

**GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM**  
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

---

# Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

**Interpretation glazial-isostatischer  
Ausgleichsvorgänge im Südosten Islands  
unter Berücksichtigung des Island-Plumes**

Oliver Hartmann, Wolfgang R. Jacoby, Detlef Wolf,  
Volker Klemann, Ingo Sasgen



## Kurzfassung

Der glazial-isostatische Ausgleich in Island infolge des rezenten Abschmelzens der Vatnajökull-Eiskappe wird durch die Viskositätsverteilung im Erdinnern und durch die Details der Abschmelzgeschichte kontrolliert. Interpretationen der Ergebnisse von GPS- und Schweremeßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 bzw. 1992–1999 mit Hilfe lateral homogener Erdmodelle zur Bestimmung der Lithosphärenmächtigkeit, Asthenosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität sind bislang nicht voll zufriedenstellend gewesen. Insbesondere nahe des Eisrandes war die Anpassung der berechneten Landhebung und Schwereänderung an die Beobachtungsdaten nur unzureichend, was mit der Nichtberücksichtigung des Island-Plumes in den lateral homogenen Erdmodellen zusammenhängen kann. In der vorliegenden Arbeit wird für die Modellierung der Landhebung und Schwereänderung ein Programmpaket verwendet, daß die Berechnung auflastinduzierter Störungen eines Maxwell-viskoelastischen, inkompressiblen, selbstgravitierenden, sphärischen Erdmodells gestattet. Um das Vorhandensein des Plumes unter dem Vatnajökull zu simulieren, wird eine axialsymmetrische Viskositätsverteilung verwendet, wobei der Plumeradius und die Plumeviskosität freie Parameter sind. Basierend auf seismischen Ergebnissen wird über dem Plume eine 6 km mächtige Lithosphäre angenommen, die sich im peripheren Bereich des Plumes auf 35 km verdickt. Die Abschmelzgeschichte des Vatnajökulls beruht auf Interpretationen geomorphologischer und klimatologischer Untersuchungen und wird durch eine mit dem Plume koaxiale Last mit parabolischem Profil und zeitabhängigem Radius simuliert. Die Ergebnisse der Modellierung favorisieren einen Plumeradius von  $\sim 80$  km und eine Plumeviskosität von  $(0.3\text{--}1.0) \times 10^{18}$  Pa s.

## Abstract

The glacial-isostatic adjustment in Iceland resulting from the recent melting of the Vatnajökull ice cap is controlled by the viscosity distribution in the earth's interior and by the details of the melting history. Interpretations of the results of GPS and gravity measuring campaigns in the time interval 1991–2000 and 1992–1999, respectively, by means of laterally homogeneous earth models for the determination of the lithosphere thickness, the asthenosphere thickness and the asthenosphere viscosity have so far been not fully satisfactory. In particular near the ice margin, the fitting of the computed land uplift and gravity change to the observational data was inadequate, which may be related to the neglect of the Iceland plume in the laterally homogeneous earth models. In the present study, a program package is used for the modelling of the land uplift and gravity change that allows the computation of load-induced perturbations of a Maxwell–viscoelastic, incompressible, self-gravitating, spherical earth model. To simulate the presence of the plume below the Vatnajökull, an axisymmetric viscosity distribution is used, where the plume radius and the plume viscosity are free parameters. Based on seismic results, a 6-km-thick lithosphere is assumed above the plume, which thickens to 35 km in the peripheral region of the plume. The melting history of the Vatnajökull is founded on interpretations of geomorphological and climatological investigations and is simulated by a load co-axial with the plume with parabolic profile and time-dependent radius. The results of the modelling favour a plume radius of  $\sim 80$  km and a plume viscosity of  $(0.3\text{--}1.0) \times 10^{18}$  Pa s.

# Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Tabellenverzeichnis	iv
Abkürzungsverzeichnis	iv
Symbolverzeichnis	v
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Globale Geodynamik . . . . .	1
1.2 Glazial-isostatische Ausgleichsprozesse . . . . .	1
1.3 Zielsetzung und Überblick . . . . .	2
<b>2 Geodynamik im Gebiet Islands</b>	<b>2</b>
2.1 Entstehung . . . . .	2
2.2 Riftzonen . . . . .	4
2.3 Kruste und Lithosphäre . . . . .	5
2.4 Plume . . . . .	5
<b>3 Vereisungsgeschichte, Landhebung und Schwereänderung in Island</b>	<b>6</b>
3.1 Vereisungsgeschichte . . . . .	6
3.2 Post-glaziale Landhebung . . . . .	7
3.3 Rezente Landhebung . . . . .	8
3.4 Schwereänderung . . . . .	8
<b>4 Modellrechnungen</b>	<b>9</b>
4.1 Theoretische Grundlagen . . . . .	9
4.2 Erdmodell . . . . .	9
4.3 Lastmodell . . . . .	10
4.4 Ergebnisse . . . . .	12
4.4.1 Plumeradius $R_C \sim 50$ km ( $2\theta_C = 0.90^\circ$ ) . . . . .	12
4.4.2 Plumeradius $R_C \sim 80$ km ( $2\theta_C = 1.50^\circ$ ) . . . . .	13
4.4.3 Lateral homogene Vergleichsmodelle . . . . .	14
<b>5 Diskussion und Ausblick</b>	<b>18</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>20</b>
<b>A Einfluß der Lastgeschichte</b>	<b>23</b>
<b>B Fehlerabschätzungen</b>	<b>26</b>
B.1 Erd- und Lastmodell . . . . .	26
B.2 Entfernung der Meßpunkte von der Lastachse . . . . .	26

B.3 Landhebungsrate . . . . .	27
B.4 Schwereänderungsrate . . . . .	27
<b>C Auswertung der GPS-Messungen</b>	<b>28</b>
<b>D Auswertung der Schweremessungen</b>	<b>29</b>

# Abbildungsverzeichnis

1	Bathymetrie im Gebiet Islands . . . . .	3
2	Islands tektonische Provinzen . . . . .	4
3	Island mit dem Vatnajökull . . . . .	6
4	Schematischer Querschnitt durch das axialsymmetrische Erd- und Lastmodell . . . . .	10
5	Island mit dem Vatnajökull und dem Plume- und Lastmodell .	12
6	Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen und berechnete Landhe- bungsrates für einen Plumeradius von 50 km . . . . .	15
7	Ergebnisse der Schweremeßkampagnen und berechnete Schwereänderungsrates für einen Plumeradius von 50 km . . . .	15
8	Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen und berechnete Landhe- bungsrates für einen Plumeradius von 80 km . . . . .	16
9	Ergebnisse der Schweremeßkampagnen und berechnete Schwereänderungsrates für einen Plumeradius von 80 km . . . .	16
10	Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen und berechnete Landhe- bungsrates für das lateral homogene Erdmodell . . . . .	17
11	Ergebnisse der Schweremeßkampagnen und berechnete Schwereänderungsrates für das lateral homogene Erdmodell . . .	17
12	Einfluß der Lastgeschichte für eine Plumeviskosität von $3 \times$ $10^{17}$ Pa s . . . . .	24
13	Einfluß der Lastgeschichte für eine Plumeviskosität von $7 \times$ $10^{17}$ Pa s . . . . .	24
14	Einfluß der Lastgeschichte für eine Plumeviskosität von $1 \times$ $10^{18}$ Pa s . . . . .	25
15	Einfluß der Lastgeschichte für eine Plumeviskosität von $3 \times$ $10^{18}$ Pa s . . . . .	25
16	Lastprofil als Funktion des maximalen Legendre-Grades . . . .	26
17	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 601 . .	31
18	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 603 . .	31
19	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 604 . .	32
20	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 605 . .	32
21	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 609 . .	33
22	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 702 . .	33
23	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 802 . .	34
24	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 806 . .	34
25	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 810 . .	35
26	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1000 . .	35
27	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1001 . .	36
28	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1002 . .	36
29	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1004 . .	37
30	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1005 . .	37
31	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1006 . .	38



32	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1007 . . .	38
33	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1008 . . .	39
34	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1009 . . .	39
35	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1010 . . .	40
36	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1011 . . .	40
37	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1012 . . .	41
38	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 1013 . . .	41
39	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 5219 . . .	42
40	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 7307 . . .	42
41	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 8436 . . .	43
42	Schweremeßwerte und Regressionsgerade für Meßpunkt 9012 . . .	43

## Tabellenverzeichnis

1	Elastische Parameter des Erdmodells . . . . .	9
2	Viskose Parameter des lateral inhomogenen Erdmodells . . . . .	11
3	Viskose Parameter des lateral homogenen Erdmodells . . . . .	11
4	Lastgeschichte für das Modell des Vatnajökulls . . . . .	13
5	Lithosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität unter Island gemäß früheren Untersuchungen . . . . .	18
6	Landhebungsrate und Fehler für GPS-Meßpunkte . . . . .	28
7	Schwereänderungsrate und Fehler für Schweremeßpunkte . . . . .	30

## Abkürzungsverzeichnis

<i>Abkürzung</i>	<i>Name</i>
A	Asthenosphäre
CA	Plume (zentrale Asthenosphäre)
CL	zentrale Lithosphäre
EVZ	Eastern Volcanic Zone
GFZ	GeoForschungsZentrum Potsdam
GMT	Generic Mapping Toolset
L	Lithosphäre
LM	unterer Mantel
NVZ	Northern Volcanic Zone
PA	periphere Asthenosphäre
PL	periphere Lithosphäre
PREM	Preliminary Reference Earth Model
RVZ	Reykjanes Volcanic Zone
SISZ	South-Iceland Shear Zone
UM	oberer Mantel
WVZ	Western Volcanic Zone

# Symbolverzeichnis

## Lateinische Symbole

<i>Symbol</i>	<i>Name</i>
$A_I$	Lastfläche
$a$	Außenradius der Schale
$d$	Entfernung von der Lastachse
$\Delta g$	relative Schwere
$\dot{g} \equiv dg/dt$	Schwereänderungsrate
$\Delta \dot{g}_{\text{red}}$	$= -1.5 \mu\text{Gal/a}$ (Reduktionswert für $\dot{g}$ )
$H_I$	axiale Lastmächtigkeit
$h$	Schalenmächtigkeit
$\dot{h} \equiv dh/dt$	Landhebungsrate
$l_{\text{max}}$	maximaler Legendre-Grad
$R_C$	Plumeradius
$R_I$	Lastradius
$V_I$	Lastvolumen

## Griechische Symbole

<i>Symbol</i>	<i>Name</i>
$\epsilon_g$	Fehler der Schwereänderungsrate
$\epsilon_h$	Fehler der Landhebungsrate
$\eta$	Viskosität
$\lambda$	geographische Länge
$\lambda_{\text{max}}$	minimale aufzulösende Wellenlänge
$\phi$	geographische Breite
$\rho$	Dichte
$\mu$	Schermodul
$2\theta_C$	Plumeöffnungswinkel
$2\theta_I$	Lastöffnungswinkel



# 1 Einleitung

Unter geodynamischen Gesichtspunkten betrachtet ist Island einzigartig. Es hat den Anschein, als konzentriere sich die Unrast unseres Planeten in dieser im Nordatlantik gelegenen Insel. Bizarre Landschaftsformen sowie der Kontrast zwischen eisigen Gletschern und feuerspeienden Schlünden stehen einander gegenüber, als stünden die Elemente Eis und Feuer im Zweikampf. Heiße Quellen, die für Island so charakteristisch sind, daß sie international den isländischen Namen *Geysir* tragen, trifft man allerorten. Das widersprüchliche Antlitz Islands hat die Mythologien der Völker, die um das Jahr 900 die Insel zu besiedeln begannen, stark beeinflußt. Wo so viel Erdengewalt allgegenwärtig ist, muß der Sitz der Götter sein – oder das Tor zur Hölle.

Auch bei einer objektiven wissenschaftlich Betrachtung verliert Island nichts von seiner Faszination. Die Einzigartigkeit dieser Insel macht sie zu einem idealen natürlichen Observatorium, um die Prozesse innerhalb der Erde zu untersuchen.

## 1.1 Globale Geodynamik

Das von Alfred Wegener zu Beginn des 20. Jahrhunderts formulierte Konzept der Kontinentalverschiebung ist in modifizierter Form heute eine der wichtigsten Grundlagen zum Verständnis der Dynamik der Erde. Wegeners Hypothese fand in der geowissenschaftlichen Gemeinschaft zunächst wenig Zustimmung. Erst zu Beginn der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde seine Hypothese ernsthaft diskutiert.

Die moderne Vorstellung der Plattentektonik beruht hauptsächlich auf Beobachtungen an Plattenrändern. An konvergenten Rändern stoßen kontinentale Platten aufeinander und türmen in diesen Kollisionszonen mächtige Gebirge (z.B. Himalaya, Alpen) auf. In Subduktionszonen taucht die ozeanische Platte unter die leichtere kontinentale und sinkt gravitativ in den Erdmantel. An den ozeanischen Rücken wird durch konvektiv nach oben gefördert heißes Mantelmaterial neuer Ozeanboden gebildet, wobei an dieser Naht die Platten auseinander geschoben werden. In Island tritt der besondere Fall ein, daß die Insel sowohl auf einer solchen divergenten Nahtstelle, dem Mittelatlantischen Rücken, als auch über einem konzentrierten Materieaufstrom, dem Island-Plume, liegt, der heißes Material aus bislang nicht bestimmten Tiefen des Erdmantels an die Erdoberfläche befördert und den aktiven Vulkanismus Islands speist. Im Bereich der Vatnajökull-Eiskappe führen diese Prozesse zur Verdickung der Kruste, Verdünnung der Lithosphäre und Herabsetzung der Viskosität.

## 1.2 Glazial-isostatische Ausgleichsprozesse

Die mit der letzten pleistozänen Vereisung ( $\sim 100\text{--}10$  ka vor heute) verbundenen Auflasten verursachten ein Absinken weiter Teile Nordamerikas und

Nordeuropas. Mit dem Einsetzen des Abschmelzens der kontinentalen Eismassen begann aufgrund des Bestrebens der Erde, einen hydrostatischen Gleichgewichtszustand zu erreichen, eine Hebung der vormals eisbedeckten Gebiete. Dieser glazial-isostatische Ausgleichsprozess ist noch heute in Kanada und Fennoskandien zu beobachten. Bedingt durch die besondere geodynamische Situation Islands (durch den Plume verminderte Mantelviskosität) ist dagegen dort die Landhebung infolge des Zurückweichens der pleistozänen Eiskappe bereits abgeschlossen.

Nicht nur zurückliegende Entlastungsvorgänge auf der Erdoberfläche, sondern auch heutige Änderungen vom Eislasten können glazial-isostatische Ausgleichsprozesse verursachen. So führen die rezente Massenänderungen der Vatnajökull-Eiskappe in ihrer Nachbarschaft zu Landhebungen und Schwereänderungen.

### 1.3 Zielsetzung und Überblick

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die komplexe Struktur des Erdinnern unter Island mittels eines lateral inhomogenen Erdmodells nachzubilden und mittels der verfügbaren Beobachtungsdaten die Modellparameter Plumeradius und Plumeviskosität zu bestimmen. Dazu wird zunächst in Kap. 2 kurz auf die geodynamische Sonderstellung Islands eingegangen. Kap. 3 stellt die Beobachtungen zur Volumenänderung des Vatnajökulls sowie die GPS- (Landhebung) und gravimetrischen (Schwereänderung) Messungen zusammen. Thema von Kap. 4 sind die lateral inhomogenen Modellrechnungen sowie der Vergleich zwischen den berechneten und Meßgrößen zur Festlegung der freien Modellparameter. Abschließend werden in Kap. 5 die Ergebnisse diskutiert.

