

Analyse langperiodischer MT-Daten aus Island

Steven Golden^{1,2}, Martin Beblo², Axel Björnsson³, Andreas Junge¹

¹Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main

²Ludwig-Maximilians-Universität, München

³University of Akureyri, Akureyri, Island

1 Einleitung

Die Methode der langperiodische Magnetotellurik (LMT) dient der Bestimmung von elektrischen Leitfähigkeitsverteilungen bis hinab in den oberen Mantel. Eine Kenntnis der Leitfähigkeit kann zur Eingrenzung der Parameter geodynamischer Modelle herangezogen werden. So zeigen Modellstudien von Kreuzmann und Junge [8], durchgeführt innerhalb des „Iceland plume dynamics project“ (IPDP), dass die Anwesenheit eines Plumekopfes unter Island bei Schmelzanteilen oberhalb von 1% ein signifikantes Signal in LMT-Daten erzeugen sollte. Die LMT könnte so einen Beitrag zur Klärung der Frage nach den geodynamischen Vorgängen unter Island – insbesondere nach der Existenz eines Mantelplumes – liefern.

Zur Gewinnung geeigneter LMT-Daten werden seit 1999 durch Björnsson und Beblo mehrere Langzeit-LMT-Stationen auf Island betrieben. Zur Auswertung dieser Daten wurde ein Gemeinschaftsprojekt zwischen den Universitäten Akureyri (Björnsson), München (Beblo) und Frankfurt (Junge) mit dem Titel „Continuous Monitoring of the Icelandic Crust and Mantle Resistivity“ (CMICMR) gebildet. Erste MT-Auswertungen erfolgten durch König [7] und wurden durch Salat [12] und Golden fortgesetzt. Die folgenden Abschnitte sollen einen kurzen Überblick über den aktuellen Stand dieser noch laufenden Arbeiten geben.

2 Die CMICMR-Messungen

Seit 1999 werden auf Island als Teil des CMICMR-Projektes langperiodische magnetotellurische Messungen durchgeführt. Dabei wird versucht, von einem Netz von Stationen über möglichst lange Zeiträume kontinuierliche Aufzeichnungen zu erhalten. Diese Daten sollen einer Auswertung von möglichst langen Perioden dienen, wenn möglich, bis zur Tageslänge oder auch darüber hinaus. So wird erhofft – trotz der in hohen Breiten zu erwartenden Schwierigkeiten durch Quellfeldeffekte – zuverlässige Aussagen über die Leitfähigkeitsstruktur im oberen Mantel unter Island treffen zu können. Die Lage der Stationen ist so gewählt, dass Regionen unterschiedlicher Geologie abgedeckt werden (Abbildung 1).

Von drei Stationen liegen besonders lange, bis in die Anfänge des CMICMR-Projektes zurückreichende, Zeitreihen vor: Akureyri (AKU), Húsafell (HUS) und Skrokkalda (SKR). Die Messungen an den Stationen Húsafell und Akureyri dauern

noch an. Die Station Skrokkalda wurde 2002 abgebaut. Mit dem dabei frei gewordenen Gerät wurde eine neue Station in Grímsstaðir (GRI) aufgebaut. Im September 2003 kam noch eine weitere Station im See Stíflisdalsvatn (STI) hinzu. Von letzterer Station liegen allerdings noch keine Daten vor. Die Auswertungen haben sich bisher im wesentlichen auf die drei erstgenannten Stationen konzentriert.



Abbildung 1: Lage der CMICMR-Stationen auf Island.

Abgesehen von Stíflisdalsvatn zeichnet jede Station die beiden horizontalen elektrischen Feldkomponenten sowie alle drei magnetischen Feldkomponenten kontinuierlich mit einer Abtastperiode von 1 s auf. Der auswertbare Periodenbereich erstreckt sich von etwa 16 s bis in den Bereich der täglichen Variationen, möglicherweise auch darüber hinaus. Bis jetzt haben sich die Auswertungen auf den Periodenbereich von einer Minute bis zu 9 Stunden konzentriert.

Die Auswertung der bereits gemessenen und weiterhin neu anfallenden Daten läßt sich der Übersicht halber in drei Abschnitte gliedern: Vorverarbeitung (Konvertierung, Sichtung, Korrektur und Archivierung), Analyse (Bestimmung von MT-Übertragungsfunktionen, Tipper und Inter-Stations-Übertragungsfunktionen) sowie Interpretation (Modellierung und Inversion von Leitfähigkeitsverteilungen sowie Ableitung geologischer Aussagen). Da die Interpretation noch nicht sehr weit fortgeschritten ist, werden sich die folgenden Abschnitte vor allem auf die Vorverarbeitung und Analyse konzentrieren.

3 Vorverarbeitung der Daten

Bevor eine MT-Analyse der Daten erfolgen konnte, waren mehrere Konvertierungsschritte notwendig. Für diese sowie folgende Verarbeitungsschritte wurden eine Reihe von Hilfsprogrammen geschrieben, die zusammen mit dem Programmpaket EMERALD [9],[10] eingesetzt wurden. Allmählich bildete sich aus den Hilfsprogrammen ein eigenständiges Processing-Paket, das auf den Namen Humtac (Hopefully useful magnetotelluric analysis codes) getauft wurde.

Zum Zweck einer Multistations-Auswertung ist die zeitliche Synchronisation der beteiligten Stationen mit hoher Genauigkeit erforderlich. Als im Juli 2002 erste Versuche, Übertragungsfunktionen zwischen Stationen zu berechnen, durchgeführt wurden, musste festgestellt werden, dass diese Genauigkeit nicht gegeben war. Es war

bereits lange bekannt, dass die Uhren der meisten Stationen nicht exakt synchron liefen, da nicht alle Stationen über eine GPS-Synchronisation verfügen (siehe Abbildung 2). Allerdings bestand die Hoffnung, dass zwischen ihnen nur nahezu konstante Zeitversätze herrschten, nicht aber Driften oder Zeitsprünge. Eine genauere Betrachtung der Zeitreihen offenbarte, dass diese Annahme zu optimistisch war. Vor einer Multistations-Auswertung mussten also zunächst die Zeitabweichungen zwischen den Stationen möglichst genau bestimmt und reduziert werden.

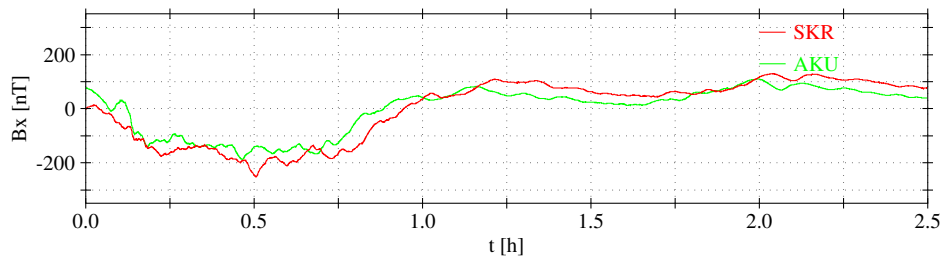


Abbildung 2: Beispiel für den Zeitversatz zwischen zwei Zeitreihen.

3.1 Bestimmung von Zeitversätzen

Sollen zeitgleiche Registrierungen zweier Stationen auf Zeitversätze untersucht werden, so müssen beide Zeitreihen gleichmäßig abgetastet vorliegen. Die Abtastperioden beider Stationen können differieren, müssen aber in einem ganzzahligen Verhältnis zueinander stehen. Sind diese Bedingungen – gegebenenfalls nach einer entsprechenden Vorverarbeitung – gegeben, so können mit einem Humtac-Programm (syncts) automatisch Zeitversätze zwischen den beiden Stationen bestimmt werden.

Dazu werden die Zeitreihen ausgewählter Kanäle (z.B. Bx und By) von beiden Stationen in eine Reihe von Zeitsegmenten zerteilt, die (nach linearem Trendabzug, Multiplikation mit einer Fensterfunktion und Prewhitening durch Differenzwertbildung) Fourier-transformiert werden. Durch Multiplikation der Fourier-Transformierten eines Kanals mit der komplex-konjugierten Fourier-Transformierten des anderen Kanals und anschließender Rücktransformation erhält man für jedes Segment die Kreuzkovarianzfunktion zwischen den beiden Kanälen. Die Lage des Maximums der Kreuzkovarianzfunktion gibt den mittleren Zeitversatz zwischen den beiden Zeitreihen innerhalb des Segments wieder. Um Zeitreihen unterschiedlicher Abtastperioden vergleichen zu können, werden die Fourier-Transformierten vor der Bildung der Kreuzkovarianzfunktion durch „Zero-Padding“ auf gleiche Länge erweitert. Dies entspricht einer „sinc“-Interpolation im Zeitbereich. Die Auflösung von Zeitversätzen unterhalb der Abtastperiode gelingt durch eine Interpolation bei der Maximumsuche. (Anpassung des Maximums der Kreuzkovarianzfunktion durch eine Gauss-Glockenkurve.)

Auf diese Weise werden für alle Segmente und alle ausgewählten Komponenten der Eingangs-Zeitreihen Zeitversätze zwischen den beiden Stationen für die selektierten Feldkomponenten berechnet. Idealerweise sollten die Ergebnisse für alle Komponenten übereinstimmen. Abweichungen geben einen Hinweis auf Fehler bei der Bestimmung der Zeitversätze. Es zeigte sich, dass in der Regel gute Übereinstimmung

zwischen den Ergebnissen für unterschiedliche Komponenten herrscht (weniger als maximal 4 s Unterschied zwischen den beiden Zeitabweichungen bei 1 s Abtastperiode, siehe Abbildung 3). Bei einigen Segmenten treten starke Ausreißer auf, die sich aber Dank dem Vergleich zwischen den Ergebnissen der beiden Komponenten leicht automatisch selektieren lassen. Die Zahl der auftretenden Ausreißer hängt von der gewählten Segmentlänge ab. Oberhalb einer Segmentlänge von etwa 8000 s treten nur noch wenige Ausreißer auf.

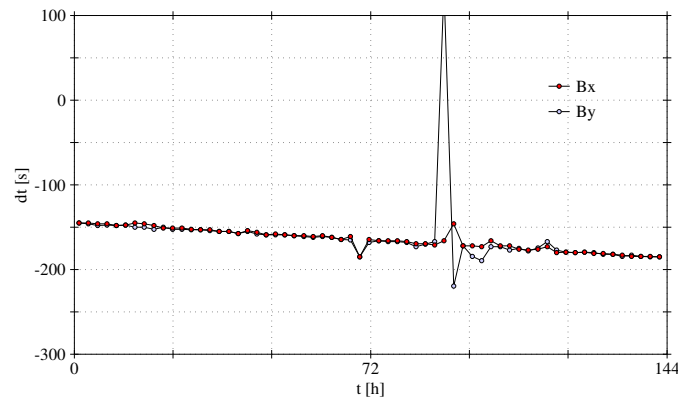


Abbildung 3: Der ermittelte Zeitversatz in Sekunden für die in Abbildung 2 gezeigten Zeitreihen für einen Ausschnitt von 6 Tagen. Von einzelnen, deutlich erkennbaren Ausreißern abgesehen, zeigen die Zeitversätze für beide Horizontalfeldkomponenten die gleiche lineare Drift.

3.2 Korrektur von Uhrendriften

Sind die Zeitabweichungen zwischen zwei Stationen bestimmt, so kann mit diesem Ergebnis eine Reduktion der Zeitabweichungen an den Zeitreihen durchgeführt werden. Damit die resultierende Zeitreihe eine konstante Abtastperiode mit einer ganzen Sekundenzahl erhält, ist dies nur über ein Resampling möglich. Allen Ausgangsdaten wird dabei ein korrigierter Zeitwert zugewiesen und anschließend die neue Zeitreihe durch Interpolation (momentan Spline über 16 benachbarte Stützstellen) aus diesen Werten berechnet. Um bei dieser Zeitkorrektur den Einbau von Artefakten zu vermeiden, werden die im vorangegangenen Schritt bestimmten Zeitabweichungen nicht direkt für die Korrektur übernommen, sondern zunächst mittels einer linearen Regression (unter Ausschluss der wie oben beschrieben selektierten Ausreißer) interpoliert. Eine derart behandelte Zeitreihe zeigt Abbildung 4. Wiederholt man nach diesem Schritt zur Kontrolle nochmals die Bestimmung des Zeitversatzes, so sollte dieser nun bis auf einzelne Ausreißer verschwunden sein (Abbildung 5). Dieses Verfahren setzt eine lineare Drift des Zeitversatzes voraus. Die Methode versagt jedoch bei einem komplizierteren Verlauf der Zeitabweichung, z.B. bei tagesperiodischen Schwankungen, bei plötzlichen Änderungen der Drift oder bei Sprüngen.

Die Bedingung einer linearen Drift scheint für die meisten Island-Teildatensätze in sehr guter Näherung erfüllt zu sein (siehe vorheriges Beispiel). Es gibt jedoch auch Ausnahmen, bei denen Sprünge oder Knicke in der Zeitversatz-Funktion auftreten (sie-

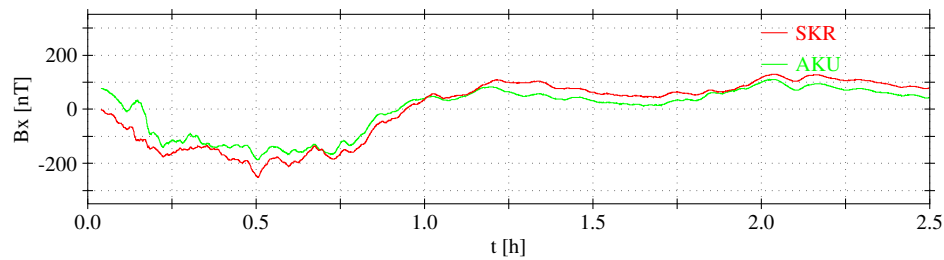


Abbildung 4: Der Zeitreihen-Ausschnitt aus Abbildung 2 nach Anwendung der Zeitkorrektur.

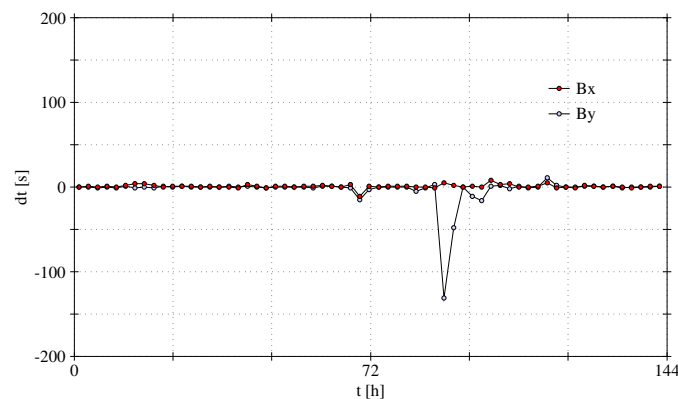


Abbildung 5: Für die in Abbildung 4 gezeigten Zeitreihen lassen sich, abgesehen von einzelnen Ausreißern, keine signifikanten Zeitversätze ermitteln.

he Abbildung 6). Als mögliche Erklärung für diese Sprünge und Knicke kommen Unterbrechungen des Messzyklus mit nachfolgender Zeit-Synchronisation oder ähnliche Unregelmäßigkeiten im Messzyklus bei den betreffenden Zeiten in Frage. Bei einer Inspektion der Originaldaten an den entsprechenden Zeiten kamen kurze Datenlücken zutage, an denen die Zeitreihen zu zerlegen und einzeln vorzuverarbeiten sind. Somit hat sich die Untersuchung des Zeitversatzes auch als ein weiteres Werkzeug für die Datenqualitäts-Kontrolle bewährt.

Die mit dieser Methode bestimmten Zeitversätze gelten immer nur relativ zu der gewählten Referenzstation. Um eine Synchronisation auf eine Absolutzeit wie UTC durchzuführen, muss die Referenzstation bereits mit UTC synchronisiert sein. Zu diesem Zweck wurde bei der Korrektur des CMICMR-Datensatzes auf das geomagnetische Observatorium Leirvogur (LRV), nordöstlich von Reykjavik, als Referenzstation zurückgegriffen.

4 Analyse der Daten

Bei der ersten Auswertung der Daten aus dem CMICMR-Projekt durch König [7] kam eine eigene Software zum Einsatz, die ein Least-Squares-Prozessing verwendete. Im Rahmen der Diplomarbeit von Salat [12] wurden die Auswertungen zunächst mit der

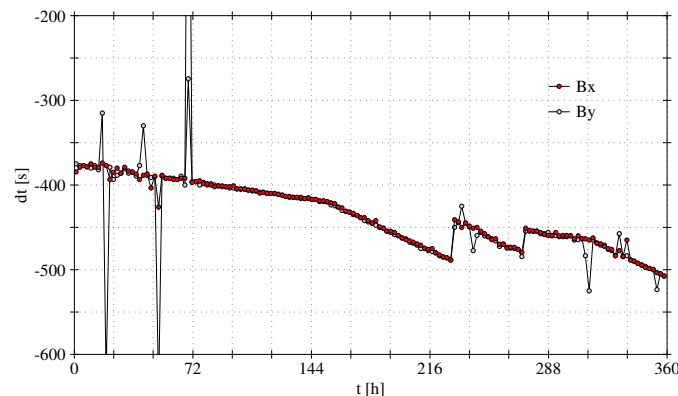


Abbildung 6: Bestimmte Zeitabweichungen für eine 15-tägige Zeitreihe von der Station Akureyri. Es sind deutlich Knicke und Sprünge zu erkennen. Dazwischen verläuft der Zeitabweichung jedoch nahezu linear.

gleichen Software fortgeführt und später zusätzlich den Ergebnissen einer Auswertung mit dem Programmpaket EMERALD [9],[10] gegenübergestellt. EMERALD ist ein bereits seit 1992 gewachsenes mächtiges Programmpaket, das unter anderem ein robustes Prozessing nach einem Algorithmus von A. Junge [11] unterstützt. Die parallel von Salat und Golden durchgeführten Auswertungen mittels EMERALD führten zu den selben Ergebnissen, die sich insbesondere mit den Ergebnissen durch die frühere Auswertung mit den König-Programmen deckten (siehe [12]). Diese Übereinstimmung deutete bereits auf eine hohe Stabilität der bestimmten Übertragungsfunktionen hin. Dennoch galt es, die Signifikanz dieser Übertragungsfunktionen genauer zu untersuchen und abzusichern.

4.1 Einzelstationsauswertung

Abbildung 7 zeigt scheinbare Widerstands- und Phasenkurven, die mit einer Einzelstationsauswertung mit dem Programmpaket EMERALD erstellt wurden. Man erkennt ein Widerstandsminimum bei ca. 200 s, das durch einen aus früheren Untersuchungen (vgl. [6]) bekannten guten Krustenleiter hervorgerufen wird. Bei ca. 5000 s zeichnet sich bei einigen Kurven ein zweites Minimum ab, das durch einen guten Leiter in einer Tiefe von ca. 100–200 km erklärt werden kann. Die Frage nach der Signifikanz des zweiten, für eine Interpretation bezüglich des oberen Mantels entscheidenden, Minimums war Auslöser für eine Reihe weitergehender Untersuchungen. Insbesondere interessierte dabei die Frage nach möglichen Quellfeld-Einflüssen.

Die berechneten Übertragungsfunktionen hängen von der Quellfeldgeometrie und von der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund ab. In der Magnetotellurik wird in der Regel ein quasi-homogenes Quellfeld angenommen, um auf die Untergrund-Leitfähigkeit zu schließen. Starke Quellfeld-Inhomogenitäten führen zu systematischen Verzerrungen der bestimmten Leitfähigkeiten, die als Quellfeld-Effekte bekannt sind. Aufgrund der Lage von Island nahe dem polaren Elektrojet muss mit starken Quellfeld-Effekten gerechnet werden. Um diesem Problem zu begegnen, versucht man, durch Anwendung geeigneter Kriterien für eine automatische Selektion

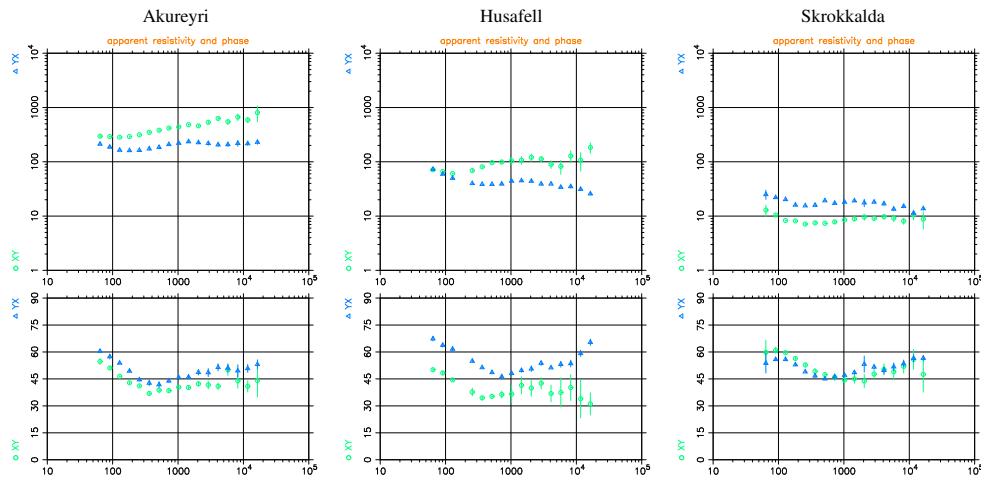


Abbildung 7: Ergebnisse für scheinbare Widerstands- und Phasenkurven, berechnet mit dem Programm EMERALD.

von Zeitsegmenten mit schwachen Quellfeld-Effekten, bei der Stapelung der Spektraldichtematrizen solche Zeitsegmente zu bevorzugen.

Bei klassischen robusten Processing-Ansätzen, wie auch dem von EMERALD verwendeten, werden die Gewichte bei der Stapelung der Spektraldichtematrizen so gewählt, dass einzelne zeitliche Ausreißer (Werte, die nicht in eine Gauß-Statistik passen) heruntergewichtet werden. Die gute Übereinstimmung der Ergebnisse aus dem robusten EMERALD-Processing mit denen aus dem Least-Squares-Processing durch die König-Programme gibt bereits einen Hinweis darauf, dass die bestimmten MT-Übertragungsfunktionen nicht so stark von Quellfeld-Effekten abhängen, wie zunächst angenommen. Dennoch konnten damit Quellfeld-Effekte noch nicht sicher ausgeschlossen werden. Um hier eine größere Aussagesicherheit zu erreichen waren zusätzliche Untersuchungen der Zeitabhängigkeit der Übertragungsfunktionen sowie eine Betrachtung der Übertragungsfunktionen zwischen mehreren Stationen notwendig.

4.2 Zeitliche Abhängigkeit der Übertragungsfunktionen

Die von den Programmpaketen EMERALD oder Humtac berechneten Spektraldichtematrizen werden als Zwischenergebnis in sogenannten SP-Dateien abgespeichert. Mit einem Humtac-Programm können daraus univariate oder bivariate Übertragungsfunktionen zwischen beliebigen Kanälen berechnet werden. So ist es möglich, den zeitlichen Verlauf der bestimmten Übertragungsfunktionen zu untersuchen. Dabei interessieren vor allem Korrelationen zwischen unterschiedlichen Übertragungsfunktionen, wie z.B. den MT-Übertragungsfunktionen und dem Tipper (Übertragungsfunktion zwischen B_z und B_x bzw. B_y an einer Station). Durch eine solche Korrelation sollte ein Selektionskriterium für Zeitsegmente mit schwachen Quellfeld-Effekten gefunden werden. Grund hierfür ist, dass der Tipper stärker auf Quellfeld-Effekte reagieren sollte, als die MT-Übertragungsfunktionen. Ergebnis der Untersuchung war, dass bei Einzelstationsdaten keine deutliche Korrelation zwischen MT-Übertragungsfunktionen

und Tipper festzustellen war. Somit eignet sich der Tipper an einer Station allein nicht zur Selektion von Zeitsegmenten mit schwachen Quellfeld-Effekten.

Nachdem die anfänglichen, durch mangelnde Zeitsynchronisation hervorgerufenen, Probleme bei der Multistations-Auswertung, wie oben beschrieben, behoben waren, wurden Gegenüberstellungen zwischen MT-Übertragungsfunktionen von einzelnen Stationen und Übertragungsfunktionen zwischen den B-Feld-Komponenten unterschiedlicher Stationen durchgeführt (Abbildung 8). Dabei zeigten sich die MT-Übertragungsfunktionen verhältnismäßig stabil gegenüber Quellfeldeffekten, wohingegen bei den Übertragungsfunktionen zwischen den horizontalen Magnetfeldkomponenten unterschiedlicher Stationen ein leichter Quellfeld-Einfluss zu beobachten war. Dieser sollte verstärkt bei den vertikalen Magnetfeldkomponenten auftreten, konnte dort jedoch bisher aufgrund des ungünstigeren Signal-Rausch-Verhältnisses beim vertikalen Magnetfeld nicht eindeutig nachgewiesen werden.

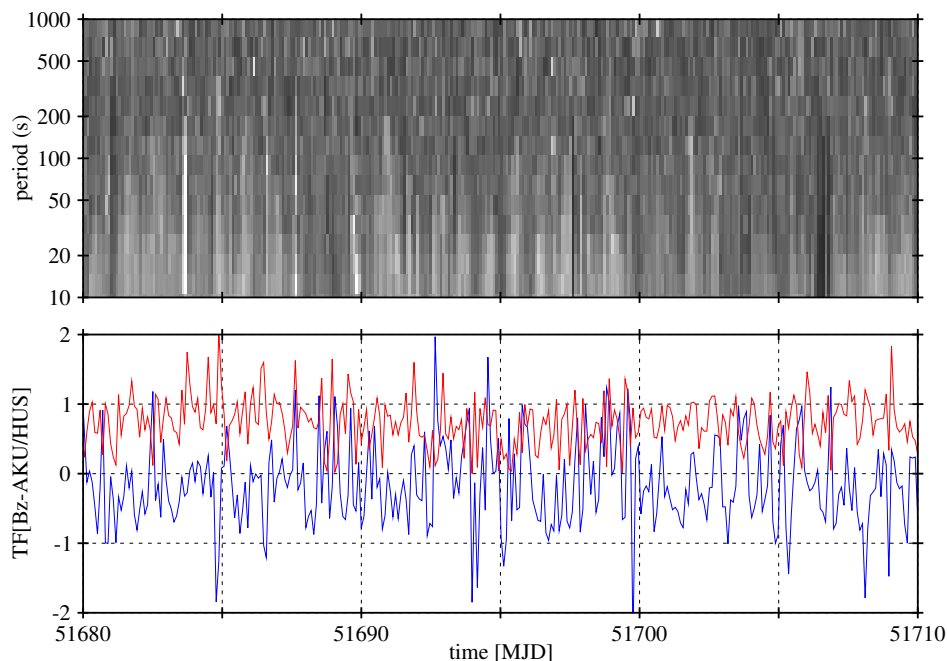


Abbildung 8: Zeitliche Abhängigkeit der Übertragungsfunktion zwischen Bz an den beiden Stationen Akureyri und Húsafell. Oben: Graustufendarstellung des Betrags der Übertragungsfunktion in Abhängigkeit von Periode und Zeit (dunkel kleine, hell große Werte). Unten: Real- (rot) und Imaginärteil (blau) der gleichen Übertragungsfunktion für eine einzelne Periode von 256 s.

4.3 Vergleich von MT-Prozessing-Methoden

Mehrere längere Zeitreihenabschnitte wurden mit unterschiedlichen Prozessing-Algorithmen analysiert und die Ergebnisse gegenübergestellt. Zum Einsatz kamen das einfache Least-Squares-Prozessing, das robuste Prozessing nach Junge [11], sowie ei-

nige leichte Abwandlungen davon und ein robustes Prozessing, bei dem die Gewichte in Abhängigkeit der Übertragungsfunktionen zwischen den horizontalen B-Feldern benachbarter Stationen gewählt werden (Abweichungen dieser Übertragungsfunktionen von ihrem Mittelwert führen zu kleineren Gewichten bei der Stapelung zur Berechnung der MT-Übertragungsfunktionen). Die aus den unterschiedlichen Prozessing-Methoden resultierenden scheinbaren Widerstände und Phasen zeigten zueinander nur geringe Abweichungen, die meist in der Größenordnung der Fehlerbalken liegen.

Daraus ist zu folgern, dass Quellfeld-Effekte, anders als zunächst angenommen, nur einen geringen Einfluss auf die MT-Übertragungsfunktionen haben. Den optimalen Test für diese Hypothese dürfte die Anwendung einer Eigenwert-Analyse nach Egbert [3] liefern: Diese ermöglicht eine Separation von Quellfeld-Effekten und dem Einfluss einer quasi-homogenen Quelle. Sollten sich dabei ebenfalls die gleichen MT-Übertragungsfunktionen ergeben, so kann der geringe Einfluss von Quellfeld-Effekten auf die MT-Übertragungsfunktionen als gesichert angenommen werden.

4.4 Induktionspfeile

Abbildung 9 zeigt die Tipper an den Stationen Akureyri und Húsafell, aufgetragen als Induktionspfeile. Insbesondere Aufmerksamkeit für die zukünftige Interpretation bedarf dabei der Verlauf von Real- und Imaginärpfeilen bei langen Perioden (> 200 s). Für eine 2D-Anomalie würde zunächst das „Umklappen“ der Imaginärpfeile erwartet. Real- und Imaginärpfeile zeigen jedoch durchweg in die gleiche Richtung. Auffällig ist außerdem der ähnliche Verlauf an beiden Stationen. Vermutlich überlagern sich Einflüsse von internen und externen Quellen.

Die für die MT-Übertragungsfunktionen festgestellte Stabilität muss nicht notwendigerweise auch für andere Übertragungsfunktionen, wie den Tipper zutreffen. Gerade der Tipper ist jedoch von großem Interesse, da er eine alternative Informationsquelle zu tiefliegenden Leitfähigkeitsstrukturen darstellt. Bisher wurden nur wenige Analysen durchgeführt, bei denen das Hauptaugenmerk auf dem Tipper lag. Erste Untersuchungen dazu sind jedoch vielversprechend: Trotz des wesentlich ungünstigeren Signal zu Rausch-Verhältnisses bei den Bz-Komponenten lassen sich verhältnismäßig stabile mittlere Bz-Übertragungsfunktionen berechnen.

