

Gravimetrie

1 Einführung

Die Gravimetrie stellt neben der Seismik, der Magnetik und der Geoelektrik eine weitere, fundamentale Feldmeßmethode der Angewandten Geophysik dar. Obwohl die Bedeutung der gravimetrischen Prospektion in den vergangenen 20 Jahren zugunsten der seismischen Untersuchungsverfahren der angewandten Geophysik zurückgegangen ist, spielt die Gravimetrie zur Bestimmung der Massenverteilung im Untersuchungsgebiet immer noch die wichtigste Rolle. Voraussetzung für eine gravimetrische Untersuchung ist, daß sich die zu bestimmenden geologischen Strukturen durch deutliche Dichtekontraste auszeichnen. Durch die Entwicklung leistungsfähiger Gravimeter für Land-, See- und Aerogravimetrie gewinnt diese Arbeitsrichtung heute verstärkt an Einfluß. Da die Quellen des Schwerefeldes unterhalb einer Bezugsebene nicht eindeutig bestimmt werden können (Äquivalenzprinzip, s. Militzer & Weber, 1984, S. 54–55) und zudem das Meßergebnis ein Integralfeld darstellt, d. h. Anomalien von eng benachbarten Störungen überlagern sich, ist die angewandte Gravimetrie in besonderem Maße auf eine 'komplexe' Interpretation, also auf die Einbeziehung anderer geophysikalischer Ergebnisse in die Interpretation, bei der Auffindung von Lagerstätten angewiesen. Große dreidimensionale und hochauflösende gravimetrische Modelle stellen somit oft eine Synthese aller geowissenschaftlichen Resultate für ein Untersuchungsgebiet dar.

Einsatz findet die Gravimetrie

- in der Vorerkundung
- in Gebieten, in denen die seismische Exploration zu kostenintensiv ist
- in seismisch ungeeigneten ($\hat{=}$ reflexionsarmen) Gebieten wie z. B. das Niedersächsische Tektogen
- untertage zur Überwachung des Abbaus
- in der Grundlagenforschung, z. B. an Kontinentalrändern und Vulkanen

2 Grundlegende Theorie

Die Gravitation ist eine Grundeigenschaft aller Materie. Newton (1642–1727) beschrieb in dem nach ihm benannten Gravitationsgesetz die Wechselwirkung zweier infinitesimal kleiner Massepunkte m_1 und m_2 :

$$\vec{F} = f \frac{m_1 m_2}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} \quad (1)$$

mit $f = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$ (Gravitationskonstante)
 $r =$ Abstand zwischen m_1 und m_2 .

Für viele Massepunkte $m_i (i = 1, \dots, n)$ folgt für die Kraft \vec{F} auf eine 'Probemasse' m_t :

$$\vec{F} = \sum_{i=1}^n \vec{F}_i = f \sum_{i=1}^n \frac{m_t m_i}{r^2} \frac{\vec{r}_i}{r_i} . \quad (2)$$

Der Übergang von der Summation auf eine Integration wird notwendig, wenn die infinitesimalen Massepunkte zu einem Kontinuum der Dichte ρ zusammengefaßt werden sollen:

$$\frac{\vec{F}}{m_t} = \int_{V_{\text{Körper}}} f \frac{dm}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} \quad (3)$$

mit $dm = \rho(x, y, z) dV$. In praxi wird in vielen Fällen $\rho = \text{const.}$ angenommen, d. h. ρ wird als ortsunabhängig angesehen.

Zur allgemeinen Darstellung des Schwerfeldes bedient man sich des Potentials. Es ist eine Funktion, deren erste Ableitung nach einer bestimmten Richtung die entsprechende Schwerekomponente in dieser Richtung angibt. Für das Schwerepotential W der Erde gilt allgemein:

$$W = V + Z , \quad (4)$$

wobei

V = Term der Attraktionswirkung

Z = Term der Zentrifugalwirkung (infolge der Erdrotation)

darstellen.

Flächen, auf denen das Potential in jedem Punkt den gleichen Wert hat, heißen Äquipotential- oder Niveauflächen. Hierbei gilt:

$$W(x, y, z) = \text{const.} \quad (5)$$

Die ausgezeichnete Fläche mit

$$W(x_0, y_0, z_0) = \text{const.} \quad (6)$$

nennt man das Geoid; diese Fläche wird häufig auch als 'mittlere Meeresoberfläche' bezeichnet und sie beschreibt in guter Näherung die Gestalt des Erdkörpers.

3 Angewandte Gravimetrie

(s. dazu Jung (1961), Kertz (1969), Militzer & Weber (1984), Berckhemer (1990))

In der Geophysik werden allgemein reale Gegebenheiten bezüglich des Aufbaus und der Struktur des Erdkörpers vereinfacht dargestellt und modelliert. Dies gilt auch für angewandte Problemstellungen, bei denen die lokale bzw. regionale Fragestellung und nicht der Gesamtaufbau des Erdkörpers von Interesse ist. Für die Gravimetrie als Prospektionsmethode gilt, daß oft nur Massenverteilungen nahe der Erdoberfläche ($T < 5\text{km}$) und damit ihre Schwerewirkung im Blickpunkt des Interesses stehen. Die ungleiche Verteilung der Gravitationskraft beruht auf den Dichteunterschieden der Gesteine und Minerale der Erdkruste. Die Größenordnung der unterschiedlichen Gesteinsdichten wird anhand Tabelle 1 deutlich, in der die gebräuchlichsten Dichtewerte zusammengestellt sind (Schön, 1983).