## 2 Geodynamik im Gebiet Islands

### 2.1 Entstehung

Die Öffnung des Nordatlantiks begann vor  $\sim 160$  Ma zwischen dem östlichem Nordamerika und Westafrika. Die Ursache dieses Riftens war ein heißer Aufstrom aus dem Erdmantel. Vor  $\sim 80$  Ma bildeten sich zwei Riftzonen, eine nordöstliche in Richtung des Golf von Biskaya und eine nordwestliche. Die nordöstliche Riftzone wurde bald inaktiv, während die nordwestliche in die Labrador-See zwischen Kanada und Grönland vorstieß. Vor  $\sim 56$  Ma bildete sich eine neue Riftzone östlich von Grönland (im folgenden Mittelatlantischer Rücken genannt) und begann die eurasische von der nordamerikanischen Platte zu trennen. Ursache war vermutlich das Aufdringen heißen Mantelmaterials unter Zentralgrönland. Vor  $\sim 37$  Ma endete die Bildung ozeanischer Kruste unter der Labrador-See. Da der Mittelatlantische Rücken während dieser Zeit vermutlich in den Einflußbereich eines Plumes geriet, verstärkte sich im Gebiet des heutigen Island die vulkanische Aktivität. Durch das Aufdrin-

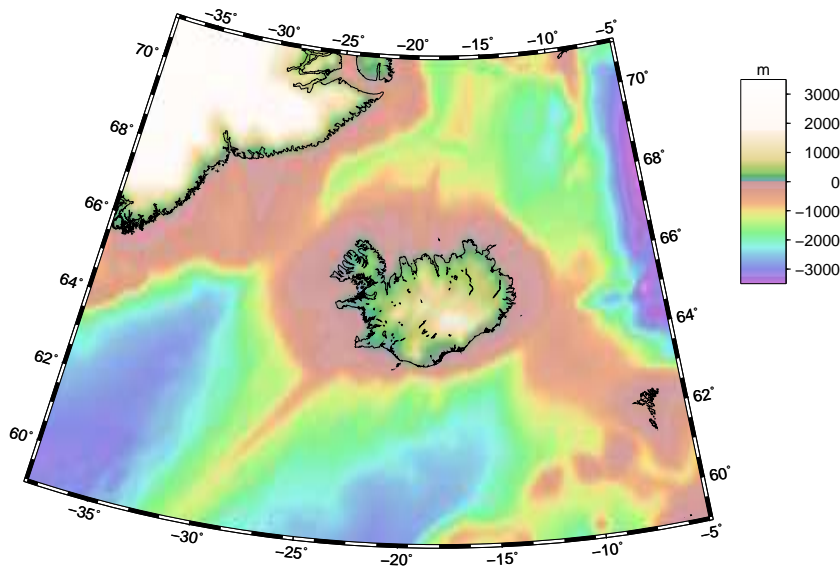


Abbildung 1: Bathymetrie im Gebiet Islands mit dem umgebenden Island-Plateau und dem Reykjanes-Rücken im Süden.

Figure 1: Bathymetry in the region of Iceland with the surrounding Iceland Plateau and the Reykjanes Ridge in the south.

gen heißen Mantelmaterials in und die damit verbundene Druckverminderung setzte gesteigerte Magmenproduktion und damit verbunden erhöhte Krustenbildung ein. Als Folge bildete sich über diesem Zentrum ein ozeanisches Plateau (Island-Plateau mit Island als höchster Erhebung), das die umliegenden Teile des Nordatlantiks um  $\sim 2$  km überragte (Abb. 1). Nördlich von Island gabelte sich der Mittelatlantische Rücken in zwei Äste, von denen der westliche vor  $\sim 10$  Ma den kontinentalen Jan-Mayen-Block von Grönland abspaltete, während der östliche Ägir-Rücken bald inaktiv wurde. Weiter südlich bildet der Rücken noch heute die divergente Grenze zwischen der eurasischen bzw. afrikanischen und der nordamerikanischen Platte, an der ozeanische Kruste neu gebildet wird und sich die entsprechenden Kontinente voneinander entfernen. Die gesteigerte Magmenproduktion des Island-Plumes macht sich in Island als Hot-Spot-Vulkanismus bemerkbar und beträgt derzeit  $\sim 0.24 \text{ km}^3/\text{a}$ .

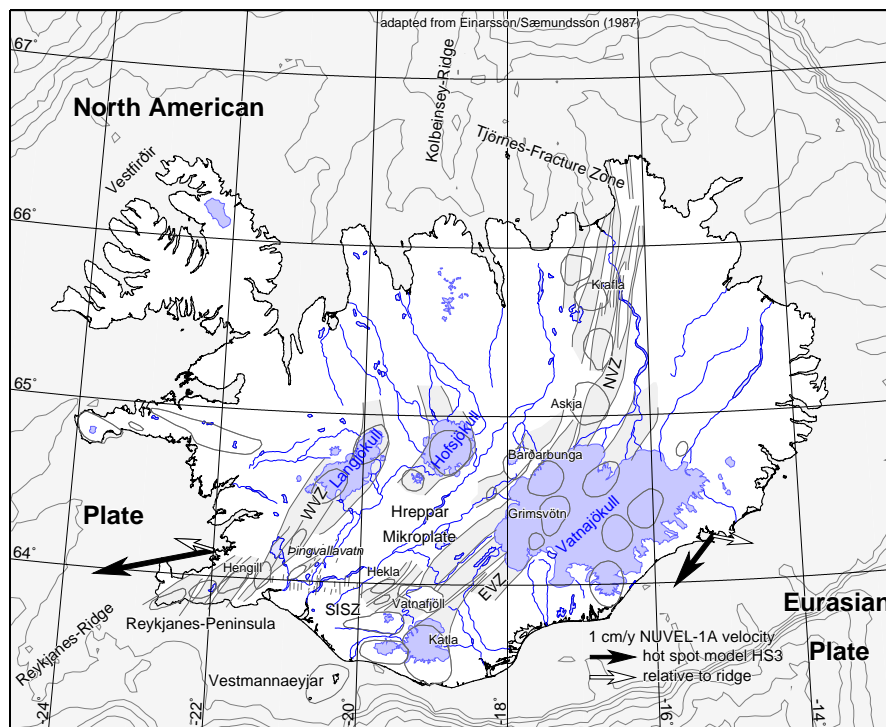


Abbildung 2: Islands tektonische Provinzen (freundlicherweise zur Verfügung gestellt von [Perlt et al., 2007](#), adaptiert von [Einarsson & Saemundsson, 1987](#)). Zur Erklärung der Abkürzungen siehe Text.

Figure 2: Iceland's tectonic provinces (by courtesy of [Perlt et al., 2007](#), adapted from [Einarsson & Saemundsson, 1987](#)). For the explanation of the abbreviations see text.

## 2.2 Riftzonen

Von Süden nach Norden betrachtet (Abb. 2) trifft der Reykjanes-Rücken als Teil des Mittelatlantischen Rückens auf Island und geht auf der Reykjanes Peninsula in die Reykjanes Volcanic Zone (RVZ) über. An der Hengill Triple Junction spaltet sich die RVZ in die Western Volcanic Zone (WVZ) und die Eastern Volcanic Zone (EVZ). Zwischen EVZ und WVZ befinden sich die Hreppar Micro Plate und die South-Iceland Shear Zone (SISZ). Die EVZ zieht nordöstlich streichend unter der Vatnajökull-Eiskappe hindurch und schließt an die Northern Volcanic Zone (NVZ) an. Diese geht nördlich von Island zunächst in die Tjörnes Fracture Zone als Teil des Mittelatlantischen Rückens über. Die RVZ, EVZ und NVZ sind 40–50 km breite Riftzonen bestehend aus drei bis vier subparallelen Spaltenschwärmen. Die einzelnen Spaltenschwärme sind 5–15 km breit und bis ~200 km lang.

Vor ~7 Ma initiierte eine ostwärts gerichtete Verlagerung der Riftzonen die

derzeit aktive WVZ und NVZ, während vor  $>3$  Ma die EVZ aktiviert wurde. Die episodenhaften Aktivitäten der WVZ und EVZ scheinen stets auf eine der beiden Riftzonen beschränkt gewesen zu sein.

### 2.3 Kruste und Lithosphäre

Aufgrund seiner Lage auf dem Mittelatlantischen Rücken sollte Island eine Krustenmächtigkeit von 6–8 km aufweisen. Wie seismische und gravimetrische Untersuchungen (Darbyshire et al., 1998; Fedorova et al., 2005) zeigen, ist in Island jedoch die Kruste im Nordwesten  $\sim 25$  km mächtig und wächst im Südosten auf  $\sim 40$  km an, wobei keine Zuordnung zu ozeanischer bzw. kontinentaler Kruste möglich ist. Ferner ist unter Island die sonst für die Basis der Kruste typische Diskontinuität der seismischen Geschwindigkeiten nicht feststellbar und der Übergang kontinuierlich.

Weitere Resultate seismischer und gravimetrischer Untersuchungen (Kaban et al., 2002) zur Dichteverteilung unter Island führten zu dem Ergebnis, daß die  $1200^\circ\text{C}$ -Isotherme unter Island im allgemeinen in 30–50 km Tiefe und im Bereich der EVZ und NVZ in  $<20$  km Tiefe liegt. Wird die Basis der elastischen Lithosphäre in der Tiefe der  $450^\circ\text{C}$ -Isotherme angenommen, ergibt sich, daß im letztgenannten Bereich die Lithosphärenmächtigkeit  $<6$  km beträgt.

### 2.4 Plume

Die Erhöhung der Krustenmächtigkeit und Topographie im Gebiet Islands wird auf die mit dem Island-Plume verbundene und durch Druckverminderung verursachte hohe Magmenproduktion zurückgeführt. Diese zeichnet sich aus durch aktiven Vulkanismus unter der Vatnajökull-Eiskappe (Gjálp, Grímsvötn) und in der NVZ (Krafla). Der Island-Plume ist mit einem Radius von 150–300 km in einem Tiefenbereich von 100–400 km durch eine um  $\sim 4\%$  verminderte Scherwellengeschwindigkeit nachweisbar. Diese Verringerung wird durch eine Temperaturerhöhung um  $250$ – $300^\circ\text{C}$  und partielles Aufschmelzen erklärt, was mit einer Erniedrigung der Dichte und Viskosität verbunden ist (Wolfe et al., 1997; Darbyshire et al., 1998; Marquart & Schmelting, 2004).

Oberhalb von 100 km Tiefe ist der Island-Plume seismisch weniger gut aufgelöst (Wolfe et al., 1997). Es wird jedoch angenommen, daß der Plume unter dem Vatnajökull (geographische Koordinaten der Plumeachse:  $\phi \sim 64^\circ 40' \text{ N}$ ,  $\lambda \sim -17^\circ 0' \text{ E}$ ) bei einem Radius von 50–80 km fast bis zur Erdoberfläche aufdringt und die Lithosphärenmächtigkeit auf  $<6$  km verringert. Einen Überblick über den gegenwärtigen Wissensstand zur Geodynamik Islands liefert eine von Jacoby & Gudmundsson (2007) editierte Sonderausgabe des Journal of Geodynamics.



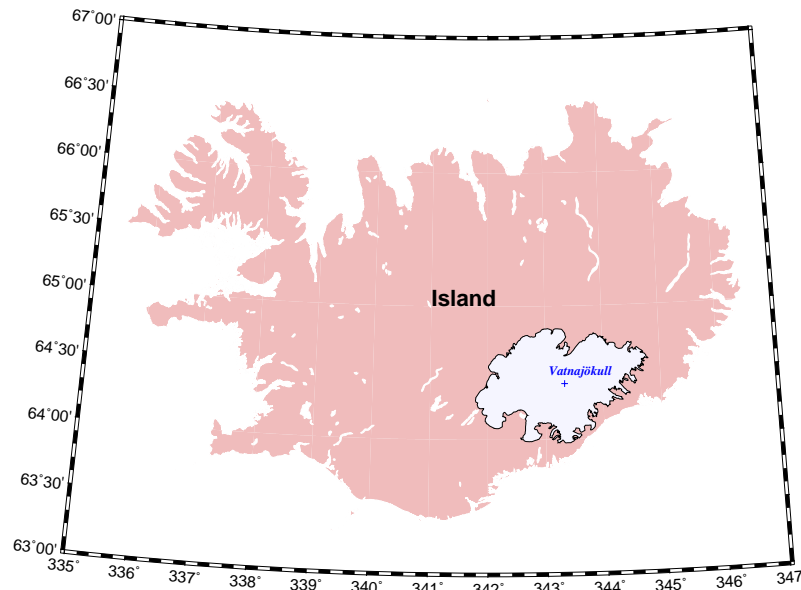


Abbildung 3: Island mit dem Vatnajökull.

Figure 3: Iceland with the Vatnajökull.

## 3 Vereisungsgeschichte, Landhebung und Schwereänderung in Island

### 3.1 Vereisungsgeschichte

Altersdatierungen mariner Sedimente mit der Radiokarbon-Methode zeigen, daß Island bis vor  $\sim 13$  ka vollständig eisbedeckt war. Weiterhin ergaben Untersuchungen von Endmoränen, daß sich die isländische Eiskappe vor  $\sim 9$  ka im wesentlichen hinter die heutige Küstenlinie zurückzog und das Hochland von Zentralisland seit  $\sim 7.5$  ka vor heute bis auf Reste eisfrei war (Ingólfsson, 1991; Gudmundsson, 1997; Geirsdóttir et al., 2007). Gegenwärtig ist die Vatnajökull-Eiskappe (Abb. 3, geographische Koordinaten des Eiszentrums:  $\phi \sim 64^\circ 25' \text{ N}$ ,  $\lambda \sim -16^\circ 40' \text{ E}$ ) die größte dieser residualen Eiskappen und mit einer Fläche von  $\sim 8100 \text{ km}^2$  nach der geringfügig ausgedehnteren Austfonna-Eiskappe in Svalbard die zweitgrößte Europas.

Qualitative Hinweise auf die paläoklimatischen Bedingungen in Island und die frühere Ausdehnung des Vatnajökulls sind für den Zeitraum nach der Besiedelung um das Jahr 900 verfügbar. Quantitative Beobachtungen existieren dagegen erst seit dem Jahr 1846 (Temperatur) bzw. 1930 (Eisfläche). Anhand dieser Angaben wird vermutet, daß während der Zeit der Besiedelung in Island

ähnliche klimatische Bedingungen herrschten wie zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Nach dem Jahr 1200 begann in weiten Teilen eine kühlere Klimaperiode (Kleine Eiszeit), deren Verlauf nicht einheitlich war. In Südisland erreichte die Kleine Eiszeit bereits Mitte des 19. Jahrhunderts ihr Maximum und klang bis in die 30er Jahre des 20. Jahrhunderts ab. In den nördlichen und westlichen Gebieten begann dagegen die Eisakkumulation erst im 18. Jahrhundert und endete in den 40er Jahren des 20. Jahrhunderts (Gudmundsson, 1997).

In jüngster Zeit werden zur Bestimmung der Flächenänderung des Vatnajökulls neben Feldmessungen auch Satellitenmessungen berücksichtigt. Dagegen ist die Eisflächenänderung während des 20. Jahrhunderts und davor weniger gut bekannt. Entsprechend wurde anhand kartographischen Materials des Danish General Staff die Fläche des Vatnajökulls für das Jahr 1890 auf 8600 km<sup>2</sup> geschätzt. Im Jahr 1978 betrug die Eisfläche ~8300 km<sup>2</sup>, im Jahr 2001 lediglich ~8100 km<sup>2</sup> (Hall et al., 1992; Sigmundsson & Einarsson, 1992; Björnsson et al., 2002).

Ebenfalls nur abschätzbar ist die Volumenänderung des Vatnajökulls. Im Zeitintervall 1890–1978 betrug der Verlust ~182 km<sup>3</sup>, wobei sich die zentrale Eismächtigkeit um ~10 m verringerte (Sigmundsson & Einarsson, 1992). Für das Zeitintervall 1978–1991 ergab sich ein Verlust von ~28 km<sup>3</sup> (Sigmundsson & Einarsson, 1992), während im Zeitintervall 1991–2001 der Verlust ~19.4 km<sup>3</sup> betrug (Björnsson et al., 2002). Der letzte Wert wird durch satellitengestützte Beobachtungen bestätigt, die auf einen jährlichen Eisvolumenverlust von  $\sim(2.0 \pm 0.5)$  km<sup>3</sup> hinweisen (Magnússon et al., 2005). Subglazialer Vulkanismus macht die Bilanzierung jedoch schwierig. Beispielsweise schmolz durch die Gjálp-Eruption im Oktober 1996 innerhalb weniger Tage ~4 km<sup>3</sup> Eis (Björnsson et al., 2002). Demnach wurde kurzfristig das Doppelte des mittleren jährlichen Eisvolumenverlustes verflüssigt und zumindest teilweise abgeführt. Ebenfalls unberücksichtigt bleiben die Eruptionen des Grímsvötn im Dezember 1998 und November 2004.

### 3.2 Post-glaziale Landhebung

Die durch das Abschmelzen der letzten pleistozänen Eisschilde Nordamerikas und Nordeuropas verursachte post-glaziale Landhebung ist durch angehobene marine Ablagerungen dokumentiert. Wie geodätische Messungen dokumentieren, dauert in den genannten Gebieten diese Landhebung auch heute noch an, wobei jeweils maximale Landhebungsraten von ~10 mm/a beobachtet werden. In Island ergaben Radiokarbon-Datierungen mariner Muschelschalen, die bis ~50 km landeinwärts und bis ~100 m über dem heutigen Meeresspiegel sedimentiert sind, ohne Ausnahme Alterswerte von 9.0–12.7 ka. Da keine jüngeren marinen Organismen gefunden wurden, folgt daraus, daß die durch das Abschmelzen der letzten pleistozänen Eiskappe in Island eingeleitete post-glaziale Landhebung im wesentlichen während dieser Zeit erfolgt sein muß (Sigmundsson, 1991).

### 3.3 Rezente Landhebung

Dessen ungeachtet wurde in der Hornafjödur-Bucht bei Höfn im 20. Jahrhundert eine relative Meeresspiegelabsenkung beobachtet, die auf eine Landhebung hinweist. Dies verdeutlicht eine kleine Schäre, die noch im Jahr 1950 zeitenunabhängig von Wasser bedeckt war, bis zum Ende des 20. Jahrhunderts jedoch bei Niedrigwasser  $\sim 75$  cm über den Wasserspiegel hinausragte (Imsland, 1992; Einarsson et al., 1996). Weiterhin wurde am Langisjór-See eine differentielle Landhebung abgeleitet. Die nahezu senkrecht zum Rand des Vatnajökulls stehende Längsachse des  $\sim 20$  km langen Sees zeigt eine Neigungsänderung mit einer Landhebungsrate von  $(3.9 \pm 0.9)$  mm/a des eisnahen Nordostendes relativ zum eisfernen Südwestende, was auf einen durch das rezente Abschmelzen der Eiskappe verursachten glazial-isostatischen Ausgleichsprozess hinweist (Sigmundsson & Einarsson, 1992).

Um zuverlässige Werte für die Landhebung zu ermitteln, wurden in den Jahren 1992, 1996 und 1999 südöstlich des Vatnajökulls GPS-Meßkampagnen durchgeführt, wobei seit dem Jahr 1997 Höfn als permanente GPS-Station zur Verfügung steht. Die Meßergebnisse (Sjöberg et al., 2000, 2004) sind in Tab. 6 gezeigt.

### 3.4 Schwereänderung

Erste Analysen der Ergebnisse von Schweremeßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 südöstlich des Vatnajökulls durch Jacoby et al. (2001) und Bürger et al. (2002) ergaben für  $\sim 70$  km vom Eiszentrum entfernte Meßpunkte Schwereänderungsraten von  $\dot{g} \sim (-3 \pm 2)$   $\mu\text{Gal}/\text{a}$  und für Meßpunkte nahe des Eisrandes Schwereänderungsraten von  $\dot{g} \sim (-4 \pm 2)$   $\mu\text{Gal}/\text{a}$ . Die Werte der relativen Schwere sind in der vorliegenden Arbeit in Abb. 17–42 zusammengestellt, die auch die durch lineare Regression neu bestimmten Schwereänderungsraten zeigen (siehe auch Tab. 7). Zur Modellierung werden im folgenden lediglich 21 Meßpunkte berücksichtigt, wobei die Regelmäßigkeit der Wiederholungsmessungen als Entscheidungskriterium herangezogen ist. Von diesen beruhen die Meßpunkte 601, 609, 802, 806, 1002, 1004, 1005, 1006, 1007, 1008, 1009, 1011, 1013, 5219, 7307 und 9012 auf konventionellen Messungen. Die Schwereänderungsraten der hier ebenfalls berücksichtigten und  $>100$  km vom Eiszentrum entfernten Flugmeßpunkte 5273, 5277, 5278, 5450 und 7144 wurden zu  $\dot{g} = (1.5 \pm 4.5)$   $\mu\text{Gal}/\text{a}$  gemittelt. Da sie als vom glazial-isostatischen Ausgleich unbeeinflusst betrachtet werden können, werden entsprechend Bürger et al. (2002) für die Modellierung sämtliche Schwereänderungsraten mit dem Wert  $\Delta\dot{g}_{\text{red}} = -1.5$   $\mu\text{Gal}/\text{a}$  reduziert.

Tabelle 1: Elastische Parameter des Erdmodells.  $a$  bezeichnet den Außenradius der Schale,  $\mu$  ihren Schermodul und  $\rho$  ihre Dichte.

Table 1: Elastic parameters of the earth model.  $a$  denotes the outer radius of the shell,  $\mu$  its shear modulus and  $\rho$  its density.

Schale	$a$ (km)	$\mu$ (Pa)	$\rho$ (g cm <sup>-3</sup> )
1	6371	$5.0605 \times 10^{10}$	3.037
2	6341	$5.0605 \times 10^{10}$	3.037
3	6301	$7.0363 \times 10^{10}$	3.438
4	5951	$1.0549 \times 10^{11}$	3.871
5	5701	$2.2834 \times 10^{11}$	4.978

## 4 Modellrechnungen

### 4.1 Theoretische Grundlagen

Zur Berechnung der glazial-isostatisch induzierten Störungen nahe des Vatnajökulls wird ein inkompressibles, selbstgravitierendes, sphärisches Erdmodell vorausgesetzt. Die relevanten Feldgleichungen der Gravito-Viskoelastodynamik (Wolf, 1997) werden auf der Grundlage der spektralen Finite-Elemente-Methode (Martinec, 2000; Hagedoorn, 2005) mit Hilfe eines am GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) entwickelten Programmpakets gelöst.

### 4.2 Erdmodell

Für die Modellrechnungen wird eine Maxwell-viskoelastische Kugelschale mit einem Außenradius von 6371 km und einem Innenradius von 3480 km angenommen, die einen inviskosen Kern mit einer Dichte von  $10.75 \text{ kg cm}^{-3}$  umgibt. Die Kugelschale ist bezüglich Schermodul,  $\mu$ , und Dichte,  $\rho$ , in fünf homogene Kugelschalen unterteilt. Die Werte der Parameter werden für die einzelnen Schalen aus den PREM-Werten (Dziewonski & Anderson, 1981) durch Mittelung berechnet (Tab. 1).

Zur Parametrisierung der Viskosität,  $\eta$ , wird die Kugelschale in vier homogene Schalen unterteilt. Sie entsprechen von außen nach innen Lithosphäre (L), Asthenosphäre (A), oberem Mantel (UM) und unterem Mantel (LM). Zur Berücksichtigung lateraler Inhomogenität wird die Viskositätsverteilung axialsymmetrisch gewählt derart, daß die Achse der Verteilung mit der des Lastmodells zusammenfällt (Abb. 4). Es wird angenommen, daß sich die durch den Plume bedingte laterale Inhomogenität auf die Lithosphäre und Asthenosphäre beschränkt. Der Plumeöffnungswinkel,  $2\theta_C$ , und die Plumeviskosität (zentrale Asthenosphärenviskosität),  $\eta_{CA}$ , sind freie Parameter. Die zentrale Lithosphärenmächtigkeit wird auf  $h_{CL} = 6 \text{ km}$  festgesetzt, die periphere

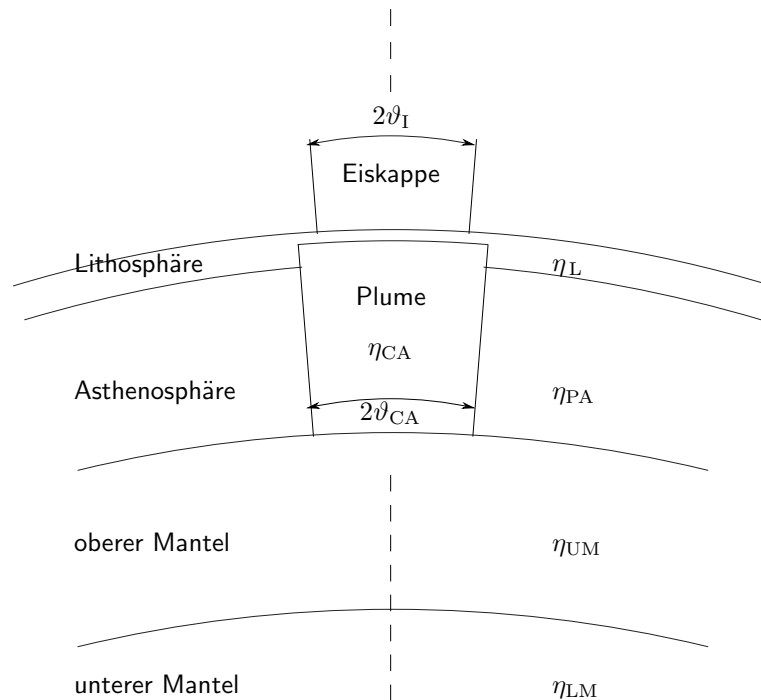


Abbildung 4: Schematischer Querschnitt durch das axialsymmetrische Erd- und Lastmodell.

Figure 4: Schematic cross-section through the axisymmetric earth and load model.

Lithosphärenmächtigkeit wird als  $h_{PL} = 35$  km angenommen, wobei sich die Werte an Untersuchungen von [Kaban et al. \(2002\)](#) und [Fedorova et al. \(2005\)](#) orientieren. Als Lithosphärenviskosität wird einheitlich  $\eta_L = 1.0 \times 10^{30}$  Pa s gewählt. Die periphere Asthenosphärenviskosität beträgt  $\eta_{PA} = 1.0 \times 10^{19}$  Pa s ([Sigmundsson, 1991](#)). Die Viskositäten des als lateral homogen angenommenen oberen und unteren Mantels sind auf  $\eta_{LM} = 1.0 \times 10^{22}$  Pa s bzw.  $\eta_{UM} = 5.0 \times 10^{20}$  Pa s festgelegt (Tab. 2). Im weiteren Verlauf werden auch Rechnungen für ein lateral homogenes Erdmodell durchgeführt (Tab. 3).

### 4.3 Lastmodell

Das Lastmodell approximiert den Vatnajökull als axialsymmetrische Lastscheibe mit dem Lastöffnungswinkel  $2\vartheta_I$ , wobei das Lastprofil einer liegenden Parabel entspricht. Dieses Profil stimmt mit dem eines idealplastischen Materials im Gleichgewicht überein ([Paterson, 1994](#); [Wolf et al., 1997a,b](#)). Das Lastvolumen,  $V_I$ , wird in Abhängigkeit von der axialen Lastmächtigkeit,  $H_I$ ,

Tabelle 2: Viskose Parameter des lateral inhomogenen Erdmodells.  $a_{C...}$  und  $a_{P...}$  bezeichnen den zentralen bzw. peripheren Außenradius der Schale,  $\eta_{C...}$  und  $\eta_{P...}$  ihre zentrale bzw. periphere Viskosität.

Table 2: Viscous parameters of the laterally inhomogeneous earth model.  $a_{C...}$  and  $a_{P...}$ , respectively, denote the central and peripheral outer radius of the shell,  $\eta_{C...}$  and  $\eta_{P...}$ , respectively, its central and peripheral viscosity.

Schale	$a_{C...}$ (km)	$\eta_{C...}$ (Pa s)	$a_{P...}$ (km)	$\eta_{P...}$ (Pa s)
Lithosphäre (L)	6371	$1.0 \times 10^{30}$	6371	$1.0 \times 10^{30}$
Asthenosphäre (A)	6365	$(0.3-3.0) \times 10^{18}$	6336	$1.0 \times 10^{19}$
oberer Mantel (UM)	5971	$5.0 \times 10^{20}$	5971	$5.0 \times 10^{20}$
unterer Mantel (LM)	5701	$1.0 \times 10^{22}$	5701	$1.0 \times 10^{22}$

Tabelle 3: Viskose Parameter des lateral homogenen Erdmodells.  $a$  bezeichnet den Außenradius der Schale,  $\eta$  ihre Viskosität.

Table 3: Viscous parameters of the laterally homogeneous earth model.  $a$  denotes the outer radius of the shell,  $\eta$  its viscosity.

Schale	$a$ (km)	$\eta$ (Pa s)
Lithosphäre (L)	6371	$1.0 \times 10^{30}$
Asthenosphäre (A)	6365	$(0.3-7.0) \times 10^{18}$
oberer Mantel (UM)	5971	$5.0 \times 10^{20}$
unterer Mantel (LM)	5701	$1.0 \times 10^{22}$

und dem durch  $\theta_1$  bestimmten Lastradius,  $R_1$ , gemäß

$$V_1 = \frac{8}{15} \pi R_1^2 H_1 \quad (1)$$

berechnet. Die Zeitunabhängigkeit des parabolischen Lastprofils während der Lastgeschichte wird durch

$$\frac{H_1^2}{R_1} = \text{const.} \quad (2)$$

gewährleistet. Die Lastgeschichte (Tab. 4) basiert auf Björnsson et al. (1998, 2002), Thoma et al. (2001) und Thoma (2004). In Anh. A wird gezeigt, daß im Lastmodell der Beginn der Lastgeschichte im Jahr 1543.75 erfolgen kann. Diese Vereinfachung ist bedingt durch die Forderung, daß Laständerungen vor dem gewählten Startjahr keinen Einfluß auf die Ergebnisse der Berechnungen haben.

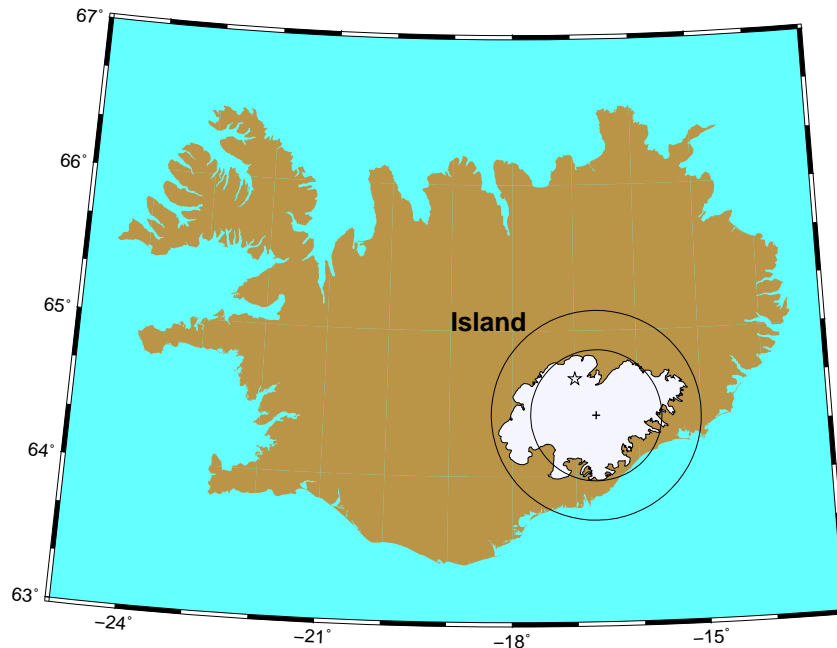


Abbildung 5: Island mit dem Vatnajökull. Der innere Kreis zeigt den Plumerand für einen Plumeradius von  $R_C \sim 50$  km und den Lastrand, der äußere Kreis zeigt den Plumerand für einen Plumeradius von  $R_C \sim 80$  km. Der Asteriskus markiert die ungefähre Position der tatsächliche Plumeachse.

Figure 5: Iceland with the Vatnajökull. The inner circle shows the plume margin for a plume radius of  $R_C \sim 50$  km and the load margin, the inner circle shows the plume margin for a plume radius of  $R_C \sim 80$  km. The asterisk marks the approximate position of the actual plume axis.

## 4.4 Ergebnisse

### 4.4.1 Plumeradius $R_C \sim 50$ km ( $2\theta_C = 0.90^\circ$ )

Für den Plumeöffnungswinkel  $2\theta_C = 0.90^\circ$  (entsprechend dem Plumeradius  $R_C \sim 50$  km, Abb. 5) ist an der Oberfläche die Projektion des Plumerandes nahezu deckungsgleich mit dem Lastrand. Abb. 6 und 7 zeigen die Werte der berechneten und gemessenen Landhebungs- bzw. Schwereänderungsrate. Für beide Änderungsraten kommt es innerhalb der Last bei  $\eta_{CA} \sim 0.7 \times 10^{18}$  Pa s zu einem Vorzeichenwechsel. Ursache ist, daß für hohe Werte von  $\eta_{CA}$  die Akkumulation der Last vor dem Jahr 1890 überwiegt, während für geringe Werte die anschließende Ablation dominant ist. Die ‘Wölbung’ der Änderungsraten am Lastrand ist enger begrenzt als in den lateral homogenen Vergleichsmodellen (Abb. 10 und 11). Ein Vergleich mit den Meßergebnissen zeigt, daß unabhängig vom gewählten Wert von  $\eta_{CA}$  im Bereich des Lastrandes weder

Tabelle 4: Lastgeschichte für das Modell des Vatnajökulls mit dem Lastradius  $R_I$ , der axialen Lastmächtigkeit  $H_I$ , dem Lastvolumen  $V_I$  und der Lastfläche  $A_I$ . Unterstrichene Werte entsprechen denen von [Thoma et al. \(2001\)](#) und [Thoma \(2004\)](#), die übrigen basieren auf linear interpolierten Werten von  $H_I$ .

Table 4: Loading history for the model of the Vatnajökull with the load radius  $R_I$ , the axial load thickness  $H_I$ , the load volume  $V_I$  and the load area  $A_I$ . Underlined values correspond to those of [Thoma et al. \(2001\)](#) and [Thoma \(2004\)](#), the remaining are based on linearly interpolated values of  $H_I$ .

Jahr	$R_I$ (km)	$H_I$ (m)	$V_I$ (km <sup>3</sup> )	$A_I$ (km <sup>2</sup> )
1200.00	45.28	854.000	2934	6441
1286.25	46.13	862.000	3073	6685
1372.50	46.99	870.000	3220	6937
1406.25	47.86	878.000	3370	7196
1475.00	48.74	886.000	3526	7463
1543.75	49.61	894.000	3687	7732
1612.50	50.51	902.000	3856	8015
1681.25	51.41	910.000	4031	8303
1750.00	52.32	918.114	4211	<u>8600</u>
1890.00	52.32	918.114	4211	<u>8600</u>
1901.25	52.20	917.100	4188	8560
1912.50	52.09	916.086	4166	8524
1923.75	51.79	915.071	4142	8426
1935.00	51.86	914.057	4119	8449
1946.25	51.75	913.043	4097	8413
1957.50	51.63	912.029	4072	8374
1968.75	51.51	911.014	4051	8336
1978.00	51.40	910.000	4028	<u>8300</u>
1991.00	51.28	908.500	4000	8261
2001.00	51.17	907.300	3980	<u>8100</u>

für die Landhebungs- noch für die Schwereänderungsrate eine befriedigende Anpassung erzielt werden kann. Im peripheren Bereich der Last ist die Anpassung lediglich für die Schwereänderungsrate zufriedenstellend.

#### 4.4.2 Plumeradius $R_C \sim 80$ km ( $2\theta_C = 1.50^\circ$ )

Für den Plumeöffnungswinkel  $2\theta_C = 1.50^\circ$  (entsprechend dem Plumeradius  $R_C \sim 80$  km, Abb. 5) befindet sich an der Oberfläche die Projektion des Plumerandes deutlich außerhalb des Lastrand. Abb. 8 und 9 zeigen die Werte der berechneten und gemessenen Landhebungs- bzw.



Schwereänderungsrate. Für die Änderungsraten innerhalb der Last kommt es bei  $\eta_{CA} > 1.0 \times 10^{18}$  Pa s zu einem Vorzeichenwechsel. Die ‘Wölbung’ der Änderungsraten am Lastrand ist enger begrenzt als bei den lateral homogenen Vergleichsmodellen (Abb. 10 und 11), wobei der Unterschied geringer ist als für  $R_C \sim 50$  km. Ein Vergleich mit den Meßergebnissen zeigt, daß sich für  $\eta_{CA} < 1.0 \times 10^{18}$  Pa s im Bereich des Lastrandes sowohl für die Landhebungs- als auch für die Schwereänderungsrate eine zufriedenstellende Anpassung ergibt. Für die gleichen Werte von  $\eta_{CA}$  ist im peripheren Bereich der Last die Anpassung für die Schwereänderungsrate befriedigend. Für die Landhebungsrate ist die Anpassung im Vergleich zu  $R_C \sim 50$  km verbessert.

#### 4.4.3 Lateral homogene Vergleichsmodelle

Bei den lateral homogenen Vergleichsmodellen entfällt der Plume. Gleichzeitig wird der Bereich der berücksichtigten Werte der Asthenosphärenviskosität  $\eta_A$  erweitert. Abb. 10 und 11 zeigen die Berechnungsergebnisse für die Landhebungs- bzw. Schwereänderungsrate. Ein Vergleich mit den Meßergebnissen ergibt, daß im peripheren Bereich der Last die Wellenlänge der ‘Wölbung’ der berechneten Änderungsraten für alle untersuchten Werte von  $\eta_A$  zu groß bzw. die ‘Wölbung’ nicht richtig positioniert ist.

Lateral homogene Vergleichsmodelle mit Lithosphärenmächtigkeiten von  $h_L = 20$  km und  $h_L = 40$  km (hier nicht dokumentiert) bestätigen die deutlich verbesserte Anpassung der berechneten Raten an die beobachteten Raten für ein lateral inhomogenes Erdmodell.

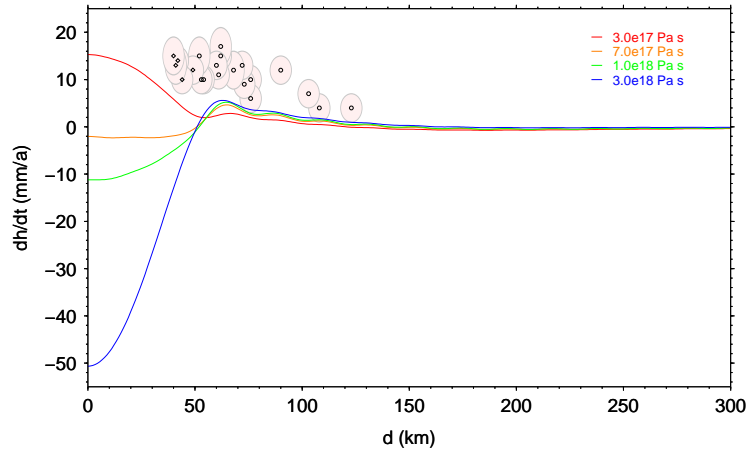


Abbildung 6: Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen im Zeitintervall 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004) mit Fehlerellipsen und berechnete Landhebungsrate,  $\dot{h}$ , als Funktion der Plumeviskosität,  $\eta_{CA}$ , für das lateral inhomogene Erdmodell (Tab. 2) mit einem Plumeradius von  $R_C \sim 50$  km.

Figure 6: Results of the GPS measuring campaigns in the time interval 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004) with error ellipses and computed land-uplift rate,  $\dot{h}$ , as function of the plume viscosity,  $\eta_{CA}$ , for the laterally inhomogeneous earth model (Tab. 2) with a plume radius of  $R_C \sim 50$  km.

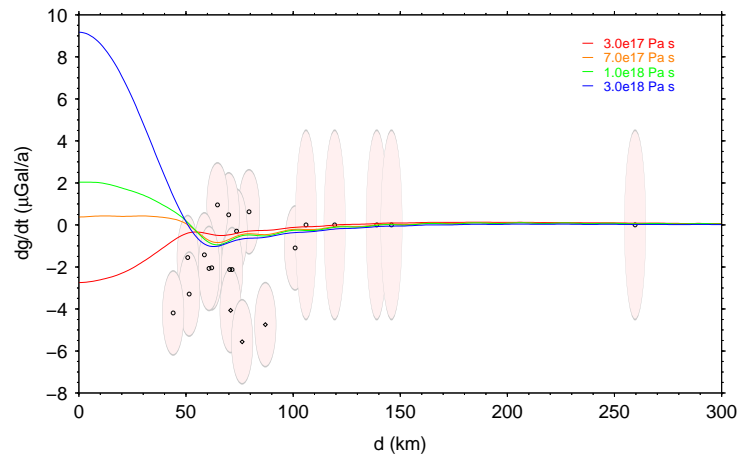


Abbildung 7: Ergebnisse der Schweremeßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) mit Fehlerellipsen und berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , als Funktion der Plumeviskosität,  $\eta_{CA}$ , für das lateral inhomogene Erdmodell (Tab. 2) mit einem Plumeradius von  $R_C \sim 50$  km.

Figure 7: Results of the gravity measuring campaigns in the time interval 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) with error ellipses and computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , as function of the plume viscosity,  $\eta_{CA}$ , for the laterally inhomogeneous earth model (Tab. 2) with a plume radius of  $R_C \sim 50$  km.

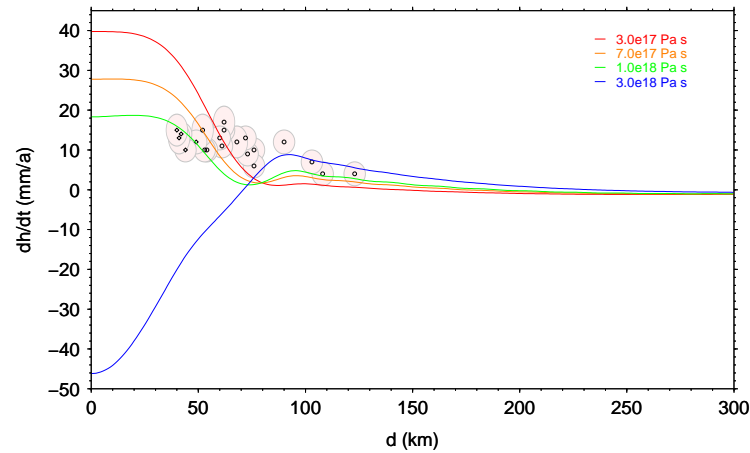


Abbildung 8: Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen im Zeitintervall 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004) mit Fehlerellipsen und berechnete Landhebungsrate,  $\dot{h}$ , als Funktion der Plumeviskosität,  $\eta_{CA}$ , für das lateral inhomogene Erdmodell (Tab. 2) mit einem Plumeradius von  $R_C \sim 80$  km.

Figure 8: Results of the GPS measuring campaigns in the time interval 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004) with error ellipses and computed land-uplift rate,  $\dot{h}$ , as function of the plume viscosity,  $\eta_{CA}$ , for the laterally inhomogeneous earth model (Tab. 2) with a plume radius of  $R_C \sim 80$  km.

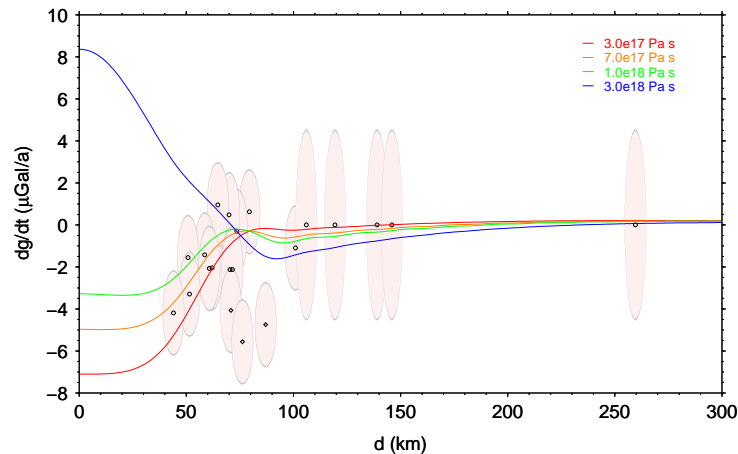


Abbildung 9: Ergebnisse der Schweremeßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) mit Fehlerellipsen und berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , als Funktion der Plumeviskosität,  $\eta_{CA}$ , für das lateral inhomogene Erdmodell (Tab. 2) mit einem Plumeradius von  $R_C \sim 80$  km.

Figure 9: Results of the gravity measuring campaigns in the time interval 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) with error ellipses and computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , as function of the plume viscosity,  $\eta_{CA}$ , for the laterally inhomogeneous earth model (Tab. 2) with a plume radius of  $R_C \sim 80$  km.

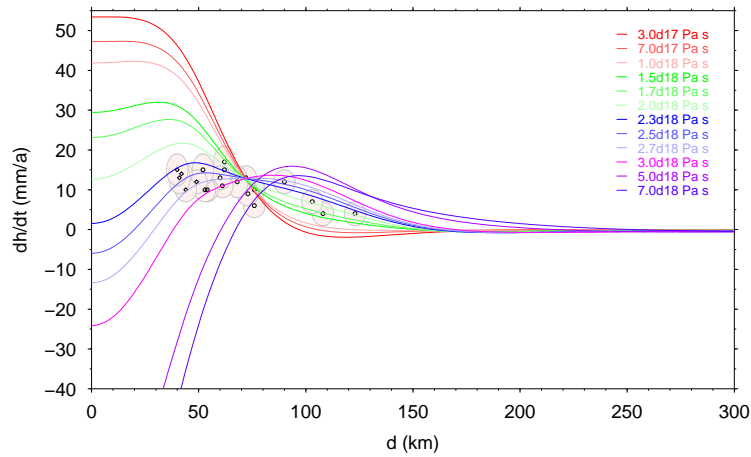


Abbildung 10: Ergebnisse der GPS-Meßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Sjöberg et al., 2004) mit Fehlerellipsen und berechnete Landhebungsgsrate,  $\dot{h}$ , als Funktion der Asthenosphärenviskosität,  $\eta_A$ , für das lateral homogene Erdmodell (Tab. 3).

Figure 10: Results of the GPS measuring campaigns in the time interval 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004) with error ellipses and computed land-uplift rate,  $\dot{h}$ , as function of the asthenosphere viscosity,  $\eta_A$ , for the laterally homogeneous earth model (Tab. 3).

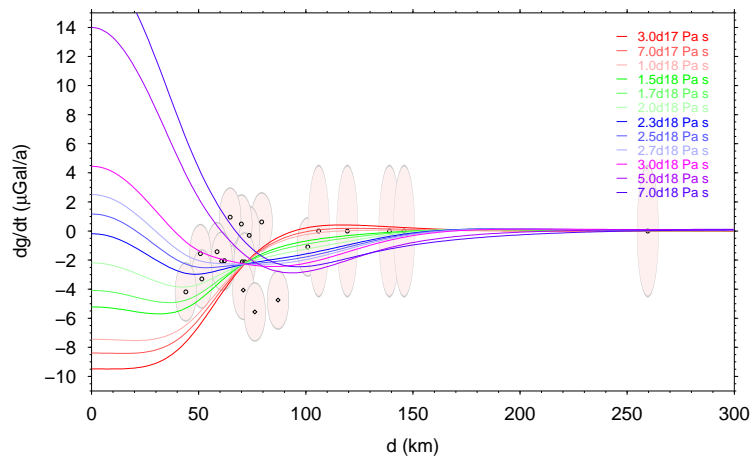


Abbildung 11: Ergebnisse der Schweremeßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) mit Fehlerellipsen und berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , als Funktion der Asthenosphärenviskosität,  $\eta_A$ , für das lateral homogene Erdmodell (Tab. 3).

Figure 11: Results of the gravity measuring campaigns in the time interval 1991–2000 (Jacoby et al., 2001) with error ellipses and computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , as function of the asthenosphere viscosity,  $\eta_A$ , for the laterally homogeneous earth model (Tab. 3).

Tabelle 5: Lithosphärenmächtigkeit,  $h_L$ , und Asthenosphärenviskosität,  $\eta_A$ , unter Island gemäß früheren Untersuchungen. Die Ergebnisse von [Hofton & Foulger \(1996\)](#) und [Pollitz & Sacks \(1996\)](#) verwenden tektonische Prozesse, während die der übrigen Autoren auf glazial-isostatischen Prozessen beruhen.

Table 5: Lithosphere thickness,  $h_L$ , and asthenosphere viscosity,  $\eta_A$ , below Iceland according to previous investigations. The results of [Hofton & Foulger \(1996\)](#) and [Pollitz & Sacks \(1996\)](#) use tectonic processes, whereas those of the remaining authors are based on glacial-isostatic processes.

Autor	$h_L$ (km)	$\eta_A$ ( $10^{18}$ Pa s)
<a href="#">Einarsson (1966)</a>	–	$\sim 1$
<a href="#">Sigmundsson (1991)</a>	10	$< 5$
<a href="#">Sigmundsson &amp; Einarsson (1992)</a>	10–20	1–50
<a href="#">Einarsson et al. (1996)</a>	10–25	$\sim 10$
<a href="#">Hofton &amp; Foulger (1996)</a>	10	1.1
<a href="#">Pollitz &amp; Sacks (1996)</a>	10	5
<a href="#">Sjöberg et al. (2000)</a>	30	5
<a href="#">Thoma et al. (2001)</a>	10–20	0.05–1
<a href="#">Bürger et al. (2002)</a>	10	0.4–1
<a href="#">Fleming et al. (2007)</a>	16–46	1–10
Vorliegende Arbeit (lat. inh.)	6–35	0.3–1

## 5 Diskussion und Ausblick

In der hier dokumentierten Untersuchung wurden durch Wiederholungsmessungen bestimmte Landhebungs- ([Sjöberg et al., 2004](#)) und Schwereänderungsraten ([Jacoby et al., 2001](#)) nahe des Vatnajökulls durch der Vereisungsgeschichte entsprechende, auflastinduzierte Störungen einer axial-symmetrischen Viskositätsverteilung zur Berücksichtigung des Plumes erklärt. Dazu wurden zwei Werte des Plumeradius mit jeweils vier Werten der Plumeviskosität kombiniert. Die Lithosphärenmächtigkeit oberhalb des Plumes wurde auf 6 km festgelegt, die im peripheren Bereich des Plumes auf 35 km. Der erste Wert orientiert sich am Konzept einer thermischen Lithosphäre erhöhter Temperatur. Der zweite basiert auf den Ergebnissen seismischer Untersuchungen.

Im Vergleich zu den Modellrechnungen für ein lateral homogenes Erdmodell lieferten die für ein lateral inhomogenes Erdmodell eine verbesserte Anpassung der berechneten Landhebungs- und Schwereänderungsraten an die entsprechenden Beobachtungsgrößen. Die optimale Anpassung wurde für einen Plumeradius von 80 km und eine Plumeviskosität von  $(0.3\text{--}1.0) \times 10^{18}$  Pa s erzielt. Beim Vergleich mit den Ergebnissen früherer Modellrechnungen für Island (Tab. 5) ist zu beachten, daß in der vorliegenden Arbeit erstmals

ein lateral inhomogenes Erdmodell verwendet wurde. Darüber hinaus wurden erstmals gleichzeitig Landhebungen und Schwereänderungen berücksichtigt.

Bei der Beurteilung der erzielten Untersuchungsergebnisse ist zu berücksichtigen, daß unvollständige Kenntnisse hinsichtlich der Geometrie des Plumes, der lateralen Inhomogenität der Lithosphäre, der jüngsten Evolution des Vatnajökulls sowie Beschränkungen bei der numerischen Implementierung, insbesondere der Rechenzeit, die im Modell getroffenen Vereinfachungen rechtfertigen. Eine Verbesserung dieser Ausgangslage wird die Verwendung dreidimensionaler Erd- und Lastmodelle rechtfertigen.

## Literaturverzeichnis

- Björnsson, H., Pálsson, F., Gudmundsson, M. T., & Haraldsson, H. H., 1998, Mass balance of western and northern Vatnajökull, Iceland, 1991–1995, *Jökull*, **45**, 35–58. [11](#)
- Björnsson, H., Pálsson, F., & Haraldsson, H. H., 2002, Mass balance of Vatnajökull (1991–2001) and Langjökull (1996–2001), Iceland, *Jökull*, **51**, 75–78. [7](#), [11](#)
- Bürger, S., Jacoby, W. R., Hagedoorn, J. M., & Wolf, D., 2002, *Zeitliche Schwereänderungen und glazio-isostatische Ausgleichsprozesse am Vatnajökull, Südostisland*, Scientific Technical Report STR02/15, GeoForschungsZentrum Potsdam. [8](#), [18](#), [27](#), [29](#), [30](#)
- Darbyshire, F. A., Bjarnason, I. T., White, R. S., & Flóvenz, Ó. G., 1998, Crustal structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile, *Geophysical Journal International*, **135**, 1131–1149. [5](#)
- Dziewonski, A. M. & Anderson, D. L., 1981, Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Int.*, **25**, 297–356. [9](#)
- Einarsson, P. & Saemundsson, K., 1987, Earthquake epicenters 1982–1985 and volcanic systems in Iceland (map), in *'I Hlutarsins Edhli: Festschrift for Thorbjorn Sigurgeirsson*, edited by T. Sigfússon, Menningarsjóður, Reykjavík. [4](#)
- Einarsson, P., Sigmundsson, F., Hofton, M., Foulger, G., & Jacoby, W., 1996, An experiment in glacio-isostasy near Vatnajökull, Iceland, 1991, *Jökull*, **44**, 29–39. [8](#), [18](#)
- Einarsson, T., 1966, Late- and post-glacial rise in Iceland and sub-crustal viscosity, *Jökull*, **3**, 157–166. [18](#)
- Fedorova, T., Jacoby, W., & Wallner, H., 2005, Crust-mantle transition and Moho model for Iceland and surroundings from seismic, topography, and gravity data, *Tectonophysics*, **396**, 119–140. [5](#), [10](#)
- Fleming, K., Martinec, Z., & Wolf, D., 2007, Glacio-isostatic adjustment and the viscosity structure underlying Vatnajökull, *Pure and Applied Geophysics*, **164**, 751–768. [18](#)
- Geirsdóttir, Á., Miller, G. H., & Andrews, J. T., 2007, Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland, *Journal of Geodynamics*, **43**, 170–186. [6](#)
- Gudmundsson, H. J., 1997, A review of the Holocene environmental history of Iceland, *Quaternary Science Review*, **16**, 81–92. [6](#), [7](#)
- Hagedoorn, J. M., 2005, *Glaziale Isostasie und rezente Meeresspiegeländerungen*, Scientific Technical Report STR05/13, GeoForschungsZentrum Potsdam. [9](#)
- Hall, D. K., jr., R. S. W., & Bayr, K. J., 1992, Glacier recession in Iceland and Austria, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **73**, 129, 135,

141. 7

- Hofton, M. & Foulger, G., 1996, Postdrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, North Iceland 1. Modeling of the 1987–1992 deformation field using a viscoelastic earth structure, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 25403–25421. 18
- Imsland, P., 1992, Sögur af Hellnaskeri (Tales of Hellnasker skerry, in Icelandic), *Skaftfellingur*, **8**, 130–139. 8
- Ingólfsson, Ó., 1991, A review of the late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland, in *Environmental Change in Iceland, Past and Present*, edited by J. K. Maizels & C. Caseldine, pp. 13–29, Kluwer, Dordrecht. 6
- Jacoby, W., Bürger, S., Smilde, P., & Wallner, H., 2001, Temporal gravity variations observed in SE Iceland, *InterRidge News*, **10**, 52–55. 8, 15, 16, 17, 18, 23, 29, 30
- Jacoby, W. R. & Gudmundsson, M. T., 2007, Hotspot Iceland: an introduction, *Journal of Geodynamics*, **43**, 1–5. 5
- Kaban, M., Flóvenz, Ó. G., & Pálmason, G., 2002, Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling, *Geophysical Journal International*, **149**, 281–299. 5, 10
- Magnússon, E., Björnsson, H., Dall, J., & Pálsson, F., 2005, Volume change of Vatnajökull ice cap, Iceland, due to surface mass balance, ice flow, and subglacial melting at geothermal areas, *Geophysical Research Letters*, **32**, L05504, doi:10.1029/2004GL021615. 7
- Marquart, G. & Schmeling, H., 2004, A dynamic model for the Iceland plume and the North Atlantic based on tomography and gravity data, *Geophysical Journal International*, **159**, 40–52. 5
- Martinec, Z., 2000, Spectral-finite element approach for three dimensional viscoelastic relaxation in a spheric earth, *Geophysical Journal International*, **142**, 117–141. 9
- Paterson, W. S. B., 1994, *The Physics of Glaciers*, 3rd edn., Elsevier Science, Oxford. 10
- Perlt, J., Heinert, M., & Niemeier, W., 2007, The continental margin in Iceland–a snapshot derived from combined GPS networks, *Tectonophysics*, (in press). 4
- Pollitz, F. F. & Sacks, I. S., 1996, Viscosity structure beneath northeast Iceland, *Journal of Geophysical Research*, **101**, 17771–17793. 18
- Sigmundsson, F., 1991, Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland, *Geophysical Research Letters*, **18**, 1131–1134. 7, 10, 18
- Sigmundsson, F. & Einarsson, P., 1992, Glacio-isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland, *Geo-*



- physical Research Letters*, **19**, 2123–2126. [7](#), [8](#), [18](#)
- Sjöberg, L. E., Pan, M., Asenjo, E., & Erlingsson, S., 2000, Glacial rebound near Vatnajökull, Iceland, studied by GPS campaigns in 1992 and 1996, *Journal of Geodynamics*, **29**, 63–70. [8](#), [18](#)
- Sjöberg, L. E., Pan, M., Erlingsson, S., Asenjo, E., & Arnason, K., 2004, Land uplift near Vatnajökull, Iceland, as observed by GPS in 1992, 1996 and 1999, *Geophysical Journal International*, **159**, 943–948. [8](#), [15](#), [16](#), [17](#), [18](#), [23](#), [27](#), [28](#)
- Thoma, M., 2004, *Materiell und lokal inkompressible viskoelastische Erdmodelle: Theorie und Anwendungen in der glazialen Isostasie*, Scientific Technical Report STR04/13, GeoForschungsZentrum Potsdam. [11](#), [13](#)
- Thoma, M., Wolf, D., & Neumeyer, J., 2001, Inverting land uplift near Vatnajökull, Iceland, in terms of lithosphere thickness and viscosity stratification, in *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, edited by M. G. Sideris, pp. 97–102, Springer-Verlag, Berlin. [11](#), [13](#), [18](#), [23](#)
- Wolf, D., Barthelmes, F., & Sigmundsson, F., 1997a, Predictions of deformation and gravity variation caused by recent change of Vatnajökull ice cap, Iceland, *Comptes Rendus des Journées Luxembourgeoises de Géodynamique*, **82**, 36–42. [10](#), [23](#)
- Wolf, D., Barthelmes, F., & Sigmundsson, F., 1997b, Predictions of deformation and gravity change caused by recent melting of the Vatnajökull ice cap, Iceland, in *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, edited by J. Segawa, H. Fujimoto, & S. Okubo, pp. 311–319, Springer-Verlag, Berlin. [10](#)
- Wolfe, C. J., Bjanarson, I. T., Decar, J. C., & Solomon, S. C., 1997, Seismic structure of the Iceland mantle plume, *Nature*, **385**, 245–247. [5](#)

## A Einfluß der Lastgeschichte

Um die Ergebnisse der GPS- (Sjöberg et al., 2004) und Schweremessungen (Jacoby et al., 2001) mit den entsprechenden Berechnungen vergleichen zu können, muß der Einfluß der Lastgeschichte auf den isostatischen Ausgleichsprozeß bekannt sein. Untersuchungen von Wolf et al. (1997a) anhand eines ebenen, lateral homogenen Erdmodells und eines axialsymmetrischen Lastmodells ergaben, daß die Akkumulationsphase des Vatnajökulls im Zeitintervall 900–1890 nur bei einer Asthenosphärenviskosität von  $\eta_A \leq 5 \times 10^{18}$  Pa s vernachlässigt werden darf. Ähnlich zeigten Thoma et al. (2001) mit Hilfe eines sphärischen, lateral homogenen Erdmodells und eines in der Aufsicht elliptischen Lastmodells, daß der Einfluß der Akkumulationsphase bei  $\eta_A \leq 1 \times 10^{18}$  Pa s für die Berechnungsergebnisse unerheblich ist. Aus den in der vorliegenden Arbeit berechneten Vergleichsmodellen für lateral homogene Erdmodelle (Abb. 10 und 11) ist ersichtlich, daß  $\eta_A \leq 3 \times 10^{18}$  Pa s sein muß, um die Berechnungen und Beobachtungen zumindest hinsichtlich des Vorzeichens Einklang zu bringen.

Zur genaueren Untersuchung des Einflusses der Lastgeschichte bei Verwendung eines lateral inhomogenen Erdmodells (Tab. 2) wird die berechnete Schwereänderungsrate für Plumeviskositäten von  $\eta_{CA} = 3 \times 10^{17}$  Pa s,  $7 \times 10^{17}$  Pa s,  $1 \times 10^{18}$  Pa s und  $3 \times 10^{18}$  Pa s und verkürzte Lastgeschichten mit den Startjahren 1543.75, 1612.50, 1681.25, 1750.00 und 1890.00 (Tab. 4) betrachtet. Aus numerischen Gründen beginnt der Lastaufbau jeweils 100 a vor dem Startjahr. Ziel ist es, die Lastgeschichte und damit die Rechenzeit zu verkürzen, ohne daß dadurch das Berechnungsergebnis verfälscht wird.

Für eine Plumeviskosität von  $\eta_{CA} \leq 3 \times 10^{17}$  Pa s ist die Relaxationszeit hinreichend klein, daß die Lastgeschichte nur bis zum Jahre 1890 in die Vergangenheit zurückverfolgt werden muß (Abb. 12). Für Plumeviskositäten von  $\eta_{CA} = 7 \times 10^{17}$  Pa s bzw.  $\eta_{CA} = 1 \times 10^{18}$  Pa s macht sich dagegen der Einfluß der Lastgeschichte zunehmend bemerkbar (Abb. 13 und 14). Schließlich wird für  $\eta_{CA} \geq 3 \times 10^{18}$  Pa s die Relaxationszeit so groß, daß die Berechnungen im Gegensatz zu den Beobachtungen eine Landsenkung ergeben (Abb. 15). Für die durch die Beobachtungen gestützten Werte von  $\eta_{CA} < 3 \times 10^{18}$  reicht es aus, die Lastgeschichte ab dem Jahre 1544 zu berücksichtigen.

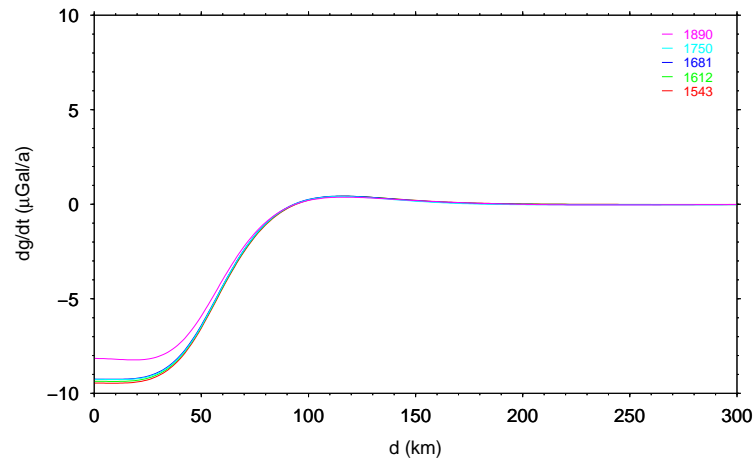


Abbildung 12: Einfluß der Lastgeschichte auf die berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , für eine Plumeviskosität von  $\eta_{CA} = 3 \times 10^{17}$  Pa s. Die Zahlen bezeichnen die Startjahre der Lastgeschichte (Tab. 4).

Figure 12: Influence of the loading history on the computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , for a plume viscosity of  $\eta_{CA} = 3 \times 10^{17}$  Pa s. The numbers denote the starting years of the loading history (Tab. 4).

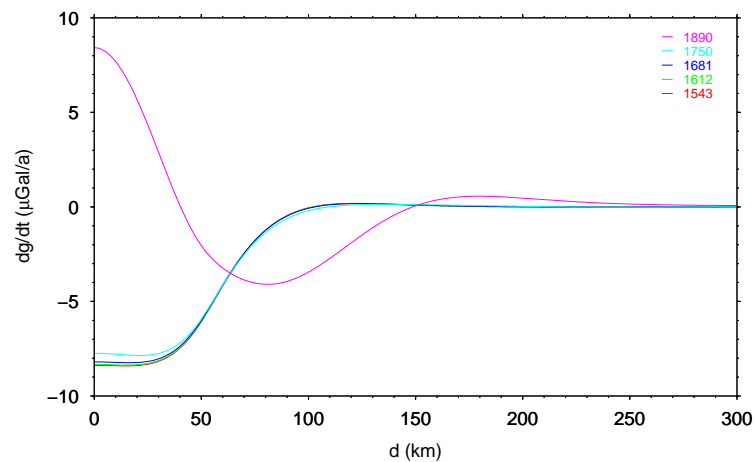


Abbildung 13: Einfluß der Lastgeschichte auf die berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , für eine Plumeviskosität von  $\eta_{CA} = 7 \times 10^{17}$  Pa s. Die Zahlen bezeichnen die Startjahre der Lastgeschichte (Tab. 4).

Figure 13: Influence of the loading history on the computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , for a plume viscosity of  $\eta_{CA} = 7 \times 10^{17}$  Pa s. The numbers denote the starting years of the loading history (Tab. 4).

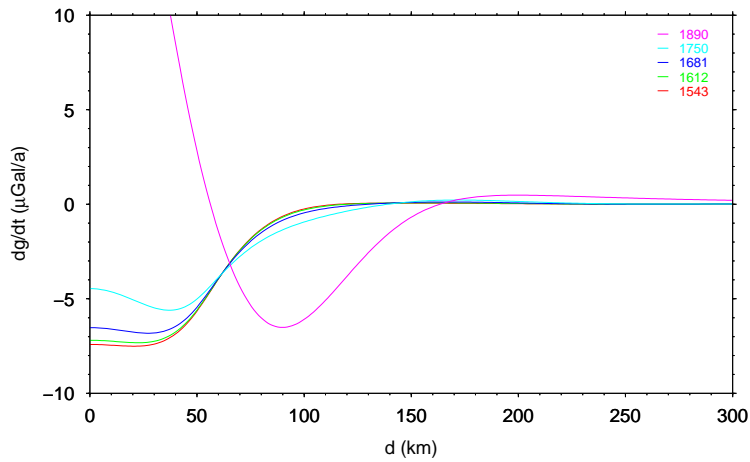


Abbildung 14: Einfluß der Lastgeschichte auf die berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , für eine Plumeviskosität von  $\eta_{CA} = 1 \times 10^{18}$  Pa s. Die Zahlen bezeichnen die Startjahre der Lastgeschichte (Tab. 4).

Figure 14: Influence of the loading history on the computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , for a plume viscosity of  $\eta_{CA} = 1 \times 10^{18}$  Pa s. The numbers denote the starting years of the loading history (Tab. 4).

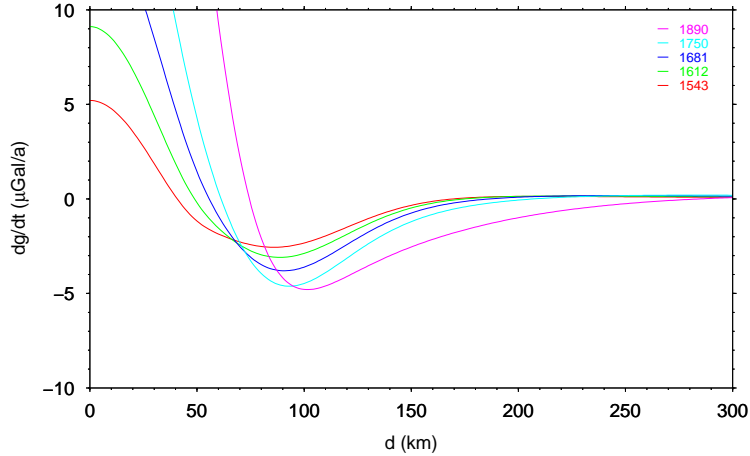


Abbildung 15: Einfluß der Lastgeschichte auf die berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , für eine Plumeviskosität von  $\eta_{CA} = 3 \times 10^{18}$  Pa s. Die Zahlen bezeichnen die Startjahre der Lastgeschichte (Tab. 4).

Figure 15: Influence of the loading history on the computed gravity-change rate,  $\dot{g}$ , for a plume viscosity of  $\eta_{CA} = 3 \times 10^{18}$  Pa s. The numbers denote the starting years of the loading history (Tab. 4).

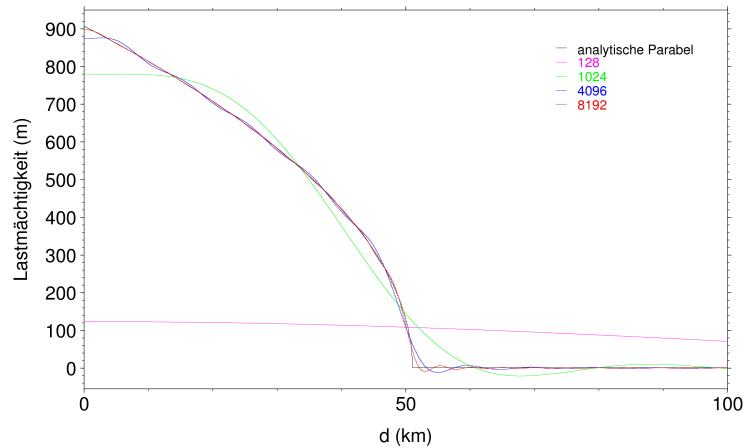


Abbildung 16: Lastprofil als Funktion des maximalen Legendre-Grades,  $l_{\max}$ , der Kugelfunktionsentwicklung des angenommenen parabolischen Profils.

Figure 16: Load profile as function of the maximum Legendre degree,  $l_{\max}$ , of the spherical-harmonic expansion of the assumed parabolic profile.

## B Fehlerabschätzungen

### B.1 Erd- und Lastmodell

Entsprechend der Ausdehnung der betrachteten Struktur sollte der maximale Legendre-Grad,  $l_{\max}$ , der Kugelfunktionsentwicklung der Struktur gemäß

$$l_{\max} = \frac{40\,000 \text{ km}}{\lambda_{\min}} - \frac{1}{2} \quad (3)$$

gewählt werden, wobei  $\lambda_{\min}$  die minimale aufzulösende Wellenlänge ist. Wird  $l_{\max}$  wesentlich kleiner gewählt, ergeben sich bei der Entwicklung der Struktur entsprechende Fehler. Der exponentiell wachsende Rechenaufwand bei Erhöhung von  $l_{\max}$  erfordert Kompromißlösungen. In der vorliegenden Arbeit wird für das Erdmodell  $l_{\max} = 1900$  und für das Lastmodell  $l_{\max} = 8192$  gewählt. Abb. 16 zeigt, wie bei der Kugelfunktionsentwicklung des parabolischen Lastprofils die Wahl von  $l_{\max}$  die Abweichung von der Parabel beeinflusst. Für  $l_{\max} = 8192$  ist der Fehler vernachlässigbar.

### B.2 Entfernung der Meßpunkte von der Lastachse

Der durch die Annahme eines axialsymmetrischen Lastmodells bedingte Fehler wird in einen Entfernungsfehler der GPS- und Schweremeßpunkte von der Lastachse umgewandelt und auf 5 km geschätzt. Der Lastradius im Jahr 2001 beträgt  $R_I = 51.17$  km. Demnach liegen einige Schweremeßpunkte innerhalb der Last (Tab. 7).

### B.3 Landhebungsrate

Der Fehler der Landhebungsrate,  $\epsilon_h$ , wurde von [Sjöberg et al. \(2004\)](#) diskutiert und wird mit den Werten von  $\epsilon_h = 3$  bzw.  $4$  mm/a von ihm übernommen.

### B.4 Schwereänderungsrate

Im Gegensatz zu dem von [Bürger et al. \(2002\)](#) für die meisten Messpunkte mit  $\epsilon_g \sim 20$   $\mu\text{Gal/a}$  sehr hoch abgeschätzten Fehler der Schwereänderungsrate wird in der vorliegenden Arbeit dieser Fehler einheitlich auf  $\epsilon_g = 2$   $\mu\text{Gal/a}$  vermindert. Ausnahmen sind die Flugmeßpunkte 5273, 5277, 5278, 5450 und 7144, für die mit  $\epsilon_g = 4.5$   $\mu\text{Gal/a}$  der Fehler von [Bürger et al. \(2002\)](#) übernommen wird.

## C Auswertung der GPS-Messungen

Tabelle 6: Landhebungsrate,  $\dot{h}$ , und ihr geschätzter Fehler,  $\epsilon_h$ , für Meßpunkte mit der geographische Breite  $\phi$ , der geographischen Länge  $\lambda$  und der Entfernung  $d$  von der Lastachse gemäß den Ergebnissen von Meßkampgnen im Zeitintervall 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004). Die Reduktion der Raten hinsichtlich des Absolutwertes  $\dot{h} = 10$  mm/a für Höfn ist berücksichtigt.

Table 6: Land-uplift rate,  $\dot{h}$ , and its estimated error,  $\epsilon_h$ , for measuring points with the geographical latitude,  $\phi$ , the geographical longitude,  $\lambda$ , and the distance  $d$  from load axis according to the results of measuring campaigns in the time interval 1992–1999 (Sjöberg et al., 2004). The reduction of the rates with respect to the absolute value  $\dot{h} = 10$  mm/a for Höfn is considered.

Meßpunkt	$\phi$ (° N)	$\lambda$ (° E)	$d$ (km)	$\dot{h}$ (mm/a)	$\epsilon_h$ (mm/a)
DJUP	64.6484	-14.2842	123	4	3
ELDH	63.6862	-18.3578	108	4	3
HERD	63.9610	-18.6689	103	7	3
LAUG	64.8978	-15.3657	90	12	3
HOFN	64.2689	-15.1984	76	10	2
VEGA	64.2916	-15.1784	76	6	3
STAP	64.3292	-15.2512	73	9	3
TEIG	63.8828	-17.7591	72	13	3
GILD	64.3606	-15.3476	68	12	4
INGO	63.8043	-16.6513	62	15	3
FLAT	64.2351	-15.4936	61	11	3
SKIN	64.2289	-15.4762	62	17	4
HOFF	64.4197	-15.3950	60	13	3
FAGU	63.8762	-16.6523	54	10	3
UPPS	64.2099	-15.7235	53	10	3
HEIN	64.3055	-15.6561	52	15	4
KVIA	63.9300	-16.5015	49	12	3
SVIN	63.9636	-16.8606	44	10	3
HROL	64.1199	-16.0762	42	14	3
HROW	64.1161	-16.0853	41	13	4
BREI	64.0454	-16.3785	40	15	4

## D Auswertung der Schweremessungen

In Tab. 7 sind die aus den Ergebnissen der Meßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Jacoby et al., 2001; Bürger et al., 2002) neu berechneten Schwereänderungsraten,  $\dot{g}$ , und deren geschätzte Fehler,  $\epsilon_g$ , tabelliert. Die Zahlenwerte der Raten beruhen auf linearer Regression.

Abb. 17–42 zeigen für die in Tab. 7 gelisteten Meßpunkte die von Bürger et al. (2002) bestimmten Werte der relativen Schwere,  $\Delta g$ , deren geschätzter Fehler von 0.01 mGal und die durch lineare Regression neu berechnete Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ . Zu beachten ist, daß im Vergleich zu Bürger et al. (2002) der Fehler deutlich reduziert und vereinheitlicht ist. Die Raten sind nicht mit dem Wert  $\Delta\dot{g}_{\text{red}} = -1.5 \mu\text{Gal/a}$  reduziert.



Tabelle 7: Schwereänderungsrate,  $\dot{g}$ , und ihr geschätzter Fehler,  $\epsilon_g$ , für Meßpunkte mit der geographischen Breite  $\phi$ , der geographischen Länge  $\lambda$  und der Entfernung  $d$  von der Lastachse gemäß den Ergebnissen von Meßkampagnen im Zeitintervall 1991–2000 (Jacoby et al., 2001; Bürger et al., 2002). Die Raten für durch Nummern mit Asterisken gekennzeichneten Meßpunkte beruhen auf Flugmessungen. Die Raten für die Flugmeßpunkte 5273, 5277, 5278, 5450 und 7144 entsprechen deren Mittelwert. Die Raten für durch unterstrichene Nummern gekennzeichneten Meßpunkte werden zur Modellierung verwendet. Die Reduktion der Raten mit dem Wert  $\Delta\dot{g}_{\text{red}} = -1.5 \mu\text{Gal/a}$  ist nicht berücksichtigt.

Table 7: Gravity-change rate,  $\dot{g}$ , and its estimated error,  $\epsilon_g$ , for measuring points with the geographical latitude  $\phi$ , the geographical longitude  $\lambda$  and the distance  $d$  from load axis according to the results of measuring campaigns in the time interval 1991–2000 (Jacoby et al., 2001; Bürger et al., 2002). The rates for measuring points marked by numbers with asterisks are based on flight measurements. The rates for the flight measuring points 5273, 5277, 5278, 5450 und 7144 correspond to their mean value. The rates for measuring points marked by underlined numbers are used for the modelling. The reduction of the rates with the value  $\Delta\dot{g}_{\text{red}} = -1.5 \mu\text{Gal/a}$  is not considered.

Meßpunkt	Nummer	$\phi$ (° N)	$\lambda$ (° E)	$d$ (km)	$\dot{g}$ ( $\mu\text{Gal/a}$ )	$\epsilon_g$ ( $\mu\text{Gal/a}$ )
	<u>601</u>	64.283	−15.066	79.4	2.12	2.0
	<u>603</u>	64.290	−15.101	77.6	2.24	2.0
Hagi	<u>604</u>	64.288	−15.146	75.4	3.41	2.0
Skarosholar	<u>605</u>	64.288	−15.170	74.4	1.83	2.0
Vegamont	<u>609</u>	64.290	−15.185	73.6	1.20	2.0
Bergárbrú (Basispunkt)	701	64.297	−15.201	72.7	0.00	2.0
Seljavellir	<u>702</u>	64.304	−15.217	71.8	−0.64	2.0
Fornustekkar	<u>802</u>	64.316	−15.240	70.4	0.62	2.0
Skriduhóll	<u>806</u>	64.335	−15.244	69.9	1.98	2.0
Bjarnanes	<u>810</u>	64.324	−15.251	69.8	2.00	2.0
Höfn	<u>1000</u>	64.267	−15.198	73.5	−3.00	2.0
Stapaklettur	<u>1001</u>	64.328	−15.251	69.7	2.14	2.0
Hoffellsjökull	<u>1002</u>	64.418	−15.394	62.0	−0.54	2.0
Gildrasker	<u>1004</u>	64.359	−15.347	64.7	2.45	2.0
Hólmsabrá	<u>1005</u>	64.265	−15.515	58.6	0.07	2.0
Heinra	<u>1006</u>	64.304	−15.656	50.8	−0.56	2.0
Flatey	<u>1007</u>	64.234	−15.493	60.7	−0.57	2.0
Uppsálar	<u>1008</u>	64.208	−15.723	51.5	−1.79	2.0
Hrollaugshólar	<u>1009</u>	64.118	−16.076	44.0	−2.69	2.0
Stokksnes	<u>1010</u>	64.242	−14.979	84.5	−1.74	2.0
Stafafell	<u>1011</u>	64.423	−14.881	87.0	−3.25	2.0
Hvalnes	<u>1012</u>	64.403	−14.542	103.6	−7.88	2.0
Hofsárbrú	<u>1013</u>	64.550	−14.620	100.9	0.40	2.0
Hornafjöldur (Flugplatz, alt)	* <u>5219</u>	64.305	−15.237	70.8	−2.57	2.0
Djúpivogur (Hotel Framtid)	* <u>5273</u>	64.657	−14.280	119.4	1.50	4.5
Grimstadir	* <u>5277</u>	65.643	−16.120	139.0	1.50	4.5
Valthófsstadur	* <u>5278</u>	65.018	−14.980	106.0	1.50	4.5
Reykjavík	* <u>5450</u>	64.140	−21.957	259.6	1.50	4.5
Egilstadir	* <u>7144</u>	65.278	−14.410	145.9	1.50	4.5
Hafnarflugvöllur	<u>7307</u>	64.303	−15.223	71.5	−0.63	2.0
Djúpivogur (GPS)	<u>8436</u>	64.647	−14.284	118.9	−6.35	2.0
Dynjandi	<u>9012</u>	64.288	−15.132	76.2	−4.06	2.0

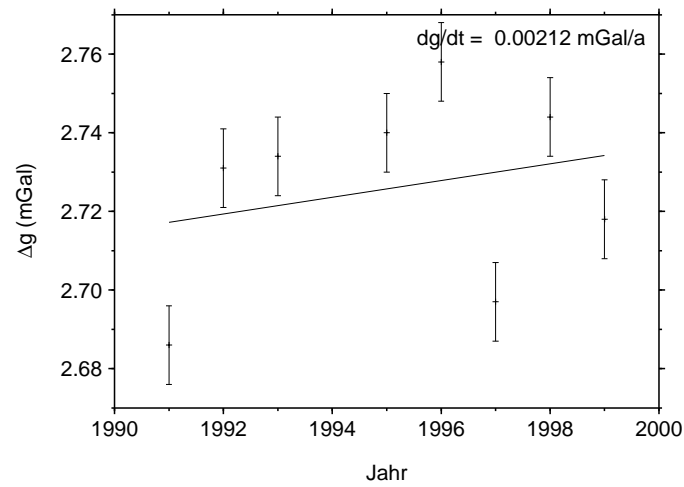


Abbildung 17: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 601.

Figure 17: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 601.

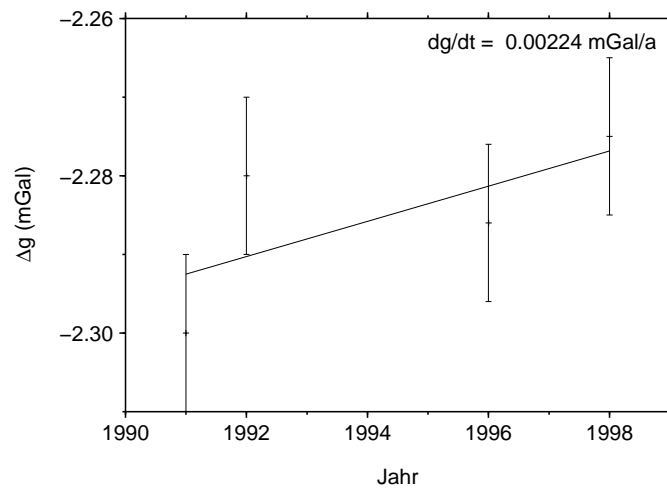


Abbildung 18: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 603.

Figure 18: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 603.

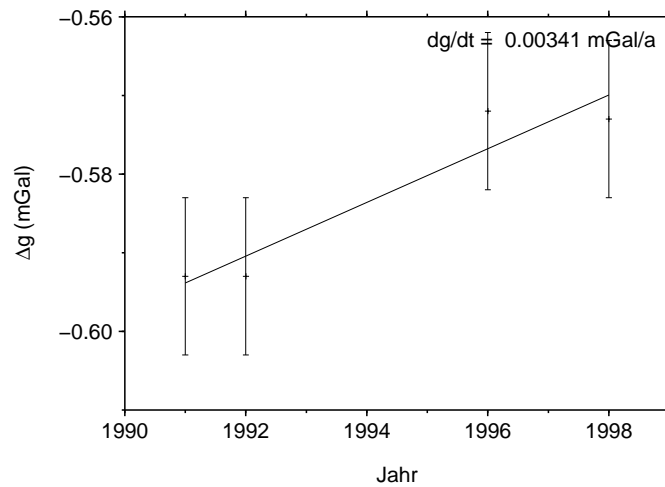


Abbildung 19: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 604.

Figure 19: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 604.

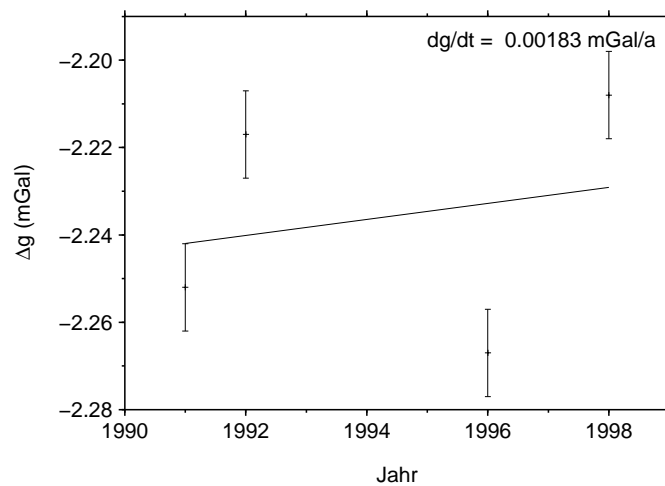


Abbildung 20: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 605.

Figure 20: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 605.

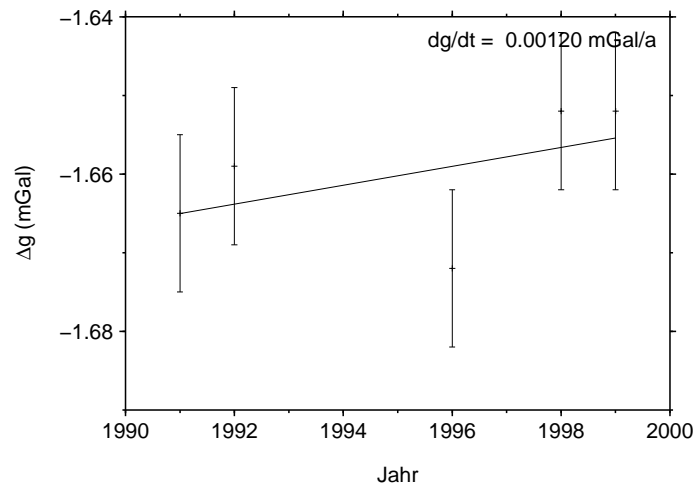


Abbildung 21: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 609.

Figure 21: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 609.

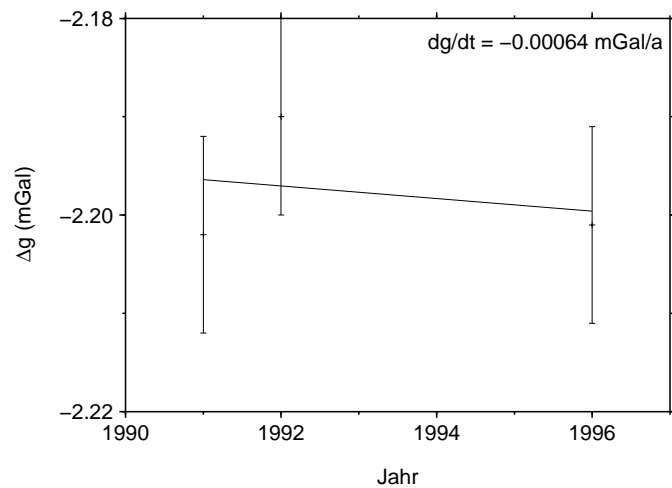


Abbildung 22: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 702.

Figure 22: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 702.

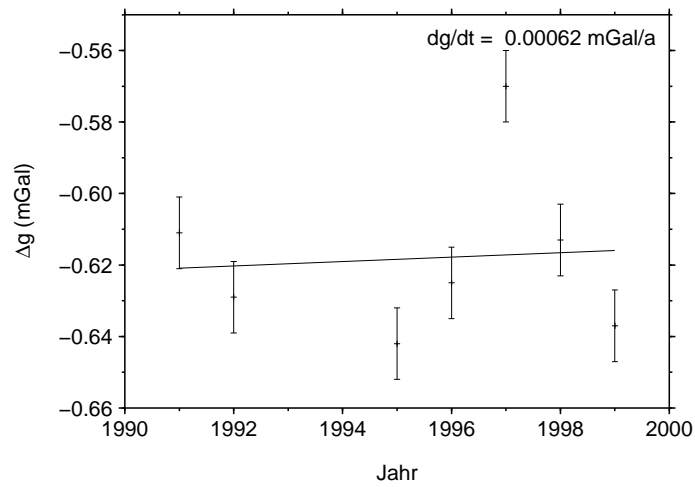


Abbildung 23: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 802.

Figure 23: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 802.

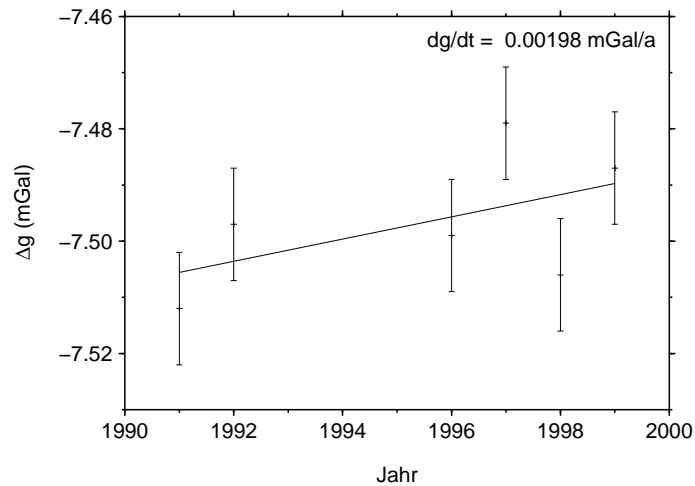


Abbildung 24: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 806.

Figure 24: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 806.

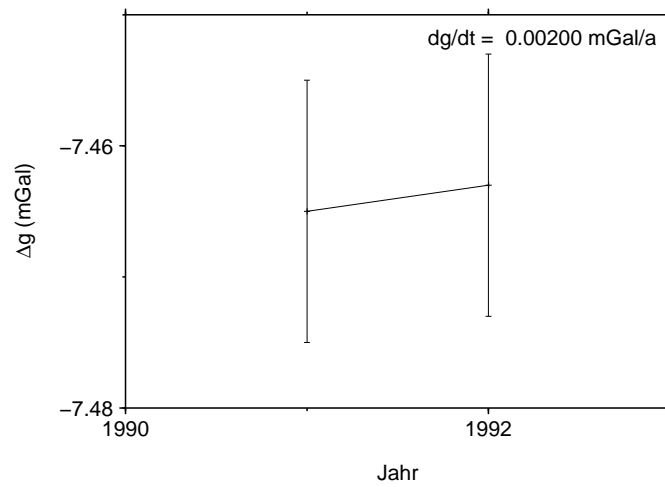


Abbildung 25: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 810.

Figure 25: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 810.

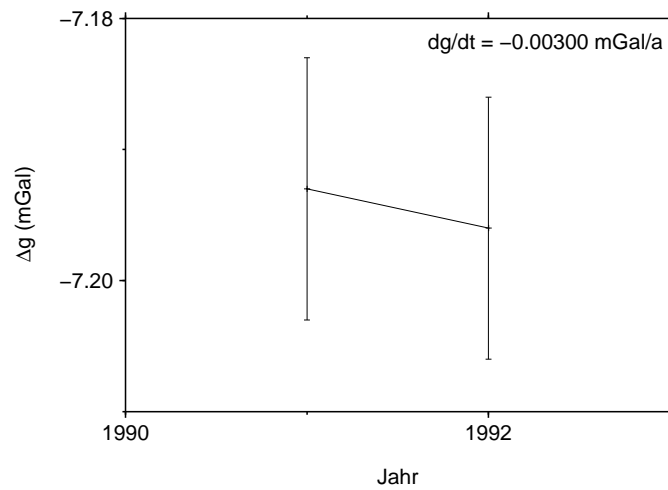


Abbildung 26: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1000.

Figure 26: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1000.

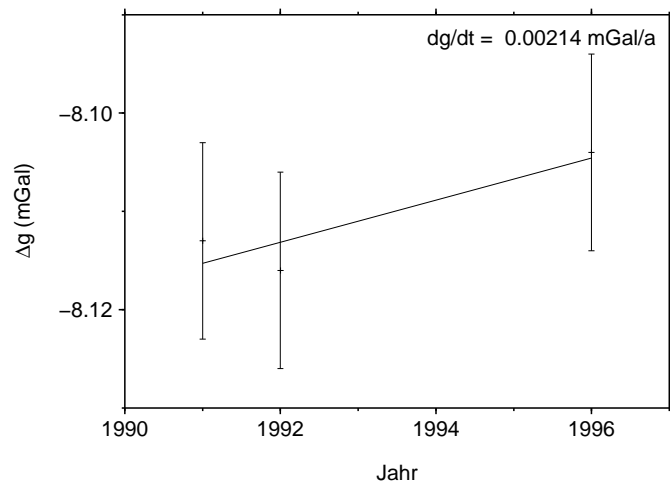


Abbildung 27: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1001.

Figure 27: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1001.

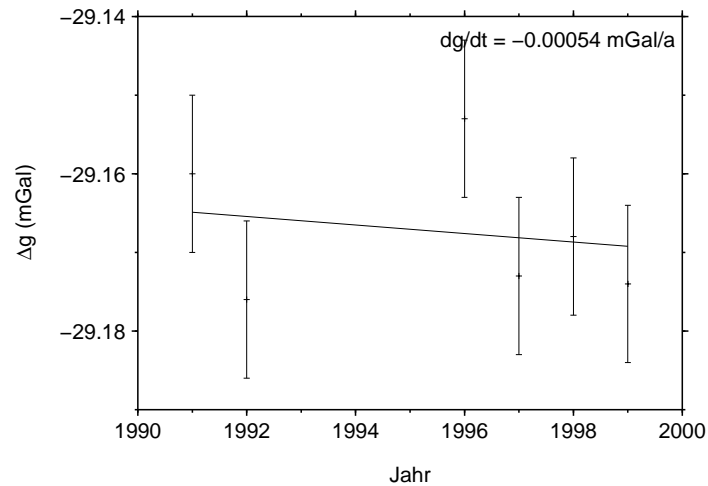


Abbildung 28: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1002.

Figure 28: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1002.

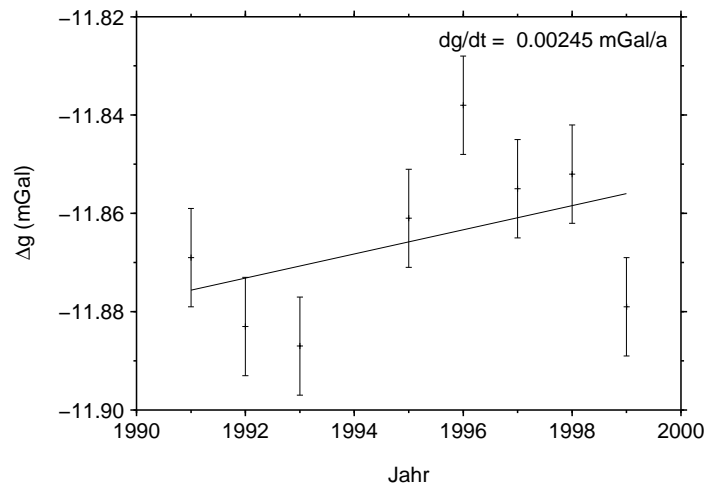


Abbildung 29: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1004.

