

# Neue LOTEM-Messungen am Vesuv

Scholl, C., Hördt, A., Müller, M.

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln

## Einleitung

Im Februar 1997 wurden erstmalig Long-Offset Transient Electromagnetics (LOTEM) – Messungen am Vesuv (Italien) durchgeführt. Eine ausführliche Darstellung der Methode findet sich in *Strack* [1992]. Ziel war es, Aufschluß über Bau und Struktur des Vulkans zu gewinnen. Weiterhin sollte damit die logistische Realisierbarkeit von derartigen Messungen überprüft werden. Wesentliches Ergebnis war der Nachweis eines ausgedehnten guten Leiters. Weiteres zu Messung 1997 findet sich in *Müller et al.* [1999]. Im Herbst 1999 wurde eine neue Messung am Vesuv durchgeführt, um die ausstehende Frage nach der lateralen und vertikalen Ausdehnung des guten Leiters zu beantworten.

## Vesuv – Messungen 97

### Die Feldmessungen

Bei der ersten Messung wurden insgesamt 23 Empfängerstationen kreisförmig mit etwa einem Kilometer radialem Abstand zum Kraterrand aufgebaut (siehe Abb. 1). An jeder Station wurde jeweils die zeitliche Ableitung des vertikalen magnetischen Feldes ( $\dot{H}_z$ ) und das zum Sender parallele elektrische Feld ( $E_x$ ) aufgezeichnet.

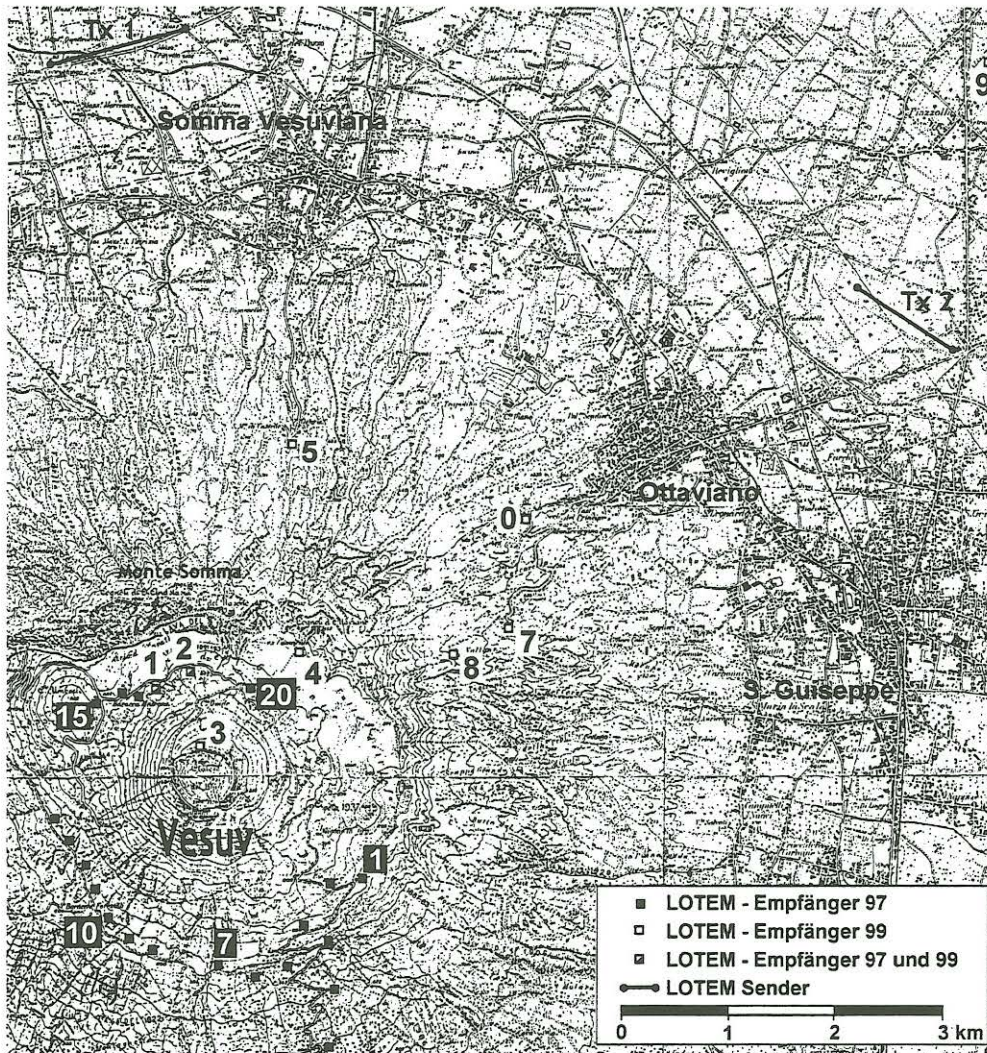
### Ergebnisse

Obwohl das Messgebiet mit seiner ausgeprägten Topographie eine dreidimensionale Untergrundstruktur nahelegt, zeigen die  $\dot{H}_z$ -Daten keine offensichtlichen 3D-Effekte, wie Vorzeichenwechsel. Als erste Näherung lassen sich deshalb 1D-Inversionen durchführen. Diese zeigen für sämtliche Stationen einen guten Leiter mit Widerständen von 30-50  $\Omega$ m ca. 1 km unter der Oberfläche (Abb. 2). Die Unterkante dieses Leiters konnte nicht aufgelöst werden.

Zusätzlich von *Müller* [2000] durchgeführte 3D-Modellrechnungen ergaben, dass sich die Felddaten der magnetischen Sensoren am besten mit einem lateral weit ausgedehnten guten Leiter modellieren ließen, was ebenfalls für eine im wesentlichen eindimensionale Leitfähigkeitsverteilung spricht.

Zweifel an der Eindimensionalität der Daten ergeben sich erst, wenn man 1D-Joint-Inversionen (*Strack* 1992; *Commer*, 1999) zwischen den magnetischen und den elektrischen Feldkomponenten durchführt. Bei einer eindimensionalen Erde würde man gleich gute Anpassungen wie bei der Einzelinversion erwarten. Tatsächlich werden die Anpassungen aber deutlich schlechter: Während sich bei Einzelinversionen Modelle finden lassen, die die Daten mit einem RMS von meist unter 5% anpassen, steigen die RMS bei Joint-Inversionen auf gut 10% bis mehrere 100%. Mit einem Eindimensionalen Modell lassen sich die Daten also nicht erklären.





**Abbildung 1:** Karte des Messgebiets mit den Lokationen der Sender und Empfänger der 97er und 99er Messung. Die weißen Zahlen bezeichnen exemplarisch fünf Stationen der 97er Messung, die schwarzen Zahlen beziehen sich auf die Stationsnummerierung der 99 Messung. Station 6 der 99er Messung ist nicht eingezeichnet. Sie befindet sich etwa 4km nördlich von Tx 1 außerhalb der Karte. Das in Abb. 2 gezeigt Profil beginnt bei Station 1 und endet bei Station 20.

## Vesuv – Messungen 99

### Die Feldmessung

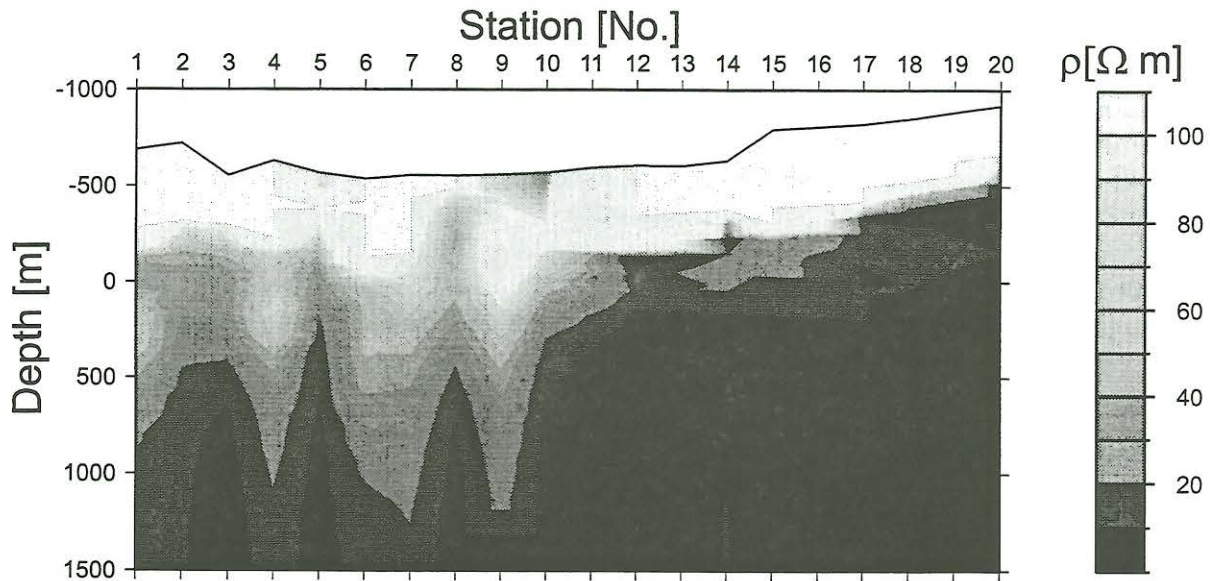
Die Messungen im Herbst 1999 sollten im wesentlichen die Frage nach dem lateralen Verlauf und der Mächtigkeit des guten Leiters klären. Zusätzlich wurden Messungen zur Untersuchung des IP-Effektes auf LOTEM-Daten durchgeführt. Diese werden bei Hoheisel [2000] behandelt.

