messmethoden besteht z. B. darin, die mit energiereichen Erdbeben verbundenen Bewegungen der Erdoberfläche messtechnisch zu verfolgen und als zusätzliches Hilfsmittel zur Erdbebenvorhersage einzusetzen. Im Ausblick für die achtziger Jahre kann man davon ausgehen, dass die Geodäsie einen wesentlichen Informationsträger für die Bewegungsparameter der globalen Plattentektonik darstellen und damit zu einer vermehrten engen Zusammenarbeit zwischen der Vermessungstechnik und den Naturwissenschaften beitragen wird.

Literatur

Airy,G.B.: 1855. On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. Phil. Trans. Roy. Soc., London, Ser. B, 145: 101–104.

Barazangi, M., and Dorman, J.: 1969. World seismicity maps compiled from ESSA Coast and Geodetic survey epicenter data, 1961–1967. Bulletin of the Seismological Society of America, 59: 369–380.

Bott, M.H.P.: 1970. The interior of the earth. E. Arnold Publ. Ltd., London: 316 pp.

Bouguer, P.: 1749. La figure de la terre determinée par les observations de M.M. Bouguer et de la Condamine, Paris, 364 pp.

Bullard, E.C., Maxwell, A.E., and Revelle, R.: 1956. Heat flow through the deep sea floor. Adv. Geophys., 3: 153–181.

Cox, A., Doell, R.R., and Dalrymple, G.B.: 1964. Reversals of the earth's magnetic field. Science, 144: 1537–1543.

Dietz, R.S.: 1961. Continental and ocean-basin evolution, by spreading of the sea floor. Nature, 190 (4779): 854–857.

Ewing, M., and Heezen, B.C.: 1956. Mid-Atlantic Ridge seismic belt. Trans. Amer. Geophys. Union, 37: 343.

Ewing, M., Hirshman, J., and Heezen, B.C.: 1959. Magnetic anomalies of the mid-ocean ridge system. In: Sears, M. (ed.): International Oceanographic Congress Reprints. Washington D.C. Amer. Assoc. Adv. Sci., p. 24.

Figala, K. und Fleckenstein J. O.: 1977. Der bekannte und der unbekannte Newton. Neue Zürcher Zeitung, 197. Forschung und Technik, 24. 8. 77: 47–48

Forsyth, D.W.: 1977. The evolution of the upper mantle beneath Mid-Ocean Ridge. Tectonophysics, 38: 89–118.

Heezen, B.C., Tharp, M., and Ewing, M.: 1959. The floors of the oceans, 1. The North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull. Spec. Paper 65, 122.

Heezen, B.C., and Ewing, M.: 1960. Continuity of Mid-Oceanic Ridge and rift valley in the southwestern Indian Ocean confirmed. Science, 131 (3414): 1677–1679.

Heirtzler, J.R., and Bryan, W.B.: 1975. The floor of the Mid-Atlantic Rift. Sci. American, Aug. 1975: 79–90.

Hess, H.H.: 1962. History of Ocean Basins. In: Engel, A.E. et al. (eds.): Petrologic studies: a volume in honour of A.F. Buddington. Geol. Soc. Amer. Bull.: 599–620.

Isacks, B.L., Oliver, J., and Sykes, L.R.: 1968. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 73: 5855–5899.

Kahle, H.-G., Müller, St., Klingelé, E., Egloff, R. und Kissling, E.: 1980. Recent dynamics crustal structure and gravity in the Alps. In: Moerner, N. A. (ed.), Earth Rheology, isostasy, and eustasy: 377–388. John Wiley and Sons Ltd.

La Brecque, J.L., Kent, D.V., and Cande, S.C.: 1977. Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. Geology, 5: 330–335.

Larson, R.L., and Pitman, W.C.: 1972. Worldwide correlation of mesozoic magnetic anomalies, and its implications. Geol. Soc. Amer. Bull., 83: 3645–3662.

Larson, R.L., and Hilde, T.W.C.: 1975. A revised time scale of magnetic reversals for the early Cretaceous and late Jurassic. J. Geophys. Res., 80: 2586–2594.

Lee, W.H.K., and Uyeda, S.: 1965. Review of heat flow data. In: Lee, W.H.K. (ed.): Terrestrial heat flow. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 8: 87–190.

Lowrie, W., Lovlie, R., and Opdyke, N.D.: 1973. The magnetic properties of deep sea drilling project basalts from the Atlantic Ocean. Earth and Planet. Sic. Lett., 17: 338–349.

Lowrie, W.: 1974. Oceanic basalt magnetic properties and the Vine and Matthews hypothesis. J. Geophys., 40: 513–536.

Mueller, St.: 1970. Geophysical aspects of graben formation in continental rift systems. In: Illies, J.H., and Mueller, St. (ed.): Graben Problems (p. 27–37). – Schweizerbart, Stuttgart.

Mueller, St.: 1978. Evolution of the earth's crust. In: I.B. Ramberg, and E.-R. Neumann (eds.), Tectonics and Geophysics of Continental rifts: 11–28. Deidel Publ. Comp., Dordrecht, Holland.

Mueller, St., and Oberholzer, W. (eds.): 1979. International Geodynamics Project, Final Report of Switzerland, Schweiz. miner. petr. Mitt., 59: 115–217.

Pitman, W.C., and Heirtzler, J.R.: 1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. Science, 154: 1164–1171.

Pitman, W.C. III, Larson, R.L., and E.M. Herron: 1974. The age of the ocean basins determined from magnetic anomaly lineations. Geol. Soc. Amer. Map and chart series, MC-6, 2 sheets.

Polyak, B.G., and Smirnov, Y.B.: 1968. Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents. Geotectonics: 205–213.

Sclater, J.G., and Francheteau, J.: 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. Geophys. J.R. astron. Soc., 20: 509–542.

Sclater, J.G., Lawver, L.A., and Parsons, B.: 1975. Comparison of longwavelength residual elevation and free-air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate. Journ. Geophys. Res., 80: 1031-1052.

Sykes, L.R.: 1967. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges. J. Geophys. Res., 72: 2131–2153.

Talwani, M., Le Pichon, X., and Ewing, M.: 1965. Crustal structure of mid-oceanic ridges. Computed Model from gravity and seismic refraction data. J. Geophys. Res., 70: 341–352.

Vine, F.J., and Matthews, D.H.: 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. Nature, 199: 947–949.

Vine, F.J., and Wilson, J.T.: 1965. Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island. Science, 150: 485–489.

Von Herzen, R.R., and Maxwell, A.E.: 1959. The measurements of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe method. J. Geophys. Res., 64: 1557–1563.

Werner, D., and Kahle, H.-G.: 1980. A geophysical study of the Rhinegraben, Part I: Kinematics and Geothermics. In press.

Wilson, J.T.: 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207: 343–347.

Adresse des Verfassers:
Prof. Dr. Hans-Gert Kahle, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie
ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich