

Skriptum zu den Geophysikalischen Geländeübungen 2018

ILIAS: Magazin > Organisationseinheiten > Fakultät für Physik > SS 2018 > Geophysikalische Geländeübungen (SoSe 2018)

Geophysikalisches Institut
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Hertzstraße 16
78187 Karlsruhe

Termine Sommersemester 2018

Anmeldeschluss	4.4.2018
Vorlesungsbeginn	16.4.2018
Skript-Ausgabe	ab 18.4.2018
Vorbesprechungen	18.4.2018 und vorauss. KW19
Prüfungsanmeldung	bis 21.5.2018
Feldmessungen (Hegau)	Mo. 21.5. bis Sa. 26.5.2018
Protokollabgabe	bis 24.6.2018
Abschlussbesprechung	voraussichtlich KW29
Vorlesungsende	21.7.2018

T. Forbriger, J. Altmann, E. Gottschämmer, S. Heider, U. Kästner, A. Kurzmann, M. Mayer,
A. Reiß, K. Seitz, N. Thiel, B. Wawerzinek, M. Westerhaus, R. Widmer, W. Zürn

Übungsleiter:
Dr. Thomas Forbriger
Geowissenschaftliches Gemeinschaftsobservatorium (BFO)
des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT) und der Universität Stuttgart
Heubach 206
77709 Wolfach
Telefon: 07836 / 2151
E-Mail: Thomas.Forbriger@kit.edu

Inhaltsverzeichnis

1 Allgemeines	1-1
1.1 Überblick	1-2
1.1.1 Lernziele	1-2
1.1.2 Verwendung des Skriptums	1-2
1.2 Geophysikalische Verfahren	1-2
1.2.1 Die Struktur geophysikalischer Untersuchungen	1-2
1.2.2 Zur Verfügung stehende Verfahren	1-4
1.3 Schriftliche Berichte	1-5
1.3.1 Form der Berichte	1-5
1.3.2 Bedeutung des Versuchsprotokolls	1-5
1.3.3 Gliederung Versuchsprotokoll	1-5
1.3.4 Struktur der Gesamtübersicht	1-8
1.3.5 Generelle Empfehlungen	1-9
1.4 Literatur	1-10
2 Geoelektrik	2-1
2.1 Übersicht	2-2
2.1.1 Eigenschaften des Verfahrens	2-2
2.1.2 Was Sie lernen können	2-2
2.2 Grundlagen	2-3
2.2.1 Überblick über geoelektrische Prospektionsmethoden	2-3
2.2.2 Physikalische Grundlagen des Gleichstromverfahrens	2-3
2.3 Durchführung des Gleichstromverfahrens	2-7
2.3.1 Erhebung der Daten	2-7
2.4 Auswertung	2-12
2.4.1 Inversion der Daten	2-12
2.4.2 Interpretation der Inversionsergebnisse	2-12
2.5 Fragen zur Selbstkontrolle	2-14
2.6 Literaturverzeichnis	2-15
3 Gravimetrie	3-1
3.1 Übersicht	3-2
3.1.1 Eigenschaften des Verfahrens	3-2
3.1.2 Was Sie lernen können	3-2
3.2 Grundlagen	3-3
3.3 Gravimeter	3-4
3.4 Versuchsdurchführung	3-5
3.4.1 Schweremessung	3-5
3.4.2 Bestimmung von Stationshöhen	3-6
3.4.3 Wiederholungsmessungen	3-7
3.5 Auswertung	3-8
3.5.1 Reduktionen	3-8
3.5.2 Bougueranomalie	3-12
3.5.3 Dichtebestimmung nach dem Verfahren von Nettleton und Jung	3-12

3.5.4 Dichtebestimmung über bekannte Störkörper	3-13
3.6 Wissenswertes zu GNSS	3-17
3.6.1 GPS-Signalstruktur	3-17
3.6.2 GPS-Streckenmessung und absolute GPS-Positionsbestimmung (AGPS)	3-17
3.6.3 Relative (Differenzielle) Auswertung (DGPS)	3-20
3.6.4 Fehlerquellen	3-20
3.7 Fragen zur Selbstkontrolle	3-21
3.8 Literatur	3-22
4 Magnetik	4-1
4.1 Übersicht	4-2
4.1.1 Eigenschaften des Verfahrens	4-2
4.1.2 Was Sie lernen können	4-2
4.2 Grundlagen	4-2
4.2.1 Einführung	4-2
4.2.2 Physikalische Beschreibung des Magnetfeldes	4-3
4.2.3 Magnetisches Moment \vec{m}	4-3
4.2.4 Das Erdmagnetfeld	4-5
4.3 Messinstrumente	4-6
4.3.1 Torsions-Magnetometer (Gfz)	4-6
4.3.2 Protonen-Präzessions-Magnetometer	4-7
4.3.3 Fluxgate-Magnetometer	4-8
4.3.4 Gradiometer	4-10
4.4 Versuchsdurchführung	4-11
4.5 Auswertung	4-12
4.5.1 Interpretation der Messwerte	4-12
4.5.2 Qualitative Interpretation	4-12
4.5.3 Quantitative Interpretation	4-12
4.6 Fragen zur Selbstkontrolle	4-19
4.7 Literatur	4-20
5 Seismik	5-1
5.1 Übersicht	5-2
5.1.1 Eigenschaften des Verfahrens	5-2
5.1.2 Was Sie lernen können	5-2
5.2 Grundlagen der Strahlenseismik	5-3
5.2.1 Seismische Wellen	5-3
5.2.2 Strahlenseismik	5-3
5.2.3 Homogene Schichten	5-3
5.2.4 Refraktierte Welle	5-5
5.2.5 Laufzeitkurve	5-5
5.2.6 Referenzwerte	5-5
5.3 Messinstrumente	5-6
5.3.1 Geophone	5-6
5.3.2 Signalquelle und Trigger	5-6
5.3.3 Digitalisierer (Geode)	5-6
5.4 Versuchsdurchführung	5-6
5.5 Auswertung	5-7
5.5.1 Schicht über Halbraum	5-7
5.5.2 Zwei Schichten über dem Halbraum	5-7
5.5.3 Schicht über Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-9
5.5.4 Das Verfahren der Verzögerungszeiten	5-11
5.6 Fragen zur Selbstkontrolle	5-13
5.7 Literatur	5-14

Abbildungsverzeichnis

2.1	Spezifische elektrische Widerstände	2-4
2.2	Vier-Elektroden-Anordnung	2-5
2.3	Elektrodenanordnung für drei Standardkonfigurationen	2-6
2.4	Schlumbergersondierung für eine Schicht über einem Halbraum	2-8
2.5	Auswirkung lateraler Heterogenität auf das Stromdichtefeld	2-9
2.6	Schlumbergersondierung für zwei Schichten über einem Halbraum	2-13
3.1	Aufbau eines LaCoste-Romberg G-Gravimeters (lacoste1934). Abbildung modifiziert nach torge1989	3-5
3.2	Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start am Ende.	3-8
3.3	Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start in der Mitte.	3-8
3.4	Versuchsanordnung für Sternmessung	3-8
3.5	Versuchsanordnung für Schleifenverfahren	3-8
3.6	Schwerewirkung eines Masseelementes	3-11
3.7	Topographie und Bougerschweren beim Nettleton-Verfahren	3-14
3.8	Geometrie des Modells	3-14
3.9	Geometrie der Tunnelröhren	3-14
3.10	Schwereanomalie der Röhren	3-15
3.11	Verteilung der aktuell ca. 30 GPS-Satelliten auf sechs Bahnebenen. Die Flughöhe beträgt ca. 20.200 km, die Umlaufzeit ca. 11 h 58 min.	3-18
3.12	Sichtbare Satelliten am 27.4.2007	3-19
3.13	Code-basierte Positionsbestimmung (Laufzeitmessung).	3-19
3.14	Prinzip der Phasenmesseung.	3-19
3.15	Differenzbildung bei GPS	3-20
4.1	Der Verlauf der Feldlinien an der Erdoberfläche	4-4
4.2	Die Elemente des Erdmagnetfeldes	4-4
4.3	Torsions-Magnetometer	4-7
4.4	Kalibrierung eines Torsions-Magnetometers	4-7
4.5	Aufbau und Funktionsweise des Fluxgate-Magnetometers	4-9
4.6	Gradientenmesungen	4-10
4.7	Modell eines horizontal liegenden Vollzyinders	4-13
4.8	Modell eines vertikal endlich ausgedehnten Ganges	4-14
4.9	Modell von vertikal unendlich ausgedehnten Gängen mit verschiedenen Gangneigungen	4-14
4.10	Textauszüge aus magnetik_gang.m und Beispielmodellierung	4-15
4.11	Textauszüge aus magnetik_zylinder.m und Beispielmodellierung	4-16
4.12	Zweikreisverfahren	4-18
5.1	Schicht über Halbraum	5-4
5.2	Zwei Schichten über dem Halbraum	5-8
5.3	Strahlengang für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-10
5.4	Laufzeitdiagramm für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-10
5.5	Verfahren der Verzögerungszeiten: Strahlverlauf	5-12

Kapitel 1

Allgemeines

Inhalt

1.1	Überblick	1-2
1.1.1	Lernziele	1-2
1.1.2	Verwendung des Skriptums	1-2
1.2	Geophysikalische Verfahren	1-2
1.2.1	Die Struktur geophysikalischer Untersuchungen	1-2
1.2.2	Zur Verfügung stehende Verfahren	1-4
1.3	Schriftliche Berichte	1-5
1.3.1	Form der Berichte	1-5
1.3.2	Bedeutung des Versuchsprotokolls	1-5
1.3.3	Gliederung Versuchsprotokoll	1-5
1.3.4	Struktur der Gesamtübersicht	1-8
1.3.5	Generelle Empfehlungen	1-9
1.4	Literatur	1-10

1.1 Überblick

1.1.1 Lernziele

Mit der Lehrveranstaltung „Geophysikalische Geländeübungen“ verfolgen wir folgende Lernziele:

Die Teilnehmer sind in der Lage **Fragestellungen** zur Untersuchung eines praktischen Problems zu **formulieren**. Sie sind in der Lage **geophysikalische Messverfahren problemangepasst auszuwählen**. Sie sind im Stande die Messungen und **Profile so anzulegen**, dass sie zu **aussagekräftigen Messergebnissen** gelangen. Die gewonnenen Messwerte können sie hinsichtlich ihrer **Aussagekraft berurteilen** und **überprüfen, ob die Voraussetzungen** für eine Auswertung **erfüllt sind**. Sie können die jeweiligen **Auswerte- und Inversionverfahren** auf die Messdaten anwenden, **Mehrdeutigkeiten erkennen** und die **Signifikanz** der indirekt erschlossenen Materialparameter **quantifizieren**. Die Teilnehmer sind in der Lage die **Ergebnisse unterschiedlicher Methoden zusammenzuführen** und daraus eine **geowissenschaftliche Interpretation** in direktem **Bezug zur** eingangs formulierten **Fragestellung** abzuleiten. Ihre Ergebnisse erarbeiten Sie gemeinschaftlich mit anderen. Sie können im **Team Anregungen und konstruktive Kritik geben und annehmen**. Sie verfassen einen **aussagekräftigen Bericht** über die Untersuchungen und deren Ergebnisse und können ihre Interpretation **gegenüber dritten begründen und verteidigen**.

1.1.2 Verwendung des Skriptums

Bevor Sie sich in den folgenden Kapiteln der Vorbereitung der einzelnen Verfahren widmen, finden Sie in diesem Kapitel ein paar allgemeine Informationen sowie eine Einführung in die gemeinsame Struktur aller Verfahren. Einen vergleichenden Überblick über die verschiedenen Verfahren, die wir einsetzen werden, finden Sie in Abschnitt 1.2. Die dort dargestellte Struktur geophysikalischer Untersuchungen können Sie auf alle Verfahren übertragen. Diese sollte sich wie ein roter Faden durch Ihre Arbeit in dieser Lehrveranstaltung ziehen und sich in Ihren schriftlichen Berichten wiederfinden. Damit Sie die Geländeübungen erfolgreich abschließen können, sich und den BetreuerInnen lästige Beanstandungen ersparen und schließlich eine gute Note erhalten, müssen Sie die Kriterien beachten, nach denen die schriftlichen Berichte beurteilt werden (siehe auch Abschnitt 1.3). Informationen zum Ablauf der Messwoche, Karten der Messgebiete und weitere Hilfestellungen werden bei der Vorbesprechung sowie in der Messwoche ausgeteilt.

1.2 Geophysikalische Verfahren

Messgröße

1.2.1 Die Struktur geophysikalischer Untersuchungen

Den geophysikalischen Untersuchungsverfahren liegt eine gemeinsame Struktur zugrunde. Es wird jeweils indirekt, aber durchaus quantitativ von einer **physikalischen Beobachtungsgröße** auf eine **physikalische Materialeigenschaft** des Untergrundes geschlossen. Auf diesen, in der Regel mehrdeutigen Rückschluss, stützt sich dann die **geowissenschaftliche Interpretation**. Setzen Sie die Verfahren, auf deren Anwendung Sie sich anhand der Versuchsanleitung sowie anhand von Vorlesungsmitschriften und Lehrbüchern vorbereiten, in Beziehung zu der im Folgenden beschriebenen systematischen Struktur. Dieser Struktur auch beim Verfassen der Versuchsprotokolle zu folgen, kann sehr hilfreich sein. Reynolds (1997, Chapter 1) widmet ein ganzes Kapitel der Struktur und Planung geophysikalischer Erkundungen.

Die Messinstrumente der vier Verfahren, die wir einsetzen, messen unterschiedliche **physikalische Messgrößen**. Konkret sind das die **magnetische Flussdichte** (Magnetik), der **elektrische Strom** und die **elektrische Spannung** (Geoelektrik), die **Schwerebeschleunigung** (Gravimetrie) und die **Partikelgeschwindigkeit** mit der sich die Erdoberfläche bewegt (Seismik). Aus diesen Beobachtungsgrößen werden teilweise **abgeleitete Größen** gebildet. Das sind beispielsweise der **scheinbare, spezifische Widerstand** (Geoelektrik), die **Bougueranomalie der Schwerebeschleunigung** (Gravimetrie) oder die **Einsatzzeit der P-Wellen** (Seismik).

Materialeigenschaft

In den Messgrößen wirken sich **physikalische Materialeigenschaften** des Untergrundes aus. Die verschiedenen Verfahren sind für unterschiedliche Materialeigenschaften empfindlich. Wir untersuchen die **magnetische Suszeptibilität** (Magnetik), den **spezifischen, elektrischen Widerstand** (Geoelektrik), die **Massen-**

dichte (Gravimetrie) und die **seismische Geschwindigkeit** (Seismik), die durch die **elastischen Moduln** und die **Dichte** kontrolliert wird.

Messung, Auswertung und Inversion

Sollen die Eigenschaften des Untergrundes lediglich kartiert werden, genügt eine Detektion von Veränderungen im Untergrund. Beispielsweise zeigt ein Maximum oder Minimum der magnetischen Totalintensität entlang eines Profils die ungefähre Lage eines magnetischen Störkörpers an. Eine solche Auswertung beschränkt sich auf qualitative Eigenschaften der Messwerte.

Die gemessenen Beobachtungsgrößen können aber auch quantitativ ausgewertet werden. Der quantitative Rückschluss von den Messwerten auf die Materialeigenschaften wird als **Inversion**¹ bezeichnet. In der Regel ist dieser Rückschluss von Größen, die an der Erdoberfläche gemessen wurden, auf Eigenschaften des Materials unter der Erdoberfläche mehrdeutig. Das heißt, es kann mehrere unterschiedliche Verteilungen der Materialeigenschaften geben, die zu den gleichen Messwerten führen würden. Diese Problematik ist typisch für geophysikalische Untersuchungen. Welche räumliche Verteilung tatsächlich vorliegt, kann nur durch Ausgraben endgültig festgestellt werden. Wird die **zugehörige Frage richtig gestellt**, sind aber trotzdem eindeutige Aussagen allein aufgrund der geophysikalischen Untersuchung möglich. Die Frage „Wie tief liegt der Grundwasserspiegel?“ lässt sich mit refraktionsseismischen Messungen nicht eindeutig beantworten. Die Frage „Wie tief liegt der Grundwasserspiegel höchstens?“ lässt sich dagegen eindeutig beantworten. Ein anderes Beispiel ist der Massenüberschusses oder das Massendefizit eines Störkörpers. Dieses kann eindeutig aus der Bouguer-Anomalie berechnet werden, obwohl seine genau Lage und Form ohne Zusatzinformationen nicht ermittelt werden kann.

In der Regel müssen für die Inversion der Messdaten bereits **Annahmen** über die Eigenschaften der Untergrundstruktur gemacht werden (z.B. für die Refraktionsseismik die Annahme, dass eine horizontale Schichtung vorliegt). Ein anderer Geophysiker mag andere Annahmen bevorzugen. Eventuell stehen ihm dazu andere

Vorinformationen zur Verfügung. Daher müssen Sie alle Annahmen begründen, von denen Sie bei der Auswertung Gebrauch machen. Dabei werden Sie in der Regel auch Vorkenntnisse aus anderen Untersuchungen verwenden. Ob diese Annahmen tatsächlich erfüllt sind, kann und muss durch Kontrollmessungen überprüft werden (z.B. Hin- und Rückschuss in der Refraktionsseismik). Sie können sich glücklich schätzen, wenn die falsche Modellvorstellung zu offensichtlichen Inkonsistenzen führt (z.B. wenn die Kurve des scheinbaren spezifischen Widerstands nicht angepasst werden kann, weil ein Sprung in den Materialeigenschaften zu groß ist). Sind die Annahmen nicht erfüllt und wird dies nicht erkannt, so entstehen unerkannte systematische Fehler in der Inversion.

Im Gegensatz zur Auswertung der Annahmen über das Untersuchungsobjekt zugrunde liegen, sind die eigentlichen Messwerte objektiv erhobene Daten. Wir gehen davon aus, dass jeder andere, der die Messung in gleicher Weise unter gleichen Bedingungen durchführt würde, im Rahmen der Messgenauigkeit die gleichen Messwerte erhalten würde. Um die Reproduzierbarkeit der Untersuchung in diesem Sinne zu gewährleisten muss die Durchführung der Messung sauber dokumentiert werden, insbesondere durch eine Kartenskizze.

Nicht alle Störkörper und Heterogenitäten unter der Erdoberfläche werden sich in gleicher Weise in allen Messgrößen äußern. Überlegen Sie sich deshalb vor dem Versuch, welche Eigenschaften Sie mit dem jeweiligen Verfahren untersuchen können.

Räumliche Abbildung

Außerdem haben die verschiedenen Verfahren unterschiedliche Stärken hinsichtlich der **räumlichen Auflösung und Abbildung von Strukturen**. Die Magnetik ist ein ideales **Kartierverfahren** zur Untersuchung der Lage magnetischer Anomalien. In den Geländeübungen sind das z.B. Basaltgänge oder ein Autobahntunnel. Mit der Gravimetrie können Sie ebenfalls kartieren, falls der Störkörper einen ausreichenden Dichtekontrast zur Umgebung aufweist. Beide Verfahren sind aber völlig ungeeignet, um beispielsweise die Tiefe eines Grundwasserhorizonts zu bestimmen. Um flächig ausgedehnte Strukturen (z.B.

¹Begriffserläuterung zu „**Inversion**“: Die physikalische Theorie erlaubt in der Regel eine geschlossene Formulierung für die Vorhersage der Messwerte bei gegebenen Materialeigenschaften des Untergrundes. Das heißt, wenn z.B. eine Verteilung der Massendichte im Untergrund vorgegeben wird, kann das daraus resultierende Schwerefeld an der Erdoberfläche direkt und eindeutig berechnet werden. Dieser Vorgang wird oft als **Vorwärtsrechnung** oder **Modellierung** bezeichnet. Die theoretische Beziehung zwischen Materialeigenschaften und Messwerten lässt sich aber nicht zu den Materialeigenschaften auflösen. Deshalb sind spezielle **Inversionsverfahren** notwendig, die vorhergesagte Messwerte mit den tatsächlich gemessenen Werten vergleichen und die angenommene (hypothetische) Untergrundstruktur gezielt so verändern, dass die Vorwärtsrechnung Messwerte vorhersagt, die den tatsächlich gemessenen Werten möglichst ähnlich sind. Manchmal wird dieser Vorgang einfach manuell mit Versuch und Irrtum ausgeführt. Bei der Auswertung von Schlumberger-Sondierungen werden Sie z.B. dazu Gelegenheit haben. Dieser Vorgang ist nur möglich, wenn zusätzliche Informationen verwendet werden, z.B. die Annahme, dass der gravimetrisch untersuchte Störkörper zylindrisch und homogen ist. Die **Inversionstheorie** ist eine eigene Disziplin innerhalb der Geophysik. Beispielsweise das Lehrbuch von Aster u. a. (2005) bietet eine gute Einführung.

Schichtungen) zu untersuchen, bedarf es sogenannter **Sondiermethoden**. Die Refraktionsseismik und die Schlumberger-Geoelektrik sind solche Verfahren. Im Gegenzug sind beide ungeeignet, um einen seitlich abgegrenzten Störkörper effizient zu kartieren. Die Geoelektrik kann mit der Wenner-Anordnung allerdings auch zum Kartieren eingesetzt werden. Bei ihr ist es schließlich auch möglich beide Eigenschaften zu einer **Tomographie** zu kombinieren, die wir in den Geländeübungen allerdings nur vorführen.

Fehlerbetrachtung, Genauigkeit und Aussagekraft

Zu einem quantitativen Ergebnis (z. B. Tiefe einer Diskontinuität oder spezifischer Widerstand einer Schicht) gehört auch eine Angabe der Genauigkeit mit der dieser Wert bestimmt wurde. In wenigen Fällen ist es möglich mit einer formalen Fehlerrechnung zu einer Wert der Genauigkeit im Sinne einer Standardabweichung zu gelangen. In fast allen Fällen ist es aber möglich, die Aussagekraft der quantitativen Auswertung zu testen, indem beispielsweise die Laufzeitkurve der Ersteinsätze leicht anders gewählt und die Auswertung wiederholt wird oder indem bei der Schlumbergersondierung Modelle mit einer unterschiedlichen Anzahl von Schichten verglichen werden. Um die Aussagekraft zu überprüfen, sollten Extreme gesucht werden. Beispielsweise kann die Frage untersucht werden, wie tief ein Anomaliekörper maximal liegen darf, so dass die gemessenen Werte des Magnetfeldes noch mit realistischen Werten der magnetischen Suszeptibilität erklärt werden können.

Interpretation

Aufgrund der erschlossenen physikalischen Material-eigenschaften wird eine **geowissenschaftliche Interpretation** der Eigenschaften des Untergrundes durchgeführt. Ein geringer spezifischer Widerstand bei gleichzeitig erhöhter Geschwindigkeit der Kompressionswellen in der Größenordnung von 1500 m s^{-1} kann beispielsweise auf die Lage eines Grundwasserhorizonts hinweisen. Um diese Schlussfolgerung zu erhärten, werden meistens weitere Überlegungen und Beobachtungen hinzugezogen (z.B. die Lage eines Baches).

1.2.2 Zur Verfügung stehende Verfahren

Magnetik

Gemessen werden **Orts- und Zeitabhängigkeit der Komponenten des magnetischen Feldes**. Darin äußert sich die **Magnetisierung** (und damit die **Suszeptibilität**, die Magnetisierbarkeit) des Gesteins und in der Ionosphäre verursachte Variationen des Erdmagnetfeldes.

Gravimetrie

Gemessen werden räumliche und zeitliche **Varian- tionen der Schwerebeschleunigung** sowie die **Lage der Messpunkte** (geographische Breite und Höhe über Bezugsniveau). Neben bekannten Einflüssen (Höhenabhängigkeit, Breitenabhängigkeit, Gezeiten, etc.) äußert sich darin die ortsabhängige **Massendich- te** der Materialien unter der Erdoberfläche.

Geoelektrik

Gemessen wird die **elektrische Potentialdifferenz** zwischen zwei Orten an der Oberfläche für einen an zwei Elektroden eingespeisten **elektrischen Strom** sowie die **Lage der Elektroden und Sonden**. Im Verhältnis von Potentialdifferenz (elektrische Spannung) und Stromstärke äußert sich der **spezifische Widerstand** der stromdurchflossenen Materialien.

Seismik

Bei seismischen Messungen wird die zeitabhängige **Partikelbewegung** der Erdoberfläche gemessen. Bei der Refraktionsseismik wird aus den Seismogrammen die **Laufzeit** der schnellsten **elastischen Wellen** (Kompressionswellen) von der Quelle zum Geophon gemessen. Darin äußert sich die tiefenabhängige (oder generell ortsabhängige) **seismische Geschwindigkeit** der Materialien. Diese wird oft unmittelbar interpretiert. Physikalisch hängt sie jedoch von fundamentaleren Materialparametern ab, nämlich einem elastischen Modul (hier der Kompressionswellen-Modul) und der Dichte.

1.3 Schriftliche Berichte

1.3.1 Form der Berichte

Der Umfang der Leistungspunkte, die für die Lehrveranstaltung vergeben werden, sieht vor, dass jeder Teilnehmer alle Versuche eigenständig durchführt und die Berichte zu allen Versuchen selber erstellt. Wir legen allerdings Wert darauf, dass in der Veranstaltung auch die Zusammenarbeit im Team geübt wird und Ergebnisse und Berichte gemeinsam erstellt werden. Bei Untersuchungsberichten und wissenschaftlichen Publikationen ist es üblich, dass mehrere Autoren in gleicher Weise für den Inhalt des Texts verantwortlich sind. In den Geländeübungen fertigen daher in der Regel jeweils zwei Teilnehmer einen gemeinsamen schriftlichen Bericht zu den durchgeführten Versuchen und deren Auswertung und Interpretation an. Die Benotung erfolgt dann für beide Verfasser gleich.

Die Berichte bestehen aus fünf Teilen, die einzeln abgegeben werden:

1. Eine kurze Gesamtübersicht. Diese enthält eine kurze Einführung zur Lage und den Eigenschaften des jeweiligen Messgebiets, eine Beschreibung der untersuchten Fragestellungen und eine Zusammenfassung in der die Ergebnisse aller Versuche vergleichend diskutiert werden.
- 2.-5. Ein vollständiges Protokoll zu jedem der vier Verfahren (Magnetik, Geoelektrik, Gravimetrie, Seismik). Jedem Protokolle ist zusätzlich eine Kopie der Gesamtübersicht beizulegen.

Die weiteren formalen Vorgaben für den Aufbau der Berichte und die Abgabe entnehmen Sie bitte den Bewertungsformularen, die in der Veranstaltung ausgeteilt werden (im ILIAS-Kurs zum Download verfügbar). Informationen zum Abgabetermin und zur Einreichung der Berichte erhalten Sie im ILIAS-Kurs.

1.3.2 Bedeutung des Versuchsprotokolls

Das Protokoll beschreibt die durchgeführten Versuche und deren Auswertung so, dass sie für andere unmissverständlich nachvollziehbar werden. Zusammen mit den Originalaufzeichnungen der Messwerte stellt das Protokoll eines physikalischen Versuchs ein Dokument² dar.

Ein von Ihnen verfasster Bericht, ist nicht nur in der Lehrveranstaltung Ihr „Aushängeschild“. Im beruflichen Alltag müssen Ihre Berichte Kunden davon überzeugen, für Ihre Leistungen Geld auszugeben. In den Übungen müssen Sie die Betreuer davon überzeugen, dass Sie alle Bewertungspunkte verdient haben. **Nutzen Sie das Protokoll, um Ihre persönliche Leistung nachvollziehbar und überzeugend darzustellen.** Benotet wird nicht einfach Fleiß (oder Umfang der Berichte), sondern Inhalt, Argumentation, Konzeption, physikalisches Verständnis und Darstellung.

Inhalt und Form der schriftlichen Berichte müssen es den Betreuern ermöglichen, nachzuvollziehen, dass Sie den durchgeföhrten Versuch vollständig verstanden haben. Bestehen daran Zweifel, werden Sie nicht die volle Punktzahl erhalten. Damit die Betreuer beurteilen können, ob Sie den Versuch verstanden haben, müssen auch Zwischenergebnisse explizit angegeben werden. Beschreiben Sie die Fragestellung und die Annahmen, die Ihrer Vorgehensweise zugrunde liegen. Machen Sie immer möglichst konkrete und quantitative Angaben, geben Sie Werte in konkreten Zahlen mit Einheiten an.

Geben Sie alle Quellen an, die Sie verwendet haben. Machen Sie die Textstellen kenntlich an denen Sie auf fremde Arbeitsergebnisse, Messwerte oder Texte zurückgreifen. Beschreiben Sie Art und Umfang der Zusammenarbeit mit anderen Gruppen, insbesondere falls Zahlenwerte oder ganze Abbildungen identisch übernommen wurden. Falls kein handschriftliches Messprotokoll angefertigt wurde oder Ihnen dieses nicht zur Verfügung steht, nennen Sie die Gründe. Falls begründete Zweifel daran bestehen, dass Teile des Protokolls, die Sie als eigene Arbeitsergebnisse vorstellen, nicht von Ihnen erarbeitet wurden, kann das als Täuschungsversuch³ gewertet werden.

1.3.3 Gliederung Versuchsprotokoll

Ein gutes Protokoll ist klar und nachvollziehbar gegliedert. Die Gliederung ist durch Überschriften sichtbar gemacht wird. Sie hilft dem Leser, sich im Text zu orientieren und zeigt den Betreuern, dass Sie die Struktur des Versuchs begriiffen haben. Die Gliederung und der Inhalt der einzelnen Abschnitte orientieren sich dabei am Gedankengang, der der gesamten Untersuchung, der Konzeption der Messungen, deren Durchführung, Auswertung und Interpretation zugrunde liegt. Wenden Sie die in Abschnitt 1.2 dargestellten Überlegungen und Kon-

²Siehe beispielsweise: Regeln zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis im Karlsruher Institut für Technologie (KIT); <http://www.kit.edu/kit/2985.php>; <http://www.kit.edu/studieren/6469.php>

³Siehe auch: Allgemeine Satzung der Universität Karlsruhe (TH) zur Redlichkeit bei Prüfungen und Praktika; http://www.kit.edu/downloads/AmtlicheBekanntmachungen/2007_06.pdf; <http://www.kit.edu/studieren/6455.php>

zepten auf Ihre eigenen Untersuchungen an, dann sollte es Ihnen leichter fallen, eine geeignete Gliederung für Ihre Protokolle zu erstellen.

Übernehmen Sie die folgenden Überschriften nicht wörtlich. Überlegen Sie sich selbst, welche Formulierung jeweils zu dem gerade bearbeiteten Versuch passt und diskutieren Sie dies gegebenenfalls mit den Betreuern. Im Folgenden wird beispielhaft auf konkrete Versuche Bezug genommen. Übertragen Sie diese Beispiele sinngemäß auf die anderen Versuche.

Einleitung, Messgebiet und Fragestellungen

Das Protokoll beginnt mit einer kurzen Einleitung. Darin werden das Messgebiet und die Vorkenntnisse darüber beschrieben. In diesem Abschnitt werden auch die Fragestellungen formuliert, die mit dem zur Verfügung stehenden Verfahren untersucht werden sollen. Diese wurden Ihnen ausgeteilt und eventuell von Ihnen ergänzt. Während in der Gesamtübersicht alle Fragestellungen genannt werden, wählen Sie für die Versuchsprotokolle die Fragestellungen aus, die Sie mit dem jeweiligen Verfahren untersuchen wollen. Begründen Sie diese Auswahl.

Die Fragestellung hat eine ganz zentrale Bedeutung und zieht sich wie ein roter Faden durch das Protokoll. Formulieren Sie die Fragestellung konkret und äußern Sie auch Erwartungen an die Messergebnisse, die Sie nach der Auswertung überprüfen können. Schreiben Sie nicht

„In diesem Versuch haben wir versucht, die Anomalie in unserem Messgebiet auch mit geoelektrischen Messungen zu finden.“

Erwartet wird eine konkrete Formulierung der Vorkenntnisse und der daraus abgeleiteten Erwartungen und Fragestellungen:

„Das Tuffvorkommen im Messgebiet wurde bereits mit magnetischen Messungen kartiert, so dass seine Lage bekannt ist. Porosität und stoffliche Zusammensetzung des Tuffs unterscheiden sich vermutlich vom Umgebungsmaterial. Der Tuff könnte daher auch eine andere Leitfähigkeit aufweisen. Dies ist insbesondere zu erwarten, da der Untergrund aufgrund starker Regenfälle in den vorangegangenen Wochen am Messtag sehr feucht war. Folgende Fragestellungen untersuchen wir daher mit geoelektrischen Messungen: 1) Ist das Tuffvorkommen aufgrund einer von der Umgebung abweichen- den Leitfähigkeit geoelektrisch kartierbar? 2) Hat die Leitfähigkeitsanomalie die gleiche Ausdehnung und Lage wie die magnetische Anomalie? 3) Wie mächtig ist die Überdeckung des Tuffs und wie mächtig ist das Tuffvorkommen selbst?“

Die zweite und dritte Frage können später natürlich nur

bearbeitet werden, falls die erste Frage mit „ja“ beantwortet werden kann.

Grundlagen

Zu Beginn der schriftlichen Berichte werden die physikalischen Grundlagen der Untersuchung eingeführt. Hier wird die Physik der Messungen und Auswertungen soweit dargestellt, wie es für die tatsächlich durchgeföhrten Messungen und Auswertungen erforderlich ist. Beschreiben Sie die wichtigsten physikalischen Zusammenhänge auch unter Verwendung der passenden Formeln. Es geht nicht darum eine physikalische Disziplin erschöpfend zu behandeln oder Lehrbücher oder die Versuchsanleitung zu kopieren. Die Physik des Versuchs wird hier als Werkzeug eingeführt, nur insoweit sie im Folgenden benötigt wird. Dabei sollten Sie sich auf die konkret angewandten Verfahren konzentrieren. Schweremessungen können beispielsweise entweder für ein Nettletonverfahren zur Bestimmung der mittleren Dichte oder zur Inversion einer Dichte-anomalie verwendet werden. Eine Beschreibung der Messgeräte gehört nur so weit in den Grundlagenteil, als die grundlegenden Messprinzipien beschrieben werden. Informationen zu den konkret verwendeten Messinstrumenten (Typenbezeichnung, Hersteller, Messgenauigkeit, Betriebsmodi, etc.) gehören zur Beschreibung der Durchführung der Messungen.

Durchführung

Im Anschluss an den Grundlagenteil wird die Versuchsdurchführung beschrieben. Dieser Teil beginnt dort, wo keine allgemeinen Zusammenhänge mehr darstellt werden, sondern konkret auf die Gegebenheiten im Messgebiet und die verwendeten Messgeräten eingegangen wird. Spätestens hier wird die anfangs formulierte Fragestellung wieder aufgegriffen. Es wird erläutert, welche Anordnung von Messpunkten im Gelände gewählt wurde und welche Messgeräte benutzt wurden, um die Fragestellung zu bearbeiten. Diese Wahl ist zu begründen. Zur Darstellung gehört eine detaillierte Kartenskizze sowie eine Beschreibung der Messinstrumente und ihrer Eigenschaften. Die grundlegende Funktionsweise der Messinstrumente wird aber im Grundlagenteil behandelt. Beispielsweise schreiben Sie hier:

„Für die Kartierung wurde ein Fluxgate-Gradimeter der Firma Bartington vom Typ Grad601 verwendet. Dieses misst den Vertikalgradienten der Vertikalkomponente mit 1 m Sondenabstand und einer Auflösung von 1 nT. Das Instrument verfügt über eine Datenerfassung, so dass die Messwerte beim Abschreiten eines Profils automatisch aufgezeichnet werden.“

Das Prinzip der Fluxgate-Messung wird aber bereits im

Grundlagenteil besprochen.

Beschreiben Sie auch den konkreten Ablauf der Messungen. Dies wird nicht als Erlebnisbericht formuliert, sondern als konkrete Dokumentation aller Handgriffe und Einflüsse auf die Messung (Wetter, Störungen durch Fahrzeuge, etc.), die das Ergebnis beeinflussen können. Hierher gehört der erste Verweis auf die Originale der Messprotokolle im Anhang des Protokolls. Beschreiben Sie, wie Sie die korrekte Funktion der Instrumente überprüft haben (z. B. Kalibriermessung) und durch welche Kontrollmessungen Sie überprüft haben, ob die von Ihnen gemachten Annahmen erfüllt sind. Nennen Sie die tatsächlich erreichte Messgenauigkeit als Zahlenwert. Welche systematischen Fehler können bei der Messung aufgetreten sein? Welche systematischen Fehler könnten Sie eliminieren? Diese Fragen sollten Sie bereits am Versuchstag im Gelände besprechen. Das ist Teil der Qualitätskontrolle, die während der Messung stattfinden muss. Prüfen Sie, ob die Messwerte geeignet sein können, um die Fragestellungen zu bearbeiten.

Messwerte

Im unmittelbaren Anschluss an die Beschreibung der Messung, werden die Messwerte als erstes Zwischenergebnis dargestellt. Beispielsweise können diese bei magnetischen Messungen unmittelbar graphisch über der Profilkordinate aufgetragen werden. Fügen Sie entsprechende Diagramme ein und beschreiben Sie diese. Die Ablesewerte der Gravimetermessung müssen beispielsweise erst noch in Schwerewerte umgerechnet und zur Bouguer-Anomalie reduziert werden. Die dafür notwendigen Schritte wurden im Grundlagenteil eingeführt. Hier wird ihre konkrete Anwendung beschrieben.

Bereits die Messwerte oder die aus den Messwerten unmittelbar abgeleiteten Größen (z. B. scheinbarer, spezifischer Widerstand oder Laufzeiten der Kompressionswellen) lassen oft einen Rückschluss darauf zu, ob die Annahmen, die Sie dem Verfahren zugrunde gelegt haben (z. B. horizontale Schichtung des Untergrundes) erfüllt sind oder nicht. Überprüfen Sie die Erfüllung der Annahmen und beschreiben Sie die daraus zu ziehenden Schlussfolgerungen. Erscheinen die Messwerte geeignet, um die eingangs formulierte Fragestellung zu beantworten oder gibt es hier grundsätzliche Einwände?

Physikalische Interpretation

Beschreiben Sie hier den vollständigen Weg der Interpretation der Messwerte durch ein Modell des Untergrundes. Die Auswertung geht bis zur Angabe quantitativer Zahlenwerte für die untersuchten Eigenschaften der Erde (z. B. spezifischer Widerstand in einem Modell homogener Schichten; das aus der Bouguer-Anomalie

bestimmte Massendefizit; die Tiefe eines Refraktors; die Lage und Form eines magnetischen Störkörpers; etc.). Die notwendigen Rechenschritte bzw. die konkrete Vorgehensweise mit dem dazu verwendeten Computerprogramm müssen erläutert werden. Die Grundlagen dafür werden im Grundlagenteil des Protokolls beschrieben.

Fehlerbetrachtung

Geben Sie hier an, mit welcher Genauigkeit die Werte für die Materialeigenschaften bestimmt wurden. Dies muss mit konkreten Zahlen ausgedrückt werden. Es wird beispielsweise angegeben, dass der Grundwassерhorizont in $2 \text{ m} \pm 0,4 \text{ m}$ Tiefe gefunden wurde. Nicht für alle Versuche kann eine formale Fehlerrechnung (Fehlerfortpflanzung) durchgeführt werden. Aber in allen Fällen müssen konkrete quantitative Angaben (Zahlenwerte) zur Genauigkeit der Ergebnisse gemacht und begründet werden. Diskutieren Sie dies am Ende des Versuchstages mit den Betreuern des Versuchs.

Häufig treten hier Mehrdeutigkeiten auf (z. B. lassen sich Schichtmächtigkeit und spezifischer Widerstand der Schicht nicht allein aufgrund der Messwerte der Schlumberger Sondierung unabhängig voneinander bestimmen). Die Mehrdeutigkeiten werden in diesem Abschnitt beschrieben, ebenso wie alle Versuche, die Mehrdeutigkeit aufzulösen. Lassen die verbleibenden Mehrdeutigkeiten und die Ungenauigkeit der Ergebniswerte eine Beantwortung der ursprünglichen Fragestellung zu? Muss eventuell die Fragestellung modifiziert werden, um beantwortet werden zu können? Dann würde ein Teil der ursprünglichen Frage unbeantwortet bleiben müssen.

Prüfen Sie auch, ob die Annahmen erfüllt sind, die Sie der Versuchsdurchführung zugrunde gelegt haben. Stellen Sie dar, inwieweit das Zutreffen der gemachten Annahmen überprüft wurde. Verbleibt eine Unsicherheit hinsichtlich der Voraussetzungen für die Gültigkeit der Inversion, wird beschrieben, welcher Art die daraus resultierende Fehlinterpretation sein könnte und ob und wie sich das auf die Bearbeitung der ursprünglichen Fragestellungen auswirkt. Falls beispielsweise der Untergrund nicht horizontal geschichtet ist, sondern lokale Anomalien aufweist, muss ein Knick in der Laufzeitkurve der seismischen Wellen nicht unbedingt von einem weiteren Refraktor herrühren.

Geowissenschaftliche Interpretation

Die zuvor bestimmten, physikalischen Eigenschaften des Gelände-Untergrundes werden nun geologisch interpretiert. Damit soll die anfangs gestellte Fragestellung beantwortet werden, soweit das möglich ist.

Zunächst wird geprüft, ob das überhaupt eindeutig möglich ist (z. B. ein Refraktor kann Grundwasser oder härteres Gestein anzeigen). Oft können die Messwerte (auch bereits physikalisch) unterschiedlich interpretiert werden (z. B. die selbe gemessene Bouguer-Anomalie kann von unterschiedlichen Störkörpern erzeugt worden sein). Begründen Sie Ihre abschließenden Aussagen anhand der Materialeigenschaften des untersuchten Messgebietes. Verwenden Sie dazu aber auch Ihre Vorkenntnisse und die Ergebnisse der anderen Untersuchungen. Falls es mehrere verschiedene Interpretationsmöglichkeiten gibt: Warum haben Sie sich für die von Ihnen beschriebene entschieden? Gibt es ein- gangs gestellte Fragen, die anhand der vorliegenden Daten nicht geklärt werden können?

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Fassen Sie kurz die wichtigsten Ergebnisse zusammen. Zunächst wird die ursprüngliche Fragestellung aufgegriffen und das Verfahren genannt, das zur Untersuchung herangezogen wurde. Die Ergebnisse der quantitativen Interpretation der Messwerte werden als konkrete Zahlenwerte zusammen mit der erzielten Genauigkeit genannt. Es reicht nicht zu sagen

„Auch mit diesem Verfahren haben wir die Anomalie gefunden.“

Schreiben Sie besser

„Aufgrund der Auswertung der Schweremessungen hat der Basaltgang eine Mächtigkeit von $12\text{ m} \pm 2\text{ m}$ und steht $2,5\text{ m} \pm 0,7\text{ m}$ unter der Oberfläche an. Der Dichteunterschied zum Umgebungsmaterial beträgt $0,7\text{ g cm}^{-3} \pm 0,2\text{ g cm}^{-3}$.“

Was haben Sie durch Ihre Messungen und Auswertungen Neues über das Messgebiet oder das Messverfahren gelernt?

Literatur

Ganz zum Schluss sollten einige wenige, unmittelbar relevante Literaturangaben gemacht werden. Hier müssen Sie alle Quellen angeben, aus denen Sie spezifische Informationen bezogen und verwendet haben (z. B. Erläuterungen zur geologischen Karte). Dazu gehören aber auch alle anderen Quellen auf die Sie im Text verweisen, also Abbildungen aus dem Internet oder Lehrbücher oder die Versuchsanleitung. Dort wo Sie sich im vorangegangenen Text gezielt auf eine der Quellen beziehen, soll im Text ein entsprechender Hinweis stehen.

Das Verzeichnis⁴ ist tabellarisch aufgebaut. Zu jedem

Eintrag gehören der Name des Autors (oder Herausgebers), das Erscheinungsjahr und der Titel der Arbeit. Bei Büchern gehört noch der Name des Verlags dazu. Bei Zeitschriftenartikeln wird zusätzlich der Titel der Zeitschrift, die Band-Nummer und die Seitenzahl angegeben.

Anlagen

Alle handschriftlichen Notizen, welche während des Versuchs angefertigt wurden und die in der Regel die Original-Messwerte enthalten, sind Teil des Protokolls. Diagramme und Skizzen (z. B. Seismogramme) sollten ausführlich und deutlich beschriftet sein. Markieren Sie beispielsweise die in den Seismogrammen abgelesenen Einsätze. Nummerieren Sie die Anlagen und verwenden Sie im Text des Protokolls geeignete Verweise auf die Anlagen.

1.3.4 Struktur der Gesamtübersicht

Die Gesamtübersicht (der fünfte Teil der schriftlichen Berichte) soll den Charakter einer Zusammenfassung haben, wie Sie sie einem Auftraggeber vorlegen würden. Aus der Zusammenfassung soll der Hintergrund der Untersuchungen, die konkret untersuchten Fragestellungen, sowie die konkreten Ergebnisse in der Zusammenschau aller Untersuchungen hervorgehen. Nur wenn der Auftraggeber wissen will, wie die Einzelergebnisse konkret zustande kamen, wird er die Details der Versuchsprotokolle studieren.