Tabelle 1: Gesteinsdichten nach Schön (1983)

Stockwerk (Gliederung nach Jubitz, 1969)	Gesteinstyp	ρ $10^3 kg/m^3$	χ	
			egs[10^{-6}]	SI[10^5]
Sediment-Post- salinar Teilstockwerk (Känozoikum) $z \approx 50m$	Braunkohle	1.20	10	13
	Sand	1.80..2.05	5	6.5
	Schluff	1.85..2.10	30	38
	Ton	1.90..2.15	40	50
	Kies	1.95..2.20	10..500	13..630
	Geschiebemergel	2.00..2.20	10..100	13..130
Sediment-Post- salinar Teilstockwerk (Mesozoikum) $z \approx 1000m$	Quarzsandstein	2.30..2.55	5	6.3
	Gipsit, rein	2.32	-2	-2.5
	Sandstein, rein	2.35..2.67	10	13
	Schluffstein	2.35..2.73	30	38
	Tonstein, Schieferton	2.35..2.75	40	50
	Kalkmergelstein	2.45..2.74	20	25
	Mergelkalkstein	2.65..2.73	10	13
	Quarzsandstein	2.65	5	6.5
	Kalkstein, rein	2.71	0	0
	Dolomitstein, rein	2.80	0	0
	Anhydrit, rein	2.94	2	2.5
Salinar- Teilstockwerk (Zechstein) $z \approx 2000m$	Gipsit, rein	2.32	-2	-2.5
	Dolomitmergelstein	2.61..2.75	20	25
	Mergeldolomitstein	2.74..2.79	10	13
	Kalkstein, rein	2.70	0	0
	Dolomitstein, rein	2.80	0	0
	Anhydrit, rein	2.94	2	2.5
Übergangs- Teilstockwerk (Permosiles, ungefaltetes Präsil) $z \approx 4000m$	Steinkohle	1.3	5	6.5
	Sandstein, tonig	2.60..2.67	20	25
	Quarzsandstein	2.65	5	6.5
	Schluffstein	2.65..2.73	30	38
	Tonstein	2.65..2.75	40	50
	kalkstein, rein	2.71	0	0
	Porphyrit, stark zersetzt	2.55..2.85	20..800	25..1000
Grundgebirgs- stockwerk (gefaltetes Präsil) $z \approx 5000m$	Granit	2.62	0..1400	0..1800
	Granulit	2.72	0	0
	Granodiorit	2.70	0..4000	0..5000
	Kalkstein, rein	2.72	0	0
	Grauwacke	2.72	50	65
	Tonschiefer	2.75	50	65
	Glimmerschiefer	2.75	0..800	0..1000
	Dolomitstein, rein	2.80	0	0
	Gabbro	3.00	50..3000	65..3800
	Diabas	3.00	20..5000	25..6500

4 Einheit

In der Gravimetrie hat es sich eingebürgert Schwerebeschleunigungen in 'Gal', zu Ehren von Galilei, anzugeben. Die angewandte Gravimetrie untersucht i.a. Beschleunigungsdifferenzen im mGal-Bereich. Es gilt:

$$1 \frac{m}{s^2} = 100Gal = 10^5 mGal = 10^8 \mu Gal . \quad (7)$$

5 Instrumente

Für relative Schweremessungen wurden in den letzten Jahrzehnten vor allem das Worden Master Gravity Meter mit einer Meßgenauigkeit bei Feldmessungen von 0.02–0.04 mGal verwendet. Heutzutage sind die Gravimeter von LaCoste & Romberg (LCR), Typ G und D und zunehmend das Scintrex Gravimeter (Quarzfeder-Instrument) im Einsatz. Die LCR-G Gravimeter haben einen Meßbereich von ca. 7000 mGal, d.h. sie können überall auf der Erde direkt eingesetzt werden. Die LCR-D Gravimeter verfügen dagegen nur über einen Meßbereich von 200–300 mGal, so daß für Untersuchungsgebiete mit größeren Schweredifferenzen der jeweilige Meßbereich neu eingestellt werden muß. Die LCR-Gravimeter erreichen durch ihr hoch astasiertes Meßsystem eine Feldmeßgenauigkeit von ca. $10\mu Gal$ (Torge, 1989). Die Angabe des Herstellers ist 2–5 μGal .

Gemessen werden die Differenzen des Absolutbetrages der Schwerebeschleunigung \vec{g} ; man spricht von „relativen Schweremessungen“. Da die von lokalen Dichteunterschieden resultierenden Änderungen $\Delta\vec{g}$ klein sind gegenüber der ungestörten Schwerebeschleunigung \vec{g} , ist die beobachtete Änderung des Betrages ungefähr gleich der Projektion von $\Delta\vec{g}$ auf \vec{g} . Daher sind Gravimeter so konstruiert, daß sie nur die z -Komponente des Störfeldes $\Delta\vec{g}$ messen können.

Für Absolutschweremessungen werden heute Fallapparate benutzt, in denen ein kleiner Probekörper (Prisma) durch eine evakuierte Röhre fällt. Mit hochentwickelten elektronischen Laser-Meßapparaturen werden Fallzeit und zurückgelegter Weg simultan registriert und so eine Absolutbestimmung der Schwerebeschleunigung ermöglicht. Die Genauigkeit von Absolutmessungen liegt etwa bei der der Relativmessungen in der angewandten Gravimetrie, der experimentelle Aufwand zur absoluten Bestimmung von \vec{g} ist jedoch um ein Vielfaches höher.

Bei stationären, kontinuierlichen Schweremessungen, den Erdzeitenregistrierungen, werden Genauigkeiten im Nanogal-Bereich erzielt.

5.1 Astasierung

Die hohe Meßgenauigkeit der LCR-Gravimeter beruht auf dem Prinzip des horizontalen Hebels mit schräger Gegenfeder (s. Bender, 1981; Torge, 1989). Diese Anordnung führt zu einer nichtlinearen Beziehung zwischen der Schwereänderung Δg und dem Winkelausschlag $\Delta\alpha$. Die Empfindlichkeit $\frac{d\alpha}{dg}$ läßt sich durch geeignete Wahl der Gerätekostenanten sowie einer Vorspannung der rückstellenden Feder um mehrere Größenordnungen steigern. Man spricht von einem astasierten System. Die Eigenperiode des Systems wächst mit zunehmendem Astasierungsgrad und sie wäre unendlich groß bei einer vollständigen Astasierung. Die erwähnte Vorspannung wird durch die Verwendung von Metallfedern realisiert. Die dadurch entstehende termische Empfindlichkeit des Meßsystems erfordert eine hohe Temperaturkonstanz. Durch die Astasierung sind LCR-Gravimeter zusätzlich extrem neigungsempfindlich.

5.2 Feedback-System

LCR-Gravimeter sind zumeist mit einem elektrostatischen Feedback-System (Rückkopplung) ausgerüstet. Das Ende des horizontalen Hebelarms ist als mittlere Platte eines Dreiplattenkondensators ausgebildet. Durch Anlegen einer Spannung am Kondensator wird der Hebelarm stets in der Nullposition gehalten. Bei verschiedenen Schwerewerten sind dafür unterschiedliche Kondensatorspannungen notwendig. Die Spannung ist proportional zur Schwereänderung und kann direkt am elektronischen Gravimeterausgang abgegriffen werden. Der Meßbereich des elektrostatischen Feedback-Systems der Feldgravimeter umfaßt ± 12 mGal.