Figure 29: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1004.

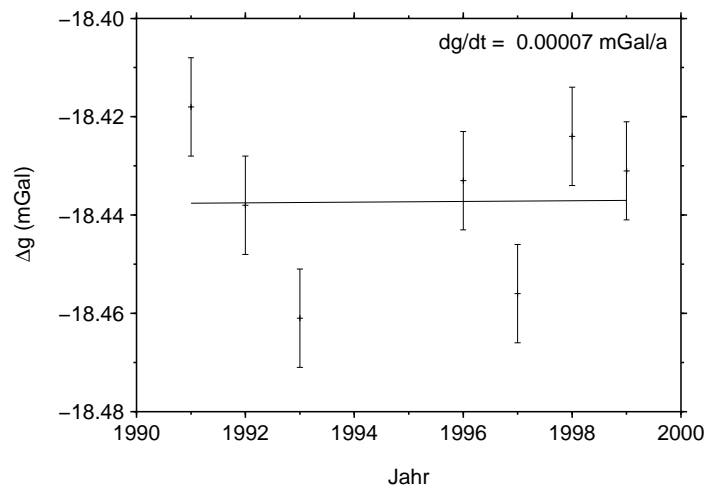


Abbildung 30: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1005.

Figure 30: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1005.



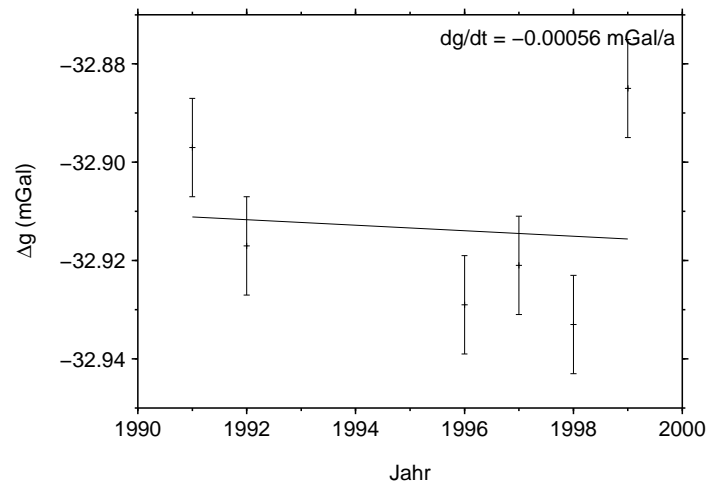


Abbildung 31: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1006.

Figure 31: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1006.

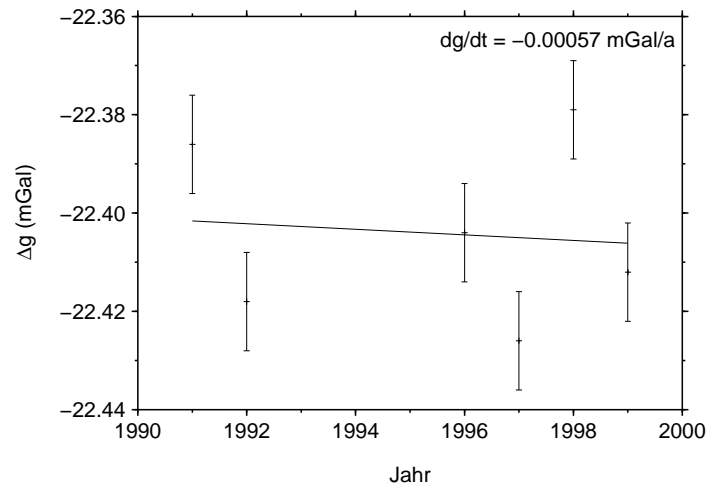


Abbildung 32: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1007.

Figure 32: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1007.

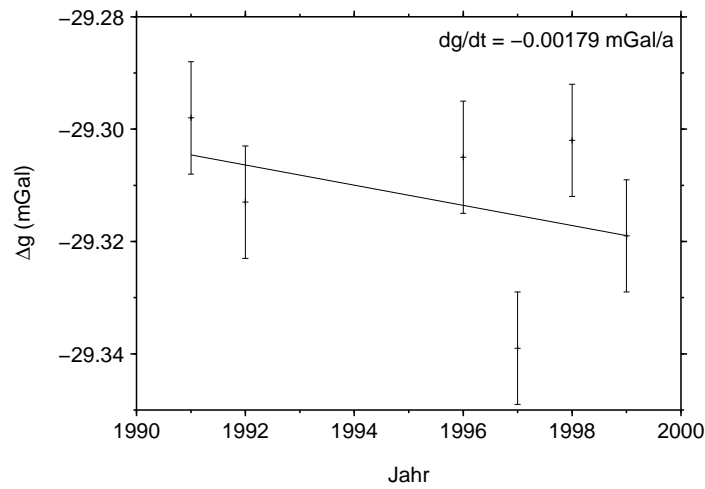


Abbildung 33: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1008.

Figure 33: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1008.

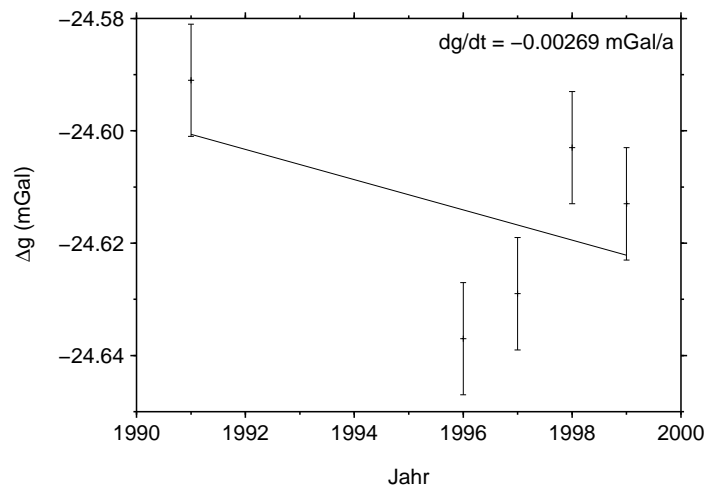


Abbildung 34: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1009.

Figure 34: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1009.

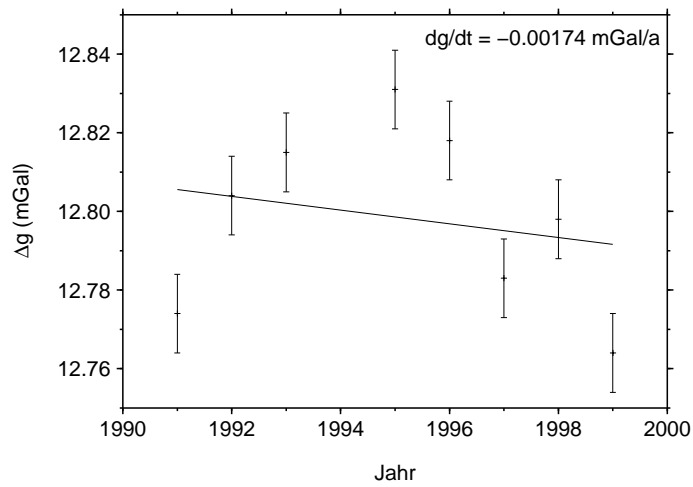


Abbildung 35: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1010.

Figure 35: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1010.

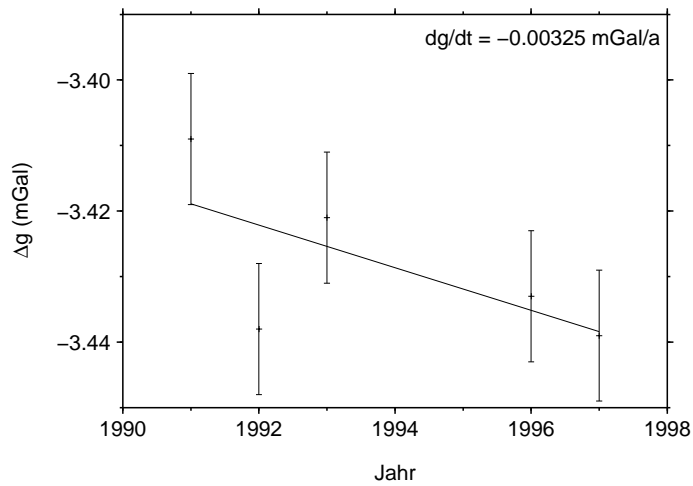


Abbildung 36: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1011.

Figure 36: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1011.

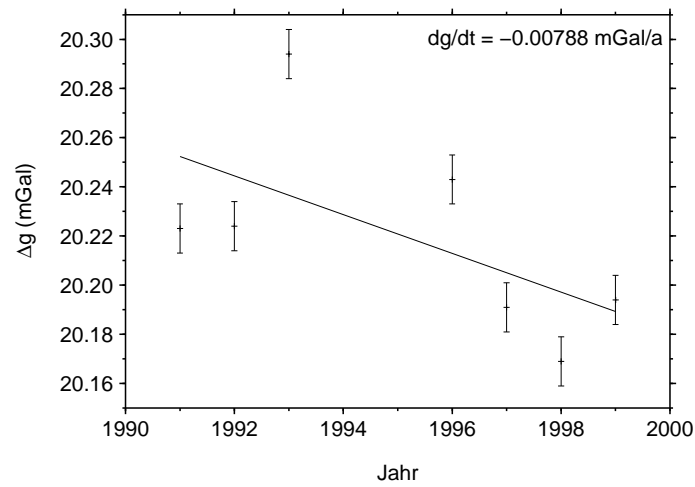


Abbildung 37: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1012.

Figure 37: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1012.

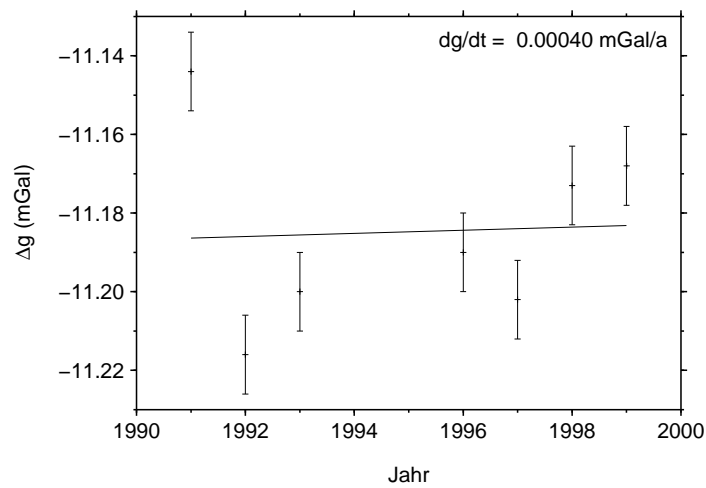


Abbildung 38: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 1013.

Figure 38: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 1013.

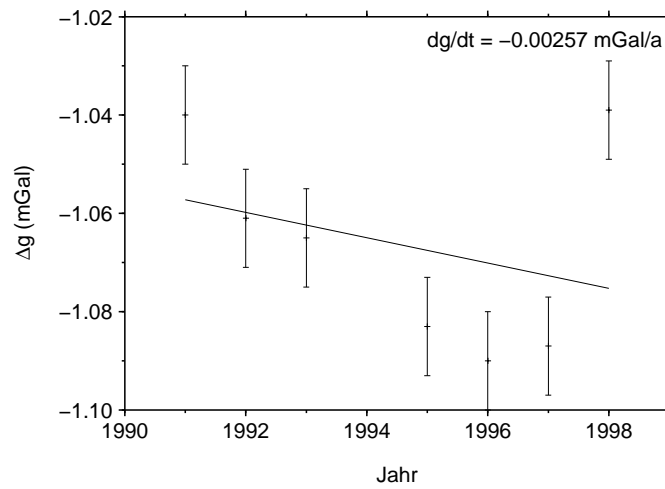


Abbildung 39: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 5219.

Figure 39: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 5219.

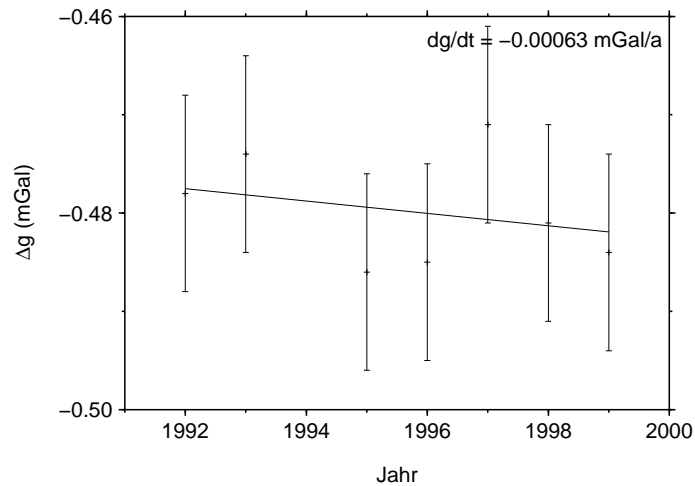


Abbildung 40: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 7307.

Figure 40: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 7307.

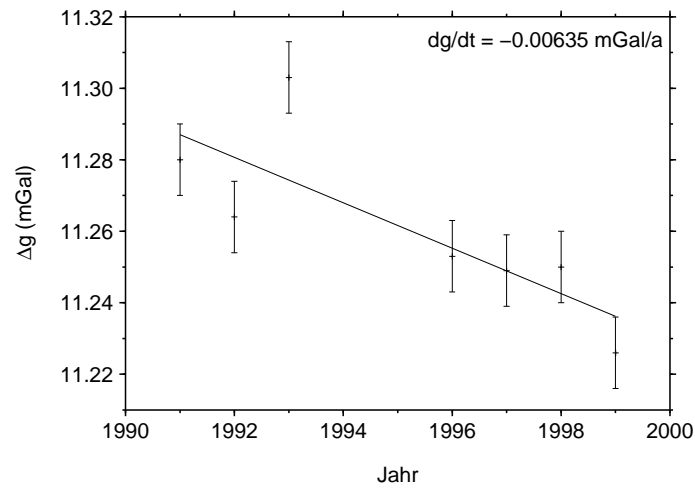


Abbildung 41: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 8436.

Figure 41: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 8436.

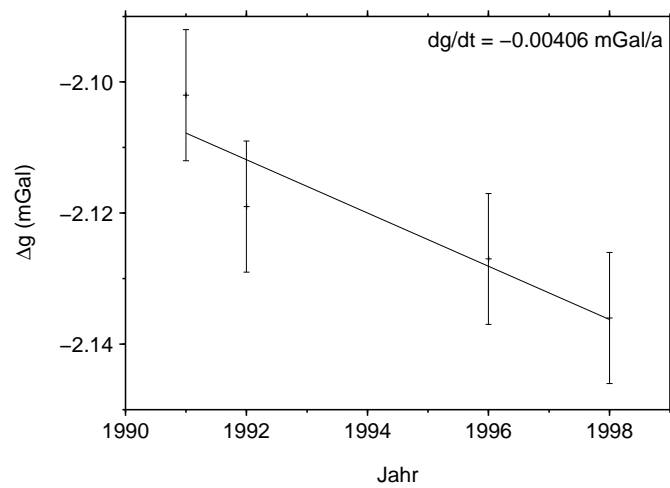


Abbildung 42: Relative Schwere,  $\Delta g$ , geschätzter Fehler und Regressionsgerade für Meßpunkt 9012.

Figure 42: Relative gravity,  $\Delta g$ , estimated error and regression line for measuring point 9012.