

Homogene Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien)

Technischer Bericht zur Fortführung der Datenbasis, deren Auswertung und Visualisierung

Projekt:	Anomalienkarten von Potenzialfeldern
Bearbeitung:	Peter Skiba
Berichtsdatum:	26. April 2011
Archivnummer:	
Anlagen:	1



Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung 7 1.1 Motivation 7 1.2 Reprozessierung 7 1.3 Arbeitsablauf 7 1.4 Produkte 9
1.1 Motivation 7 1.2 Reprozessierung 7 1.3 Arbeitsablauf 7 1.4 Produkte 9
1.2 Reprozessierung 7 1.3 Arbeitsablauf 7 1.4 Produkte 9
1.3 Arbeitsablauf 7 1.4 Produkte 9
1.4 Produkte
2. Berechnungsparameter 11
2.1 Bouguer-Anomalie
2.2 Normalschwere
2.3 Atmosphärenkorrektur13
2.4 Niveaureduktion
2.5 Bouguer-Plattenreduktion14
2.6 Geländekorrektur
3. Datengrundlage 17
3.1 Fachinformationssystem Geophysik des LIAG 17
3.2 Externe Datenquellen
4. Fehlersuche und Qualitätskontrolle
4.1 Höhenvergleich
4.2 Lagevergleich
4.3 Kreuzvalidierung
4.4 Ergebnisse
5. Berechnung von Geländekorrekturen
5.1 Vorhandene Werte
5.2 Verfügbare Geländemodelle
5.3 Fusionsmodell für Landmassen
5.4 Tiefenmodelle von Binnengewässern
5.5 Softwareanpassung und Testrechnung35
5.6 Ergebnisse
5.7 Wirkung von Gewässern
6. Rasterung und Kartierung
6.1 Vorbereitung
6.2 Rasterung
6.3 Kartierung
7. Das Reduktionsniveau
7.1 Historisches
7.2 Reduktion auf das Ellipsoid
7.3 Vergleich der Ergebnisse
8. Zusammenfassung und Ausblick
Literatur

Anhang	59
A 1 Übersicht verfügbarer Gravimetriedaten	
A 2 Verzeichnis generierter Dateien	79
A 3 Kurzanleitung zur Geländekorrekturberechnung	
A 4 Näherungsformeln für die Niveaureduktion	
A 5 Näherungsformeln für die sphärische Bouguerplatte	

Anlagen

Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien) 1:1 000 000

Überblick und Kurzfassung

Alle dem Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) zugänglichen Schweredaten, die seit 75 Jahren von staatlichen Einrichtungen, Forschungsinstituten und der Industrie erfasst werden, wurden überprüft und homogen prozessiert, um einen hochgenauen Datenbestand für Deutschland und benachbarte Regionen zu erhalten. Aus den neu berechneten Punkt-Anomalien wurden digitale Raster mit unterschiedlichen Spezifikationen und eine gedruckte Karte der Bouguer-Anomalien erstellt.

In der vorliegenden Arbeit werden alle Arbeitsschritte, die zur Erstellung der Karte geführt haben, beschrieben. In Kapitel 1 wird die Notwendigkeit der Reprozessierung erläutert und ein schematischer Abriss der Arbeit gegeben. Die generierten Produkte werden kurz vorgestellt.

In Kapitel 2 werden die verwendeten Formeln zur Berechnung einzelner Reduktionsschritte eingeführt und mit einfacheren Lösungen verglichen. Der gewählte Rechenweg orientiert sich an Standards, wie sie heute international üblich sind. Dadurch wird dem wachsenden Interesse an einer überregionalen Vergleichbarkeit Rechnung getragen.

Einzelheiten zu den verfügbaren Daten sind im Kapitel 3 zu finden. Die Schwerewerte für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland stammen aus dem Fachinformationssystem Geophysik des LIAG. Sie werden durch Daten aus dem Ausland ergänzt, die vom Bureau Gravimétrique International und weiteren ausländischen Partnereinrichtungen zur Verfügung gestellt wurden. Der gesamte Datenbestand umfasst etwa 355 000 Punkte.

Die Aufdeckung von zweifelhaften Daten und die Eliminierung von groben Fehlern ist ein wichtiger Arbeitsschritt bei der Aufbereitung großer Gravimetriedatensätze. Der mehrstufige Prozess der Qualitätskontrolle ist in Kapitel 4 beschrieben. Höhenvergleiche mit digitalen Geländemodellen und Lagevergleiche mit Luftbildern und digitalisierten topographischen Karten liefern Punkte mit fehlerhaften Höhen und Lagekoordinaten. Um auch fehlerhafte Schwerewerte und Anomalien zu identifizieren, wurde zusätzlich eine iterative Kreuzvalidierung durchgeführt. Der überprüfte und als belastbar eingestufte Datensatz umfasst 350 000 Stationen mit einem mittleren Punktabstand von etwa 3 km.

Die homogene Neuberechnung von genauen Geländekorrekturen bildet einen Kernpunkt dieser Arbeit. Einzelheiten dazu sind in Kapitel 5 zusammengefasst. Nach einer Untersuchung vorhandener Altwerte und einem Vergleich verfügbarer Geländemodelle wird die Generierung eines speziell angepassten Geländemodells und die Überprüfung und Konfiguration der eingesetzten Software erläutert. Dem schließt sich eine ausführliche Diskussion der Ergebnisse an. Es zeigt sich, dass die neuen Geländekorrekturen insbesondere bei rauer Topographie und großen Stationshöhen signifikante Verbesserungen gegenüber den Altwerten bringen. Ein gesonderter Abschnitt behandelt den gravitativen Einfluss großer Binnengewässer, der bei der Neuberechnung von Geländekorrekturen flächendeckend berücksichtigt wurde.

In Kapitel 6 finden sich Erläuterungen zur Vorgehensweise bei der Rasterung und anschließender Kartierung der neu berechneten Anomalien.

Die Auswirkungen eines zukünftig zu erwartenden Wechsels in den Prozessierungs-Standards werden in Kapitel 7 untersucht. Da geeignete Geoidmodelle mittlerweile verfügbar sind, können Bouguer-Anomalien nicht nur auf das Niveau nationaler Höhensysteme, sondern auch auf ein international akzeptiertes Ellipsoid reduziert werden. Einer Beschreibung der Arbeitschritte bei der Generierung eines entsprechenden Datensatzes folgt die nähere Untersuchung der Unterschiede zwischen beiden Versionen der Karte. Den letzten Teil der Arbeit bildet Kapitel 8. Hier ist neben einer Zusammenfassung auch ein Ausblick auf mögliche zukünftige Schritte zur Verbesserung der landesweiten Kenntnis des Gravitationsfeldes zu finden.

Durch die Neubearbeitung kann die Genauigkeit früher erhobener Messungen nicht erhöht werden, wohl aber die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der berechneten Anomalien, was durch systematischen Ausschluss fehlerhafter Daten und verbesserte Rechenwege, nicht zuletzt bei der Berechnung von Geländekorrekturen, erreicht wird. Die neue Schwerekarte dient als wesentlich verbesserte Basis für gegenwärtige und zukünftige geophysikalische Interpretationen, die am LIAG durchgeführt werden.

1. Einleitung

1.1 Motivation

Potenzialfeldkarten stellen einen wichtigen Beitrag für die Erkundung tektonischer und geologischer Strukturen dar. Für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland hat das LIAG gemeinsam mit anderen staatlichen Einrichtungen und der Industrie aktuelle Karten der Gravimetrie (Bouguer-Anomalien, LIAG 2010A) und der Magnetik (Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes, LIAG 2010B) kompiliert. Diesen Kartenwerken liegen homogenisierte Datensätze zugrunde, die modernen internationalen Ansprüchen genügen. Der vorliegende Bericht dokumentiert die Verarbeitungsschritte, die zur Erstellung der neuen Bouguer-Karte im Maßstab 1 : 1 000 000 geführt haben.

Darauf aufbauend erfolgt in Zukunft die weiterführende Analyse und Interpretation der Anomalien durch die Anwendung mathematischer Verfahren zur Separation verschiedener Störkörper sowie 2Dund 3D-Modellrechnungen.

1.2 Reprozessierung

Die zusammengetragenen Gravimetriedaten stammen zum großen Teil aus dem Fachinformationssystem Geophysik (FIS-GP) des LIAG, die um Auslandsdaten vom Bureau Gravimétique International (BGI) und von Partnerorganisationen in Dänemark, Tschechien und Frankreich ergänzt wurden (siehe Anhang A 1).

Für die Erstellung einer homogenen Karte reicht es nicht aus, punktweise berechnete Bouguer-Anomalien aus verschiedenen Quellen zusammenzutragen und diese zu einem einheitlichen Raster zu verarbeiten. Die Werte sind untereinander nur bedingt vergleichbar, da sie auf unterschiedlichen Prozeduren und Annahmen bei der Umrechnung von Schwerebeobachtungen in Bouguer-Anomalien basieren. Die von verschiedenen Bearbeitern gewählten Rechenwege und Vorgaben sind häufig nicht ausreichend dokumentiert, weshalb eine nachträgliche Umrechnung von gegebenen Anomalien kein brauchbarer Ansatz zur Homogenisierung der Datenbasis ist. In der Regel stehen jedoch nicht nur punktweise berechnete Bouguer-Anomalien sondern auch die zugrundeliegenden Beobachtungen zur Verfügung. Als Beobachtungen werden in diesem Zusammenhang die gemessenen Schwerewerte verstanden, die gegebenenfalls um instrumentelle und systematische äußere Einflüsse (z.B. Gang, Erdgezeiten) korrigiert wurden. Zusammen mit den zugehörigen Koordinaten (in Lage und Höhe) bilden sie die Rohdaten für eine homogene Reprozessierung. Dabei werden die Bouguer-Anomalien aller Punkte nach einheitlichen Rechenwegen und Vorgaben neu berechnet.

Um geeignete Reduktionsformeln und Algorithmen auszuwählen, wurden vergleichende Untersuchungen verfügbarer Formeln und Softwarelösungen durchgeführt.

1.3 Arbeitsablauf

Die grundlegenden Schritte zur Erstellung einer homogenisierten Schwerekarte werden in der Abbildung 1.1. visualisiert. Darin sind Ein- und Ausgabedaten als rote Parallelogramme (mit der Markierung *E* für Eingabe oder *A* für Ausgabe in der linken unteren Ecke) gekennzeichnet. Elementare Berechnungen werden als grüne Rechtecke, Abfragen und interaktive Eingriffe zur Qualitätssicherung als orange Rauten (mit Verzweigung) dargestellt.

Die Bearbeitung beginnt mit der Zusammenstellung von unreduzierten Rohdaten (gemessene Schwere, Lage und Höhe). Als einheitliches Bezugssystem für die Schwere dient das IGSN71 – International Gravity Standardization Net 1971 (MORELLI ET AL. 1974). Ältere Messungen, die ursprünglich anderen Schweresystemen angehörten, wurden bereits beim Aufbau der verwendeten Datenbanken auf das IGSN71 transformiert. So sind beim Aufbau des FIS-GP Messungen, die noch im DGSN62 (Deutsches Schweregrundnetz 1962) durchgeführt wurden, durch eine Polynomtransformation (DOERGÉ ET AL. 1977) ins IGSN71 übergeführt worden. Als Bezugssystem für die Lage dient das WGS84 – World Geodetic System 1984. Daten des FIS-GP sind bereits darauf bezogen. Ausländische Daten wurden ins WGS84 transformiert, soweit Informationen bezüglich der Ausgangssysteme vorlagen. Als Höhenbezug dient schließlich das DHHN85 (sog. NN-Höhen). Alle Punkte aus Deutschland beziehen sich auf dieses System. Der Unterschied zu nationalen Höhensystemen benachbarter Länder variiert zwischen wenigen Zentimetern und einigen Dezimetern. Auf eine Transformation ausländischer Daten musste verzichtet werden, da keine ausreichenden Informationen bezüglich der jeweiligen Ausgangssysteme vorlagen.



Abb. 1.1: Schematischer Arbeitsablauf.

Im nächsten Verarbeitungsschritt erfolgt ein Höhenvergleich mit digitalen Geländemodellen, dem bei Auffälligkeiten ein Lagevergleich mit Luftbildern und digitalisierten topographischen Karten folgt. Dabei können Punkte mit fehlerhaften Koordinaten aufgedeckt und von der Darstellung in der Karte ausgeschlossen werden. Anschließend werden alle Reduktionsterme neu berechnet und die resultierenden Bouguer-Anomalien untersucht. Durch eine Kreuzvalidierung können Punkte aufgedeckt werden, deren Anomalien nicht zur unmittelbaren Umgebung passen. Auch diese Punkte werden von der Darstellung in der Karte ausgeschlossen.

Die verbleibenden Daten werden letztlich auf ein regelmäßiges Raster interpoliert und ein Entwurfsplot erzeugt. Wichtige Steuerparameter, die das spätere Aussehen der Karte maßgeblich beeinflussen, können an dieser Stelle iterativ angepasst werden. Hierzu zählen Vorgaben zum Interpolations-Algorithmus, Rasterweite, Glättung des Rasters und der Isolinien und Elimination störender Isolinien bei starkem Gradienten oder bei örtlich sehr kleinen Extremstellen. Ziel der Parameteranpassung ist, eine zwischen hoher Detailtreue und notwendiger Generalisierung ausgewogene Darstellung zu erreichen. Zuletzt erfolgt die abschließende Kartierung.

Der dargestellte Bearbeitungsablauf gilt für alle Punkte, für die Rohdaten in Form von Schwerewerten und Koordinaten vorlagen. In einigen Gebieten waren solche Daten nicht zugänglich (Niederlande, Tschechien) oder qualitativ minderwertig (Nord- und Ostsee). Hier wurde auf vorprozessierte Anomaliewerte (Raster aus Freiluft- und Bouguer-Anomalien) zurückgegriffen. In diesem Fall war weder eine Überprüfung der Lage und Höhe noch eine Neuberechnung der Reduktionsterme möglich. Zusammen mit den punktweise bearbeiteten Daten wurden diese Rasterdaten jedoch einer Kreuzvalidierung und der anschließenden Weiterbearbeitung unterzogen.

1.4 Produkte

Die publizierte Karte der Bouguer-Anomalien ist das Endprodukt vieler Verarbeitungsschritte. Für die digitale Weiterverarbeitung (z.B. Filterung, Spektralanalyse, Stripping) sind Zwischenprodukte wesentlich nützlicher.

Die im Zusammenhang mit dem Kartendruck erstellten Daten lassen sich in vier Kategorien zusammenfassen:

- Punkte: Tabellen mit einheitlich berechneten Geländekorrekturen, Freiluft- und Bouguer-Anomalien, mit Kennzeichnung falscher und zweifelhafter Datensätze
- Raster: im Surfer-Format gespeicherte Raster von Bouguer-Anomalien, bezogen auf unterschiedliche Koordinatensysteme und in mehreren Gitterabständen berechnet
- Modelle: GIS-Projekte mit verschiedenen Darstellungen der Anomalien, ergänzt durch topographische und geophysikalische Zusatzinformationen
- Karte: gedruckte Version sowie Acrobat-Reader-Dokumente und Bilddateien in verschieden Auflösungen

Zusätzlich zu den Potenzialfelddaten entstanden verschiedene Geländemodelle, die als Eingangsdaten zur Berechnung von Geländekorrekturen gebraucht wurden. Zusammen mit entsprechender, im Rahmen dieser Arbeit speziell angepasster Software, können sie auch in Zukunft zur Berechnung von Geländekorrekturen genutzt werden. Eine detaillierte Liste der generierten Dateien findet sich in Anhang A 2. Eine Kurzanleitung zur Berechnung von Geländekorrekturen ist in Anhang A 3 zu finden.

2. Berechnungsparameter

2.1 Bouguer-Anomalie

Die Bouguer-Anomalie $\Delta g''$ als Funktion der geographischen Koordinaten φ, λ, h lässt sich wie folgt definieren:

$$\Delta g''(\varphi,\lambda,h) = g(\varphi,\lambda,h) - \gamma_{elli}(\varphi,h) - \delta g_{topo}(\varphi,\lambda,h,\rho).$$

Hierin sind:

- *g* gemessene und um Gezeitenwirkung und instrumentelle Einflüsse korrigierte Schwere auf einer Station mit den geographischen Koordinaten φ , λ , *h* (Breite, Länge, Höhe).
- γ_{elli} Normalschwere in Höhe h, das ist die Wirkung des Niveauellipsoides auf einen Punkt im Außenraum (Funktion von Breite und Höhe).
- δg_{topo} Massenwirkung, das ist die Wirkung der topographischen Massen, die sich zwischen der Station und dem Niveauellipsoid bzw. Geoid befinden (Funktion von Breite, Länge, Höhe und Dichte ρ).

Bei der klassischen Schwerefeldmodellierung wird h als Normalhöhe aufgefasst, man spricht von einer Schwereanomalie. Wird h hingegen als ellipsoidische Höhe aufgefasst, dann spricht man von einer Schwerestörung (TORGE 2003). Anschaulich kann man im ersten Fall von einer Reduktion auf das Geoid, im zweiten von einer Reduktion auf das Ellipsoid sprechen.

Von vielen Anwendern werden die Reduktionsterme weiter aufgeteilt. Dies hatte ursprünglich praktische, heute überwiegend historische Gründe. Für den Anteil des Niveauellipsoides γ_{elli} (auch Breitenkorrektur genannt) gilt

$$\gamma_{elli}(\varphi,h) = \gamma_0(\varphi) - \delta g_{ni}(\varphi,h) - \delta g_{at}(h)$$

Der Anteil der topographischen Massen $\delta g_{\scriptscriptstyle topo}$ (auch Massenwirkung genannt) lässt sich aufspalten in

$$\delta g_{topo}(\varphi,\lambda,h,\rho) = \delta g_{bp}(h,\rho) - \delta g_{tc}(\varphi,\lambda,h,\rho).$$

Die Einzelterme sind:

 γ_0 Normalschwere auf dem Ellipsoid,

 δg_{ni} Niveaureduktion,

 δg_{at} Atmosphärenkorrektur,

 δg_{hn} Bouguersche Plattenreduktion,

 δg_{tc} Geländekorrektur.

Bei dieser Aufteilung lautet die Gesamtformel für die Bouguer - Anomalie:

$$\Delta g'' = g - \gamma_0 - \delta g_{bp} + \delta g_{ni} + \delta g_{at} + \delta g_{tc} \,.$$

Im einfachsten Fall eines kleinen Bearbeitungsgebietes ohne Höhenschwankungen berechnet man die Normalschwere nach einer einfachen Näherungsformel, die Plattenreduktion anhand einer unendlichen ebenen Platte mit der Dichte der lokalen Topographie und die Niveaureduktion als lineare Funktion, die nur von der Höhe abhängt. Die restlichen Terme wie Atmosphären- und Geländekorrektur werden meist vernachlässigt.

In einem Gebiet mit der Größe und Topographie Deutschlands sind obige Vereinfachungen nicht mehr angemessen. Zumindest im Mittel- und Hochgebirge muss eine Geländekorrektur angebracht werden,

die bezüglich Erdmodell (eben oder sphärisch), Reduktionsweite (maximale Entfernung von der Station, bis zu der das Gelände berücksichtigt wird) und Gesteinsdichte das Modell der Bouguerschen Platte stimmig ergänzt.

In der Vergangenheit wurde die Berechnung einzelner Terme, aus denen sich die Bouguer-Anomalie zusammensetzt, nicht einheitlich gehandhabt. Dies gilt auch für bedeutende Bouguer-Karten der zwei früheren deutschen Teilstaaten (PLAUMAN 1983/1991A/1995, CONRAD 1996). Bei einer älteren gesamtdeutschen Kompilation (BEHR ET AL. 2002) wurden die Reduktionen nicht einheitlich durchgeführt, sondern durch interpolierte Zuschläge lediglich in ihrer Auswirkung minimiert. Um eine Vergleichbarkeit großer Kompilationen über Landesgrenzen hinaus zu ermöglichen, haben sich einige Standards international durchgesetzt (zum derzeitigen Stand siehe z.B. LAFEHR 1991A, NOWELL 1999, TORGE 2003, HINZE ET AL. 2005, MEURERS & RUESS 2007/2009). Diese werden auch in der neuen Bouguer-Karte Gesamtdeutschlands umgesetzt. Eine Übersicht der verschiedenen Vorgaben findet sich in Tabelle 2.1.

	PLAUMAN (1983/1991a/1995)	Conrad (1996)	LIAG (2010A)
Normalschwere	Reihenentwicklung be-	Reihenentwicklung be-	geschlossene Formel be-
	züglich GRS67	züglich GRS80	züglich GRS80
Niveaureduktion	Approximation 1. Ord-	Approximation 1. Ord-	Approximation 2. Ord-
	nung: 0.3086 mGal/m	nung: 0.30849 mGal/m	nung nach WENZEL (1985)
Atmosphären- korrektur	keine	keine	Approximation 2. Ord- nung nach WENZEL (1985)
Plattenmodell	sphärisch, Approximation	planar, unendlich aus-	sphärisch, Formel von
	nach Vүзкосі∟ (1960)	gedehnte Platte	LaFeнr (1991в)
Geländekorrektur	nicht einheitlich, Verfah-	nicht einheitlich, Verfah-	einheitlich, mittels hoch-
	ren mehrmals geändert	ren mehrmals geändert	aufgelöstem DGM
Reduktionsradius	nicht einheitlich, maximal	nicht einheitlich, maxi-	einheitlich bis 166.7 km
	bis 20.5 km	mal bis 23.5 km	(Hayford-Zone O ₂)
Reduktionsniveau	NN (Geoid)	NN (Geoid)	NN (Geoid) ^[1]
Gesteinsdichte	2670 kg/m ³	2000 – 2700 kg/m ³	2670 kg/m ^{3 [2]}

Tab. 2.1: Gegenüberstellung unterschiedlicher Vorgaben zur Berechnung von Bouguer-Anomalien.

¹ Eine auf das WGS84-Ellipsoid reduzierte Version der karte findet sich im Kapitel 7.

² Eine Reduktion mit variablen Dichten wurde bereits testweise durchgeführt. Die Weiterbearbeitung ist erst dann sinnvoll, wenn geeignete Dichtemodelle für das gesamte Kartengebiet vorliegen.

In den folgenden Abschnitten sind die verwendeten Rechenformeln näher erläutert und die maximalen Differenzen zu einfacheren Lösungen genannt.

2.2 Normalschwere

Die Normalschwere auf dem Niveauellipsoid berechnet sich in geschlossener Form nach der Formel von Somigliana (MORITZ 2000):

$$\gamma_0(\varphi) = \gamma_a \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}}$$

mit

$$k = \frac{b \gamma_b}{a \gamma_a} - 1$$
 und $e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}$.

Sie ist abhängig von der geographischen Breite der Station φ und vier Konstanten des gewählten Referenzellipsoides. Für das Geodätischen Referenzsystem 1980 (GRS80) gilt:

a = 6378137 m	Halbachse am Aquator,
$b = 6356752.3141 \mathrm{m}$	Halbachse am Pol,
$\gamma_a = 978032.67715 \mathrm{mGal}$	Normalschwere am Äquator,
$\gamma_b = 983218.63685 \mathrm{mGal}$	Normalschwere am Pol.

Die praktische Berechnung in mGal erfolgt ohne Genauigkeitsverluste mit

$$\gamma_0(\varphi) = 978032.67715 \frac{1 + 0.001931851353 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0.0066943800229 \sin^2 \varphi}} \,.$$

Die konventionelle Reihenentwicklung

$$\gamma_0(\varphi) = 978032.67715 \left(1 + 0.0053024 \sin^2 \varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi \right)$$

hat wenig praktische Bedeutung. Sie erfordert mehr Rechenaufwand als die exakte Formel und weist eine Genauigkeit von 0.1 mGal auf (MORITZ 2000).

2.3 Atmosphärenkorrektur

Gemäß der Definition des GRS80 bezieht sich γ_0 auf die Gesamtmasse der Erde einschließlich der Atmosphäre. Für Schwerereduktionen muss der Einfluss der oberhalb des Berechnungspunktes liegenden Luftmassen von γ_0 abgezogen (oder zur Beobachtung g addiert) werden. Die Berechnung erfolgt nach WENZEL (1985):

$$\delta g_{at} = 0.874 - 9.9 \cdot 10^{-5} h + 3.56 \cdot 10^{-9} h^2$$
.

Da diese Formel nur für Höhen zwischen 0 und 8000 m definiert ist, wird für tiefer gelegene Stationen der Wert 0.874 mGal benutzt.

Wird diese Korrektur bei Schwerereduktionen vernachlässigt, ergeben sich Abweichungen, die im Flachland 0.87 mGal und im Hochgebirge 0.65 mGal betragen.

Für den Vergleich mit früheren Schwerekarten Deutschlands (z.B. mit PLAUMANN 1983/1991A/1995) scheint an dieser Stelle erwähnenswert, dass zwei abweichende Reduktionsansätze – Normalschwere

im GRS67 ohne atmosphärische Korrektur statt Normalschwere im GRS80 mit atmosphärischer Korrektur – sich in den hiesigen geographischen Breiten beinahe aufheben. Die Übereinstimmung ist umso besser, je kleiner die Höhe der jeweiligen Station ist.

2.4 Niveaureduktion

Die Niveau- oder Freiluftreduktion basiert auf einer Taylor – Reihe mit Termen bis zur zweiten Ordnung in der Höhe h und der geometrischen Abplattung f (WENZEL 1985):

$$\delta g_{ni} = -\left(\frac{\partial \gamma}{\partial h}\Big|_{0} h + \frac{1}{2} \frac{\partial^{2} \gamma}{\partial h^{2}}\Big|_{0} h^{2}\right)$$

mit

$$\frac{\partial \gamma}{\partial h}\Big|_{0} = -\frac{2\gamma_{0}}{a} \left(1 + f - 2f\sin^{2}\varphi + \frac{3}{2}f^{2} - 2f^{2}\sin^{2}\varphi + \frac{1}{2}f^{2}\sin^{4}\varphi\right) - 2\omega^{2}$$
$$\frac{\partial^{2}\gamma}{\partial h^{2}}\Big|_{0} = \frac{6\gamma_{0}}{a^{2}(1 - f^{2}\sin^{2}\varphi)^{2}}.$$

Die benötigten Konstanten des GRS80 sind: geometrische Abplattung f = 0.00335281068118 und Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation $\omega = 7292115 \cdot 10^{-11}$ rad s^{-1 [3]}.

In WENZEL (1989) findet sich eine Entwicklung bis zur dritten Ordnung in h, die auch bei großen Höhen (weltweit) eine Genauigkeit von 10⁻⁴ mGal aufweist. Die Differenz zur obigen Näherung zweiter Ordnung ist auf dem hier in der Karte dargestellten Gebiet stets kleiner als 10⁻³ mGal.

Wird in Schwerereduktionen für den vertikalen Gradienten die konventionelle, nur von der Höhe abhängige lineare Näherung

$$\delta g_{ni} = -\left(\frac{\partial \gamma}{\partial h}\Big|_{0}h\right) = 0.3086 h$$

benutzt, ergeben sich im Kartenbereich Abweichungen bis zu 0.7 mGal. In Deutschland betragen diese maximal 0.3 mGal.

In der Literatur sind weitere Näherungsformeln für Niveaureduktionen zweiter Ordnung zu finden (z.B. HINZE ET AL 2005, TORGE 2003, NOWELL 1999). Die Unterschiede zwischen verschiedenen Lösungen zweiter Ordnung sind im Kartengebiet stets kleiner als 0.03 mGal. Eine Gegenüberstellung findet sich im Anhang A 4.

2.5 Bouguer-Plattenreduktion

Für Reduktionen in Gebieten mit großen Höhenunterschieden ist die Annahme einer ebenen Platte eine zu grobe Näherung. Die Krümmung der Erdoberfläche muss hier zusätzlich berücksichtigt werden. Für die gravitative Wirkung einer sphärischen Platte existieren geschlossene analytische For-

³ In TORGE (1989) und MEURERS ET AL. (2001) ist diese Formel mit einem Druckfehler im Nenner der zweiten Ableitung angegeben: $a^2(1-f^2\sin^2\varphi)$ statt $a^2(1-f^2\sin^2\varphi)^2$.

meln, die auf verschiedene Weise hergeleitet werden können. In der Formulierung von LAFEHR (1991B) ergibt sich:

$$\delta g_{hn} = 2 \pi G \rho h + 2 \pi G \rho (\mu h - \lambda R).$$

Der erste Summand steht für die Wirkung einer unendlich ausgedehnten ebenen Platte, der zweite ist eine Korrektur bezüglich der Krümmung und dem endlichen Radius einer sphärischen Platte. Er wird Bullard-Term oder Bullard-B-Korrektur genannt. Die Größen μ und λ sind zwei dimensionslose Koeffizienten, definiert in LAFEHR (1991B), $R = R_E + h$ ist die Summe aus Erdradius R_E und Stationshöhe h, G ist die Gravitationskonstante und ρ ist die Dichte der sphärischen Platte. Konventionell wird R_E = 6371 km, G = 6.673 × 10–11 m³/kg/s² und ρ = 2670, 1027, 1000 oder 917 kg/m³ für Landmassen, Meerwasser, Süsswasser oder Eis eingesetzt (HINZE ET AL. 2005). Die Koeffizienten μ und λ werden so berechnet, dass sich die sphärische Platte bis zum Radius von 166.7 km erstreckt (Hayford-Zone O₂).

Andere Ansätze zur Herleitung geschlossener Formeln sind beispielsweise in HECK & SEITZ (2007) und in KÜHTREIBER ET AL. (1989) zu finden. Numerische Tests zeigten, dass sie die gleichen Resultate liefern. In der Vergangenheit sind verschiedene Näherungslösungen für die Wirkung sphärischer Platten publiziert worden, die sich in ihrer Genauigkeit unterscheiden (z.B.: JUNG 1961, VYSKOCIL 1960, MILITZER & WEBER 1984). Eine Gegenüberstellung findet sich im Anhang A 5.

Wird in Schwerereduktionen die konventionelle, ebene unendliche Bouguer-Platte benutzt

$$\delta g_{bp} = 2 \pi G \rho h ,$$

ergeben sich in Deutschland und im restlichen Kartenbereich Abweichungen bis zu 1.5 mGal.

2.6 Geländekorrektur

Die homogene Berechnung von genauen Geländekorrekturen δg_{tc} bildet einen Kernpunkt dieser Arbeit. Bei starkem Relief erreichen Geländekorrekturen in Deutschland Beträge bis zu 50 mGal. Sie sind deshalb bis heute der kritische Faktor bei der Berechnung hochauflösender Bouguer-Anomalien. Einzelheiten zur Neuberechnung unter Zuhilfenahme von hochauflösenden digitalen Geländemodellen sind in Kapitel 5 zu finden.

3. Datengrundlage

3.1 Fachinformationssystem Geophysik des LIAG

Ein Großteil der für die Kartierung verwendeten Gravimetriedaten stammt aus dem Fachinformationssystem Geophysik (FIS-GP) des LIAG. Die terrestrisch gemessenen Gravimetriepunkte liegen überwiegend auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland, ergänzt um einige Punkte in Belgien, Luxemburg, Frankreich und Polen. Die Punkte in Belgien und Luxemburg (östliche Landesteile) stammen aus grenzüberschreitenden Vermessungen der Ardennen (Stavelot-Venn-Sattel, Brabanter Massiv) in den 1970er und 1980er Jahren, die Punkte in Frankreich (südwestlicher Rheingraben) und Polen (westlicher Landesteil) wurden im Rahmen der Geophysikalischen Reichsaufnahme in den 1930er und 1940er Jahren aufgenommen. Der gesamte Datenbestand des FIS-GP kann nach einzelnen Messkampagnen oder genereller nach Herkunft bzw. Datenbesitzer weiter unterschieden werden. Einen Überblick mit Angaben zur Datenmenge und einer Kurzbezeichnung des Datensatzes (zur einfachen Organisation) gibt Tabelle 3.1.

Datenherkunft	Kurz- bezeichnung	Anzahl Punkte
Erdölgeologischer Austausch	EGA	158 589
Geophysikalische Reichsaufnahme (Regionalaufnahme)	GRA	25 889
Datenspeicher Geophysik GGD (Regionalaufnahme Ost)	GGD	68 873
NLfB (Regionalaufnahme West, ohne Seegravimetrie)	NLFB	23 225
NLfB (Seegravimetrie) ^[4]	NLFB	955
Öffentliche Einrichtungen (z.B. BGR, LIAG, LVN, Univ. Kiel)	OEFD	3 245
Sonstige Industriedaten (z.B. Volkswagen AG, KW Industrie)	IND	3 891
Summe		284 667

Tab. 3.1: Daten aus dem FIS-GP des LIAG (einzelne Quellen sind zu Gruppen zusammengefasst).

Die Gesamtheit der Daten ist sehr ungleichmäßig über das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland verteilt. Eine graphische Übersicht findet sich im Anhang A 1. Die Spezialvermessungen der Industrie und der öffentlichen Einrichtungen (EGA, OEFD, IND) decken oft kleine Interessensgebiete (meist einige 100 km²) mit sehr dichten Punktabständen ab (meistens 500 m bis 1 km, gelegentlich bis zu 50 m). Die Regionalaufnahmen (GRA, GGD, NLFB) überdecken weitaus größere Flächen mit weniger dichten Punktabständen (in der Regel gilt: 3 bis 5 km für GRA; 2 bis 3 km für NLFB; 1 bis 2 km für GGD).

Die Berechnung von Bouguer-Anomalien und der hierzu notwendigen Reduktionsterme erfolgte für alle zum Zeitpunkt der Bearbeitung im FIS-GP gespeicherten Punkte (siehe Tabelle 3.1). Dadurch wird eine eventuelle Übernahme der neuen Werte in die Datenbank erleichtert. Da im bisherigen FIS-GP viele Daten enthalten sind, die noch nicht auf Konsistenz und Fehler überprüft wurden, mussten weitere Schritte unternommen werden, um Punkte für die Kartenerstellung auszuwählen. Näheres zur

⁴ Eine Dokumentation zu diesem Datensatz findet sich in PLAUMANN (1979).

Aufdeckung von Fehlern findet sich im Kapitel 4. Die als brauchbar eingestuften Punkte (Markierung bzw. Quality-Flag = 1) weisen nur geringe Widersprüche zum DGM (in Höhe) und zu Nachbarpunkten (in Anomalie) auf. Nur diese wurden für die anschließende Rasterung und Kartierung verwendet.

3.2 Externe Datenquellen

Die zur Reprozessierung ausgewählten Daten von externen Quellen sind in Tabelle 3.2 aufgelistet.

Land / Region (Datenart / Herkunft)	Kurz-	Anzahl
	bezeichnung	Punkte
Österreich (Punkte, BGI)	ATB	5 487
Belgien (Punkte, BGI)	BEB	99
Benelux (Punkte, BGI – Lieferung an NLFB / GGA, 1989)	BNL	137
Schweiz (Punkte, BGI)	СНВ	755
Tschechien (Punkte, Geofyzika a.s. Brno)	CZA	4 343
Tschechien (Punkte, BGI)	CZB	495
Tschechien (Raster, BGI)	CZG	633
Dänemark (Punkte, KMS Kopenhagen)	DKA	6 452
Frankreich (Punkte, BRGM Orléans & MDPA Wittelsheim)	FRA	15 533
Frankreich (Punkte, BGI)	FRB	29 840
Luxemburg (Punkte, BGI)	LUXB	73
Niederlande (Raster, BGI)	NLG	689
Nord- und Ostsee (Raster, BGI – EGM2008 Schwerefeldmodell)	EGM	6 786
Summe		71 322

Tab. 3.2: Verwendete Daten von externen Quellen. Punktdaten sind gemessene Schwerewerte mit zugehöriger Lage und Höhe, Rasterdaten sind bereits berechnete Bouguer-Anomalien.

Terrestrische Schweredaten aus dem Ausland stammen vor allem vom Bureau Gravimétrique International (BGI), das eine Datenbank mit öffentlich zugänglichen Gravimetriedaten pflegt. In den Niederlanden und Tschechien musste mangels frei verfügbarer Punktwerte auf vorprozessierte Rasterdaten (Freiluft- und Bouguer-Anomalien) zurückgegriffen werden, die ebenfalls beim BGI abrufbar sind. In Teilgebieten von Tschechien und Frankreich sowie in Dänemark standen recht gut dokumentierte und dicht vermessene Punktdaten einzelner ausländischer Partnereinrichtungen zur Verfügung (Tschechien: Geofyzika, Brno; Frankreich: Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans und Mines de Potasse d'Alsace, Wittelsheim; Dänemark: National Survey and Cadastre, Kopenhagen). Eine erste Sichtung aller verfügbaren Daten ergab, dass Überschneidungen und Widersprüche zwischen Daten aus verschiedenen Quellen vorlagen. In diesen Fällen wurde entschieden, öffentlich zugänglichen Daten vom BGI weniger zu vertrauen als Daten von Partnereinrichtungen in den jeweils betroffenen Ländern. Auch innerhalb der BGI-Daten selbst gab es gelegentlich Widersprüche zwischen sich

überschneidenden Messkampagnen aus verschiedener Herkunft. Hier wurde den jeweils neueren oder umfangreicheren Sammlungen der Vorzug gegeben, viele ältere Pendelmessungen und einige kleinere Kampagnen wurden aussortiert. In Tabelle 3.2 sind nur noch Punkte gelistet, die nach diesen vorbereitenden Schritten zur weiteren Bearbeitung ausgewählt wurden. Im nächsten Arbeitsschritt wurde geprüft, in welchen Lagebezugssystemen die jeweiligen Daten vorliegen. Eine sinnvolle Transformation zum übergeordneten globalen WGS84-System ist nur möglich, wenn das nationale Ausgangssystem zweifelsfrei feststeht. Alle Partnereinrichtungen lieferten diese Informationen zusammen mit den Daten (CZA, DKA und FRA), beim BGI-Datensatz der Schweiz (CHB) konnten sie der zugehörigen Literatur (KLINGELE UND OLIVIER 1980) entnommen werden. Bei allen anderen Quellen war eine zweifelsfreie Zuordnung nicht möglich, sie konnte auch nicht weiter geklärt werden. Ein Höhenvergleich zwischen einem DGM und den (a) unveränderten und (b) unter Annahme eines nationalen Systems transformierten Punkten aus Tschechien und Österreich lieferte keine signifikante Abnahme der Abweichungen. Deshalb wurden Punkte mit bekanntem Lagebezug transformiert (Vorgaben hierzu siehe Tabelle 3.3), ansonsten aber auf Annahmen bezüglich des Ausgangssystems verzichtet. Wie bei anderen länderübergreifenden Kompilationen üblich (z.B. bei FAIRHEAD 1994) wurden die Daten in ihrer Originalform belassen. Bei den in Mitteleuropa möglichen nationalen Systemen führt dies in der Regel zu Ungenauigkeiten in der Positionsangabe in der Größenordnung von einigen 100 m.

Land	Datensatz	Lagebezugssystem	EPSG Code [5]	ESRI Code ^[6]
Tschechien	CZA	S1942 (Pulkovo)	4178 / 15998	5
Dänemark	DKA	ED1950 (Europa)	4230 / 1627	25
Frankreich	FRA	WGS1984 (Welt)	4326 / -	-
Schweiz	СНВ	CH1903 (Bern)	4149 / 1766	2

Tab. 3.3: Datensätze mit bekannten Lagebezugssystemen und Angaben zum verwendeten Transformationsansatz.

Marine Schweredaten (Seegravimetrie in Nord- und Ostsee), die vom BGI ebenfalls übermittelt wurden, sind älteren Datums und weisen Ausreißer und Widersprüche in der Größenordnung von etwa 5 bis 20 mGal auf. Eine sachgerechte Aufbereitung und Neuprozessierung dieser Daten ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, so dass auf ihre Verwendung gänzlich verzichtet wurde. Stattdessen wurde im Bereich der Nord- und Ostsee auf Bouguer-Anomalien (Raster) zurückgegriffen, die das BGI aus Freiluft-Anomalien des globalen Schwerefeldmodells EGM2008 abgeleitet hat. Dieses von der National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) veröffentlichte Modell zeichnet sich durch eine hohe räumliche Auflösung und durch die Kombination von terrestrischen Schweredaten (Anomalien) mit den Ergebnissen verschiedener Satellitenmissionen aus (PAVLIS ET AL. 2008). Es basiert auf einer vollständigen Kugelfunktionsentwicklung bis Grad und Ordnung 2159 mit zusätzlichen Koeffizienten bis zum Grad 2190 und Ordnung 2159 (reine Satellitenmodelle werden derzeit bis Grad und Ordnung 360 entwickelt). Als Eingangsdaten dienen terrestrisch bestimmte Anomalien (aus einer durch das NGA aufgebauten Datenbank) und die Ergebnisse von Satelliten-Altimetrie und Satellite-to-Satellite-

 ⁵ Angegeben ist der EPSG Code des Bezugssystems, gegebenenfalls gefolgt vom EPSG Code der Transformation.
 ⁶ In ArcGIS 9.3 lauten die ausführlichen Namen der jeweiligen Transformationen: Pulkovo_1942_To_WGS_1984_5; ED_1950_To_WGS_1984_25; CH1903_To_WGS_1984_2.

Tracking. Im BGI wurden aus den Originaldaten (Freiluft-Anomalien, 2.5' x 2.5'-Raster) Bouguer-Anomalien (ebenfalls 2.5' x 2.5'-Raster) mittels des Programms FA2BOUG (FULLEA ET AL. 2008) errechnet. Dazu wird die gravitative Wirkung der Topographie (d.h. der Einfluss einer sphärischen Bouguerplatte und Geländekorrekturen) berechnet und zu den gegebenen Freiluft-Anomalien hinzuaddiert. Dies erfolgt anhand des digitalen Geländemodells ETOPO1 (1' x 1'-Raster) und unter Einhaltung von relevanten Standards (GRS80, Reduktionsradius 166.7 km, Reduktionsdichte 2670 kg/m3). Die so bestimmten Werte können direkt mit den in dieser Arbeit berechneten Punkt-Anomalien kombiniert werden.

4. Fehlersuche und Qualitätskontrolle

Die effiziente Entfernung von groben Ausreißern und die Aufdeckung von zweifelhaften Daten ist ein wichtiger Arbeitsschritt bei der Aufbereitung großer Gravimetriedatensätze. Messungen werden nicht nur über einen langen Zeitraum durch verschiedene Einrichtungen zu unterschiedlichen Zwecken durchgeführt, sie unterscheiden sich auch bezüglich Punktdichte, Genauigkeit der eingesetzten Instrumente, Wahl zugrundeliegender Bezugssysteme und Vorgehensweise bei der Berücksichtigung von Instrumentengang und Gezeiten. Bei derart heterogenen Datenbeständen muss mit Widersprüchen gerechnet werden. Es ist praktisch unmöglich, im Nachhinein alle fehlerhaften Daten zuverlässig zu erkennen, nicht zuletzt weil weiterführende Informationen zu einzelnen Messkampagnen oft nicht mehr zu beschaffen sind. Ein Teil der Ausreißer kann jedoch durch Abgleiche mit Informationen aus anderen Quellen und durch gezielte Vergleiche innerhalb des Gesamtdatensatzes aufgedeckt werden. Derartige Kontrollen gehören zur fortlaufenden Datenpflege. Jede Fehlersuche liefert andere Ergebnisse, wenn neue oder bessere Zusatzinformationen genutzt werden können. Aus diesem Grund sind alle Punkte, die im Rahmen dieser Arbeit als fehler- oder zweifelhaft eingestuft wurden, nicht aus den Datenbeständen gelöscht, sie wurden lediglich von der Verwendung in der aktuellen Karte ausgeschlossen.

Im Allgemeinen gilt, dass die Möglichkeiten zur genauen Erfassung von Schwerewerten und zugehörigen Koordinaten mit zunehmendem technischen Fortschritt besser geworden sind. Merkliche Genauigkeitssteigerungen ergaben sich ab den 1950-60er Jahren durch die Verwendung von astasierten Gravimetern (z.B. Worden, LaCoste & Romberg) und ab den 1980-90er Jahren durch die Positionsbestimmung mittels GPS (Global Positioning System).

Der überwiegende Teil der untersuchten Messungen stammt aus den Jahren 1950 – 1990. Die Bestimmung der Schwere erfolgte in der Regel mit astasierten Gravimetern, die Höhenbestimmung resultierte hauptsächlich aus Nivellements mit Anschluss an Festpunkte der Landesvermessung. Die Lagebestimmung wurde in den meisten Fällen durch Abgriff aus analogen topographischen Karten der Maßstäbe 1 : 25 000 und 1 : 50 000 bewältigt. Bei großflächigen Aufnahmen wurden typischerweise folgende Messgenauigkeiten angestrebt: < 0.1 mGal für die Schwere, < 3 cm für die Höhe und < 20 m für die Lage.

Aus heutiger Sicht erscheint die Lagebestimmung als größter Schwachpunkt älterer Messungen, zumal die angestrebte Genauigkeit von 20 m aufgrund von maßstabsbedingt generalisierten oder aber inaktuellen Karten nicht immer erreichbar war. Indessen ist die Höhenbestimmung durch Nivellement bei sachgerechter Durchführung unkritisch, allerdings lässt sich im Nachhinein nicht sicherstellen, ob wirklich alle Punkte auf diese Weise eingemessen wurden. Um den Aufwand zur Aufdeckung von Punkten mit fehlerhaften Koordinaten zu minimieren, wurden zunächst die Höhen aller Punkte überprüft (siehe Abschnitt 4.1). Bei Auffälligkeiten folgte eine aufwändigere Prüfung der Lage (Abschnitt 4.2). Eine diesem Koordinatenvergleich entsprechende Prüfung der gemessenen Schwerewerte und abgeleiteter Anomalien ist aufgrund fehlender Vergleichswerte nicht möglich. Einzelne Ausreißer können dennoch durch eine Kreuzvalidierung aufgedeckt werden (Abschnitt 4.3). Im Abschnitt 4.4 sind die Ergebnisse aller Qualitätskontrollen zusammengefasst.

4.1 Höhenvergleich

Die schnellste Methode zur Aufdeckung von Unstimmigkeiten im Datenbestand ist ein Vergleich der Höhen mit digitalen Geländemodellen. Dabei werden die im Rahmen der Schweremessung erfassten Punkthöhen mit Werten verglichen, die sich an gleichen Positionen durch bilineare Interpolation aus einem DGM ergeben. Es ist zu beachten, dass auffällige Punkte nicht unbedingt falsch sind. Größere Differenzen zwischen gemessenen und interpolierten Höhen können verschiedene Ursachen haben:

- Fehler in der Höhenkoordinate des Messpunktes,
- Fehler in den Lagekoordinaten des Messpunktes,
- Fehler oder zu geringe räumliche Auflösung des DGM,
- Erfassungszeitpunkt und Gültigkeitsdauer des DGM.

Da auch eine Kombination mehrerer Gründe denkbar und realistisch ist, liefert ein einfacher Vergleich nur erste Hinweise auf zweifelhafte Punkte. Das primäre Interesse gilt dabei nicht den verstreuten Einzelpunkten sondern zusammenhängenden Punktgruppen, die nicht zum DGM passen. Weitere Untersuchungen, etwa Überprüfung von Berichten zu einzelnen Messkampagnen, Vergleiche mit anderen DGMs, mit Luftbildern und digitalisierten topographische Karten, können oft zur Klärung der Ursachen beitragen. Speziell für die Aufdeckung von groben Höhenfehlern erweist es sich als günstig, wenn mehrere voneinander unabhängige Geländemodelle zur Interpolation herangezogen werden können. Dies ist für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland der Fall. Hier liefern die Modelle DGM25 und SRTM brauchbare Vergleichswerte. Das DGM25 basiert ausschließlich auf terrestrischen Messungen und Befliegungen (BKG 2009), das SRTM stützt sich hingegen auf Radarmessungen einer Satellitenmission (FARR ET AL. 2007). Treten größere Abweichungen zwischen den Höhen beider Modelle einerseits und gemessenen Höhen andererseits auf, dann sind sie kaum noch durch fehlerhafte oder zu gering aufgelöste DGMs zu erklären. In Abbildung 4.1 sind Punkte mit auffällig großen Differenzen zu beiden Modellen dargestellt. Als Schranke wurde 25 m gewählt, das entspricht der Rasterweite des DGM25.



Abb. 4.1: Punkte mit mehr als 25 m Höhendifferenz zu den Geländemodellen: DGM25 (links) und SRTM (rechts).

Aus Abbildung 4.1 ist ersichtlich, dass es nur wenige Punkte mit derart großen Differenzen zum jeweiligen Geländemodell gibt. Das SRTM-Modell liefert 1416, das DGM25 nur 713 Ausreißer von insgesamt 279 366 untersuchten Punkten. Die größere Anzahl an vom SRTM abweichenden Punkten ist nicht verwunderlich, dieses Modell ist wesentlich ungenauer als das DGM25 (weitere Ausführungen dazu in Abschnitt 5.2). Auch liegen die Punkte, die nicht zum SRTM, wohl aber zum DGM25 passen, in Gebieten mit rauerer Topographie. Dies liegt zumindest teilweise an der schlechteren horizontalen Auflösung des SRTM von ca. 90 m. Dennoch treten in Abbildung 4.1 einige zusammenhängende Punktgruppen deutlich hervor. Diese liegen in Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Thüringen, Brandenburg und Sachsen, meistens in Gebieten mit moderater Topographie. Die Differenzen sind also nicht durch geringe horizontale Auflösung der Geländemodelle zu erklären. Um die Ursachen aufzudecken wurden weitere Untersuchungen wie Lagevergleiche mit Karten und Luftbildern durchgeführt. Die Vorgehensweise ist in Abschnitt 4.2 anhand von Beispielen erläutert, in Abschnitt 4.4 sind die Ergebnisse zusammengefasst.

Wird die Fehlerschranke für Abweichungen zum DGM25 schrittweise auf 15, 10 und 5 m reduziert, zeigt sich, dass die Anzahl der unsystematisch verteilten Einzelpunkte und die Anzahl von Fehlpunkten in bereits identifizierten Problemgebieten merklich zunimmt (Abbildung 4.2). Auffällig ist auch die deutliche Häufung von neuen problematischen Punkten im südlichen Teil von Thüringen. Die Ursache hierfür konnte auch durch weitergehende Vergleiche nicht abschließend geklärt werden. Hier sind umfangreichere Untersuchungen notwendig. Als Ergebnis kann jedoch festgestellt werden, dass eine Fehlerschranke von dH > 5 m (rechter Teil der Abbildung 4.2) nur 1.7 % aller Daten auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland als fehler- oder zweifelhaft ausweist (4 752 von 279 366 Punkten). Flächenhaft verbleiben genügend Daten, um daraus Raster und Karte im Zielmaßstab von 1 : 1 000 000 zu erstellen. Eine noch niedrigere Schranke - z.B. dH > 3 m - ist nicht praktikabel, denn bei Differenzen in dieser Größenordnung ist nicht auszuschließen, dass sie vornehmlich durch eine zu geringe horizontale Auflösung des verwendeten DGMs verursacht sind.



Abb. 4.2: Auffällige Punkte bei schrittweiser Veränderung der Fehlerschranke: dh > 15 m (links), dh > 10 m (mittig), dh > 5 m (rechts).

Für die Kartenerstellung wurde sowohl auf fehlerhafte als auch auf zweifelhafte Punkte verzichtet. Tests zur Festlegung einer Schranke haben ergeben, dass 5 m (Inland, Abweichung zum DGM25) beziehungsweise 20 m (Ausland, Abweichung zum SRTM) zu vernünftigen Kartierungen führen. Dadurch werden Daten ausgespart, die ansonsten zu unsicheren Anomalien in der Größenordnung von mehr als 1 mGal (Inland) bzw. 4 mGal (Ausland) führen.

4.2 Lagevergleich

Lagevergleiche mit aktuellem Karten- und Luftbildmaterial sind zeitintensiver als Höhenvergleiche mit Geländemodellen. Sie wurden deshalb nur bei auffälligen Punktgruppen durchgeführt. Auf die Untersuchung von zweifelhaften Einzelpunkten wurde aus Effizienzgründen verzichtet. Auffälligkeiten zeigten sich entweder beim Höhenvergleich mit dem DGM25 und dem SRTM (siehe Abschnitt 4.1), oder bei der Untersuchung von sich überschneidenden Datensätzen aus verschiedenen Quellen. Als Vergleichsmaterial diente die digitalisierte topographische Karte 1 : 50 000 (ATKIS DTK50-V, © Vermessungsverwaltungen der Länder und BKG, 2004) und verschiedene über Google Earth zugängliche Luftbilder (© Google, GeoContent, Tele Atlas u. a., 2010).

Ein Beispiel für die Verwendung der Karte in ESRI ArcGIS ist in Abbildung 4.3 dargestellt. Es handelt sich um ca. 6 300 Punkte aus dem Datensatz FRB, die begleitend zu Nivellements entlang von Straßen gemessen wurden. Die Messungen liegen westlich und östlich des Rheins und sind durch Widersprüche zu den Datensätzen FRA und GRA aufgefallen. Im linken Teil der Abbildung 4.3 ist zu erkennen, dass Straßenverläufe und Messpunkte (in Rot) nicht übereinstimmen. Die schwarzen Pfeile markieren eine mögliche Verschiebung der Punkte um ca. 600 m nach Osten und ca. 400 m nach Süden. Führt man diese Verschiebung durch, ist die bessere Übereinstimmung der Punkte mit den Straßenverläufen offensichtlich (Abbildung 4.3 rechts, blaue Punkte).



Abb. 4.3: Beispiel eines Datensatzes mit fehlerhaften Lagekoordinaten (Frankreich, Elsass): Punkte in original gelieferter Lage (links) und nach einer Verschiebung nach Süd-Ost (rechts).

Die Abbildung 4.4 zeigt zwei Beispiele für Lagevergleiche mit Luftbildern im Programm Google Earth. Es handelt sich um Punkte aus dem Datensatz GGD, die durch große Höhendifferenzen zum DGM25 aufgefallen sind. Aus beiden Bildern ist ersichtlich, dass die Punkte in Tagebaugebieten des Lausitzer Reviers liegen. Es ist davon auszugehen, dass die Messungen vor dem Beginn des Abbaus durchgeführt wurden, und dass das DGM25 einen Zustand während des Abbaubetriebes darstellt. Analoge Verhältnisse wurden auch bei Tagebauen im Mitteldeutschen und im Rheinischen Braunkohlerevier aufgedeckt.



Abb. 4.4: Beispiele für Punkte mit großen Höhendifferenzen zum DGM25. Ein Lagevergleich ergibt, dass die Punkte in den Tagebaugebieten Jänschwalde (links), und Welzow-Süd (rechts) liegen.

Die im Rahmen von Lagevergleichen aufgedeckten Ausreißer wurden gekennzeichnet und von der weiteren Verarbeitung ausgeschlossen.

4.3 Kreuzvalidierung

Die oben beschriebenen Verfahren zur Fehlersuche bieten lediglich die Möglichkeit, Punkte mit unplausiblen Lage- und Höhenkoordinaten aufzudecken. Zur Auffindung von Fehlern in gemessenen Schwerewerten und den daraus abgeleiteten Anomalien sind sie nicht geeignet. Um dies zu gewährleisten wurde eine mehrstufige Kreuzvalidierung durchgeführt. Dabei werden die Anomalien nebeneinander liegender Punkte halbautomatisch miteinander verglichen. Hierzu wird am Ort jeder Messung ein interpolierter Wert berechnet, der sich aus benachbarten Daten aber nicht aus der Beobachtung selbst ergibt (sog. Leave-One-Out-Verfahren). Die Interpolation wird mit derselben Methode durchgeführt wie die spätere Berechnung des Anomalien-Rasters. Der auf diese Weise ermittelte Schätzwert kann dann mit der Original-Beobachtung verglichen werden.

Ein extremes, aber realistisches Beispiel ist in Abbildung 4.5 dargestellt. Dort sind mehrere Messpunkte zu sehen, wobei jedem Punkt eine Bouguer-Anomalie aus der Original-Messung (obere Zahl) und eine Schätzung aus benachbarten Werten (mittlere Zahl) zugeordnet ist. Die Differenz beider Werte (untere Zahl) dient als Indikator für auffällige Anomalien. Im linken Bild ist klar zu erkennen, dass bei allen Punkten große Unterschiede zwischen Messwert und Schätzung auftreten. Bei alleiniger Betrachtung der Messwerte fällt hingegen auf, dass nur der eingekreiste Punkt eine auffällig von der Umgebung abweichende Anomalie aufweist, im Verhältnis dazu variieren die übrigen Messwerte nur wenig (Abbildung 4.5, links). Die ermittelten Differenzen sind dennoch bei allen Punkten groß, denn bei jeder Schätzung werden alle Nachbarpunkte (und nicht der Punkt selbst) berücksichtigt. Stuft man den eingekreisten Punkt als fehlerhaft ein, dann muss die Kreuzvalidierung für alle verbleibenden Punkte neu durchgeführt werden. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.5 (rechts) dargestellt. Hier erkennt man deutlich, dass die verbleibenden Punkte keine Auffälligkeiten mehr aufweisen.





Anhand des Beispiels wird klar, dass die Kreuzvalidierung iterativ durchgeführt werden muss. Sie ist nicht vollständig automatisierbar. Ein Durchlauf liefert im ungünstigen Fall nur nebeneinander liegende Punkte mit inkonsistenten Anomalien. Der Bearbeiter muss einschätzen, welcher Punkt oder welche Punkte auszuschließen sind. Bestehen Zweifel, sind zur Entscheidungsfindung auch weitere Informationen wie Geländerelief, lokale Punktdichte und -verteilung, gemessene Schwere, Geländekorrektur und Freiluft-Anomalie heranzuziehen. Obwohl die Gefahr besteht, korrekte Werte zu schnell als fehlerhaft einzustufen, bietet die Kreuzvalidierung ein brauchbares Werkzeug zur Aufdeckung von unplausiblen Anomalien. Ein positiver Nebeneffekt ist, dass extreme Maxima oder Minima in den Anomalien, die nur durch einen einzelnen Punkt verursacht werden, sofort auffallen.

Bei der Bearbeitung des Gesamtdatensatzes wurden in fünf Durchläufen nur 129 Punkte (von 355 034) eliminiert. Bei jedem Durchlauf wurden Punkte mit den betragsmäßig größten Differenzen zwischen Mess- und Schätzwert analysiert und ggf. aussortiert. Da die maximalen anzutreffenden Differenzen bei jedem Durchlauf kleiner wurden, lieferte der sechste Durchlauf nur Punkte, die nicht eindeutig als Ausreißer zu erkennen waren.

4.4 Ergebnisse

Der Einsatz der in den vorherigen Abschnitten beschriebenen Methoden zur Fehlersuche und Qualitätskontrolle führte zur Aufdeckung von Inkonsistenzen innerhalb des Gesamtdatensatzes. Neben einzelnen unsystematisch über das Kartierungsgebiet verteilten Punkten wurden auch zusammenhängende Punktgruppen identifiziert, die Probleme bereiten. Deren nähere Untersuchung und die Vorgehensweise bei ihrer Weiterverarbeitung sollen an dieser Stelle stichwortartig dokumentiert werden:

- Alfeld: Zusammenhängendes Gebiet Alfeld in Niedersachsen (415 Punkte, Industriedaten aus dem Datensatz EGA). Hier sind alle Punkthöhen systematisch verfälscht. Eine Recherche in den zugehörigen Protokollen ergab, dass im Original nur (plausible und zur Umgebung passende) Bouguer-Anomalien vorliegen, die zugehörigen Höhen und Schwerewerte wurden offensichtlich nachträglich konstruiert. In der Folge ergeben sich aus unrealistischen Höhen und Schwerewerten brauchbare Bouguer-Anomalien. Der Datensatz wurde durch eine spezielle Markierung (Quality-Flag= 3) gekennzeichnet, die Anomalien konnten zur Konstruktion von Raster und Karte durchaus verwendet werden.
- Tagebaue:Höhenabweichungen, die durch den Tagebaubetrieb (Abtrag) beding sind. Die
Punkte stammen aus allen innerdeutschen Datensätzen. Die Messung der
Schwerewerte erfolgte vor, die Messung des DGM nach dem Beginn des Abbaus.
Je nach Fehlerschranke werden mehr oder weniger Punkte aussortiert.
- Elsass: Es handelt sich um Punkte aus dem Datensatz FRB, die sich teilweise mit FRA und GRA überschneiden. Offensichtlich sind alle Lageangaben um ca. 800 m verschoben. Nachforschungen haben ergeben, dass es bei einer früheren Umrechnung von Koordinaten aus dem System "Nord de Guerre" zu Rechenfehlern kam. Die Punkte wurden aussortiert.
- Thüringer Wald: Punkte aus dem Datensatz GGD. Hier liegen Höhenabweichungen von bis zu 100 m vor, deren Ursache nicht abschießend geklärt werden konnte. Die Punkte wurden aussortiert. Zu untersuchen wäre, ob sich die Lagekoordinaten auf seltener benutzte Koordinatensysteme der Landesvermessung beziehen (z.B. auf Rauenberg-Datum oder S42-Krassovsky), und der Fehler dadurch verursacht wird.
- Meere: EGM2008 Punkte (Datensatz EGM), die nahe an Küsten lagen, wurden wegen Unstimmigkeiten zu Landdaten aussortiert.

In Tabelle 4.1 sind alle Datensätze und die Anzahl der verwendeten und verworfenen Punkte einander gegenübergestellt. Es lässt sich leicht erkennen, dass im Inland überwiegend wegen Unstimmigkeiten in Lage und Höhe, im Ausland wegen unstimmiger Anomalien aussortiert wurde. Dies liegt nur zum Teil an der im Inland strengeren Schranke für Höhenfehler. Ein weiterer Grund ist die schlechtere Qualität und Integrität einiger zur Kartenerstellung benutzter ausländischer Datensätze.

Datensatz	Punkte gesamt	Punkte verwendet	verworfen wegen Lage / Höhe	verworfen wegen Anomalie
АТВ	5 487	5 409	15	63
BEB	99	99	0	0
BNL	137	137	0	0
СНВ	755	742	0	13
CZA	4 343	4 341	0	2
СZВ	495	490	0	5
CZG	633	621	0	12
DKA	6 452	6 452	0	0
EGA	158 589	158 147	439	3
EGM	6 786	6 785	0	1
FRA	15 533	15 476	57	0
FRB	29 840	29 834	0	6
GGD	68 873	66 808	2 065	0
GRA	25 889	24 735	1 135	19
IND	3 891	3 702	189	0
LUXB	73	73	0	0
NLFB	23 225	22 783	439	3
NLG	689	688	0	1
OEFD	3 245	3 188	56	1
Summe	355 034	350 510	4 395	129

Tab. 4.1: Statistik der durch Qualitätskontrolle aussortierten und verwendeten Punkte.

5. Berechnung von Geländekorrekturen

Die homogene Berechnung von genauen Geländekorrekturen δg_{tc} bildet einen Kernpunkt dieser Arbeit. Bei starkem Relief erreichen Geländekorrekturen in Deutschland Beträge bis zu 50 mGal. Ihre Bestimmung ist wesentlich aufwendiger als die aller anderen Reduktions- und Korrekturterme. Deshalb sind Geländekorrekturen bis heute der kritische Faktor bei der Kompilation hochauflösender Bouguer-Anomalien.

Für die Mehrheit der ausländischen Daten lagen keine Geländekorrekturen vor. Hier war eine Erstberechnung notwendig. Für die im Fachinformationssystem Geophysik (FIS-GP) des LIAG gespeicherten Daten aus Deutschland liegen Geländekorrekturen vor, die über einen Zeitraum von mehr als 70 Jahren durch verschiedene Institutionen bestimmt wurden. Hier war eine Neuberechnung angebracht, da die vorhandenen Korrekturen Inkonsistenzen aufweisen. Einige Ursachen hierfür – speziell auf dem Gebiet der ehemaligen DDR und entlang der innerdeutschen Grenze – werden durch CONRAD (1996) erörtert. Neben methodischen Unterschieden bezüglich Rechenschema, Reduktionsradius und Erdmodell (planar oder sphärisch) gibt es rein praktische Unterschiede, da zu verschiedenen Berechnungszeitpunkten zweifelsohne unterschiedlich gute Höheninformationen zur Verfügung standen.

Die Neuberechnung der Korrekturen erfolgte nach einheitlichen Vorgaben, die sich an aktuellen internationalen Standards orientieren (HINZE ET AL. 2005). Hierzu zählen vornehmlich die einheitliche Berechnung der Geländewirkung bis zu einem Radius von 166.7 km und die Verwendung eines sphärischen Erdmodells. Ferner stammen die notwendigen Höheninformationen aus den besten hochauflösenden digitalen Geländemodellen, die derzeit verfügbar sind.

In den weiteren Abschnitten dieses Kapitels werden zunächst die Eigenschaften vorhandener Geländekorrekturen (Abschnitt 5.1) und verfügbarer Geländemodelle (Abschnitt 5.2) erläutert. Anschließend wird die Generierung spezieller Geländemodelle (Abschnitte 5.3 und 5.4) und die Anpassung der verwendeten Software (Abschnitt 5.5) beschrieben. Dem schließt sich eine ausführliche Diskussion der erzielten Ergebnisse an (Abschnitte 5.6 und 5.7).

5.1 Vorhandene Werte

Die im FIS-GP des LIAG derzeit gespeicherten Geländekorrekturen (Altwerte) wurden vorwiegend parallel zur Datenerfassung, also mehrheitlich im Zeitraum 1950 – 1990 berechnet. In dieser Zeit vollzog sich eine Umstellung von manueller zu computergestützter Berechnung.

Die manuelle Bestimmung von Geländekorrekturen war sehr zeitaufwändig. Die notwendigen Höheninformationen in unmittelbarer Messpunktnähe (etwa bis 100 m) stammen aus einer Geländeaufnahme (Idealfall bei rauem Gelände) oder aus topographischen Karten (Regelfall bei moderater Topographie). In größerer Entfernung zur Station verwendete man je nach Verfügbarkeit topographische Karten oder Karten mittlerer Geländehöhen. Die Berechnung erfolgte dann mit Hilfe von Schablonen, die die Stationsumgebung in verschieden große Zylinderringkompartimente (Sektoren) aufteilten. Diese Aufteilung in Sektoren und die Bestimmung zugehöriger mittlerer Höhen musste stationsweise (d.h. für jeden Messpunkt einzeln) durchgeführt werden. Das erklärt den enormen Zeitaufwand. Für die Größe und Anzahl der Sektoren gab es verschiedene Vorschriften. Am bekanntesten sind die zwischen 1884 und 1940 eingeführten Verfahren von Helmert, Hayford und Bowie, Hammer und Schleusener. Ein Vergleich dieser traditionellen Methoden mit Verweisen auf einschlägige Literatur findet sich bei MÜLLER (1999).

Die manuellen Rechenverfahren wurden seit den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts durch computergestützte Methoden ergänzt und zunehmend verdrängt. Bewährt haben sich Berechnungs-

methoden, bei denen die Umgebung des Messpunktes in Nah- und Fernzonen aufgeteilt wird. Mit zunehmender Entfernung von der Station können dann einfachere Formeln und weniger detaillierte Höheninformationen benutzt werden. Da zunächst nur grobmaschige digitale Geländemodelle verfügbar waren, wurden sie für Fernzonen-Korrekturen eingesetzt. Die Nahzone wurde dann weiterhin manuell berechnet. Ein derartiges Verfahren wurde an der Vorgängereinrichtung des LIAG (NLfB/GGA) entwickelt und bis in die 1990er Jahre benutzt (PLAUMANN 1991B).

Bei starkem Relief in unmittelbarer Stationsnähe ist die topographische Geländeaufnahme bis heute als die genaueste Methode anzusehen (siehe z.B. LAFEHR 1991A, NOWELL 1999). In Deutschland kam sie in einigen Regionen der östlichen Mittelgebirge zur Anwendung (CONRAD 1996). Die verwendeten topographischen Messungen und die ermittelten Nahbereichskorrekturen sind jedoch nicht dokumentiert. Sie konnten deshalb bei der Neuberechnung nicht verwendet werden.

Der maximale Radius, bis zu dem die Wirkung des Geländes berücksichtigt wurde, richtete sich nach dem verwendeten Rechenmodell, nach dem Relief in Stationsnähe und nach praktischen Gesichtspunkten wie dem Blattschnitt der verwendeten topographischen Karten. Er wurde nicht einheitlich gehandhabt und ist bei den im FIS-GP des LIAG gespeicherten Altwerten nicht dokumentiert. Allerdings ist bekannt, dass in Deutschland bei rauer Topographie maximale Radien bis 20.5 km (CONRAD 1996) oder 23.5 km (PLAUMANN 1995) üblich waren. Bei moderater Topographie verwendete man kleinere Radien, im Flachland wurden keine Korrekturen gerechnet. Hayford und Bowie rechnen um 1912 isostatische Reduktionen bereits bis 166.7 km (sog. Hayford-Zone O₂). Dieser Reduktionsradius gilt heute als international anerkannter Standard (HINZE ET AL. 2005). Bei der Neuberechnung bis 166.7 km konnten die Altwerte als auszusparende Nahzone nicht verwendet werden, da der in der jeweiligen Station benutzte Radius nachträglich nicht mehr zu ermitteln ist.

Über die Genauigkeit der vorhandenen und aus verschiedenen Quellen zusammengetragenen Geländekorrekturen (Altwerte) ist wenig bekannt. CONRAD (1996) gibt an, dass bei manuell mit Schablone bestimmten Korrekturen im Allgemeinen ein Fehler von 10 % anzunehmen ist. Bei maschineller Berechnung geht er generell von einem geschätzten mittleren Fehler zwischen 0.05 und 0.1 mGal aus.

5.2 Verfügbare Geländemodelle

Für die Berechnung von genauen Geländekorrekturen mit einem Reduktionsradius von 166.7 km wird ein lückenloses, hochauflösendes digitales Geländemodell (DGM) benötigt, welches das eigentliche Bearbeitungsgebiet und eine ca. 170 km breite Randzone abbildet (vergleiche GRAF 1996). Als Grundlage standen die drei nationalen Modelle M745-K, BRD50, DGM25 und das globale Modell SRTM (in einer Version mit verfüllten Datenlücken, siehe JARVIS ET AL., 2008) zur Verfügung. Ausgewählte Eigenschaften dieser Modelle sind in Tabelle 5.1 zusammengestellt.

Zur Abschätzung erreichbarer Genauigkeiten und zur Aufdeckung von groben Fehlern in den Stationsdaten (näheres hierzu im Abschnitt 4.1) wurden die Höhen der im FIS-GP gespeicherten Landpunkte mit Höhen verglichen, die aus jedem DGM bilinear interpoliert wurden. Die Differenzen sind in Abbildung 5.1 als Histogramme dargestellt. Die Klassenbreite beträgt 1 m. Die Klasse 0 enthält demnach alle Stationen mit Differenzen kleiner \pm 0.5 m, die Klasse +1 alle Stationen im Bereich +0.5 ≤ dH < +1.5 m usw.

Die drei nationalen Modelle sind genauer als der globale Datensatz der Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), bei dem größere Differenzen und signifikante Abweichungen von der Normalverteilung erkennbar sind. Dies ist wenig überraschend, bei einer vergleichbaren Evaluierung globaler Geländemodelle anhand von Daten aus Deutschland kommt DENKER (2005) zu analogen Ergebnissen. Die asymmetrische Verteilung der Differenzen kann dadurch erklärt werden, dass das DGM aus radargestützten Fernerkundungsdaten generiert wurde, wodurch ein Oberflächenmodell einschließlich Bewuchs und Bebauung entsteht. Dennoch sind 91.6 % der Differenzen kleiner als ± 9.5 m (innerhalb der Klassen -9 bis +9), was die SRTM-Spezifikationen weit übertrifft (vertikale Absolutgenauigkeit von 16 m bei einem Konfidenzintervall von 90 %, siehe FARR ET AL. 2007). Ein Vorteil des SRTM–Modells ist, dass es aus Daten generiert wurde, die in den nationalen Modellen nicht enthalten sind. Bei der Aufdeckung grob fehlerhafter Schweredaten (Abschnitt 4.1) ist das von großem Nutzen.

Name	Jahr der Erfassung	Rasterweite	Bezugssystem	Abdeckung	Quelle
SRTM	2000 [7]	3" x 3"	geogr. Koord. (WGS84)	weltweit unter ± 60° Breite	CGIAR-CSI, NGA
M745-K	1990 ^[8]	1" x 1"	geogr. Koord. (Bessel)	Deutschland, lückenhaft	AmilGeo, BGR, LIAG
BRD50	2000 ^[9]	50 x 50 m	GK-Koord., 3. Str. (Bessel)	Deutschland, lückenhaft	LIAG
DGM25	2006 ^[10]	25 x 25 m	GK-Koord., 3. Str. (Bessel)	Deutschland	BKG

Tab. 5.1: Ausgewählte Eigenschaften der untersuchten Geländemodelle.

⁷ Korrektur von Fehlpixeln durch das Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), Version 4, 2009.

⁸ Korrigiertes Modell des Amts für Militärisches Geowesen (AMilGeo), Fortführung der Hauptdaten bis 1990.

⁹ Mehrfach ergänztes und überarbeitetes Modell, Speicherdatum beim LIAG: 2000.

¹⁰ Jährliche, regional begrenzte Fortführung, Erstveröffentlichung unter dem früheren Namen DGM-D 25m: 2006.

Beim Vergleich der nationalen Modelle untereinander zeigt sich erwartungsgemäß, dass neuere Modelle genauer sind als ihre Vorgänger. In Deutschland ist das aktuelle nationale Modell das DGM25 (ehemals DGM-D 25 m) vom Bundesamt für Geodäsie und Kartographie (BKG 2009). Hier sind 94.5 % der Differenzen kleiner als 2.5 m (innerhalb der Klassen -2 bis +2), 60.4 % aller Punkte weisen Abweichungen unterhalb von nur 0.5 m auf (Klasse 0). Dadurch sind die Spezifikationen des Modells durchweg erfüllt (in der Dokumentation wird die Genauigkeit der zur Modellgenerierung verwendeten Ausgangsdaten angegeben: 94 % unter 2 m, 34 % unter 0.5 m).



Abb. 5.1: Differenzen zwischen gemessenen und aus DGMs interpolierten Stationshöhen für ca. 280 000 Landpunkte aus dem FIS-GP.

Die Genauigkeit des DGM25 wird von keinem anderen nationalen Modell erreicht (M745-K: 91.7 % innerhalb der Klassen -4 bis +4, BRD50: 90.3 % innerhalb der Klassen -3 bis +3). Ferner ist das DGM25 im Gegensatz zu älteren Modellen auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland lückenlos, es gibt keine Pixel ohne Höheninformationen. Das ist eine wichtige Vorraussetzung für die korrekte Berechnung von Geländekorrekturen.

Die Untersuchung macht deutlich, dass die genauesten Geländekorrekturen vom DGM25 zu erwarten sind. Da jedoch auch Geländedaten aus dem benachbarten Ausland benötigt werden, wird hier auf das SRTM-Modell zurückgegriffen. Das ist vertretbar, da es für Stationen in Deutschland nur als ent-fernte Topographie zur Geländekorrektur beiträgt. Stationen im Ausland haben bei der vorliegenden Kompilation eine untergeordnete Bedeutung, hier muss mit einer geringeren Genauigkeit der berechneten Korrekturen gerechnet werden.

5.3 Fusionsmodell für Landmassen

Die getrennte Verwendung des DGM25 für topographische Massen im Inland und des SRTM für entsprechende Massen im Ausland ist mit der eingesetzten Software nicht möglich. Deshalb wurde aus beiden Datensätzen ein Fusions-Modell generiert. Aufgrund der größeren Genauigkeit wurde bei der Zusammenführung beider Geländemodelle dem DGM25 die höhere Priorität gegeben. Das weniger genaue SRTM wird nur dort benutzt, wo das nationale Modell nicht definiert ist.

Vor der Fusion mussten die Datensätze auf ein einheitliches Lagebezugssystem und auf eine einheitliche Rasterweite transformiert werden (Ausgangslage siehe Tabelle 5.1). Da die Berechnung aller anderen lageabhängigen Korrekturen geographische Koordinaten bezüglich des WGS84 erfordert, wurde auch das Fusions-Modell darauf bezogen. Die Rasterweite des neuen Geländemodells beträgt 1" x 1", was näherungsweise der Auflösung des DGM25 und der dreifachen Auflösung des SRTM entspricht. Durch die Verdichtung des SRTM wird erreicht, dass eine ungewollte Treppenbildung (bei der Berechnung von Geländekorrekturen wird das Gelände durch Quader angenähert) in ihrer Wirkung minimiert wird.

Die Transformation von Gauß-Krüger-Koordinaten (bezogen auf das Bessel-Ellipsoid) zu geographischen Koordinaten bezüglich des WGS84-Ellipsoids erfolgte durch den BeTA2007-Ansatz der AdV^[11] (SCHMITZ ET AL. 2008). Es ermöglicht eine homogene Transformation aller Gitterpunkte mit Submetergenauigkeit, bei herkömmlichen Sieben-Parameter-Transformationen werden hingegen nur 3 bis 5 m erreicht. Der Ansatz stützt sich auf NTv2 (National Transformation Version 2), ein zuerst in Kanada benutztes, gitternetzbasiertes Transformationsverfahren (JUNKINS & FARLEY 1995).

Das Gesamtmodell überdeckt den Bereich 45° - 57° nördlicher Breite und 2° - 20° östlicher Länge und enthält rund 2.8 Mrd. Höhenwerte (Abbildung 5.2).



Abb. 5.2: Das Fusionsmodell zur Berechnung von Geländekorrekturen wurde aus dem DGM25 (Inland) und SRTM (Ausland) aufgebaut. Es umfasst Deutschland und benachbarte Staaten.

¹¹ Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland.

Zusätzlich zum hochauflösenden Modell wurde ein gröberes DGM mit einer Rasterweite von 10" (ca. 250 m) durch Mittelung von jeweils 10 x 10 Zellen des Feinrasters generiert. Dieses Grobraster wird bei der Berechnung von Fernzonen-Korrekturen benutzt. Dabei trägt es zu einer wesentlichen Reduzierung der Rechenzeiten bei.

5.4 Tiefenmodelle von Binnengewässern

Binnenseen werden im DGM25 nur als Oberflächen erfasst, Informationen über Wassertiefen bzw. über den Seeboden fehlen. Dadurch werden Seen bei der routinemäßigen Berechnung der Massenwirkung (Summe aus Bouguerplatte und Geländekorrektur) nicht mit ihrer wahren Dichte, sondern mit der Einheitsdichte von 2670 kg/m³ modelliert.

Da geeignete digitale Tiefenmodelle der deutschen Binnenseen nicht verfügbar sind, wurden die Tiefenlinien bedeutender Gewässer (siehe Tabelle 5.2) aus der Topographischen Karte 1 : 50 000 digitalisiert. Daraus wurden einheitlich georeferenzierte Seebodenraster mit der Gitterweite von 1" (etwa 25 m; analog zum Feinraster für Landmassen) generiert. Dadurch war es möglich, die gravitative Wirkung der Wassermassen mit der korrekten Dichte von 1000 kg/m³ zu modellieren bzw. einen Zuschlag zur routinemäßig durchgeführten Berechnung der Massenwirkung mit der Dichtedifferenz von 1670 kg/m³ zu bestimmen. Im weiteren Text wird dieser Zuschlag als Seenkorrektur bezeichnet. Er entspricht der gravitativen Wirkung der Wassermassen multipliziert mit dem Faktor 1.67.

See	Größte Tiefe [m]	Mittlere Tiefe [m]	Fläche [km ²]	Bundesland
Bodensee	254	91	535.9	Baden-Württemberg, Bayern
Walchensee	190	81	16.1	Bayern
Starnberger See	128	53	56.4	Bayern
Ammersee	81	38	46.6	Bayern
Chiemsee	73	26	79.9	Bayern
Schaalsee	72	14	19.3	Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein
Großer Plöner See	58	12	29.1	Schleswig-Holstein
Schweriner See	52	11	61.5	Mecklenburg-Vorpommern
Selenter See	36	13	21.4	Schleswig-Holstein
Tollensesee	31	18	17.9	Mecklenburg-Vorpommern
Müritz	30	7	109.2	Mecklenburg-Vorpommern
Plauer See	26	7	38.4	Mecklenburg-Vorpommern
Kummerower See	23	8	32.5	Mecklenburg-Vorpommern
Steinhuder Meer	3	2	29.1	Niedersachsen

Tab. 5.2: Binnengewässer, für die Tiefenmodelle generiert und Seenkorrekturen berechnet wurden.Die Angaben zur Fläche und Tiefe stammen vom STATISTISCHEN BUNDESAMT (2010).

5.5 Softwareanpassung und Testrechnung

Das für die hier dargestellte Arbeit verwendete Programm TC wurde von René Forsberg erstellt und dient zur Berechnung verschiedener Schwerefeldgrößen (FORSBERG 1984). Die Bestimmung von Geländekorrekturen erfolgt anhand von zwei digitalen Geländemodellen. Dabei wird die Topographie in verschieden große Quader (Prismen mit horizontaler Deckfläche) zerlegt. In der Nahzone ist ein genaues, engmaschiges DGM vorgesehen, der Einfluss der Fernzone wird anhand eines groben DGMs mit mittleren Geländehöhen berechnet. Diese Zerlegung erlaubt eine enorme Reduzierung der Rechenzeit. Eine weitere Beschleunigung wird durch die Verwendung von einfacheren Näherungsformeln in der Fernzone ermöglicht. Hierfür verwendet TC eine Taylorreihenentwicklung nach MacMillan und in größerer Entfernung eine Punktmasse im Schwerpunkt des jeweiligen Quaders.

Die Grenzen für den Übergang von Fein- zu Grobraster und von Quadern zu Näherungen können durch den Benutzer festgelegt werden. Im Programm gibt es hierzu Vorgaben und Hinweise. Es wird beispielsweise empfohlen, das Feinraster wenigstens bis zur zweifachen Rasterweite des Grobrasters zu benutzen. Solche Schranken wurden ursprünglich anhand von recht groben DGMs festgelegt. Forsberg verwendet in numerischen Beispielen DGMs mit 1 km Feinraster und 10 km Grobraster, der Übergangsradius beträgt dann 20 km. In der vorliegenden Arbeit kommen ein Feinraster mit 25 m und ein Grobraster mit 250 m zur Anwendung, sodass sich nach der Faustregel ein extrem kleiner Übergangsradius von 500 m ergibt.

Zur Überprüfung der Faustregel und zur Festlegung einer sinnvollen Schranke erfolgten Tests an 100 ausgewählten Punkten. Hiervon waren 84 fiktive, gleichmäßig über Deutschland verteilte Stationen und 16 reale Messpunkte in rauer Topographie, bei denen die Geländekorrektur größer als 20 mGal ist. Nach einer Berechnung von Sollwerten (keine Näherungsformeln und Feinraster bis 166.7 km Entfernung) erfolgten Tests mit variierenden Grenzen für den Übergang vom Fein- zu Grobraster.

Es zeigte sich, dass ein Übergang bei 500 m bei moderater Topographie bereits ausreicht, um Fehler über 0.01 mGal zu vermeiden. Bei 10 von 16 realen Punkten in rauer Topographie ergeben sich jedoch Fehler im Bereich von 0.1 bis 0.05 mGal. Fehler in dieser Größenordnung treten noch vereinzelt bis zu einem Übergangsradius von 2 km auf. Ein Übergang bei etwa 2.5 km ist demnach ausreichend, wenn die Korrekturen ausschließlich für die Herstellung einer kleinmaßstäbigen Karte (1 : 1 Mio.) mit einem Isolinienabstand von 1 mGal benutzt werden. Für die Speicherung in einer Datenbank, aus der später auch Detailkarten größerer Maßstäbe generiert werden, kann die Genauigkeitsschranke strenger ausfallen. Restfehler über 0.01 mGal treten ab einem Übergangsradius von 12.5 km nicht mehr auf, bei 25 km betragen sie maximal 0.002 mGal ^[12].

Die durchgeführten Tests basieren auf Stationen, die sich ausschließlich in Deutschland befinden. Die Topographie im benachbarten Ausland (z.B. in Österreich und der Schweiz) kann stellenweise noch rauer sein. Um auch dort zuverlässige Werte zu ermitteln wurden alle Geländekorrekturen mit einem Übergangsradius von 25 km gerechnet. Der durch den Rasterwechsel in Kauf genommene Fehler bleibt auch in schwierigen Fällen unter 0.01 mGal, eine mit heutigen Relativgravimetern erreichbare Genauigkeit.

Im Programm TC können zwei weitere Parameter verändert werden, wodurch die Berechnung in der wichtigen Nahzone beeinflusst wird. In unmittelbarer Stationsnähe kann wahlweise eine Rasterverdichtung durch Splines erfolgen, was zu einer Abmilderung von Treppeneffekten führt, die durch hori-

¹² Die Bestimmung des Übergansgradius erfolgte zunächst ohne Verwendung von Näherungsformeln. Anschließend wurden die Schranken für den Übergang von Quadern zur MacMillan-Approximation und davon zu Punktmassen so gesetzt, dass sich berechnete Werte nur unsignifikant (< 0.001 mGal) ändern.

zontale Quaderoberflächen zwangsläufig entstehen. Liegen für die Stationen genaue (z.B. durch Nivellement bestimmte) Höheninformationen vor, dann stimmen sie mit den Höhen des Geländemodells in der Regel nicht perfekt überein. Die Software erlaubt wahlweise eine Anpassung des DGMs an die gespeicherte Stationshöhe, was durch Interpolation von neuen DGM-Höhen in unmittelbarer Stationsnähe erreicht wird. Beide Verfahren sind bei FORSBERG (1984) und bei KÜHTREIBER ET AL. (1989) ausführlich beschrieben, an dieser Stelle sollen die gewählten Einstellungen kurz erläutert werden.

Gegen eine Rasterverdichtung in der Umgebung des Messpunktes spricht nichts, es entsteht ein der Realität besser angepasstes Modell. Es lässt sich zeigen, dass eine stufenweise Rasterverdichtung dazu führt, dass sich die Ergebnisse einer Berechnung mit Quadern immer mehr an Ergebnisse einer Berechung mit Polyedern annähern (SKIBA 1999). Diese optionale Modifikation wurde eingeschaltet. Eine Anpassung des Geländemodells an genauere, weil nivellierte Stationshöhen erscheint prinzipiell sinnvoll. Dagegen spricht aber, dass oftmals nicht bekannt ist, wie die Höhe einer Station tatsächlich ermittelt wurde, aus den benutzten Schweredatenbanken geht das nicht hervor. Auch sind fehlerhafte Stationshöhen denkbar. Auf jeden Fall entstehen bei der im Programm TC realisierten Vorgehensweise mehr oder weniger künstliche Erhebungen und Senken. Jeder Station wird zudem ein anderes Ge-ländemodell zugeordnet, da die Modifikation nur temporär im Rahmen der sequentiellen Berechnung realisiert wird. Dies führt insbesondere bei Detailvermessungen mit kleinen Messpunktabständen zu Inkonsistenzen. Aus diesen Gründen wurde die Option zur Manipulation von Geländemodellhöhen nicht genutzt. Stattdessen wurde die zusätzliche Höheninformation aus den Stationsdaten zur Qualitätskontrolle verfügbarer Geländemodelle (Abschnitt 5.2) und zur Elimination von fehlerhaften und unsicheren Messpunkten (Abschnitt 4.1) benutzt.

Am Quelltext des Programms mussten kleinere Änderungen vorgenommen werden, um es an heutige Gegebenheiten anzupassen. Hierzu zählen die aufgrund von dichteren DGMs notwendige Anpassung von Arraygrößen und die infolge gestiegener DGM-Genauigkeiten angebrachte Umstellung der DGM-Arrays vom Datentyp INTEGER auf den Datentyp FLOAT.

Zur Durchführung der Rechnung standen zwei Server des Institutes zur Verfügung^[13]. Die Rechenzeit betrug etwa vier Tage.

¹³ Ausstattung: je zwei Vierkernprozessoren, 16 / 24 GB Arbeitsspeicher. Betriebssystem: Red Hat / OpenSuSE (64-bit).
5.6 Ergebnisse

Neue Geländekorrekturen wurden für Stationen im Inland und im benachbarten Ausland berechnet. Im Inland ist ein Vergleich mit vorhandenen Altwerten aus dem FIS-GP möglich. Bei 75 % der Altwerte ist eine Geländekorrektur nie berechnet worden, sie wurde pauschal zu Null angenommen. Daher ist es sinnvoll, diese Stationen getrennt von den anderen Punkten zu untersuchen.

Eine entsprechend aufgeteilte Statistik zu neuen und alten Geländekorrekturen und zu den Differenzen (neu – alt) findet sich in Tabelle 5.3. Die Verteilung der Differenzen ist durch getrennte Histogramme in der Abbildung 5.3 dargestellt.

	Altwerte ≠ 0 (69 786 Punkte)			Altwerte = 0 (213 926 Punkte)		
	neu [mGal]	alt [mGal]	Differenz [mGal]	neu [mGal]	alt [mGal]	Differenz [mGal]
Maximum	50.22	53.40	4.80	4.43	0	4.43
Minimum	-0.21	-0.15	-3.77	-0.65	0	-0.65
Mittelwert	0.61	0.45	0.16	0.00	0	0.00
Standard- abweichung	±1.20	±1.10	±0.32	±0.08	0	±0.08

Tab. 5.3: Statistik zu neuen und alten Geländekorrekturen. Stationen mit vorhandenen, von Null verschiedenen Altwerten sind links, die übrigen Stationen rechts zusammengefasst.





Bei Stationen mit von Null verschiedenen Altwerten variieren die neu berechneten Geländekorrekturen zwischen +50.22 mGal und -0.21 mGal, der Mittelwert beträgt +0.61 mGal. Die maximalen Differenzen zu den Altwerten betragen +5 und -4 mGal. Anhand der Abbildung 5.3 (links) ist zu erkennen, dass ein Großteil der Differenzen (neu – alt) innerhalb von ± 0.4 mGal bleibt (ca. 86 % der Punkte). Unterhalb

des geschätzten mittleren Fehlers der Altwerte von ±0.1 mGal (siehe Abschnitt 5.1) liegen etwa 50 % der Werte. Das zeigt, dass diese Schätzung etwas zu optimistisch ist. Differenzen über ±0.4 mGal (14 % der Punkte) sind fast ausschließlich positiv, d.h. die neuen Geländekorrekturen fallen systematisch größer aus als die Altwerte. Der wesentliche Grund hierfür ist in der Erweiterung des Reduktionsradius von ca. 20 km auf 166.7 km zu suchen.

Bei Stationen, bei denen die Geländekorrektur früher zu Null angenommen wurde, ergeben sich maximale Differenzen von +4 und -1 mGal. Aus Tabelle 5.3 und Abbildung 5.3 (jeweils rechts) wird jedoch deutlich, dass bei den meisten Stationen Abweichungen (und somit auch neue Geländekorrekturen) innerhalb von ±0.1 mGal auftreten (etwa 94 % der Punkte). Werte in dieser Größenordnung wurden bei früheren Berechnungen vernachlässigt. Differenzen über ±0.1 mGal (6 % der Punkte) sind überwiegend positiv. Dieser Trend ist jedoch weniger stark ausgeprägt als bei den Stationen, bei denen von Null verschiedene alte Geländekorrekturen vorlagen.

Die Abbildung 5.4 ermöglicht einen flächenhaften Vergleich zwischen alten (links) und neu berechneten Geländekorrekturen (rechts). Aus beiden Teilen der Abbildung ist erkennbar, dass Geländekorrekturen im Flachland kleine ($\leq \pm 0.5$ mGal), im Mittelgebirge moderate ($\leq + 5$ mGal) und nur im Hochgebirge größere Beträge aufweisen. Die schon festgestellten systematischen Unterschiede zwischen alten und neuen Werten treten beim flächenhaften Vergleich deutlich hervor.

Im Norden Deutschlands (besonders in östlichen Teilen von Schleswig-Holstein und Niedersachsen, in Mecklenburg-Vorpommern und im nördlichen Brandenburg) treten nach der Neuberechnung vermehrt Gebiete mit Werten zwischen +0.05 und +0.5 mGal auf (Wechsel von Gelb im linken zu Grün im rechten Teil der Abbildung 5.3). Diese Geländekorrekturen wurden bei früheren Berechnungen unterschätzt.

In vielen Mittelgebirgen (z.B. im Rheinischen Schiefergebirge, Harz, Rhön, Thüringer Wald, Erzgebirge) ist eine Zunahme an Flächen mit Werten zwischen +0.5 und +5 mGal zu beobachten (Wechsel von Grün im linken zu Orange im rechten Teil der Abbildung 5.3). Auch hier fallen die neuen Korrekturen häufig größer aus als die Altwerte.

Im Rheingraben und entlang von größeren Flüssen ergeben sich nach der Neuberechnung flächenhaft negative Korrekturwerte im Bereich von -0.65 bis -0.05 mGal (in der in Abbildung 5.3 hellblau ^[14]). Diese sind nicht überraschend, sie sind durch das sphärische Modell, den großen Reduktionsradius und die geometrische Anordnung von höheren Regionen in einiger Entfernung zum jeweiligen Flusstal bedingt. Nur im planaren Modell gilt, dass Geländekorrekturen stets größer oder gleich Null sind. Nahe gelegene und entfernte Berge befinden sich bei dieser Modellvorstellung immer oberhalb des Stationshorizontes. Im sphärischen Modell und in der Realität ist das nicht der Fall. Berge in Messpunktnähe liegen über dem Horizont (positiver Korrekturanteil), weiter entfernte Erhebungen können wegen der Erdkrümmung unter den Stationshorizont sinken (negativer Korrekturanteil). Überwiegt die gravitative Wirkung der letzteren, ergeben sich negative Geländekorrekturen.

¹⁴ Die punktweise berechneten Korrekturen wurden für die Darstellung in Abb. 5.4 auf ein 1 km weites Raster interpoliert. Daraus resultiert eine leichte Glättung an Extremstellen. Der Wertebereich des Rasters liegt zwischen -0.2 mGal (statt -0.65 mGal) und +50.0 mGal (statt 50.22 mGal).





Aufgrund der geringen Verbreitung von Gebieten mit großen Geländekorrekturen (+5 bis +50 mGal) können die Veränderungen in diesen Regionen anhand der Abbildung 5.3 nur ansatzweise erkannt werden (z.B. leichte Zunahme an Flächen in Rot im Schwarzwald). Weitere Untersuchungen ergaben, dass sich in einigen eng begrenzten Regionen (neben Schwarzwald auch in hoch gelegenen Teilen des Allgäus, Bayerischen Waldes, Erzgebirges, Thüringer Waldes, Harzes, Rothaargebirges, Pfälzerwaldes und Odenwaldes) neue Geländekorrekturen ergeben, die um mehr als 1 mGal größer sind als die Altwerte. Um mehr als 1 mGal kleinere Werte wurden lediglich in den Berchtesgadener Alpen sowie in unsystematisch verteilten Einzelpunkten ermittelt.

Diese Ergebnisse führten schließlich dazu, dass ein möglicher Zusammenhang zwischen der Größe der Differenz (neu – alt) und der Stationshöhe untersucht wurde. In der Abbildung 5.5 sind die Ergebnisse zweier Neuberechnungen dargestellt. Eine probeweise durchgeführte Neuberechnung bis zu einem Radius von 23.5 km liefert zwar überwiegend größere Werte, aber keine sichtbare Korrelation zur Stationshöhe (linker Teil der Abbildung 5.5). Die Differenzen sind alleine durch die unterschiedlichen Rechenansätze und Höheninformationen erklärbar. Eine Neuberechnung der Geländekorrektur bis 166.7 km liefert Differenzen, deren Größe von der Höhe abhängt (rechter Teil der Abbildung 5.5). In hoch gelegenen Regionen fallen die neuen Werte eindeutig größer aus als die Altwerte. Dies bestätigt die beim flächenhaften Vergleich gemachten Beobachtungen. Weiterhin wird deutlich, dass die Wirkung der Topographie zwischen 23.5 und 166.7 km keinesfalls vernachlässigt werden sollte, in Gebieten ab etwa 500 m Höhe erreicht sie gehäuft Beträge über 0.5 mGal.



Abb. 5.5: Differenzen zwischen neuen und alten Geländekorrekturen (neu – alt) in Abhängigkeit von der Stationshöhe. Bei Berechnung der Neuwerte bis zu einem Radius von 23.5 km ist kein Zusammenhang mit der Stationshöhe erkennbar (links). Führt man die Neuberechnung bis 166.7 km durch, wird eine Korrelation mit der Höhe sichtbar (rechts).

Im rechten Teil der Abbildung 5.5 deutet sich mit zunehmender Höhe eine Trennung in mehrere Punktgruppen an. Hier lag die Vermutung nahe, dass die jeweiligen Altwerte aus Berechnungen durch verschiedene Institutionen stammen. In der Abbildung 5.6 sind deshalb beispielhaft die Teildatensätze der Regionalaufnahme West (NLFB) und Regionalaufnahme Ost (GGD) einander Gegenübergestellt. Die Höhenabhängigkeit der Differenzen ist in beiden Datensätzen unterschiedlich stark ausgeprägt, die Abweichungen bei der Regionalaufnahme Ost nehmen mit der Stationshöhe stärker zu. Eine Ursache hierfür könnte im verwendeten Erdmodell liegen. Während die Erdkrümmung zumindest bei einem Teil der Regionalaufnahme West berücksichtigt wurde, erfolgten die Berechnungen bei der Regionalaufnahme Ost im planaren Modell.



Abb. 5.6: Differenzen zwischen neuen und alten Geländekorrekturen (neu – alt) für die Teildatensätze NLFB (links) und GGA (rechts). Datenherkunft und Punktanzahl siehe Tabelle 3.1. Zwischen den Datensätzen sind deutliche Unterschiede in der Verteilung der Differenzen zu erkennen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, dass die Genauigkei der im FIS-GP gespeicherten Altwerte durchaus den Erwartungen entspricht. Bei 83 % aller untersuchten Stationen liegen die Differenzen zur Neuberechnung innerhalb von ±0.1 mGal, nur bei 2103 Punkten (unter 1 % aller Stationen) ergeben sich Änderungen über 1 mGal.

Die weitergehende Untersuchung zeigt allerdings auch, dass die Differenzen zwischen neuen und alten Werten keinesfalls zufällig streuen. Im norddeutschen Flachland, in dem die überwiegende Zahl aller Stationen liegt, übersteigen die Differenzen (und auch die neuen und alten Geländekorrekturen) nur selten ±0.2 mGal. Mit zunehmender Stationshöhe und somit schwierigerer Topographie nimmt die Genauigkeit der Altwerte ab. In den wenigen vorhandenen, hoch gelegenen Stationen sind die Altwerte aufgrund der Vernachlässigung von entfernten topographischen Massen meistens zu klein. Unterscheidet man nach der Quelle der Datensätze, dann können noch präzisere Aussagen getroffen werden. So weisen beispielsweise fast alle Stationen der Regionalaufnahme Ost (GGD), die über 750 m über NN liegen, Differenzen von +1 mGal und mehr auf.

Sicherlich ist auch die Neuberechnung nicht gänzlich fehlerfrei. Allerdings lässt sich – nicht zuletzt anhand des flächenhaften Vergleichs – erkennen, dass die neuen Werte plausibel und vertrauenswürdig sind. Ihre Differenzen zu Altwerten können durch früher gemachte Vernachlässigungen erklärt werden. Ferner sind neuen Geländekorrekturen nach einem einheitlichen Verfahren und anhand einheitlicher und genauer Höheninformationen berechnet worden. Sie sind homogen. Dadurch konnten insbesondere bekannte Inkonsistenzen entlang der innerdeutschen Grenze eliminiert werden.

5.7 Wirkung von Gewässern

Bei den im vorigen Abschnitt untersuchten, neu berechneten Geländekorrekturen wurde die gravitative Wirkung großer Binnengewässer bereits berücksichtigt. In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse dieser Teilberechnung vorgestellt.

Für einige Seen in den Alpen ist aus der Literatur bekannt, dass deren gravitative Wirkung auf Stationen in Ufernähe nicht vernachlässigt werden kann. RUESS (1985) berechnet Seenkorrekturen für den Attersee und Hallstättersee (beide im oberösterreichischen Salzkammergut). Er ermittelt Korrekturwerte zwischen 0.5 und 1.4 mGal und stellt fest, dass die Seenkorrektur mit der Entfernung vom See nur dann abnimmt, wenn die Topographie in der Umgebung des Sees nicht stark ansteigt. Ist dies jedoch der Fall, wie bei vielen alpinen Tälern, dann nimmt die Korrektur mit der Entfernung und wachsendem Höhenunterschied noch zu. FLURY (2002) bearbeitet ein Testgebiet im Estergebirge (Bayern) und errechnet, dass die gravitative Wirkung des Walchensees auf Stationen in unmittelbarer Nähe zum Steilufer (siehe Abbildung 5.7) Beträge bis 2 mGal erreicht. Weiter gibt er an, dass die Wirkung des Sees bis zu einer Entfernung von 3 - 4 km vom Ufer im messbaren Bereich liegt, beim kleineren Barmsee klingt sie bereits nach wenigen 100 m ab.



Abb. 5.7: Digitales Seebodenmodell des Walchensees. Die maximale Tiefe ist 190 m, das Steilufer liegt im Nordwesten, daran schließt sich ein Steilhang an Land an. Islolinien-Intervall 25 m.

Die exemplarischen Ergebnisse beider Untersuchungen konnten durch die flächenhaft durchgeführten Berechnungen bestätigt und um konkrete Resultate für andere bedeutende Seen in Süd- und Norddeutschland ergänzt werden (siehe Tabelle 5.4).

	Synthetische Punkte		Reale Stationen	
See	Seenkorrektur [mGal]	Entfernung zum Ufer [m]	Seenkorrektur [mGal]	Entfernung zum Ufer [m]
Bodensee	1.31	5	0.64	70
Walchensee	2.61	5	0.40	25
Starnberger See	0.94	5	0.16	90
Ammersee	0.15	5	0.07	500
Chiemsee	0.16	5	0.06	100
Schaalsee	0.29	5	0.03	200
Großer Plöner See	0.14	5	0.02	200
Schweriner See	0.13	5	0.06	200
Selenter See	0.04	5	0.02	15
Tollensesee	0.29	5	0.04	50
Müritz	0.04	5	0.02	200
Plauer See	0.03	5	0.01	100
Kummerower See	0.01	5	0.00 ¹	200
Steinhuder Meer	0.01	5	0.00 ²	50

Tab. 5.4: Seenkorrekturen für die untersuchten Binnengewässer.

Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse wurden auch synthetische Stationen in unmittelbarer Nähe zu möglich steilen Ufern berechnet. Hier zeigt sich, dass am Steilufer des Walchensees die Seenkorrektur 2 mGal übersteigt, am Nordwestufer des Bodensees wird über 1 mGal erreicht. An den Ufern aller Alpenseen ergeben sich Korrekturen über 0.1 mGal. Auch bei den großen Seen im Norden Deutschlands hängen die Werte von der Form des Seebodens ab. Gibt es Steilufer, dann übersteigen die Korrekturen 0.1 mGal und erreichen bis zu 0.3 mGal am Schaalsee und Tollensesee. Bei flacherem Uferverlauf ergeben sich Werte unterhalb von 0.05 mGal.

Die verarbeiteten realen Stationen befinden sich in größerer Entfernung zu Seen, in der Regel beträgt der Mindestabstand 50 – 200 m. Nur am flachen Südufer des Walchensees und am Selenter See wird dieser Abstand unterschritten, am Ammersee ist die naheste Station 500 m vom Ufer entfernt. Die Korrekturbeträge sind durchweg kleiner, das Maximum wird mit 0.64 mGal in 70 m Entfernung vom Nordufer des Bodensees erreicht. Bei allen Alpenseen finden sich Stationen, bei denen die Korrektur größer oder gleich 0.06 mGal ist. Dieser Wert wird auch an einer Station am Schweriner See in Meck-lenburg-Vorpommern erreicht. Bei allen anderen Seen im Norden wird 0.05 mGal nicht überschritten.

Bei den Seen in Süddeutschland zeigt sich deutlich, dass die Korrekturbeträge sowohl von der Entfernung als auch vom Höhenunterschied zwischen Station und See abhängen. Am Bodensee beträgt die Korrektur 0.14 mGal an einer Station in 250 m und an einer anderen Station in 1.5 km Entfernung (Höhenunterschiede 20 m und 220 m). In etwa 2 km Entfernung vom Walchensee kann die Korrektur 0.07 mGal (Höhenunterschied 250 m) oder 0.007 mGal betragen (Höhenunterschied 25 m). In Norddeutschland ist die Topographie moderater, die Seen sind flacher. Hier sinken die Seenkorrekturen spätestens nach 500 – 600 m auf Werte unter 0.01 mGal.

Auch für Stationen, die sich unmittelbar über dem Wasser^[15] oder auf Binnenseeinseln befinden, liefern die durchgeführten Berechnungen zuverlässige Korrekturwerte. Bei den auf der Müritz gemessenen Punkten ergeben sich Korrekturwerte zwischen 1.18 und 0.36 mGal, auf dem Steinhuder Meer werden Werte zwischen 0.18 und 0.14 mGal erreicht. Eine einfache Kontrollrechnung mit einer ebenen Bouguerplatte der Dichte 1670 kg/m³ bestätigt diese Werte.

Aufgrund von theoretischen Überlegungen müssten auch für Stationen an den Ufern der Nord- und Ostsee Meereskorrekturen (mit der Dichtedifferenz 1640 kg/m3) berechnet werden. Der Seeboden in diesem Bereich, wie er sich aus verfügbaren Bathymetriemodellen wie z.B. dem GEBCO (General Bathymetric Chart of the Ocean) ergibt, ist jedoch sehr flach. Praktische Tests und die Erfahrungen aus der Berechnung von Seenkorrekturen zeigen, dass hier kaum Korrekturwerte über 0.01 mGal zu erwarten sind. Auf eine flächendeckende Berechnung wurde deshalb verzichtet.

¹⁵ Gemessen auf Schiffen, Booten oder auf einer winterlichen Eisschicht. Die Vernachlässigung der Dichtedifferenz zwischen Wasser (1000 kg/m³) und Eis (917 kg/m³) führt bei 40 cm Eisdicke zu einem Fehler von 0.001 mGal.

6. Rasterung und Kartierung

Die Berechnung von Bouguer-Anomalien erfolgt punktweise, d.h. in jedem Punkt, an dem eine Messung stattfand, wird die zugehörige Anomalie berechnet. Diese ungleichmäßig verteilten Daten können nicht direkt zur Erzeugung einer Karte (mit Isolinien und –flächen) benutzt werden. Zunächst muss eine Rasterung mit geeignetem Verfahren für ein regelmäßiges Gitter sorgen, woraus dann im zweiten Schritt Isolinien und Isoflächen erzeugt werden, die in der Karte dann mit weiteren Informationen zur Topographie überlagert werden.

6.1 Vorbereitung

Die Berechnung der Reduktions- und Korrekturterme erfolgte einheitlich in geographischen Koordinaten (Länge und Breite) des WGS84. Für die weitere Bearbeitung sind geographische (ellipsoidische) Lagekoordinaten weniger gut geeignet. Alle Punkte wurden deshalb in ebene Kartenkoordinaten transformiert. Dem Maßstab entsprechend wurde hierfür Lamberts winkeltreue Kegelabbildung verwendet. Die auch in anderen Deutschlandkarten verwendeten Parameter sind in Tabelle 6.1 zusammengestellt.

Vorbereitend zur Rasterung wurden nahe beieinander liegende Punkte (näher als 10 m) gemittelt, wenn keine Vorauswahl vertrauenswürdigerer Daten erfolgen konnte. Eine Kreuzvalidierung zeigte außerdem Punkte auf, die auffällig stark nicht mit ihrer Umgebung harmonierten. Diese wurden in einem mehrstufigen, iterativen Prozess ausgeschlossen.

Projektion	Lamberts winkeltreue Kegelabbildung mit zwei längentreuen Brei-
	tenkreisen (Lambert Conformal Conic)
längontroug Broitonkroiso	48° 40' nördl. Breite
	52° 40' nördl. Breite
Rozugemittelnunkt	10° 30' östliche Länge
Bezugsmitteipulikt	51° 00' nördl. Breite
Offect in X und X	False Northing 0.0 m
	False Easting 0.0 m
Filippoid / Dotum	WGS84 (für kartographische Aufgaben im kleinmaßstäbigen Be-
Ellipsoid / Datum	reich identisch mit Ellipsoid GRS80, Datum ETRS89)
Tab 6 1:	Deremeter der Lembertechen Kartenpreisktion

Tab. 6.1: Parameter der Lambertschen Kartenprojektion.

6.2 Rasterung

Zunächst wurden die Rasterungs-Algorithmen Triangulation, minimale Krümmung, punktweises Kriging und blockweises Kriging als Testlauf mit den Rasterweiten 5000 m, 2500 m, 1000 m, 500 m und 250 m durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass Block-Kriging mit einem Gitterabstand von 500 m für die Karte optimal ist. Der Suchradius betrug 25 km, um einerseits ungefüllte Flächen zu vermeiden und andererseits ein harmonisches Gesamtbild zu generieren. Anschließend wurde das erzeugte Gitter mit einem Tiefpassfilter im Ortsraum (gleitende gewichtete Mittelwertbildung durch 3 x 3 Matrix) einmalig geglättet.

6.3 Kartierung

Zur Erstellung der Karte wurde das Programm ESRI ArcGis in der Version 9.3 genutzt, als Hilfsprogramme dienten Geosoft Oasis Montaj 7.1 und Golden Software Surfer 9. Wegen der umfangreichen Steuerungsmöglichkeiten wurde Surfer zur Interpolation des Rasters und zur Glättung (Tiefpassfilterung) eingesetzt. Ausgehend vom geglätteten Raster wurden mittels Oasis Isolinien im Abstand von 1 mGal erzeugt. Dieses Programm besitzt die am besten handhabbaren Routinen zur Beschriftung, Linienglättung und zur Ausdünnung von Linien in Gebieten mit großen Gradienten, das Isolinienbild ist optisch ansprechend. Da in der endgültigen Karte inländische und ausländische Gebiete anders darzustellen waren, erfolgte in Oasis eine Aufteilung bzw. Zerschneidung des Rasters in zwei getrennte Dateien für In- und Ausland. Analog dazu wurden auch die Isolinien in zwei gesonderte Dateien aufgeteilt. Nach einem Export aller Daten zu ArcGis erfolgte hier eine Reklassifizierung der Raster. Einzelne Anomalienbereiche wurden zu Gruppen mit der Breite 10, 20 oder 40 mGal zusammengefasst, um eine abgestufte farbliche Flächenfüllung zu ermöglichen. In ArcGis wurden auch die endgültigen Druckfarben für die Isolinien (im Inland schwarz, im Ausland grau) und Raster (CMYK-Farbkeil mit 14 Bereichen bzw. Stufen, im Ausland um 50% aufgehellt) festgelegt. Das Kartenbild wurde durch Topographieinformationen wie Grenzen, Küstenlinien, Flüsse, Seen, Städte und Landschaftsnamen ergänzt. Diese Daten wurden bereits für die Karte der Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes (LIAG 2010B) zusammengestellt und konnten fast unverändert übernommen werden. Eigentümer der eingefügten Originaldaten sind das Bundesamt für Kartographie und Geodäsie bzw. die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, die eine Genehmigung zur Verwendung in der erstellten Karte erteilt haben.

Für die Druckvorstufe erfolgte die Ausgabe der fertigen Karte als PDF mit 2400 bzw. 1200 dpi. Für den Webshop wurden zusätzlich Bilddateien (JPG, TIFF) mit geringerer Auflösung generiert.

7. Das Reduktionsniveau

7.1 Historisches

Vom theoretischen Standpunkt her ist klar, dass Bouguer-Anomalien auf das Erdellipsoid reduziert werden sollten, denn auf dieses beziehen sich die Normalschwere, Niveaureduktion (LI & GÖTZE 2001) und Atmosphärenkorrektur.

In der Praxis wird meistens auf ein lokales Geoid ^[16] (die Höhe Null im Höhensystems eines Landes) reduziert (JUNG 1961). Dafür gibt es mehrere Gründe. So war der Abstand zwischen einem international anerkannten Ellipsoid und dem lokalen Geoid bis vor wenigen Jahren nicht genügend genau bekannt (zu den geometrischen Verhältnissen siehe Abbildung 7.1). Dadurch konnten die Höhen der Messpunkte (meist durch Nivellement in einem Landessystem bestimmt, d.h. Höhen über dem lokalen Geoid) nicht in ellipsoidische Höhen umgerechnet werden. Ebenso war eine direkte Bestimmung ellipsoidischer Höhen ohne GPS (Global Positioning System) nicht möglich. Daneben ist seit langem bekannt, dass das Geoid einen relativ glatten Verlauf hat und sich der Abstand zwischen Ellipsoid und Geoid nur großräumig ändert. Bei kleinräumigen Untersuchungen vernachlässigt man diese Variationen, sie werden als Teil des regionalen Gravitationsfeldes interpretiert.



Abb. 7.1: Zusammenhänge zwischen ellipsoidischer Höhe h, physikalischer Höhe H und Geoidhöhe oder Geoidundulation N.

Einige Länder wie die USA, Kanada und Mexico (HINZE ET AL. 2005), Australien (BACCHIN ET AL. 2008) und Österreich (MEURERS & RUESS 2009) gehen in jüngster Zeit dazu über, Bouguer-Anomalien nicht mehr auf ein nationales Geoid oder Quasigeoid sondern auf ein internationales Ellipsoid zu reduzieren. Dies ist möglich, da seit wenigen Jahren genügend genaue Geoidmodelle (Modelle der Differen-

¹⁶ Die Unterschiede zwischen einem Geoid (mit zugehörigen orthometrischen Höhen) und einem Quasigeoid (mit zugehörigen Normalhöhen) sind an dieser Stelle ohne Bedeutung. Auf eine sprachliche Unterscheidung wurde deshalb verzichtet.

zen zwischen ellipsoidischen und physikalischen Höhen, sog. Geoidhöhen oder Geoidundulationen) zur Verfügung stehen.

Zur Schaffung einer auf die zukünftige Entwicklung vorbereiteten Datenbasis wurde ein zweiter Datensatz aus Punktwerten und Rastern generiert, der auf das Ellipsoid reduziert ist. Er bietet zum ersten Mal die Möglichkeit einer näheren Untersuchung des geophysikalischen indirekten Effekts (GöTZE & Li 1996), von dem alle bisherigen Schwerekarten Deutschlands betroffen sind.

Es sei an dieser Stelle erwähnt, dass einige Autoren zwischen Schwereanomalien (berechnet mit Höhen über dem Geoid) und Schwerestörungen (berechnet mit ellipsoidischen Höhen) sprachlich klar unterscheiden (z.B. TORGE 2003; FLURY 2002; HACKNEY & FEATHERSTONE 2003). Im geophysikalischen Bereich ist diese sprachliche Trennung wenig verbreitet, man spricht meist von auf das Ellipsoid reduzierten Anomalien. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden beide Varianten benutzt.

7.2 Reduktion auf das Ellipsoid

Zur Umrechnung von physikalischen in ellipsoidische Höhen werden genaue Geoidmodelle benötigt. In Deutschland steht dafür das Quasigeoid der Bundesrepublik Deutschland GCG05 (German Combined QuasiGeoid 2005) mit einer Genauigkeit von 1 - 4 cm zur Verfügung (BKG 2008). Für die angrenzenden Gebiete wurde das aktuelle weltweite EGM2008 (Earth Gravitational Model 2008) benutzt (PAVLIS ET AL. 2008). Hier sind Genauigkeiten im Bereich von 1 - 2 dm zu erwarten, was zu Unsicherheiten in den daraus abgeleiteten Bouguer-Anomalien in der Größenordnung von bis zu 0.05 mGal führt.

Zunächst wurde an jeder Station die zugehörige Geoidundulation berechnet. Dies geschah mit Hilfe von speziellen Interpolationsprogrammen, die zusammen mit den jeweiligen Geoidmodellen zur Verfügung gestellt werden. Nach einer Addition auf die physikalischen Höhen ergeben sich für alle Stationen ellipsoidische Höhen bezüglich des WGS84. Dem folgt eine Neuberechnung der Niveaureduktion, Atmosphärenkorrektur und Bouguerplatte. Auf eine Neuberechnung der Geländekorrektur wurde verzichtet, da wegen der raschen Abnahme der Schwerewirkung mit der Entfernung nicht mit großen Unterschieden zu rechnen ist. Die Umrechnung von Geländemodellen auf ellipsoidische Höhen und die Neuberechnung von Geländekorrekturen hätte den Umfang dieser Arbeit erheblich erweitert.

7.3 Vergleich der Ergebnisse

In Abbildung 7.2 sind zwei Raster von Bouguer-Anomalien dargestellt, die auf das Geoid (links) und auf das Ellipsoid (rechts) reduziert wurden. In der gewählten Darstellung (schattiertes Reliefbild mit Farbzuordnung durch Histogrammanpassung) sind nur geringe Unterschiede zu erkennen. Anhand der Legenden und der statistischen Angaben in Tabelle 7.1 ist jedoch eine Verschiebung des Wertebereichs offensichtlich. Die auf das Ellipsoid reduzierten Anomalien sind im Mittel um 8.6 mGal größer als die Anomalien, die durch Reduktion auf das Geoid berechnet wurden.

	Bouguer-Anomalie [mGal]		
Reduktionsniveau	Minimum	Maximum	Mittelwert
Geoid (linkes Bild)	-174.6	43.4	-22.3
Ellipsoid (rechtes Bild)	-164.7	51.8	-13.7

Tab. 7.1: Statistische Angaben zu den Rastern in Abbildung 7.2.





Zur besseren Visualisierung der langwelligen Unterschiede zwischen den zwei Reduktionsniveaus aus Abbildung 7.2 wurde die Differenz (Anomalien bezüglich Geoid abzüglich Anomalien bezüglich Ellipsoid, d.h. linkes Raster – rechtes Raster) gerechnet. Erwartungsgemäß ergeben sich dabei Unterschiede zwischen -10.1 mGal und -6.6 mGal. Nach Addition eines konstanten Wertes (+8.6 mGal) ergeben sich die in Abbildung 7.3 dargestellten Differenzen. Sie sind eng mit der Figur des Geoids in Deutschland und den benachbarten Regionen verknüpft.



Abb. 7.3: Verbleibende Differenzen zwischen den Rastern aus Abb. 7.2 nach Addition eines konstanten Wertes von +8.6 mGal. Isolinien-Intervall 0.1 mGal.

Es ist zu erkennen, dass die verbleibenden Abweichungen zwischen -1.5 und +2.0 mGal liegen. Die negativen Werte sind überwiegend im Süd-Westen und die positiven im Norden, mit einem Maximum im Nord-Osten, zu finden. Dies ist der langwelligste Einfluss der Geoidgestalt auf die resultierenden Bouguer-Anomalien. Außerdem wird deutlich, dass sich das Geoid unter den Alpen, dem Schwarz-wald, den Vogesen und dem Nordpfälzer Bergland aufwölbt (stark negative Differenzen, Abbildung 7.3). Im Bereich der Nord- und Ostsee ist es erwartungsgemäß stärker eingedellt (positive Differenzen, Abbildung 7.3). Im Bereich des nördlichen Rheingrabens und an der Grenze zwischen Ost-Bayern und Oberösterreich gibt es kleinere, lokale Eindellungen (lokale Hochs, Abbildung 7.3).

Entlang vieler Abschnitte der deutschen Landesgrenze ist in der Abbildung 7.3 ein Versatz von etwa ± 0.05 bis ± 0.1 mGal als Stufe im Reliefbild erkennbar. Dieser Versatz hat zwei Gründe. Zum einen wurden unterschiedliche Höhendefinitionen in den Nachbarländern bei der Aufstellung physikalischer Höhen nicht berücksichtigt, da es darüber keine ausreichenden Informationen gab. Zum anderen wurde im Ausland das globale Geoidmodell EGM2008 benutzt, wodurch die unterschiedlichen Höhendefinitionen ebenfalls nur approximativ erfasst werden.

Anhand der Abbildung 7.3 lässt sich erkennen, dass einige aus der Literatur bekannte Abschätzungen bezüglich des Einflusses der Geoidgestalt auf das Anomalienbild sehr optimistisch sind. So geben LI & GÖTZE (2001) an, dass bei Wellenlängen unter 10 km die Geoidundulationen weltweit meistens unter 10 cm bleiben, was in einer Änderung der Bouguer-Anomalien von 0.02 mGal resultiert (für 100 km ergeben sich Undulationen bis 1 m und Änderungen der Bouguer-Anomalien von 0.2 mGal). In Deutschland sind die Auswirkungen teilweise größer. So ergibt sich z.B. bei einem SW-NO-Profil durch Brandenburg (oder Sachsen) bereits nach 20 km eine Änderung in den Bouguer-Anomalien von 0.2 mGal. Das ist das Fünffache des abgeschätzten Wertes.

Die auf das Ellipsoid reduzierten Anomalien sind konzeptionell logischer, die früher aus praktischen Gründen eingeführten Inkonsistenzen sind heute vermeidbar. Es ist zu erwarten, dass dieses Berechnungskonzept insbesondere im Zusammenhang mit satellitengestützten Modellen des Erdschwerefeldes an Bedeutung gewinnt. Bei der Kombination von Satellitenlösungen und terrestrisch gemessenen Schweredaten müssen die Unterschiede schon heute beachtet werden.

Bei vielen praktischen Anwendungen muss damit gerechnet werden, dass die klassischen, auf das Geoid reduzierten Anomalien weiterhin bevorzugt werden. Ihre Berechnung ist derzeit noch bequemer. Bei der geologischen Interpretation lokal begrenzter Strukturen führt die weit verbreitete Verwendung klassischer Anomalien kaum zu signifikanten Fehlern. In der angewandten Gravimetrie wird meistens mit relativen Schwereunterschieden gearbeitet. Eine Ausnahme stellen räumlich ausgedehnte mikrogravimetrische Untersuchungen dar. Bei der Interpretation langwelliger Anomalien mit geringen Amplituden müssen die Auswirkungen der Geoidgestalt sicherlich berücksichtigt werden.

8. Zusammenfassung und Ausblick

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die Arbeitsschritte erläutert, die zur Erstellung der Karte geführt haben. Durch den systematischen Ausschluss von fehlerhaften Daten und durch homogene, verbesserte Rechenwege konnte die Zuverlässigkeit und Genauigkeit der nun vorliegenden Anomalien (Punktwerte und Rasterdaten) gesteigert werden. Bei der Berechnung von Geländekorrekturen zeigten sich Unstimmigkeiten im alten Datenbestand, insbesondere in höher gelegenen Regionen. Diese konnten durch die Neuberechnung beseitigt wurden.

Bei zukünftigen Kompilationen wäre darauf zu achten, dass zuverlässigere und besser dokumentierte Daten aus dem Ausland vorliegen. Dadurch wäre es beispielsweise möglich, die unterschiedlichen Lage- und Höhendefinitionen verschiedener Länder noch durchgreifender zu berücksichtigen. Auch eine dichtere und homogenere flächenhafte Abdeckung aller dargestellten Gebiete ist weiterhin erstrebenswert. Bei der vorliegenden Kompilation gibt es diesbezüglich noch Qualitätsunterschiede zwischen In- und Ausland. Dem wurde durch eine entsprechende farbliche Darstellung in der gedruckten Karte Rechnung getragen. Anomalien und Isolinien im Ausland sind in einer aufgehellten Farbgebung abgebildet.

Ein weiterer möglicher Schritt zur Verbesserung der landesweiten Kenntnis des Gravitationsfeldes ist die Erstellung einer modifizierten Karte von Bouguer-Anomalien, bei der großräumige Dichteschwankungen in Oberflächennähe berücksichtigt werden. Dazu wäre ein landesweites digitales Dichtemodell zu erstellen, in einer ersten Stufe als zweidimensionales Raster aus Oberflächendichten. Der Aufbau eines solchen Modells, bei dem Handproben, seismische Geschwindigkeiten und Bohrlochmessungen deutschlandweit auszuwerten wären, ist jedoch ein eigenständiges, umfangreiches Projekt.

LEIBNIZ-INSTITUT FÜR ANGEWANDTE GEOPHYSIK

9.9. hr

Dr. Gerald Gabriel Projektleitung

Dipl.-Ing. Peter Skiba Bearbeitung

Literatur

BACCHIN M., MILLIGAN P., TRACEY R. AND WYNNE P. (2008): New Gravity Anomaly Map of the Australian Region. AusGeo News, September 2008, Issue No. 91

BEHR H.-J., CONRAD W., MÜLLER A., TRZEBSKI R. (2002): Compilation, Linsser filtering and interpretation of the gravity map of Germany and adjacent regions at a scale of <1:1000000>. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 30 (6), Berlin

BKG (2008): Quasigeoid der Bundesrepublik Deutschland GCG05 (German Combined QuasiGeoid 2005), Dem Datensatz beiliegende Dokumentation des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Stand: 24.07.2008

BKG (2009): Digitales Geländemodell für Deutschland – DGM-D25, Dem Datensatz beiliegende Dokumentation des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Stand: 13.05.2009

COGBILL A. H. (1979): The relationship between crustal structure and seismicity in the Western Great Basin. PhD thesis, Northwestern University, Evanston, Illinois.

CONRAD W. (1996): Die Schwerekarte der Länder Brandenburg, Mecklenburg-Vorpommern, Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen; Geoprofil 6, Freiberg

DENKER H. (2005): Evaluation of SRTM3 and GTOPO30 Terrain Data in Germany. In: Jekeli C., Bastos L., Fernandes J. (eds.): Gravity, Geoid and Space Missions - GGSM2004, IAG Internat. Symp., Porto, Portugal, 2004. IAG Symp., Vol. 129, 218-223, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York

DOERGÉ W., REINHART E., BOEDECKER G. (1977): Das "International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71)" in der Bundesrepublik Deutschland. Deutsche Geodätische Kommission. Reihe B, Heft 225. München

FAIRHEAD J. D. (1994): West-East Europe Gravity Project – Final Technical Report & Survey Atlas, Leeds. NLFB-Archiv-Nr. 114061

FARR T. G., ET AL. (2007): The Shuttle Radar Topography Mission, Rev. Geophys., 45, RG2004: http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/SRTM_paper.pdf (Zugriff am 20.04.2011)

FLURY J. (2002): Schwerefeldfunktionale im Gebirge: Modellierungsgenauigkeit, Messpunktdichte und Darstellungsfehler am Beispiel des Testnetzes Estergebirge. Dissertation, Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, Heft 557, München

FORSBERG R. (1984): A study of terrain reductions, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling, OSU Report No. 355, Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus, Ohio

FULLEA J., FERNÀNDEZ M., ZEYENB H. (2008): FA2BOUG - A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free-air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone. Computers & Geosciences 34, 1665-1681

GRAF J. (1996): Das digitale Geländemodell für Geoidberechnungen und Schwerereduktionen in Österreich. Proceedings of the 7th International Meeting on Alpine Gravimetry, Vienna 1996, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 14, pp. 121-136, Wien

GÖTZE H.-J., LI X. (1996): Topography and geoid effects on gravity anomalies in mountainous areas as inferred from the gravity field of the Central Andes. Physics and Chemistry of The Earth 21, Issue 4, 295-297

HACKNEY R. I., FEATHERSTONE W. E. (2003): Geodetic versus geophysical perspectives of the 'gravity anomaly'. Geophysical Journal International, 154, 35-43

HECK B. (1989): An evaluation of some systematic error sources affecting terrestrial gravity anomalies. Bulletin Géodésique 64, 88-108

HECK B., SEITZ K. (2007): A comparison of the tesseroid, prism and point-mass approaches for mass reductions in gravity field modelling. Journal of Geodesy 81, 121-136

HEISKANEN W. A., MORITZ H. (1967): Physical geodesy. Freeman, San Francisco

HINZE W. J. AND 17 CO-AUTHORS (2005): New standards for reducing gravity data: The North American gravity database: Geophysics 70, J25-J32

JARVIS A., REUTER H. I., NELSON A., GUEVARA E. (2008): Hole-filled SRTM for the globe Version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database: http://srtm.csi.cgiar.org (Zugriff am 20.04.2011)

JUNG K. (1961): Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft. Geest & Portig, Leipzig

JUNKINS D. R., FARLEY S. A. (1995): NTv2 - National Transformation Version 2. User's Guide. Natural Resources Canada, Geodetic Survey Division, Ontario

KÜHTREIBER N., KRAIGER G., MEURERS B. (1989): Pilotstudien für eine neue Bouguer-Karte von Österreich, Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik 2, 51-72

KLINGELE E., OLIVIER R. (1980): La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse. Matériaux pour la géologie de la Suisse. Série Géophysique, No. 20. Kümmerly & Frei, Bern

LAFEHR T. R. (1991A): Standardization in gravity reduction. Geophysics 56, 1170-1178

LAFEHR T. R. (1991B): An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) corrections. Geophysics 56, 1179-1184

LAMBERT W. D. (1930): The reduction of observed values of gravity to sea level. Bulletin Géodésique 26, 107–181

LI X., GÖTZTE H.-J. (2001): Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. Geophysics 66, 1660-1668

LIAG (2010A): Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000, Bouguer-Anomalien. GeoCenter Scientific Cartography, Stuttgart.

LIAG (2010B): Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes in der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000. GeoCenter Scientific Cartography, Stuttgart.

MEURERS B., RUESS D., GRAF J. (2001): A Program System for High Precise Bouguer Gravity Determination. Proceed. 8th intern. meeting on Alpine Gravimetry, Leoben 2000, Österr. Beitr. Met. Geoph., 26, 217-226. ZAMG, Wien

MEURERS B., RUESS D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. Österreichische Zeitschrift für Vermessung und Geoinformation 95, 90-94

MEURERS B., RUESS D. (2009): A new Bouguer gravity map of Austria. Austrian Journal of Earth Sciences. Vol. 102, 62-70

MILITZER H., WEBER F. (1984): Angewandte Geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik. Springer Verlag, Wien

MORELLI C. AND 7 CO-AUTHORS (1974): The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71), Special Publication No. 4, International Association of Geodesy, Paris

MORITZ H. (2000): Geodetic Reference System 1980: Journal of Geodesy, 74, 128-133

MÜLLER A. (1999): Ein EDV-orientiertes Verfahren zur Berechnung der topographischen Reduktion im Hochgebirge mit digitalen Geländemodellen am Beispiel der Zentralen Anden. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B, 34

MÜLLER C., KRIEGER M. H. (2000): Gravimetrie Heide: Erstellung einer homogenen Datenbasis. TERRASYS Umwelt- und Systemtechnik GmbH & Co KG, Hamburg. NLFB-Archiv-Nr. 0123797

NOWELL D. A. G. (1999): Gravity terrain corrections - an overview. J Appl Geophys 42:117-134

PAVLIS N. K., HOLMES S. A., KENYON S. C., FACTOR J. K. (2008): An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, 2008

PLAUMANN S. (1979): Eine Seegravimetrische Vermessung in der westlichen Ostsee. Geol. Jahrb., E 14: 25-42

PLAUMANN S. (1983): Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Nord. Geol. Jahrb., E 27: 3-16

PLAUMANN S. (1991A): Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. Geol. Jahrb., E 46: 3-16

PLAUMANN S. (1991B): Ein Verfahren zur Berechnung von Gelände-Fernkorrekturen in der Gravimetrie unter Verwendung mittlerer Höhen von TK25-Feldern. Geol. Jahrb., E 48: 365 - 384

PLAUMANN S. (1995): Die Schwerekarte 1:500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer - Anomalien), Blatt Süd. Geol. Jahrb., E 53: 3-13

RUESS D. (1985): Berücksichtigung von Wasser- und Eismassen bei topographischen Reduktionen. Berichte über den Tiefbau der Ostalpen. Heft 12, 175-177. ZAMG, Wien

SCHMITZ U. ET AL. (2008): Bundeseinheitliche Transformation für ATKIS - BeTA2007 der AdV: http://www.crs-geo.eu/BeTA2007 (Zugriff am 20.04.2011)

SKIBA P. (1999): Zur Anwendung von Polyedern und Quadern bei der Berechnung des Schwerefeldes topographischer Massen. Diplomarbeit, TU Berlin

STATISTISCHES BUNDESAMT (2010): Statistisches Jahrbuch 2010 für die Bundesrepublik Deutschland, Wiesbaden

TORGE W. (1989): Gravimetry. Walter de Gruyter, Berlin, New York

TORGE W. (2003): Geodäsie. Walter de Gruyter, Berlin, New York

VYSKOCIL V. (1960): Anomaly field of gravity in gravimetric prospecting. Geofysikalni Sbornik 1960-131, 175-234

WENZEL H.-G. (1985): Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde. Dissertation, Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Nr. 137

WENZEL H.-G. (1989): On the definition and numerical computation of free air gravity anomalies. Bull. d'Inf. Bur. Gravim. Int. 64: 23-31

Anhang

A 1 Übersicht verfügbarer Gravimetriedaten

In Abbildung 5.1 sind alle derzeit verfügbaren Gravimetriedaten abgebildet. Auf den folgenden Seiten dieses Anhangs werden einzelne Datensätze nach ihrer Herkunft und Datenart aufgeteilt dargestellt.



Legende

- Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Abb. 5.1: Verfügbare Datensätze in der Umgebung der erstellten Karte.



ſ

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Abb. 5.	.2: Da	atensa	atz (GRA	۱

Region / Land	Deutschland / Polen / Frankreich
Kurzbezeichnung	GRA
Herkunft	FIS GP
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	25 889
davon verwendet	24 735



.

Ľ

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Region / Land	Deutschland
Kurzbezeichnung	NLFB
Herkunft	FIS GP
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	23 225
davon verwendet	22 783



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Abb. 5.4: Datensatz OEF	٠D	
-------------------------	----	--

Region / Land	Deutschland / Belgien / Niederlande
Kurzbezeichnung	OEFD
Herkunft	FIS GP
Datenart	Punkte / Land
Anzahl Punkte	3 245
davon verwendet	3 188



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Abb.	5.5:	Datensatz	GGD
Abb.	5.5:	Datensatz	GGD

Region / Land	Deutschland
Kurzbezeichnung	GGD
Herkunft	Geophysik GGD
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	68 873
davon verwendet	66 808



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Region / Land	Deutschland
Kurzbezeichnung	IND
Herkunft	FIS GP
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	3 891
davon verwendet	3 702



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- · Punkt (ungültig wg. Anomalie)

A	bb.	5.7	: C)atei	nsat	Ζl	EGA	

Region / Land	Deutschland
Kurzbezeichnung	EGA
Herkunft	FIS GP
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	158 589
davon verwendet	158 147



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- · Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Region / Land	Tschechien
Kurzbezeichnung	CZA
Herkunft	Geofyzika a.s.
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	4 343
davon verwendet	4 341



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Region / Land	Tschechien
Kurzbezeichnung	CZB
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	495
davon verwendet	490



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Abb.	5.10:	Datensatz	CZG

Region / Land	Tschechien
Kurzbezeichnung	CZG
Herkunft	BGI
Datenart	Raster
Anzahl Punkte	633
davon verwendet	621



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Abb. 5.11: Datensat	z ATB
---------------------	-------

Region / Land	Österreich
Kurzbezeichnung	ATB
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	5 487
davon verwendet	5 409



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Abb. 5.12:	Datensatz CHB	
	Datensatz GIID	

Region / Land	Schweiz
Kurzbezeichnung	СНВ
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	755
davon verwendet	742



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Ał	ob.	5.1	13:	Dat	ten	sa	tz	FRA	١
----	-----	-----	-----	-----	-----	----	----	-----	---

Region / Land	Frankreich
Kurzbezeichnung	FRA
Herkunft	BRGM / MDPA
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	15 533
davon verwendet	15 476



.

Ľ

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Region / Land	Frankreich
Kurzbezeichnung	FRB
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	29 840
davon verwendet	29 834


.

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- · Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

A	bb.	5.	15:	Dater	nsatz	LUXB

Region / Land	Luxemburg
Kurzbezeichnung	LUXB
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	73
davon verwendet	73



.

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

Abb. 5.16: Datensatz E	BEB
------------------------	-----

Region / Land	Belgien
Kurzbezeichnung	BEB
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	99
davon verwendet	99



.

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

A	ob.	5.´	17:	Da	tens	atz	BNL
---	-----	-----	-----	----	------	-----	-----

Region / Land	Benelux
Kurzbezeichnung	BNL
Herkunft	BGI
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	137
davon verwendet	137



.

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)
- Bereich der gedruckten Karte

A	bb.	5.1	8:	Datensatz N	LG

Region / Land	Niederlande
Kurzbezeichnung	NLG
Herkunft	BGI
Datenart	Raster
Anzahl Punkte	689
davon verwendet	688



.

C

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- · Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Bereich der gedruckten Karte

Abb. 5.19: Da	tensatz DKA
---------------	-------------

Region / Land	Dänemark
Kurzbezeichnung	DKA
Herkunft	KMS
Datenart	Punkte
Anzahl Punkte	6 452
davon verwendet	6 452



.

ſ

- · Punkt (gültig)
- Punkt (ungültig wg. Höhe)
- Punkt (ungültig wg. Anomalie)

Bereich der gedruckten Karte

Abb. 5.20: Datensatz EC	ЭМ
-------------------------	----

Region / Land	Nord- und Ostsee
Kurzbezeichnung	EGM
Herkunft	NGA / BGI
Datenart	Raster
Anzahl Punkte	6 786
davon verwendet	6 785

A 2 Verzeichnis generierter Dateien

Im Rahmen des Projektes entstanden neben der gedruckten Karte und verschiedenen GIS-Modellen auch viele für die digitale Weiterverwendung und -verarbeitung geeignete Dateien. Die erzeugten Punktdateien (Berechnungsergebnisse im ASCI-Format) sind in Tabelle A 1.1, die hieraus generierten Raster mit Bouguer-Anomalien bzw. -Störungen (im Surfer-Format) sind in Tabelle A 1.2 gelistet. Zur Berechnung von Geländekorrekturen wurden mehrere Geländemodelle generiert und in ein vom Berechnungsprogramm lesbares Format (ASCI-Datei im Gravsoft-Format) konvertiert. Diese sind in Tabelle A 1.3 zusammengestellt. Sie können benutzt werden, um Geländekorrekturen für zukünftige Neupunkte auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland zu berechnen.

Datei	Beschreibung
FABA-GES-NEU-WGS.TXT	Liste aller verfügbaren Punkte mit zugehörigen Freiluft- und Bouguer-Anomalien und geographi- schen Koordinaten bezüglich des WGS84. Zwei- felhafte Daten sind in einer gesonderten Spalte ("Quality") gekennzeichnet.
Punkte FABA-VALID-GK3.TXT FABA-VALID-LAM.TXT FABA-VALID-UTM.TXT FABA-VALID-WGS.TXT	Freiluft- und Bouguer-Anomalien gültiger Punkte, zweifelhafte Daten sind aussortiert. Die verschie- denen Lagebezugssysteme sind im Text erläu- tert.
Punkte-Ellipsoidhöhen FABA-VALID-GK3-H-ELLIPSOID.TXT FABA-VALID-LAM-H-ELLIPSOID.TXT FABA-VALID-UTM-H-ELLIPSOID.TXT FABA-VALID-WGS-H-ELLIPSOID.TXT	Freiluft- und Bouguer-Störungen gültiger Punkte, berechnet mit geometrischen (ellipsoidischen) statt mit physikalischen (Normal-) Höhen. Die verschiedenen Lagebezugssysteme sind im Text erläutert.

Tab. A 1.1: Generierte Punktdateien.

Die Berechnung von Geländekorrekturen (und allen anderen Reduktionstermen) erfolgte einheitlich in geographischen Koordinaten des WGS84. Punkt- und Rasterdaten in diesem System sind durch das Kürzel "WGS" im Dateinamen gekennzeichnet. Für die Darstellung in der Karte wurden projizierte Koordinaten einer festgelegten Lambert-Abbildung benötigt (siehe Abschnitt 6.1). Entsprechende Dateien tragen das Kürzel "LAM" im Dateinamen. Im Sinne einer unkomplizierten Weiterverwendung erwies es sich als günstig, wenn einige Dateien in gebräuchlichen Landeskoordinatensystemen vorliegen. In Deutschland werden derzeit sowohl Gauß-Krüger-Koordinaten (GK-Zone 3, bezogen auf das Bessel-Ellipsoid) als auch UTM-Koordinaten (UTM-Zone 32, bezogen auf WGS84) benutzt. Zugehörige Dateien tragen das Kürzel "GK3" bzw. "UTM" im Namen.

Datei	Beschreibung	
 Raster BA-NEW-GK3_500m.grd BA-NEW-LAM_500m.grd BA-NEW-UTM_500m.grd BA-NEW-WGS_20sec.grd 	Interpolierte Raster von Bouguer-Anomalien mit 500m und 20" Gitterabstand. Die verschiedenen Lagebezugssysteme sind im Text erläutert.	
 Raster-Ellipsoidhöhen BA-ELLIPSOID-LAM_500m.grd BA-ELLIPSOID-LAM_500m_TP1.grd BA-ELLIPSOID_WGS_2min_30sec.grd DIFF-LAM-ELLIPSOID-GEOID.grd 	Interpolierte Raster von Bouguer-Störungen be- rechnet mit geometrischen (ellipsoidischen) statt mit physikalischen (Normal-) Höhen. Die ver- schiedenen Lagebezugssysteme sind im Text er- läutert.	
 Raster-Extra BA-NEW-LAM_250m.grd BA-NEW-LAM_500m_TP1.grd BA-NEW-WGS_2min30sec.grd BA-NEW-WGS_2min30sec_mean.grd BA-NEW-WGS_30sec.grd 	Zusätzliche Versionen mit dichteren (250 m) und gröberen (30" bzw. 2' 30") Gitterabständen, aus Mittelwertbildung (mean) und mit Tiefpass- Filterung (TP1).	

Tab. A 1.2: Generierte Raster mit Bouguer-Anomalien bzw. -Störungen.

Die in den Tabellen A 1.1 und A 1.2 gelisteten Dateien sind auf dem Fileshare

\\Bgr.local\gzh\Daten\GGA\Gravmag\Gravimetrie

zu finden. Dort sind auch verschiedene Geländemodelle in den Formaten der Programme ESRI Arc-GIS und Geosoft Oasis Montaj abgelegt. Für die Berechnung von Geländekorrekturen (siehe Anhang A 3) sind sie im Gravsoft-Format auf

\\pc6011-1\work\skiba

abgelegt.

Da das Gravsoft-Format (eine ASCI-Datei) viel Speicherplatz verbraucht, sind seltener benutzte Dateien komprimiert (Verfahren: ZIP; zu erkennen an der Endung ".gz"). Sie können bei Bedarf mit dem Kommando

.\gunzip <dateiname>

entpackt, bzw. mit

.\gzip <dateiname>

wieder komprimiert werden.

Datei	Beschreibung
feindhdn3.gri feindhdn3no.gri feindhdn3nw.gri feindhdn3so.gri feindhdn3sw.gri	Fusionsraster (Verschmelzung von DGM-D und SRTM) im Gauß-Krüger-Koordinatensystem (Zo- ne 3, bezogen auf das Bessel-Ellipsoid). Ge- samtdatei und kleinere Teilraster mit ca. 100 km Überlappung. Gitterweite 25 m.
feinwgs84.gri feinwgs84no.gri feinwgs84nw.gri feinwgs84so.gri feinwgs84sw.gri	Fusionsraster wie oben, jedoch in geographi- schen Koordinaten des WGS84. Gitterweite 1", Überlappung ca. 1°.
grobdhdn3.gri grobwgs84.gri	Grobraster mit Gitterweite 250 m bzw. 10". Er- stellt durch Mittelung von 10 x 10 Zellen der je- weiligen Feinraster.
alle_deckel.gri alle_seen.gri	Tiefenmodelle der größten Binnenseen (al- le_seen) und zugehörige Ausschnitte aus dem Fusions-DGM ("alle_deckel").

Tab. A 1.3: Generierte Geländemodelle.

A 3 Kurzanleitung zur Geländekorrekturberechnung

Für eine mit der neuen Bouguer-Karte konsistente Berechnung von Geländekorrekturen bei zukünftigen Messungen wurde das modifizierte Programm "tc-ff" auf dem Linux-Server "pc6011-l" abgelegt. Es kann mit der User-Kennung "igmas" benutzt werden. Zur Programmsteuerung ist die Angabe von Ein- und Ausgabedateien sowie einigen Steuerparametern erforderlich. Diese werden interaktiv nach dem Start des Programms abgefragt, sie können aber auch mit Hilfe einer Steuerdatei dem Programm beim Aufruf übergeben werden. Heißt die Steuerdatei etwa "rechnung_wgs84.ini", dann kann das Programm mit dem Kommando

./tc-ff < rechnung_wgs84.ini</pre>

aufgerufen werden (in diesem Fall liegt die Steuerdatei in dem Verzeichnis, in dem das Programm aufgerufen wird). Die einzelnen Zeilen der Steuerdatei sind in Tabelle 2.1 erläutert. Weitergehende Informationen zur Steuerung des Programms sind als ausführliche Kommentare im Original-Quelltext (FORSBERG, 1984) eingebettet.

Zeile	Inhalt der Steuerdatei	Erläuterungen
1	stationen_wgs84.txt	Eingabedatei mit Stationskoordinaten und Höhen
2	/work/skiba/feinwgs84.gri	Eingabedatei mit detailliertem DGM (DGM1)
3	/work/skiba/grobwgs84.gri	Eingabedatei mit grobem DGM (DGM2)
4	dummy	Referenz-DGM (DGM3, wird hier nicht benötigt)
5	gelaendekorrektur_wgs84.txt	Name der Ausgabedatei
6	1 3 0 1	Schalter für Berechnungsarten (siehe unten)
7	2.670	Dichte der topographischen Massen (in g / cm ³)
8	45.0 57.0 2.0 20.0	Ausdehnung des Bearbeitungsgebiets (in Grad)
9	25.0 166.7	Radien R1 (für DGM1), R2 (für DGM2)

Tab. 2.1: Inhalt einer Beispiel-Steuerdatei.

In Zeile 6 der Steuerdatei werden grundlegende Einstellungen zur Berechnungsart anhand von vier Schaltern (itype, ikind, izcode, istyp) vorgenommen. Die obigen Schalterstellungen (1 3 0 1) bedeuten: Berechnung von Anomalien bzw. Störungen (itype = 1); als Geländekorrektur (ikind = 3); Stationshöhen werden aus DGM interpoliert (izcode = 0); Berechnung am Ort der Stationspunkte (istyp = 1). Die Lagekoordinaten in der Eingabe- und Steuerdatei (und in den beiden Geländemodellen) werden im vorliegenden Fall als geographische Koordinaten (Breite, Länge) angegeben. Liegen alle Dateien in projizierten Koordinaten wie UTM32 oder Gauß-Krüger vor, dann ist (istyp = -1) anzugeben.

A 4 Näherungsformeln für die Niveaureduktion

In einschlägiger Literatur ist eine Vielzahl an scheinbar unterschiedlichen Formeln für eine Niveaureduktion 2. Ordnung zu finden. Die Unterschiede sind vorrangig durch die zugrunde gelegten Einheiten und Ellipsoiddimensionen, durch die Berücksichtigung der Breitenabhängigkeit durch Terme mit $\sin^2 \varphi$, $\cos^2 \varphi$ oder $\cos 2\varphi$ und durch die Zerlegung in verschiedene Faktoren bedingt. Zu Vergleichzwecken wurden einige Formeln aus bekannten Quellen einheitlich auf die Form

$$\delta g_{ni} = \left(a_1 + a_2 \sin^2 \varphi\right)h + a_3 h^2$$

umgestellt, die daraus resultierenden Koeffizienten sind in Tabelle A 4.1 zusammengestellt. Die Einheiten sind dabei so gewählt, dass sich die Niveaureduktion in mGal ergibt, wenn die Höhe in m angegeben wird. Insgesamt zeigt sich eine gute Übereinstimmung bei variabler Anzahl an signifikanten Stellen. Die Differenzen in den Faktoren a_1 und a_2 sind hauptsächlich durch unterschiedliche Parameter der zugrundeliegenden Ellipsoide (GRS80, GRS67, Hayford) bedingt. In Müller & KRIEGER (2000), wo die verbindlichen Formeln des Erdölgeologischen Austauschs aufgeführt sind, wird die Abhängigkeit von Termen vernachlässigt, die quadratisch von der Höhe abhängen (Faktor $a_3 = 0$). Im Flachland mit Höhen unterhalb von 500 m ergeben sich dadurch Abweichungen von maximal 0.02 mGal, ab einer Höhe von etwa 1200 m übersteigen die Differenzen bereits 0.1 mGal.

Quelle	<i>a</i> ₁	<i>a</i> ₂	<i>a</i> ₃
Torge (2003)	+ 0.30877	- 4.3 · 10 ⁻⁴	- 7.2 · 10 ⁻⁸
HINZE ET AL. (2005)	+ 0.3087691	- 4.398 · 10 ⁻⁴	- 7.2125 · 10 ⁻⁸
Fairhead (1994)	+ 0.3087691089	- 4.397732 · 10 ⁻⁴	- 7.2125 · 10 ⁻⁸
Nowell (1999)	+ 0.30877	- 4.2 · 10 ⁻⁴	- 7.2 · 10 ⁻⁸
Heiskanen & Moritz (1967)	+ 0.308768	- 4.34 · 10 ⁻⁴	- 7.2 · 10 ⁻⁸
Müller & Krieger (2000)	+ 0.30877	- 4.2919 · 10 ⁻⁴	0

Tab. A 4.1: Unterschiede in Niveaureduktionen 2. Ordnung aus verschiedenen Quellen, nachdem dieKoeffizienten auf eine einheitliche Formulierung umgerechnet wurden.

In der Praxis werden bis heute lineare Ansätze zur Niveaureduktion benutzt. Einen guten Überblick über die globale Verteilung der daraus resultierenden Ungenauigkeiten gibt z.B. HECK (1989). Für die hier interessierenden geographische Breiten südlich von 55° N und für Höhen unterhalb von 500 m bleibt der Fehler unter 0.1 mGal, er beträgt jedoch bereits 0.5 bzw. 1.0 mGal für Höhen bis 2000 bzw. 3000 m.

Um eine realistische Einschätzung der Fehler verschiedener Approximationsformeln 1. und 2. Ordnung im Bereich der neuen Karte zu geben, wurden zwei hoch gelegene Messstationen in Deutschland und Österreich ausgewählt. Die erste Station gibt Aufschluss über den maximalen Fehler in Deutschland, die zweite über das Maximum im gesamten Kartenbereich. Neben der geschlossenen Formel 2. Ordnung von WENZEL (1985) wurden einige vereinfachte Lösungen 2. Ordnung in ihrer Ori-

ginalform (so, wie sie in der Literatur angegeben sind) und drei konventionelle Ansätze 1. Ordnung einander gegenübergestellt. Als Referenzwerte dienten die Ergebnisse einer global anwendbaren Approximation 3. Ordnung von WENZEL (1989). Die Ergebnisse sind in Tabelle A 4.2 zusammengestellt.

Quelle	Approximation	arphi =47.537° h =1681 m		arphi =47.050° h =2776 m	
		$\delta g_{_{ni}}$	Differenz	$\delta g_{_{ni}}$	Differenz
Wenzel (1989)	3. O., geschlossene Form	518.451	0.000	855.960	0.000
Wenzel (1985)	2. O., geschlossene Form	518.452	-0.001	855.961	-0.001
Torge (2003)	2. Ordnung	518.446	0.006	855.951	0.009
HINZE ET AL. (2005)	2. Ordnung	518.435	0.017	855.933	0.026
Fairhead (1994)	2. Ordnung	518.435	0.017	855.933	0.026
Nowell (1999) ^[17]	2. Ordnung	518.472	-0.020	855.994	-0.034
Heiskanen & Moritz (1967)	2. Ordnung	518.438	0.013	855.939	0.021
Müller & Krieger (2000)	1. O., breitenabhängig	518.650	-0.198	856.507	-0.548
Plaumann (1983)	1. O., 0.30849 <i>h</i>	518.572	-0.120	856.368	-0.409
Conrad (1996)	1. O., 0.3086 <i>h</i>	518.757	-0.305	856.674	-0.714

Tab. A 4.2: Differenzen zwischen verschiedenen Ansätzen zur Berechnung der Niveaureduktion fürzwei reale Stationen im Kartenbereich. Abweichungen > 0.1 mGal sind hervorgehoben.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Unterschiede zwischen der Referenzlösung 3. Ordnung und verschiedenen Lösungen 2. Ordnung im Kartengebiet stets kleiner als 0.034 mGal bleiben. Dies ist für die Erstellung einer Karte im Maßstab 1:1 Mio. unerheblich, kann jedoch zur Klärung von rechnerischen Unsicherheiten beitragen, die erfahrungsgemäß beim Vergleich verschiedener Datenbanken oder bei der Rückrechnung von Anomalien zu Schwerewerten auftreten. Die Lösungen 1. Ordnung – ob breitenabhängig oder nicht – weisen nicht mehr tolerierbare Differenzen von bis zu 0.714 mGal auf. Besonders hervorzuheben ist, dass zwischen den Standards früherer Bouguer-Karten von West- und Ostdeutschland (PLAUMANN, 1983 und CONRAD, 1995) Abweichungen bis maximal 0.3 mGal möglich sind.

¹⁷ In dieser Publikation wird die Formel als LAMBERT (1930) zitiert.

A 5 Näherungsformeln für die sphärische Bouguerplatte

Zur Berechnung der gravitativen Wirkung einer sphärischen Bouguerplatte sind in den letzten Jahrzehnten verschiedene geschlossene Formeln publiziert worden. Der einschlägigen Literatur kann auch eine Vielzahl an Näherungslösungen entnommen werden, die sich in ihrer Komplexität und Genauigkeit unterscheiden. Eine einfache Testrechnung mit den zwei in Anhang 4 eingeführten hoch gelegenen Messstationen genügt, um eine realistische Einschätzung der maximalen Fehler verschiedener exakter und approximativer Formeln im Bereich der neuen Karte zu geben. Die Ergebnisse sind in Tabelle A 5.1 zusammengestellt, als Referenz diente die geschlossene Lösung von LAFEHR (1991B).

Quelle	Approximation	arphi =47.537° h =1681 m		arphi =47.050° h =2776 m	
		$\delta g_{_{bp}}$	Differenz	$\delta g_{_{bp}}$	Differenz
LaFehr (1991в)	sphärisch, exakt	189.685	0.000	312.172	0.000
НЕСК & SEITZ (2007)	sphärisch, exakt	189.685	0.000	312.172	0.000
Kühtreiber et al. (1989)	sphärisch, exakt	189.685	0.000	312.172	0.000
Militzer & Weber (1984)	sphärisch, approximiert	189.685	0.000	312.172	0.000
Nowell (1999) ^[18]	sphärisch, approximiert	189.682	0.002	312.169	0.003
PLAUMANN (1983) ^[19]	sphärisch, approximiert	189.574	0.111	311.988	0.184
Jung (1961)	sphärisch, approximiert	188.786	0.898	309.722	2.450
Conrad (1996)	planar	188.219	1.466	310.824	1.348

Tab. A 4.2: Differenzen zwischen verschiedenen Ansätzen zur Berechnung der Bouguerplatte für zwei reale Stationen im Kartenbereich. Abweichungen > 0.1 mGal sind hervorgehoben.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die drei exakten Lösungen trotz unterschiedlicher Formeln die gleichen Ergebnisse liefern. Die Genauigkeit der Näherungslösungen ist hingegen durchaus verschieden. Während MILITZER & WEBER (1984) oder NOWELL (1999) gute Ergebnisse liefern, sind die Näherungen von PLAUMANN (1983) oder JUNG (1961) in hoch gelegenen Regionen nicht mehr geeignet. Zwischen den Standards früherer Bouguer-Karten von West- und Ostdeutschland (PLAUMANN 1983) und CONRAD 1996) treten Differenzen in der Größenordnung von maximal 1.4 mGal auf.

¹⁸ In dieser Publikation wird die Formel als COGBILL (1979) zitiert.

¹⁹ In dieser Publikation wird die Formel als VYSKOCIL (1960) zitiert.

Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland



Schwerekarte der Bundesrepublik Deutschland



nweresystem:	International Gravity Standardization Net 1971 (Morelli et al., 1974)
rmalschwere:	Geodetic Reference System 1980 (Moritz, 1984), Berücksichtigung des Atmosphäreneinflusses (Wenzel, 1985)
eaureduktion:	Approximation zweiter Ordnung als Funktion von geographischer Breite und Höhe (Wenzel, 1985)
uguer-Plattenreduktion:	sphärische Bouguer-Platte bis 166,7 km, Berechnung nach exakter Formel (LaFehr, 1991)
ländekorrektur:	sphärische Berechnung bis 166,7 km, digitales Geländemodell mit Rasterweite 1" (ca. 25 m), Quadermethode (Forsberg, 1984)
duktionsdichte / -niveau:	2670 kg · m³, 0 m ü. NN (DHHN85)
sterverarbeitung:	Interpolation mittels Kriging, Rasterweite 500 m, einmalige Glättung durch gewichtete Mittelwertbildung (3 x 3 Matrix)