5.3 Kalibrierung

Die Kalibrierung von Gravimetern ermöglicht die Umrechnung von Zählheiten in Schwereeinheiten. Eine genäherte Kalibrierfunktion wird vom Hersteller angegeben. In diese Funktion gehen physikalische und geometrische Parameter des Sensorsystems sowie Parameter des Abgriffsystems ein. Sie kann aus nur einer linearen Komponente bestehen, aber auch aus einer Summe von linearem, nicht-linearem und periodischen Termen (periodisch aufgrund der Spindelumdrehungen). In den meisten Fällen ist diese Kalibrierfunktion zu ungenau, um sie ohne weiteres verwenden zu können. Labor- wie auch Felduntersuchungen können zur Bestimmung der Parameter der Kalibrierfunktion herangezogen werden. Laborverfahren umfassen die Simulation von Schwereänderungen und der Vergleich mit den Gravimeterablesungen. Feldmethoden machen Gebrauch von sogenannten Eichlinien mit bekannten Schwerewerten oder Schweredifferenzen. Derartige vertikale oder horizontale Eichlinien nutzen die Höhenabhängigkeit der Schwere, wobei der Luftdruckeffekt korrigiert werden muß. (s. Torge, 1989).

Achtung:

- Das Gravimeter ist eines der empfindlichsten Geräte in der terrestrischen Prospektion (Wert ca. 60.000,- Euro)!
- Die Messungen sind mit äußerster Vorsicht und nur unter Anleitung des Betreuers vorzunehmen!
- Das Instrument darf nie im entarretierten Zustand bewegt oder transportiert werden!

6 Auswertung einer Schweremessung

Um wirklich nur den Schwereeffekt der Dichteanomalie im Untergrund zu erhalten, müssen an den gemessenen Schweredaten einige Korrekturen und Reduktionen angebracht werden. Allgemein finden folgende Bestandteile der Schwere Berücksichtigung:

Gezeiten-Korrektur:	δg_t
Gravimetergang-Korrektur (rein instrumentell):	δg_{gang}
Gelände- oder topographische Reduktion:	δg_{top}
Bouguer-Plattenreduktion:	δg_{bpl}
Niveau- oder Höhen-Reduktion:	δg_{niv}
Normalschwere-Reduktion	γ

Bei der Auswertung gravimetrischer Messungen wird fast immer nach der Geometrie und der Dichte der unbekannt geologischen Struktur gefragt. Die zu interpretierende Schwere soll nur noch diese Massenverteilung des Untergrundes widerspiegeln. Alle

anderen Einflüsse müssen berechnet und von der gemessenen Schwere g abgezogen werden. Die Durchführung dieser Rechnung wird als Schwerereduktion und das Ergebnis als Schwereanomalie bezeichnet.

6.1 Berechnung von Schwereanomalien

Es gibt verschiedene Typen von Schwereanomalien, wobei die Bouguer–Anomalie (nach dem französischen Geodäten und Astronomen P. Bouguer, 1698–1757) in der Praxis die größte Bedeutung hat (Bentz, 1969; Torge, 1989). Sie ist definiert als

$$\Delta g_B = g_{gem} + \delta g_{Niv} - \delta g_{bpl} + \delta g_{top} - \gamma . \quad (8)$$

Andere Anomalietypen sind die Freiluftanomalie oder die isostatische Anomalie (Bender, 1985; Militzer & Weber, 1984, S. 106–108). Sie sind in der physikalischen Geodäsie und der allgemeinen Geophysik von Bedeutung, werden aber teilweise auch im Rahmen der angewandten Geophysik untersucht. Sie sind u. a. im Zusammenhang mit Dichtebestimmungen aus Gravimetermessungen von Interesse. Die Freiluftanomalie ergibt sich, wenn in der Bouguer–Anomalie die topographische Reduktion und die Bouguer-Plattenreduktion nicht angebracht werden

$$\Delta g_F = g_{gem} + \delta g_{niv} - \gamma . \quad (9)$$

Im folgenden sollen die einzelnen Terme von Gleichung (8) näher erläutert werden (Abb.6.1).

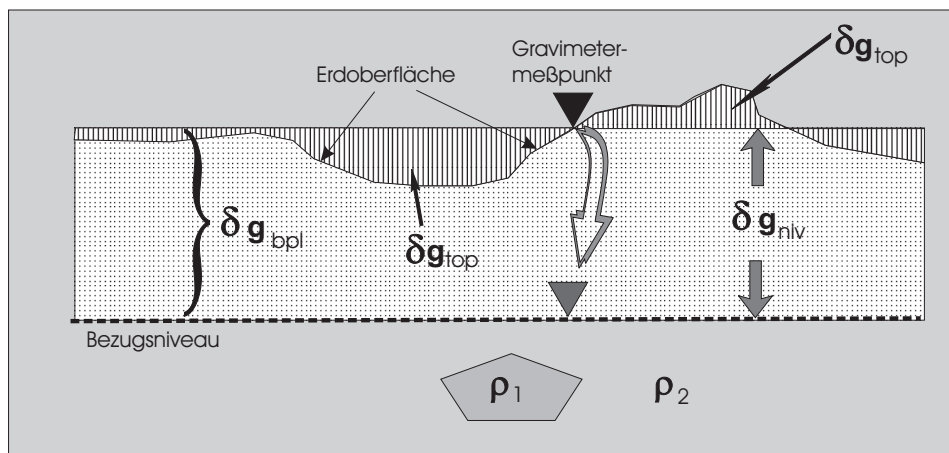


Abb. 6.1: Reduktion eines gemessenen Schwerewertes auf das Bezugsniveau. Die reduzierten Werte spiegeln nur noch die Dichtedifferenz $\rho_1 - \rho_2$ wider.

- Gezeiten-Korrektur δg_t

Die Gezeitenwirkung entsteht hauptsächlich durch die Wechselwirkung der Massen von Sonne und Mond mit der Masse des Erdkörpers. Der Mond verursacht etwa 2/3 und die Sonne 1/3 des Gesamteffektes. Andere Himmelskörper sind im Rahmen der angewandten Gravimetrie vernachlässigbar. Da die Erde ein Körper mit endlicher Ausdehnung ist (die Massen der genannten Himmelskörper können weiterhin als Punktmassen angesehen werden), treten an jedem Punkt der Erde entsprechend Gleichung (1) unterschiedliche Attraktionen von Mond und Sonne auf. Die Differenzen der Attraktionswirkung der Himmelskörper und der durch

die Erdrotation verursachten Zentrifugalkraft werden als Gezeitenkräfte bezeichnet. Die Gezeiten nehmen maximal Amplituden von $\pm 100 \mu\text{Gal}$ an (Kertz, 1969, S.102–125; Wilhelm et al., 1997).

- Gravimetergang-Korrektur δg_{gang}

Bei dem Gang eines Gravimeters handelt es sich um einen rein instrumentellen Effekt, dem Gang einer Uhr vergleichbar. Ein Gravimetergang kann z. B. durch Alterungsprozesse mechanischer Bauteile, äußere Temperatureinflüsse oder Erschütterungen des Meßsystems erzeugt werden. Zur Eliminierung der Instrumentendrift aus den Schwerebeobachtungen werden sogenannte Basispunktmessungen verwendet, d. h. Wiederholungsmessungen an einem bestimmten Punkt. Die Gravimetergang-Korrektur wird stets nach der Gezeiten-Korrektur angebracht.

- Gelände- oder topographische Reduktion δg_{top}

Hierbei werden alle sichtbaren Unregelmäßigkeiten der Topographie in der Stationsumgebung in Schwerebeiträge umgerechnet und addiert. Der beobachtete Schwerewert ohne die Berücksichtigung der topographischen Reduktion ist stets zu klein. Sowohl Berge als auch Täler müssen in ihrer Schwerewirkung zum gemessenen Schwerewert addiert werden (warum?). Nach der Berechnung dieses Terms enthält die gemessene Schwere keine Anteile der stationsumgebenden Topographie mehr. Berechnet werden die topographischen Massen mit einer Einheitsdichte von 2670 kg m^{-3} . Fehler, die dadurch entstehen, daß die realen Gesteinsdichten andere Werte haben, muß man in Kauf nehmen. Um eine hinreichend genaue topographische Reduktion zu erhalten, kann es erforderlich sein, parallel zur Schweremessung die lokale Topographie im Bereich des Meßpunktes mit geodätischen Instrumenten (Telemeter, Gefällmesser, Ni-2, usw.) zu erfassen.

- Bouguer-Plattenreduktion δg_{bpl}

Dabei wird die Schwerewirkung der Gesteinsplatte zwischen dem Beobachtungspunkt und dem Bezugsniveau berücksichtigt. Um vergleichbare Werte zu erhalten, hat die Gesteinsplatte eine Standarddichte ρ von 2670 kg m^{-3} . Der Schwereeffekt der Bouguer-Platte läßt sich wie folgt berechnen:

Vertikalkomponente der Schwere:

$$\Delta g(\vec{r}) = G \int_{V_{\text{Körper}}} \frac{\Delta \rho(\vec{r}') (z' - z)}{|\vec{r}' - \vec{r}|^3} dV \quad (10)$$

mit $\Delta \rho$: Dichtedifferenz Störmasse im Volumenelement $dV = dx' dy' dz'$ zur Umgebung

Für eine vertikale Zylindersäule gilt, wenn der Beobachtungspunkt auf der Zylinderachse liegt und die Zylinderkoordinaten r, α, z eingeführt werden (Abb. 6.2)

$$\Delta g = G \Delta \rho (\alpha_2 - \alpha_1) (\sqrt{r_2^2 + z_1^2} + \sqrt{r_1^2 + z_2^2} - \sqrt{r^2 + z_2^2} - \sqrt{r_1^2 + z_1^2}) \quad (11)$$

mit

$$\begin{aligned} x &= r \cos \alpha \\ y &= r \sin \alpha . \end{aligned}$$

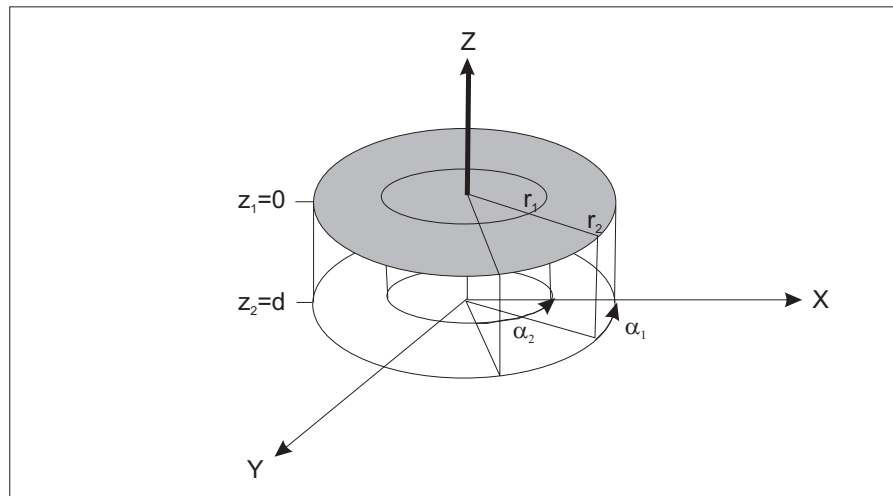


Abb. 6.2: Zur Berechnung der Schwere einer vertikalen Zylindersäule

Für den Fall $\alpha_2 - \alpha_1 = 2\pi, r_1 = 0, r_2 = \infty, z_2 - z_1 = d$ ergibt sich für die Schwerkraft der Bouguer-Platte

$$\delta g_{bpl} = 2\pi G \rho d \quad [mGal], \quad (12)$$

wenn die Dichte in $\frac{g}{cm^3}$ und die Dicke d der Platte in m gegeben ist.

- Niveau- oder Höhen-Reduktion δg_{niv}

Nach der Berechnung der Terme δg_{top} und δg_{bpl} enthalten die reduzierten Schwere-
daten nur noch solche Anteile, die sie auch enthalten würde, wenn die Station in
einer Höhe H_s über dem Bezugsniveau HB 'in der freien Luft' liegen würde. Diese
Reduktion wird daher auch als Freiluft-Reduktion bezeichnet. Um Stationen mit
unterschiedlichen Höhen H_s auf ein gemeinsames Niveau HB zu bringen, wird
die Niveau-Reduktion vorgenommen. Es gilt

$$\delta g_{niv} = \frac{\partial g}{\partial h} (H_s - HB) \quad (13)$$

mit $\frac{\partial g}{\partial h} \approx -0.3086 mGal/m$ (Norm. Vertikalgradient der Schwere)

H_s : Stationshöhe in m

HB : Bezugshöhe in m .

Die bis hierher reduzierte gemessene Schwere enthält im wesentlichen nur noch
zwei Anteile: einen normalen Anteil, der durch den gesamten Erdkörper im Sinne
einer Standarderde hervorgerufen wird und einen anomalen, der die Massenver-
teilung im Untergrund beschreibt. Da nur die anomale Komponente von Interesse
ist, wird der normale Anteil, die Normalschwere, berechnet und durch Subtraktion
eliminiert.

- Normalschwere γ

In der Theorie der Schwerkraft und Figur der Erde wird gezeigt, daß sich die Nor-
malschwere des Erdellipsoids durch eine einfache Schwereformel darstellen läßt.

$$\gamma = \gamma_e (1 + \beta \sin^2 \phi - \beta_1 \sin^2 2\phi) \quad (14)$$

Dabei bezeichnen

- γ_e : Schwerebeschleunigung am Äquator
- ϕ : geographische Breite
- β : $\frac{\gamma_p - \gamma_e}{\gamma_e}$
- γ_p : Schwerebeschleunigung an den Polen
- β_1 : $-\frac{1}{8}f^2 + \frac{5}{8}fm$
- f : Erdabplattung
- m : Verhältnis Zentrifugalbeschleunigung zu Schwerebeschleunigung am Äquator

Beispiel: Für das geodynamische Observatorium MOXA mit einer geographischen Breite von $\phi = 50^\circ, 6447$ und einer Höhe von 455 m ergibt sich nach der Schwereformel des Geodätischen Referenzsystems von 1980: $\gamma_{455} = 980954.65$ mGal.

- Ergebnis δg_B

Anschaulich kann das Ergebnis einer Bouguer-Reduktionsrechnung wie folgt gedeutet werden:

Vorausgesetzt, daß die Dichten mit 2670 kg m^{-3} richtig gewählt wurden, enthält die reduzierte Schwere nur noch Anteile, die von der Massenverteilung unterhalb des Bezugsniveaus herrühren.

6.2 Vertikalgradient der Schwere

Der Vertikalgradient der Schwere ergibt sich, wenn die Ableitung der Schwere nach der Höhe gebildet wird. Wie die Schwere unterliegt er Änderungen, die auf sehr lokale, oberflächennahe Inhomogenitäten zurückzuführen sind. Bislang gibt es kein Instrument, mit dem man unter Feldbedingungen den Vertikalgradienten VG schnell und genau messen kann. Aus diesem Grund wird von der folgenden Formel ausgegangen, in der der exakte Ausdruck $\frac{\partial g}{\partial h}$ durch den Differenzenquotienten $\frac{\Delta g}{\Delta h}$ ersetzt wird

$$VG \approx \frac{g_o - g_u}{h_o - h_u} \approx \frac{\Delta g}{\Delta h} . \quad (15)$$

mit g_o, g_u : Schwerewerte im oberen und unteren Meßniveau
 h_o, h_u : Höhe des oberen und unteren Meßniveaus.

Beide Meßstationen liegen vertikal übereinander. Die Differenz Δh hängt von der Genauigkeit des verwendeten Gravimeters ab. So würde ein $\Delta h \geq 1.6m$ bei Verwendung eines μGal -Gravimeters (z. B. dem vom LaCoste & Romberg) genügen, um reproduzierbare Vertikalgradientenmessungen zu erhalten. Um ein qualitativ gleichwertiges Ergebnis bei einem Gravimeter mit geringerer Meßgenauigkeit zu bekommen, muß Δh größer gewählt werden. Für das Worden-Gravimeter gilt beispielsweise $\Delta h \approx 2.8m$.

6.3 Abschätzung gravimetrischer Quellkörper

Für einfache Elementarkörper wie die Kugel oder eine unendlich ausgedehnte, horizontale Massenlinie, als Approximation eines liegenden Zylinders, läßt sich sofort aus der Halbwertsbreite einer gemessenen Anomalie die Tiefe oder die Masse des gravimetrischen Quellkörpers abschätzen. Die entsprechend einfachen Gleichungen finden sich bei Militzer & Weber (1984) und bei Jung (1961). Hier sei nur die Faustregel genannt:

-Die Punktmassentiefe (Kugel) ist gleich 2/3 der Halbwertsbreite der Anomalie
 -Die Tiefe der Linienmasse (horizontaler Zylinder) ist gleich der halben Halbwertsbreite der Anomalie

7 Dichtebestimmung aus Gravimetermessungen

- Dichtebestimmung mit dem Nettleton-Verfahren

L.L. Nettleton hat ein Verfahren zur Bestimmung der Gesteinsdichte aus Bouguer-Anomalien vorgeschlagen. Ursprünglich wurden lediglich Gravimeterprofile über Bodenerhebungen vermessen; später hat man das Verfahren auch auf flächenhafte Vermessungen angewandt. Die gemessene (gezeiten- und gangkorrigierte) Schwere wird nach Bouguer mit verschiedenen Dichtewerten reduziert und die so berechneten Bouguer-Anomalien über dem Stationsprofil aufgetragen. Man nimmt dann an, daß diejenige Reduktionsdichte für das Untergrundgestein zutrifft, die auf Schwerewerte führt, die keine Korrelation zur Topographie des Stationsprofils aufweisen. Da die Schwere-Anomaliekurven auch die Wirkung unbekannter Störmassen enthalten, ist es oft schwer möglich, ihre Beziehungen zur Höhe mit dem Auge richtig einzuschätzen. Daher ist das Nettleton-Verfahren in der Vergangenheit systematisiert und in Formeln umgesetzt worden:

Man geht von der sogenannten vereinfachten Bouguer-Anomalie aus

$$\Delta g = g_{gem} - \gamma + 0.3086 h - 2\pi G \rho h, \quad (16)$$

d. h. die topographische Korrektur und die Krümmung der Erde (Bullards Term) wurden vernachlässigt.

Fallunterscheidung:

1. $\rho_1 \leq \rho \Rightarrow \Delta g(\rho_1) \geq \Delta g(\rho)$
2. $\rho_2 \geq \rho \Rightarrow \Delta g(\rho_2) \leq \Delta g(\rho)$

Differenzbildung:

$$\Delta g(\rho_2) - \Delta g(\rho_1) = 2\pi G h(\rho_1 - \rho_2)$$

Dies bedeutet: Die Differenz der Bouguer-Anomalien berechnet für zwei verschiedene Dichten der topographischen Massen ρ_1 und ρ_2 , ist der Dichtedifferenz und der Höhe über NN direkt proportional. Mit dieser Grundlage entwickelte Nettleton das graphische Verfahren zur Bestimmung der korrekten Dichte ρ_{opt} :

Zunächst werden aus einer gravimetrischen Vermessung diejenigen Schwerestationen herausgesucht, die

- auf verschiedenen Höhen über NN liegen,
- ungefähr demselben Profil angehören.

Nun wird die Bouguer-Anomalie mit verschiedenen Dichten ρ_i der topographischen Massen berechnet. Abschließend werden die Stationshöhen und die Werte $\Delta g(\rho_i)$ simultan übereinander geplottet.

Annahme: $\rho = \rho_{opt}$

1. falls $\rho_i \leq \rho_{opt} \Rightarrow \Delta g(\rho_i)$ direkt proportional der Höhe über NN
2. falls $\rho_i \geq \rho_{opt} \Rightarrow \Delta g(\rho_i)$ die Werte nehmen mit zunehmender Höhe ab.

⇒ als korrekte Dichte ρ_{opt} wird der Wert genommen, mit dem die Bouguer-Anomalie die geringste Ab-hängigkeit von der Höhe zeigt, im Idealfall ergibt sich keine Korrelation (Abb. 7.1).

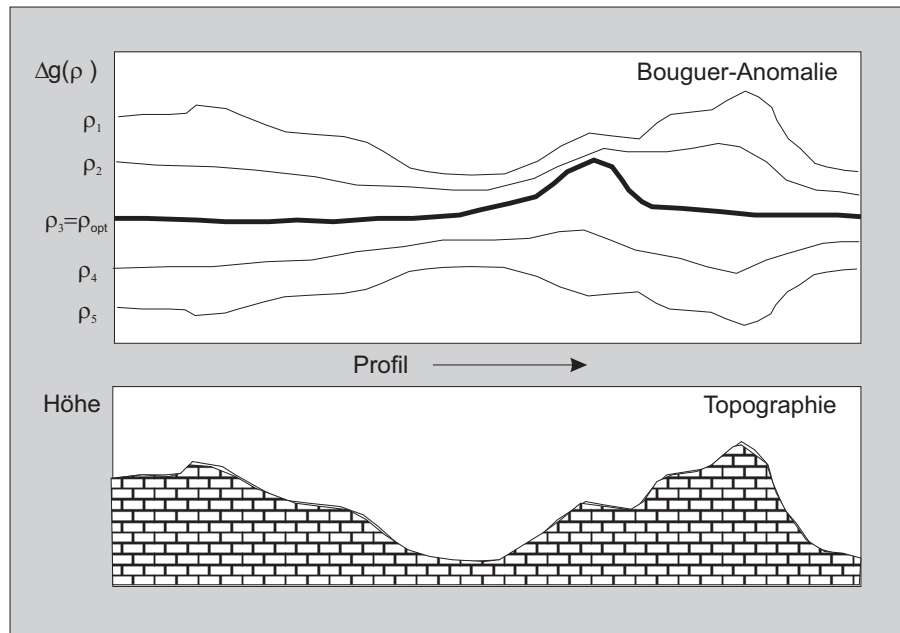


Abb. 7.1: Dichtebestimmung nach dem Nettleton-Verfahren

- Dichtebestimmungen auf Basis der Freiluftanomalien

Im Mittel- und Hochgebirge wird die Freiluftanomalie Δg_F mit der Stationshöhe H_s korreliert und die sich ergebende Regressionsgerade zur Schwerevorhersage verwendet. Ausgehend von dem (formalen) linearen Ansatz:

$$\Delta g_F = a + b H_s \quad (17)$$

wird üblicherweise

$$a = \Delta g_F - b H_s \quad (18)$$

als formales Analogon zur Bouguer-Anomalie betrachtet. Auf Grund dieser Analogie wird der Term $b H_s$ als die Schwerewirkung einer ebenen Bouguer-Platte der Dicke H_s gedeutet, so daß

$$b = 2\pi G \rho \quad (19)$$

mit G : Gravitationskonstante
 ρ : Dichte der Bouguer-Platte
 b : Regressionskoeffizient

folgt. Auf diese Weise wird der Regressionskoeffizient b mit der Dichte ρ verknüpft, so daß letztere bei der Regressionsanalyse gleichzeitig bestimmt wird (Abb. 7.2). Da es sich hierbei um eine rein formale Beziehung handelt und nicht etwa um einen physikalisch gesetzmäßigen Zusammenhang, ist eine derartige Korrelation nicht für beliebig große Gebiete zu erwarten. Sie besteht aber für Gebiete mit einheitlichem geologischen Aufbau mit einem Durchmesser von ca. 50 km.

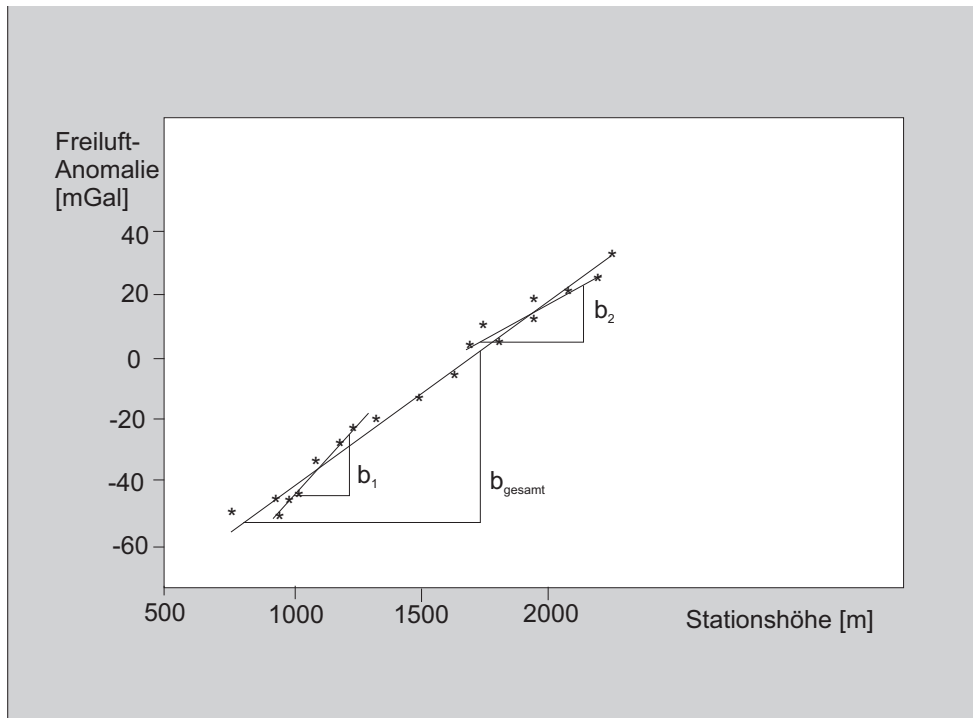


Abb. 7.2: Prinzipskizze zur Dichtebestimmung mittels Freiluftgradient.

7.1 Regional- und Restfeld der Schwere

Je nach Ausdehnung des Meßgebietes, kann das Schwerefeld in regionale und lokale Anomalieanteile zerlegt werden. Die regionalen Anteile dürften ihre Ursachen im wesentlichen im unterschiedlichen Aufbau von größeren tektonischen Einheiten haben, möglicherweise sind auch Dichteunterschiede im oberen Teil des Erdmantels und in der unteren Kruste wirksam.

Lokale Anomalien gehen im wesentlichen auf Dichteunterschiede in der oberen Erdkruste zurück. Sie sind für die angewandte Gravimetrie von großem Interesse. Es kommt nicht selten vor, daß solche Anomalien nur geringe Beträge haben und von den Beiträgen regionaler Massen überlagert werden. In diesen Fällen bilden sich die lokalen Anomalien nur in ganz 'schwachen' Wellen der Isogammen ab.

Eine Bestimmung der lokalen Störmasse ist dann nur möglich, wenn es gelingt, den lokalen Anteil der Schwereanomalie vom regionalen Anteil zu separieren. Hierzu muß der regionale Anteil ermittelt und subtrahiert werden. Das Restfeld ist dann die Grundlage der weiteren Auswertung.

Zur Abschätzung des regionalen Feldanteiles werden mathematische Verfahren wie Filterung, FFT, Feldfortsetzung u. a. eingesetzt. Die Wahl der Methode hängt dabei im wesentlichen von der jeweiligen Fragestellung ab.

7.2 Modellrechnungen

Die Bouguer-Anomalie läßt sich für einige zweidimensionale (2D) Elementarkörper sehr einfach berechnen (s. Telford et al., S.57-77). Eine allgemeine Berechnungsmethode für 2D-Körper mit beliebiger Geometrie wurde von Talwani et al. (1959) vorgestellt.

Danach berechnet sich die Schwerewirkung g_{2D} des als Polygonzug mit n -Eckpunkten dargestellten Körpers nach (Abb. 7.3)

$$g_{2D} = \sum_{i=1}^n \Delta g_i \quad (20)$$

$$\Delta g_i = 2G\rho \left[a_i \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left(\Theta_i - \Theta_{i+1} + \tan \Phi_i \ln \frac{\cos \Theta_i (\tan \Theta_i - \tan \Phi_i)}{\cos \Theta_{i+1} (\tan \Theta_{i+1} - \tan \Phi_i)} \right) \right] \quad (21)$$

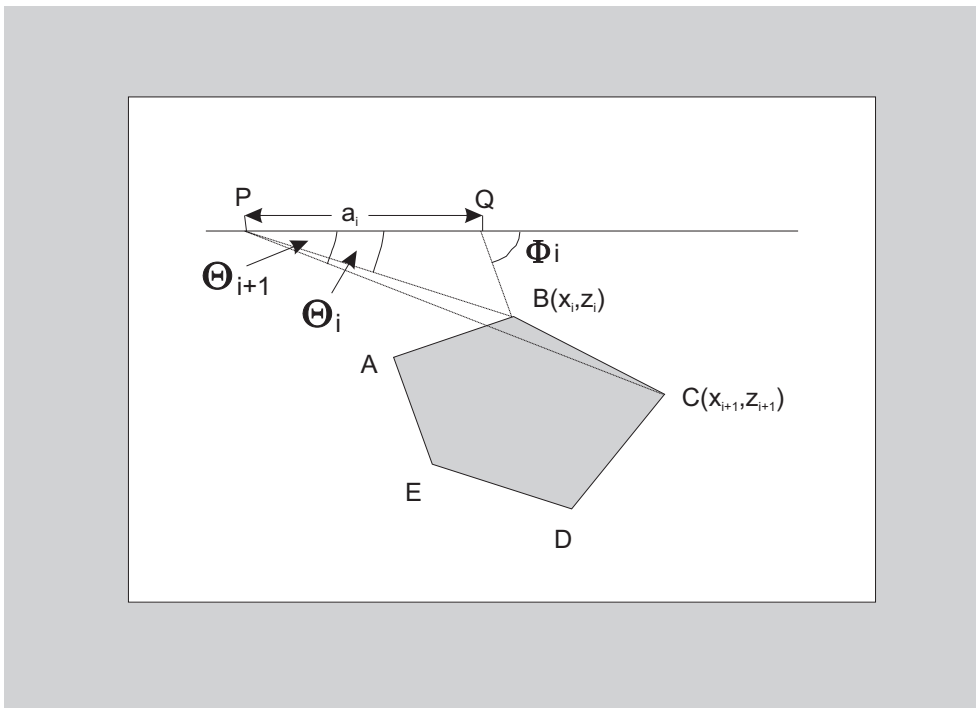


Abb. 7.3: Zur Berechnung eines Polygonzuges mit dem Talwani-Algorithmus.

Durch systematische Variation der Geometrie (Anzahl und Lage der Eckpunkte des Polygons) sowie der Dichte des Modellkörpers und seiner Umgebung wird das Modell soweit verändert, bis die berechnete Anomalie g_{2D} mit der beobachteten Bouguer-Anomalie Δg_B möglichst gut übereinstimmt.

Eine geologische Struktur ist nach Jung (1961) dann als zweidimensional anzusehen, wenn ihre Länge etwa das drei- bis vierfache der Breite beträgt. Nur in diesem Fall und unter Berücksichtigung anderer geophysikalischer Randbedingungen ist eine 2D-Modellierung berechtigt. Ist die Voraussetzung nicht erfüllt, muß dreidimensional modelliert werden (Götze, 1984; Götze & Lahmeyer, 1988).