5 Interpretation

Bisher wurden mit den Daten aus dem CMICMR-Projekt nur einfache 1D-Interpretationen durchgeführt [7],[12]. Für den Periodenbereich bis 1000 s stehen diese in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus 1D-Inversionen und 3D-Modellierungen durch A. Kreuzmann [8]. Es zeigt sich deutlich der gute Krustenleiter unter Island in etwa 20–30 km Tiefe als Minimum des scheinbaren Widerstands bei ca. 200 s. Für den längeren Periodenbereich ergibt sich ein zweites Minimum des scheinbaren Widerstands bei ca. 5000 s, das durch einen guten Leiter in ca. 100 km Tiefe erklärt werden kann. Da das zweite Minimum des scheinbaren Widerstands nicht, wie anfangs befürchtet, durch Quellfeld-Effekte hervorgerufen zu werden scheint, ist tatsächlich von einem weiteren guten Leiter im oberen Mantel auszugehen. Ob es sich

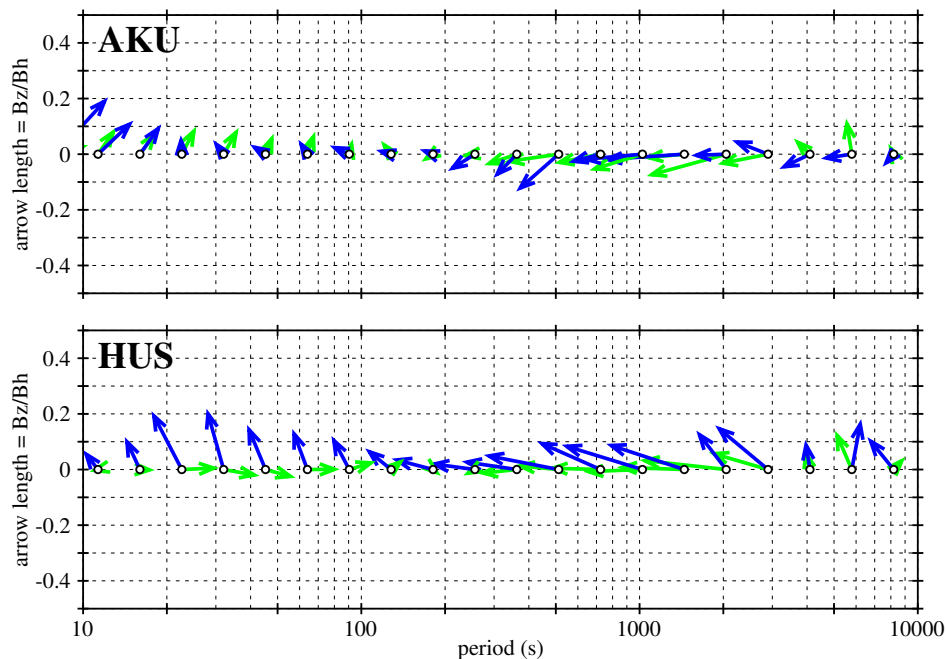


Abbildung 9: Tipper an den Stationen Akureyri (oben) und Húsafell (unten), dargestellt als periodenabhängige Induktionspfeile. Dunkle Pfeile: Realteil, helle Pfeile: Imaginärteil.

dabei um den Plumekopf oder um einen Rückeneffekt handelt ist noch nicht sicher geklärt.

Die MT-Impedanztensoren zeigen auch Anzeichen für eine 2D-Struktur, vor allem bei längeren Perioden. Diese weist eine nahezu exakte N-S-Streichrichtung auf, weshalb zunächst auch hier der Verdacht eines Quellfeld-Effektes bestand. Inzwischen erscheint jedoch eine Hervorrufung des Effektes durch den mittelozeanischen Rücken als am wahrscheinlichsten, was auch geologisch plausibel erscheint. Um diese vorläufige Interpretation zu festigen und insbesondere zu klären, ob es sich bei dem tieferen guten Leiter um einen reinen Rückeneffekt oder um einen Plumekopf handelt, sind weitere 3D-Vorwärtsmodellierungen erforderlich.

Erschwerend für eine 2D- oder 3D-Interpretation wirkt sich der z.T. starke „static shift“ an den CMICMR-Stationen aus. Es handelt sich dabei um Gleichstromverzerrungen, die durch Leitfähigkeits-Inhomogenitäten nahe der Oberfläche unter den Stationen hervorgerufen werden. „Static shift“ behindert eine Abschätzung absoluter Werte der Leitfähigkeiten tiefer liegender Objekte und täuscht eine zusätzliche 2D-Struktur vor. Um „static shift“ zu korrigieren, existieren unterschiedliche Verfahren: Aufgrund der bereits vorhandenen Daten kann eine Dekomposition nach Bahr [1],[2] oder Groom und Bailey [5] durchgeführt werden. Für eine Untermauerung der Dekompositionsergebnisse durch zusätzliche Messwerte bietet sich eine Reihe langperiodischer Tellurik-Sondierungen rund um die betreffenden Stationen an. Entsprechende Messungen wurden an einer der Stationen im Herbst 2003 durchgeführt (siehe unten).

6 Aktuelle und zukünftige Messungen

Während all der oben genannten Analysen wurden die Messungen auf Island kontinuierlich weitergeführt und sollen auch in Zukunft fortgesetzt werden. Die Stationen Akureyri und Húsafell sind unverändert in Betrieb. Die Station Skrokkalda wurde im Sommer 2002 abgebaut. Grund war ein zu häufiger, teilweiser oder vollständiger, Ausfall der Station und die schlechte Zugänglichkeit für Wartungszwecke. Das dabei freigebliebene Messgerät wurde in Grímsstaðir wieder aufgebaut.

Im Herbst 2003 wurde eine Messfahrt nach West-Island unternommen, um im Umfeld der Station Húsafell eine Detailuntersuchung zum „static shift“ durchzuführen. Dazu wurden rund um diese Basisstation in Abständen zwischen 1–3 km nacheinander 5 temporäre tellurische Stationen aufgebaut. Dabei kamen in dem Projekt erstmals zwei neue Datenlogger vom Typ Geolore [4] zum Einsatz. Die Messergebnisse aller Stationen zeigen ähnliche MT-Übertragungsfunktionen, jedoch mit teils abweichendem „static shift“, der in Zusammenhang mit der Talform rund um Húsafell zu stehen scheint. Die Auswertung dieser Messungen ist noch nicht abgeschlossen. Zum Abschluss der Messfahrt wurde eine neue CMICMR-Station aufgebaut: Im See Stíflisdalsvatn (nahe dem Thingvallavatn, ca. 20 km östlich des Observatoriums Leirvogur) wurde ein Geolore-Datenlogger unter Wasser installiert. Der Datenlogger zeichnet nur elektrische Feldvariationen auf dem Grund des Sees auf. Diese sollen später für eine MT-Auswertung zu den Magnetfeldvariationen am nahen Observatorium Leirvogur in Beziehung gesetzt werden. Durch den Einsatz unter Wasser werden stabilere elektrische Feldmessungen, vor allem im Winter, erhofft.

7 Zusammenfassung

Im Rahmen des CMICMR-Projektes wurde seit 1999 ein großer Datensatz an langperiodischen Magnetotellurischen Aufzeichnungen von mehreren Langzeit-Stationen auf Island aufgebaut. Die Messungen werden weiterhin fortgeführt. Erste Auswertungen wurden durch König und Salat durchgeführt. Die dabei gewonnenen scheinbaren Widerstands- und Phasenkurven konnten auch durch den Einsatz aufwändigerer Processing-Algorithmen bestätigt werden. Quellfeldeffekte, von denen ursprünglich angenommen wurde, dass sie einen großen Einfluss auf die Messungen haben sollten, scheinen keine so bedeutende Rolle zu spielen. Eine 3D-Interpretation der gewonnenen MT-Kurven und Induktionspfeile mit Hilfe von Modellrechnungen wurde erst Ansatzweise in Angriff genommen. Als „Spin-Off“ bildete sich bei diesen Auswertungen aus einer Reihe von Hilfsprogrammen das Processing-Paket Humtac, von dem zu hoffen ist, dass es bald einen Reifegrad erreicht, in dem es auch für andere Anwender oder Entwickler interessant würde.

8 Dank

Dieses Projekt wurde in den vergangenen zwei Jahren durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) als Projekt Be 835/8–1 gefördert. Diese Förderung wird derzeit um ein weiteres Jahr als Projekt Ju 347/9–2 fortgesetzt. Die jüngsten Messungen auf Island erfolgten mit dem neuen Datenlogger Geolore, dessen Entwicklung durch die

Hermann Willkomm-Stiftung gefördert wurde. Ganz herzlicher Dank gilt im Zusammenhang mit der Messfahrt auch Dr. Axel Björnsson, Universität Akureyri, Dr. Knutur Árnason, Orkustofnun und Dr. Hjalmar Eysteinnsson, ÍSOR.

Weitere Informationen unter: <http://www.geophysik.uni-frankfurt.de/em/icelmt/>

Literatur

- [1] Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.* 62, 119–127.
- [2] Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion type. *Phys. Earth Planet. Inter.* 66, 24–38.
- [3] Egbert, G. D., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophys. J. Int.* 130, 475–496.
- [4] Golden, S., Roßberg, R., Junge, A., 2003. Langperiodische MT-Messungen in einem See mit dem Langzeit-Datenlogger Geolore. In diesem Kolloquiumsband.
- [5] Groom, R. W., Bailey, R. C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.* 94, 1913–1925.
- [6] Beblo, M., 1983. Electrical Conductivity Beneath Iceland – Constraints Imposed by Magnetotelluric Results on Temperature, Partial Melt, Crust- and Mantle Structure, *J. Geophys.*, 53, 16–23.
- [7] König, M., 1999. Langzeitbeobachtung erdelektrischer und erdmagnetischer Felder in Island, Diplomarbeit, München.
- [8] Kreuzmann, A., Junge, A., 2002. On the determination of electrical 3-D conductivity distribution beneath Iceland with longperiod magnetotellurics. *Three-Dimensional Electromagnetics, Proceedings of the Second International Symposium*, ed. by M.S. Zhdanov and P. Wannamaker, Elsevier, 251–258.
- [9] Ritter, O., 1995. An audiomagnetotelluric investigation of the southern upland fault, novel instrumentation, field procedures and 3D modelling, Ph.D. thesis, University of Edinburgh.
- [10] Ritter, O., Junge, A., Dawes, G. J. K., 1998. New equipment and processing for magnetotelluric remote reference observations. *Geophys. J. Int.* 132, 535–548.
- [11] Junge, A., 1992. Erweiterte Auswerteverfahren in Göttingen, Protokoll über das 14. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“ in Borkheide.
- [12] Salat, C., 2002. Bearbeitung von Magnetotellurik-Daten aus Langzeitmessungen auf Island, Diplomarbeit, München.