

Universität Würzburg  
Physikalisch Vulkanologisches Labor

# Auswertung zum geophysikalischen Gerätepraktikum in der Vulkaneifel

Jan-Philip Gehrcke    Malte Lichtner    Frederike Petzschnier  
Sina Zapf            Benjamin Stadtmüller

Betreut durch Prof. Dr. Bernd Zimanowski und PD Dr. Ralf Büttner



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Messungen und Diskussion</b>	<b>7</b>
2.1	Geometrische Vermessung . . . . .	7
2.2	Geomagnetik . . . . .	7
2.2.1	Lokales Magnetfeld . . . . .	7
2.2.2	Magnetische Suszeptibilität . . . . .	9
2.3	Gravimetrie . . . . .	10
2.3.1	Tagesgangkorrektur . . . . .	11
2.3.2	Höhenkorrektur . . . . .	12
2.3.3	Breitenkorrektur . . . . .	12
2.3.4	Ergebnisse der Gravimetrie . . . . .	13
2.4	Schichtmodelle . . . . .	15
2.4.1	Geoelektrik . . . . .	15
2.4.2	Hammerschlagseismik . . . . .	17
2.4.3	Interpretation der Hammerschlagseismik und Vergleich zur Geoelektrik . . .	18
<b>3</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>21</b>



# 1 Einleitung

Das landschaftliche Bild der Vulkaneifel ist geprägt durch seine zahlreichen Maare. Diese Talkessel entstanden bei Vulkanausbrüchen innerhalb der letzten 50 Millionen Jahre. Im Rahmen des geophysikalischen Gerätepraktikums im Sommer 2007 wurde das KESSELTAL BEI STEINEBERG untersucht, um zu prüfen, ob das Tal vulkanischen Ursprungs ist. Die Untersuchungen umfassen Geomagnetik, Gravimetrie, Gleichstromgeoelektrik und Hammerschlagseismik. Die Lage aller Messpunkte wurde durch ein Tachymeter bestimmt und in ein dreidimensionales Koordinatensystem eingetragen. Im Rahmen dieser Ausarbeitung werden die gewonnenen Messwerte ausgewertet und zusammenfassend interpretiert.



## 2 Messungen und Diskussion

### 2.1 Geometrische Vermessung

Zu Beginn des Praktikums wurden in dem betrachteten Tal Profillinien definiert, mit Buchstaben A-D benannt und mit Holzpflocken in regelmäßigen Abständen abgesteckt. Diese Pflöcke bildeten für den Großteil der Messverfahren die Messpunkte, an denen Daten aufgenommen wurden.

Die Koordinaten  $(x,y,z)$  dieser gepflöckten Messpunkte in einem orthogonalen Koordinatensystem wurden mit einem Tachymeter bestimmt. Die Position des Tachymeters bildete dabei den Ursprung des Systems. Die  $x$ -Achse des Systems wurde durch Anpeilung eines festen Referenzpunktes definiert. Diese Peilung wurde während der Vermessung der Pflöcke regelmäßig kontrolliert.

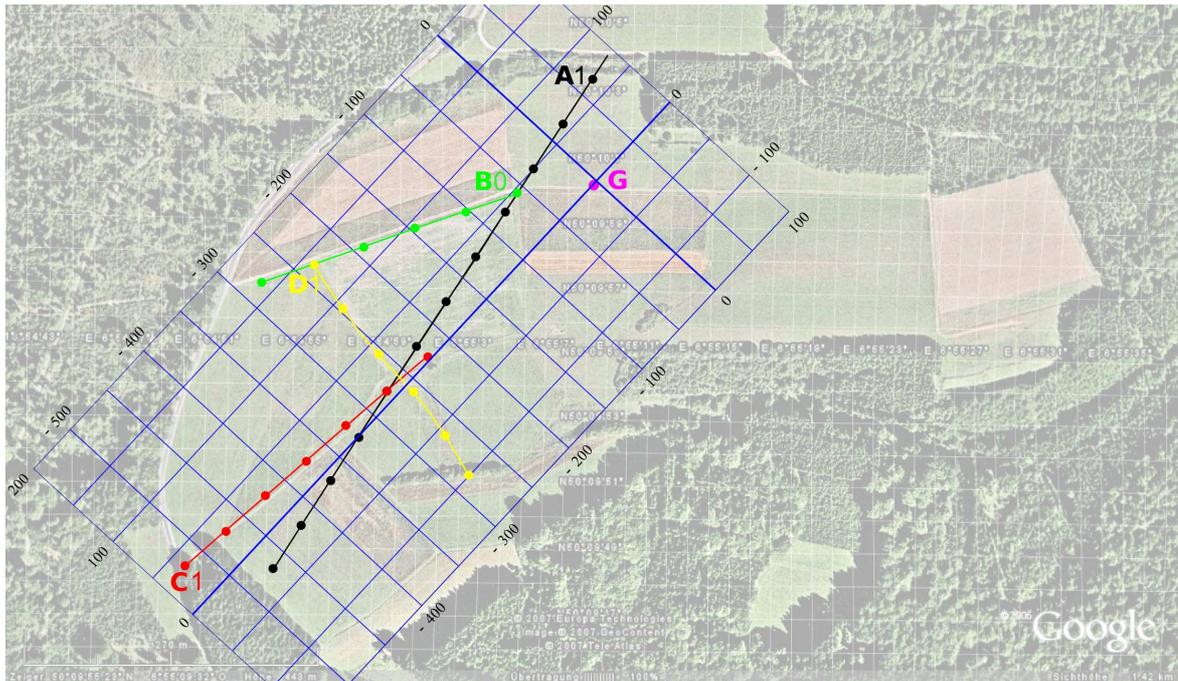
Die aufgenommenen Koordinaten sollten nun entsprechend ihrer realen Position im Gelände auf einer Landkarte eingetragen werden, um eine geländespezifische Auswertung aller Messverfahren zu ermöglichen. Als Quelle für diese Landkarte verwendeten wir GOOGLE MAPS, was uns eine genügend detaillierte Satellitenfotografie des vermessenen Tals inklusive Gitternetz mit geographischen Längen- und Breitengraden lieferte.

Die Projektion der bestimmten Koordinaten auf dieses Satellitenfoto erforderte eine Weiterverarbeitung der Daten auf dem PC. Mit MATHEMATICA wurden die Koordinaten der Pflöcke (Messpunkte) eingelesen und die Profillinien unter Vernachlässigung der Höheninformation ( $z$ -Koordinate) in einem zweidimensionalen Gitternetz dargestellt sowie die Achsen in  $[m]$  beschriftet. Um die gleiche Perspektive auf das aufgenommene Koordinatensystem zu erhalten, wie der Satellit bei der Aufnahme des Fotos hatte, mussten die  $x$ -Koordinaten mit einem negativen Vorzeichen versehen werden. Das entstandene Gitternetz mit den eingetragenen Messpunkten und Profillinien wurde als transparente Vektorgrafik exportiert. Unter Abgleich von vielen markanten Punkten konnte dieses Gitternetz durch entsprechende Rotation und Skalierung so über das Satellitenfoto gelegt werden, dass alle Messpunkte korrekt im Gelände positioniert sind. In Abb. 2.1 ist das Ergebnis dargestellt.

### 2.2 Geomagnetik

#### 2.2.1 Lokales Magnetfeld

Durch Messung der lokalen Magnetfeldstärke kann Aufschluss über die Magnetisierung des Gesteins im Untergrund gewonnen werden. Wird auf künstliche Magnetfelder verzichtet, ist der Messwert eine Überlagerung des Erdmagnetfeldes mit der Magnetisierung des Gesteins. Letztere setzt sich aus induzierter und remanenter Magnetisierung zusammen. Induzierte Magnetisierung existiert so lange, wie äußere Magnetfelder auf das Gestein wirken, wobei das äußere Feld abhängig von



**Abb. 2.1:** Position der Profillinien A-D mit ihren Messpunkten im Gelände (orthogonales Koordinatensystem; aufgenommen mit einem Tachymeter; Achsen in  $[m]$ ). Der Hintergrund ist ein Satellitenbild, welches von GOOGLE MAPS bezogen wurde.

der Suszeptibilität des Gesteins verstärkt oder geschwächt wird. Die remanente Magnetisierung hingegen ist unabhängig von äußeren Feldern und entsteht unter anderem, wenn ein Gestein mit ferrimagnetischen Mineralkomponenten in einem Magnetfeld abgekühlt wird, wie beispielsweise nach einem Vulkanausbruch. Die ferrimagnetischen Gesteinsanteile richten sich dabei durch die Hitze des Ausbruchs am Erdmagnetfeld aus und behalten ihre Magnetisierung nach dem Abkühlen bei. Die remanente Magnetisierung großer Teile dieses Gesteins zeigt heute nicht mehr in Richtung des Erdmagnetfeldes, beeinflusst aber messbar das örtliche Magnetfeld.

Im Rahmen des geophysikalischen Gerätepraktikums wurde mit Protonenpräzessionsmagnetometern vom Typ GEOMETRICS G-856 X der Betrag der Gesamtmagnetisierung gemessen. Um natürliche zeitliche Magnetfeldschwankungen durch Sonnen- und Mondstand zu korrigieren, wurde mit einem festpositioniertem Magnetometer, der Basisstation, ininigem Abstand zu Störöbekten (Autos etc.) der Tagesgang aufgezeichnet. Dazu wurden hier Messungen in Intervallen von fünf Minuten aufgenommen. Im Gelände wurden mit zwei mobilen Stationen Messdaten in Abständen von  $5\text{ m}$  aufgenommen. Die genaue Lokalisierung der Anfangs- und Endpunkte einer Messreihe erfolgte per GPS. Die Position aller übrigen Messpunkte wurde durch Interpolation bestimmt, wobei der Abstand zwischen zwei Punkten als exakt  $5\text{ m}$  angenommen wurde.

Die Daten wurden auf Messfehler (starke, vereinzelt auftretende Abweichungen) untersucht und diese gegebenenfalls gelöscht. Die Datenauswertung erfolgte mit MAGMAP 2000. Die Messdaten wurden hier mithilfe des Tagesgangs korrigiert. Große Bereiche zwischen den Messlinien wurden interpoliert. Abb. 2.2 zeigt das Ergebnis als Konturplot über dem Gelände.

Die Daten im östlichen Randbereich wurden außerhalb des Maargebietes aufgenommen und

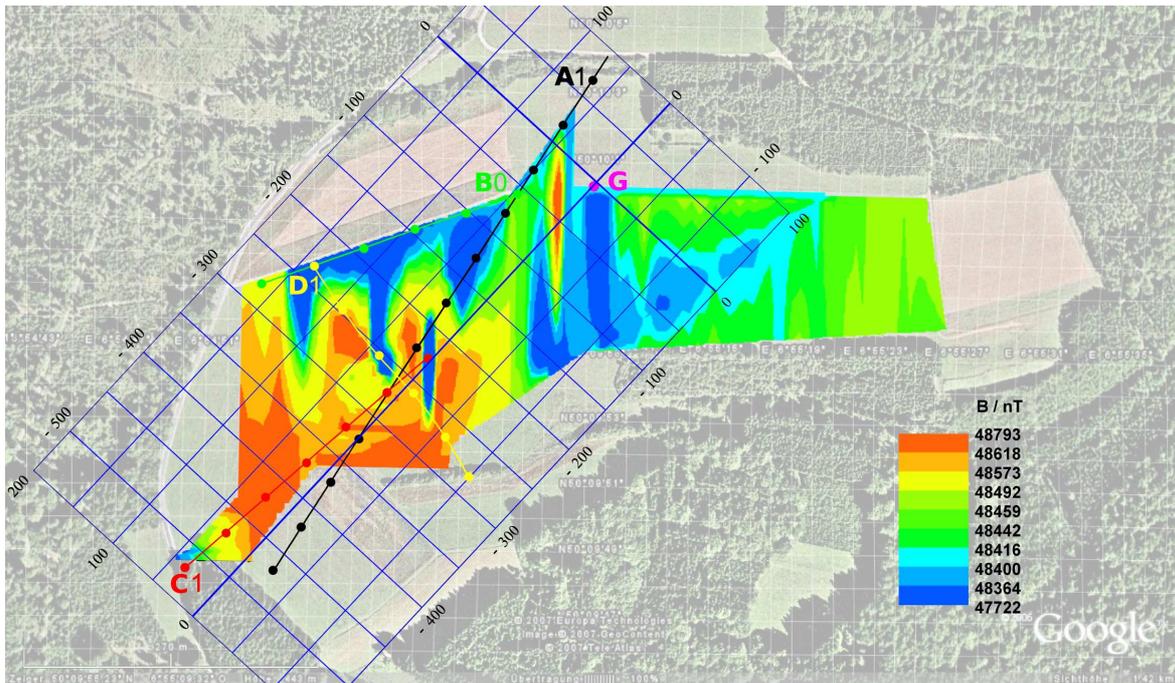


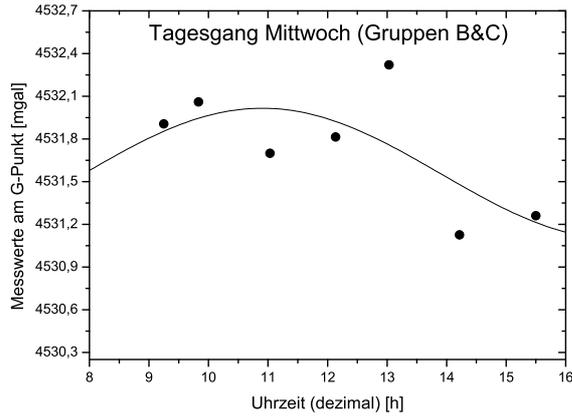
Abb. 2.2: Konturplot der lokalen Magnetfeldstärke.

dienen als Vergleichsmessung, um die Anomalie im Maarbereich hervorzuheben. Durch die Nähe zum Kelberger Hoch, einer positiven magnetischen Anomalie, sind schon diese Werte leicht erhöht. Man erkennt deutliche Schwankungen des Magnetfeldes im Kraterbereich, darunter erhöhte Magnetfeldstärken vor allem im Innenbereich des Kraters und am süd-westlichen Rand sowie verringerte Feldstärken im nördlichen und östlichen Randbereich. Diese Anomalien können durch magnetisiertes Gestein hervorgerufen werden, welches bei Ausbruch eines Vulkans an die Oberfläche getragen wurde und in Form von Tuffablagerungen an den Rändern des Kraters zu finden ist. Die Ablagerungen im Zentrum des Kraters sind möglicherweise durch eine spätere Abtragung des Tuffwalls entstanden. Im Bereich um den Punkt G findet man eine Anomalie, welche vermutlich auf den störenden Einfluss des Autos zurückzuführen ist und deshalb vernachlässigt werden muss. Da große Bereiche interpoliert wurden, sind genauere und insbesondere quantitative Aussagen über die Anomalieverteilung innerhalb des Kraters zu spekulativ. Die Ergebnisse können jedoch als typische Signaturen eines Maarvulkans interpretiert werden.

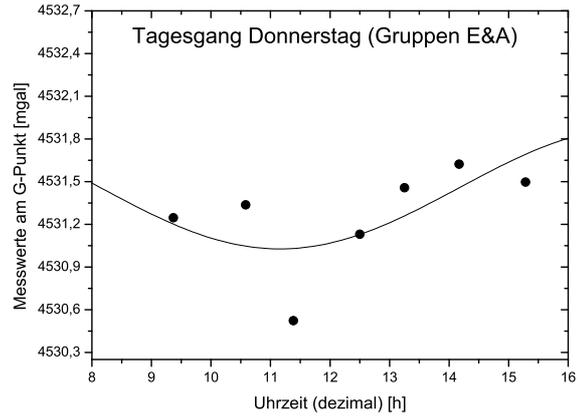
### 2.2.2 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität des Untergrunds gibt Aufschluss über den Anteil ferromagnetischer Materialien und liefert somit einen groben Überblick über die Verteilung magnetisierbaren Gesteins im Gelände. Sie wurde mit einem BARTINGTON MS-2-Messgerät bestimmt, welches ein Magnetfeld von etwa  $100 \mu T$  erzeugt und das resultierende Gesamtmagnetfeld misst. Die Messmethode reicht dabei nur in die oberste Bodenschicht (einige *cm*). Da die Messwerte stark abhängig von Körnigkeit, Bewuchs und Beschaffenheit der Erdoberfläche (Acker, Wiese, Weg, etc.) sind, ist ihre Reproduzierbarkeit und Aussagekraft eingeschränkt. Tatsächlich schwankten die Messwerte oft





**Abb. 2.4:** Tagesgang von Mittwoch. Die einzelnen Gravimeter-Messwerte (Ordinate) wurden zu verschiedenen Uhrzeiten (Abzisse) am selben Messpunkt aufgenommen.



**Abb. 2.5:** Tagesgang von Donnerstag. Die einzelnen Gravimeter-Messwerte (Ordinate) wurden zu verschiedenen Uhrzeiten (Abzisse) am selben Messpunkt aufgenommen.

peraturdrifterscheinungen zu reduzieren. Da nur die Schwankung der Schwerebeschleunigung im Messgebiet von Interesse ist, sollen die einzelnen Werte für die verschiedenen Messpunkte relativ zueinander betrachtet werden. Will man diesen Vergleich exakt anstellen, müssen die Werte für die Punkte in Abhängigkeit von Ort und Messzeit korrigiert werden. Schließlich wird die Schwerebeschleunigung von mehr Faktoren beeinflusst, als nur der Massendichte in der Erdkruste. Um diese Einflüsse herauszurechnen, gibt es verschiedene Korrekturen, die im Folgenden beschrieben werden.

### 2.3.1 Tagesgangkorrektur

Das System Erde-Mond führt eine Bewegung um seinen gemeinsamen Schwerpunkt aus. Beschleunigungen dieser Bewegung, die sich relativ zur eigentlichen Bahnbewegung der Erde periodisch ändern, rufen gravitative Schwankungen hervor. Das ist der wesentliche Grund, der die Gezeiten verursacht. Bei empfindlicher Gravimetrie müssen die Messwerte dementsprechend um diese Schwankungen korrigiert werden. Um diesen sogenannten Tagesgang festzustellen, maß jede Gruppe in regelmäßigen Abständen an ein und demselben Punkt immer wieder die Gravitation. Dieser Punkt G liegt nahe des Koordinatenursprungs. Er soll desweiteren auch derjenige Punkt sein, bezüglich dessen alle anderen Korrekturen ausgeführt werden. Ziel soll es also sein, alle Messpunkte relativ zu G zu betrachten.

Für die Messtage Mittwoch und Donnerstag standen Daten von jeweils zwei Gruppen zur Verfügung, um die Tagesgänge zu finden. Die Gravimetermesswerte am G-Punkt wurden über den dezimalen Aufnahmezeiten (Einheit [h]) aufgetragen und mit einer Sinusfunktion  $T_G(t)$  12-stündiger Periode gefittet:

$$T_G(t) = T_0 + A \sin\left(\frac{2\pi}{12h}(t - t_0)\right) \quad (2.1)$$

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 2.4 und 2.5 dargestellt. Die Messwerte lassen aufgrund

der Streuung und der geringen Anzahl große Freiheiten für einen nahezu beliebigen periodischen Fit. Daher ist es günstig, eine bekannte Größe - nämlich die Periodendauer der Gezeiten von etwa 12 Stunden - als zusätzliche Information mit einzubeziehen.

Bei den bestimmten Fitparametern für die verschiedenen Tage fällt auf, dass die Amplituden praktisch äquivalent sind. Das macht Sinn, da der Einfluss der Gezeiten an zwei aufeinanderfolgenden Tagen betragsmäßig kaum schwanken darf.

### 2.3.2 Höhenkorrektur

Entscheidend für die Schwerebeschleunigung ist natürlich der Abstand vom Massezentrum der Erde. Liegen die Messpunkte nicht auf derselben Kugeloberfläche, haben sie verschiedene Abstände zum Massezentrum. Wenn  $H [m]$  die Höhenposition des Referenzpunktes ist, kann der Korrekturwert  $\Delta g_H [mgal]$  für einen Messpunkt der Höhe  $h$  mit folgender Näherungsformel berechnet werden :

$$\Delta g_H = 0,3086 \cdot (h - H) \quad (2.2)$$

Im Folgenden wird Gleichung (2.2) in eine für uns anwendbare Form gebracht.

Wir verschieben den Koordinatenursprung in den Punkt G und setzen hier  $H = 0$ . Dies hat zur Folge, dass die zu G relative Höhe  $X_z$  der Messpunkte  $P$  erforderlich wird. Mit der  $z$ -Koordinate  $G_z$  und den  $z$ -Koordinaten  $P_z$  der Messpunkte in unserem Koordinatensystem ergibt sich für die  $X_z$ :

$$X_z = P_z - G_z \quad (2.3)$$

Weiterhin muss noch die Verschiebung  $dh$  des Messtellers relativ zum Messpunkt mit einbezogen werden. Ein positives  $dh$  bedeutet eine Verschiebung in negativer  $z$ -Richtung. Mit  $G_z = 0,678 m$  ergibt sich als Höhenkorrektur:

$$\Delta g_H = 0,3086 \cdot (P_z - dh + 0,678) \quad (2.4)$$

### 2.3.3 Breitenkorrektur

Die konstante Winkelgeschwindigkeit der Erddrehung sorgt bei verschiedenen Rotationsradien - also bei verschiedenen Breitengraden - für verschieden große Zentrifugalkräfte. Am Äquator kompensiert diese die gravitative Anziehung stärker als an den Polen. Zur Berücksichtigung dieses Effekts dient die Breitenkorrektur, die im Folgenden erarbeitet wird.

Am Ort G sei die geographische Breite  $\phi$ . Befindet man sich in der nahen Umgebung von G, so lautet der Korrekturterm in  $[mgal]$  näherungsweise:

$$\Delta g_B = 0,0081 * \sin(2\phi) \text{ pro } 10 \text{ m Nord-Süd-Entfernung von G} \quad (2.5)$$

In unserem Fall ist der Breitengrad am Punkt G mit  $\phi = 50^\circ 10' 0.2'' = 50.1667^\circ$  gegeben. Um

nun die für die Korrektur benötigte Nord-Süd-Abweichung der Messpunkte  $\vec{P}$  von  $\vec{G}$  zu berechnen, bedienen wir uns der Vektoranalysis.

Wir lesen am PC mithilfe einer Karte von GOOGLE-MAPS den Drehwinkel  $\alpha$  ab, der benötigt wird, um unser Koordinatensystem in Nord-Süd-Richtung zu drehen. Es ergibt sich  $\alpha = 47,27^\circ$ . Nun bilden wir den Einheitsvektor  $\vec{e}$  in unserem Koordinatensystem, der in Nord-Süd-Richtung weist:

$$\vec{e} = \begin{pmatrix} \cos \alpha \\ \sin \alpha \end{pmatrix} \approx \begin{pmatrix} 0,6785 \\ 0,7346 \end{pmatrix} \quad (2.6)$$

Wir verschieben den Koordinatenursprung wieder in G und erhalten somit für die Messpunkte  $\vec{X}$  im verschobenen Koordinatensystem:

$$\vec{X}(\vec{P}) = \vec{P} - \vec{G} \quad (2.7)$$

Das Skalarprodukt zwischen  $\vec{X}(\vec{P})$  und  $\vec{e}$  liefert nun die Nord-Süd-Abweichung  $l$  des Punktes  $\vec{P}$  vom Punkt G.  $\vec{e}$  zeigt in Richtung zunehmender Breite. Bei Abweichung in dieser Richtung muss  $\Delta g_B$  negativ sein, weil die Gravitation zunimmt. Es ergibt sich für  $l$ :

$$l = -\vec{X} \cdot \vec{e} \quad (2.8)$$

Wertet man das Skalarprodukt aus, benutzt die oben erwähnten Größen und  $G_x = -5,481 \text{ m}$  bzw.  $G_y = -1,517 \text{ m}$ , erhält man nach Gleichung (2.5)  $\Delta g_B$  in Abhängigkeit der Messpunktkoordinaten  $P_x$  und  $P_y$ :

$$\Delta g_B = -((P_x + 5,481) \cdot 0,6785 + (P_y + 1,517) \cdot 0,7346) \cdot 0,0007969 \quad (2.9)$$

### 2.3.4 Ergebnisse der Gravimetrie

Für alle Profillinien konnte nun eine Auftragung der korrigierten Gravimeter-Messwerte in Abhängigkeit der Messpunktposition angefertigt werden. Die Graphen sind in Abb. 2.6 dargestellt. Desweiteren fertigten wir eine farbkodierte Darstellung der Gravimetriedaten auf dem Gelände an. Sie ist in Abb. 2.7 zu finden.

Anhand der Visualisierungen der Messdaten sind deutliche ringförmige Strukturen zu erkennen: Wenn man vom Talzentrum (Kreuzung der Profillinien A,C,D) ausgeht, nimmt die gravitative Anziehung konzentrisch nach außen hin zu (Abb. 2.7). Die Messpunkte des Profils B befinden sich in etwa dem gleichen Abstand zur Talmitte. Daher liegen auch vergleichsweise konstante Messwerte vor (Abb. 2.6). Profil A hingegen weist beim Durchgang durch das Tal ein deutliches Minimum auf (Abb. 2.6).

Die sich ergebende Struktur der Gravitationsverteilung spricht für den Auswurf dichten Materials (Tuff bzw. Gesteinsmasse) im Zuge der vulkanischen Eruption aus dem Talzentrum und die Anlagerung dessen zu einem Tuffwall. Desweiteren scheint sich weniger dichtes Material (abgetragenes Material vom Wall und Biomasse) über große Zeit hinweg im verbliebenen Hohlraum

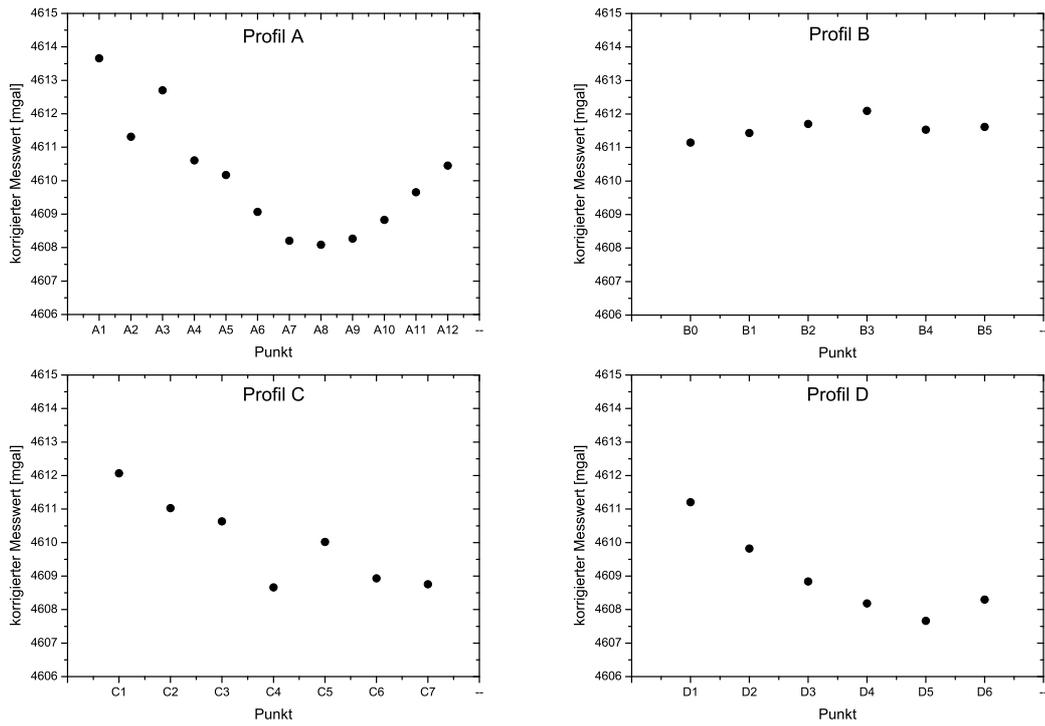


Abb. 2.6: Gravimetrie-Profile.

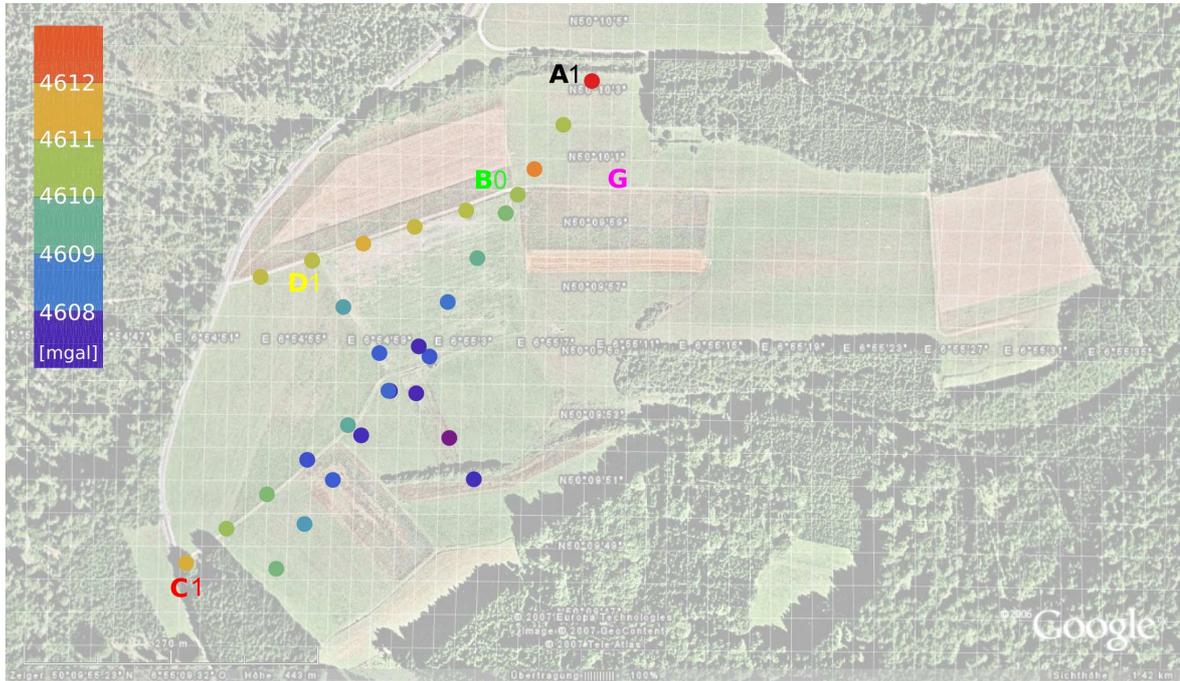


Abb. 2.7: Position der Profillinien A-D mit ihren Messpunkten im Gelände (orthogonales Koordinatensystem; aufgenommen mit einem Tachymeter; Achsen in  $[m]$ ). Der Hintergrund ist ein Satellitenbild, welches von GOOGLE MAPS bezogen wurde.

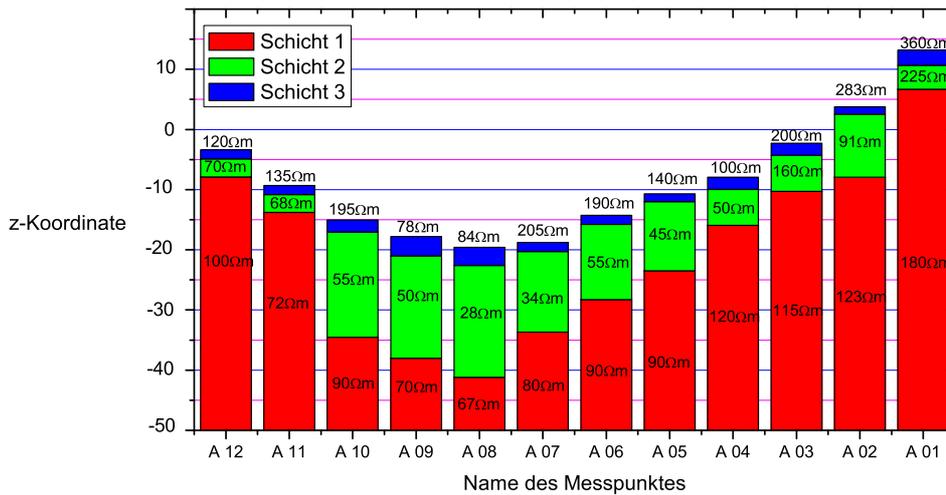


Abb. 2.8: Widerstände und Schichtdicken für die Messpunkte des Profils A.

gesammelt zu haben.

Die Dichteverteilung im Zentrum des Maares unterliegt im Gegensatz zur Magnetisierung keinen deutlichen Schwankungen und steigt gleichmäßig nach außen an. Die bei der Geomagnetik festgestellte Anomalie der Magnetisierung korreliert daher nicht mit der Dichteverteilung, was auf unterschiedliche Ursachen für die beiden Phänomene zurückzuführen sein kann. Die erhöhte Dichte im Randbereich des Kraters hingegen kann mit den Ergebnissen der Geomagnetik gut in Übereinstimmung gebracht werden.

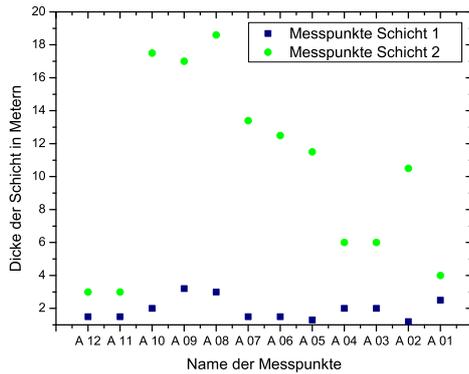
## 2.4 Schichtmodelle

### 2.4.1 Geoelektrik

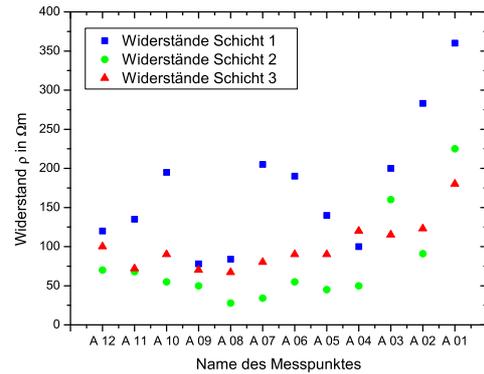
Als eine weitere Messmethode zur Sondierung des Untergrundes wurde die Gleichstromelektrik verwendet. Diese nutzt die Tatsache aus, dass verschiedene Gesteine eine unterschiedliche Leitfähigkeit zeigen. Als Messanordnung wurde die so genannte SCHLUMBERGERANORDNUNG verwendet. Die aufgenommenen Daten wurden mit dem Programm RESIST 1.0 ausgewertet. Dabei wurde ein Modell mit drei Schichten angenommen und deren Widerstand bzw. deren Dicke an den gemessenen Punkten bestimmt, wobei die unterste Schicht als unendlich tief angenommen wurde. Die Genauigkeit des erstellten Fits konnte durch einen Güteparameter  $Q$  bestimmt werden. Dieser wurde durch Variation der Fitparameter minimiert, um den Fit zu optimieren.

Die Ergebnisse dieser Auswertung sind in Abb. 2.8 zu sehen. Jeder Balken des Graphen repräsentiert einen Messpunkt des A-Profiles, wobei die  $z$ -Koordinate des Messpunktes der oberen Kante jedes Balkens entspricht. Die vertikale Versetzung der Balken spiegelt also das Höhenprofil der A-Linie wieder.

Beim Vergleich der Schichtdicken, welche in Abb. 2.9 dargestellt sind, stellt sich heraus, dass die oberste Schicht relativ dünn ist. Sie liegt im Bereich von ca.  $2\text{ m}$  und wird deshalb dem Ackerboden zugesprochen. Ihre Mächtigkeit bleibt bei allen Messpunkten ungefähr konstant. Anders verhält



**Abb. 2.9:** Dicke der obersten (blauen) Schicht und der mittleren (grünen) Schicht.



**Abb. 2.10:** Widerstände aller drei Schichten in Abhängigkeit des Messortes auf der A-Linie.

sich die zweite Schicht, da deren Dicke von den Rändern beginnend zum Tal hin dicker wird.

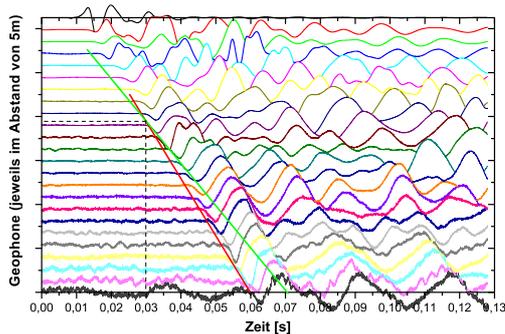
Die maximale Dicke dieser Schicht liegt bei Messpunkt A6 vor. Wie erwähnt, ist die Dicke der dritten Schicht unendlich, da diese Schicht eine modellierte Mittelung über alle nachfolgenden Schichten des Bodens darstellt.

Die zweite gewonnene Information sind die spezifischen Widerstände  $\rho$  der einzelnen Schichten. Diese sind in Abb. 2.10 in Abhängigkeit der Messorte für alle drei Schichten aufgetragen. Die Widerstände der obersten Schicht streuen sehr stark und zeigen keine eindeutige Tendenz. Die Widerstände der anderen beiden Schichten streuen dagegen weniger und zeigen eine deutlichere Tendenz.

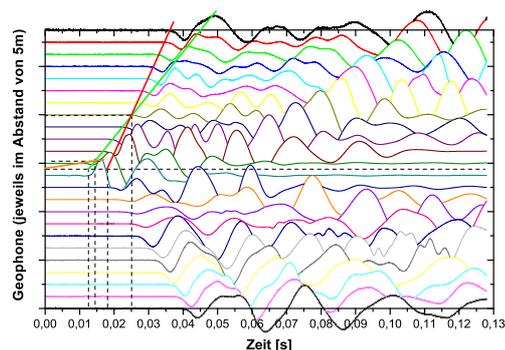
Beginnend beim Messpunkt A12 fallen sie zum Tal (Messpunkt A8, A7) hin ab und steigen danach wieder an. Die Widerstände von Schicht zwei und drei zeigen also ein Minimum im Bereich von Messpunkt A8. An diesem Messpunkt besitzt die mittlere Schicht auch ihre maximale Dicke. Beim Vergleich der gemessenen Widerstände zeigt sich, dass die mittlere Schicht immer den geringsten Widerstand besitzt. Dies gilt bis auf den Bereich von A1 bis A3. Hier zeigen alle drei Schichten extrem große spezifische Widerstände  $\rho$ . Dies zeigt, dass das Material im Randgebiet bei A1 wahrscheinlich nicht das gleiche ist, wie im Randgebiet A12. Da die Widerstandswerte im Bereich der Messpunkte A1 bis A3 deutlich größer sind, als im Restgebiet, wird eine Anomalie in diesem Bereich vermutet.

Die Ähnlichkeit der Widerstände im Tal zu denen am linken Rand (A12) deutet auf gleichartige Materialien hin. Nimmt man an, dass es sich bei dem Gebiet um ein Maar handelt, so ergibt sich folgende Interpretation: Der Wall um das Tal im Bereich der Messpunkte A12 bis ca. A10 muss früher wesentlich stärker ausgeprägt gewesen sein. Material aus diesem Gebiet wurde stark abgetragen und im Tal abgelagert. Die unterschiedliche Dicke der mittleren Schicht könnte dadurch erklärt werden, dass das Material im Wall schon deutlich abgetragen wurde und sich größtenteils im Tal abgelagert hat. Desweiteren wird vermutet, dass sich auf dem Wall im Bereich der Messpunkte A1 bis A3 bei einem Vulkanausbruch ein anderes Material abgelagert hat, welches einen deutlich verschiedenen Widerstand zum übrigen Messgebiet besitzt.

Die genaue Bestimmung des Bodenmaterials aus diesen Messwerten ist jedoch nicht sinnvoll, da



**Abb. 2.11:** Graphische Darstellung des gemessenen Signals mit eingezeichneten Geraden zur Bestimmung der Geschwindigkeiten in den verschiedenen Schichten. Schlag 2,5 m vor A1. 2-Schichten-Modell.



**Abb. 2.12:** Graphische Darstellung des gemessenen Signals mit eingezeichneten Geraden zur Bestimmung der Geschwindigkeiten in den verschiedenen Schichten. Schlag in der Mitte der Auslage. 3-Schichten-Modell.

alle gemessenen Widerstände die gleichen Größenordnung besitzen und der Fehler der verwendeten Methode nicht genau bekannt ist.

## 2.4.2 Hammerschlagseismik

Bei dieser Messmethode werden Hammerschläge als Quelle von seismischen Wellen genutzt. Fällt die seismische Welle unter einem kritischen Winkel auf eine Grenzfläche zwischen zwei Schichten, entsteht eine sogenannte Kopfwellen. Dabei muss die Wellengeschwindigkeit  $v_2$  in der tieferen Schicht größer sein. Nach der sogenannten Überholungsentfernung  $X_{12}$  erreicht diese im Untergrund laufende Welle die Geophone früher, als die an der Oberfläche laufende Welle ( $v_1$ ). Durch eine graphische Auftragung des an verschiedenen Geophonen gemessenen Signals lässt sich über die "Knickpunkt-Methode" die Tiefe der Grenzfläche  $h$  berechnen:

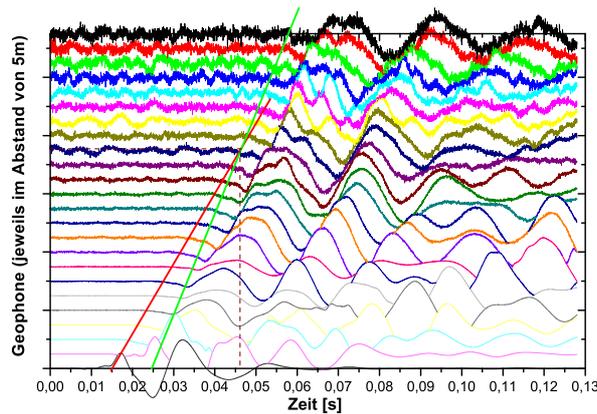
$$h = \frac{X_{12}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} \quad (2.10)$$

Im Praktikum wurden 24 Geophone im Abstand von 5 m ausgelegt. Der Schusspunkt lag pro Auslage jeweils ein Mal 2,5 m vor und nach Ende der Auslage sowie ein Mal in der Mitte der Auslage (vgl. Abbildungen 2.11, 2.12, 2.13).

Die Geschwindigkeiten der Wellen wurden so bestimmt, dass Geraden durch Messpunkte gelegt wurden, die der Ankunft des Signals an dem Geophon entsprechen. Die Steigung der Geraden entspricht der Geschwindigkeit. Die Überholungsentfernung kann ebenfalls aus dem Graphen abgelesen werden.

In Abb. 2.14 sind die Geschwindigkeiten in der 2. und 3. Schicht aufgetragen. Abb. 2.15 zeigt die berechneten Dicken der 2. Schicht. Die Zuordnungen zum Ort erfolgten unter vereinfachenden Annahmen:

Die einzelnen Auslagen ergänzen sich lückenlos. Die sich ergebenden Geschwindigkeiten und



**Abb. 2.13:** Graphische Darstellung des gemessenen Signals mit eingezeichneten Geraden zur Bestimmung der Geschwindigkeiten in den verschiedenen Schichten. Schlag am Ende der Auslage. 2-Schichten-Modell.

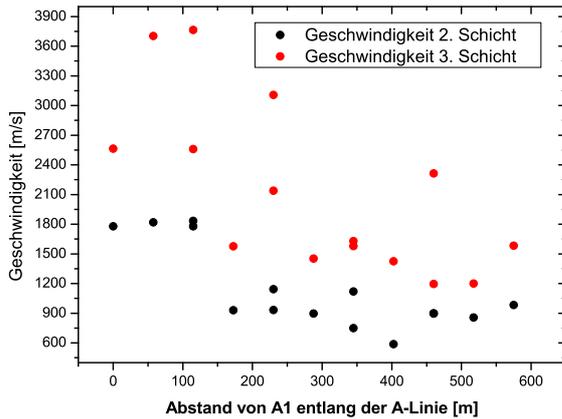
Schichtdicken wurden den Positionen pro Auslage  $0\text{ m}$  (Beginn Auslage),  $57.5\text{ m}$  (Mitte Auslage) und  $115\text{ m}$  (Ende Auslage) zugeordnet.

Die erste Schicht ist zu dünn, um sinnvoll durch die Seismikmessungen charakterisiert zu werden. In Abb. 2.12 wurde dies beispielhaft versucht: Man könnte eine Gerade durch Schlagpunkt und Beginn des Signals am nächsten Geophon legen. Für dieses Beispiel ergibt sich für die erste Schicht eine Geschwindigkeit von  $240\frac{\text{m}}{\text{s}}$  und eine Schichtdicke von  $1,6\text{ m}$ . Für einige weitere Messungen wurde die Geschwindigkeit ebenso kleiner als  $600\frac{\text{m}}{\text{s}}$  mit starken Schwankungen bestimmt. Tabellen kann man entnehmen, dass die Geschwindigkeit von Longitudinalwellen in Deckschichten und Ackerböden  $300 - 800\frac{\text{m}}{\text{s}}$  entspricht. Die bestimmten Werte für die Geschwindigkeiten liegen also in einem sinnvollen Bereich. Genauere Aussagen sind allerdings nicht sinnvoll, da die Geschwindigkeiten nur sehr ungenau bestimmt werden konnten. Außerdem ergibt die Untersuchung der Deckschicht keine weiteren Aussagen darüber, ob das Tal vulkanischen Ursprungs ist, da sie erst wesentlich später entstanden ist. Aus diesem Grund werden im Folgenden nur die 2. und 3. Schicht näher untersucht und unter Einbezug der Geoelektrik diskutiert.

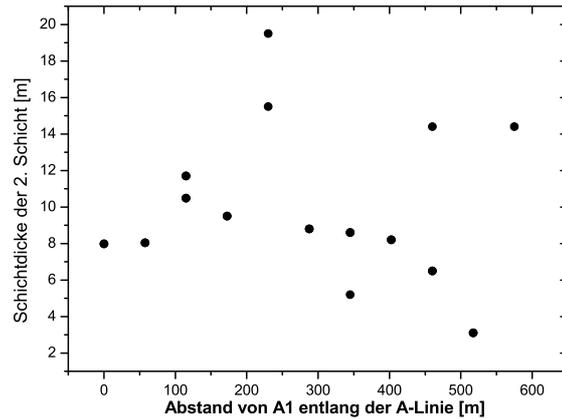
### 2.4.3 Interpretation der Hammerschlagseismik und Vergleich zur Geoelektrik

Wie man in Abb. 2.14 sieht, nimmt die durch die Hammerschlagseismik bestimmte Geschwindigkeit in der 2. Schicht zwei grundlegend verschiedene Werte an: Im Bereich von A1 - A3 schwankt sie um  $1800\frac{\text{m}}{\text{s}}$ , ansonsten um  $900\frac{\text{m}}{\text{s}}$ . Dies stimmt sehr gut mit der schon durch die Geoelektrik beobachteten Anomalie überein und stützt die Interpretation, dass das Tal bis auf eine Anomalie im Bereich von A1 - A3 aus einer Bodenschicht vergleichbaren Materials unter der Grube besteht.

Die durch die Seismik bestimmte Geschwindigkeit in der 3. Schicht schwankt jedoch sehr stark. Dies liegt vor allem daran, dass es schwierig war, die Ausgleichsgeraden zu legen, da die Signale an den weiter entfernten Geophonen schon sehr verrauscht waren. Es fällt auf, dass die Werte



**Abb. 2.14:** Geschwindigkeiten von 2. und 3. Schicht entlang der A-Linie.



**Abb. 2.15:** Dicke der 2. Schicht entlang der A-Linie.

außerhalb der Anomalie um  $1400 \frac{m}{s}$  schwanken. Es scheint auch hier eine einheitliche Schicht neben der beobachteten Anomalie zu geben. Die berechneten Geschwindigkeiten der 3. Schicht im Bereich der Anomalie liegen über  $2400 \frac{m}{s}$  bis hin zu fast  $3800 \frac{m}{s}$ .

Durch die starken Schwankungen bei der Bestimmung der Geschwindigkeiten der 3. Schicht ist die Schichtdickenbestimmung problematisch (Abb. 2.15). Es ergibt sich bei Vernachlässigung grober Abweichungen eine Schichtdicke von ungefähr  $8m$ , die am Rand hin zu A12 deutlich abnimmt. Dies stimmt mit den Ergebnissen der Geoelektrik insofern überein, dass zu A12 hin nur noch eine sehr dünne Schicht besteht, welche in der Mitte des Tales wesentlich dicker ist. Die These eines abgetragenen Vulkankraters wird dadurch weiter gestützt.

Beim Vergleich von Geoelektrik und Hammerschlagseismik ist erstere als zuverlässiger einzuschätzen. Die Auswertung der Geoelektrik basiert auf einem Fitprogramm mit Güteparameter; die Ergebnisse der grafischen Seismikauswertung hingegen sind durch mangelnde Erfahrung beim Legen der Ausgleichsgeraden zusätzlich verfälscht. Zudem war die Auswertung der Seismik dadurch erschwert, dass unsere Gruppe diese Messmethode aufgrund des schlechten Wetters am letzten Tag nicht mehr durchführen konnte. Prinzipiell kann die Seismik allerdings einige Ergebnisse aus der Geoelektrik bestätigen.



### 3 Zusammenfassung

Die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchung des KESSELTALS BEI STEINEBERG weisen deutlich darauf hin, dass es sich bei dem Gebiet um ein Maar handelt. Durch die Vermessung des lokalen Magnetfeldes und die Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität konnten magnetische Anomalien nachgewiesen werden, die auf frühere vulkanische Aktivität hindeuten. Desweiteren konnte durch die Gravimetriemessungen eine vom Talzentrum nach außen hin zunehmende Dichte festgestellt werden, welche charakteristisch für vulkanisch entstandene Gebiete ist. Geoelektrik-, Geomagnetik- und Seismikmessungen legen nahe, dass der beim Ausbruch entstandene Tuffwall im Laufe der Jahre teilweise abgetragen und in dem Kessel abgelagert wurde. Die Schichtuntersuchungen zeigten außerdem am nördlichen Rand des untersuchten Gebiets eine Anomalie, welche möglicherweise vulkanischen Ursprungs ist.

Das Praktikum konnte uns einen guten Einblick in verschiedene geophysikalische Messtechniken und Arbeitsweisen geben. Die interessanteste praktische Erfahrung für uns war es, das Gebiet geometrisch zu vermessen. Außerdem machte auch die Auswertung Spaß, da man im Gegensatz zu anderen Praktika im Physikstudium nicht schon von Anderen unzählig oft Gemessenes noch einmal interpretieren musste und Ergebnisse erhielt, die den vulkanischen Ursprung des Kessels bestätigen konnten.