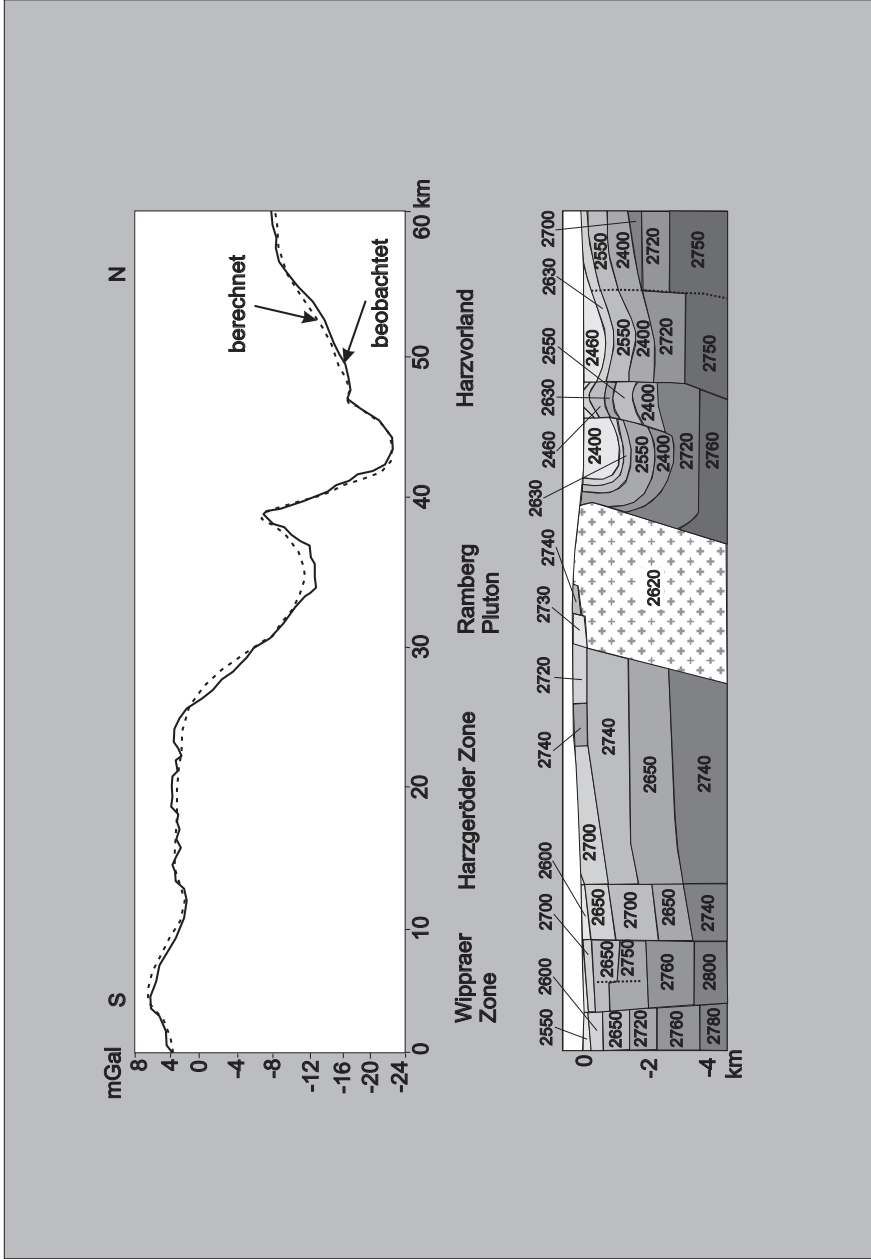


Abb. 7.4: Beispiel einer 2-dimensionalen gravimetrischen Modellierung nach dem Talwani-Algorithmus für ein Harz-Querprofil im Bereich des Ramberg-Granits (Dichten in kg / m^3).

8 Literatur

- Bender, F., 1985: *Angewandte Geowissenschaften.*– Bd. II, S.1–52, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart (Institut: J 20: 1981:55:–2)
- Bentz, A., 1969: *Lehrbuch der angewandten Geologie.*– Bd.I und II/1, II/2; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- Berckhemer, H., 1990: *Grundlagen der Geophysik.* – Wiss. Buchges., Darmstadt
- Götze, H.-J., 1984: *Über den Einsatz interaktiver Computerergraphik im Rahmen 3-dimensionalen Interpretationstechniken in der Gravimetrie und Magnetik.* – Habilitationsschrift am Institut für Geophysik der TU Clausthal.
- Götze, H.-J. & B. Lahmeyer, 1988: *Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics.* – Geophysics, 53, 1096-1108.
- Graf, A., 1967: *Gravimetrische Instrumente und Methoden.*– Handbuch der Vermessungskunde, Band Va, Stuttgart
- Grant, F.S. und West, G.F., 1965: *Interpretation theory in applied geophysics.*– New York, McGraw Hill
- Haalck, H., 1953: *Lehrbuch der angewandten Geophysik.*– Teil I, Gebrüder Bornträger, Berlin
- Jung, K., 1961: *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik.*– Akad. Verlagsgesellschaft Geest u. Portig
- Kertz, W., 1969: *Einführung in die Geophysik I.*– BI Hochschultaschenbücher, Band 275 (Institut: J 20: 1992:115:–1)
- Militzer, H. und Weber, F., 1984: *Angewandte Geophysik, Band I: Gravimetrie und Magnetik.*– Springer Verlag, Wien, New York (Institut: J 20: 1984:57:–1)
- Sagitov, M.U., 1971: *Gravitationskonstante, Masse und mittlere Dichte der Erde.*– Vermessungstechnik 19, S. 59–63, VEB Verlag für Bauwesen, Berlin
- Schön, J., 1983: *Petrophysik: physik. Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen.*– Akademie-Verlag, Berlin
- Talwani, M., Worzel, J.L. und Landisman, M., 1959: *Rapid gravity computations for twodimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone.*– J. Geophys. Res., 64. S. 49–59
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. und Keys, D.A., 1976: *Applied Geophysics.*– Cartidge University Press (Institut: J 20: 1990:49:(2))
- Torge, W., 1989: *Gravimetry.*– Walter de Gruyter Verlag, Berlin (Institut: J 20: 1989:54)
- Wilhelm, H., Zürn, W. und Wenzel, H.–G., 1997: *Tidal Phenomena.*– Lecture Notes in Science, 66, Springer-Verlag, Berlin