Die Gesamtübersicht beginnt mit einer Beschreibung des **Messgebiete** und einer Einordnung in des Gesamtgebiet (Hegau). Das Vorwissen über die untersuchten Strukturen wird kurz zusammengefasst. Anschließend werden die untersuchten **Fragestellungen** eingeführt und die **aufgrund der Vorkenntnisse vorhandenen Erwartungen** beschrieben. Daraus ergibt sich in der Regel eine **Modellvorstellung** (z. B. ebene homogene Schichten oder zylindrischer Störkörper) sowie eine konkrete Vorgehensweise für die **Durchführung** der Versuche (z. B. Kartierung/ Sondierung). Begründen Sie hier jeweils die **Wahl des konkreten Verfahrens** zur Untersuchung der jeweiligen Fragestellung. Stellen Sie die **Lage der Messungen** der verschiedenen Verfahren in einer Kartenskizze dar. Auch Besonderheiten oder Auffälligkeiten Ihrer konkreten Messung werden hier genannt. Die **Auswertemethode** oder das verwendete Inversionsverfahren wird treffend in seinen Eigenschaften charakterisiert, ohne den Rechenweg im einzelnen zu beschreiben. Abschließend werden die **Ergebnisse der Auswertung und ihre Genauigkeit quantitativ** (in

⁴Siehe dazu auch die „Anleitung zum Erstellen einer Literaturliste“ unter <http://www.gpi.kit.edu/Arbeitshilfen.php#zitieren>.

Zahlen) angegeben. Es kann sinnvoll sein hier graphische Darstellungen der Ergebnisse zu verwenden.

In der **Zusammenschau der Ergebnisse** aller Verfahren werden diese verglichen und hinsichtlich der ursprünglichen Fragestellungen interpretiert soweit das sinnvoll ist. Dazu werden die Ergebnisse der Versuche auch in die Kartenskizze eingetragen, soweit das sinnvoll möglich ist. Hier zeigen Sie, ob und wie verschiedene Verfahren gemeinsam zur Lösung einer Fragestellung beitragen konnten. Widersprechen sich die Ergebnisse womöglich (wurde z. B. der scheinbare Grundwasserhorizont mit den seismischen Messungen in einer anderen Tiefe gefunden, als mit den elektrischen Messungen)? Konzentrieren Sie sich auf das Wesentliche. Der Text der Gesamtübersicht muss nicht umfangreicher als drei DIN A4 Seiten sein, falls Sie eine knappe, präzise Sprache verwenden und in jedem Satz konkrete Aussagen machen. Denken Sie daran: Ihr Auftraggeber schätzt knappe und gleichzeitig aussagekräftige Berichte.

1.3.5 Generelle Empfehlungen

Arbeitsweise

Formulieren Sie zu jedem Versuch zunächst eine **klare und konkrete Fragestellung**. Beziehen Sie sich bei der Beschreibung der Durchführung und der Auswertung sowie in der Zusammenfassung auf diese Fragestellung. Ihre Vorgehensweise muss erkennbar durch die Fragestellung motiviert sein. Formulieren Sie aufgrund der Fragestellung und Ihrer Vorkenntnisse zum Untersuchungsgebiet Ihre **Erwartungen hinsichtlich der Messergebnisse**. Überprüfen Sie vor der Auswertung, inwieweit diese Erwartungen eingetroffen sind. Erläutern Sie die Schlussfolgerungen, die Sie aus diesem Vergleich ziehen können.

Versuchen sie niemals(!) die Messergebnisse oder die Auswahl der Messwerte Ihren Erwartungen anzupassen! Falls Messergebnis und Erwartung im Rahmen der Messgenauigkeit nicht zusammen passen, ist offensichtlich die Erwartung falsch. Ob die Diskrepanz auf einen Fehler bei der Messung zurückgeführt werden muss, kann nur durch Wiederholungsmessungen geklärt werden.

Mit der Fragestellung und aufgrund der Vorkenntnisse wird den Untersuchungen in der Regel eine bestimmte **Modellvorstellung** zugrunde gelegt (z. B. ebene homogene Schichtung). Formulieren Sie diese Modellvorstellung, mit der bereits die Auswahl der konkreten, verwendeten Messgeometrie begründet werden kann. Abhängig von der Modellvorstellung werden Sie ein Sondierverfahren oder ein Kartierverfahren verwenden. Erläutern Sie, wie Sie das Zutreffen dieser Modell-

vorstellung überprüft haben und welche Auswirkungen sich auf Ihre Ergebnisse ergäben, falls ein Abweichen der Realität von dieser Vorstellung unentdeckt bliebe.

Unterscheiden Sie zwischen **physikalischer Messgröße**, (z. B. elektrischer Strom und Spannung), **physikalischer Materialeigenschaft** (z. B. spezifischer, elektrischer Widerstand) und **geowissenschaftlicher Interpretation** (z. B. Lage des Grundwasserhorizonts).

Schreibstil

Die Form des Textes (verwendete Personalpronomene, Formulierungen im Aktiv oder Passiv, verwendete Zeitformen) sollte zum Inhalt passen und die Satzaussage unterstützen. Das ist nicht nur eine Frage der Ästhetik, sondern hilft konkret beim Lesen. Der Inhalt lässt sich leichter erfassen, wenn die Form dazu passt.

Verwenden Sie möglichst konkrete Aussagen. Schreiben Sie nicht:

„Eine Voruntersuchung wurde durchgeführt.“

Schreiben Sie besser konkret und im Aktiv:

„Durch Abschreiten mit dem Gradiometer im kontinuierlichen Messbetrieb haben wir das Messgebiet vorerkundet. Dabei suchten wir gezielt die Orte auf, bei denen der größte Messwert auftrat. Dorthin legten wir jeweils die Mitte der später vermessenen Profile gelegt.“

Verwenden Sie Verben in der geeigneten Zeitform (Gegenwart oder Vergangenheit), um zwischen abgeschlossenen Handlungen und gegenwärtig diskutierten Auswertungen und Schlussfolgerungen zu unterscheiden. Die Wahl des Personalpronomens („man“, „ich“, „wir“) dient der Abgrenzung von allgemeingültigen Aussagen gegenüber Schlüssen, die auf persönlichen Entscheidungen und Einschätzungen beruhen.

Machen Sie nach Möglichkeit immer quantitative Angaben (Zahlenwerte mit Einheiten). Schreiben Sie nicht:

„Unter der Schicht ist die seismische Geschwindigkeit deutlich größer.“

Schreiben Sie besser.

„Für die oberste Schicht ermitteln wir eine seismische Geschwindigkeit von 260 ms^{-1} . Die Unterkante der Schicht liegt in $3 \text{ m} \pm 0.5 \text{ m}$ Tiefe. Darunter nimmt die Geschwindigkeit sprunghaft auf 1550 ms^{-1} zu.“

Arbeitshilfen

Verwenden Sie die **Bewertungsbögen als Checkliste**. Überprüfen Sie vor der Abgabe der Protokolle, ob Sie

sich selber bei allen Kriterien die volle Punktzahl geben würden. Lesen Sie den Bericht vor der Abgabe noch einmal gründlich durch und verbessern Sie Mängel (auch Rechtschreibfehler!), die Ihnen auffallen. Prüfen Sie insbesondere:

- Sind alle Verweise auf Abbildungen, Diagramme und Tabellen vorhanden, richtig und nummeriert?
- Sind die Achsen in den Diagrammen richtig beschriftet?
- Werden alle Zahlenwerte mit den richtigen Einheiten angegeben?
- Sind alle Ergebnisse im Text und mit konkreten Zahlenwerten und deren Genauigkeit angegeben?
- Sind alle Quellen korrekt zitiert?

- Ist die Zusammenarbeit mit anderen Gruppen ausreichend kenntlich gemacht?

Im Laufe Ihres Studiums werden Sie weitere umfangreiche Texte verfassen, insbesondere Ihre Abschlussarbeit. Deshalb empfehlen wir die Teilnahme an den Kursen des Schreiblabors des House of Competence (HoC) („Wissenschaftliches Schreiben in den Natur- und Ingenieurwissenschaften“). Hirsch-Weber und Scherer (2016) behandeln alle Gesichtspunkte dazu ausführlich und bieten praxisnahe Hilfestellungen. Auf der Homepage des Geophysikalischen Instituts finden Sie weitere Hilfsmittel⁵. Ein Skriptum zur Erstellung von Literaturverzeichnissen und zur Verwendung von Zitaten ist online verfügbar (Forbriger 2016).

1.4 Literatur

Empfehlungen

Reynolds (1997) und Telford u. a. (1990) bieten eine solide Darstellung aller in den Geophysikalischen Geländeübungen behandelten Verfahren und einiger weiterer. Neben Themen der Allgemeinen Geophysik behandelt Lowrie (1997) auch die Verfahren und Messprinzipien der Angewandten Geophysik. Das Lehrbuch von Milsom und Eriksen (2011) ist am KIT online verfügbar. Gleichermaßen gilt für das Lehrbuch von Clauser (2016). Bei letzterem handelt es sich jedoch um ein Lehrbuch der Allgemeinen Geophysik in dem auf die Verfahren der Angewandten Geophysik nicht speziell eingegangen wird. Die Lehrbücher von Berckhemer (1990) und Kertz (1992) enthalten neben den Themen der Allgemeinen Geophysik auch knappe Darstellungen der Verfahren der Angewandten Geophysik. Die Bücher von Lowrie (2006) und Reynolds (2011) stehen in der Lehrbuchsammlung der KIT-Bibliothek zur Ausleihe zur Verfügung.

Literaturverzeichnis

Aster, R. C., B. Borchers und C. H. Thurber (2005). *Parameter Estimation and Inverse Problems*. Amsterdam, San Diego: Elsevier Academic Press.
 Berckhemer, H. (1990). *Einführung in die Geophysik*. Darmstadt: Wiss. Buchges.
 Clauser, C. (2016). *Einführung in die Geophysik: Globale physikalische Felder und Prozesse in der Erde*. Berlin, Heidelberg: Springer Spektrum. DOI: 10.1007/978-3-662-46884-5. URL: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-662-46884-5> (besucht am 2018-04-10).

- Forbriger, T. (2016). *Anleitung zum Erstellen einer Literaturliste*. Skriptum. Geophysikalisches Institut, Universität Karlsruhe. DOI: doi:10.5445/IR/1000081664. URL: <http://dx.doi.org/10.5445/IR/1000081664> (besucht am 2018-04-06).
- Hirsch-Weber, A. und S. Scherer (2016). *Wissenschaftliches Schreiben und Abschlussarbeit in Natur- und Ingenieurwissenschaften*. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer, UTB GmbH. URL: <http://www.utb-studi-e-book.de/9783838544502> (besucht am 2018-04-06).
- Kertz, W. (1992). *Einführung in die Geophysik I+II*. Mannheim: BI-Wissenschaftsverlag.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Lowrie, W. (2006). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. URL: <http://services.bibliothek.kit.edu/primo/start.php?recordid=KITSRC25688448X>.
- Milsom, J. und A. Eriksen (2011). *Field geophysics*. 4. Aufl. The geological field guide series. Chichester: Wiley. DOI: 10.1002/9780470972311. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/9780470972311> (besucht am 2018-04-10).
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, Weinheim: Wiley.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. 2. Aufl. Oxford: Wiley-Blackwell. URL: <http://services.bibliothek.kit.edu/primo/start.php?recordid=KITSRC324087942>.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press.

⁵<http://www.gpi.kit.edu/Arbeitshilfen.php>

Kapitel 2

Geoelektrik

Inhalt

2.1	Übersicht	2-2
2.1.1	Eigenschaften des Verfahrens	2-2
2.1.2	Was Sie lernen können	2-2
2.2	Grundlagen	2-3
2.2.1	Überblick über geoelektrische Prospektionsmethoden	2-3
2.2.2	Physikalische Grundlagen des Gleichstromverfahrens	2-3
2.3	Durchführung des Gleichstromverfahrens	2-7
2.3.1	Erhebung der Daten	2-7
2.4	Auswertung	2-12
2.4.1	Inversion der Daten	2-12
2.4.2	Interpretation der Inversionsergebnisse	2-12
2.5	Fragen zur Selbstkontrolle	2-14
2.6	Literaturverzeichnis	2-15

Abbildungsverzeichnis

2.1	Spezifische elektrische Widerstände	2-4
2.2	Vier-Elektroden-Anordnung	2-5
2.3	Elektrodenanordnung für drei Standardkonfigurationen	2-6
2.4	Schlumbergersondierung für eine Schicht über einem Halbraum	2-8
2.5	Auswirkung lateraler Heterogenität auf das Stromdichtefeld	2-9
2.6	Schlumbergersondierung für zwei Schichten über einem Halbraum	2-13

2.1 Übersicht

2.1.1 Eigenschaften des Verfahrens

In der Geländeübung wird das geoelektrische Gleichstromverfahren angewendet. Gemessen wird die **elektrische Potentialdifferenz** zwischen zwei Orten an der Oberfläche für einen an zwei Elektroden eingespeisten **elektrischen Strom** sowie die **Lage der Elektroden und Sonden**. Im Verhältnis von Potentialdifferenz (elektrische Spannung) und Stromstärke äußert sich der **spezifische Widerstand** der stromdurchflossenen Materialien.

In der Übung wird eine **Kartierung** der Leitfähigkeit mit der Wenner-Anordnung durchgeführt. Außerdem wird auf lateral weitgehend homogenem Untergrund eine **Sondierung** mit der Schlumberger-Anordnung durchgeführt. Eine **Tomographie**, die die Eigenschaften einer Sondierung mit einer Kartierung verbindet, wird in der Übung lediglich vorgeführt.

Einen Einfluss auf den spezifischen Widerstand haben die **Ionenkonzentration** (abhängig beispielsweise vom Tongehalt), sowie der Grad der **Wassersättigung** und die **Permeabilität**. Das Verfahren ist daher dazu geeignet die **Tiefe des Grundwasserhorizonts** zu bestimmen. Aber auch schlecht leitfähige Anomalien (**Festgestein** oder **Hohlräume**), die im Lockersediment eingebettet sind, können lokalisiert oder sogar abgebildet werden.

Die **Inversion** der Messdaten ist **mehrdeutig**. In der Regel werden daher für die Inversion Vorkenntnisse und starke Zusatzannahmen über die Struktur des untersuchten Gebietes benötigt. In der Geländeübung wird für die Messdaten der Sondierung und der Tomographie eine Inversion durchgeführt.

2.1.2 Was Sie lernen können

Um die eingangs (Abschnitt 1.1.1) formulierten Lernziele zu erreichen, sollten Sie sich in diesem Versuch speziell mit folgenden Überlegungen beschäftigen:

- Welche Untersuchungsobjekte können sich durch eine veränderte Leitfähigkeit auswirken? Welche Fragestellungen können daher mit einer geoelektrische Untersuchung bearbeitet werden?

- Wie müssen die Messprofile angelegt werden, um aussagekräftige Messergebnisse zu erzielen? Wie groß muss insbesondere die Auslage der Sondierung bzw. der Elektrodenabstand der Kartierung gewählt werden, um das Untersuchungsobjekt zuverlässig zu erfassen?
- Bei der Anwendung der Sondierung wird angenommen, dass sich die Leitfähigkeit nur mit der Tiefe ändert. In der Auswertung treten systematische Fehler auf, falls die tatsächlich vorhandene Struktur diese Annahme verletzt. Wie wirkt sich eine Verletzung dieser Annahme konkret aus? Wie kann überprüft werden, ob die Annahme erfüllt ist?
- Welche typischen Störsignale beeinträchtigen geoelektrische Messungen und wie kann ihr Einfluss verringert/vermieden werden?
- Die Inversion der Messdaten leidet unter Mehrdeutigkeit. In der Regel können mehrere Modelle für die Struktur des Untergrundes die Messdaten gleich gut erklären. Diese Problematik können Sie bei der Inversion der Schlumberger-Sondierung besonders gut kennenlernen. Ein Großteil der Mehrdeutigkeit wird dabei ignoriert, indem von vornherein angenommen wird, dass der Untergrund durch homogene Schichten aufgebaut ist. Die verbleibenden Mehrdeutigkeiten bieten aber eine gute Gelegenheit, dieses grundlegende Problem bei der Inversion von Messdaten näher kennenzulernen. Wieviele Schichten benötigen Sie mindestens, um die Messdaten zu erklären? Je mehr Schichten Sie einführen, um so mehr Details der Messwerte können Sie erklären. Sind diese Details überhaupt signifikant? Sind die Messwerte wirklich so aussagekräftig? Auch bei einer gegebenen Zahl von Schichten, können Sie unterschiedliche Modelle zur Erklärung der Messdaten verwenden. Welche Eigenschaften der Modelle dürfen dabei nicht verändert werden, wenn die Messdaten erklärt bleiben sollen? In diesem Sinne zwingende Eigenschaften lassen Aussagen über die tatsächlich vorliegende Struktur zu.

2.2 Grundlagen

2.2.1 Überblick über geoelektrische Prospektionsmethoden

Zur Untersuchung der elektrischen Materialeigenschaften der Erde sind verschiedene Verfahren gebräuchlich. In der Geländeübung wird nur mit dem Gleichstromverfahren gearbeitet. Trotzdem werden die anderen Verfahren der Vollständigkeit halber hier kurz vorgestellt.

Gleichstromverfahren

Ein Gleichstrom wird über zwei Elektroden in die Erde eingespeist. An der Erdoberfläche kann dann zwischen zwei Sonden eine Spannung gemessen werden, welche von der Stromdichte im Untergrund abhängt. Die Stromdichte wiederum hängt vom Abstand der einspeisenden Elektroden und von der räumlichen Verteilung des spezifischen Widerstands ρ ab. Dieses Verfahren wird beispielsweise bei der Grundwasserprospektion angewendet.

Messung der induzierten Polarisation

Insbesondere heterogene Materialien zeigen neben einem ohmschen Widerstand, bei dem Strom und Spannung in einem instantanen Verhältnis zueinander stehen, eine elektrische Nachwirkung. Diese ist ungefähr vergleichbar mit dem Wechselstromwiderstand eines Kondensators. Erklärt wird dieser Effekt durch die Polarisierbarkeit von Teilen des Mediums. Für diese gibt es zahlreich mögliche Ursachen (Telford u. a. 1990, Kapitel 9). Der Effekt wird beispielsweise genutzt, um polarisierbare Oberflächen (an Erzkörpern oder Altlasten) aufzufinden.

Da die Gleichstromverfahren auch den Strom umeipolen oder mit Wechselströmen geringer Frequenz arbeiten müssen, um den Effekt des eingespeisten Stromes von Strömen aus anderen (natürlichen oder technischen) Quellen trennen zu können, bieten die meisten Apparaturen heutzutage die Möglichkeit auch die induzierte Polarisation zu messen. Bei der Einspeisung eines Wechselstroms erhält man den spezifischen Widerstand aus der Komponente der gemessenen Spannung, die in Phase mit dem eingespeisten Strom ist. Die induzierte Polarisation äußert sich in der Komponente der Spannung, deren Phase gegenüber der des Stroms um 90° verschoben ist.

Wechselstromverfahren

Eine Senderspule auf der Erdoberfläche oder in Flugzeugen erzeugt mit Wechselstrom ein zeitlich veränderliches Magnetfeld. Dieses induziert Ströme in der Erde, deren Stärke und Verteilung vom spezifischen Widerstand ρ abhängen. An der Erdoberfläche registriert man mit einer Empfängerspule die Überlagerung des primären und des sekundären (auf die induzierten Ströme zurückgehenden) Magnetfeldes. Das primäre Wechselfeld dringt mit zunehmender Frequenz immer weniger tief in die Erde ein (dies nennt man *Skineffekt*). Durch die Beobachtung von Signalen unterschiedlicher Frequenz, kann so auch die Variation des spezifischen Widerstandes mit der Tiefe untersucht werden. Dieses Verfahren wird beispielsweise zur Erzprospektion eingesetzt.

Magnetotellurische Verfahren

Statt künstlicher Wechselfelder kann man auch natürliche verwenden, die auf Fluktuationen des erdmagnetischen Feldes zurückgehen. Gemessen wird das Magnetfeld und das elektrische Feld an der Erdoberfläche, letzteres wie bei den Gleichstromverfahren zwischen 2 Sonden. Die Signalperiode der natürlichen Wechselfelder ist viel größer, als die beim Wechselstromverfahren künstlich erzeugten. Man erreicht damit sehr große Eindringtiefen. Dieses Verfahren wird daher auch zur Untersuchung des oberen Erdmantels verwendet.

Eigenpotentialverfahren

Bei diesem Verfahren misst man Spannungen als Folge von natürlichen, auf galvanischem Wege entstandenen Strömen. Sind Materialien mit unterschiedlichem elektrochemischem Potential in direktem Kontakt zueinander, so bilden sie eine galvanische Zelle, quasi eine Batterie. Durch Vermessung der dadurch entstehenden Stromfelder können Erzkörper gefunden werden. Auch strömende Fluide können Eigenpotentiale erzeugen (Telford u. a. 1990, Abschnitt 6.1).

2.2.2 Physikalische Grundlagen des Gleichstromverfahrens

Spezifischer Widerstand

Die Materialeigenschaft, die mit der Gleichstromgeoelektrik untersucht wird, ist die Fähigkeit elektrischen Strom zu leiten. Ein Material ist dann

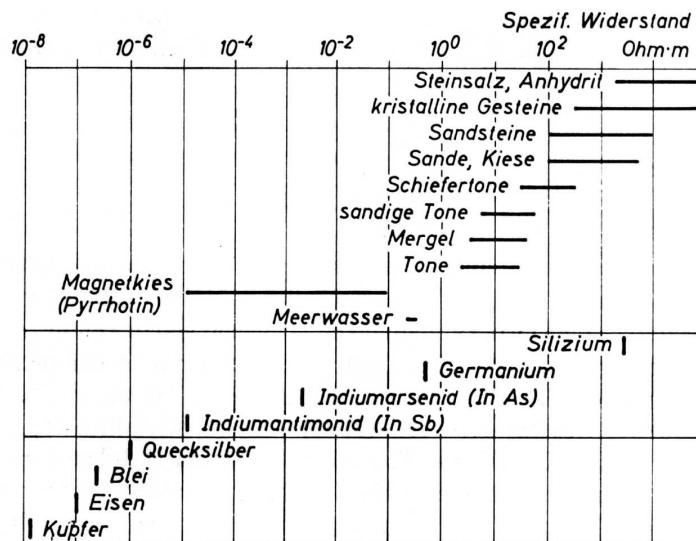


Abbildung 2.1: Spezifische elektrische Widerstände. Oben: von natürlichen Mineralien, Mitte: von Halbleitern, Unten: von Metallen. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Kertz (1969) entnommen.

elektrisch leitfähig, wenn es bewegliche Ladungsträger enthält, die Ladung transportieren können. Ladungsträger können entweder Elektronen (*elektronische Leitfähigkeit*) oder Ionen (*ionische Leitfähigkeit*) sein. Elektronische Leitfähigkeit tritt geophysikalisch relevant praktisch nur in Metallen auf. Vergrabene Metallrohre äußern sich auf diese Weise durch eine hohe Leitfähigkeit. Gesteine zeigen keine elektronische Leitfähigkeit. In Gesteinen und Lockersedimenten dominiert die ionische Leitfähigkeit, also Ladungstransport durch den Transport von Ionen. Für eine hohe Leitfähigkeit sind eine große Anzahl von Ionen notwendig, aber auch ein Medium, in dem sie fließen können. Ionen sind beispielsweise dort vorhanden, wo der Salzgehalt hoch ist. Transportiert werden können sie, wenn sie in Wasser gelöst sind und die Permeabilität des Materials groß genug ist, um einen Wasserfluss zuzulassen. Mit geoelektrischen Messungen können daher Wassergehalt und Permeabilität untersucht werden. Dieses Verfahren wird darum gerne zur Lösung hydrologischer Fragestellungen eingesetzt.

Als Materialeigenschaft wird in der Regel nicht die Leitfähigkeit σ sondern ihr Kehrwert, der spezifische Widerstand $\rho = \sigma^{-1}$ angegeben. Dieser wird bestimmt, indem der Potentialunterschied (elektrische Spannung U) zwischen zwei Punkten auf der Oberfläche eines Körpers gemessen wird, der von einem elektrischen Strom der Stärke I durchflossen wird. Führt man diese Messung an einem zylindrischen Körper der Länge L und mit dem Querschnitt A durch, so hängt sein elektri-

scher Widerstand $R = U/I$ nicht nur von seinem spezifischen Widerstand ρ ab, sondern auch von seinen Abmessungen L und A . Aus den Messwerten erhält man den spezifischen elektrischen Widerstand

$$\rho = \frac{UA}{IL} \quad (2.1)$$

des Materials in der Einheit

$$[\rho] = 1 \Omega \cdot \text{m}. \quad (2.2)$$

Im Vergleich zu den anderen Materialeigenschaften, die in den Geländeübungen untersucht werden, hat der spezifische elektrische Widerstand die größte Dynamik (Abb. 2.1). Er reicht über mehr als zehn Größenordnungen von $10^{-8} \Omega \cdot \text{m}$ für die bestleitenden Metalle (Kupfer) bis zu nahezu nichtleitenden Materialien wie Steinsalz mit $10^4 \Omega \cdot \text{m}$. Die für ein Material typischen Werte überstreichen dabei einen größeren Wertebereich, abhängig unter anderem von Wassergehalt und Permeabilität. Ausführliche Tabellen zum spezifischen Widerstand verschiedener Materialien unter unterschiedlichen Bedingungen sind beispielsweise im Lehrbuch von Telford u. a. (1990, Kapitel 5.2) und in der Monographie von Schön (1998) enthalten.

Messprinzip

Widerstände werden bestimmt, indem man den Spannungsabfall (Potentialdifferenz zwischen zwei Punkten)

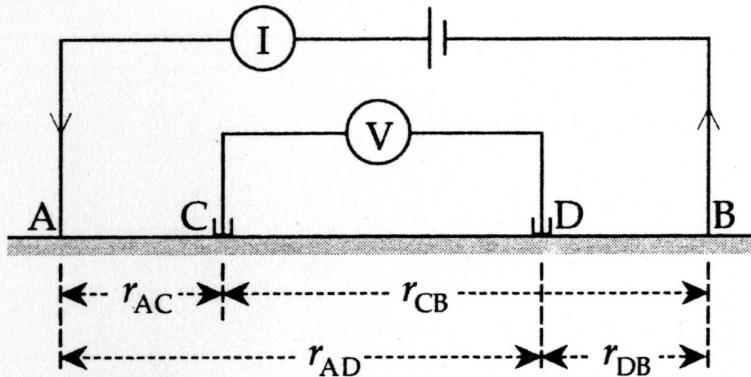


Abbildung 2.2: Vier-Elektroden-Anordnung. Über die Elektroden A und B wird der Strom eingespeist. Die Sonden zur Potentialmessung heißen hier C und D. An den in der Übung eingesetzten Geräten werden sie mit M und N bezeichnet. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Lowrie (1997) entnommen.

an einem stromdurchflossenen Material misst. Die Potentialdifferenz zwischen den beiden Elektroden, (in der geophysikalischen Praxis sind das Edelstahlspieße, die in die Erde gesteckt werden) über die der Strom eingespeist wird, enthält auch noch den Spannungsabfall aufgrund des Übergangswiderstandes an der Kontaktfläche zwischen Spieß und Erdreich. Daher muss die Potentialdifferenz immer mit getrennten Sonden gemessen werden. Aber auch an den Sonden können elektrochemische Kontaktspannungen auftreten (Metallspieß und Erdreich bilden quasi eine Batterie). Wenn mit reinen Gleichströmen gearbeitet wird, werden kleine, mit Kupfersulfatlösung gefüllte Keramik töpfchen mit permeabler Oberfläche als unpolarisierbare Sonden verwendet. Die in der Übung eingesetzten Geräte speisen jedoch einen Wechselstrom in den Boden ein, so dass sich elektrochemische Kontaktspannungen an den Sondenoberflächen über eine Signalperiode herausmitteln.

In der Vier-Elektroden-Anordnung (Abb. 2.2) wirken sich weder Übergangswiderstände noch Kontaktkapazitäten, noch Kontaktspannungen an den Stromelektroden und/oder an den Spannungssonden auf den Messwert aus. Fragen Sie die Betreuer nach dem Widerstandsnetzwerk für die Lippmann-Apparatur. Mit diesem können Sie sich davon überzeugen, dass nur der Widerstand zwischen den Potentialsonden eine Auswirkung auf den Messwert hat.

Geometriefaktor

In Abb. 2.2 ist die typische Anordnung von vier Elektroden und Sonden dargestellt. Auf einem homogenen Halbraum mit dem spezifischen Widerstand ρ erhält

man für diese Anordnung die Potentialdifferenz

$$V = \rho I \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} + \frac{1}{r_{DB}} - \frac{1}{r_{AD}} \right) \quad (2.3)$$

zwischen den Sonden C und D, wenn über die Elektroden A und B der Strom I eingespeist wird. Die gemessene Spannung hängt also offenbar nicht nur vom spezifischen Widerstand ρ ab, sondern auch von den Abständen zwischen Elektroden und Sonden. Bei der Berechnung des spezifischen Widerstandes

$$\rho = \frac{V}{I} F \quad (2.4)$$

wird das durch den sogenannten *Geometriefaktor*

$$F = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} + \frac{1}{r_{DB}} - \frac{1}{r_{AD}}} \quad (2.5)$$

berücksichtigt. Die verwendeten Einheiten sind für

$$\text{die Spannung } [V] = 1 \text{ V} = 1 \text{ Volt}, \quad (2.6)$$

$$\text{für die Stromstärke } [I] = 1 \text{ A} = 1 \text{ Ampere}, \quad (2.7)$$

$$\text{für die Distanzen } [L] = [a] = 1 \text{ m} = 1 \text{ Meter}, \quad (2.8)$$

$$\text{für den Geometriefaktor } [F] = 1 \text{ m} = 1 \text{ Meter} \quad (2.9)$$

und für den

$$\begin{aligned} \text{spezifischen Widerstand } [\rho] &= 1 \Omega \text{m} \\ &= 1 \text{ Ohmmeter}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Die Herleitung des Geometriefaktors ist im Skriptum der Laborübungen Ritter u. a. (2014) ausführlich beschrieben.

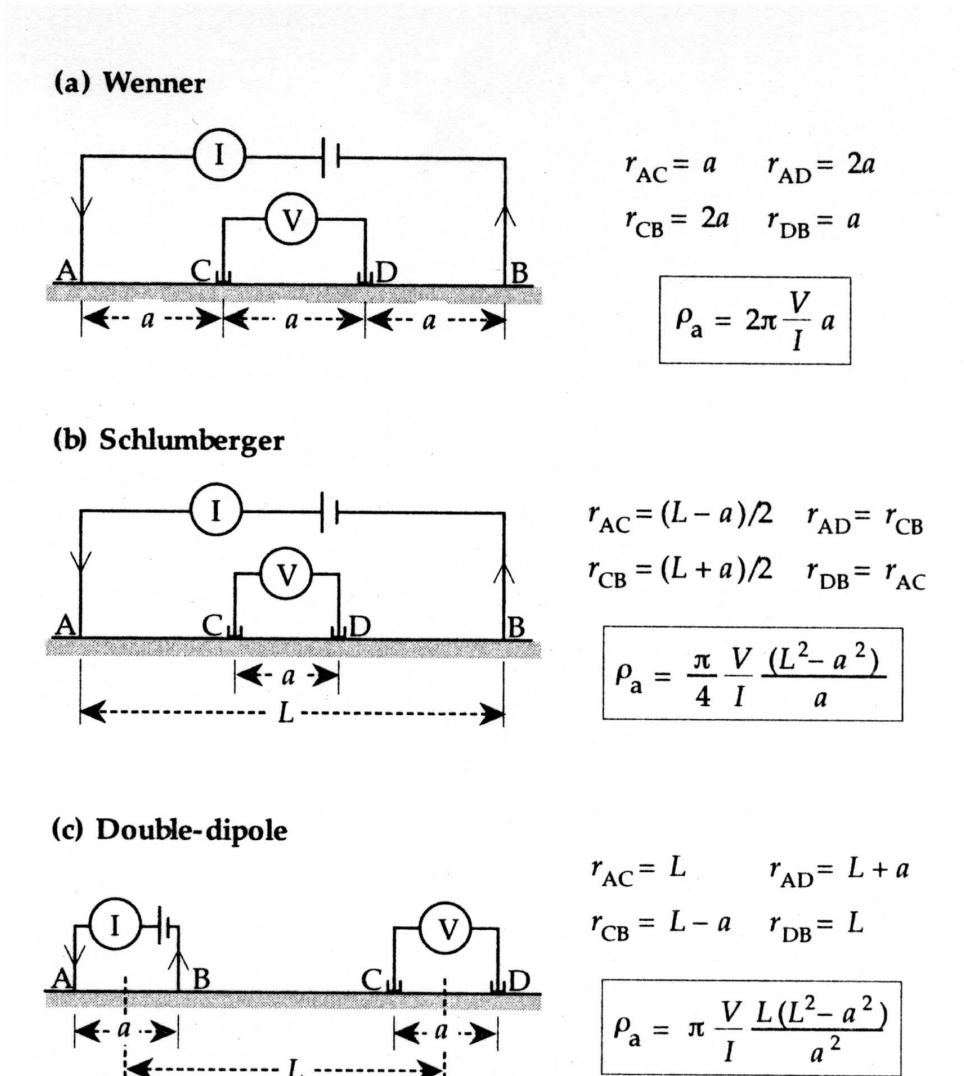


Abbildung 2.3: Elektrodenanordnung für drei Standardkonfigurationen: (a) Wenner-Anordnung zur Kartierung, (b) Schlumberger-Anordnung zur Sondierung und (c) Dipol-Dipol-Anordnung. Letztere kann Vorteile bei der Kartierung bieten (Telford u. a. 1990, Abschnitt 8.6.5). In den Formeln für die Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_a ist der Geometriefaktor jeweils explizit angegeben. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Lowrie (1997) entnommen.

In der Praxis werden je nach Fragestellung ganz bestimmte Standardgeometrien zur Messung verwendet. Drei dieser Anordnungen sind in Abb. 2.3 dargestellt. Dort sind die Geometriefaktoren in den Formeln zur Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_a explizit enthalten. In der Übung verwenden wird die Wenner-Anordnung zur Kartierung und die Schlumberger-Anordnung zur Sondierung.

Scheinbarer spezifischer Widerstand

Bei einer Messung auf homogenem Untergrund erhält man mit Gl. (2.4) unmittelbar den spezifischen Widerstand, wenn der Geometriefaktor F für die verwendete Elektrodenanordnung eingesetzt wird. Im heterogenen Medium ist das nicht der Fall. Dort hängt die Stromdichte an der Oberfläche nicht nur vom eingespeisten Strom und der Elektrodenanordnung ab, sondern auch von der heterogenen Struktur im Untergrund. Der Geometriefaktor F berücksichtigt zwar die rein geometrisch bedingte Verteilung der Stromdichte, bei größeren Auslagen L haben aber auch zunehmend tiefere Regionen des Untergrundes einen Einfluss auf die Stromdichte (Abb. 2.4). Dadurch wird das Ergebnis von Gl. (2.4) auch bei richtig gewähltem Geometriefaktor von L abhängig. Außerdem kann die Stromdichte variieren, wenn man die gesamte Auslage lateral versetzt, falls sich die Struktur des Untergrundes lateral ändert (Abb. 2.5).

Der Wert

$$\rho_a(L, a) = F(L, a) \frac{V(L, a)}{I(L, a)}, \quad (2.11)$$

den wir mit den in Abb. 2.3 angegebenen Formeln berechnen, wird deshalb als *scheinbarer spezifischer Widerstand* bezeichnet. Er hängt von der Elektrodenanordnung ab. Nur im Falle eines homogenen Untergrundes

ist er konstant und gleich dem spezifischen Widerstand ρ .

$\rho_a(L, a)$ wird gemäß Gl. (2.11) als Funktion von L und a und eventuell der Position im Gelände gemessen und muss anschließend interpretiert werden. Das heißt, man sucht bei der Interpretation die wahre räumliche Verteilung des spezifischen Widerstandes $\rho(\vec{r})$, welche die gemessenen scheinbaren Widerstände erklärt. Dies ist eine für die Geophysik typische Inversionsaufgabe, die auch in diesem Fall nicht eindeutig gelöst werden kann. Nur unter Hinzunahme weiterer Annahmen (z.B. ebene Schichtung des Untergrundes) gelangt man zu einem Ergebnis für $\rho(\vec{r})$.

In der Übung wird das für die Schlumberger-Sondierung quantitativ durchgeführt. Im Falle der Sondierung wird angenommen, dass der Untergrund lateral homogen ist, das heißt aus ebenen, homogenen Schichten aufgebaut ist. Die Variation von $\rho(z)$ mit der Tiefe z äußert sich dann in einer Variation von $\rho_a(L)$ mit der Auslagenlänge L . Diese ist schematisch in Abb. 2.4 für den Fall einer homogenen Schicht über einem homogenen Halbraum dargestellt.

Wenn der flache Untergrund unmittelbar unter den Sonden homogen ist, ist der dort gemessene Potentialunterschied V nahezu proportional zum Sondenabstand a . Die Inversionsprogramme berechnen daher $V' = V/a$ und sagen den scheinbaren spezifischen Widerstand über

$$\rho_a = F' \frac{V'}{I} \quad (2.12)$$

voraus. Der Faktor

$$F' = aF = \frac{\pi L^2}{4} \left(1 - \frac{a^2}{L^2} \right) \approx \frac{\pi L^2}{4} \quad (2.13)$$

hängt dann für $L \gg a$ nur noch von L ab. Die Programme verwenden daher häufig nur die L -Abhängigkeit von ρ_a als Datensatz. In der graphischen Darstellung wird $\rho_a(L)$ doppelt logarithmisch aufgetragen.

2.3 Durchführung des Gleichstromverfahrens

2.3.1 Erhebung der Daten

Funktionsweise der Apparaturen

In der Geländeübung stehen Ihnen klassische 4-Pol-Apparaturen zur Verfügung. Das heißt, die Apparaturen verfügen über zwei Anschlüsse A und B für die Stromelektroden und über zwei Anschlüsse M und N für die Potentialsonden. Einige Apparaturen verfügen außerdem über einen Masseanschluss, der zur Erdung verwendet werden kann. Dazu wird ein zusätzlicher Erdspieß genau in die Mitte zwischen den Sonden M und N gesteckt und mit dem Erdungsanschluss verbunden.

Dies kann ein Übersteuern der Potentialeingänge durch zu große Offsetspannungen verhindern und so die Qualität der Messung verbessern.

Da an den Potentialsonden auch Spannungen anliegen, die durch Stromfelder erzeugt werden, die von Fremdquellen gespeist werden (Überlandleitungen, natürliche und technische, magnetische Wechselfelder, etc.) und zu denen noch die Kontaktspannung an den Spießen hinzukommt, muss immer mit Wechselströmen gearbeitet werden. Einige Apparaturen polen den Strom einfach in regelmäßigen Zeitabständen um (z.B. die Syscal-Apparaturen) und werten den

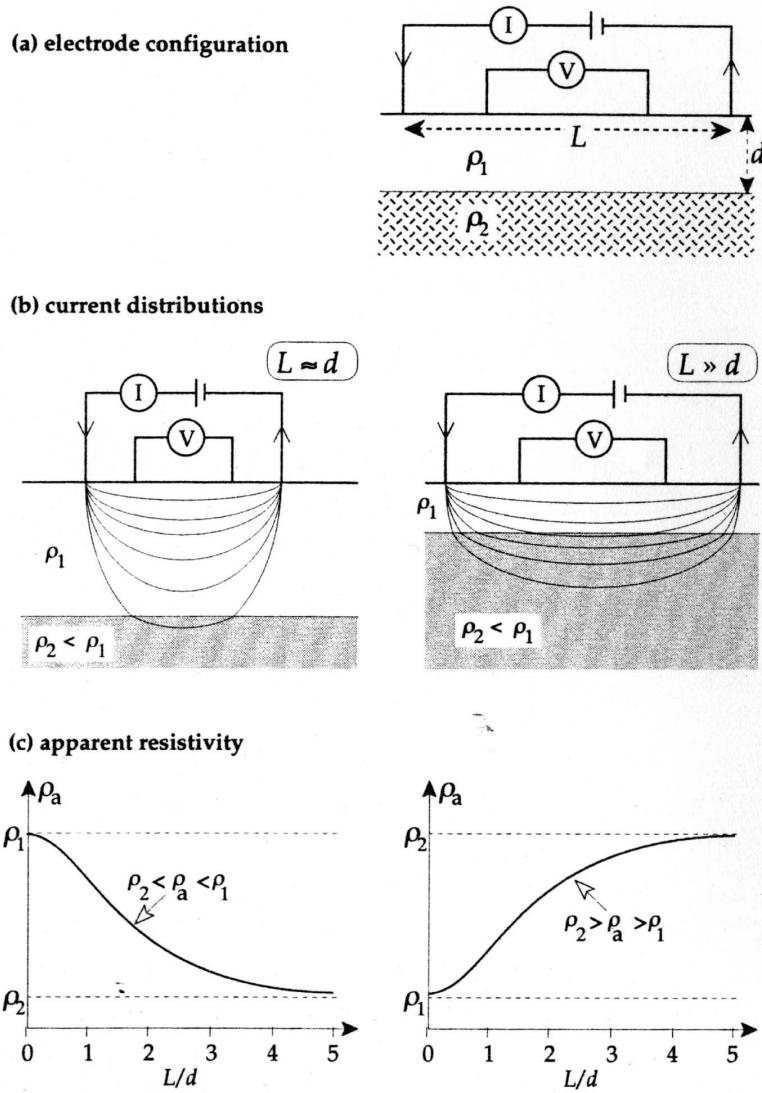


Abbildung 2.4: Schlumbergerondierung für eine Schicht über einem Halbraum. (a) Elektroden-Konfiguration. Der Elektrodenabstand ist L , die Dicke der Schicht ist d , der spezifische Widerstand der Schicht ist ρ_1 und der des Halbraumes ρ_2 . (b) Stromdichtefeld. Links: Bei relativ kurzer Auslage $L \approx d$ fließt der Strom hauptsächlich in der Schicht. Die Eigenschaften des Halbraumes beeinflussen die Messung kaum. Rechts: Bei großer Auslage $L \gg d$ fließt ein nennenswerter Anteil des Stroms durch den Halbraum. (c) Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_a in Abhängigkeit von der relativen Auslagenlänge L/d für einen gut leitenden Halbraum (links) und einen schlecht leitenden Halbraum (rechts). Der aus Spannung V und Strom I bei unterschiedlichen Elektrodenabständen L bestimmte scheinbare spezifische Widerstand ρ_a variiert zwischen zwei Asymptoten. Für kleine Auslagen $L \ll d$ ist das Feld der Stromdichte kaum durch den Halbraum beeinflusst und man erhält den spezifischen Widerstand ρ_1 der Schicht. Für große Auslagen $L \gg d$ strebt ρ_a gegen den spezifischen Widerstand ρ_2 des Halbraumes. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Lowrie (1997) entnommen.

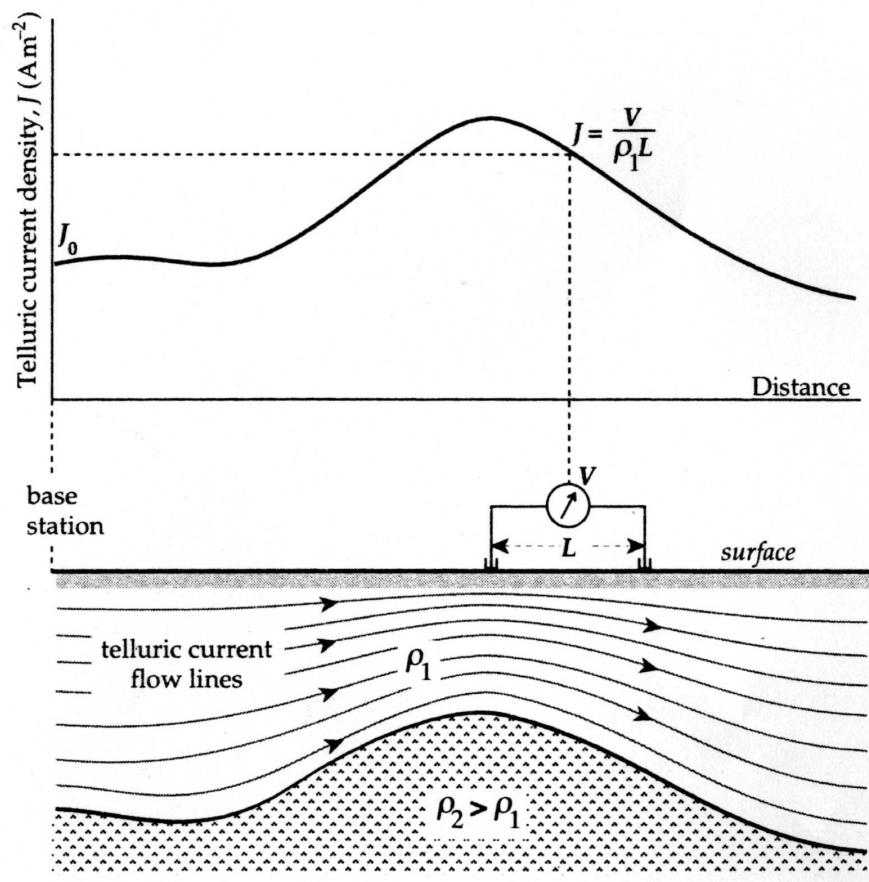


Abbildung 2.5: Auswirkung lateraler Heterogenität auf das Stromdichtefeld (unten). Die Stromdichte an der Oberfläche ändert sich lateral (oben). Die Abbildung zeigt das Stromfeld für eine natürliche, tellurische Anregung. Wird der Strom über Elektroden eingespeist, ist die Auswirkung der variiierenden Schichtmächtigkeit vergleichbar. Beim gleichen eingespeisten Strom hängt der gemessene Potentialunterschied davon ab, an welchem Punkt im Gelände gemessen wird (auch bei gleich bleibenden Elektrodenabständen). Durch regelmäßiges Versetzen der gesamten Elektrodenanordnung kann auf diese Weise eine Kartierung durchgeführt werden. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Lowrie (1997) entnommen.

Sprung in der Potentialdifferenz aus. Andere Apparaturen speisen einen niederfrequenten Wechselstrom ein (z.B. die *4-Punkt light* von Erich Lippmann) und werten die Spannung mit einem phasenfindlichen Gleichrichter (*Lock-in* Verstärker) aus. Letzteres hat den Vorteil, dass das Spannungsmessgerät sehr empfindlich sein kann und keine großen Ströme eingespeist werden müssen. Der Betrieb ist dann mit einer 9V-Blockbatterie möglich. Die Syscal-Apparaturen verwenden dagegen einen Hochspannungsgenerator, um ein ausreichendes Verhältnis von Nutzsignalamplitude zu Störsignalamplitude (Signal-Stör-Verhältnis) zu erreichen. **Aus Sicherheitsgründen dürfen die Elektroden daher während der Messung nicht angefasst werden!**

Streng genommen handelt es sich bei der Messung also nicht um eine Gleichstrommessung. Die verwendeten Frequenzen sind jedoch so gering im Bezug auf die Erkundungstiefe der Messung, dass der Skineffekt (mit dem bei elektromagnetischen Verfahren die Tiefenauflösung erreicht wird), nicht berücksichtigt werden muss (siehe Kap. 2.2.1). Allerdings erlaubt diese Technik nicht-ohmsche Anteile der Leitfähigkeit zu messen (siehe Kap. 2.2.1). Die Apparaturen bieten dazu spezielle Funktionen, die entweder die verzögerte Schrittantwort beim Umschalten des Stroms auswerten oder die Komponente der Potentialdifferenz, die um 90° zum Wechselstrom verschoben ist.

Protokollierung der Messwerte

Die Geometriefaktoren sind unabhängig von den Messwerten U und I und werden daher zweckmäßigerweise bereits vor der Messung für die standardisierten Elektrodenabstände ausgerechnet. Sie werden im Messprotokoll eingetragen. Der scheinbare spezifische Widerstand wird dann möglichst bereits während der Messung berechnet und im Protokoll eingetragen. Auf diese Weise hat man sofort eine Kontrolle darüber, ob der Untergrund heterogen ist, in welcher Weise der spezifische Widerstand sich qualitativ ändert (z.B. Zunahme oder Abnahme mit der Tiefe) und ob die gewählten Elektrodenabstände geeignet sind, um die zu untersuchende Struktur voll zu erfassen.

Schlumberger-Sondierung

Für die Schlumberger-Sondierung wird die Geometrie gewählt, die in Abb. 2.3b dargestellt ist. Es werden mehrere Messungen mit zunehmendem Elektrodenabstand L durchgeführt, wobei die Mitte der Auslage immer am selben Ort bleibt. Die Stromelektroden werden also an den Rändern beidseitig gleichmäßig nach außen versetzt. Dadurch dringt das Stromsystem in zunehmend

größere Tiefe in den Untergrund ein (Abb. 2.4). Falls die Voraussetzung einer ebenen Schichtung des Untergrundes erfüllt ist, kann so die Variation des spezifischen Widerstandes mit der Tiefe bestimmt werden. Günstig ist es, L exponentiell wachsen zu lassen.

Je größer die Auslage L ist, umso kleiner wird die Stromdichte an der Oberfläche in der Mitte der Auslage allein aus geometrischen Gründen. Daher nimmt der gemessene Potentialunterschied zwischen den Sonden M und N mit wachsendem L ab. Wird das Signal zu klein, erhält man keinen stabilen Messwert mehr, das Signal-Stör-Verhältnis ist zu klein. Dann muss der Strom erhöht werden. Die Spannung, die zur Einspeisung des Stromes an den Elektroden A und B nötig ist, wird um so größer, je größer die Kontaktwiderstände an den Elektroden sind. Es ist deshalb wichtig, die Elektroden so tief wie möglich in die Erde zu stecken, damit die Kontaktfläche möglichst groß ist. Falls die Spannung, die die Apparatur erzeugen kann, an der Einspeisung nicht mehr ausreicht, um den erforderlichen Strom zu erzeugen, kann ein bisschen Wasser an die Stromelektroden gegossen werden, um den Kontaktwiderstand zu verringern. Das Messergebnis wird durch eine lokale Veränderung des spezifischen Widerstandes direkt an den Elektroden kaum beeinflusst. Entscheidend ist der restliche Verlauf des Stromdichtefeldes im gesamten Medium.

Anders ist das bei den Potentialsonden. Kleine Heterogenitäten in der unmittelbaren Nähe der Sonden können das Stromfeld dort lokal erheblich stören. Die gemessene Potentialdifferenz weicht dann vom erwarteten Wert auf lateral homogenem Untergrund ab. Nach Möglichkeit sollten daher die Potentialsonden während der ganzen Messung nicht umgesteckt werden. Werden sie versetzt, um beispielsweise a zu vergrößern und so das Messignal zu vergrößern (als Alternative zur Vergrößerung des eingespeisten Stromes), besteht die Gefahr, dass laterale Heterogenitäten um die Potentialsonden eine Tiefenvariation des spezifischen Widerstandes vortäuschen. Bei den fertig konfektionierten Kabeln für die Schlumberger-Sondierung wird auch a schrittweise vergrößert, um ein ausreichendes Signal-Stör-Verhältnis sicherzustellen. Ob lokale Heterogenitäten die Ergebnisse beeinflussen kann geprüft werden, indem die Messung mit einer um wenige Meter versetzten Auslage wiederholt wird. Ob die Bedingung großräumiger ebener Schichtung erfüllt ist, kann geprüft werden, indem die Messung mit einer Auslage senkrecht zur ersten Auslage wiederholt wird.

Im Gegensatz zu den Stromelektroden sollten die Potentialsonden nicht zu tief in die Erde gesteckt werden. Der Sondenabstand sollte deutlich größer sein, als die Tiefe der Sondenspitze. Bei den Schlumberger-Kabeln, die einige Spieße sowohl als Elektroden, wie auch als

Sonden verwenden, muss ein Kompromiss gefunden werden.

Wenner-Kartierung

Für die Wenner-Kartierung wird die Geometrie wie in Abb. 2.3a gewählt. Alle drei Abstände zwischen benachbarten Spießen werden gleich a gewählt. Die gesamte Anordnung wird dann (mit gleich bleibendem Abstand a) seitlich versetzt. Auf diese Weise werden zahlreiche Messungen entlang eines Profils durchgeführt. Ist der Untergrund lateral homogen, erhält man für jede Position auf dem Profil den gleichen scheinbaren spezifischen Widerstand. Laterale Heterogenität (z.B. ein Basaltgang) äußerst sich als Anomalie, als lokale Abweichung des scheinbaren spezifischen Widerstandes von den Werten auf dem übrigen Profil (Abb. 2.5).

Die Auswirkung von Variationen der Leitfähigkeit im Untergrund auf den Wert des scheinbaren spezifischen Widerstandes hängt stark von der Elektrodenkonfiguration ab. Mit einer geeigneten Wahl der Elektrodenkonfiguration kann daher die Empfindlichkeit für Strukturen im Untergrund abhängig von deren Geometrie und Lage gesteigert werden (Reynolds 1997, Abschnitt 7.3.2). Anhand des Abstands a kann das Volumen abgeschätzt werden, welches vom Stromsystem erfasst wird. Wird a zu klein gewählt, kann es passieren, dass eine tiefer liegende Anomalie nicht erfasst wird, weil sie keinen Einfluss auf das kleinräumige Stromsystem hat. Wird a hingegen zu groß gewählt verliert man an lateralem Auflösungsvermögen. Die Kunst besteht darin, den richtigen Kompromiss zu finden. In jedem Fall sollte die Gesamtlänge $3a$ der Auslage deutlich größer sein als die erwartete Tiefe der Oberkante der Anomalie.

Oberflächennahe Anomalien lassen sich am einfachsten kartieren. Ist der Durchmesser der Anomalie kleiner als die Tiefe ihrer Oberkante, kann die Anomalie kaum noch mit der Gleichstromgeoelektrik erfasst werden (Telford u. a. 1990, Abschnitt 8.6.7). Gut leitende, oberflächennahe Schichten können außerdem die Stromdichten bündeln und so tiefer liegende Anomalien abschirmen (Telford u. a. 1990, Fig. 8.38).

Für die Ankopplung der Elektroden und Sonden gilt das gleiche wie bei der Schlumberger-Messung. Allerdings sollte hier auf das Angießen mit Wasser verzichtet werden, da das künstlich zusätzliche, laterale Heteroge-

Geoelektrische Tomographie

Eine Kombination von Sondierung und Kartierung kann zu einer Art geoelektrischer Tomographie verwendet werden. Man bringt auf einem Profil der Länge X in x -Richtung in Abständen a Metallspieße in den Boden, die sowohl als Elektroden wie auch als Sonden verwendet werden. Insgesamt werden also $N = X/a + 1$ Spieße ausgebracht. Nun werden viele verschiedene Elektroden-Kombinationen, beispielweise in Form von Wenner-Anordnungen, an die Apparatur angeschlossen und jeweils der scheinbare spezifische Widerstand gemessen. Das geschieht zunächst mit dem Wennerabstand a , dann mit $2a$, $3a$, $4a$ usw. bis zum maximal möglichen Vielfachen von a . Man erhält damit insgesamt Daten für Sondierungen und Kartierungen. Das Durchlaufen des Profils mit einem bestimmten Abstand entspricht einer Kartierung, die Veränderung des Abstandes entspricht der Sondierung. Daraus erhält man Informationen über die zweidimensionale Verteilung des scheinbaren spezifischen Widerstandes unter dem Profil (die Profilenden werden natürlich nicht so gut in der Tiefe erfasst wie die Profilmitte).

Die Inversion ist nur mit einem entsprechenden Computerprogramm möglich, da zahlreiche Iterationsschritte mit jeweils einer auf dem Computer berechneten Vorhersage der Messwerte für ein hypothetisches Modell der Struktur der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund benötigt werden. Auf diese Weise wird eine zweidimensional variierende Verteilung des spezifischen Widerstandes $\rho(x,z)$ gefunden, die bei einer Messung zu den tatsächlich angetroffenen Messwerten führen würde und somit möglicherweise die tatsächliche Struktur wiedergibt. Man erhält so einen Tiefenschnitt für den spezifischen Widerstand unter dem Profil. Diese Methode ist mit stark erhöhtem Aufwand auf drei Dimensionen erweiterbar. Moderne Tomographie-Apparaturen schalten automatisch alle interessanten Elektroden-Kombinationen durch (diese können auch von der Wenner-Geometrie abweichen). Die digital in der Apparatur gespeicherten Werte für den scheinbaren spezifischen Widerstand können direkt in ein Inversionsprogramm eingelesen werden. Auf diese Weise wird eine Tomographie mit erträglichem Aufwand durchführbar (aber auch recht unanschaulich).

2.4 Auswertung

2.4.1 Inversion der Daten

Nach erfolgter Schlumberger-Sondierung soll aus den Messwerten die Variation des spezifischen Widerstandes $\rho(z)$ mit der Tiefe z ermittelt werden. Das ist ein klassisches, geophysikalisches Inversionsproblem. Als Grundlage dient die Kurve $\rho_a(L/2)$ des scheinbaren spezifischen Widerstandes. Für ein gegebenes $\rho(z)$ kann $\rho_a(L/2)$ mit physikalischer Theorie berechnet werden (Telford u. a. 1990, Abschnitt 8.3). Dieser Zusammenhang kann jedoch nicht eindeutig nach $\rho(z)$ aufgelöst werden. Die einzige Möglichkeit $\rho(z)$ zu finden besteht darin, für verschiedene Modelle des Untergrundes jeweils $\rho_a(L/2)$ zu berechnen und dabei $\rho(z)$ so lange zu variieren, bis $\rho_a(L/2)$ möglichst gut zu den Messwerten passt. Für diese Aufgabe gibt es Inversionsprogramme, die einen speziellen Algorithmus verwenden, um gezielt nach einer geeigneten Lösung $\rho(z)$ zu suchen (Aster u. a. 2005; Parker 1994; Ritter 2005).

In der Geländeübung stehen Ihnen Programme zur Verfügung, die den Untergrund durch homogene, ebene Schichten beschreiben ($\rho(z)$) ist dann eine Stufenfunktion). Darin ist bereits die Annahme enthalten, dass der Untergrund lateral homogen ist und dass sich $\rho(z)$ nicht kontinuierlich verändert. Beides ist in der Realität bestenfalls näherungsweise erfüllt. Trotz dieser starken Einschränkung werden Sie feststellen, dass sie beliebig viele verschiedene Modelle finden können, die die Messwerte gleich gut erklären können. Das ist eine typische Einschränkung bei der Anwendung von Potentialverfahren. Dies ist vergleichbar mit der Mehrdeutigkeit bei der Interpretation einer Schwereanomalie (Berckhemer 1990, Abb. 4.13). Untersuchen Sie das anhand Ihrer eigenen Messwerte. Sie werden feststellen, dass Sie immer eine akzeptable Lösung finden, solange das Produkt aus Schichtmächtigkeit und spezifischem Widerstand der Schicht unverändert bleibt. Das heißt, es lässt sich nur der Gesamtwiderstand der Schicht bestimmen, aber nicht ihr spezifischer Widerstand unabhängig von der Mächtigkeit der Schicht. Für einige Anwendungen ist das aber keine ernsthafte Einschränkung, so beispielsweise wenn die Schutzfunktion von Deckenschichten über Grundwasserleitern untersucht werden soll (Kirsch und Borús 1998). Der Gesamtwiderstand der Schicht ist ein Maß für den Widerstand, den die Schicht einem Flüssigkeitstransport entgegensetzt. Diese Größe zu kennen, ist völlig ausreichend. Auch dies ist typisch für geophysikalische Untersuchungen: Manchmal kommt es darauf an, die richtige Frage zu stellen, die dann trotz allgemeiner Mehrdeutigkeiten eindeutig beantwortet werden kann.

Neben der Möglichkeit die Messwerte mit gleich vielen Schichten aber unterschiedlicher Mächtigkeit zu er-

klären, ist es immer möglich, dem Modell noch mehr Schichten hinzuzufügen. Möglicherweise gelingt es noch verbliebene, kleine Abweichungen von den Messwerten dann auch zu beheben. Die Messwerte streuen aber auch aus anderen Gründen außer detailreicher Tiefenvariation. So wirken sich beispielsweise Abweichungen von der lateralen Homogenität oder der Einfluss von Stromsystemen anderer Quellen wie eine scheinbare Tiefenvariation aus. Es ist dann nicht sinnvoll, diese Details der $\rho_a(L/2)$ -Kurve durch $\rho(z)$ zu erklären. Man sollte deshalb nur so viele Schichten verwenden, wie notwendig sind, um die Abweichungen zwischen den vorhergesagten ρ_a -Werten und den gemessenen Werten auf ein Niveau zu reduzieren, das der erwarteten Streuung der Messwerte (Messfehler) entspricht.

In Abb. 2.6 sind schematisch vier Fälle skizziert, in denen zwei Schichten über dem Halbraum benötigt werden, um die Messwerte zu erklären. Bei den Fällen (c) und (d) wird Ihnen auffallen, dass man die $\rho_a(L/2)$ -Kurven auch durch eine einzelne Schicht über dem Halbraum erklären könnte (Abb. 2.4), wenn man den ungleichmäßigen Verlauf der Messwerte systematischen Fehlern (z.B. aufgrund lateraler Heterogenität) zuschreibt. Es muss anhand der Messwerte sorgfältig geprüft werden, wieviele Schichten sinnvollerweise benutzt werden.

2.4.2 Interpretation der Inversionsergebnisse

Wenn Sie eine Modellvorstellung für die Verteilung des spezifischen Widerstandes im Untergrund und den in den Messwerten enthaltenen Mehrdeutigkeiten gewonnen haben, möchten Sie daraus eine Aussage über geologische oder hydrologische Eigenschaften ableiten. Sie wollen zum Beispiel den Ort oder die Tiefe eines Basaltgangs festlegen. Oder Sie wollen die Tiefe eines Grundwasserleiters bestimmen. Dazu müssen Sie sich überlegen, welchen spezifischen Widerstand und welche räumlichen Variationen desselben die erwartete geologische Struktur aufweisen könnte. Dabei wird es auch eine Rolle spielen, ob in der Zeit vor der Messung Niederschläge gefallen sind oder nicht, also wie hoch die Wassersättigung sein kann. Ist der Basaltgang schlecht leitend? Oder ist Basalttuff ein guter Leiter, weil er porös ist und viel Wasser aufnehmen kann?

Interessant ist auch der Vergleich mit den Ergebnissen anderer Verfahren. Die Refraktionsseismik ist beispielsweise auch in der Lage Schichten erhöhter Wassersättigung zu finden, weil dort die P-Wellen Geschwindigkeit größer sein kann. Der Verlauf des spezifischen Widerstandes muss aber nicht unbedingt dem Verlauf

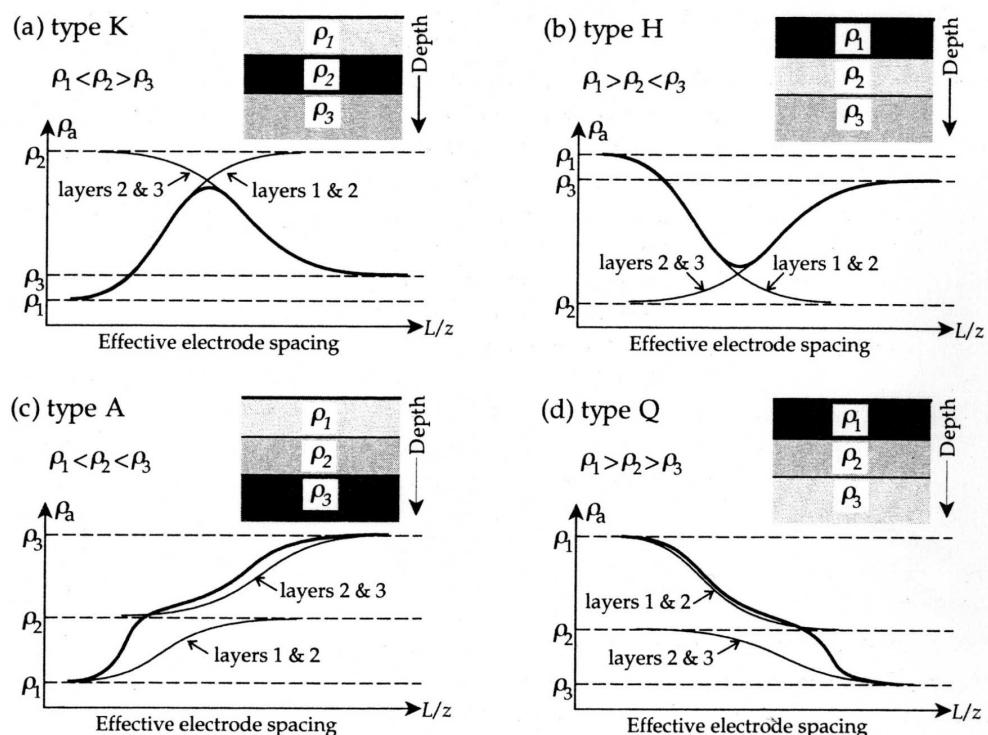


Abbildung 2.6: Schlumbergermessung für zwei Schichten über einem Halbraum. (a) Die zweite Schicht leitet schlechter als die erste und der Halbraum. (b) Die zweite Schicht leitet besser als die erste und der Halbraum. (c) Die Leitfähigkeit nimmt mit zunehmender Tiefe ab. (d) Die Leitfähigkeit nimmt mit zunehmender Tiefe zu. Ein Vergleich mit Abb. 2.4 zeigt, dass bei abnehmender Mächtigkeit der zweiten Schicht, die Kurven (c) und (d) in die Kurven des Falles einer Schicht über dem Halbraum übergehen. Es ist nur gerechtfertigt mehr als eine Schicht zur Inversion zu verwenden, wenn dafür klare Inidzien in der ρ_a -Kurve vorliegen, die Messwerte also nicht anders erklärt werden können. In den Kurven (a) und (b) ist das eindeutig der Fall. Die Abbildung wurde dem Lehrbuch von Lowrie (1997) entnommen.

der P-Wellen Geschwindigkeit gleichen. Vielleicht sehen Sie in der Refractionsseismik nur wasserstauen-de Fels unter der wasserführenden Schicht, während sie Schlumberger-Sondierung eine starke Abnahme des

spezifischen Widerstandes bereits an der Oberkante des Grundwasserleiters anzeigen. Diskutieren Sie entsprechende Interpretationsmöglichkeiten anhand Ihrer eigenen Ergebnisse.

2.5 Fragen zur Selbstkontrolle

Die folgenden Fragen sollen als Orientierungshilfe zur Vorbereitung des Versuchs dienen. Die weitergehen-den, mit \diamond gekennzeichneten Fragen sollen zur Lektüre der Lehrbücher anregen. Sie können am Versuchstag mit dem Betreuer diskutiert werden. Sie sind nur dann aus-reichend auf den Versuch vorbereitet, falls Sie alle Fra-gen, die nicht durch \diamond gekennzeichnet sind, beantworten können.

- Welche Materialeigenschaft untersuchen wir mit geoelektrischen Messungen?
- In welchen Einheiten wird diese Größe angegeben? Wie ist diese Größe definiert?
- Wieso benutzen wir vier Elektroden bei der Mes-sung?
- \diamond Gibt es Messungen bei denen mehr oder weniger als vier Elektroden zugleich zum Einsatz kom-men?
- Wir bezeichnen zwei der Elektroden als *Strom-Elektroden* und zwei als *Potential-Sonden*. Warum?
- Welche physikalischen Größen messen wir? In welcher Beziehung stehen diese zur Materialei-genschaft?
- Was ist der Unterschied zwischen *Widerstand*, *spezifischem Widerstand* und *scheinbarem spezifischem Widerstand*? Welche dieser drei Größen ist eine Materialeigenschaft? In welchen Größenordnungen liegen die in der Natur vor-kommenden Werte?
- Wie ist die Stromdichte definiert?
- Wie ist die *spezifische Leitfähigkeit* definiert? Welche Einheit wird dafür benutzt?
- \diamond Was bezeichnet man als *Leitwert*? Wieso ist diese Größe nützlich?
- In welchem Zusammenhang stehen elektrische Spannung und elektrisches Potential?
- Vorausgesetzt, der Untergrund ist homogen: Wel-chen Einfluss hat der Elektrodenabstand dann auf den gemessenen Widerstand? Welchen Einfluss hat der Elektrodenabstand auf den scheinbaren spezifischen Widerstand?

- Vorausgesetzt, der Untergrund ändert seine Ei-genschaften nur mit der Tiefe (ebene Schichtung): Welchen Einfluss hat der Elektrodenabstand auf den scheinbaren spezifischen Widerstand. Wie ändert sich der Messwert, wenn wir alle Elektroden um den gleichen Betrag und in die gleiche Richtung versetzen.

- Was bezeichnet man als *Geometrie-Faktor*? Aus welchen Werten kann diese Größe berechnet wer-den? Ist sie vom Messwert abhängig?
- Bei einer Kartierung „wandert“ man mit konstan-ter Elektroden-Geometrie über das Gelände. An welchen Größen orientieren Sie sich beim Festle-gen des Elektrodenabstandes?
- Die folgenden Werte für $\rho_a(L/2)$ wurden bei einer Schlumberger-Sondierung gewonnen. Müssen zur Inversion ein, zwei oder drei Schich-ten über dem Halbraum verwendet werden?

$L/2$ (m)	ρ_a (Ωm)	$L/2$ (m)	ρ_a (Ωm)
1.5	104	15	534
2	142	30	569
2.5	177	40	449
3	208	50	380
4	275	60	321
5	320	75	242
6	371	100	166
8	461	125	135
10	492	150	122
12	491		

- Welche Störquellen können unsere Messwerte be-influssen?
- Welche natürlichen Quellen für Ströme und Span-nungen in der Erde gibt es?
- Das in den Geländeübungen verwendete Verfah-ren wird als *Gleichstrom-Geoelektrik* bezeichnet. Welche anderen elektromagnetischen Aufschluss-verfahren kennen Sie?
- Unsere Apparaturen arbeiten mit Wechsel-strömen, bzw. mit Strömen, die ein- und aus-geschaltet und umgepolt werden. Warum? Warum sprechen wir trotzdem von *Gleichstrom-Geoelektrik*?

- Wenn wir die Hammerschlag-Seismik als „aktive“ Methode bezeichnen, weil wir eine künstliche Quelle für das seismische Wellenfeld benutzen und die Gravimetrie als „passive“ Methode, weil sie ein natürlich vorhandenes Feld misst, wie würden Sie dann die Geoelektrik bezeichnen, so wie sie in den Geländeübungen betrieben wird?
 - Mit der Magnetik und Gravimetrie führen wir im einfachsten Fall eine Kartierung einer Anomalie durch, indem wir an mehreren Orten Messungen durchführen. Mit der Refraktionsseismik wird im einfachsten Fall eine Sondierung durchgeführt, bei der wir die Variation der Materialeigenschaften mit der Tiefe unter dem Profil bestimmen.
- Führen wir mit der Geoelektrik eine Kartierung oder eine Sondierung durch oder beides?
- Wie müssen Sie vorgehen, um mit einer einfachen 4-Pol-Apparatur einen Datensatz aufzuzeichnen, der für eine tomographische Auswertung geeignet ist? Wie werden dabei die Eigenschaften der Kartierung und Sondierung miteinander verknüpft?
 - Sind die Spannungs- oder die Stromelektroden empfindlicher für kleinräumige Heterogenitäten in Elektrodennähe? Welche Konsequenz sollte man für geoelektrische Sondierungen daraus ziehen, um systematische Fehler zu vermeiden? Welchen Grund gibt es, von dieser Regel abzuweichen?

2.6 Literaturverzeichnis

- Aster, R. C., B. Borchers und C. H. Thurber (2005). *Parameter Estimation and Inverse Problems*. Amsterdam, San Diego: Elsevier Academic Press.
- Berckhemer, H. (1990). *Einführung in die Geophysik*. Darmstadt: Wiss. Buchges.
- Kertz, W. (1969). *Einführung in die Geophysik I+II*. Mannheim: Bibliographisches Institut.
- Kirsch, R. und H. Borús (1998). „Abschätzung der Schutzfunktion von Grundwasserdeckschichten“. In: *DGG-Seminar: Umweltgeophysik*. FKPE, DGG. Neustadt/Weinstraße, Germany.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Parker, R. (1994). *Geophysical Inverse Theory*. Princeton University Press.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, Weinheim: Wiley.
- Ritter, J. R. R. (2005). *Seismische Tomographie*. Skriptum. Karlsruhe.
- Ritter, J. R. R., J. Bartlakowski, K.-P. Bonjer, T. Forbrig, O. Heidbach, C. Jäger, J. Mann, M. Spinner, B. Wawerzinek und F. Wenzel (2014). *Geophysikalische Laborübungen*. Skriptum. Karlsruhe.
- Schön, J. H. (1998). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. 2. Aufl. Bd. 18. *Handbook of Geophysical Exploration*. Oxford: Elsevier Science Ltd.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press.

Kapitel 3

Gravimetrie

Inhalt

3.1	Übersicht	3-2
3.1.1	Eigenschaften des Verfahrens	3-2
3.1.2	Was Sie lernen können	3-2
3.2	Grundlagen	3-3
3.3	Gravimeter	3-4
3.4	Versuchsdurchführung	3-5
3.4.1	Schweremessung	3-5
3.4.2	Bestimmung von Stationshöhen	3-6
3.4.3	Wiederholungsmessungen	3-7
3.5	Auswertung	3-8
3.5.1	Reduktionen	3-8
3.5.2	Bougueranomalie	3-12
3.5.3	Dichtebestimmung nach dem Verfahren von Nettleton und Jung	3-12
3.5.4	Dichtebestimmung über bekannte Störkörper	3-13
3.6	Wissenswertes zu GNSS	3-17
3.6.1	GPS-Signalstruktur	3-17
3.6.2	GPS-Streckenmessung und absolute GPS-Positionsbestimmung (AGPS)	3-17
3.6.3	Relative (Differenzielle) Auswertung (DGPS)	3-20
3.6.4	Fehlerquellen	3-20
3.7	Fragen zur Selbstkontrolle	3-21
3.8	Literatur	3-22

Abbildungsverzeichnis

3.1	Aufbau eines LaCoste-Romberg G-Gravimeters (LaCoste 1934). Abbildung modifiziert nach Tor- ge (1989, Fig. 6.41).	3-5
3.2	Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start am Ende.	3-8
3.3	Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start in der Mitte.	3-8
3.4	Versuchsanordnung für Sternmessung	3-8
3.5	Versuchsanordnung für Schleifenverfahren	3-8
3.6	Schwerewirkung eines Masselementes	3-11
3.7	Topographie und Bougerschweren beim Nettleton-Verfahren	3-14
3.8	Geometrie des Modells	3-14
3.9	Geometrie der Tunnelröhren	3-14
3.10	Schwereanomalie der Röhren	3-15
3.11	Verteilung der aktuell ca. 30 GPS-Satelliten auf sechs Bahnen. Die Flughöhe beträgt ca. 20.200 km, die Umlaufzeit ca. 11 h 58 min.	3-18

3.12 Sichtbare Satelliten am 27.4.2007	3-19
3.13 Code-basierte Positionsbestimmung (Laufzeitmessung).	3-19
3.14 Prinzip der Phasenmesseung.	3-19
3.15 Differenzbildung bei GPS	3-20

3.1 Übersicht

3.1.1 Eigenschaften des Verfahrens

Gemessen werden räumliche und zeitliche **Variationen der Schwerkraftbeschleunigung** sowie die **Lage der Messpunkte** (geographische Breite und Höhe über Bezugsniveau). Neben bekannten Einflüssen (Höhenabhängigkeit, Breitenabhängigkeit, Gezeiten, etc.) äußert sich darin die unbekannte, ortsabhängige **Massendichte** der Materialien unter der Erdoberfläche.

In der Übung werden **Hohlräume** im Untergrund (Autobahntunnel) oder im **Lockersediment eingebettete Gesteinskörper** (Basaltgang) untersucht. Bei der Rohstoffsuche (nicht in den Geländeübungen) werden **Salzstücke** erkundet, deren Dichte geringer ist, als die ihrer Umgebung. Im Gelände mit geneigter Oberfläche können Schweremessungen verwendet werden, um mit dem **Nettletonverfahren** die **mittlere Dichte** des Untergrundes zu bestimmen.

Die Schweremessungen werden nicht nur zur Kartierung verwendet, sondern **quantitativ ausgewertet**. Das heißt, es werden die **Ausdehnung** eines Störkörpers und/oder sein **Dichtekontrast** zur Umgebung bestimmt. In der Regel muss entweder der Dichtekontrast oder die Ausdehnung als **Vorinformation** vorliegen, um zu eindeutigen Ergebnissen zu gelangen. Die Auswertung erfolgt durch **Reduktion** der Messwerte und anschließende **Modellierung** der gemessenen Schwereanomalie. Das ist eine Form der **Inversion** durch Versuch und Irrtum. Unter Reduktion versteht man das Entfernen aller bekannten Anteile des Messsignals.

3.1.2 Was Sie lernen können

Um die eingangs (Abschnitt 1.1.1) formulierten Lernziele zu erreichen, sollten Sie sich in diesem Versuch speziell mit folgenden Überlegungen beschäftigen:

- Welche Untersuchungsobjekte können sich im Schwerkraftfeld der Erde äußern? Welche Fragestellungen können daher mit einer Schweremessung bearbeitet werden?

- Die Schwerkraftänderungen, die gemessen werden müssen, sind sehr klein. Das vom Untersuchungsobjekt erzeugte Signal ist oft viel kleiner als das Gesamtsignal. Wie groß ist die Schwerkraftvariation, die aufgrund des Untersuchungsobjektes erwartet wird, im Verhältnis zu den Schwerkraftvariationen aufgrund unterschiedlicher Höhe und geografischer Breite der Messpunkte oder aufgrund der Gezeiten? Wie genau müssen Sie die Höhe des Schweresensors bestimmen, um systematische Fehler klein genug zu halten? Wie genau muss das Gravimeter horizontiert werden?
- Welche Vorgehensweisen stehen Ihnen zur Verfügung, um bereits bei der Messung eine hinreichende Aussagekraft der Messwerte sicherzustellen? Ist es günstiger an vielen unterschiedlichen Messpunkten zu messen oder sollte lieber in der gleichen Zeit an weniger Messpunkten wiederholt gemessen werden?
- Um die kleinen Schwerkraftvariationen, die durch die Untersuchungsobjekte verursacht werden, durch Reduktion aus dem Gesamtsignal zu extrahieren, müssen die Messwerte auf mehrere Stellen genau sein. Die Messung muss mit größter Sorgfalt durchgeführt werden. Sie werden ganz praktisch und haptisch erfahren, was sorgfältiges Messen bedeutet. Notieren Sie sich alle Details und Auffälligkeiten während der Messung (z.B. Wechsel der ablesenden Person), um nach der Auswertung die Ursache von Störungen identifizieren zu können. Welche Genauigkeit der Messwerte können Sie erreichen?
- Bei der Inversion werden Sie die für Potentialverfahren übliche Mehrdeutigkeit beobachten. Die Messdaten können durch unterschiedliche Modelle erklärt werden. Wie äußern sich die Mehrdeutigkeiten konkret? Welche Möglichkeiten haben Sie, um damit umzugehen und trotz der Mehrdeutigkeit eine konkrete Aussage über das Untersuchungsobjekt zu machen?

3.2 Grundlagen

Der Sinn von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik ist die Suche oder Bestimmung von unbekannten Strukturen im Boden, die mit einem Dichteunterschied verbunden sind. Dies ist möglich (s. Skript zu den Laborübungen), da für die Gravitationsbeschleunigung $\vec{b}_a(\vec{r})$ an einem Messpunkt \vec{r} alle Massen (sowohl die der Erde, der Lufthülle als auch die im Weltall) nach ihrer Dichte $\rho(\vec{r}')$ und Entfernung $R = |\vec{r}' - \vec{r}|$ vom Messpunkt \vec{r} gewichtet, aufsummiert werden. Am Ort \vec{r} wirkt dann die Gravitationsbeschleunigung

$$\vec{b}_a(\vec{r}) = G \int_V \frac{\rho(\vec{r}')}{|\vec{r}' - \vec{r}|^3} (\vec{r}' - \vec{r}) dV' \quad (3.1)$$

mit der Gravitationskonstanten

$$G = 6,673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}. \quad (3.2)$$

Das Ergebnis dieser (nur theoretisch möglichen) Integration erhält man durch die Messung. Zu dieser reinen Gravitationsbeschleunigung kommen bei der Messung allerdings zusätzliche scheinbare Schwerewirkungen, wie z. B. die Zentrifugalbeschleunigung $\vec{z}(\vec{r})$ durch die Erdrotation hinzu. Die breitenabhängige Zentrifugalbeschleunigung ist der Gravitationsbeschleunigung entgegengesetzt; die Vektorsumme der beiden Beschleunigungsterme wird als Schwerkraftbeschleunigung bezeichnet:

$$\vec{g}_a(\vec{r}) = \vec{b}_a(\vec{r}) + \vec{z}(\vec{r}) \quad (3.3)$$

Die Schwerkraftbeschleunigung \vec{g} ist die mit einem Gravimeter messbare Größe. Gelegentlich treten noch weitere Trägheitskräfte z. B. bei Erdbeben auf.

Die absolute Schwerkraftbeschleunigung beträgt auf der Erde ungefähr

$$980 \text{ Gal} = 9,8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}. \quad (3.4)$$

Die Schwerkraftbeschleunigung wird in der Einheit Gal angegeben, die zu Ehren Galileis eingeführt wurde. Selbst die globalen Schwerkraftvariationen auf der Erdoberfläche sind verglichen mit dem Absolutwert recht gering. Die größten Schwerkraftanomalien betragen 300 mGal, das entspricht einer relativen Anomalie von 0,03 %. Die kleinen geologischen Störkörper, wie wir sie suchen, verursachen lokale Schwerkraftunterschiede, die noch viel geringer sind. Wir müssen Schwerkraftunterschiede von einigen 10 µGal messen. Um diese kleinen Anomalien aufzuspüren bedarf es sehr empfindlicher Gravimeter.

Für den absoluten Wert der Schwerkraft an der Hauptschule in Engen wurde der Wert $9,80722809 \pm$

$0,00000005 \text{ m/s}^2$ bestimmt. Moderne Absolutgravimeter erreichen eine Genauigkeit von bis zu $1 \mu\text{Gal}$, während stationär betriebene Relativgravimeter (zur Messung zeitlicher Schwerkraftänderungen) eine 1000-fach höhere Auflösung erreichen können. Absolutgravimeter arbeiten nach der Wurf-und-Fall- oder einfach Fallmethode, basieren auf Strecken- und Zeitmessungen. Relativgravimeter arbeiten nach dem Prinzip der Federwaage, wobei das modernste Gerät die Metall- bzw. Quarzfeder der klassischen Apparate durch ein von supraleitenden Spulen erzeugtes Magnetfeld zur Aufhängung der (ebenfalls supraleitenden) Probemasse ersetzt (Hersteller: GWR, San Diego). Bei Relativgravimetern spielt der absolute Schwerkraftwert keine Rolle; stattdessen messen sie mit höchster Präzision räumliche und zeitliche Schwerkraftunterschiede.

Räumliche Variationen der Schwerkraft spielen sich in folgenden Größenordnungen ab: Der Breiteneffekt (durch die Fliehbeschleunigung aufgrund der Erdrotation) beträgt zwischen Äquator und Polen ca. 5 Gal. Der Freilufteffekt (aufgrund der zunehmenden Entfernung vom Schwerpunkt der Erde) beträgt zwischen Meereshöhe und 8000 m (Himalaya) ca 2,5 Gal. Daher besteht der größte Schwerkraftunterschied auf der Erde zwischen dem Nordpol und dem Gipfel des Chimborazo in Ecuador. Wegen der Höhenabhängigkeit des Schwerkraftwertes ist zusätzlich zur Schwerkraftmessung eine genaue Erfassung der Stationshöhen unerlässlich. Dichtevariationen im Untergrund verursachen Effekte in der Größenordnung bis zu 10 mGal.

Die Schwerkraft variiert aber auch zeitlich. Die Gezeitenbeschleunigung von Sonne und Mond verursacht Variationen bis zu $150 \mu\text{Gal}$ auf ein Gravimeter, dass sich mit der Erdoberfläche mitbewegt (durch diese Kräfte wird die Erdoberfläche in Mitteleuropa zweimal täglich um bis zu 40 cm angehoben). Schwerkraftänderungen in der Größe einiger μGal werden durch die Verlagerung der Wassermassen der Ozeane durch die Gezeiten verursacht. Diese sind auch auf dem Festland messbar. Meteorologische Veränderungen der Luftdichte über dem Gravimeter, die beispielsweise beim Durchgang einer Kaltfront als Luftdruckänderung messbar ist, führen zu einer Veränderung der direkten Gravitationswirkung der Atmosphäre in der Größenordnung von ca. $0,4 \mu\text{Gal/hPa}$. Außerdem treten zeitliche Änderungen aufgrund von Änderungen der Zentrifugalkraft durch Polbewegung auf. Auch Grundwasserspiegel- und Bodenfeuchteschwankungen sowie rezente Krustenbewegungen können den Wert der Schwerkraftbeschleunigung an einem Ort zeitlich verändern. Seismische Bodenbewegungen, insbesondere Oberflächenwellen und Eigenschwingungen des ganzen Erdkörpers verändern die ge-

messene Schwerkraftbeschleunigung durch eine Vertikalschwingung des Erdbodens und durch überlagerte Inertialbeschleunigungen. Die Wirkung von Eigenschwingungen der Erde hat nach starken Erdbeben Amplitu-

den von ca. 50 nGal und (vermutlich durch Luftdruckschwankungen auf globaler Ebene) ständig angeregt von etwa 0.5 nGal.

3.3 Gravimeter

Feldgravimeter sind im Prinzip hochempfindliche Federwaagen, bei denen die Schwerkraft der Erde, deren Beschleunigungswerte gemessen werden sollen, durch eine Federkraft kompensiert wird. Mit solchen Gravimetern lassen sich nur Differenzen von Schwerkraftbeschleunigungen, keine absoluten Beträge messen.

Wegen der sehr hohen Auflösung dieser Geräte (die theoretische Messempfindlichkeit beträgt 0.01 mGal bzw. $1.0 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}^2$, also ein 10-Milliardstel des absoluten Schwerewertes) treten zahlreiche physikalische Nebeneffekte mit in Erscheinung, die die beabsichtigte Messwirkung (Auslenkung der an der Feder befindlichen Masse nur durch die Schwerkraft) stören.

So wird beispielsweise die Masse auch durch erdmagnetische Variationen oder durch Auftrieb bei Luftdruckschwankungen und vieles mehr ausgelenkt. Das sind geringe Einflüsse, die aber bei der hier geforderten Genauigkeit störend in Erscheinung treten. Deswegen sind die Gravimeter druckdicht gebaut und magnetisch abgeschirmt. Trotzdem ist auch bei der Messung selbst die notwendige Sorgfalt geboten, um mögliche störende Effekte auszuschalten. Zwar sind die Geräte von LaCoste-Romberg durch einen internen Thermostaten bis auf ein Hundertstel Grad temperaturstabilisiert, dennoch empfiehlt es sich, bei den Messungen die Geräte durch Feldschirme vor direkter Sonneneinstrahlung zu schützen, um zu vermeiden, daß Reststörungen Einfluß auf die Messungen haben.

So ist dieser Versuch eine gute Möglichkeit zu erfahren, wie wichtig Sorgfalt bei der Messung für die Qualität der Messergebnisse ist. Oft werden die interessierenden Anomalien nur durch sorgfältiges Messen überhaupt erkennbar.

Abbildung 3.1 zeigt das Schema eines LaCoste-Romberg G-Gravimeters. Als Gravimetermasse dient ein Wolfram-Klotz, der am Ende eines horizontalen Armes (beam) sitzt, der von einer Nulllängenfeder (zero-length spring) im Gleichgewicht gehalten wird. Eine solche Feder hat die Eigenschaft, dass die Rückstellkraft genau proportional zur Federlänge ist. Im entspannten Zustand hat die Feder theoretisch die Länge null. Diesen Zustand kann sie in der Praxis freilich nie erreichen. Man behilft sich damit, dass man vorgespannte Federn verwendet. Die Vorspannung entspricht dabei der kürzesten Länge, die die unbelastete Feder erreichen kann. Solche Federn können z.B. durch Umkremp-

eln einer Schraubenfeder hergestellt werden.

Die Geometrie der Aufhängung mit einer schräghängenden Nulllängenfeder kann theoretisch so abgeglichen werden, dass das Pendel in jeder Lage im indifferenten Gleichgewicht ist. Das ist anschaulich nicht sofort einsichtig, kann aber als Übungsaufgabe leicht nachgerechnet werden. Dazu muss das Momentengleichgewicht zwischen dem Drehmoment durch die Feder auf den Pendelarm und das Drehmoment durch die Schwerkraft formuliert werden. Bei einer kleinen Schwereänderung wird das Gleichgewicht bleibend gestört und das Pendel schlägt im Prinzip beliebig weit aus. Dadurch können Relativgravimeter extrem empfindlich sein. Praktisch wäre ein solches Gerät unbrauchbar, weil viel zu empfindlich. Daher stellt man bei realen Geräten ein kleines stabiles Gleichgewicht ein.

In der Ausgangslage ist das Pendel exakt horizontal ausgerichtet. Eine Auslenkung des Pendels aus der Horizontalen dient als Detektor für eine Schwereänderung. Der Wert der Änderung wird dadurch bestimmt, dass das Pendel am neuen Ort durch Drehen an der Messspindel wieder in die Ausgangslage gebracht wird. Dabei verstellt man den Aufhängepunkt der Feder so lange, bis das Pendel in die Mittellage zurückfindet, d.h. wieder horizontal ausgerichtet ist. Die Anzahl der dafür notwendigen Spindelumdrehungen ist proportional zur Schwereänderung.

Die Stoßdämpfungsfeder (Abb. 3.1) stellt einen beweglichen Drehpunkt für das Pendel dar, so dass jegliche Reibung im beweglichen System vermieden wird. Weil das Messsystem vollständig von Federn getragen wird, widersteht es theoretisch fast jedem Stoß, der nicht das gesamte Gehäuse zerstört. Trotzdem ist äußerste Vorsicht beim Messen mit den hochempfindlichen Geräten erforderlich! Ein kleiner Stoß bei der Messung kann zu einem Sprung führen, der die Messwerte in einen Teil vor und einen Teil nach dem Sprung teilt. Diese Messreihen können dann nicht mehr zusammengeführt werden und die gesamte Messung muss wiederholt werden. Außerdem schädigen häufige Stöße das Federsystem der Gravimeter.

Einen kritischen Einfluss auf die Konstanz der Gravimeterparameter hat die Temperatur; dabei spielen sowohl die Temperaturabhängigkeit der Federkonstanten k (thermoelastischer Koeffizient) und der Federlänge l (linearer Ausdehnungskoeffizient) eine Rolle. Zur

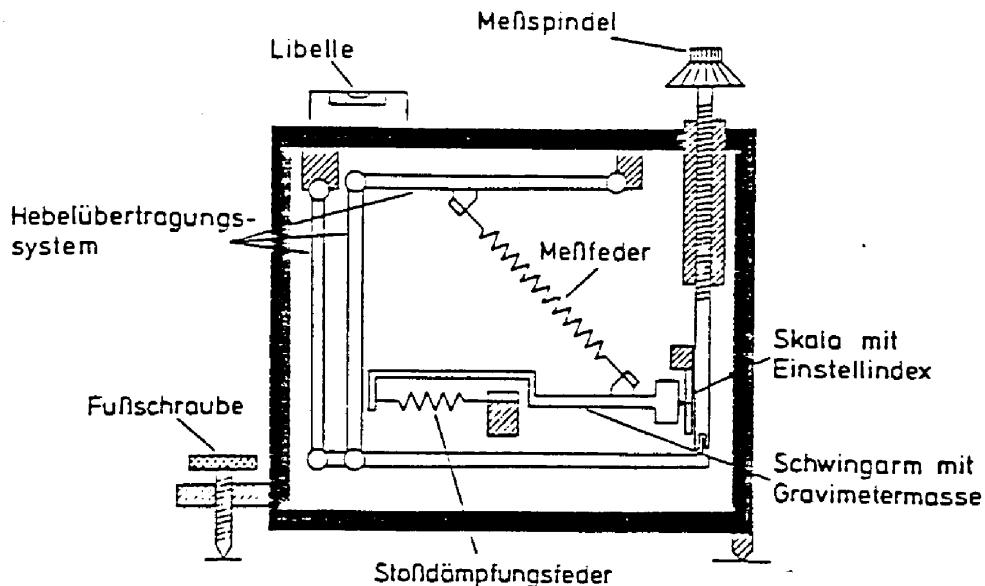


Abbildung 3.1: Aufbau eines LaCoste-Romberg G-Gravimeters (LaCoste 1934). Abbildung modifiziert nach Torge (1989, Fig. 6.41).

Reduzierung dieser Abhängigkeiten werden spezielle Elinvar-Legierungen für die Gravimeterfedern verwendet, und das Gravimetergehäuse wird thermisch isoliert. Zur Erreichung höchster Genauigkeiten wird bei den LaCoste-Romberg Gravimetern zusätzlich ein Thermostat mit einer Stabilität von $\pm 0.01^\circ\text{C}$ eingesetzt. Wegen der Thermostatisierung bei ca. 50°C wird das Gravimeter ständig von einer 12V Batterie versorgt, die während der Messung kontrolliert und gegebenenfalls (nach ca. 6 Stunden) gewechselt werden sollte. Zur Reduzierung weiterer Nebeneffekte wie Auftriebskräften und Störungen der Metallfeder durch das Erdmagnetfeld sind die LCR-Gravimeter druckdicht gebaut und

magnetisch abgeschirmt.

Geräte vom Typ G (Abb. 3.1) besitzen einen weltweiten Messbereich ($> 7000 \text{ mGal}$). Das heißt, dass alle auf der Erdoberfläche möglichen Schwereunterschiede ohne Messbereichsverstellung, also mit derselben Messfeder, gemessen werden können.

Seit ein paar Jahren kommen verstärkt Gravimeter der Fa. Scintrex in Gebrauch, die mit einem Quarz-Messsystem mit Nulllängenfeder und integrierter mikroprozessorgesteuerter Bedienungseinheit ausgestattet sind. Man kann z.B. die Gezeitenkorrektur direkt an den Messwerten anbringen lassen.

3.4 Versuchsdurchführung

3.4.1 Schweremessung

Im Messgebiet ist ein Punktfeld bzw. ein Profil so anzulegen, dass die zu erwartenden Schwereanomalien gut erfasst werden können. Im Zentrum der Anomalie sind dabei Punktabstände von 5 m bis 10 m, am Gebietsrand von 30 m bis 50 m vorzusehen.

Die relativen Schweremessungen werden mit einem Gravimeter des Typs LaCoste-Romberg (G) ausgeführt. Das Gravimeter wird auf einem Messpunkt unter Zuhilfenahme eines bodennahen Tellerstatis als zuerst in seine

korrekte Messstellung zur Lotrichtung eingestellt. Dazu sind die beiden senkrecht zueinander orientierten Libellen mit den drei Fußschrauben einzuspielen. Anschließend wird die Instrumentenhöhe gemessen. Erst wenn diese vorbereitenden Handgriffe abgeschlossen sind und das Gerät mechanisch nicht mehr bewegt wird, löst man die Arretierung des Messsystems (einige astasierende Quarzfedergravimeter besitzen keine solche Arretierung).

Machen Sie sich vor der Messung Gedanken, welche weiteren Sorgfaltmaßnahmen die Messung ver-

bessern könnten. So ist es beispielsweise notwendig, die Messspindel zum Einstellen immer in der gleichen Richtung zu bewegen, um den Einfluss eines im Übertragungsmechanismus vorhandenen *toten Gangs* auszuschließen. Der eigentliche Messvorgang besteht darin, dass man den Massearm (engl. beam), der mit einem Zeiger fest verbunden ist, über die Messfeder mit Hilfe einer Messspindel in genau horizontale Lage eingestellt (Nullmethode). Auf einer Skala, auf die die Bewegung des Gravimeterzeigers übertragen wird, ist diese horizontale Sollstellung markiert. Nach der Einstellung des Zeigers auf diesen Sollindex steht der Massearm exakt horizontal. Jetzt wird an Zählwerk und Messspindel die Ablesung vorgenommen und zusammen mit der Zeit im Messprotokoll festgehalten.

Der Zeitpunkt der Ablesung muss festgehalten werden, weil die zeitabhängigen Gravitationseinflüsse von Sonne und Mond, die in dem Ablesungswert enthalten sind, mit der sogenannten Gezeitenkorrektion eliminiert werden müssen.

Die Zählwerkseinheiten des Gravimeters werden mit Hilfe von Eichwerten in Einheiten der Beschleunigung im SI-System (m s^{-2}) überführt.

Mit der sogenannten Höhenkorrektur werden alle Gravimeterablesungen entsprechend der aktuellen Instrumentenhöhe auf das Niveau des Messpunktes reduziert. Die Instrumentenhöhe wird mit einem Zollstock unter Zuhilfenahme einer Wasserwaage als die Höhe des Beams (Strich auf Gravimetergehäuse) gegenüber dem Messpunkt auf dem Boden bestimmt. Diese Korrektur gehört unmittelbar zur Messung, da sie spezifische Geometrien bei der Messung aus den Messwerten eliminiert und so eine von der Messung unabhängige Auswertung ermöglicht. Sie ist wohl zu unterscheiden von der Niveau- und Plattenreduktion bei der Auswertung, bei denen ja auch der Einfluss der Höhe berücksichtigt wird. Die Höhenkorrektur ergibt sich als Produkt aus Instrumentenhöhe und vertikalem Schweregradienten dg/dH .

Während der Messungen ist auf gut einspielende Libellen zum Zeitpunkt der Ablesung, auf minutengenaue Zeiterfassung und Messung der Instrumentenhöhe zu achten. Für jede Ablesung sind zwei Einstellungen des Sensors auf die *reading line* vorzunehmen. Für die Drifterfassung und -korrektur muss auf einigen Punkten in einem Zeitabstand von mindestens einer Stunde ein zweites Mal gemessen werden.

Für die Berechnung der Oberflächenschweregewichte sind die Ablesungen zunächst aus Skaleneinheiten in Beschleunigungseinheiten ($10^{-5} \text{ m s}^{-2} = 1 \text{ mGal}$) mit Hilfe von Eichwerten umzuwandeln. Danach werden Höhen- und Gezeitenkorrekturen angebracht. Es folgt die Driftbestimmung und ggf. eine Driftkorrektur. Dies alles ist noch Bestandteil der Messung, nicht der Auswertung.

3.4.2 Bestimmung von Stationshöhen

Für die Auswertung der Messung ist es notwendig, die Stationshöhen zu erfassen. Im Folgenden werden verschiedene Verfahren vorgestellt, mit deren Hilfe sich die Stationshöhen bestimmen lassen:

Nivellement

Das klassische Verfahren die Höhendifferenz zwischen zwei Messpunkten zu bestimmen, ist das *Nivellement*. Bei großen Höhendifferenzen übersteigt der zeitliche Aufwand für das Nivellement schnell den Aufwand für die Schweremessung. Da damit auch der Zeitrahmen der Geländeübungen gesprengt werden würde, werden wir dieses Verfahren nicht anwenden! Dennoch soll hier kurz das Prinzip beschrieben werden.

Mit einem horizontal ausgerichteten und nur horizontal drehbaren Fernrohr (Nivellierinstrument auf einem Stativ) wird zunächst eine auf dem hinteren Messpunkt stehende Nivellierlatte angezielt und abgelesen (Rückblick). Dann wird die Nivellierlatte auf dem nächsten Messpunkt (ggf. ein reiner Wechselpunkt) vor dem Fernrohr (Vorblick) angezielt und abgelesen. Die Differenz Rück- minus Vorblick ergibt dann den Höhenunterschied der beiden Lattenstandpunkte. Auf diese Art werden, fortschreitend vom Anfangspunkt bis zum Endpunkt des Nivellements, alle einzelnen Höhenunterschiede bestimmt. Als Summe der einzelnen Höhenunterschiede ergibt sich der Gesamthöhenunterschied, der zur Kontrolle des Nivellements dient. Die Nivellierlatte muss stets exakt vertikal aufgestellt werden (Dosenlibelle!). Zum Stabilisieren der Latte empfehlen sich zwei gekreuzte Fluchtstangen.

Das Nivellement bietet die genaueste Art der Höhenbestimmung, ist aber auch mit hohem Zeitaufwand verbunden.

Tachymetrie

Etwas ungenauer als das Nivellement, aber für gravimetrische Zwecke ausreichend, ist die Höhenbestimmung mit einer *Totalstation* (z.B. Wild TC500), einer Kombination aus traditionellem Tachymetertheodolit und elektronischem Entfernungsmeßgerät. Dieses Gerät wird zunächst auf das Stativ aufgeschraubt und, nach fester Aufstellung des Stativs, horizontiert (wegen eines eingebautem Kompensators genügt die grobe Horizontierung mittels Dosenlibelle). Nun misst das Gerät, je nach Tastendruck am Keyboard, elektronisch den Höhenwinkel und/oder den Höhenunterschied und/oder die (horizontale oder schräge) Strecke zum jeweiligen Zielpunkt. Auf dem einzumessenden Punkt muss dazu

von einem Helfer ein Prisma aufgestellt werden (Stabstativ mit Dosenlibelle!), welches einen Lichtstrahl aus dem Laser der Totalstation direkt auf die Totalstation zurück reflektiert (Katzenauge-Effekt). Das Messprinzip beruht auf der Infrarontfernungsmeßung. Durch Wiederholung des Messvorgangs wird die Genauigkeit der Messung validiert. Die Messergebnisse werden auf einem Display angezeigt.

Auch hier kann man wieder durch Anzielen verschiedener Punkte deren Höhenunterschiede untereinander bestimmen; die Position der Totalstation kann dabei beliebig (aber gewählt zweckmäßig!) sein.

Höhenmessung mit GNSS

Seit einigen Jahren besteht auch die Möglichkeit, mit GNSS (engl. Global Navigation Satellite Systems, z. B. GPS: engl. Global Positioning System) die Höhdifferenz zwischen (auch weit voneinander entfernten) Messpunkten in wenigen Minuten mit einer Ungenauigkeit von 2 cm oder besser zu bestimmen. Im Folgenden wird dieses satellitengeodätische Messverfahren am Beispiel von GPS erläutert. Zur Gewährleistung der o.g. Genauigkeit wird eine lokale ortsfeste Basisstation errichtet. (Differentielles GPS, siehe auch *Realtime Kinematic GPS*.) Diese Basisstation empfängt GPS-Signale und strahlt diese via Funk (ca. 433.1 MHz) ungerichtet (Radius ca. 5 km) ab.

Eine weitere GPS-Ausrüstung - Rover genannt - wird von Profilpunkt zu Profilpunkt bewegt. An den Profilpunkten sind neben GPS-Daten ebenso die per Funk übermittelten GPS-Daten der Basisstation verfügbar und können verarbeitet werden. Durch Differenzbildung können in Echtzeit atmosphärische Einflüsse auf die Laufzeit der GPS-Signale vom Satelliten zum Empfänger reduziert werden (siehe Differentielles GPS, DGPS). Die Qualität der GPS-Daten der Basisstation ist somit grundlegend für die Rover-Resultate.

Als Alternative zur Basisstation kann einer der deutschlandweit verfügbaren Satellitenpositionierungsdienste (z. B. *SAPOS*, *axoi-net*) verwendet werden. Auf der Basis eines Netzwerkes von fest installierten Referenzstationen berechnen die Positionierungsdienste Korrekturwerte für das jeweilige Messgebiet und übermitteln diese via Internet oder Mobilfunk an den Rover. Die Qualität der Korrekturwerte ist nur unwesentlich schlechter als bei Verwendung einer eigenen Basisstation. Bei dieser Variante entfällt also der logistische Aufwand für die lokale Basisstation, allerdings sind die Dienste für kommerziell arbeitende Vermessungsbüros kostenpflichtig. In den Geländeübungen kommen je nach Verfügbarkeit der GPS-Ausrüstungen beide Varianten zum Einsatz.

Da es sich bei GPS um ein globales System han-

delt, welches zu jeder Zeit und an jedem Ort Messpunkte, die sich in der Nähe oder auf der Erdoberfläche befinden, räumlich festlegt, wurde als Koordinatensystem das Geodätische Weltsystem WGS 84 gewählt. Das WGS 84 ist ein dreidimensionales, kartesisches, geozentrisches Bezugssystem. Für praktische Anwendungen (z.B. Geophysikalische Geländeübungen) müssen diese Ergebnisse deshalb mit Standardformeln in lokale Systeme - üblicherweise getrennt nach Lage (2D) und Höhe (1D) - umgerechnet werden.

Differentielle GPS-Messungen sind auf sehr langen Profilen das zeitsparende Verfahren zur Bestimmung der Höhdifferenzen. Allerdings reicht die Genauigkeit nur knapp aus; für höchste Ansprüche müssen weiterhin Nivellement oder Tachymetrie eingesetzt werden. Unbedingte Voraussetzung für das GPS-Verfahren ist die Horizontfreiheit. Abschattungen durch Bäume, Häuser, Berge o.ä. müssen vermieden werden.

Weiterführende Informationen zu GPS sind in Kap. 3.6 zu finden.

3.4.3 Wiederholungsmessungen

Gravimeter messen im allgemeinen nicht driftfrei. Deshalb sind alle Gravimetermesswerte für Drift oder Gang zu korrigieren. Die gravimetrischen Messverfahren (s.u.) sind so konzipiert, dass die Drift des Gravimeters erfasst und aus den Messungswerten eliminiert werden kann.

Profilmessung

Die Messungen erfolgen von einem Ende des Profils ausgehend (Abb. 3.2). Die Messpunkte werden in der Folge

SP1 - SP2 - SP3 - SP4 - SP5 - SP5 - SP4 -
SP3 - SP2 - SP1

aufgesucht. Es wird jeweils eine Ablesung mit einer (oder mehrerer) Wiederholungsbablesung durchgeführt.

Die Bestimmung eines einzelnen Schwereunterschiedes ist ein Sonderfall davon. In diesem Fall erfolgen die Ablesungen in der Reihenfolge

SP1 - SP2 - SP2 - SP1

Beginnt die Messung in der Mitte des Profils (Abb. 3.3), so erfolgen die Ablesungen der Reihe nach an den Punkten in der Abfolge

SP3 - SP4 - SP5 - SP5 - SP4 - SP3 - SP2 -
SP1 - SP1 - SP2 - SP3.

Durch die dreifache Messung auf SP3 ist eine günstigere Drifterfassung möglich, als bei der Messung von einem Ende aus.

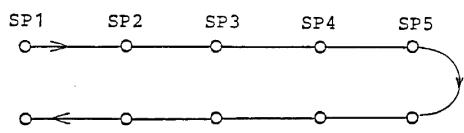


Abbildung 3.2: Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start am Ende.

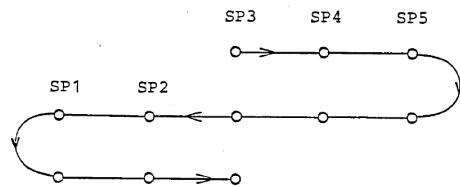


Abbildung 3.3: Lineares Profil. Messpunktfolge bei Start in der Mitte.

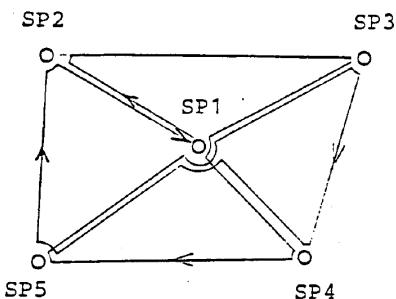


Abbildung 3.4: Versuchsanordnung für Sternmessung

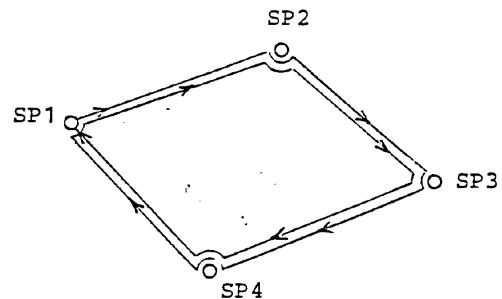


Abbildung 3.5: Versuchsanordnung für Schleifenverfahren

Sternmessung

Bei der Sternmessung (Abb. 3.4) erfolgen die Ablesungen in der Punktfolge

SP1 - SP2 - SP3 - SP1 - SP4 - SP5 - SP1 -
SP3 - SP4 - SP1 - SP5 - SP2 - SP1.

Der Vorteil dieser Einteilung ist die sehr gute Drifterfassung über die fünffache Messung auf dem Punkt SP1. Damit ist eine hohe Messgenauigkeit erreichbar. Dafür ist der Messaufwand deutlich höher als bei der Profilmessung

Schleifenverfahren

Beim Schleifenverfahren (Abb. 3.5) erfolgen die Ablesungen in der Punktfolge

SP1 - SP2 - SP3 - SP4 - SP1 - SP2 - SP3 -
SP4 - SP1.

Aufgrund der dreifachen Beobachtung auf SP1 ist auch hier eine gute Drifterfassung gegeben.

3.5 Auswertung

3.5.1 Reduktionen

Um aus den gemessenen Schwereunterschieden auf (unbekannte) Dichteunterschiede im Untergrund schließen zu können, müssen zunächst alle bekannten Ursachen für Schwereunterschiede aus den Messwerten eliminiert werden. Diesen Vorgang nennt man Reduktion der Schwerewerte.

Reduktionen während der Messung

Instrumentenhöhe: Bei jeder Schweremessung wird die Instrumentenhöhe, d.h. die Höhe der Probemasse im Gravimeter über dem Bodenpunkt gemessen.

Mit Hilfe des Vertikalgradienten der Normalschwere (-0.3086 mGal/m) wird anschließend der Messwert auf den Bodenpunkt reduziert. Damit erhält man vergleichbare Messwerte, wenn der Punkt ein zweites Mal besetzt wird oder mit mehreren Gravimetern gearbeitet wird.

Gezeitenreduktion: Die bekannten zeitlichen Variationen der Schwere aufgrund der Gezeitenkräfte von Sonne und Mond werden ebenfalls noch im Gelände unmittelbar im Anschluss an eine Messung entfernt. Dadurch werden Messwerte, die zu unterschiedlichen Zeiten auf identischen Punkten erhoben worden sind, mit-

absolute bzw. relative Bougeranomalie:	Δg_{aB} bzw. Δg_B
absoluter bzw. relativer Oberflächenschwerewert:	g_a bzw. g
Geländereduktion (Summe partieller Massenwirkungen):	δg_G
Bougersche Plattenreduktion:	$\delta g_P = 0.0419 \cdot H \cdot \rho \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2} \text{ kg}^{-1}$
Niveaureduktion:	$\delta g_{Niv} = -0.3086 \cdot H \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$
Breitenreduktion (auf der geogr. Breite des Messgebiets):	$\delta g_{Lat} = 8.2 \cdot L \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-2}$

$\gamma_0 = 978032.677(1 + 0.00527904 \sin^2 \Phi + 0.00002327 \sin^4 \Phi) 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$	(3.5)
Normalschwerewert:	γ_0
lokal gültige Bodendichte:	ρ [$\rho = 1 \text{ kg m}^{-3}$]
Höhe über Referenzniveau:	H [$H = 1 \text{ m}$]
geographische Breite:	Φ
Abstand zur geogr. Breite des Referenzpunktes:	L [$L = 1 \text{ m}$]

Tabelle 3.1: Größen, die für die Auswertung der Schweremessungen benötigt werden.

einander vergleichbar. Man erhält so die Möglichkeit, noch während der Messungen die Geräteldrift zu beurteilen und evtl. Fehlmessungen wiederholen zu können.

Graphische Driftbestimmung

Die Drift oder der Gang eines Gravimeters wird hauptsächlich durch äußere oder innere mechanische oder thermische Beeinflussungen des äußerst empfindlichen Messsystems verursacht. Die meisten Gravimeter sind deshalb thermostatisiert. Gravimeter müssen grundsätzlich sehr sorgsam transportiert werden. Bei Transporten in Fahrzeugen werden Gravimeter daher meist gefedert gelagert.

Die Drift ist eine durch die genannten Störeinflüsse verursachte Nullpunktverschiebung der Gravimetermessskala gegen die absolute g -Skala.

Die Erfassung der Drift kann durch wiederholtes Messen auf identischen Punkten erfolgen. Ist auf mehreren Punkten jeweils mehr als einmal beobachtet worden, so ergibt sich für diese Punkte je eine individuelle Driftkurve. Unter Beachtung dieser individuellen Driftkurven zeichnet man eine vermittelnde Gesamtdriftkurve („gewählte mittlere Drift“) für alle Beobachtungen.

Für Präzisionsschweremessungen misst man gleichzeitig (parallel) mit mehreren (bis zu vier) Gravimetern. Auf diese Weise erhält man zusätzliche Information über die Größen systematischer, gerätespezifischer Messfehler.

Schwerereduktionen

Mit der Bestimmung des Geräteganges ist der eigentliche Messvorgang abgeschlossen und es liegt der gemessene Oberflächenschwerewert vor. Neben der gesuch-

ten Information über Dichtevariationen im Untergrund enthält dieser Messwert eine Reihe von Effekten, die vor der geophysikalischen Interpretation vom Messwert abgezogen werden müssen (Reduktionen).

Geländereduktion: Korrektur der Schwerkraft von Abweichungen der Geländeoberfläche von der Niveaufläche des Beobachtungsortes. Dabei wird das Gelände ausgehend von einem DGM durch geeignete Massenkörper approximiert (siehe 3.2.4). Der Geländeefekt verringert den Schwerewert (die Korrektur vergrößert also den Messwert).

Niveaureduktion: Korrektur der bekannten Schwereunterschiede aufgrund der unterschiedlichen Höhen der Messpunkte über einer gewählten Referenzfläche (Referenzniveau). Mit zunehmender Höhe über dem Referenzniveau verringert sich der Messwert:

$$\delta g_{Niv} = -0.3086 \cdot H \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2} \quad (3.6)$$

Dabei ist H die Höhe über dem Referenzniveau, $-0.3086 \text{ mGal/m} = -0.3086 \cdot 10^{-5} \text{ m/(s}^2 \cdot \text{m})$ der numerische Wert des Vertikalgradienten der Normalschwere, d.h. der bekannte Schwerewert auf einem kugelförmigen oder ellipsoidischen Erdmodell. Die Niveaureduktion wird oft auch als Freiluftreduktion bezeichnet

Bouguerreduktion: Korrektur der Schwerkraft von bekannten Massen zwischen der Referenzfläche und dem Messpunkt. Der Einfluss dieser Massen vergrößert den Messwert. Für eine einfache, unendlich weit ausgedehnte Platte gilt:

$$\delta g_P = 2\pi \rho GH \quad (3.7)$$

Breitenreduktion: Korrektur der bekannten räumlichen Schwereunterschiede aufgrund der breitenabhängigen Zentrifugalbeschleunigung durch die Erdrotation. Mit zunehmender Breite vergrößert sich der Schwerewert. Der Korrekturwert kann mit Hilfe der Normalschwereformel (siehe Tab. 3.1) berechnet werden.

Der Einfluss topographischer Massen

In diesem Abschnitt wird eine allgemeine Formel für die Gravitationswirkung eines begrenzten Körpers angegeben. Diese Formel kann dann für die Bouguerreduktion oder die Geländereduktion spezialisiert werden. Für die Herleitung wird das Konzept des Schwerepotentials U verwendet, das über

$$\vec{g}(\vec{r}) = -\vec{\nabla}U(\vec{r}) \quad (3.8)$$

mit der Schwerebeschleunigung \vec{g} zusammenhängt.

Die Masse eines infinitesimalen Elements (Abb. 3.6) ist

$$dm = \rho r d\alpha dr dz \quad (3.9)$$

und der Abstand e vom Beobachtungspunkt P ist

$$e = \sqrt{r^2 + z^2}. \quad (3.10)$$

Das Potential des Massenelementes dm am Messpunkt P ist dann

$$u(P) = G \frac{dm}{e} = G\rho \frac{r d\alpha dr dz}{\sqrt{r^2 + z^2}}. \quad (3.11)$$

Das Potential des ganzen Körpers mit konstanter Dichte ρ ist dann

$$U = G\rho \int_{\alpha=0}^{\Delta\alpha} \int_{r_1}^{r_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{r}{\sqrt{r^2 + z^2}} dz dr d\alpha \quad (3.12)$$

$$= G\rho \Delta\alpha \int_{r_1}^{r_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{r}{\sqrt{r^2 + z^2}} dz dr \quad (3.13)$$

$$= G\rho \Delta\alpha \left(\int_{z_1}^{z_2} \sqrt{r_2^2 + z^2} dz - \int_{z_1}^{z_2} \sqrt{r_1^2 + z^2} dz \right). \quad (3.14)$$

Die praktisch relevanten Störkörper führen nur zu kleinen Abweichungen der lokalen Lotrichtung (Richtung der Schwerebeschleunigung) von der regionalen Lotrichtung (Richtung unserer z -Achse). Man kann daher

$$|\vec{g}| \approx g_z = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad (3.15)$$

nähern. Dabei ist $|\vec{g}|$ die bei der Messung untersuchte Größe und g_z wird nun berechnet. Da allgemein

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\int_{z_1}^{z_2} f(z) dz \right) = \left[f(z) \right]_{z_1}^{z_2} \quad (3.16)$$

gilt, erhält man schließlich

$$g_z = G\rho \Delta\alpha \left(\sqrt{r_1^2 + z_2^2} - \sqrt{r_1^2 + z_1^2} - \sqrt{r_2^2 + z_2^2} + \sqrt{r_2^2 + z_1^2} \right). \quad (3.17)$$

Die praktisch relevanten Spezialfälle davon sind:

1. Die Bouger-Platte ist eine seitlich unendlich ausgedehnte Platte der Dicke H . In Gl. (3.17) setzt man $r_1 = 0$, $r_2 \rightarrow \infty$, $z_1 = 0$, $z_2 = H$ und $\Delta\alpha = 2\pi$ und erhält damit

$$g_{z,2\pi} = \delta g_P \quad (3.18)$$

$$= 2\pi G\rho H \quad (3.19)$$

$$= 0.0419 \cdot 10^{-5} \rho H \frac{\text{cm}^3}{\text{gs}^2} \quad (3.20)$$

also

$$\delta g_P = 4.19 \cdot 10^{-10} \rho H \frac{\text{N m}^2}{\text{kg}^2}. \quad (3.21)$$

2. Für eine Geländereduktion zerlegt man die Geländemasse in viele kleine Körper mit $z_1 = 0$ und $z_2 = \Delta H$ und damit

$$g_{z,\Delta\alpha,\Delta r} = \delta g_{G,\Delta\alpha,\Delta r} \quad (3.22)$$

$$= G\rho \Delta\alpha \left(\sqrt{r_1^2 + \Delta H^2} - r_1 - \sqrt{r_2^2 + \Delta H^2} + r_2 \right). \quad (3.23)$$

Den Gesamteffekt erhält man als Summe

$$\delta g_{G,\text{gesamt}} = \sum_{\Delta r} \sum_{\Delta\alpha} \delta g_{G,\Delta\alpha,\Delta r} \quad (3.24)$$

über die einzelnen Teilkörper.

Der Einfluss topographischer Massen verringert den Schwerewert. Befinden sich die Massen oberhalb des Gravimeters (Berge), zeigt g_z nach oben, d.h. entgegengesetzt zur Schwerebeschleunigung. Täler verringern den Schwerewert ebenfalls durch den Einfluss fehlender Massen unterhalb des Gravimeters. Man kann diesen Effekt in analoger Weise berechnen, indem die Täler mit Körpern negativer Dichte „aufgefüllt“ werden. Die Geländereduktion kann daher insgesamt eingeführt werden als:

$$\delta g_G = -\delta g_{G,\text{gesamt}}. \quad (3.25)$$

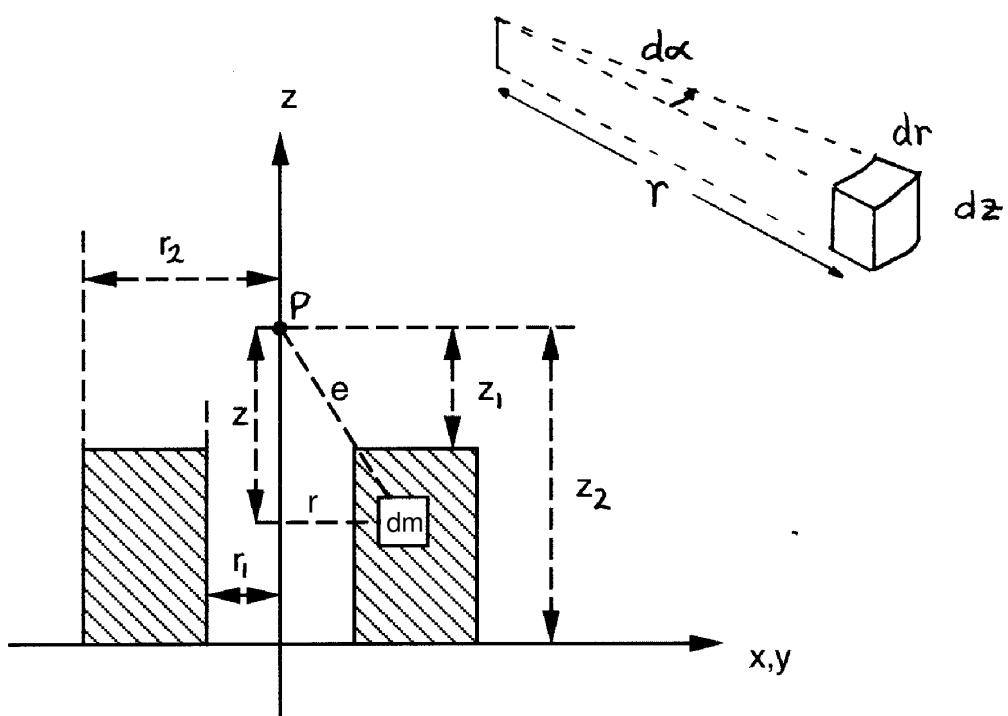


Abbildung 3.6: Schwerewirkung eines Masselementes. Ein Masselement in Zylinderkoordinaten (oben). Ein Schnitt durch den Torus veranschaulicht die Integrationsgrenzen (unten). Das Masselement dm hat den Abstand r zur Symmetriechse und den Abstand e zum Messpunkt P .

3.5.2 Bougueranomalie

In der Auswertung werden die Oberflächenschweregewerte g mittels Gelände-, Freiluft- und Plattenreduktion auf ein Referenzniveau reduziert. Das Referenzniveau ist genau jenes, auf das sich die Höhenwerte H beziehen, die in die Freiluft- und Plattenreduktion eingeführt werden und die per Nivellement, Tachymetrie oder GPS ermittelt wurden. Für die Wahl des Referenzniveaus gibt es verschiedene Möglichkeiten. Liegen absolute Schwerewerte vor (durch Verwendung eines Absolutgravimeters oder Anschluss relativer Messungen an einen oder mehrere Punkte, deren absolute Schwerewerte bekannt sind), bieten sich geodätische Referenzniveaus wie das Erdellipsoid, das Geoid oder auch das Quasigeoid an. Die Auswahl eines dieser Referenzniveaus hängt von dem verwendeten System ab, in dem die Höhen bestimmt wurden. Amtliche Höhensysteme, die z.B. in topographischen Karten verwendet werden, beziehen sich auf das Geoid oder das Quasigeoid; mit GPS bestimmte Höhen beziehen sich dagegen auf das Erdellipsoid.

Nach Abzug des Normalschwereanteils γ_0 (siehe Tabelle 3.1) erhält man die Bougueranomalie für absolute Messwerte:

$$\Delta g_{aB} = g_a - \delta g_G - \delta g_P - \delta g_{Niv} - \gamma_0. \quad (3.26)$$

In den Geländetübingen werden wir jedoch nur relative Messungen durchführen, die nicht an absolut bekannte Punkte angeschlossen werden. Nach Abschluss der Messungen werden deshalb sehr genaue Schwereunterschiede zwischen den Messpunkten vorliegen. Die Zahlenwerte der einzelnen Messungen sind jedoch nicht von Belang, d.h. ein beliebiger konstanter Betrag kann von allen Messwerten abgezogen oder zu allen Messwerten hinzu addiert werden. Daher macht es auch keinen Sinn, sich auf eins der o.g. Referenzniveaus zu beziehen. Es kann stattdessen ein willkürliches Referenzniveau festgelegt werden, z.B. könnte dem am niedrigsten gelegenen Messpunkt die Höhe 0 zugeordnet werden. Die Bougueranomalie für den relativen Fall lautet

$$\Delta g_B = g - \delta g_G - \delta g_P - \delta g_{Niv} - \delta g_{Lat}. \quad (3.27)$$

Die Größen, die für die einzelnen Reduktionen benötigt werden, sind in Tab. 3.1 angegeben.

Für die Berechnung der Breitenreduktion δg_{Lat} leitet man die Formel für die Normalschwere γ_0 ab und bricht nach dem ersten Term ab. Wenn das Messprofil eine nur geringe Breitenausdehnung hat, lässt sich die Berechnung vereinfachen, indem man die mittlere geographische Breite des Messgebiets und den Zusammenhang zwischen Breitenänderung und Distanz an der Erdoberfläche in die Ableitung eingesetzt. Dies ergibt bei der

Breite von 48° einen Breiteneffekt von $+0.82 \mu\text{Gal}/\text{m}$ in Nord-Richtung. Den Zahlenfaktor für die Freiluftkorrektur δg_{Niv} kann man (vereinfacht!) berechnen, indem man die Gravitationswirkung der im Erdschwerpunkt vereinigt gedachten Masse der Erde in der Entfernung von 1 Erdradius in radialer Richtung ableitet. Dieser sog. Vertikalgradient der Normalschwere ist negativ, da die Schwere mit zunehmender Entfernung vom Erdmittelpunkt abnimmt.

Das Vorzeichen der in die Bougueranomalie eingehen Korrekturterme wird in der Literatur leider sehr unterschiedlich gehandhabt. In diesem Skript gehen wir von dem Ansatz aus, dass der Oberflächenschwerewert g eine Reihe zusätzlicher Effekt enthält, die vor einer Interpretation im Hinblick auf Dichtevariationen im Untergrund abgezogen werden müssen. Deshalb treten in Gl. 3.26 und 3.27 nur Subtraktionen auf. Da einige der Effekte negativ eingeführt wurden (δg_{Niv} und δg_G), führt die Reduktion in diesen Fällen zu einer Vergrößerung des Messwertes \bar{g} .

3.5.3 Dichtebestimmung nach dem Verfahren von Nettleton und Jung

Das Nettleton Verfahren erlaubt die näherungsweise Bestimmung der Dichte eines topographisch ausgezeichneten Körpers (z.B. Moräne, Vulkankegel etc.) durch Gravitationsmessungen. Legt man ein Gravimetrieprofil über diesen Körper, dann besteht wegen des Terms δg_P in Gl. 3.27 eine Korrelation zwischen der Bougueranomalie und den topographischen Höhen der Messpunkte. Diese Korrelation verschwindet bei Wahl der richtigen Dichte für den Körper. Eine Voraussetzung für die Anwendung des Verfahrens ist, dass die Dichte des Untergrundes lateral nicht variiert. Ob diese Voraussetzung erfüllt ist, ist a priori nicht sicher. Es gibt allerdings Indizien, die auf eine Verletzung dieser Hypothese hinweisen, so dass dies nach der Messung erkannt und eine Fehlinterpretation vermieden werden kann.

Gemessen wird die Schwere g_i und die Stationshöhe H_i an mehreren, im Gelände verteilten Punkten i . Während der Messung wird die Instrumentendrift durch wiederholte Messung an der Basisstation erfasst und zusammen mit den Gezeiteneffekten aus den Daten entfernt. Bei der Auswertung wird zunächst die Freiluftanomalie Δg_F berechnet, in der die Bouguerreduktion noch nicht durchgeführt wurde:

$$\Delta g_{F,i} = g_i - \delta g_{G,i} - \delta g_{Niv,i} - \delta g_{Lat,i} \quad (3.28)$$

Die Bougueranomalie ist demnach:

$$\Delta g_{B,i} = \Delta g_{F,i} - \delta g_{P,i}. \quad (3.29)$$

Das Nettletonverfahren nutzt den Umstand, dass die Dichte ρ und die Geländehöhe H in die Berechnung der Bougueranomalie eingehen. Damit ist Δg_B mit der Stationshöhe korreliert solange nicht die richtige Dichte für die Reduktion δg_P verwendet wurde.

Der Korrelationskoeffizient von Bougueranomalie und Stationshöhe ist gegeben durch

$$r = \frac{\sum_i (\Delta g_{B,i} - \bar{\Delta g}_B)(H_i - \bar{H})}{\sqrt{\sum_i (\Delta g_{B,i} - \bar{\Delta g}_B)^2} \sqrt{\sum_i (H_i - \bar{H})^2}}. \quad (3.30)$$

Wenn Δg_B mit der korrekten Dichte ρ berechnet wurde, ist der Korrelationskoeffizient r zwischen Bougueranomalie und Höhe = 0, d.h. der Zähler in Gleichung 3.30 ist = 0.

Mit $\Delta g_B = \Delta g_F - \rho bH$ und $b = 2\pi G = 0,0419 \cdot 10^{-5} \text{ g}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-2}$ gilt dann:

$$\sum_i (\Delta g_{F,i} - \bar{\Delta g}_F - \rho b(H_i - \bar{H}))(H_i - \bar{H}) = 0 \quad (3.31)$$

oder nach ρ aufgelöst:

$$\rho = \frac{\sum_i (\Delta g_{F,i} - \bar{\Delta g}_F)(H_i - \bar{H})}{b \sum_i (H_i - \bar{H})^2}. \quad (3.32)$$

Damit lässt sich ρ mit Hilfe der Freiluftanomalie rechnerisch bestimmen. Gleichung 3.32 hat die Form eines Regressionskoeffizienten. Trägt man die Freiluftanomalie Δg_F (entspricht der Bougueranomalie mit einer Dichte $\rho = 0$) als Funktion der reduzierten Höhe bH auf, so lässt sich die Dichte ρ auch graphisch aus der Steigung der Geraden bestimmen.

Mit dem so errechneten Dichtewert sollte nun nochmals überprüft werden, ob die Voraussetzungen für das Nettleton-Verfahren erfüllt sind. Dazu wird die Bougueranomalie $\Delta g_{B,i}$ berechnet und zusammen mit der Stationshöhe H_i entlang von Profilen über der Profilkordinate x_i graphisch aufgetragen (Abb. 3.7). Bougueranomalie und Höhe sollten nicht nur insgesamt, sondern auch innerhalb von größeren Teilgebieten entkorreliert sein. Ist das nicht der Fall, so ist das ein Hinweis darauf, dass die Dichte im Untergrund nicht konstant, und somit die Voraussetzungen für das Nettleton-Verfahren verletzt sind. Diese graphische Vorgehensweise wurde ursprünglich von Nettleton angewandt, Jung hat dann später die angegebene Formelsprache eingeführt.

Ein Fehler in ρ kann geschätzt werden, in dem man ein zufällig gewähltes Datenpaar weglässt und $\hat{\rho}$ mit dem reduzierten Datensatz berechnet. Wird die Schätzung von $\hat{\rho}$ mit einer anderen Auswahl von Datenpunkten wiederholt, so ist die Streuung in $\hat{\rho}$ ein Maß

für die Genauigkeit mit der ρ bestimmt wurde (Jackknife Statistik). Ist die Dichte im Untergrund konstant und haben wir unsere Korrekturen exakt berechnet, so sollte $\hat{\rho}$ keine Schwankungen aufweisen.

Es genügt also nicht die Dichte ρ nach der Gleichung 3.32 von Jung zu berechnen. Eine graphische und/oder statistische Aufarbeitung der Messwerte zur Kontrolle ist unerlässlich.

Hinweis: In den Geophysikalischen Geländeübungen wird das Nettletonverfahren im Normalfall nur in den Messgebieten A26 (Alter Postweg) und Rotenäcker bei Mauenheim angewendet.

3.5.4 Dichtebestimmung über bekannte Störkörper

In den Messgebieten A59/1 (Riedheim) und A81 (unter dem Hohentwiel) werden wir versuchen, mittels einer Modellierung der gemessenen Schwereanomalie Informationen über Störkörper im Untergrund zu erhalten. Wie alle Potentialverfahren leidet allerdings auch die Gravimetrie unter einer fundamentalen Mehrdeutigkeit. Jede an der Oberfläche gemessene Schwereanomalie kann durch eine unendlich große Anzahl von Dichte-anomalien im Untergrund erklärt werden. Eine eindeutige Interpretation ist nur möglich, falls die Form des Störkörpers (bzw. der Dichte-anomalie) bekannt ist und nur die Dichte bestimmt werden soll oder falls die Dichte bekannt ist und die Größe und eventuell die Form des Störkörpers bestimmt werden soll.

Ein sehr einfaches Modell für eine Dichte-anomalie im Untergrund ist der horizontal liegende Zylinder. Ordnet man dem Zylinder entsprechende Dichten zu, so kann er als Modell für einen Basaltfluss (Messgebiet A59/1) oder eine Tunnelröhre (Messgebiet A81) angesehen werden. Über die Anpassung an die Messdaten können verschiedene Modellparameter (z.B. Tiefenlage und Durchmesser des Zylinders, Dichte des umgebenden Materials,...) bestimmt werden. Andere analytisch beschreibbare Störkörper sind z. B. eine Kugel oder ein schräg einfallendes Blatt als Modell für eine Spaltenintrusion (mehr dazu während der Auswertung im Messgebiet).

Anziehung eines horizontal liegenden Zylinders

Die Schwerewirkung einer unendlich langen, horizontal liegenden Linienquelle (man denke sich dazu die gesamte Masse auf eine mathematische Linie konzentriert) auf einen Punkt der auf einer Linie senkrecht zur Achse der Quelle liegt (Abb. 3.8), lässt sich nach Dobrin (1976) folgendermaßen berechnen:

Wir betrachten die Schwerewirkung eines infinitesi-

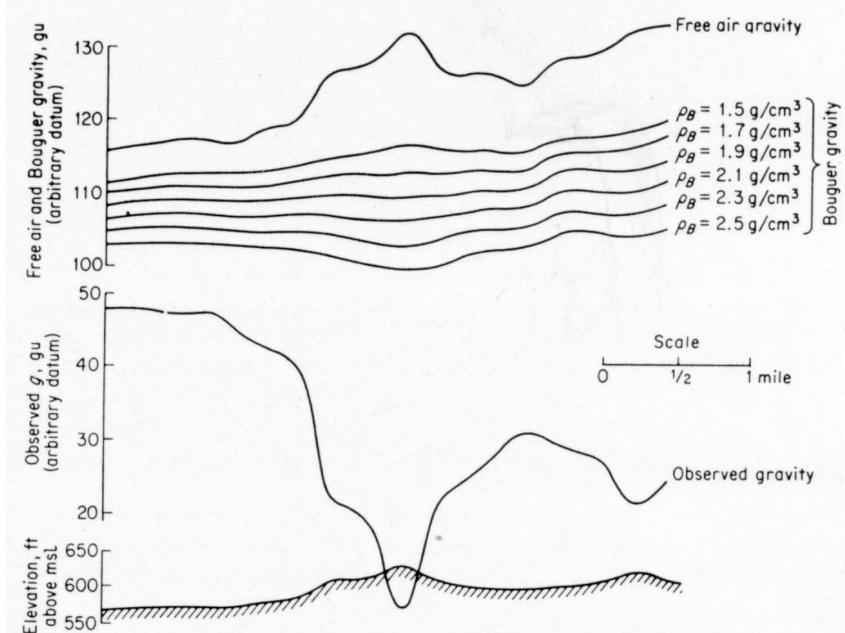


Abbildung 3.7: Freiluftschwere und mit verschiedenen Dichten bestimmte Bougueranomalie sowie gemessene Schweren und Topographie beim Nettleton-Verfahren: bei $\rho=1,9 \text{ g/cm}^3$ korreliert die Bougueranomalie nicht mit der Topographie

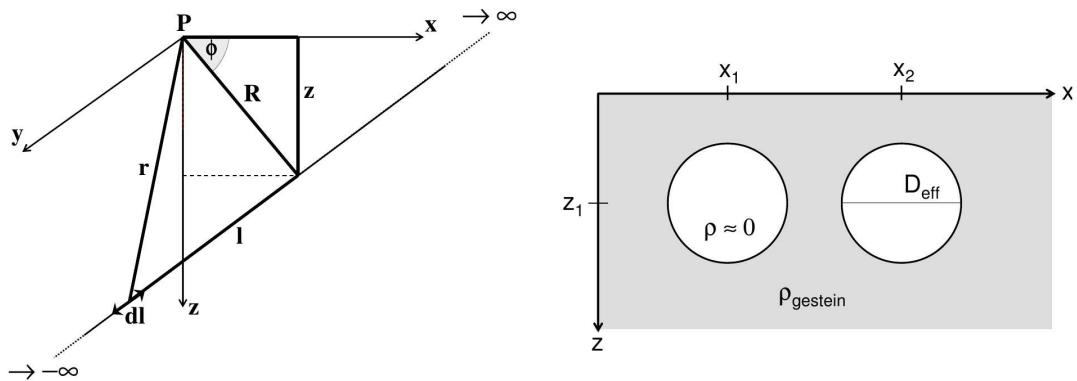


Abbildung 3.9: Geometrie der Tunnelröhren

Abbildung 3.8: Geometrie einer unter der Erdoberfläche horizontal liegenden Linie

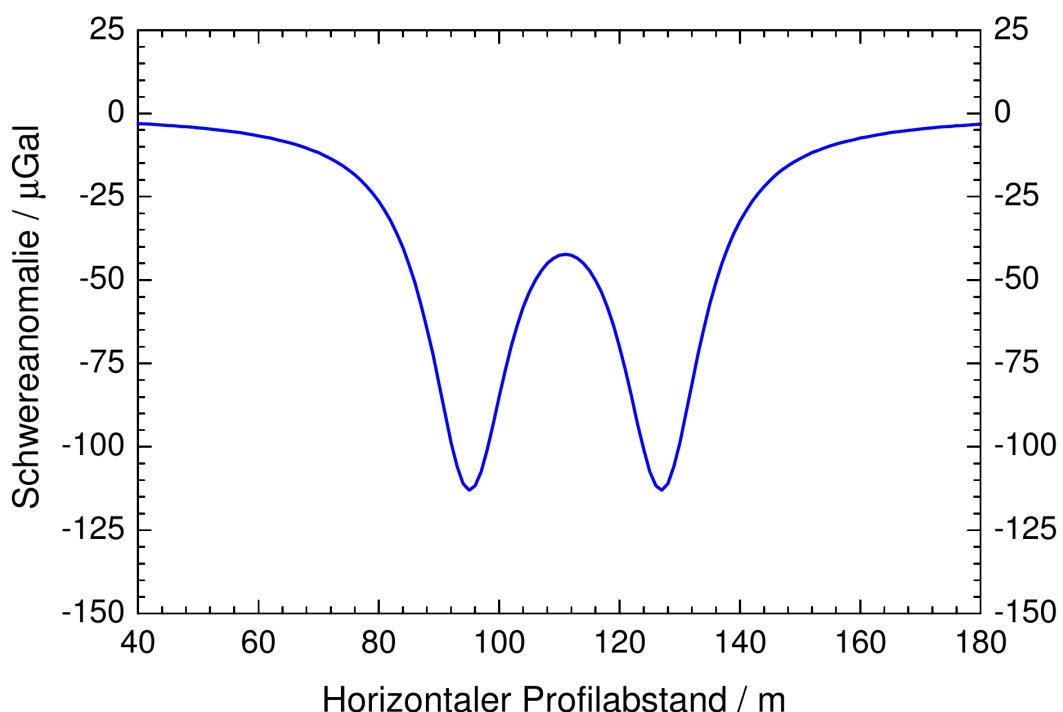


Abbildung 3.10: Schwerkraftanomalie der Röhren mit einem Dichtekontrast $\Delta\rho = -1 \text{ g/cm}^3$ zum umgebenden Gestein.

malen Massestücks dm , das im Abstand r vom Punkt P entfernt auf der Linie liegt. Die Gravitationsbeschleunigung durch dieses Massestück ist

$$d\vec{g} = G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{\vec{r}}{r} \quad (3.33)$$

mit $r = |\vec{r}|$. Mit den in Abb. 3.8 verwendeten Zylinderkoordinaten ausgedrückt, lautet der Ortsvektor

$$\vec{r} = \begin{pmatrix} R \cos \Phi \\ l \\ R \sin \Phi \end{pmatrix} \quad (3.34)$$

und damit

$$r = \sqrt{R^2 \cos^2 \Phi + l^2 + R^2 \sin^2 \Phi} = \sqrt{R^2 + l^2}. \quad (3.35)$$

Das Massestück ist Teil einer Linie und ist also unendlich dünn. Daher schreiben wir für die infinitesimale Masse $dm = \lambda dl$ mit λ als „linearer Dichte“ (Einheit: g/m). Setzt man die Ausdrücke für \vec{r}, r und dm in das Gravitationsgesetz ein, so erhält man

$$d\vec{g} = \frac{G \lambda dl}{(R^2 + l^2)^{3/2}} \begin{pmatrix} R \cos \Phi \\ l \\ R \sin \Phi \end{pmatrix}. \quad (3.36)$$

Das Integral über alle Teilelemente der Linienmasse ergibt die Schwereanomalie. In erster Näherung entspricht die gemessene Anomalie der Vertikalkomponente der vektoriellen Anomalie. Wir betrachten daher lediglich die vertikale Komponente des Vektors der von der Röhre ausgehenden Beschleunigung. Ein Linienelement dl hat die vertikale Schwerewirkung

$$dg_z = G \lambda \frac{dl R \sin \Phi}{(R^2 + l^2)^{3/2}} \quad (3.37)$$

Die vertikale Schwerewirkung

$$g_z = G \lambda R \sin \Phi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dl}{(R^2 + l^2)^{3/2}} \quad (3.38)$$

$$= G \lambda R \sin \Phi \left[\frac{l}{R^2 \sqrt{R^2 + l^2}} \right]_{-\infty}^{\infty} \quad (3.39)$$

$$= 2 \frac{G \lambda \sin \Phi}{R} = \frac{2 G \lambda z}{R^2} = 2 G \lambda \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (3.40)$$

der ganzen Linie wird durch Integration erhalten. Mit

$$g_z(x) = 2 G \lambda \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (3.41)$$

haben wir eine Beschreibung für die entlang eines Profils in x -Richtung (Quer zur Linienquelle) gemessene Schwereanomalie über einer Linienquelle in der Tiefe z . Nun kann man die Linie (unendlich dünn) mittels der

linearen Dichte λ in eine ausgedehnte Röhre mit dem Durchmesser D (wie unser Tunnel es ist) mit

$$\lambda = \frac{\pi}{4} D^2 \rho \quad (3.42)$$

ausdehnen und erhält

$$g_z(x) = \frac{1}{2} \pi G D^2 \rho \frac{z}{x^2 + z^2} \quad (3.43)$$

Schwerewirkung des Autobahntunnels am Hohentwiel

Gl. 3.43 beschreibt also die Schwerewirkung eines Zylinders der Dichte ρ und der Querschnittsfläche $A = \pi(D/2)^2$, der in der Tiefe z unter dem Punkt $x = 0$ liegt und sich in y -Richtung unendlich weit erstreckt. Im Falle eines Tunnels, der mit Luft (Dichte annähernd null) gefüllt ist und sich im Gestein der Dichte ρ befindet, drückt die Formel gerade die Schwerestörung aus, die fehlt, weil dort, wo das Gestein wäre, der Tunnel (also Luft) ist. Der Dichtekontrast $\Delta\rho$ bzw. die Dichte ρ ist in diesem Fall also das Negative der Gesteinsdichte. Wenn man die Tunnelgeometrie kennt und die durch den Tunnel hervorgerufene Schwerestörung gemessen hat, ist es damit möglich, die Dichte des Gesteins zu bestimmen, in das der Tunnel gebohrt wurde. Die Formel muss lediglich noch auf die vertikale Schwerewirkung von zwei Tunnelröhren, wie sie in unserem Fall des Autobahntunnels vorliegen (Abb. 3.9) erweitert werden.

Die Tunnelröhren sind in Form und Querschnittsfläche

$$A = A_1 = A_2 = \pi \frac{D_{\text{effektiv}}^2}{4} \quad (3.44)$$

identisch und wir setzen $z_1 = z_2 = z$, so dass

$$\Delta g_{z,2 \text{ Röhren}}(x) = \frac{1}{2} \pi G D^2 \rho \left[\frac{z}{z^2 + (x - x_1)^2} + \frac{z}{z^2 + (x - x_2)^2} \right] \quad (3.45)$$

Aus den Konstruktionsplänen sind die folgenden Abmessungen der Tunnelröhren bekannt:

- Lage der Röhren: $x_1 = 95 \text{ m}$, $x_2 = 127 \text{ m}$
- Abstand Tunneldeckenunterkante der Südröhre zur Erdoberfläche: $z = 3,45 \text{ m}$
- Effektiver Radius: $D_{\text{effektiv}} = 4,5 \text{ m}$

Der effektive Radius ist der Radius eines Kreises mit einer Fläche, die gleich groß ist, wie die tatsächliche Querschnittsfläche. Der richtige Radius ist nicht angebar, da die Querschnittsfläche nicht rund ist. Die von uns verwendete Formel stellt in dieser Hinsicht eine Näherung dar. Die sich aus Gl. (3.45) mit den angegebenen Werten ergebende Schwerewirkung bei einem Dichtekontrast von $\Delta\rho = -1 \text{ g/cm}^3$ ist in Abb. 3.10

dargestellt. In dem Programm, das wir zur Auswertung verwenden werden, kann wahlweise noch die leicht veränderliche Höhe der einzelnen Messpunkte über den Tunnelröhren berücksichtigt werden. Dadurch wird die Modellkurve allerdings nur geringfügig verändert.

Die Aufgabe ist, auf einem sinnvoll gewählten Messprofil in ausreichender Dichte gravimetrische Messungen durchzuführen, die erhaltenen Ergebnisse zu reduzieren, graphisch aufzutragen, einen eventuell vorhandenen Trend herauszurechnen (siehe Laborübungen) und die dann erhaltenen Ergebnisse mit den Kurven für die theoretische Berechnung (Abb. 3.10) zu vergleichen.

Da die Dichte bzw. der Dichtekontrast linear in Gl. (3.45) eingeht, ist es ausreichend, die Amplituden der Modellrechnung mit denen der Messung zu vergleichen.

Der verbindende Faktor stellt dann die Dichte des umliegenden Gesteins dar.

Das Ergebnis, die Dichte, ist ein quantitatives Ergebnis, somit ist es unabdingbar, noch eine Fehlerbeachtung anzuschließen. Hier sollten Sie sich klar machen, welche Voraussetzungen dem Modell unterliegen, in wieweit diese erfüllt werden oder nicht und welche Wirkung von der Verletzung von Voraussetzungen ausgehen.

Eine ähnliche Vorgehensweise empfiehlt sich auch für die Untersuchungen im Messgebiet A59/1 (Riedheim); hier geht es allerdings darum, für einen vorgegebenen Dichtekontrast Lage, Tiefe und Mächtigkeit eines Basaltganges zu bestimmen.

3.6 Wissenswertes zu GNSS

3.6.1 GPS-Signalstruktur

Das aktive Satellitensystem NAVSTAR GPS (NAVigation System with Timing And Ranging Global Positioning System) ist ein satellitengestütztes Navigationssystem, das dreidimensionale Positions- und Navigations- sowie Zeitinformationen vorhält. Dieses wird im Folgenden stellvertretend für alle GNSS (engl. Global Navigation Satellite Systems) betrachtet. Das System besteht derzeit aus nahezu 30 Satelliten, die sich in einer Flughöhe von ca. 20.200 km auf nahezu Kreisbahnen (Umlaufzeit: ca. 11 h 58 min) um die Erde bewegen (Abb. 3.11). GPS-Satelliten sind keine geostationären Satelliten. Durch die Architektur und Bewegung der einzelnen GPS-Satelliten wird garantiert, dass sich an jeder Stelle der Erdoberfläche jederzeit mindestens vier Satelliten über dem Horizont befinden. Somit ist sicher gestellt, dass die Signale dieser Satelliten von den GPS-Instrumenten empfangen werden können. Aktuell kann jedoch davon ausgegangen werden, dass bei Horizontfreiheit (keine Abschattungen/Sichthindernisse zwischen GPS-Instrument und Satellit) Signale von mindestens sieben Satelliten empfangen werden können (Abb. 3.12). Sichthindernisse sind zum Beispiel gegeben durch Häuser, Fahrzeuge, Berge oder Bewuchs.

Jeder GPS-Satellit sendet nach dem Rundfunkprinzip elektromagnetische Einwegsignale im Mikrowellenbereich (L-Band) aus (z. B. L1: 1575.42 MHz, λ_1 : 19.05 cm; L2: 1227.60 MHz, λ_2 : 24.45 cm), die auf einer Fundamentalfrequenz (10.23 MHz) basieren, die in den einzelnen Satelliten mittels präzisen Oszillatoren (Rubidium-, Cäsium-Atomuhren) realisiert wird. Die Trägersignale (z. B. L1 und L2) werden mit binären

Codes (z.B. C/A-Code, P-Code) überlagert. Begründet ist diese Codierung durch die originäre militärische Nutzung des GPS. Den verschlüsselten Signalen wird weiterhin die sog. Navigationsnachricht aufgeprägt. Sie enthält u.a. Informationen über die zeitabhängige Position der Satelliten, welche ebenfalls im WGS 84 vorliegen und dem Nutzer zur Verfügung gestellt werden. Jeder Satellit verfügt über die vorausberechneten Bahninformationen aller Satelliten. Diese Positionsinformation liegt in Echtzeit m-genau vor. Bekannte Satellitenpositionen sind grundlegend für die GPS-basierte Positionsbestimmung. Unter Verwendung des Prinzips des räumlichen Bogenschlags können bei bekanntem Abstand zwischen GPS-Instrument und den einzelnen Satelliten absolute dreidimensionale Koordinaten (AGPS) bestimmt werden.

3.6.2 GPS-Streckenmessung und absolute GPS-Positionsbestimmung (AGPS)

Bei GPS sind zwei Prinzipien der Positionsbestimmung zu unterscheiden, die hinsichtlich der Art und Weise, wie die Entfernung zwischen GPS-Instrument und GPS-Satellit bestimmt wird, differieren. Beide Verfahren unterscheiden sich ebenfalls im Hinblick auf die resultierende Positionsgenauigkeit. Es handelt sich zum einen um die sog. Code-Beobachtung (im m- bis dm-Bereich) und zum anderen um die Phasen-Beobachtung (im cm- bis mm-Bereich).

Die laufzeitbasierte Codemessung bestimmt jede Entfernung zwischen Instrument und Satellit in ihrer Gänze und führt in der Regel zu absoluten m-genauen Positionen. Hierzu wird das vom GPS-Satelliten ausgesandte und vom GPS-Instrument empfangene C/A-codierte Signal gegenüber einem im GPS-Empfänger erzeugten Si-

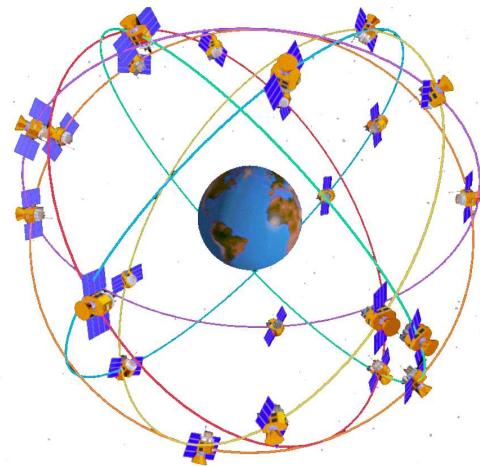


Abbildung 3.11: Verteilung der aktuell ca. 30 GPS-Satelliten auf sechs Bahnebenen. Die Flughöhe beträgt ca. 20.200 km, die Umlaufzeit ca. 11 h 58 min.

Fehlerquelle	1 σ -Fehler (m) AGPS mit SA	1 σ -Fehler (m) AGPS ohne SA	1 σ -Fehler (m) DGPS
Instabilität der Satellitenuhr	3.0	3.0	0.0
Satellitenstörungen	1.0	1.0	0.0
Selective Availability	32.3		0.0
Andere	0.5	0.5	0.0
Ephemeridenprädiktion	4.2	4.2	0.0
Andere	0.9	0.9	0.0
Ionosphärische Verzögerung	5.0	5.0	0.0
Troposphärische Verzögerung	1.5	1.5	0.0
Empfängerrauschen	1.5	1.5	2.1
Mehrwegeeffekte (Multipathing)	2.5	2.5	2.5
Andere	0.5	0.5	0.5
RMS-Gesamtwert	33.3	8.0	3.3

Tabelle 3.2: Quantifizierung von limitierenden GPS-Einflüssen.

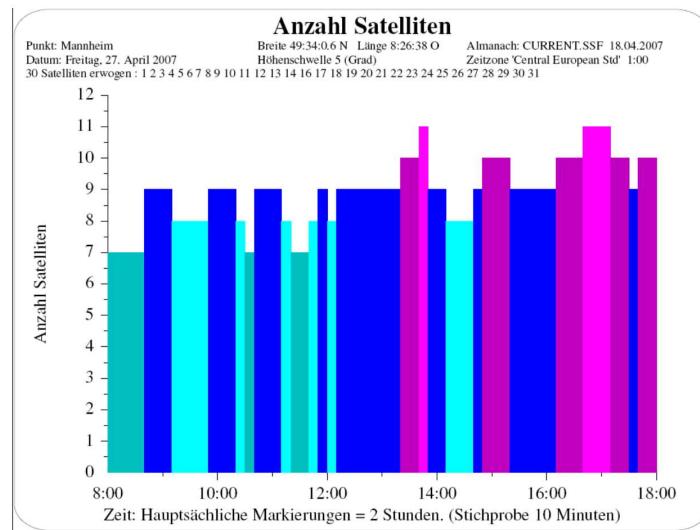


Abbildung 3.12: Sichtbare Satelliten ins Süddeutschland am Beispiel Mannheim (27. April 2007); berücksichtigt werden Satelliten mit einer Elevation (Winkel gegenüber dem Horizont) größer 5° .



Abbildung 3.13: Code-basierte Positionsbestimmung (Laufzeitmessung). Die Signallaufzeit zwischen einem vom Satelliten ausgesandten Signal und einem im Empfänger erzeugten Duplikat wird über Kreuzkorrelation ermittelt. Voraussetzung ist eine Synchronisation der Sender- und Empfängeruhren. Die erreichbare Genauigkeit liegt im Meterbereich.

Abbildung 3.14: Prinzip der Phasenmessung. Das sog. Phasenreststück $\Phi(T)$ wird gemessen, die Anzahl der ganzen Wellenlängen N wird durch Ausgleichungsverfahren bestimmt. Erreicht werden cm-genaue Positionen.

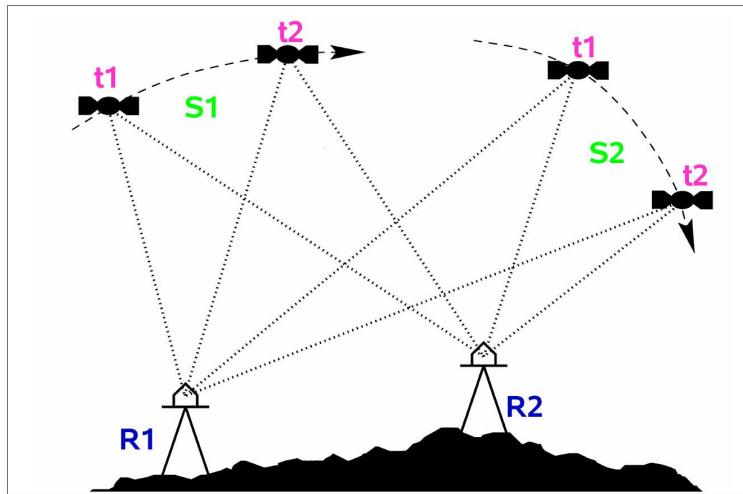


Abbildung 3.15: Mögliche Differenzbildungen zwischen zwei GPS-Ausrüstungen R1 und R2, zwei Zeitpunkten t1 und t2 sowie zwischen zwei Satelliten S1 und S2. Durch die verschiedenen Möglichkeiten der Differenzbildung lassen sich bestimmte Fehlereinflüsse reduzieren

gnalduplikat verschoben, woraus mittels Kreuzkorrelationstechniken die Laufzeit der GPS-Signale und daraus wiederum die Länge der Strecke abgeleitet werden kann (Abb. 3.13). Limitierende Einflüsse sind hierbei insbesondere durch die Interaktion der elektromagnetischen GPS-Signale mit der umgebenden Ionosphäre gegeben. Die Ionosphäre beeinflusst die Ausbreitungsgeschwindigkeit, die Richtung und die Signalstärke der GPS-Signale. Weiterhin ist die Ionosphäre für Signale des L-Bandes dispersiv, d. h. der Einfluss ist abhängig von der Wellenlänge und kann in erster Näherung durch Multifrequenzmessungen und Linearkombination der GPS-Signale eliminiert werden. Genauigkeitsverbesserungen dieser Positionierungstechnik können durch Korrekturdatendienste (z.B. EGNOS, WAAS) erreicht werden. Keinesfalls können zuverlässig Genauigkeiten besser als 1 m erhalten werden.

Im Gegensatz zum Prinzip der eindeutigen Codemessung müssen Phasenbeobachtungen, die lediglich das sog. Phasenreststück $\Phi(T)$ hoch genau ausmessen (Abb. 3.14), statistisch aufwändig verarbeitet werden, um die messtechnisch nicht erfassete Integer-Anzahl von ganzen Wellenlängen N (Phasenmehrdeutigkeit, engl. Ambiguity) zwischen Satellit und Empfangsantenne festzusetzen. Es resultieren daraus jedoch mind. cm-genaue Positionen. Erfolgt kein Signalabriß, so muss N im Messverlauf nicht erneut bestimmt werden. Die Variation der Anzahl von ganzen Wellenlängen seit dem erstmaligen Empfang eines Satellitensignals wird im GPS-Empfänger erfasst.

3.6.3 Relative (Differenzielle) Auswertung (DGPS)

Wird von absoluten auf relative Positionen übergegangen, so können durch Differenzbildung räumlich oder zeitlich korrelierte Einflussfaktoren reduziert werden. Insbesondere entfallen beispielsweise atmosphärische Einflüsse, wenn Signale, die von zwei räumlich nicht weit entfernten GPS-Instrumenten zeitgleich registriert werden, von einander abgezogen werden (Abb. 3.15).

3.6.4 Fehlerquellen

Das komplexe System, welches die Positionierung mittels GPS ermöglicht, ist einer Vielzahl von nicht beeinflussbaren Faktoren unterworfen. In der Regel werden diese, u.a. die Genauigkeit der Positionsbestimmung limitierenden Einflüsse, nach der Örtlichkeit ihres Auftretens klassifiziert:

- Satellitenspezifische Fehlerquellen: Satellitenbahn (Ephemeriden), Satellitenuhr, Satellitenantenne, Systemverschlechterung
- Atmosphäre: Ionosphäre, Neutralsphäre
- Stationsspezifische Fehlerquellen: Mehrwegeeinfluss (Multipath), Empfängeruhrfehler, GPS-Antenne, Aufbau, Abschattungen.

Eine Zusammenstellung der Fehlereinflüsse auf die GPS-Positionierung und ihre Größenordnung findet sich

in Tab. 3.2. Im Folgenden werden einige der wichtigsten Fehlerquellen kurz erläutert.

Uhrfehler: Sowohl in den Satelliten als auch im Empfangsinstrumentarium sind Uhren notwendig, die einerseits eine unterschiedliche Genauigkeit (Satellit: Atomuhr, Empfänger: Quarz) und andererseits eine unterschiedliche Stabilität aufweisen. Es kann also nur im Idealfall von synchronen Uhren ausgegangen werden. Deshalb wird zur 3D-Positionierung im AGPS-Modus neben drei simultanen Beobachtungen zu drei verschiedenen Satelliten noch eine vierte Beobachtung zu einem weiteren Satelliten zur eindeutigen Bestimmung benötigt. Jeder weitere Satellit steigert die Zuverlässigkeit.

Systemverschlechterung: Anti-spoofing bezeichnet ein Verfahren bei dem der P-Code, der zur präzisen Positionsbestimmung dient, verschlüsselt wird. Der resultierende verschlüsselte (encrypted) Code wird als Y-Code bezeichnet und kann nur von Empfängern mit Entschlüsselungssystem (meist militärisch genutzte Geräte) ausgewertet werden. Durch Selective Availability (SA) wurde die Genauigkeit der Code-Messungen verschlechtert, wodurch beim für nicht-militärische Anwender verfügbaren Signal zum Beispiel die Bahndaten künstlich verändert wurden. Die Verwendung von SA wurde am 1. Mai 2000 eingestellt. GPS-Signale sind

schwachintensiv, deshalb kann eine Störung des Empfangs mit boden- oder luftgestützten Störsendern (Jammer) sehr einfach erfolgen.

Troposphärischer/Neutrosphärische Einfluss: Wie die Ionosphäre üben auch die elektrisch neutralen erdnahen Schichten (Neutrosphäre), in welchen sich Wetterphänomene ereignen, einen signifikanten Einfluss auf die Signalausbreitung aus. Dominant ist der Einfluss der ersten 10 km (Troposphäre). Die Neutrosphäre ist für elektromagnetische Signale des L-Bandes nicht disperativ.

Mehrwegeeffekte: Fehler die durch Interferenz hervorgerufen werden; sie entstehen dadurch, dass das Signal den Empfänger auf zwei unterschiedlichen Wegen erreicht. Meist wird dies durch die Reflexion des Signals an nahegelegenen Objekten (Häuser, Felsen) hervorgerufen. Signale die einen längeren Weg benötigen, erzeugen fälschlicherweise längere Strecken und führen damit zu Positionsfehlern. Mehrwegeeffekte können teilweise vom Anwender durch geeignete Punktauswahl vermieden werden.

Antennenmodell: Die Charakteristiken von Satellitensende- und Empfangsantenne müssen auf Grund ihres elektrischen Verhaltens im Rahmen der Positionsbestimmung berücksichtigt werden.

3.7 Fragen zur Selbstkontrolle

Die folgenden Fragen sollen als Orientierungshilfe zur Vorbereitung des Versuchs dienen. Die weitergehenden, mit \diamond gekennzeichneten Fragen sollen zur Lektüre der Lehrbücher anregen. Sie können am Versuchstag mit dem Betreuer diskutiert werden. Sie sind nur dann ausreichend auf den Versuch vorbereitet, falls Sie alle Fragen, die nicht durch \diamond gekennzeichnet sind, beantworten können.

- Wie lautet das Newtonsche Gravitationsgesetz?
- Aus welchen Anteilen setzt sich die Schwerkraftbeschleunigung zusammen?
- Welche Schwerkraft-Einheiten sind gebräuchlich?
- Um wieviel variiert die Schwerkraft vom Äquator zu den Polen?
- Wie groß ist die Breitenabhängigkeit der Schwerkraft im Messgebiet?
- Wie groß ist der vertikale Schwerkraftgradient (Abhängigkeit der Schwerkraft allein vom Abstand zum Schwerpunkt der Erde) im Messgebiet?
- Wie kann man die Schwerkraft absolut messen?
- Wie können Sie aufgrund von Schwerkraftmessungen unterscheiden, ob die Erde eine Kugel oder eine unendlich ausgedehnte Scheibe ist?
- \diamond Wie könnten Sie mit Schwerkraftmessungen im Messgebiet den Radius der Erde bestimmen (unter der Annahme, dass diese kugelsymmetrisch ist)?
- Welche Komponente der Schwerkraftbeschleunigung misst ein Gravimeter? Mit welcher Komponente der Schwerkraftwirkung einer Massenanomalie vergleichen wir die Messwerte? Warum?
- \diamond Wie lautet die Gleichgewichtsbeziehung beim Gravimeter?
- Wie ist der Skalenwert eines Gravimeters definiert?
- Welche zeitlichen Änderungen der Schwerkraft sind bekannt?
- Was bezeichnet man als Normalschwerkraft?

- Wie sind topographische Reduktion, Bouguerplatten-Reduktion und Freiluft-Reduktion definiert?
- Wie ist die Größe definiert, die wir als *Bouguer-Anomalie* bezeichnen?
- Über welche Materialeigenschaft des Untergrundes gibt die Bouguer-Anomalie Aufschluss?
- Ist die Bouguer-Anomalie über einem Salzstock positiv oder negativ?
- Warum muss bei den gravimetrischen Messungen auch nivelliert werden?
- Was ist das Prinzip des Nivellements?
- Was bezeichnen wir als *vertikal*, was als *horizontal* oder *waagrecht*? Wie hängen diese Größen mit der Schwere zusammen?
- Was bezeichnen wir als *Geoid*?
 - ◊ Was ist Isostasie?
 - ◊ Wie kann man das Schwere-Potential messen?
- Wie groß ist die mittlere absolute Schwerebeschleunigung im Messgebiet?
- Wir wollen Schwereänderungen in der Größenordnung von mGal auflösen. Wieviel ist das relativ zur absoluten Schwerebeschleunigung?
- Das Gravimeter muss vor jeder Ablesung horizontiert werden. Wie genau muss dies geschehen (Winkelangabe), um eine Messgenauigkeit von mGal ohne systematischen Fehler zu erreichen?
- Ungenauigkeiten bei der Horizontierung führen zu einem systematischen Fehler. Werden zu große oder zu kleine Schwerewerte abgelesen?
- Was bezeichnet man als *toten Gang*? Wie wird diese Erscheinung bei der Messung berücksichtigt?
- Gravimeter sind thermostatisiert und sollten während des Versuchs vor unmittelbarer Sonnenstrahlung geschützt werden. Welche physikalischen Effekte können einen Temperatureinfluss auf den Messwert bewirken?
 - ◊ Wir geben die Geländehöhe als Abstand zum Geoid in Fallrichtung an. Ist es möglich, dass Sie mit dem Nivellement (Messfehler ausgeschlossen) mehrere Punkte auf gleichem Niveau einmessen, die trotzdem eine unterschiedliche Höhe gegenüber dem Geoid haben?
 - ◊ Die Masseanomalien, die wir untersuchen, verändern das Schwerefeld der Erde. Haben sie damit auch einen Einfluss auf das Nivellement? Falls ja, müssen wir das berücksichtigen? Zu welchem systematischen Fehler führt es im schlimmsten Fall, falls wir den Effekt nicht berücksichtigen?

3.8 Literatur

Wer sich über die Darstellung gravimetrischer Feldmessungen in diesem Skriptum und den Lehrbüchern (Lowrie 1997; Milsom und Eriksen 2011; Reynolds 1997; Telford u. a. 1990) hinaus mit dem Thema befassen möchte, findet im Standardwerk von Torge (1989) eine erschöpfende Darstellung der Physik des Schwerefeldes und der Verfahren und Instrumente zur Schweremessung. Die klassische Geometrie des Gravimeterpendels mit reduzierter Rückstellkraft wurde von LaCoste (1934) eingeführt. Chapin (1999) widmet ihm einen kurzen Beitrag.

Literaturverzeichnis

Chapin, D. A. (1999). „The fertile mind of Lucien J.B. LaCoste (1908–1995)“. In: *The Leading Edge*, S. 1212–1213. DOI: 10.1190/1.1438188.

LaCoste, L. J. B. (1934). „A new type long period seismograph“. In: *Physics* 5, S. 178–180. DOI: 10.1063/1.1745248.

Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.

Milsom, J. und A. Eriksen (2011). *Field geophysics*. 4. Aufl. The geological field guide series. Chichester: Wiley. DOI: 10.1002/9780470972311. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/9780470972311> (besucht am 2018-04-10).

Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, Weinheim: Wiley.

Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press.

Torge, W. (1989). *Gravimetry*. New York: de Gruyter.

Kapitel 4

Magnetik

Inhalt

4.1	Übersicht	4-2
4.1.1	Eigenschaften des Verfahrens	4-2
4.1.2	Was Sie lernen können	4-2
4.2	Grundlagen	4-2
4.2.1	Einführung	4-2
4.2.2	Physikalische Beschreibung des Magnetfeldes	4-3
4.2.3	Magnetisches Moment \vec{m}	4-3
4.2.4	Das Erdmagnetfeld	4-5
4.3	Messinstrumente	4-6
4.3.1	Torsions-Magnetometer (Gfz)	4-6
4.3.2	Protonen-Präzessions-Magnetometer	4-7
4.3.3	Fluxgate-Magnetometer	4-8
4.3.4	Gradiometer	4-10
4.4	Versuchsdurchführung	4-11
4.5	Auswertung	4-12
4.5.1	Interpretation der Messwerte	4-12
4.5.2	Qualitative Interpretation	4-12
4.5.3	Quantitative Interpretation	4-12
4.6	Fragen zur Selbstkontrolle	4-19
4.7	Literatur	4-20

Abbildungsverzeichnis

4.1	Der Verlauf der Feldlinien an der Erdoberfläche	4-4
4.2	Die Elemente des Erdmagnetfeldes	4-4
4.3	Torsions-Magnetometer	4-7
4.4	Kalibrierung eines Torsions-Magnetometers	4-7
4.5	Aufbau und Funktionsweise des Fluxgate-Magnetometers	4-9
4.6	Gradientenmessungen	4-10
4.7	Modell eines horizontal liegenden Vollzyinders	4-13
4.8	Modell eines vertikal endlich ausgedehnten Ganges	4-14
4.9	Modell von vertikal unendlich ausgedehnten Gängen mit verschiedenen Gangneigungen	4-14
4.10	Textauszüge aus magnetik_gang.m und Beispielmodellierung	4-15
4.11	Textauszüge aus magnetik_zylinder.m und Beispielmodellierung	4-16
4.12	Zweikreisverfahren	4-18

4.1 Übersicht

4.1.1 Eigenschaften des Verfahrens

Gemessen werden **Orts- und Zeitabhängigkeit der Komponenten des magnetischen Feldes**. Darin äußert sich die **Magnetisierung** (und damit auch die **Suszeptibilität**, die Magnetisierbarkeit) des Gesteins und in der Ionosphäre verursachte **Variationen des Erdmagnetfeldes**.

Die räumlichen Variationen werden durch **magnetisierte oder magnetisierbare Körper** im Untergrund hervorgerufen. Dabei kann aufgrund der Messung alleine nicht zwischen remanenter Magnetisierung und induzierter Magnetisierung unterschieden werden. Im Messgebiet der Geländeübungen gibt es im Untergrund Materialien vulkanischen Ursprungs (**Basalt, Tuff**), die magnetisiert sind. Außerdem können magnetische Messungen benutzt werden, um künstliche Strukturen im Untergrund zu untersuchen (**Stahlbeton, Spundwände, Sprengkörper**, etc.). Der Autobahntunnel am Hohentwiel ist somit auch ein geeignetes Untersuchungsobjekt.

In den Geländeübungen werden **Kartierungen** der verschiedenen Komponenten des Magnetfeldes auf **Profilen** und in der **Fläche** durchgeführt. Parallel dazu wird an einem festen Basispunkt die **zeitliche Variation** des Magnetfeldes gemessen, um diese sicher von **räumlichen Variationen** unterscheiden zu können.

Im einfachsten Fall wird die **Lage magnetischer Körper** durch eine Kartierung **lokalisiert und abgebildet**. In der Archäometrie leistet diese Vorgehensweise gute Dienste bei der Abbildung von geziegelten Grundmauern. Bei Untersuchungsobjekten einfacher und bekannter Geometrie ist im Rahmen der Übungen auch eine quantitative **Inversion durch Modellierung** möglich. Dabei muss die typische **Mehrdeutigkeit** der Inversion gelöst werden.

4.1.2 Was Sie lernen können

Um die eingangs (Abschnitt 1.1.1) formulierten Lernziele zu erreichen, sollten Sie sich in diesem Versuch speziell mit folgenden Überlegungen beschäftigen:

- Welche Untersuchungsobjekte können sich auf das Erdmagnetfeld auswirken? Welche Fragestellungen können daher mit einer Untersuchung des Erdmagnetfeldes bearbeitet werden?
- Da Eisen gut magnetisierbar ist, erzeugen viele der Gegenstände (Fahrzeuge, Schlüssel, Hämmer, etc.), die Sie mit sich führen auch Anomalien im Erdmagnetfeld. Sie müssen dafür sorgen, dass diese Gegenstände Ihre Messungen nicht stören. Wie machen Sie das am besten? Welche Möglichkeiten gibt es, sich davon zu überzeugen, dass keine solchen Störungen auftreten?
- Wie führen Sie eine Vorerkundung durch, so dass Sie die Messprofile möglichst optimal legen können, um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten?
- Bei der quantitativen Modellierung der Messwerte werden Sie feststellen, dass es mehrere Modelle gibt, die die Messwerte gleich gut erklären können. Im Untergrund kann nur eine der möglichen Strukturen vorhanden sein. Welchem Modell geben Sie den Vorzug und warum? Können Sie zwischen eindeutigen Aussagen einerseits und Mehrdeutigkeiten bei der Modellierung andererseits klar unterscheiden? Falls ja, aufgrund welcher Kriterien? Welche Vorinformationen müssen vorhanden sein, um eindeutige Aussagen machen zu können? Wie kann eine Messung des Vertikalgradienten des Magnetfeldes dazu beitragen, die Mehrdeutigkeit zu reduzieren? In welcher Höhe über dem Erdboden sollte günstigerweise gemessen werden, wenn kein Gradient bestimmt werden soll?
- Welche Annahmen über das Untersuchungsobjekt müssen Sie machen, um eine quantitative Inversion durchführen zu können? Können Sie sich davon überzeugen, dass die Annahmen tatsächlich erfüllt sind?

4.2 Grundlagen

4.2.1 Einführung

Das Magnetfeld kann von uns Menschen mit keinem Sinnesorgan wahrgenommen werden. Es hat auch keinen direkten Einfluss auf unsere Erlebniswelt, wie zum Beispiel das elektrische Feld während eines Gewitters. Wir können deshalb das magnetische Feld nur mit geeigneten Geräten messen.

Im Versuch „Magnetfeldmessung“ der Laborübungen wird die Vektor Natur des Magnetfeldes verdeutlicht. Bringen wir einen magnetisierbaren Störkörper in ein Magnetfeld, so wird dieser magnetisiert und ein Anomaliefeld wird induziert. Das Anomaliefeld überlagert das Hintergrundfeld und in manchen Bereichen wird ein verstärktes oder abgeschwächtes resultierendes Gesamtfeld gemessen. Aus der Überlagerung von

Hintergrundfeld und Anomaliefeld kann man (mit Einschränkungen) Rückschlüsse auf die Lage des Störkörpers im Untergrund ziehen.

Im Geländeübungsversuch Magnetik wird nun das stark variierende Krustenfeld der Erde untersucht, welches durch magnetisierbare oder remanent magnetisierte Gesteine in der Kruste hervorgerufen wird. Die Störkörper, die das Krustenfeld erzeugen z.B. Basaltgänge, werden im Messgebiet mit Hilfe der Vermessung des Magnetfeldes kartiert.

Die Magnetik eignet sich aber auch zum Auffinden von anderen magnetischen Gegenständen, wie Leitungen oder metallischen Wasserrohren. Auch in der Deponeerkundung (Umweltgeophysik) spielt die Magnetik eine immer größere Rolle. Außerdem wird die Magnetik häufig in der Archäologie eingesetzt, da sich durch magnetische Messungen unterirdische Strukturen ohne Grabungsaufwand kartieren lassen.

In der Geländeübung werden magnetische Messungen durchgeführt, um die Totalintensität und Vertikalkomponente des Magnetfeldes zu untersuchen. Bei der anschließenden Interpretation wird versucht die Lage, Form, Neigung und magnetische Suszeptibilität des Störkörpers im Untergrund zu ermitteln.

ohne magnetisierendes Feld eine Magnetisierung auf. Die Art der Magnetisierung eines Körpers ist abhängig von seinen Materialeigenschaften, wie z.B. von der magnetischen Suszeptibilität κ . In dia- und paramagnetischen Materialien wird die Magnetisierung ausschließlich induziert, während ferro-, ferri- und antiferromagnetische Materialien auch remanent magnetisiert sein können.

Am geowissenschaftlich wichtigsten ist die thermoremanente Magnetisierung (TRM), die bei Abkühlung eines Gesteins im Erdmagnetfeld entsteht. Anhand der TRM von Gesteinen, speziell von ozeanischen Basalten, hat man bei paläomagnetischen Messungen festgestellt, dass sich das Erdmagnetfeld im Laufe seiner Geschichte mehrfach umgepolt hat. Es gibt auch noch andere Formen der remanenten Magnetisierung (siehe z. B. Lowrie 1997, Kapitel 5.3.6). Remanente Magnetisierung entsteht z.B. während der Ablagerung in den Sedimenten (DRM, depositional remanent magnetization; pDRM, post-depositional remanent magnetization), bei chemischer Änderung von Gesteinen in diesen (CRM, chemical remanent magnetization) oder in einer Probe, die sehr lange einem Magnetfeld ausgesetzt ist (VRM, viscous remanent magnetization).

4.2.2 Physikalische Beschreibung des Magnetfeldes

In Tab. 4.1 sind die relevanten physikalischen Größen des Magnetfeldes und der Gesteinsmagnetisierung dargestellt. Eine ausführliche Beschreibung der physikalischen Grundlagen des Magnetfeldes finden Sie in der Anleitung der Laborübungen zum Versuch „Magnetfeldmessung“ Ritter u. a. (2014). Diese Grundlagen und Zusammenhänge werden für den Versuch als bekannt vorausgesetzt!

Die magnetische Flussdichte \vec{B} gibt die Stärke des resultierenden Magnetfeldes an und ist die Messgröße im Versuch. Bringt man einen magnetisierbaren Körper in ein Magnetfeld ein, so wird ein Anomaliefeld induziert, welches das Hintergrundfeld überlagert. Die Stärke des Anomaliefeldes ist abhängig von der Magnetisierung des Störkörpers \vec{M} , die von der Stärke des magnetisierenden Feldes \vec{H} und von den Materialeigenschaften des Störkörpers abhängt. Um das magnetisierende Feld und die Reaktion auf das magnetisierende Feld zu trennen, werden \vec{M} und \vec{H} eingeführt (siehe Skriptum zu den Laborübungen, Ritter u. a. 2014, Kapitel 8.2.4).

Ein magnetisierbarer Körper kann induziert oder remanent magnetisiert sein. Die induzierte Magnetisierung bildet sich in einem magnetisierenden Feld aus und verschwindet ohne dieses magnetisierende Feld wieder. Ist ein Körper remanent magnetisiert, so weist er auch

4.2.3 Magnetisches Moment \vec{m}

Befindet sich ein magnetisierter Körper in einem Magnetfeld, so wirkt auf den Körper eine magnetische Kraft. Der Körper, der ein magnetisches Moment \vec{m} besitzt, erfährt ein mechanisches Drehmoment

$$\vec{D} = \vec{m} \times \vec{B} \quad \text{mit} \quad [\vec{D}] = 1 \text{ Ws} = 1 \text{ Nm}, \quad (4.1)$$

wodurch er bestrebt ist, sich tangential zu den Feldlinien auszurichten.

Das magnetische Moment

$$\vec{m} = \int_V \vec{M}(\vec{x}) dV \quad (4.2)$$

erhält man, wenn man die Magnetisierung \vec{M} des Körpers über das Volumen V des Körpers integriert. Bei homogener Magnetisierung gilt $\vec{m} = \vec{M}V$. Die Einheit des magnetischen Moments ist $[\vec{m}] = 1 \text{ A m}^2$.

Misst man das mechanische Drehmoment \vec{D} , das ein Körper mit bekanntem magnetischen Moment \vec{m} im Magnetfeld erfährt, so kann man die Stärke dieser unbekannten magnetischen Flussdichte \vec{B} mit Gl. (4.1) bestimmen. Dieses Prinzip wird in Torsions-Magnetometern (Abschnitt 4.3.1) verwendet.

\vec{B}	magnetische Flussdichte	$[\vec{B}] = 1\text{T} = 1\text{Vs/m}^2 = 1\text{N/Am}$
\vec{H}	magnetische Feldstärke	$[\vec{H}] = 1\text{A/m}$
\vec{M}	Magnetisierung	$[\vec{M}] = 1\text{A/m}$
μ_0	magnetische Feldkonstante	$\mu_0 = 4\pi 10^{-7}\text{Vs/Am}$
μ	magnetische Permeabilität	$[\mu] = 1$
κ	magnetische Suszeptibilität	$[\kappa] = 1$

Tabelle 4.1: Physikalische Größen zur Beschreibung des Magnetfeldes und der Magnetisierung von Gesteinen.

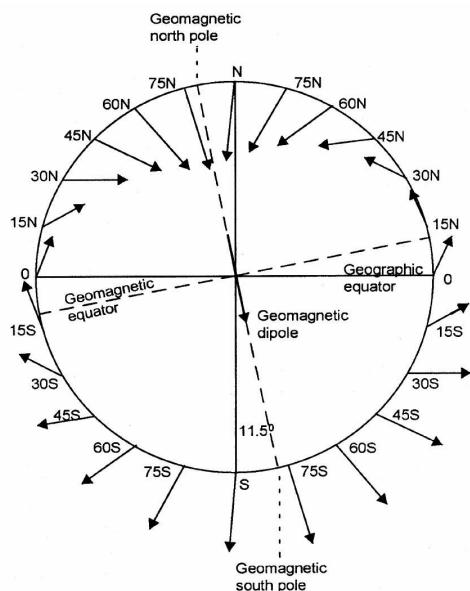


Abbildung 4.1: Die Abbildung zeigt einen Schnitt durch die beiden Magnetpole und den breitenabhängigen Verlauf der Feldlinien an der Erdoberfläche, wie sie durch ein Dipolfeld im Erdinneren entstehen (ParASNIS 1997).

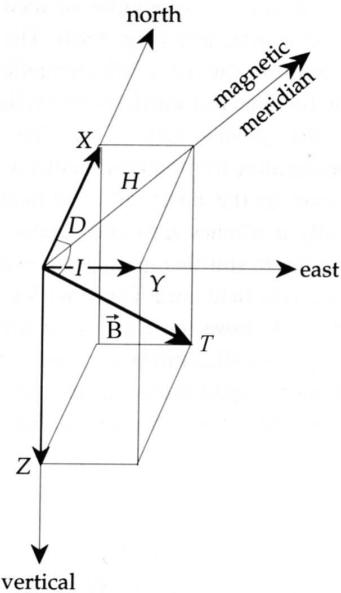


Abbildung 4.2: Die Elemente des Erdmagnetfeldes: $T = |\vec{B}|$: Totalintensität; Z : Vertikalkomponente; H : Horizontalkomponente; X : (geogr.) Nordkomponente; Y : (geogr.) Ostkomponente; D : Deklination; I : Inklination (Lowrie 1997).

4.2.4 Das Erdmagnetfeld

In diesem Versuch untersuchen wir das stark variierende Krustenfeld der Erde. Um dann eine magnetische Anomalie als solche zu erkennen, muss das ungestörte Erdmagnetfeld bekannt sein. In diesem Versuch handelt es sich dabei um das Magnetfeld, das außerhalb der Anomalie gemessen wird. Das Erdmagnetfeld entspricht außerhalb der Erde bis zu einigen Erdradien Entfernung in 1. Näherung dem Feld eines Dipoles im Erdmittelpunkt mit einem magnetischen Moment von $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$. Die Achse des gedachten Dipoles ist gegen die Rotationsachse der Erde um etwa $11,5^\circ$ geneigt (Abb. 4.1). Daher unterscheidet man auch zwischen mehreren Polen. Die geographischen Pole z.B. befinden sich an den Durchstoßpunkten der Rotationsachse an der Erdoberfläche. Sie bilden den nördlichsten bzw. südlichsten Punkt der Erde. Die Durchstoßpunkte der gedachten Dipolachse an der Erdoberfläche bilden dagegen die geomagnetischen Pole (Abb. 4.1). Das magnetische Moment des gedachten Dipoles im Erdmittelpunkt weist nach Süden. Daher liegt in der Nähe des geographischen Nordpols ein magnetischer Südpol. Die magnetischen Pole sind definiert als die Orte, an denen die magnetischen Feldlinien vertikal bzgl. der Erdoberfläche einfallen. Am magnetischen Äquator verlaufen die Feldlinien in der Horizontalen. Da das Magnetfeld kein reines Dipolfeld ist, liegen sich die magnetischen Pole im Gegensatz zu den geographischen und geomagnetischen Polen nicht direkt gegenüber.

Das Erdmagnetfeld wird durch den Vektor der magnetischen Flussdichte \vec{B} beschrieben (Abb. 4.2). Drei der in Abb. 4.2 beschriebenen Größen (Elemente des magnetischen Feldes) reichen zur Festlegung von \vec{B} aus, sofern sie voneinander unabhängig sind. X und Y beschreiben die geographische Nord- und Ostkomponente. Die horizontale Komponente des Magnetfeldes H zeigt in Richtung des magnetischen Meridians (der lokalen magnetischen Feldrichtung). Vorsicht, hier besteht Verwechslungsgefahr: H beschreibt die horizontale Komponente des Magnetfeldes und nicht den Betrag der magnetischen Feldstärke \vec{H} . Als Deklination D bezeichnet man die Abweichung zwischen der geographischen Nordrichtung und dem magnetischen Meridian. Die Inklination I beschreibt den Neigungswinkel des Magnetfeldes zur Horizontalen. D.h. die Inklination gibt den Einfallswinkel der magnetischen Feldlinie an. Am häufigsten werden die Vertikalkomponente (Z) oder die Totalintensität (T) des Magnetfeldes gemessen. Es gilt:

$$T = |\vec{B}| \quad (4.3)$$

$$T^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 = H^2 + Z^2 \quad (4.4)$$

$$H = T \cos(I) \quad (4.5)$$

$$Z = T \sin(I) \quad (4.6)$$

$$\tan(D) = Y/X \quad (4.7)$$

$$\tan(I) = Z/H \quad (4.8)$$

Das ungestörte, an der Erdoberfläche gemessene Feld lässt sich nach einem auf C.F. Gauß zurückgehenden Verfahren in einen Anteil mit Quellen im Erdinneren (94%) und einen Anteil mit Quellen im Außenraum zerlegen. Die Hauptquellen des Innenfeldes liegen im tiefen Erdinneren. Konvektionsströmungen von leitfähigem Material im äußeren Erdkern erzeugen elektrische Ströme, die ein Magnetfeld induzieren (Geodynamo). Nur der Hauptanteil des Innenfeldes kann mit einem Dipolfeld erklärt werden. Die restlichen Anteile des Innenfeldes werden durch Überlagerung von Multipolanteilen (Nicht-Dipolanteile) erklärt. Diese sind vermutlich auf Turbulenzen in den Konvektionsströmungen zurückzuführen. Weitere Quellen des Innenfeldes befinden sich in der Kruste. Einige Gesteine in der Kruste enthalten magnetische Minerale, die im herrschenden Magnetfeld magnetisiert werden. Andere Gesteine sind bereits remanent magnetisiert. Dieses stark variierende magnetische Krustenfeld wird in der Geländeübung untersucht. Seine Quellen (z.B. Basaltgänge, Erzlägerstätten, ...) bilden dann unsere gesuchten Störkörper im Untergrund. Die Quellen des Außenfeldes befinden sich außerhalb der festen Erde. In der Ionosphäre und Magnetosphäre induzieren elektrische Ströme ein Magnetfeld, welches das Innenfeld überlagert.

Bei der Vermessung einer magnetischen Anomalie müssen zeitliche Variationen des Magnetfeldes berücksichtigt werden. Da das Magnetfeld an unterschiedlichen Geländepunkten zu verschiedenen Zeiten gemessen wird, könnte eine zeitliche Variation eine räumliche Anomalie vortäuschen. Das Erdmagnetfeld variiert in einem Zeitbereich von 10^{-3} bis 10^{12} s . Für Prospektionsmessungen sind die kürzeren Variationen des Erdmagnetfeldes, wie der Tagesgang des Magnetfeldes und magnetische Stürme, von besonderer Bedeutung. Sie werden durch Änderungen der Richtung und Intensität von elektrischen Strömen in der Ionosphäre erzeugt, die durch elektromagnetische Effekte und Partikelströme von der Sonne hervorgerufen werden. Diese Änderungen der elektrischen Ströme in der Ionosphäre führen zu Variationen des Erdmagnetfeldes in der Größenordnung von etwa 30 nT bei den täglichen Variationen und bis zu 1000 nT bei magnetischen Stürmen. Länger dauernde Variationen wie z.B. die Säkularvariationen haben ihre Ursache im Erdinne-

ren. Sie führen zu einer Änderung der Richtung und Intensität des Erdmagnetfeldes (Perioden von mehreren 1000 Jahren). Wiederholt man in einem Messgebiet die Messungen in größeren Zeitabständen (mehrere Jahre), so müssen auch die Resultate der Säkularvariationen (z.B. Änderung der Deklination) berücksichtigt werden.

Das Erdmagnetfeld ist aber auch räumlich nicht konstant, sondern ändert sich mit der Höhe und der Position auf der Erde (Länge und Breite). Das Erdmagnetfeld nimmt von den magnetischen Polen ($T = 70000$ nT an der Erdoberfläche) zum magnetischen Äquator ($T = 25000$ nT an der Erdoberfläche) hin ab, wodurch die magnetische Flussdichte um 5 nT pro Kilometer in Nordrichtung zunimmt. Da das Erdmagnetfeld kein reines Dipolfeld ist, sondern auch Nicht-Dipolanteile enthält, variiert es ebenso mit der geographischen Länge. Die Änderungen des Magnetfeldes mit der Höhe über NN betragen etwa 2-3 nT pro 100 m. Da wir in der Geländeübung aber nur kleinräumige Messgebiete mit relativ kurzen Profillängen untersuchen, können die Variationen des Erdmagnetfeldes mit der (geogr.) Länge, (magn.) Breite und Höhe vernachlässigt werden.

Die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes las-

sen sich im Rahmen von Feldmessungen folgendermaßen feststellen:

1. Vergleich der Registrierung mit Registrierungen des nächstgelegenen magnetischen Observatoriums (hier: Observatorium Schiltach (BFO) oder Observatorium Fürstenfeldbruck). Diese Methode ist jedoch nur für sehr grobe Übersichtsmessungen anwendbar.
2. Am Basispunkt befindet sich dauernd ein Messgerät, das entweder kontinuierlich die Tagesvariationen anzeigt, oder in sehr kurzen Abständen abgelesen wird. Dadurch erfasst man die magnetischen Variationen auch in der Zeit, in der sich die Feldgeräte nicht am Basispunkt befinden, und kann z.B. magnetische Stürme erkennen, die sehr kurzperiodische Störungen hervorrufen.

In der Geländeübung werden wir an einem Basispunkt die zeitliche Variation des Erdmagnetfeldes mit einem Torsions-Magnetometer messen. Dies wird im Folgenden mit Basismessung bezeichnet.

4.3 Messinstrumente

4.3.1 Torsions-Magnetometer (Gfz)

Ein kleiner Stabmagnet mit dem magnetischen Moment \vec{m} (magnetischer Dipol parallel zur Achse des Stabmagneten) ist zwischen zwei Metallfäden (Torsionsfäden) drehbar aufgehängt (Abb. 4.3). Durch Torsion dieser Fäden kann auf den Stabmagneten ein mechanisches Drehmoment ausgeübt werden, welches genau das Drehmoment kompensiert, das der Stabmagnet durch ein äußeres Magnetfeld erfährt. Die Kompensation ist dann erreicht, wenn der Stabmagnet wieder in seiner Ruhelage ist, die er ohne äußeres Feld einnehmen würde. Das mechanische Drehmoment hat dann den in Gl. (4.1) angegebenen Wert. Am Instrument wird der Torsionswinkel α abgelesen. Mit der kalibrierten Torsionskonstante τ des Instruments und bekannter Ruhelage α_0 kann das Drehmoment

$$|\vec{D}| = \tau(\alpha - \alpha_0) \quad (4.9)$$

berechnet werden. Daraus ergibt sich mit Gl. (4.1) der Wert

$$B = \frac{\tau(\alpha - \alpha_0)}{|\vec{m}|} \quad (4.10)$$

für die Komponente der magnetischen Flussdichte senkrecht zu \vec{m} und zur Torsionsachse des Instruments. Durch einen geeigneten Aufbau des Instruments kann damit die Magnetfeld-Komponente festgelegt werden, die mit dem Instrument gemessen werden kann. Im Fal-

le des Gfz-Instruments ist das die Vertikalkomponente Z .

Die Stellung des Stabmagneten bezüglich des Gehäuses kann über ein Okular kontrolliert werden. Darin wird auch der Torsionswinkel in Skalenteilen (Skt) abgelesen. Die Torsionskonstante τ ist eine stark temperaturabhängige Materialeigenschaft. Um Effekte von Temperaturschwankungen teilweise zu kompensieren, verwendet man in der Praxis ein ausgeklügeltes System mit Torsionsfäden aus unterschiedlichem Material, die man vorspannt. Trotzdem sollte man Temperaturschwankungen möglichst gering halten. Insbesondere sollte direkte Sonneneinstrahlung vermieden werden. Auch andere Teile der Torsions-Magnetometer sind temperaturabhängig, wie z.B. die Libellenausrichtung, was sich auf die Genauigkeit bei der Ausrichtung der Geräte auswirkt. Dies wiederum hat direkten Einfluss auf das Messergebnis. Mit viel Vorsicht erreicht man mit den Torsions-Magnetometern eine Auflösung von etwa 5 nT.

Der Faktor $\tau/|\vec{m}|$ in Gl. (4.10) muss durch eine Kalibrierung des Instruments bestimmt werden und wird im Folgenden als Kalibrierungsfaktor bezeichnet. Bei der Kalibrierung des Instruments erzeugt man mittels eines Helmholtzspulenpaars (Kalibrierspulen) ein künstliches Magnetfeld zusätzlich zum (unbekannten) Erdmagnetfeld. Dieses künstliche Feld ist aufgrund der Geometrie der Spulen und der Spulenkonstante s sehr genau

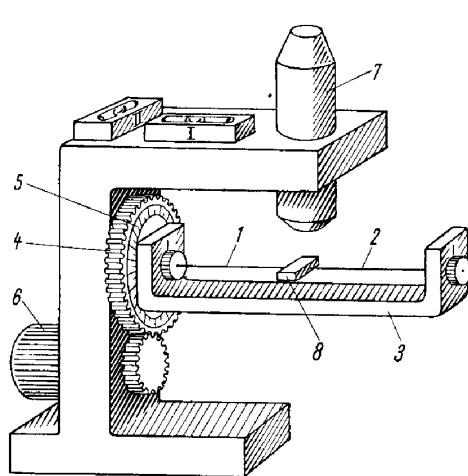


Abbildung 4.3: Torsions-Magnetometer (Askania Gfz): (1,2) Torsionsfäden, (7) Okular, (8) kleiner magnetischer Dipol (Haalck 1956).

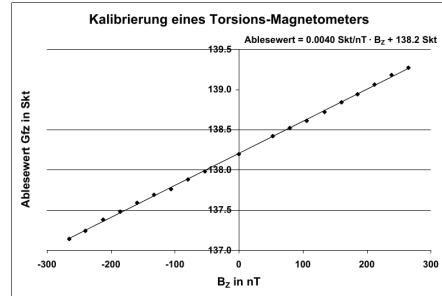


Abbildung 4.4: Bestimmung des Kalibrierungsfaktors eines Torsions-Magnetometers (Gfz), gemessen im Messgebiet A59/1 (Riedheim) in der Geländeübung 2003. Aufgetragen sind die Ablesewerte am Gfz (in Skt) über die angelegte magnetische Flussdichte (in nT). Die magnetische Flussdichte wird aus dem angelegten Strom I an den Helmholtzspulen und der Spulenkonstante s berechnet. Um die Ablesewerte am Gfz in die magnetische Flussdichte umzurechnen, muss man den Kalibrierungsfaktor aus dem Kehrwert der Steigung der Regressionsgeraden bestimmen. In diesem Beispiel ist der Kalibrierungsfaktor 250 nT Skt^{-1} . Nur im Idealfall ist die aus der Kalibrierung resultierende Kurve eine Gerade.

bekannt. Beobachtet werden die Ablesewerte (in Skt) als Funktion des eingestellten Stromes (in mA) durch die Spulen. Mit Hilfe der bekannten Spulenkonstanten s können diese Stromänderungen ΔI in Änderungen

$$\Delta B = s \Delta I \quad (4.11)$$

der magnetischen Flussdichte bezüglich des herrschenden Feldes umgerechnet werden. Zur Bestimmung des Kalibrierungsfaktors trägt man nun diese Ablesewerte über die angelegte magnetische Flussdichte auf. Aus dem Kehrwert der Steigung der Regressionsgeraden bestimmt man den Kalibrierungsfaktor, mit dessen Hilfe man die bei der Messung aufgenommenen Ablesewerte (in Skt) in Einheiten der magnetischen Flussdichte umrechnen kann. Der Zusammenhang zwischen Torsionswinkel und magnetischer Flussdichte weicht bei realen Geräten leicht von der linearen Beziehung ab. Eine durch eine Kalibrierung gewonnene Messkurve ist in Abb. 4.4 gezeigt. Sie stellt einen Zusammenhang zwischen den abgelesenen Werten am Gfz (in Skt) und dem angelegten Magnetfeld (in nT) für ein Torsions-Magnetometer her.

Die Messung mit dem Torsions-Magnetometer ist recht mühsam, da das Gerät an jedem Messpunkt neu aufgestellt, nach Norden ausgerichtet und horizontiert werden muss. Deshalb finden die Torsions-Magnetometer in der Praxis immer seltener Verwen-

dung. Das Messprinzip des Torsions-Magnetometers ist jedoch elementar und sehr anschaulich. Es nutzt die Wirkung eines Drehmomentes auf einen magnetischen Dipol in einem Magnetfeld aus, um die Stärke dieses Magnetfeldes zu bestimmen. Die Torsions-Magnetometer werden in der Übung zu Demonstrationszwecken und zur Basismessung verwendet.

4.3.2 Protonen-Präzessions-Magnetometer

Bei diesem Magnetometer, das abkürzend auch Protonenmagnetometer genannt wird, gehen nur atomphysische Konstanten und eine Zeitmessung in den Messwert ein. Deshalb sind die Messungen weitgehend unabhängig von systematischen Temperatureffekten. Mit Protonenmagnetometern wird die Totalintensität T gemessen.

Das Magnetometer besteht aus einem Behälter, der von einer Spule umgeben und mit Petroleum oder einer anderen wasserstofffreien Flüssigkeit gefüllt ist. Man verwendet deshalb Flüssigkeiten mit einem hohen Wasserstoffgehalt, weil das Wasserstoffatom relativ einfach aufgebaut ist und in seinem Kern nur ein einziges Proton zu finden ist. Beobachtet wird die Präzession der Spins dieser Protonen um das Magnetfeld. Protonen besitzen ein magnetisches Moment \vec{m}_p . Deshalb wirkt auf sie ein Drehmoment nach Gl. (4.1).

Die Präzessionsfrequenz (Larmorfrequenz) ist proportional zu diesem Drehmoment und damit proportional zum äußeren Feld. Die Präzessionsbewegung erfolgt um eine Achse, die durch die Richtung des magnetischen Feldes bestimmt wird. Die Präzession eines einzelnen Protonspins ist ein quantenmechanischer Vorgang und kann eigentlich nicht durch die klassischen Gesetze für einen Kreisel beschrieben werden. Um die Zusammenhänge verständlich zu erklären, verwenden wir hier dennoch die vereinfachte Darstellung der Vorgänge als Kreiselbewegung. Die makroskopisch beobachtete Erscheinung eines magnetischen Wechselfeldes, das sich aus der Überlagerung der magnetischen Momente aller Protonen ergibt, wird dadurch recht gut erklärt.

Die Protonenspins präzidieren um die Richtung des Erdmagnetfeldes, da sie gleichzeitig einen Drehimpuls (Spin) \vec{j} und ein magnetisches Moment \vec{m}_p besitzen. Das Drehmoment, das im externen Feld auf die Protonen wirkt, führt wie bei einem Kreisel zu einer Präzession. Die Präzessionsbewegungen der einzelnen Protonenspins sind jedoch zunächst nicht in Phase. Um ein messbares makroskopisches Signal zu bekommen, müssen die Protonenspins alle gleichphasig um das Erdmagnetfeld präzidieren. Man muss die Protonen also zunächst polarisieren.

Um den Behälter, der das Petroleum enthält, ist eine Spule gewickelt. Zu Beginn der Messung wird ein Gleichstrom in die Spule eingespeist, der ein starkes Magnetfeld erzeugt. Die Spins der Protonen richten sich nun in Richtung der Resultierenden aus dem Erdmagnetfeld und dem angelegten Feld aus. Da das durch die Spule erzeugte Feld jedoch um ein Vielfaches stärker ist als das Erdmagnetfeld, richten sie sich näherungsweise in Richtung des angelegten Feldes aus. Dazu brauchen sie einige Sekunden. Nun schaltet man das äußere Feld schnell ab, so dass es innerhalb von etwa $30\mu s$ verschwindet. Die Spins präzidieren (kreiseln) dann um die Richtung des Erdmagnetfeldes. Aus quantenmechanischen Gründen sind nur diskrete Winkel zwischen \vec{j} und \vec{B} möglich! Die Winkelgeschwindigkeit ω_L dieser Präzession ist proportional zur magnetischen Flussdichte. Die magnetischen Momente der kohärent präzidierenden Spins überlagern sich zu einem makroskopischen Wechselfeld. Dieses Wechselfeld induziert eine Wechselspannung in der Spule, die um den Behälter gewickelt ist. An ihr kann nun die Winkelgeschwindigkeit ω_L gemessen werden. Für diese gilt

$$\omega_L = \frac{g_I \mu_K}{\hbar} |\vec{B}| = \gamma |\vec{B}| \quad (4.12)$$

mit dem Kern-g-Faktor des Protons

$$g_I = 5,585694702, \quad (4.13)$$

dem Kernmagneton

$$\mu_K = 5,050824 \cdot 10^{-27} \text{ Am}^2, \quad (4.14)$$

der Planck'schen Konstante

$$\hbar = \frac{h}{2\pi} = 1,0545887 \cdot 10^{-34} \text{ Js} \quad (4.15)$$

und dem (bekannten und konstanten) gyromagnetischen Verhältnis der Protonen

$$\gamma = \frac{g_I \mu_K}{\hbar} = 2,67522205 \cdot 10^8 \frac{1}{\text{Ts}}. \quad (4.16)$$

So kann aus der Larmorfrequenz $v_L = \omega_L / (2\pi)$ die magnetische Flussdichte $|\vec{B}|$ bestimmt werden. Die Larmorfrequenz eines Protons im Erdmagnetfeld z.B. im Hegau beträgt

$$v_L = \frac{\gamma \cdot 47000 \cdot 10^{-9} \text{ T}}{2\pi} = 2001 \text{ Hz}. \quad (4.17)$$

Die Anzeige des Protonenmagnetometers gibt unmittelbar die Totalintensität in nT an.

Die Messgenauigkeit von Protonenmagnetometern beträgt $\pm 1 \text{ nT}$, in Sonderfällen $\pm 0,1 \text{ nT}$. Die Messung lässt sich sehr schnell durchführen. Allerdings kann man mit dem Protonenmagnetometer nicht kontinuierlich messen, da durch unvermeidbare Energieverluste und Inhomogenitäten des Magnetfeldes die Amplitude der Präzession abklingt und eine Frequenz über eine endliche Zeit gemessen werden muss. Wenn starke Wechselfelder vorhanden sind, ist die Messmethode nicht stabil, da die Protonenspins auf alle äußeren Felder reagieren. Sind die räumlichen Gradienten des Magnetfeldes so groß, dass die Protonen an verschiedenen Stellen der räumlich ausgedehnten Sonde mit deutlich verschiedenen Frequenzen präzidieren und dadurch schnell außer Phase geraten, so ist eine Messung in diesem Gebiet nicht möglich.

4.3.3 Fluxgate-Magnetometer

Diese Instrumente werden auch Sättigungs-, Saturationskern-Magnetometer oder Förstersonden genannt. Sie messen die Vektorkomponente des Magnetfeldes in der zu ihrer magnetischen Achse parallelen Richtung. Eine typische Sonde (es gibt auch anders aufgebaute Ausführungen) besteht aus zwei Weicheisenkernen und insgesamt 4 Spulen, die alle parallel angeordnet sind (Abb. 4.5, links). Jeder Eisenkern ist von einer Spule umgeben, die von Wechselstrom durchflossen wird, wobei der Feldverlauf beider Spulen antiparallel, also gegenphasig ist.

Der magnetische Fluss \vec{B} eines Weicheisenkerns ist in Abb. 4.5 (Mitte oben) gegen die magnetische Feldstärke aufgetragen. Das anregende Feld \vec{H} steuert die Kerne bis in die Sättigung aus. Ohne überlagertes äußeres magnetisches Gleichfeld tritt die Sättigung beider Kerne gleichzeitig ein. Der resultierende Mittelwert des

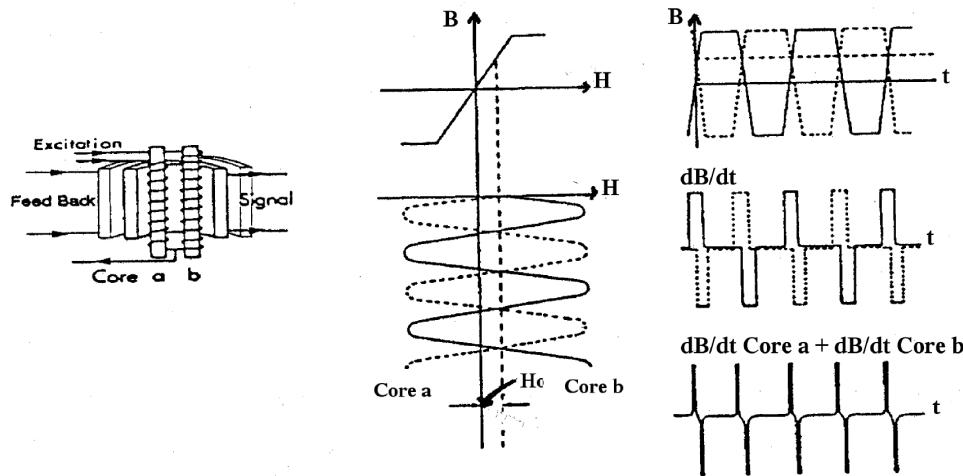


Abbildung 4.5: Aufbau und Funktionsweise des Fluxgate-Magnetometers (modifiziert, Quelle des Originals unbekannt). Links: Die beiden Weicheisenkerne a und b sind jeweils von einer Anregungsspule umgeben. Ein Regelkreis sorgt dafür, dass durch die Rückkopplungsspule ein Strom fließt, der ein Magnetfeld erzeugt, welches das äußere Magnetfeld gerade kompensiert. Dieser Rückkopplungsstrom ist deshalb ein unmittelbares Maß für die zu messende Magnetfeldkomponente. Mitte und rechts: Hier sind die Zusammenhänge zwischen dem Wert der magnetischen Flussdichte B , dem Wert der magnetischen Feldstärke (hier mit H bezeichnet) und der Zeit t dargestellt. Mitte: Der Zusammenhang zwischen H und B ist in den Weicheisenkernen nur bis zu einem maximalen Feld linear. Ab einer bestimmten Größe von H nimmt B nur noch schwach zu, d.h. die Magnetisierung geht in die Sättigung (die magnetische Suszeptibilität hängt vom Magnetfeld ab). Da die Kerne a und b entgegengesetzt magnetisiert werden, geht der Kern, der parallel zum äußeren Magnetfeld magnetisiert wird, früher in die Sättigung. Rechts oben: Die magnetische Flussdichte in den beiden Kernen. Rechts mitte: In der Sensorspule wird eine Spannung induziert, wenn sich der magnetische Fluss durch die Spule ändert. Dies geschieht nur im nichtgesättigten Bereich der Kerne a und b. Rechts unten: Solange beide Kerne nicht gesättigt sind, ist ihr Beitrag zur Flussänderung gerade entgegengesetzt. Ihre Wirkungen heben sich gegenseitig auf. Sobald einer der Kerne in die Sättigung geht, wird die Flussänderung im anderen Kern wirksam und es wird eine Spannung in der Sensorspule induziert.

magnetischen Flusses B verschwindet aus Symmetriegründen.

Liegt ein äußeres Gleichfeld an, wird diese Symmetrie gestört, weil die beiden Kerne sich während einer Anregungshalbperiode verschieden lange in der Sättigung befinden. Der Kern, der in Feldrichtung magnetisiert ist, ist früher gesättigt. In der Sensorspule wird eine Spannung induziert, die proportional zur Änderungsgeschwindigkeit $d(B_a + B_b)/dt$ des Gesamtflusses ist (Induktionsgesetz). Diese wird gleichgerichtet und angezeigt. Je größer das Gleichfeld ist, desto größer werden die Zeitdifferenzen des Eintritts der Sättigung in den beiden Kernen und desto größer wird die resultierende Gleichspannung. Die vierte Spule wird zur Rückkopplung benutzt. Durch entsprechende Beschaltung wird durch diese ein Strom geschickt, der gerade so groß ist, dass das äußere Feld immer kompensiert wird, d.h. an der Sensorspule keine Gleichspannung messbar ist. Der Strom durch die Rückkopplungsspule ist damit ein unmittelbares Maß

für das äußere Gleichfeld. Selbstverständlich müssen diese Geräte mittels bekannter Felder geeicht werden.

In der Geländeübung werden handliche Fluxgate-Magnetometer der finnischen Firma Jalander benutzt. Mit ihnen kann die Vertikalkomponente des Magnetfeldes gemessen werden. Die kleinen räumlichen Variationen sind immer einem großen konstanten Anteil überlagert. Würde die die Absolutwerte auf dem Zeigerinstrument des Magnetometers angezeigt, wären die kleinen Änderungen von Messpunkt zu Messpunkt kaum ablesbar, da der Messbereich der Anzeige groß genug für den Absolutwert gewählt werden müsste. Darauf wird in den Jalander-Magnetometern ein konstanter Anteil des Messwertes elektronisch abgezogen. Die Anzeige gibt nur noch die Abweichung von diesem Wert an. Jetzt kann der Messbereich so gewählt werden, dass der Anzeigebereich vollständig zur Darstellung der Variationen genutzt wird. Vor der Messung muss dazu ein Nullabgleich außerhalb der Anomalie durchgeführt werden.

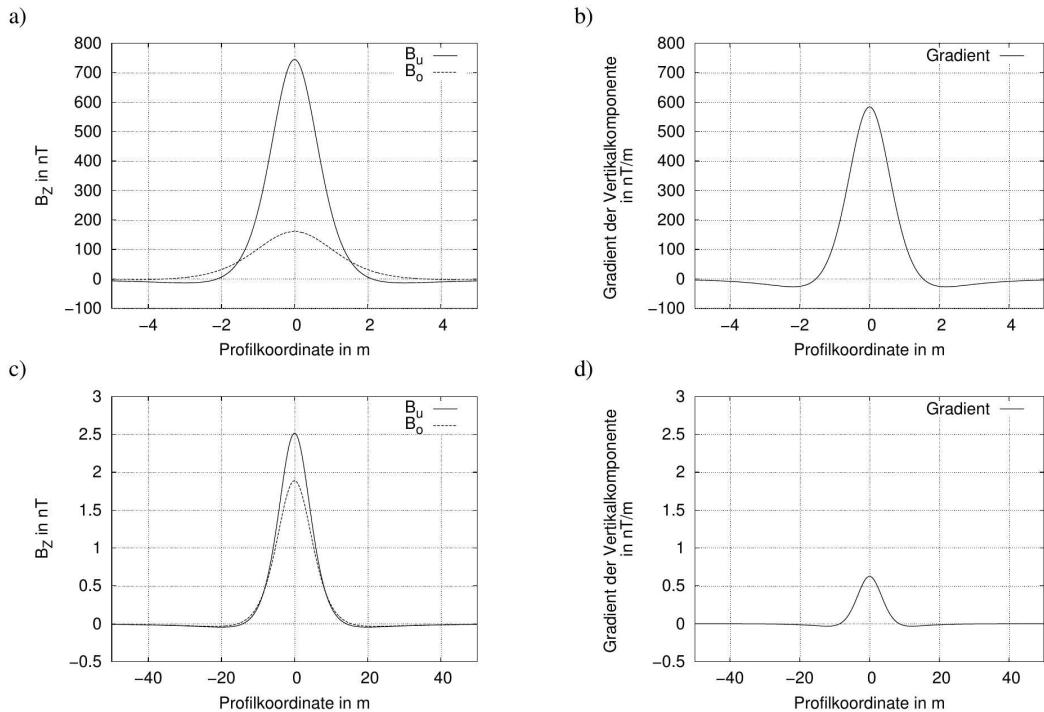


Abbildung 4.6: Schematische Darstellung von Gradientenmessungen eines induziert magnetisierten Dipols, dessen magnetisches Dipolmoment 1 Am^2 beträgt. Der Störkörper befindet sich in einer Tiefe von 2 m (in a und b) bzw. 10 m (in c und d). Der Abstand zwischen dem oberen und unteren Sensor beträgt 1 m. a) und c) Darstellung der Vertikalkomponenten des Anomaliefeldes, die am oberen (B_o) und am unteren Sensor (B_u) für verschiedene Tiefenlagen des Störkörpers registriert werden. b) und d) Darstellung der Gradienten der Vertikalkomponente, die sich für die in a) und c) dargestellten Vertikalkomponenten mit Gl. (4.18) ergeben.

4.3.4 Gradiometer

In der Übung wird das Gradiometer Grad601 der Firma Bartington Instruments verwendet. Dieses Gradiometer enthält zwei 3-Komponenten Fluxgate-Magnetometer, die in einer Röhre senkrecht übereinander angebracht sind. Der Abstand zwischen den Magnetometern beträgt 1 m. Das Gradiometer misst den vertikalen Gradienten

$$\frac{\partial B}{\partial z} \approx \frac{B_u - B_o}{\Delta z} \quad (4.18)$$

des Magnetfeldes aus der Differenz der Vertikalkomponenten der beiden Magnetometer unter Berücksichtigung des Sondenabstandes. Der Gradient besitzt die Einheit nT/m.

Mit zunehmendem Abstand vom Störkörper wird das Anomaliefeld rasch kleiner (siehe Abb. 4.6). Der Messwert am Extremum, der am unteren Sensor (B_u) registriert wird, ist größer als der Messwert am oberen Sensor (B_o). In den Randbereichen des Extremums sind die Messwerte am oberen Sensor (B_o) größer als die Messwerte am unteren Sensor (B_u). Dieser Unterschied

ist besonders groß bei oberflächennahen Störkörpern (Abb. 4.6a). Liegt der Störkörper sehr tief (Abb. 4.6c), dann sind die Felder am oberen und unteren Sensor sehr ähnlich und die gemessene Differenz ist sehr klein (Abb. 4.6d). Daher sind Gradiometer besonders empfindlich für oberflächennahe Störkörper, während großräumige Trends des Magnetfeldes kaum Einfluss auf die Messwerte haben. Ein weiterer Vorteil der Gradientenmessung liegt darin, dass sich zeitliche Variationen des Magnetfeldes nicht auf die Gradientenmessung auswirken.

Ein kritischer systematischer Fehler entsteht, wenn die beiden Vertikalkomponenten während der Messung nicht exakt gleich ausgerichtet oder nicht gleich empfindlich sind. Dann sieht man einen scheinbaren Gradienten, wenn das Gerät in einem homogenen Feld leicht gedreht wird. Bei exakt paralleler Ausrichtung der gemessenen Komponenten, ist die Differenz in einem homogenen Feld lageunabhängig immer null. Die genaue Ausrichtung wird im Grad601 durch eine geeignete Linearkombination der Signale der 3-Komponenten Fluxgate-Magnetometer erreicht. Vor Beginn der Mes-

sung muss man die beiden Fluxgate-Magnetometer außerhalb der Anomalie abgleichen. Die Linearkombination der Komponenten und die Differenzenbildung werden mit analoger Elektronik gebildet und erst das fertige Differenzsignal wird digitalisiert. Dadurch kann eine sehr hohe Empfindlichkeit erreicht werden.

In Abb. 4.6 sind Gradientenmessungen schematisch dargestellt. In diesen Beispielen besitzt der induziert magnetisierte Dipol ein Dipolmoment von 1 Am^2 und

der Abstand zwischen den Sensoren beträgt 1 m. Die Tiefe des Störkörpers beträgt 2 m in Abb. 4.6a,b und 10 m in Abb. 4.6c,d. In Abb. 4.6a,c sind die an dem oberen (B_o) und unteren Sensor (B_u) gemessenen Vertikalkomponenten des Anomaliefeldes gezeigt. In Abb. 4.6b,d sind die mit Gl. (4.18) berechneten Gradienten der Vertikalkomponente dargestellt. Man erkennt deutlich, dass die Empfindlichkeit der Gradientenmessung bei oberflächennahen Störkörpern größer ist.

4.4 Versuchsdurchführung

Grundsätzlich ist es bei Magnetfeldmessungen unbedingt zu vermeiden, magnetische Gegenstände am Körper zu tragen, da diese das Messergebnis entscheidend beeinflussen. Vor jeder Messung muss daher ein „magnetischer Striptease“ durchgeführt werden. Alle magnetischen Teile am Körper und an der Kleidung müssen außerhalb des Messgebietes abgelegt werden. Hierzu gehören beispielsweise Armbanduhren, metallischer Schmuck, Schlüssel, Gürtelschnallen und Taschenmesser. Wie stark der Störeffekt jeweils ist, können Sie leicht selbst ermitteln, indem Sie die Gegenstände in die Nähe eines Messgerätes bringen und darauf achten, wie stark sich der Messwert ändert. Erst wenn sich der Messwert nicht mehr ändert, wenn Sie Ihre Position zum Messinstrument ändern, war der magnetische Striptease erfolgreich. Achten Sie aber auch darauf Ihre Fahrzeuge reichlich außerhalb des Messgebietes abzustellen. Diese stellen nämlich eine starke magnetische Anomalie dar, genauso wie gusseiserne Kanaldeckel (die Sie nicht entfernen können) und ähnliche Gegenstände. Magnetische Gegenstände, die offensichtlich im Messgebiet liegen, aber nicht entfernt werden können, müssen in die Lageskizze eingetragen werden!

Zuerst wird das Messgerät für die Basismessung aufgebaut. Es ist darauf zu achten, dass das Messgerät auch im Laufe des Tages keiner starken Sonneneinstrahlung und keinem Regen ausgesetzt ist. In der Übung wird als Basismessgerät ein Torsions-Magnetometer verwendet. Das Basismessgerät muss ca. alle 10-15 Minuten abgelesen werden. Diese Ablesung sollte möglichst immer von der gleichen Person durchgeführt werden. In der Übung sollten Sie sich aber nach mehreren Messungen ablösen, damit alle TeilnehmerInnen die Gelegenheit bekommen, die Messung durchzuführen.

Das Torsions-Magnetometer an der Basisstation muss zunächst kalibriert werden. Dazu wird ein Helmholz-spulenpaar verwendet (vgl. Abschnitt 4.3.1). Die Ablesewerte am Gfz werden über die angelegte magnetische Flussdichte aufgetragen. Aus dem Kehrwert der Steigung der Regressionsgeraden wird der Kalibrierungsfaktor bestimmt. Mit dem Torsions-Magnetometer misst man dann die zeitliche Variation des Magnetfeldes. Die abgelesenen Werte (in Skt) können dann mit

Hilfe des Umrechnungsfaktors in Einheiten der magnetischen Flussdichte umgerechnet werden. In der Auswertung können die Messwerte der Vertikalkomponente anhand dieser Tagesgangkurve korrigiert werden.

Nun wird mit allen anderen Messgeräten an dieser Basisstation ein Messwert aufgenommen. Die Protonen-Magnetometer, die die Totalintensität in nT messen, sollten nun alle den gleichen Wert zeigen. Falls Sie signifikante Abweichungen zwischen den Werten feststellen, diskutieren Sie dies im Protokoll. Es ist wichtig, diese Messung am Basispunkt durchzuführen, um die Messwerte der unterschiedlichen Geräte nachher miteinander vergleichen zu können.

Als nächstes werden die Profile festgelegt. Berücksichtigen Sie dabei auch die Messergebnisse anderer Versuche. Sie können gleich in eine topographische Karte eingetragen werden. Entlang dieser Profile wird nun die Totalintensität des Magnetfeldes mit dem Protonen-Magnetometer gemessen. Auf einem Profil wird zu Übungszwecken auch die vertikale Komponente des Magnetfeldes mit dem Fluxgate-Magnetometer vermessen. Die Messpunkte sollten entlang der Profile im Abstand von 1 m, im Bereich der Anomalie im Abstand von 50 cm zueinander liegen. Es empfiehlt sich, mit den Protonen-Magnetometern zwei Messwerte an jedem Messpunkt aufzuzeichnen, um ein Gefühl für die Wiederholgenauigkeit zu bekommen. In diesem Zusammenhang ist es auch sinnvoll, ein Profil zweimal mit dem gleichen Magnetometer zu vermessen. Da man die Messung nicht exakt wiederholt werden kann, z.B. ist die Magnetometerausrichtung oder die Lage der Messpunkte nicht exakt wiederholbar, resultieren daraus signifikante Abweichungen der Messwerte. Die doppelt aufgezeichneten Messwerte an jedem Messpunkt werden anschließend gemittelt und graphisch dargestellt. Bereits im Feld sollte man die Lage der maximalen Messwerte bestimmen, mit dem Verlauf der Messprofile vergleichen und gegebenenfalls die Messprofile verlängern oder Messpunktabstände verkürzen. Nutzen Sie die Information über die Lage des maximalen Messwertes um weitere Messprofile anzulegen. Mit Hilfe des Gradiometers kann eine Kartierung des Messgebiets durchgeführt werden.

4.5 Auswertung

Bei der Auswertung wird zuerst der Kalibrierungsfaktor des Torsions-Magnetometers bestimmt, mit dem man dann die Ablesewerte des Gfz (in Skt) in Einheiten der magnetischen Flussdichte umrechnet. Bei Bedarf können jetzt alle Messkurven der Vertikalkomponente anhand des Tagesgangs korrigiert werden. Die Geräte zur Messung der Totalintensität (Protonen-Magnetometer) werden nun aufgrund der Messungen am Basispunkt so korrigiert, dass die Messwerte miteinander vergleichbar sind. Auch die Messwerte des Fluxgate-Magnetometers (in Skt) müssen mit bekanntem Skalenfaktor (in nT/Skt) in Einheiten der magnetischen Flussdichte umgerechnet werden. Die korrigierten Messwerte können dann graphisch dargestellt werden.

Nun kann eine qualitative Auswertung erfolgen. Hierbei werden die Ergebnisse der Diskussion von Störfeldern einfacher Körper (z.B. unendlicher Gang, Zylinder) mit den gemessenen Werten verglichen. So kann die Lage, die ungefähre räumliche Ausrichtung und Größe des Störkörpers im Untergrund abgeschätzt werden.

Der weitere Verlauf der Auswertung richtet sich nach dem Typ der untersuchten Anomalie.

- Die Messwerte der Kartierung, die mit dem Gradiometer durchgeführt wurde, werden in einem Grafikprogramm dargestellt.
- Ist die gemessene Kurve der Vertikalkomponente symmetrisch, bietet sich eine Bestimmung der Ausdehnung und der Tiefenlage mit dem Zweikreisverfahren an.
- Erhält man bei der qualitativen Auswertung einen unendlichen Gang oder einen Zylinder, so können Matlab-Programme, die die Totalintensität und Vertikalkomponente des resultierenden Feldes berechnen, zur quantitativen Auswertung verwendet werden.

Abschließend sollte ein Modell vorgestellt werden, das auch die Ergebnisse aus den anderen Versuchen mit einbezieht. Eine Diskussion von Störeinflüssen (quantitative Fehlerabschätzung) gehört in jedes Protokoll.

4.5.1 Interpretation der Messwerte

Bei der Interpretation magnetischer Messungen treten folgende grundsätzliche Probleme auf.

1. Wie für jedes Potentialfeld gilt auch für magnetische Messungen: Ein durch einen Störkörper

im Untergrund verursachtes Feld, kann durch unendlich viele Untergrundmodelle erklärt werden, die alle zu der gleichen Anomalie im Magnetfeld führen.

2. Die gemessene Magnetisierung kann entweder komplett durch das heutige Magnetfeld hervorgerufen sein (induzierte Magnetisierung) oder sie besitzt noch Anteile früherer Magnetisierungen (remanente Magnetisierung). Bei der Messung weiß man zunächst nicht, um welchen Anteil es sich handelt, und ob ein gemessener Wert zum Beispiel durch ein schwaches Magnetfeld in heutiger Feldrichtung, oder durch remanente, aber starke Magnetisierung in entgegengesetzter Feldrichtung hervorgerufen wurde.
3. Bei einem Modell einer magnetischen Anomalie kann sowohl die Form als auch die magnetische Suszeptibilität variieren. Um die Fülle möglicher Modelle einzuschränken, wird man magnetische Messungen mit anderen Messergebnissen kombinieren, z.B. mit Luftphotos, geologischen Kenntnissen, seismischen, geoelektrischen oder gravimetrischen Messungen.

4.5.2 Qualitative Interpretation

Auch wenn nur einzelne Profile vermessen wurden, kann man häufig auf die Lage des Störkörpers und dessen räumlichen Verlauf schließen. Als Grundlage hierfür dient die Diskussion einfacher Störkörper. Man versucht aus der Überlagerung von Hintergrundfeld und Anomaliefeld Rückschlüsse auf die Lage und Neigung des Störkörpers im Untergrund zu ziehen (siehe Skriptum zu den Laborübungen, Ritter u. a. 2014, Kapitel 8.2.6).

4.5.3 Quantitative Interpretation

Das gemessene Magnetfeld kann zum einen durch induzierte Magnetisierung entstanden sein, zum anderen aber auch einen Anteil an remanenter Magnetisierung besitzen. Diese beiden Anteile sind quantitativ sehr schwer zu trennen. Bei der quantitativen Interpretation gehen wir deshalb in der Übung immer davon aus, dass der Störkörper nur eine induzierte Magnetisierung besitzt.

Modellierung der Anomalie in Matlab

Die quantitative Interpretation der Anomalie anhand analytischer Lösungen ist für gewisse Störkörper mit

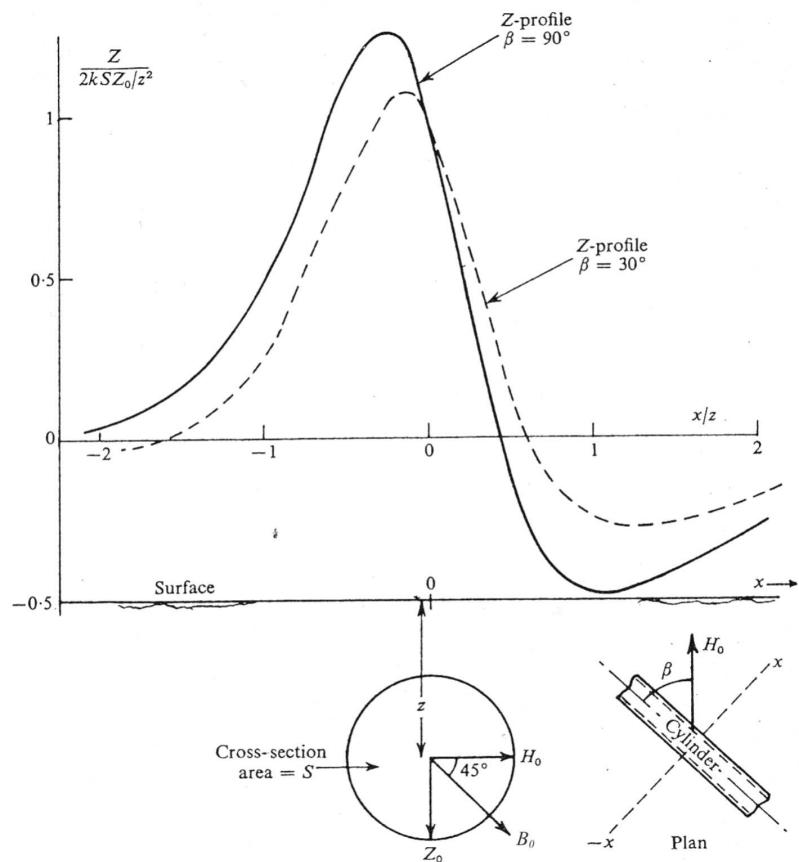


Abbildung 4.7: Darstellung der Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes berechnet für einen horizontal liegenden Vollzyylinder nach Gleichung 3.34 von Telford u. a. (1976) mit unterschiedlichen Streichwinkeln β des Zylinders bzgl. der magnetischen Feldrichtung (hier mit H_0 gekennzeichnet). Der Zylinder ist in horizontaler Richtung unendlich ausgedehnt. Das Messprofil verläuft senkrecht über die Struktur hinweg. Durchgezogene Linie: Z für einen Streichwinkel von 90° , gestrichelte Linie: Z für einen Streichwinkel von 30° , k : magnetische Suszeptibilität, S : Querschnittsfläche des Zylinders, Z_0 : Vertikalkomponente des ungestörten Erdmagnetfeldes, z : Tiefe des Zylindermittelpunktes (Telford u. a. 1976).

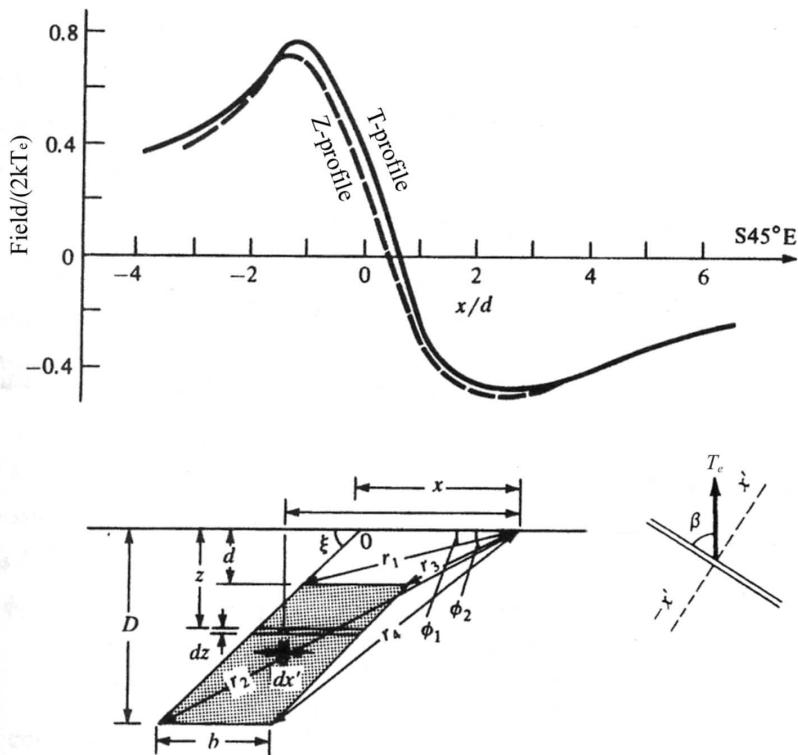


Abbildung 4.8: Darstellung der Totalintensität T und der Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes berechnet für einen geneigten Gang nach Gl. 3.44 von Telford u. a. (1990). Der Gang ist in horizontaler Richtung unendlich und vertikal endlich ausgedehnt. Das Messprofil verläuft senkrecht über die Struktur hinweg. k : magnetische Suszeptibilität, β : Streichwinkel des Ganges bzgl. der magnetischen Feldrichtung, ξ : Neigung des Ganges bzgl. der Horizontalen, b : Breite des Ganges, d : Tiefe der Oberkante des Ganges, D : Tiefe der Unterkante des Ganges, x : Abstand zum Aufpunkt, T_e : Totalintensität des ungestörten Erdmagnetfeldes (Telford u. a. 1990).

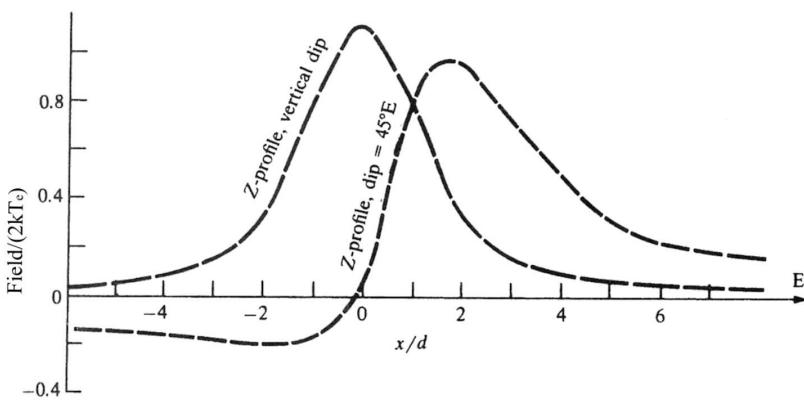


Abbildung 4.9: Darstellung der Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes für verschiedene Gangneigungen nach Gl. 3.44 von Telford u. a. (1990). Der Gang ist vertikal unendlich ausgedehnt und das Messprofil verläuft senkrecht über die Struktur hinweg. Groß-gestrichelte Linie: berechnete Vertikalkomponente für einen vertikal stehenden Gang, klein-gestrichelte Linie: berechnete Vertikalkomponente für einen um 45° E geneigten Gang (Telford u. a. 1990).

[...]

```
%% INPUT

% =====
% Messdaten
% =====
% Textdatei mit 2 Spalten: 1 = Koordinate, 2 = Messwert
data_file = 'a59prot_p2_2003.dat';

% =====
% Variablendefinition (Winkel in ° angeben!)
% =====
IH      = 63.75;    % Inklination des Hintergrundfeldes (in °)
TH      = 47000;   % Totalintensität des Hintergrundfeldes (in nT)
D       = 500;     % Tiefe Gangunterkante (in m)
beta    = 0;       % Streichwinkel des Gangs (abgetragen im Uhrzeigersinn, in °, 0°=N-S-Richtung)
xi      = 90;      % Neigung des Gangs (abgetragen im Gegenuhzeigersinn, in °, 90°=vertikal)
kappa   = 0.0085;  % magnetische Suszeptibilität
d       = 2.5;    % Tiefe Gangoberkante (in m)
b       = 9.5;    % Gangbreite (in m)
XPOS   = 20;      % Verschiebung des Ursprungs des Koordinatensystems der Modellierung
DATASHIFT = 47700; % Offset der Messung (Messwert an der Basis)

% =====
% Einstellungen der Abbildung
% =====
xrange    = [-20 30];    % x-Achsen-Begrenzung
datarange  = [-200 1400]; % y-Achsen-Begrenzung
infoxy    = [15 1200];   % Koordinaten (x,y) für Infobox mit Gangparametern
Legende_Daten = 'Messwerte 2003, Messgebiet A59/1'; % Legendeneintrag der Messwerte
```

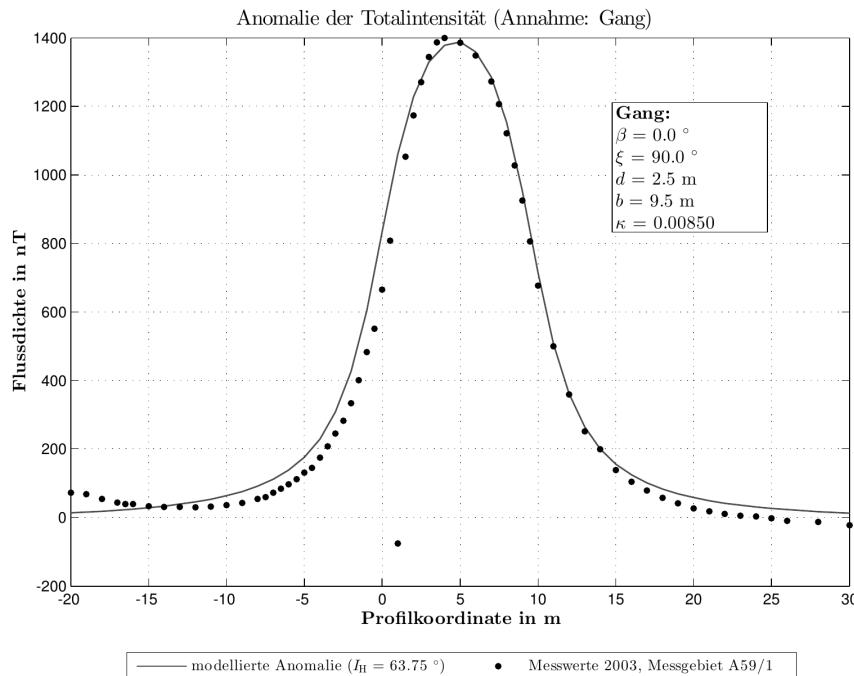


Abbildung 4.10: oben: Textauszüge aus dem Matlab-Skript `magnetik_gang.m`, das einen vertikal unendlich ausgedehnten Gang modelliert. Im ersten Abschnitt (Messdaten) ist die Textdatei mit Profilkoordinaten und zugehörigen Messwerten festzulegen. Im zweiten Textabschnitt (Variablendefinition) werden die Modellparameter eingestellt. Mit dem dritten Textabschnitt wird die Grafik erstellt. unten: Beispielmodellierung eines Datensatzes, der im Messgebiet A59/1 im Jahr 2003 mit einem Protonen-Präzessions-Magnetometer registriert wurde. Die Messdaten werden mit der Vorhersage (Telford u. a. 1990, Gl. 3.44) für die gegebenen Modellparameter verglichen.

[...]

```

%% INPUT

% =====
% Messdaten
% =====
% Textdatei mit 2 Spalten: 1 = Koordinate, 2 = Messwert
data_file = 'a81flux_p1_2007.dat';

% =====
% Variablendefinition (Winkel in ° angeben!)
IH      = 63.75;          % Inklination des Hintergrundfeldes (in °)
TH      = 47000;           % Totalintensitaet des Hintergrundfeldes (in nT)
beta    = 60;              % Streichwinkel des Zylinders (abgetragen im Uhrzeigersinn, in °, 0°=N-S-Richtung)
z       = 15;              % Tiefe des Mittelpunktes der Querschnittsflaeche (in m)
rz      = 15;              % Radius der Zylinderroehre (in m)
kappa   = 0.0037;          % magnetische Suszeptibilitaet
XPOS    = 10;              % Position des Zylinders (in m)
DATASHIFT = 115.0;         % Offset der Messwerte (Wert der auerhalb der Anomalie gemessen wird)

% =====
% Einstellungen der Abbildung
% =====
xrange   = [-5 30];        % x-Achsen-Begrenzung
datarange = [-200 1200];    % y-Achsen-Begrenzung
infoxy   = [10 250];        % Koordinaten (x,y) für Infobox mit Zylinderparametern
Legende_Daten = 'Fluxgate-Messwerte 2007, Messgebiet A81, Profil M1'; % Legendeneintrag der Messwerte

```

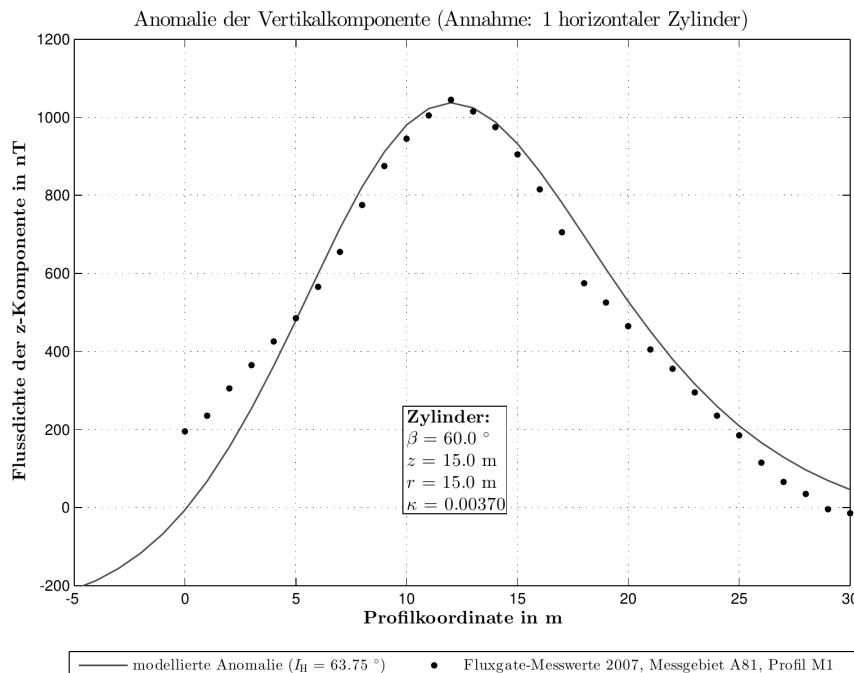


Abbildung 4.11: oben: Textauszüge aus dem Matlab-Skript `magnetik_zylinder.m`, das einen horizontal liegenden Vollzylinder modelliert. Im ersten Abschnitt (Messdaten) ist die Textdatei mit Profilkordinaten und zugehörigen Messwerten festzulegen. Im zweiten Textabschnitt (Variablendefinition) werden die Modellparameter eingestellt. Mit dem dritten Textabschnitt wird die Grafik erstellt. unten: Beispielmodellierung eines Datensatzes, der im Messgebiet A81 im Jahr 2007 mit einem Fluxgate-Magnetometer registriert wurde. Die Messdaten werden mit der Vorhersage (Telford u. a. 1976, Gl. 3.34) für die gegebenen Modellparameter verglichen.

idealener Geometrie möglich. Hierzu werden in der Übung 2 Matlab-Skripte (`magnetik_gang.m`, `magnetik_zylinder.m`) zur Verfügung gestellt, mit deren Hilfe man die Totalintensität T und die Vertikalkomponente Z für bestimmte Untergrundmodelle berechnen kann. Die Ausdehnung des Störkörpers ist in horizontaler Richtung unendlich, während die vertikale Ausdehnung endlich oder unendlich sein kann. Das Messprofil verläuft senkrecht über die Struktur hinweg. Bei der Modellierung wird die Topographie des Messgebietes nicht berücksichtigt. Der Störkörper kann als horizontal liegender Vollzylinder oder als vertikal unendlich ausgedehnter, geneigter Gang modelliert werden. Die gemessenen Daten von T bzw. Z werden in das Programm eingelesen. Um Rückschlüsse auf den Störkörper im Untergrund zu ziehen, werden die theoretischen Werte an die gemessenen Werte angeglichen. Das heißt die Parameter des Störkörpers werden so lange variiert, bis man eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Daten erhält. Es ist bei der Modellierung darauf zu achten, dass die eingegebenen Parameter realistisch für das untersuchte Messgebiet sind. Dazu vergleicht man z.B. die ermittelte magnetische Suszeptibilität mit den Literaturwerten für das vermutete Gestein des Störkörpers und man bezieht Ergebnisse aus den vorangegangenen Versuchen im Messgebiet mit ein (Plausibilitätsüberprüfung der Parameter).

Im Skript `magnetik_zylinder.m` modelliert man den Störkörper als horizontal liegenden Vollzylinder (z.B. der Autobahntunnel der A81). Mit Gl. 3.34 von Telford u. a. (1976) berechnet man die Vertikalkomponente des Anomaliefeldes. Die Geometrie des Störkörpers ist in Abb. 4.7 dargestellt. Im Skript `magnetik_zylinder.m` kann man die magnetische Suszeptibilität κ , den Streichwinkel β des Zylinders zur magnetischen Feldrichtung, den Radius r und die Querschnittsfläche S des Zylinders und die Tiefe z zur Zylindermitte variieren. In Abb. 4.7 ist der Verlauf der Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes für unterschiedliche Streichwinkel β normiert aufgetragen, um den schematischen Verlauf für das Modell darzustellen. Hier ähnelt der Z Verlauf des Zylinders mit einem Streichwinkel von 90° (durchgezogene Linie) dem eines Zylinders mit einem Streichwinkel von 30° (gestrichelte Linie). Der Z Verlauf berechnet für einen Zylinder mit einem Streichwinkel von 90° ist stärker ausgeprägt. Vergrößert man den Streichwinkel β , so wird der Verlauf der Vertikalkomponente ausgeprägter.

Im Matlab-Skript `magnetik_gang.m` modelliert man einen vertikal unendlich ausgedehnten Gang (z.B. Basaltgang). Mit Gl. 3.44 von Telford u. a. (1990) berechnet man T und Z des Anomaliefeldes. Die Geometrie des Störkörpers ist in Abb. 4.8 dargestellt. Im Skript `magnetik_gang.m` kann man die magnetische Suszeptibilität κ , den Streichwinkel β des Gangs zur magneti-

schen Feldrichtung, die Neigung ξ des Gangs zur Horizontalen, die Breite b und die Tiefe d des Gangs variieren. In Abb. 4.8 sind die theoretische Totalintensität T und Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes eines vertikal unendlich ausgedehnten und geneigten Gangs dargestellt. Beachte: In der Abb. 4.8 ist die berechnete Totalintensität des Anomaliefeldes und nicht die gemessene Anomalie der Totalintensität dargestellt (siehe Kapitel 8.2.6 und Abb. 8.8d im Skriptum zu den Laborübungen, Ritter u. a. 2014). Die Darstellung ist normiert aufgetragen, um den schematischen Verlauf für das Modell darzustellen. Der Verlauf der Totalintensität des Anomaliefeldes ähnelt dem Verlauf der Vertikalkomponente des Anomaliefeldes. In Abb. 4.9 ist die Vertikalkomponente des Anomaliefeldes für verschiedene Neigungen eines vertikal unendlich ausgedehnten Ganges normiert dargestellt. Der vertikal stehende Gang verursacht einen symmetrischen Z Verlauf. Der um 45° E geneigte Gang besitzt im Westen ein Minimum. Da der Gang vertikal unendlich ausgedehnt ist, verschwindet im Osten das Minimum in der Vertikalkomponente Z des Anomaliefeldes. Die Neigung des Gangs und dessen vertikale Ausdehnung haben einen Einfluss auf die Form des Z Verlaufs.

Um die Bedienung der Matlab-Skripte zu verdeutlichen sind in Abb. 4.10 und Abb. 4.11 wichtige Textauszüge aus `magnetik_gang.m` und `magnetik_zylinder.m` dargestellt. In beiden Skripten sind anwendungsspezifische Parameter einzustellen. Diese sind im Block *INPUT* aufgelistet. Der Input-Block beginnt mit dem Namen der Datei (`data_file`), die die Daten der Profilmesung enthält. Der Dateiname wird in Apostrophen angegeben. Die Datei besteht aus zwei Spalten und kann zu Beginn beliebig viele Headerzeilen (mit # beginnend) enthalten. In der ersten Spalte ist die Profilkoordinate und in der zweiten Spalte der zugehörige Messwert von ΔT bzw. ΔZ aufgelistet. In dem Abschnitt Variablendefinition werden die Modellparameter gesetzt (β , ξ , κ , d und b in `magnetik_gang.m` (Abb. 4.10) und β , z , rz und κ in `magnetik_zylinder.m` (Abb. 4.11)). Die Parameter des Hintergrundfeldes (IH , TH) sind dem IGRF für die Region Hegau entnommen und sollten nicht verändert werden. Um die Messdaten und die Modellierung besser vergleichen zu können, ist es möglich die Messwerte mit *XPOS* und *DATASHIFT* zu verschieben. In dem unteren Textauszug ist die Erstellung der Abbildung dargestellt. Hier wird die Achsenbeschriftung und der Abbildungstitel, der die verwendeten Parameter enthalten soll, gesetzt. Mit dem Skript `magnetik_gang.m` (Abb. 4.10) ist es möglich sowohl die Anomalie der Totalintensität (im Skript mit *TA* bezeichnet) als auch die Anomalie der Vertikalkomponente (im Skript mit *ZSG* bezeichnet) zu berechnen, während im Skript `magnetik_zylinder.m` nur die Anomalie der Vertikalkomponente (im Skript mit *ZZ* bezeichnet) berechnet wer-

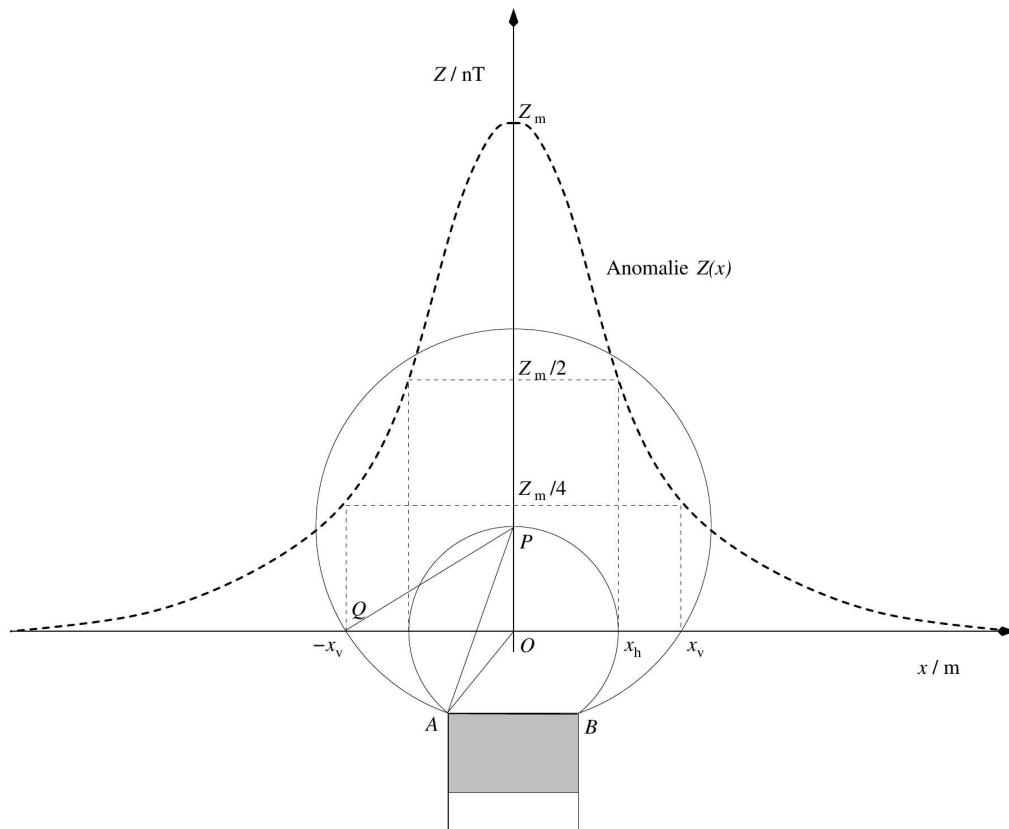


Abbildung 4.12: Zweikreisverfahren: Für bestimmte Störkörper mit idealer Geometrie lässt sich die Tieflage und Ausdehnung des Körpers aus dem räumlichen Verlauf der gemessenen Anomalie geometrisch ermitteln. Das Verfahren gilt exakt für die Z -Anomalie über einem senkrecht magnetisierten Gang mit unendlicher Ausdehnung in y - und z -Richtung (modifiziert nach Original von Widmer-Schnidrig).

den kann. Durch Ausführen der Matlab-Skripte werden die jeweiligen Anomalien graphisch dargestellt. Im unteren Teil der Abbildungen 4.10 und 4.11 sind die resultierenden Modellierungen zweier Beispieldatensätze gezeigt. Die theoretischen Anomalien TA und ZZ sind als durchgezogene Linien dargestellt, die Punkte geben die beobachteten Anomalien ΔT und ΔZ wieder. Der in Abb. 4.10 modellierte Datensatz wurde im Messgebiet A59/1 im Jahr 2003 mit einem Protonen-Präzessions-Magnetometer registriert. Die modellierten Parameter (siehe Textboxen) sind plausibel und erklären die beobachtete Anomalie ΔT sehr gut. Der in Abb. 4.11 modellierte Datensatz wurde im Messgebiet A81 im Jahr 2007 mit einem Fluxgate-Magnetometer registriert. Auch hier ist die Anpassung der theoretischen an die gemessene Anomalie recht gut; die verwendeten Modellparameter sind im Abbildungstitel aufgelistet. Die Abweichung auf der linken Seite des Maximums kann eventuell mit der Topographie im Messgebiet erklärt werden, da diese

bei der Modellierung nicht berücksichtigt wird.

Zweikreisverfahren

Falls die gemessene Kurve der Vertikalkomponente Z symmetrisch ist, kann auch das Zweikreisverfahren (Abb. 4.12) zur Bestimmung der Breite und Tieflage der magnetischen Anomalie im Untergrund benutzt werden. Dazu misst man das Maximum (Z_m) auf der Z -Achse und trägt dessen Lage auf der Entfernungsachse ab (Punkt O). Die Lagen des halben ($Z_m/2$) und viertel Maximums ($Z_m/4$) werden ebenfalls abgetragen (Punkte $\pm x_h$ und $\pm x_v$). Nun schlägt man einen Kreis um O mit dem Radius x_h . Den Schnittpunkt dieses Kreises mit dem Lot durch das Maximum bezeichnet man als P . Nun wird ein weiterer Kreis um P mit dem Radius x_v geschlagen. Verbindet man die Schnittpunkte bei der Kreise (A und B), so erhält man die Eckpunkte des Störkörpers und somit seine Breite und Tieflage. Das

Zweikreisverfahren gilt exakt für eine vertikal stehende Platte, die in Nord-Süd-Richtung und in der Tiefe eine unendliche Ausdehnung besitzt. Die Platte muss außerdem in z -Richtung magnetisiert sein. Diese Voraussetzungen sind in der Natur jedoch nie gegeben. Das Verfahren funktioniert aber auch noch gut, wenn die Platte

nicht unendlich lang ist und die Magnetisierung in der Plattenebene verläuft. Erst wenn die Richtung der Magnetisierung und die Gangrichtung nicht mehr zusammenfallen bricht das Verfahren zusammen. Vorsicht ist insbesondere geboten, wenn die Anomalie nicht symmetrisch ist.

4.6 Fragen zur Selbstkontrolle

Die folgenden Fragen sollen als Orientierungshilfe zur Vorbereitung des Versuchs dienen. Die weitergehen den, mit \diamond gekennzeichneten Fragen sollen zur Lektüre der Lehrbücher anregen. Sie können am Versuchstag mit dem Betreuer diskutiert werden. Sie sind nur dann ausreichend auf den Versuch vorbereitet, falls Sie alle Fragen, die nicht durch \diamond gekennzeichnet sind, beantworten können.

- Wie ist die magnetische Flussdichte physikalisch definiert?
- Welche Einheiten der magnetischen Flussdichte sind gebräuchlich?
- Wie stark ist (größenordnungsmäßig) das erdmagnetische Feld?
- Welches sind die Quellen des erdmagnetischen Feldes?
- Welches physikalische Feld messen wir und welche Materialeigenschaft des Untergrundes wirkt sich darin aus?
- Durch welche Komponenten und Winkel beschreibt man das erdmagnetische Feld?
- Was ist ein magnetischer Dipol?
- Wie ist das Moment eines Dipols definiert?
- Das Magnetfeld der Erde lässt sich weitgehend durch einen Dipol im Erdinneren beschreiben. Befindet sich unter der Arktis ein magnetischer Nord- oder Südpol?
- Was ist der Unterschied zwischen dem geomagnetischen Nordpol und dem geographischen Nordpol der Erde?
- Wie groß ist die Inklination im Messgebiet (circa)?
- Die Pfeile an magnetischen Feldlinien zeichnen wir vom magnetischen Nord- zum magnetischen Süd-Pol. Wie liegt der Feldvektor des ungestörten Erdmagnetfeldes im Messgebiet im Raum?
- Wie ist die Magnetisierung definiert?
- \diamond Was ist der Unterschied zwischen induzierter und remanenter Magnetisierung eines Gesteins?
- \diamond Wie entsteht thermoremanente Magnetisierung?
- Welche zeitlichen Änderungen des Erdmagnetfeldes sind bekannt? Wie schnell laufen sie ab und welche Ursachen haben sie? Wie groß ist die Amplitude dieser Variationen?
- \diamond Was ist eine Polwanderungskurve?
- Wie stark ändert ich der Betrag des Magnetfeldes vom magn. Äquator zum magn. Pol (Größenordnung)?
- In welcher Größenordnung liegen die Anomalien des Magnetfeldes, die wir messen wollen?
- Wie lautet die Rechte-Hand-Regel?
- Was ist ein Drehmoment?
- Wie lautet die Gleichgewichtsbeziehung beim Torsionsmagnetometer?
- Wie ist der Skalenwert eines Torsionsmagnetometers definiert?
- Was ist der Spin eines Protons?
- Was ist Präzession?
- Was ist die Ursache der Protonen-Präzession?
- Wie groß ist die Frequenz der Protonen-Präzession?
- Welche Komponente des Magnetfeldes messen Protonen-Magnetometer, Gfz-Magnetometer oder Fluxgate-Magnetometer? Für welche Komponente misst das Gradiometer den Gradienten?
- Wie müssen die Sensoren der Protonen-Magnetometer orientiert werden?
- Mit welchem einfachen Messgerät kann die Deklination bestimmt werden (vorausgesetzt die geographische Nordrichtung ist bekannt)?

- Bei der theoretischen Beschreibung einer Anomalie betrachten wir oft nur das Magnetfeld, das von der Anomalie ausgeht. Welche Komponente dieses Störfeldes äußert sich (näherungsweise) in den Messwerten eines Protonen-Magnetometers?
- Vor jeder Messung müssen magnetisierbare Gegenstände abgelegt werden, die wir am Körper

tragen (magnetischer Striptease). Warum? Wie können Sie überprüfen, ob nichts vergessen wurde?

- Welche der verwendeten Magnetometer sind empfindlich für Temperaturänderungen?
- Welche der verwendeten Magnetometer müssen genau horizontiert werden?

4.7 Literatur

Weitere Literaturhinweise

Der Riedheimer Basaltgang, eines der Messgebiete in den Geländeübungen, wurde von Nöding und Steinbach (1992) detailliert kartiert. Wall u. a. (2004) haben eine gesteinsmagnetische Untersuchung des Gangs durchgeführt. Die magnetischen Anomalien im Bereich des Hegauvulkanismus wurden von Mäussnest (z. B. 1964) kartiert. Eine Karte der Vorkommen wurde von Mäussnest und Schreiber (1982) erstellt.

Literaturverzeichnis

- Haalck, H. (1956). „Ein Torsionsmagnetometer zur Messung der Vertikalkomponente des erdmagnetischen Feldes“. In: *Askania Warte* 50.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Mäussnest, O. (1964). „Feld- und gesteinsmagnetische Arbeiten im Gebiet der Hegauvulkane“. In: *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.* 46, S. 23–33. DOI: 10.1127/jm/46/1964/23.
- Mäussnest, O. und A. Schreiber (1982). „Karte der Vorkommen von Vulkangesteinen im Hegau“. In: *Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg* 10, S. 1–48.
- Nöding, J. und H. Steinbach (1992). „Untersuchung eines Basaltgangs mit magnetischen und seismischen Methoden“. Diplomarbeit. Geophysikalisches Institut der Universität Karlsruhe (TH).
- Parasnis, D. S. (1997). *Principles of Applied Geophysics*. Chapman and Hall.
- Ritter, J. R. R., J. Bartlakowski, K.-P. Bonjer, T. Forbriger, O. Heidbach, C. Jäger, J. Mann, M. Spinner, B. Wawrzinek und F. Wenzel (2014). *Geophysikalische Laborübungen*. Skriptum. Karlsruhe.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff und D. A. Keys (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Wall, H. de, A. Kontny und C. Vahle (2004). „Magnetic susceptibility zonation of the melilititic Riedheim dyke (Hegau volcanic field, Germany): evidence for multiple magma pulses?“ In: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131, S. 143–163. DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00360-3.

Kapitel 5

Seismik

Inhalt

5.1	Übersicht	5-2
5.1.1	Eigenschaften des Verfahrens	5-2
5.1.2	Was Sie lernen können	5-2
5.2	Grundlagen der Strahlenseismik	5-3
5.2.1	Seismische Wellen	5-3
5.2.2	Strahlenseismik	5-3
5.2.3	Homogene Schichten	5-3
5.2.4	Refraktierte Welle	5-5
5.2.5	Laufzeitkurve	5-5
5.2.6	Referenzwerte	5-5
5.3	Messinstrumente	5-6
5.3.1	Geophone	5-6
5.3.2	Signalquelle und Trigger	5-6
5.3.3	Digitalisierer (Geode)	5-6
5.4	Versuchsdurchführung	5-6
5.5	Auswertung	5-7
5.5.1	Schicht über Halbraum	5-7
5.5.2	Zwei Schichten über dem Halbraum	5-7
5.5.3	Schicht über Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-9
5.5.4	Das Verfahren der Verzögerungszeiten	5-11
5.6	Fragen zur Selbstkontrolle	5-13
5.7	Literatur	5-14

Abbildungsverzeichnis

5.1	Schicht über Halbraum	5-4
5.2	Zwei Schichten über dem Halbraum	5-8
5.3	Strahlengang für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-10
5.4	Laufzeitdiagramm für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor	5-10
5.5	Verfahren der Verzögerungszeiten: Strahlverlauf	5-12

5.1 Übersicht

5.1.1 Eigenschaften des Verfahrens

Bei seismischen Messungen wird die zeitabhängige **Partikelbewegung** der Erdoberfläche gemessen. Bei der Refraktionsseismik wird aus den Seismogrammen die **Laufzeit** der schnellsten **elastischen Wellen** (refraktierte Kompressionswellen) von der Quelle zum Geophon gemessen. Darin äußert sich die tiefenabhängige (oder generell ortsbabhängige) **seismische Geschwindigkeit** der Materialien. Diese wird oft unmittelbar interpretiert. Physikalisch hängt sie jedoch von fundamentalen Materialparametern ab, nämlich einem **elastischen Modul** und der **Dichte**. Ohne Zusatzinformation können Dichte und elastischer Modul jedoch nicht getrennt aus seismischen Messungen bestimmt werden.

Anders als Potentialverfahren, unterliegen seismische Messungen einer geringeren Mehrdeutigkeit. Vereinfacht gesagt liegt das daran, dass aus der Laufzeit der Signale auf die Tiefe der verursachenden Struktur geschlossen werden kann. Diese Komponente der Beobachtung fehlt den Potentialverfahren, wenn für diese nur Messwerte entlang der Erdoberfläche verwendet werden. Seismische Verfahren haben daher bildgebende Fähigkeiten, wie sie z.B. aus der Ultraschalldiagnostik in der Medizin allgemein bekannt sind. Seismische Untersuchungen gehören daher zu den aussagekräftigsten Verfahren, die zur Untersuchung des tiefen Erdinneren bis zum Erdkern, in der Rohstoffexploration, sowie zur Untersuchung des flachen Untergrundes eingesetzt werden.

Im Rahmen der Geländeübungen können wir diese Stärke jedoch nicht voll nutzen. Wir messen lediglich die **Laufzeiten der refraktierten Kompressionswellen für Hin- und Rückschuss** entlang eines **Profils**. Dabei konzentrieren wir uns auf Wellen, die an **Diskontinuitäten** im kritischen Winkel gebrochen (**refraktiert**) werden. Diese Diskontinuitäten können **parallel zur Oberfläche** oder **dazu geneigt** sein.

Starke Diskontinuitäten der seismischen Geschwindigkeit treten am **Übergang von Lockersedimenten zur Festgestein** auf. Daher eignet sich die Refraktionsseismik beispielsweise für **Baugrunduntersuchungen**. Aber auch ein **Grundwasserspiegel im Lockersediment** führt typischerweise zu einem sprunghaften Anstieg der Kompressionswellengeschwindigkeit auf 1500 ms^{-1} , während die Scherwellengeschwindigkeit dadurch kaum beeinflusst wird. An den Standorten in unserem Messgebiet treffen wir **Basalt**, **Grundwasser** und **Stahlbeton** (Autobahntunnel) an, die einen starken Kontrast zum darüber liegenden Material bilden. In den Lockersedimenten nahe der Oberfläche **nimmt die seismische Geschwindigkeit** aufgrund der mit der Tiefe zu-

nehmenden Verdichtung **kontinuierlich zu**.

Die Auswertung erfolgt **quantitativ** bis zur Bestimmung von **Schichtmächtigkeiten**, **Schichtneigung** und **seismischer Geschwindigkeit** der Schicht. Dabei ist keine Inversion im engeren Sinne erforderlich. Durch die **Annahme homogener Schichten** und die Annahme einer monotonen **Zunahme der seismischen Geschwindigkeit mit der Tiefe** kann ein **Untergrundmodell** direkt aus der **Laufzeitkurve** abgeleitet werden. Trotzdem können **Mehrdeutigkeiten** bei Bestimmung der **Tiefenlage** auftreten, weil im Untergrund **Schichten** vorhanden sein können, die **nicht zu den Ersteinsätzen beitragen**. Falls im Untergrund keine ebenen Diskontinuitäten angetroffen werden, bietet das **Verfahren der Verzögerungszeiten** eine behelfmäßige Möglichkeit, die **Topographie des Refraktors** abzubilden.

5.1.2 Was Sie lernen können

Um die eingangs (Abschnitt 1.1.1) formulierten Lernziele zu erreichen, sollten Sie sich in diesem Versuch speziell mit folgenden Überlegungen beschäftigen:

- Welche Untersuchungsobjekte bilden einen seismischen Kontrast zu ihrer Umgebung? Welche Fragestellungen können daher mit einer seismischen Messung bearbeitet werden? Welche weiteren Voraussetzungen müssen die Untersuchungsobjekte erfüllen, damit sie mit Refraktionsseismik untersucht werden können? Wie stark dürfen sie davon abweichen?
- Wie muss das Messprofil angelegt sein und wie müssen die Schusspunkte dazu liegen, damit die Messergebnisse möglichst aussagekräftig sind?
- Sie können das Signal-Stör-Verhältnis durch Stapelung (Mittelung) der Signale mehrerer Schüsse verbessern. Wie viele Schüsse sollten gestapelt werden?
- Welche Vor- und Nachteile haben die verwendeten Quellen (Hammer und S.I.S.Sy.)?
- Wie genau können Sie die Laufzeit der Wellen bestimmen (quantitative Fehlerangabe)? Durch was wird diese Genauigkeit am stärksten beeinflusst? Wie wirkt sich diese Ungenauigkeit quantitativ im Untergrundmodell aus, das Sie als Ergebnis der Auswertung bestimmen?
- Durch was, außer der Genauigkeit der abgelesenen Laufzeiten, wird die Genauigkeit der seismi-

schen Geschwindigkeit begrenzt, die Sie berechnen? Gibt es Möglichkeiten die Genauigkeit zu verbessern? Wie wirkt sich die Ungenauigkeit der Geschwindigkeit quantitativ im Ergebnis (Untergrundmodell) aus?

- Welche Vorkenntnisse müssen Sie für die Untersuchung verwenden?
- Für die Auswertung der Refraktionsseismik set-

zen wir homogene Schichten voraus. Wie können Sie sich davon überzeugen, dass diese Annahme erfüllt ist? Wie würde sich der systematische Fehler auswirken, wenn sie nicht erfüllt wäre und dies unerkannt bliebe?

- Welche Mehrdeutigkeiten stellen Sie fest? Gibt es mehr als ein Untergrundmodell, das Sie aus den Daten ableiten können? Welche Aussage können Sie trotzdem eindeutig machen?

5.2 Grundlagen der Strahlenseismik

5.2.1 Seismische Wellen

In Materialien, die einer Deformation eine elastische Rückstellkraft entgegen setzen, können sich seismische Wellen ausbreiten. Die Partikelbewegung in der Welle kann longitudinal (parallel zur Ausbreitungsrichtung der Welle) oder transversal (senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Welle) polarisiert sein. Longitudinal polarisierte Wellen werden auch P-Wellen oder Kompressionswellen genannt. Transversal polarisierte Wellen heißen S-Wellen oder Scherwellen. In homogenem, isotropem Material treten die Wellen mit genau zwei Geschwindigkeiten auf. Diese Geschwindigkeiten hängen von den elastischen Moduln des Materials und von der Massendichte ρ ab. Die Geschwindigkeit von P-Wellen ist

$$v_p = \sqrt{\frac{\kappa + 4\mu/3}{\rho}}, \quad (5.1)$$

die der S-Wellen ist

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (5.2)$$

Dabei ist κ der Volumenkompressionsmodul und μ der Schermodul des Materials. In den Geländeübungen behandeln wir nur P-Wellen, die sich schneller ausbreiten als S-Wellen und deshalb grundsätzlich den Ersteinsatz bilden. Aus den thermodynamischen Stabilitätsbedingungen für das Material folgt, dass alle elastischen Moduln nicht negativ sein dürfen ($\kappa \geq 0 \text{ Pa}$ und $\mu \geq 0 \text{ Pa}$). Daraus folgt zwingend

$$\sqrt{\frac{4}{3}} \leq \frac{v_p}{v_s} \leq \infty. \quad (5.3)$$

In Analysen von seismischen Feldmessungen werden typischerweise Werte im Bereich

$$1.5 \leq \frac{v_p}{v_s} \leq 10 \quad (5.4)$$

angetroffen.

Mit einer Messung von Wellengeschwindigkeiten können die elastischen Moduln und die Dichte nicht unabhängig voneinander bestimmt werden, sondern nur ihr

Verhältnis zueinander. In der Seismik werden daher die Wellengeschwindigkeiten bei der Interpretation als Materialeigenschaften verwendet.

In Flüssigkeiten oder Gasen treten keine elastischen Rückstellkräfte bei Scherdeformation auf ($\mu = 0 \text{ Pa}$). Daher treten in diesen Medien keine S-Wellen auf, sondern nur Kompressionswellen, die dann auch als akustische Wellen oder Schallwellen bezeichnet werden.

5.2.2 Strahlenseismik

Falls die Wellenlänge

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (5.5)$$

klein gegenüber den räumlichen Distanzen (zwischen Quelle und Empfängern) und räumlichen Größe heterogener Strukturen ist, also insbesondere bei großer Frequenz f , kann mit einer Strahlennäherung gearbeitet werden. Wie in der geometrischen Optik wird dann die Wellenausbreitung durch die Ausbreitung von Pulsen entlang von Strahlen beschreiben, die im homogenen Medium gerade verlaufen. An Grenzen zwischen zwei Medien tritt Reflexion und Brechung auf, wie bei Lichtstrahlen auch. Ebenso wie in der Optik gilt das Brechungsgesetz von Snellijs

$$\frac{\sin(\alpha_1)}{\sin(\alpha_2)} = \frac{v_1}{v_2}, \quad (5.6)$$

wobei α_1 der Einfallswinkel (Winkel zum Lot) auf die Trennfläche und α_2 der Ausfallswinkel ist. v_1 ist die seismische Geschwindigkeit der Wellen im Medium aus dem der Strahl auf die Grenzfläche einfällt und v_2 die Geschwindigkeit des Teils in den der Strahl hineingebrochen wird.

5.2.3 Homogene Schichten

Die elastischen Eigenschaften des Materials, das wir im Untergrund antreffen, können sich kontinuierlich mit

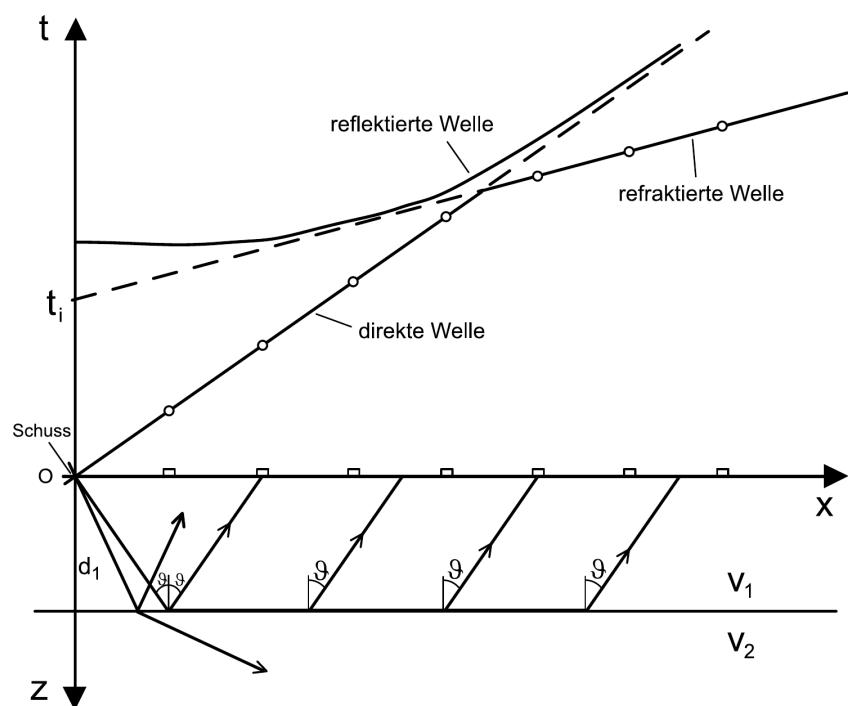


Abbildung 5.1: Laufzeitkurve und vereinfachter Strahlengang für eine Schicht über dem Halbraum. Oberhalb der x -Achse sind die Laufzeitkurven aufgetragen. Die Ordinate gibt dort die Laufzeit t an. Unterhalb der x -Achse ist ein Querschnitt durch das Medium in der x,z -Ebene dargestellt. Die oberste Schicht hat die Mächtigkeit d_1 mit der seismischen Geschwindigkeit v_1 . Unterhalb von $z = d_1$ erstreckt sich ein homogener Halbraum bis ins Unendliche. Die seismische Geschwindigkeit des Halbraums ist v_2 . Die seismischen Wellen werden durch einen Hammerschlag oder eine Explosion bei $x = z = 0$ angeregt.

dem Ort ändern. In der Regel hat ein einheitliches Material (z.B. Buntsandstein) in einem begrenzten Messgebiet auch einheitliche petrophysikalische Eigenschaften. Daher werden bei der Inversion häufig Modelle mit großen, in sich homogenen Blöcken (mit konstanter Wellengeschwindigkeit) verwendet. Dies ist eine Näherung, deren Voraussetzung häufig gut erfüllt ist.

In Abb. 5.1 ist ein Medium skizziert, das aus einer homogenen Schicht der Mächtigkeit d_1 direkt unter der Oberfläche und einem unendlich ausgedehnten, homogenen Halbraum darunter besteht. Die Schicht hat die seismische Geschwindigkeit v_1 , der Halbraum v_2 . Zur Zeit $t = 0$ werden im Ursprung der x -Achse (Markierung „Schuss“) elastische Wellen angeregt (z. B. Explosion, Hammerschlag). Die Strahlen entlang deren sich die Wellen ausbreiten, sind in der Abbildung skizziert. An der Diskontinuität zum Halbraum werden die Strahlen reflektiert und gebrochen.

5.2.4 Refraktierte Welle

Für $v_1 < v_2$ ist der Ausfallwinkel der gebrochenen Wellen größer als der Einfallwinkel. Für

$$\sin \vartheta = \frac{v_1}{v_2} \quad (5.7)$$

verläuft der gebrochene Strahl parallel zur Diskontinuität. Dieses Phänomen lässt sich mit der Strahlenseismik nicht vollständig beschreiben. Eine Welle läuft mit der Geschwindigkeit v_2 an der Diskontinuität entlang und erzeugt dabei eine sogenannte *refraktierte Welle*, die unter dem Winkel ϑ in die Schicht abgestrahlt wird. Diese ebene Welle (in der x - z -Ebene) ist in der Abbildung durch mehrere parallele Strahlen dargestellt. Bei $v_1 > v_2$ kann die refraktierte Welle nicht entstehen.

5.2.5 Laufzeitkurve

Für die Auswertung werden die Einsätze der Wellen im Seismogramm abgelesen und deren Laufzeiten t gegen die Geophondistanz x aufgetragen. Diese Kurven bilden das *Laufzeitdiagramm*. In Abb. 5.1 sind Laufzeitkurven für die direkte Welle, die an der Diskontinuität reflektierte Welle und die refraktierte Welle eingetragen. Ausgewertet wird der Polygonzug mit der geringsten Laufzeit, der sich aus der direkten Welle und der reflektierten Welle zusammensetzt. Diese Welleneinsätze werden als *Ersteinsätze* bezeichnet. Sie werden durch die P-Wellen gebildet, da physikalisch zwingend $v_P > v_S$. Aus den gemessenen Laufzeiten der Wellen kann auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit im Medium geschlossen werden.

5.2.6 Referenzwerte

Für die Interpretation der Untersuchungsergebnisse ist es notwendig Referenzwerte für typische Geomaterialien zu kennen. Die Lehrbücher der Angewandten Geophysik bieten in der Regel kurze Übersichten: Tabelle 4.2 im Buch von Reynolds (1997) oder Abbildung 4.18 im Buch von Telford u. a. (1990). Schön (1998) hat zahlreiche (nicht nur elastische) petrophysikalische Materialparameter aus publizierten Untersuchungen zusammengetragen. Mavko u. a. (1998) bieten in einem Anhang „Steckbriefe“ unterschiedlicher Gesteine mit deren typischen, elastischen Parametern.

In Lockersedimenten (z. B. Sand oder trockener Lehm) können die Geschwindigkeiten der Kompressionswellen deutlich kleiner als die Schallgeschwindigkeit in Luft sein. Mit zunehmender Tiefe unter der Erdoberfläche steigt der lithostatische Druck, der die Partikel zusammenpresst. Auf diese Weise nehmen die effektiven elastischen Moduln kontinuierlich mit der Tiefe zu und folglich auch die seismische Geschwindigkeit. Für Sand haben das Bachrach u. a. (2000) haben das für Sand gründlich untersucht. Nahe der Oberfläche ist die Verwendung homogener Schichten daher oft nicht günstig. Um die kontinuierliche Zunahme der Geschwindigkeit annähernd zu beschreiben, müssen bei der Inversion mehrere dünne, homogene Schichten verwendet werden.

Wird im Lockersediment ein Wasserhorizont angefahren (Aquifer), so springt v_P typischerweise auf Werte um 1500 m s^{-1} , während v_S nahezu unverändert bleibt (Bachrach u. a. 1998; Bachrach und Nur 1998). Das Verhältnis v_P/v_S ist daher ein wichtiger Indikator für Aquifere in Lockersedimenten.

Unverwitterte Sedimentgesteine (z. B. Sandstein, Kalkstein) weisen abhängig von ihrer Beschaffenheit Werte für v_P von 1500 m s^{-1} bis mehr als 4000 m s^{-1} auf. Kompakte Ergussgesteine wie Basalt haben in der Regel eine Kompressionswellengeschwindigkeit von mehr als 4000 m s^{-1} . In der Nähe der Erdoberfläche anstehendes Gestein unterlag zumindest an seiner Oberfläche häufig bereits der Verwitterung. Auch tiefer liegende Gesteine können in der geologischen Vergangenheit für eine gewisse Zeit die Geländeoberfläche gebildet haben und dabei der Verwitterung ausgesetzt gewesen sein. Die elastischen Materialeigenschaften der Verwitterungsprodukte (auch der Ergussgesteine) sind ähnlich der Eigenschaften von Lockersedimenten.

5.3 Messinstrumente

Generell besteht ein Messaufbau aus folgenden Hauptkomponenten: der Signalquelle, den Geophonen, einer Digitalisierungseinheit und einem Computer als Aufzeichnungsgerät. Mit einem Vorschlaghammer oder einer Verpuffung (schwache Explosion) werden seismische Wellen angeregt. Die so erzeugte Bodenbewegung wird mit Geophonen gemessen, die über Geophonkabel mit dem Digitalisierer verbunden sind. Der von uns verwendete Digitalisierer heißt 'Geode' und wird von der Firma Geometrics hergestellt. Er tastet die analoge Messspannung ab und wandelt die Messwerte in eine digitale Zahlendarstellung um. Über ein digitales Interface-Kabel werden dann die digitalisierten Messreihen an einen Laptop-Computer weitergeleitet, der diese über eine Software aufzeichnen und auf der Festplatte speichern kann.

5.3.1 Geophone

Wir verwenden Vertikalgeophone mit einer Eigenfrequenz von 4,5 Hz. Diese bestehen aus einem Magneten, der fest mit dem Geophongehäuse verbunden ist und um den eine Spule frei schwingend aufgehängt ist. Durch die Bodenbewegung und die Trägheit der Spule werden der Magnet und die Spule in eine Relativbewegung versetzt. Dabei wird in der Spule eine elektrische Spannung induziert. Bei Bodenbewegungen mit Frequenzen größer der Eigenfrequenz ist die Spannung proportional zur Bodenschwinggeschwindigkeit.

5.3.2 Signalquelle und Trigger

Als Quelle verwenden wir einen Vorschlaghammer, mit dem auf eine Metallplatte geschlagen wird. Das entspricht in erster Näherung einer vertikal ausgerichteten Kraft. Der Hammer ist im Feld einfach und flexibel zu handhaben. Um vor allem bei langen Auslagen das Verhältnis von Störgeräuschen und Nutzsignal zu

verbessern, werden pro Schusspunkt mehrere Schläge durchgeführt und die Seismogramme dann aufsummiert (Stapelung). Dabei addieren sich die Nutzsignale konstruktiv. Für die Störsignale ist das nicht der Fall.

Für längere Auslagen kann auch die Verpuffungsquelle S.I.S.Sy. verwendet werden. Diese besteht aus einem ca. 1,2 m langen Stahlzylinder, der am unteren Ende eine Dynergit-Kapsel aufnehmen kann. Mit einem Handbohrer wird ein Loch in den Boden gebohrt, in das der Stahlzylinder eingeführt und dort verdämmt wird. Die Treibladung (Dynergit) wird in etwa einem Meter Tiefe elektrisch gezündet und weist eine deutlich höhere Energie als der Hammerschlag auf. Das hat zur Folge, dass im Normalfall ein Schuss ausreicht und das Signal für größere Auslagen verwendet werden kann.

Eine weitere sehr wichtige Komponente in der Messanordnung ist der Trigger. Er gibt der Software auf dem Laptop das Startsignal zur Aufzeichnung genau in dem Moment, in dem die Quelle ausgelöst wird. Das ist wichtig für die spätere Bestimmung der Laufzeiten der Wellen. Der Trigger ist an der Quelle angebracht und wird an einer Geode angeschlossen, die das Triggersignal gegebenenfalls an andere Geoden und dann an die Software weiterleitet.

5.3.3 Digitalisierer (Geode)

In die Geode werden die analogen Signale aller 24 Geophone eingespeist, die an das jeweilige Geophonkabel angeschlossen sind. Die Spannungen werden durch die Geode mit einem zuvor eingestellten Abtastintervall digitalisiert, gepuffert und dann an den Laptop zur Ausgabe oder Aufzeichnung weitergeleitet. Die Software auf dem Laptop speichert die Signale zusammen mit weiteren Informationen (Akquisitionsgeometrie, etc.) in einem entsprechenden seismischen Dateiformat auf der Festplatte ab. Üblich ist dafür beispielsweise das SEG-Y-Format.

5.4 Versuchsdurchführung

Nach Auswahl eines Messprofils werden die Geophone in regelmäßigen Abständen entlang des Profils möglichst fest installiert. Die Geophone werden mindestens bis zum Gehäuse in den Boden gedrückt. Achten Sie darauf, dass die Geophone nicht durch den Wind bewegt werden, der eventuell an hoch liegenden Kabeln rüttelt. Falls die Geländeoberfläche feucht ist, kann es notwendig sein, die Geophonanschlüsse auf Pflöcke hoch zu legen, um elektrische Störungen (z. B. Brummsignale mit der 50 Hz Netzfrequenz) zu vermeiden. Mit angeschlossenem Geophon lässt sich die Apparatur auf

ihre Funktionsfähigkeit testen und die Unruhe an den einzelnen Geophonen registrieren. Achten Sie darauf, dass sich alle Geophone gleich verhalten. Eine im Vergleich zu den anderen Geophonen ungewöhnlich große Amplitude der Noise-Signale an einem Geophon kann auf einen schlechten elektrischen Kontakt, elektrische Einstreuungen oder eine schlechte Ankopplung oder im schlimmsten Fall auf ein defektes Geophon oder Kabel hinweisen. Beheben Sie solche Probleme nach Möglichkeit vor der Messung. Eventuell muss dazu das eine oder andere Geophon nochmal umgesteckt werden.

Stecken Sie es nicht ein zweites Mal in das gleich Loch, da sie so keine gute Ankopplung erreichen würden.

Durch die Geländegegebenheiten und eventuelle Korrekturen, mussten die Geophone möglicherweise leicht von den eigentlich gewünschten Positionen abweichen gesetzt werden. Besonders im Nahbereich (bis 50 m) soll der Abstand der Geophone zum Schlagpunkt aber auf 10 cm genau sein. Notieren Sie sich daher die tatsächlichen Positionen der Geophone und nicht die ursprünglich geplanten.

Nach Wahl der geeigneten Verstärkung (die Bodenunruhe soll am Schirm deutlich sichtbar sein) wird am Schlagpunkt mit dem Hammer kräftig auf die Schlag-

platte geschlagen. Mit dem Hammer sind Sie sehr beweglich und können bei Bedarf auch Schusspunkte innerhalb des Profils setzen. Schuss und Gegenschuss müssen immer ausgeführt werden. Achten Sie darauf, dass keine Messung ausgelöst wird, solange Störsignale zu erwarten sind (Fahrzeuge in der Nähe, Spaziergänger laufen am Profile entlang). Achten Sie auch selbst darauf, dass sich niemand in der Gruppe während der Messung in der Nähe der Geophone bewegt. Achten Sie auf eine sauberere Triggerung der Apparatur. Die Aufzeichnung muss genau zum Zeitpunkt des Auftreffens des Hammers oder zum Zeitpunkt der Explosion erfolgen. Auf diese Weise wird der Zeit-Nullpunkt der Laufzeitkurve definiert.

5.5 Auswertung

5.5.1 Schicht über Halbraum

Die ersten Einsätze der schusspunktnahen Geophone werden von der direkten Welle erzeugt. Sie erscheinen im Laufzeitdiagramm als Gerade mit der Steigung $1/v_1$ durch den Nullpunkt. Die direkte Welle ist eine Kompressionswelle, die vom Schusspunkt ausgehend horizontal an der Erdoberfläche entlang läuft.

Bei den schusspunktfernen Geophonen werden hingegen die ersten Einsätze von der Kopfwelle (refraktierte Welle oder auch Mintropwelle genannt) erzeugt. Diese Welle läuft vom Schusspunkt durch die erste Schicht, wird an der Schichtgrenze unter dem kritischen Winkel $\alpha_1 = \vartheta$ der Totalreflexion ($\alpha_2 = 90^\circ$ also $\sin(\alpha_2) = 1$) mit

$$\sin(\vartheta) = v_1/v_2 \quad (5.8)$$

gebrochen und läuft an der Schichtgrenze mit der Geschwindigkeit v_2 der zweiten Schicht horizontal entlang. Dabei strahlt sie ständig Energie durch die erste Schicht zu den Geophonen ab. Dieses Phänomen kann nicht im Schema der geometrischen Optik verstanden werden. Das Auftreten einer Kopfwelle, die im unteren Medium (hier dem Halbraum) an der Schichtgrenze horizontal entlang läuft und im oberen Medium Wellen anregt, ist nur durch eine vollständige wellenmechanische Beschreibung erklärbar. Trotzdem ist die Strahlenvorstellung geeignet, um die Laufzeiten dieser Wellen zu berechnen. Aus Gl. (5.8) wird unmittelbar deutlich, dass die refraktierte Welle nur dann auftritt, wenn $v_1 < v_2$ gilt. Das ist eine wesentliche Einschränkung für die Anwendbarkeit der Refraktionsseismik.

Die Einsätze dieser refraktierten Welle ergeben im Laufzeitdiagramm eine weitere Gerade mit der Steigung $1/v_2$ und dem Zeitachsenabschnitt

$$t_i = 2d \cos(\vartheta)/v_1 \quad (5.9)$$

(Intercept-Zeit), welche aber erst bei

$$x_R = 2d_1 \tan(\vartheta) \quad (5.10)$$

beginnt. Am Knickpunkt x_k der Laufzeitkurve kommen die direkte Welle und die Kopfwelle gleichzeitig an (siehe Abb. 5.1). Aus den Neigungen der beiden Geraden sowie aus der Intercept-Zeit der zweiten Geraden können somit die Geschwindigkeiten v_1, v_2 in den beiden Schichten und die Tiefe d_1 der Trennfläche bestimmt werden.

Die Steigung des Laufzeitastes der direkten Welle ist $1/v_1$ und die der Kopfwelle ist $1/v_2$. Aus den Steigungen können also v_1 und v_2 unmittelbar abgelesen werden, das ist der große Vorteil refraktierter Wellen. Die Intercept-Zeit aus Gl. (5.9) kann mit Gl. (5.8) allein durch die Schichtmächtigkeit d_1 und die Geschwindigkeiten v_1 und v_2 ausgedrückt werden. Sie lautet dann

$$t_i = 2d_1 \sqrt{\frac{v_2^2 - v_1^2}{v_1^2 v_2^2}}. \quad (5.11)$$

Durch Auflösen nach

$$d_1 = \frac{t_i}{2} \sqrt{\frac{v_1^2 v_2^2}{v_2^2 - v_1^2}} \quad (5.12)$$

erhält man die Schichtmächtigkeit aus den im Laufzeitdiagramm abgelesenen Werten.

5.5.2 Zwei Schichten über dem Halbraum

In Abb. 5.2 ist ein Fall skizziert in dem zwei homogene Schichten über dem homogenen Halbraum liegen. Sie sind durch horizontale (nicht geneigte) Diskontinuitäten voneinander getrennt. Falls für die Geschwindigkeiten in Schichten und Halbraum

$$v_1 < v_2 < v_3 \quad (5.13)$$

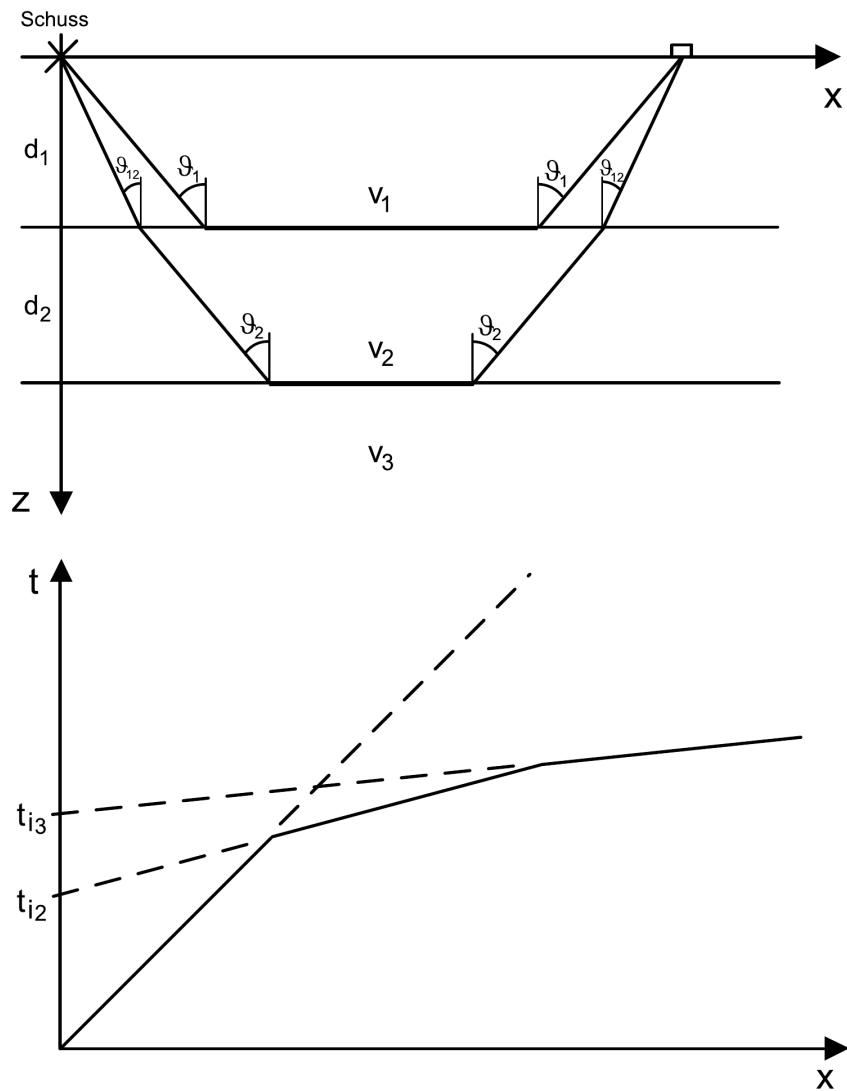


Abbildung 5.2: Strahlengang und Laufzeitdiagramm für den Fall von zwei homogenen Schichten über einem homogenen Halbraum. Ähnlich wie in Abb. 5.1 sind hier sowohl der Strahlengang (obere Skizze), als auch das Laufzeitdiagramm (untere Skizze) dargestellt. Die Strahlen und Laufzeiten von zwei refraktierten Wellen sind eingetragen. Die erste refraktierte Welle verläuft an der oberen Schichtgrenze. Die zweite refraktierte Welle verläuft an der unteren Schichtgrenze. Zusammen mit der direkten Welle ergibt sich ein Polygonzug mit drei geraden Abschnitten als Laufzeitkurve.

gilt, können eine direkte Welle und zwei refraktierte Wellen beobachtet werden. Die Laufzeitkurve ist dann ein Polygonzug mit drei geraden Abschnitten.

Der erste gerade Abschnitt ist die Laufzeitgerade der direkten Welle mit

$$t_1 = x/v_1 \quad (5.14)$$

Der zweite gerade Abschnitt wird durch die Laufzeitgerade der ersten refraktierten Welle

$$t_2 = \frac{x}{v_2} + \frac{2d_1 \cos(\vartheta_1)}{v_1} = \frac{x}{v_2} + t_{i2} \quad (5.15)$$

mit der Intercept-Zeit

$$t_{i2} = \frac{2d_1 \cos(\vartheta_1)}{v_1} \quad (5.16)$$

gebildet.

Der dritte Abschnitt ist die Laufzeitgerade der Refraktierten aus dem Halbraum (Kopfwelle an der zweiten Schichtgrenze) mit

$$t_3 = \frac{x}{v_3} + \frac{2d_1}{v_1} \cos(\vartheta_{12}) + \frac{2d_2}{v_2} \cos(\vartheta_2) = \frac{x}{v_3} + t_{i3} \quad (5.17)$$

mit der Intercept-Zeit

$$t_{i3} = \frac{2d_1 \cos(\vartheta_{12})}{v_1} + \frac{2d_2 \cos(\vartheta_2)}{v_2} \quad (5.18)$$

gebildet. Hier ist ϑ_2 mit

$$\sin(\vartheta_2) = \frac{v_2}{v_3} \quad (5.19)$$

der kritische Winkel für die zweite Schichtgrenze und ϑ_{12} mit

$$\sin(\vartheta_{12}) = \frac{v_1}{v_2} \sin(\vartheta_2) = \frac{v_1}{v_3} \quad (5.20)$$

ist der Ausfallswinkel eines aufsteigenden Strahls an der ersten Schichtgrenze, der die zweite Schichtgrenze unter dem Winkel ϑ_2 verlassen hat.

Eine beobachtete Ersteinsatz-Laufzeitkurve wertet man wie folgt aus:

1. Die Geschwindigkeiten v_1 , v_2 der Schichten und v_3 des Halbraums werden aus den Steigungen der drei geraden Abschnitte der Laufzeitkurve bestimmt.
2. Die Intercept-Zeiten t_{i2} und t_{i3} werden aus dem Laufzeitdiagramm abgelesen.
3. Nun werden die relevanten Winkel

$$\vartheta_1 = \arcsin(v_1/v_2), \quad (5.21)$$

$$\vartheta_2 = \arcsin(v_2/v_3) \quad (5.22)$$

und

$$\vartheta_{12} = \arcsin(v_1/v_3) \quad (5.23)$$

aus den Geschwindigkeiten berechnet.

4. Zuletzt erhält man die Schichtmächtigkeiten d_1 und d_2 durch auflösen der Gl. (5.16) und (5.18) und einsetzen der zuvor berechneten Werte.

Diese Schema kann auf beliebig viele Schichten ausgedehnt werden. Aus Gl. (5.18) wird aber schon deutlich, dass die Schichtmächtigkeit d_l der l -ten Schichtgrenze bereits berechnet worden sein muss, bevor man die Mächtigkeit d_{l+1} berechnen kann. Man muss sich also von oben nach unten in den Stapel homogener Schichten hineinarbeiten.

In Abb. 5.2 wird auch anschaulich klar, dass die Bedingung aus Gl. (5.13) nicht ausreicht, um eine eindeutige Interpretation zu garantieren. Falls die Geschwindigkeit v_2 der zweiten Schicht etwas geringer (aber immer noch größer als v_1) wäre, würde die Laufzeitgerade der ersten Refraktierten hinter dem Schnittpunkt der zweiten Refraktierten mit der direkten Welle verlaufen. Die Refraktierte aus der zweiten Schicht würde dann nicht zu den Ersteinsätzen beitragen und in der Konsequenz glatt übersehen werden. Das Ergebnis der Interpretation wäre ein Modell des Untergrundes mit nur einer homogenen Schicht über dem Halbraum. Dieses Phänomen wird auch als *überschossene Schicht* oder *hidden layer* bezeichnet.

5.5.3 Schicht über Halbraum mit geneigtem Refraktor

In Abb. 5.3 ist ein Fall skizziert, in dem die Schichtgrenze nicht parallel zur Oberfläche verläuft. Die Schicht über dem Halbraum hat eine entlang des Profils veränderliche Mächtigkeit. Hier muss zwischen Hin- und Rückschuss unterschieden werden. Da die Kopfwelle zwar parallel zur Schichtgrenze, aber jetzt nicht mehr parallel zur Oberfläche verläuft, ergeben sich unterschiedliche *Scheingeschwindigkeiten* als Kehrwerte der Steigungen im Laufzeitdiagramm. Liegt der Schusspunkt in Abb. 5.3 am linken Ende, so benötigt die refraktierte Welle bei Abtauchen bis zur Schichtgrenze immer die gleiche Zeit. An der Schichtgrenze läuft sie mit der Geschwindigkeit v_2 des Halbraumes entlang. Aber zum Auftauchen benötigt sie umso mehr Zeit, je weiter sie gelaufen ist, da die Mächtigkeit der Schicht zunimmt. Die Geschwindigkeit, mit der die Einsätze der refraktierten Welle innerhalb des Profils an der Oberfläche voranschreiten, ist also kleiner als v_2 , die Laufzeitgerade ist steiler als für eine ebene Grenze (Abb. 5.4). Im Fall des Gegenschusses liegt der Schusspunkt am rechten Ende

v_{2+}	Scheingeschwindigkeit der die untere Schicht hinauflaufenden Welle
v_{2-}	Scheingeschwindigkeit der die untere Schicht hinablaufenden Welle
ϑ	Winkel der Totalreflexion (kritischer Winkel)
α	Neigung der Schichtgrenze
d	Tiefe der Schichtgrenze unter dem jeweiligen Schusspunkt (Lotlänge) wie in Abb. 5.4 eingezeichnet
t_i	Intercept-Zeit
s	Abstand der Schusspunkte
Index +	Beobachtung ins Steigen der Grenzfläche
Index -	Beobachtung ins Fallen der Grenzfläche

Tabelle 5.1: Größen, die bei der Auswertung der Laufzeitkurven im Fall einer geneigten Schichtgrenze verwendet werden.

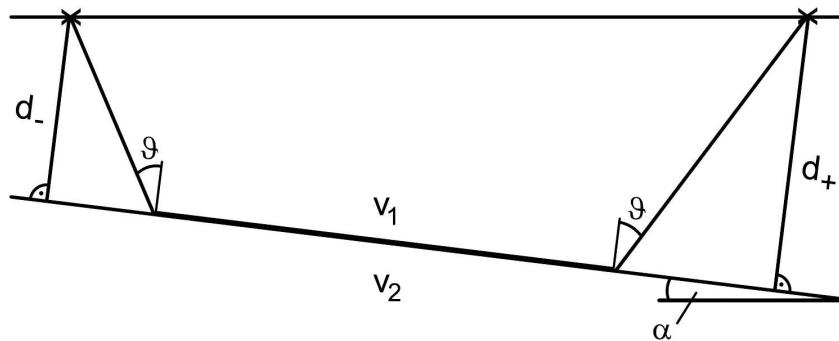


Abbildung 5.3: Strahlengang für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor. In diesem Fall variiert die Mächtigkeit der Schicht entlang der Auslage. Die Schichtgrenze zum Halbraum ist geneigt.

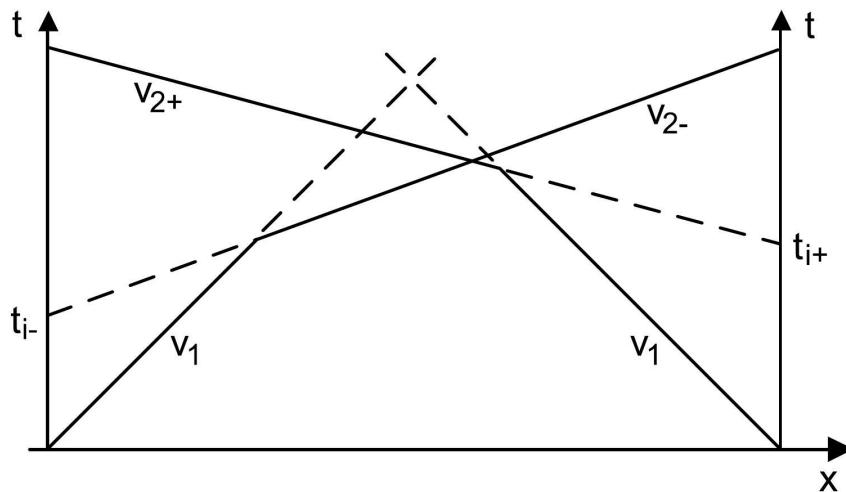


Abbildung 5.4: Laufzeitdiagramm für eine Schicht über einem Halbraum mit geneigtem Refraktor. Der korrespondierende Strahlengang ist in Abb. 5.3 gezeigt. Im Falle geneigter Schichtgrenzen muss zwischen Hin- und Rückschuss unterschieden werden. Da die Kopfwelle zwar parallel zur Schichtgrenze, aber jetzt nicht mehr parallel zur Oberfläche verläuft, ergeben sich unterschiedliche Scheingeschwindigkeiten als Kehrwerte der Steigungen im Laufzeitdiagramm.

in Abb. 5.3. Wieder benötigt die refraktierte Welle bei Abtauchen bis zur Schichtgrenze eine konstante Zeit. Diese ist jetzt aber größer als beim Hirschuss, da die Schicht rechts mächtiger ist. Deshalb ist die Intercept-Zeit größer und es gilt

$$t_{i+} > t_{i-}. \quad (5.24)$$

Die Kopfwelle läuft wieder mit der Geschwindigkeit v_2 des Halbraumes an der Schichtgrenze entlang. Aber zum Auftauchen benötigt sie mit zunehmendem Laufweg immer weniger Zeit, weil die Schichtmächtigkeit abnimmt. Die Geschwindigkeit mit der die Einsätze der refraktierten Welle innerhalb des Profils an der Oberfläche voranschreiten, ist jetzt also größer als v_2 und die Laufzeitgerade ist flacher als für eine ebene Grenze. Die Steigung der Laufzeitgerade der direkten Welle ist dadurch natürlich unberührt und bleibt immer $1/v_1$.

Um eine veränderliche Schichtmächtigkeit zu erkennen, müssen also immer Hin- und Rückschuss ausgeführt werden. Es muss also an beiden Enden des Profils ein Schuss abgetan werden. Nur wenn die Laufzeitkurven für beide Schüsse die gleichen Steigungen aufweisen, darf die Messung mit ebenen Schichtgrenzen interpretiert werden. Wichtig ist, dass die Gesamtlaufzeit der Wellen von einem Profilende zum anderen für Hin- und Rückschuss immer gleich sein muss, wie in Abb. 5.4 erkennbar. Das gilt völlig unabhängig von der Struktur des Untergrundes (also auch bei beliebiger Heterogenität) und wird mathematisch durch eine Reziprozität der Differentialgleichung der Wellenausbreitung beschrieben. Die Übereinstimmung der sogenannten *Gegenlaufzeiten* sollte nach der Messung unbedingt überprüft werden. So können leicht Interpretationsfehler vermieden werden, die entstehen, falls die tatsächlichen Ersteinsätze übersehen werden, wenn ihre Amplitude zu klein ist.

Im Falle einer geneigten Schichtgrenze werden die in Tabelle 5.1 angegebenen Größen benötigt. Die Auswertung wird wie folgt durchgeführt:

1. Die Steigungen $1/v_1$, $1/v_{2+}$ und $1/v_{2-}$ der Abschnitte der Laufzeitkurven werden abgelesen.
2. Die Neigung α der Schicht und der kritische Winkel ϑ der Totalreflexion werden aufgrund der abgelesenen Scheingeschwindigkeiten aus den Beziehungen

$$\sin(\vartheta - \alpha) = \frac{v_1}{v_{2+}} \quad (5.25)$$

und

$$\sin(\vartheta + \alpha) = \frac{v_1}{v_{2-}} \quad (5.26)$$

berechnet.

3. Die tatsächliche Geschwindigkeit des Halbraumes erhält man dann mit

$$v_2 = \frac{v_{2+} v_{2-}}{v_{2+} + v_{2-}} 2 \cos(\alpha) \quad (5.27)$$

oder einfacher

$$v_2 = \frac{v_1}{\sin(\vartheta)}. \quad (5.28)$$

4. Schließlich können noch die Mächtigkeiten

$$d_+ = \frac{t_{i+} v_1}{2 \cos(\vartheta)} \quad (5.29)$$

und

$$d_- = \frac{t_{i-} v_1}{2 \cos(\vartheta)} \quad (5.30)$$

der Schicht jeweils unter den Schusspunkten berechnet werden.

5. Für die Ergebnisse muss

$$d_- = d_+ - s \sin(\alpha) \quad (5.31)$$

gelten. Diese Gleichung bietet die Möglichkeit, die Rechenergebnisse zu kontrollieren.

5.5.4 Das Verfahren der Verzögerungszeiten

Ist der Refraktionshorizont keine Ebene, sondern eine Fläche mit Topographie, dann ist die Laufzeitkurve der refraktierten Welle keine Gerade. In ihr wird sich vielmehr die Topographie der Grenzfläche in irgendeiner Weise widerspiegeln. Dort wo die Grenzfläche eine Mulde besitzt, wird die Laufzeit zusätzlich vergrößert, da die Refraktierte länger benötigt, um die über der Schichtgrenze liegende Schicht bis zur Oberfläche zu durchlaufen. Dort wo eine Aufwölbung ist, wird die Laufzeit entsprechend verkleinert werden. Diese relativen Verzögerungen oder Verfrühungen der Einsatzzeiten gegenüber dem im wesentlichen durch die zunehmende Entfernung bedingten linearen Anstieg der selben, machen sich nicht vertikal über den die Abweichungen verursachenden Stellen bemerkbar, da der Strahl ja schräg nach oben läuft. In der Laufzeitkurve sind sie zu größeren Entfernungen verschoben. Es wird nun ein Verfahren beschrieben, mit dem man aus den beobachteten Laufzeiten die Gestalt der Grenzfläche ermitteln kann.

Die Abb. 5.5 zeigt einen Querschnitt durch den Untergrund mit einem einfallenden Refraktionshorizont. B bezeichnet die Lage eines Beobachtungspunktes, an dem eine Laufzeit abgelesen wurde. Ist X der Abstand der beiden Schusspunkte, so beträgt die Laufzeit einer

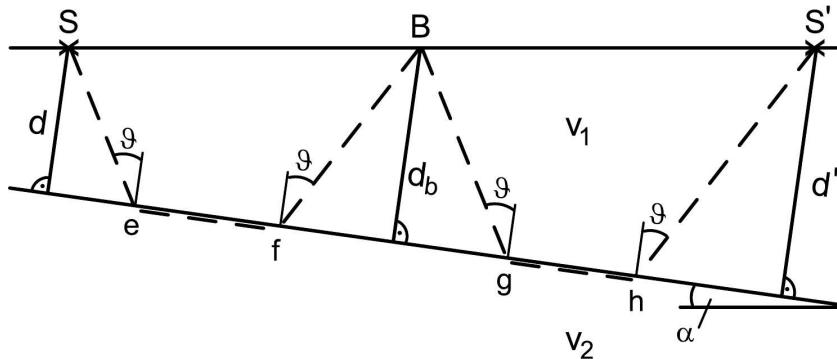


Abbildung 5.5: Verfahren der Verzögerungszeiten: Strahlverlauf

refraktierten Welle von S über die Punkte $e-f-g-h$ nach S'

$$t_X = \frac{X \cos(\alpha)}{v_2} + \frac{(d + d') \cos(\vartheta)}{v_1}. \quad (5.32)$$

Nun ist d_b die Lottie des Refraktionshorizontes am Beobachtungspunkt B und x_b ist die Entfernung des Punktes B vom Schusspunkt S . Dann folgt daraus die Laufzeit

$$t_1 = \frac{x_b \cos(\alpha)}{v_2} + \frac{(d + d_b) \cos(\vartheta)}{v_1} \quad (5.33)$$

von S über $e-f$ nach B und die Laufzeit

$$t_2 = \frac{(X - x_b) \cos(\alpha)}{v_2} + \frac{(d' + d_b) \cos(\vartheta)}{v_1} \quad (5.34)$$

von S' über $h-g$ nach B . Aus t_x , t_1 und t_2 erhält man die Verzögerungszeit

$$t_B = t_1 + t_2 - t_X = \frac{2d_b \cos(\vartheta)}{v_1} \quad (5.35)$$

nach der das Verfahren benannt ist. Gl. (5.35) kann unmittelbar nach

$$d_b = t_B \frac{v_1}{2 \cos(\vartheta)} \quad (5.36)$$

aufgelöst werden.

Beschreibt man um B einen Kreisbogen mit dem Radius d_b , so tangiert dieser den Refraktionshorizont. Die Eihüllende für alle Kreisbögen von vielen Punkten B stellt dann den gesuchten Verlauf des Refraktionshorizontes dar.

Die gezeigte Ableitung gilt streng nur für eine ebene Grenzfläche, kann aber in ausreichend guter Näherung für einen Horizont mit Topographie angewendet werden, wenn der Horizont zwischen f und g (dem Teil, der von den beiden zum Punkt B laufenden Mintrop-Wellen ausgespart wird) nicht zu stark gekrümmmt ist. Entsprechend der skizzierten Berechnung bezieht sich d_b auf die gradlinige Verbindung von f und g . Die sich bei der Konstruktion ergebenden Antikinalen und Synkinalen sind also abgeflacht als in der Natur.

Bei diesem Konstruktionsverfahren benötigt man nur die Laufzeiten von Schuss und Gegenschuss und v_1/v_2 wird lediglich zur Berechnung des kritischen Winkels ϑ benötigt. Es genügt daher eine ungefähre Kenntnis des Wertes v_2 . Es ist ausreichend, wenn man im Laufzeitdiagramm durch die Messwerte von einem Schusspunkt eine mittlere Gerade legt und so die beiden Geschwindigkeitswerte von Schuss und Gegenschuss ermittelt. Der aus diesen beiden Werten errechnete Mittelwert ist eine ausreichend gute Näherung für v_2 .

Von verschiedenen Autoren (u. a. Hagedoorn 1959; Hales 1958; Hawkins 1961; Palmer 1981; Van Overmeeren 2001) haben ähnliche Verfahren zur Abbildung lateraler Heterogenität entwickelt. Die Verfahren unterscheiden sich darin, wie sie mit Näherungen und Voraussetzungen umgehen. Eine Einführung in die Ansätze von Hagedoorn (1959) und Palmer (1981) gibt Reynolds (1997, Sec. 5.4).

5.6 Fragen zur Selbstkontrolle

Die folgenden Fragen sollen als Orientierungshilfe zur Vorbereitung des Versuchs dienen. Die weitergehen den, mit \diamond gekennzeichneten Fragen sollen zur Lektüre der Lehrbücher anregen. Sie können am Versuchstag mit dem Betreuer diskutiert werden. Sie sind nur dann ausreichend auf den Versuch vorbereitet, falls Sie alle Fragen, die nicht durch \diamond gekennzeichnet sind, beantworten können.

- Welche Materialeigenschaft wird mit diesem Versuch untersucht?
- Welche elementaren seismischen Wellentypen kennen Sie? Wie unterscheiden sich diese? Welchen Typ verwenden wir in den Geländeübungen?
- Welche Wellentypen kommen in Wasser vor?
 - \diamond Gibt es Medien mit mehr Typen elastischer Wellen, als die bisher aufgezählten?
- Welche physikalischen Größen bestimmen die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen?
- Hat die Dichte einen Einfluss auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit? Falls ja, können wir sie mit unseren seismischen Untersuchungen bestimmen?
- Die elastischen Eigenschaften des Materials werden mit den elastischen Modulen angeben. Welche Definitionen elastischer Modulen kennen Sie? Wie gehen diese in die Ausbreitungsgeschwindigkeiten ein? Zwischen welchen Größen stellen die Modulen einen Zusammenhang her? Welche Näherung liegt allen diesen Definitionen zugrunde?
- Gibt es Quellen, die nur einen der Wellentypen anregen? Ist dann auch nur einer dieser Wellentypen beobachtbar?
- Welche Komponente der Bodenbewegung messen wir? Warum gerade diese?
- Bei der Interpretation der Messungen benutzen wir eine Strahlenvorstellung wie in der geometrischen Optik. Dies ist eine Näherung. Wann ist sie gültig?
 - \diamond Erläutern Sie die Begriffe *Brechung, Beugung, Diffraktion und Refraktion*.
- Welche Größe (die wir als Seismogramm darstellen) messen die Sensoren (die Geophone)?
- Welche Größe lesen wir aus den Seismogrammen ab?
- Warum muss die Quelle mit dem sogenannten Trigger der Aufzeichnungsapparatur verbunden sein?
- Was versteht man unter *Laufzeitkurve*?
- Was bezeichnet man als *Scheingeschwindigkeit*?
- In den Geländeübungen führen wir eine *Refraktionsseismik* durch. Was versteht man darunter?
- \diamond Welcher Unterschied besteht zur sogenannten *Reflexionsseismik*? Kennen Sie weitere Methoden der Seismogramm-Interpretation?
- Ist ein einzelnes Seismogramm für eine Auswertung ausreichend?
- Wie werden die Geophonabstände sinnvollerweise gewählt, um ein möglichst genaues Ergebnis zu gewährleisten?
- Bei der einfachen refraktionsseismischen Sondierung gehen wir davon aus, dass sich die Materialeigenschaften nur mit der Tiefe ändern. Wie können wir uns davon überzeugen, dass diese Annahme auf das jeweilige Messgebiet zutrifft?
- Für die Auswertung müssen wir mindestens eine weitere starke Annahme über die grundsätzlichen Eigenschaften des Untergrundes machen. Welche ist das?
- Welche systematischen Fehler können das Ergebnis unserer Untersuchungen verfälschen? Wie können sie vermieden oder wenigstens erkannt werden?
- Welche Störsignal-Quellen erschweren unsere Messungen? Wie vermindern wir den Einfluss der Störungen?
- Wir führen Wiederholungsmessungen durch, indem wir das Wellenfeld mehrmals am selben Punkt anregen. Die Einzelseismogramme werden dann addiert (sogenannte Stapelung). Wozu dient das?
- Aus welchen Gründen nimmt die Amplitude der seismischen Wellen mit der Entfernung von der Quelle ab? Was erfahren wir daraus über das Material? Lässt die Amplitudenabnahme der Ersteinsätze allein schon eine quantitative Aussage über Materialeigenschaften zu?

5.7 Literatur

Weiterer Literaturhinweis

Neben den bekannten Lehrbüchern (Lowrie 1997; Reynolds 1997; Telford u. a. 1990) gibt es eine große Anzahl von Büchern, die sich speziell mit seismischer Prospektion beschäftigen. Stellvertretend sei hier auf die Monographie von Yilmaz (2001) hingewiesen.

Literaturverzeichnis

- Bachrach, R., J. Dvorkin und A. Nur (1998). „High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part II: Velocities in shallow unconsolidated sand“. In: *Geophysics* 63.4, S. 1234–1240. DOI: 10.1190/1.1444424.
- Bachrach, R., J. Dvorkin und A. M. Nur (2000). „Seismic velocities and Poisson's ratio of shallow unconsolidated sands“. In: *Geophysics* 65.2, S. 559–564. DOI: 10.1190/1.1444751.
- Bachrach, R. und A. Nur (1998). „High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow, and saturation“. In: *Geophysics* 63.4, S. 1225–1233. DOI: 10.1190/1.1444423.
- Hagedoorn, J. G. (1959). „The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections“. In: *Geophysical Prospecting* 7.2, S. 158–182. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1959.tb01460.x.
- Hales, F. W. (1958). „An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines“. In: *Geophysical Prospecting* 6.3, S. 285–294. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1958.tb01655.x.
- Hawkins, L. V. (1961). „The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigation“. In: *Geophysics* 26.6, S. 806–819. DOI: 10.1190/1.1438961.
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Mavko, G., T. Mukerji und J. Dvorkin (1998). *The rock physics handbook: tools for seismic analysis in porous media*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Palmer, D. (1981). „An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation“. In: *Geophysics* 46.11, S. 1508–1518. DOI: 10.1190/1.1441157.
- Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester, Weinheim: Wiley.
- Schön, J. H. (1998). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. 2. Aufl. Bd. 18. *Handbook of Geophysical Exploration*. Oxford: Elsevier Science Ltd.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff (1990). *Applied Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge University Press.
- Van Overmeeren, R. A. (2001). „Hagedoorn's plus-minus method: the beauty of simplicity“. In: *Geophysical Prospecting* 49.6, S. 687–696. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1964.tb01888.x.
- Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*. Hrsg. von S. M. Doherty. *Investigations in Geophysics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. DOI: 10.1190/1.9781560801580.