Es wurden zwei Sender aufgebaut, wobei der erste (Tx 1) für Messungen auf dem N-S-Profil (Stationen 1 bis 6) und der zweite (Tx 2) auf einem NW-SO-Profil (Stationen 0 und 7 bis 9) verwendet wurde (Abb. 1).

Es wurden zehn Empfängerstationen mit magnetischen ( $H_z$  und  $H_y$ ) und elektrischen ( $E_x$  und  $E_y$ ) Sensoren verwendet. Um die laterale Ausdehnung des guten Leiters zu



klären, wurden sie meist in größerer Entfernung vom Gipfel, in zwei Fällen auch nördlich der Sender aufgebaut. Weiterhin wurde der Aufbau der Senderelektroden verbessert und so die Signalstärke teilweise mehr als verdoppelt. Damit wurde die Chance vergrößert, den guten Leiter durchdringen zu können.



**Abbildung 2:** Aus 1D-Occam-Inversionen des vertikalen magnetischen Feldes abgeleitete Pseudosektion der Widerstandsstruktur des Vesuvs. Die Lage des Profils ist in Abb. 1 erklärt.

## Erste Ergebnisse

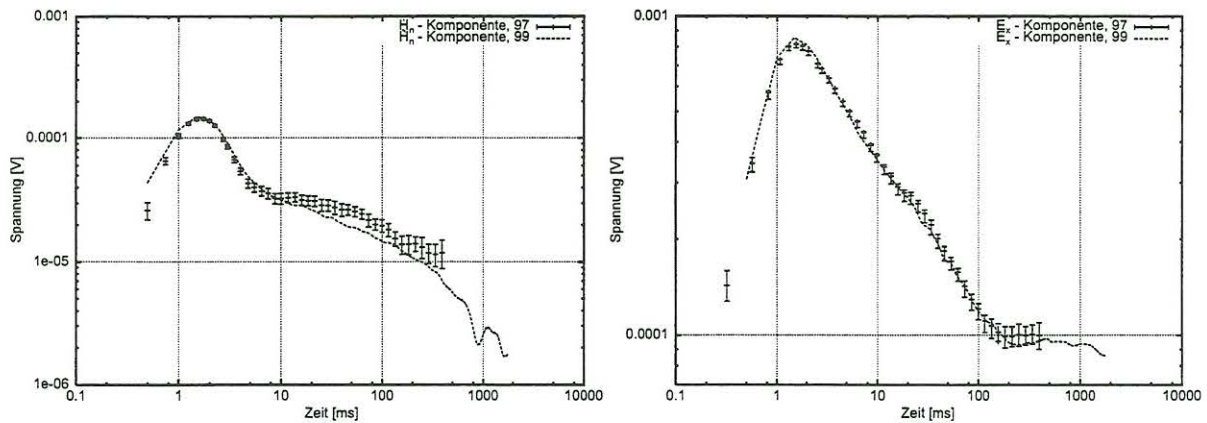
### Vergleich mit den 97er Daten

An zwei Stationen, an denen bereits 97 gemessen wurde, sind auch 99 Empfängerstationen aufgebaut worden, um eventuelle zeitliche Änderungen in der Leitfähigkeitsstruktur des Untergrundes feststellen zu können. Die Lage der Stationen ist Abb. 1 zu entnehmen.

Exemplarisch sei der Vergleich zwischen der Station 19 von 97 und der Station 2 von 99 gezeigt (Abb. 3). Für den Vergleich wurden beide Komponenten auf einen einheitlichen Amplitudenwert normiert, um Unterschiede im Sendestrom auszugleichen.

Die  $E_x$ -Komponenten (Abb. 3 rechts) stimmen sehr gut überein. Leichte Unterschiede am Anfang der Kurven sind auf unterschiedliche Einstellungen der analogen Filter der Aufzeichnungsapparatur zurückzuführen.

Die  $H_z$ -Komponenten (Abb. 3 links) sind nicht leicht zu vergleichen: In diesem Fall wurden die Magnetfelder mit einer Spule gemessen, die aus einem mehradrigen Kabel besteht, das parallel zum geneigten Hang ausgelegt wurde. Man mißt also tatsächlich nicht die vertikale Magnetfeldkomponente  $H_z$ , sondern die Komponente normal zum Hang  $H_n$ . In dieser befinden sich (je nach Neigungswinkeln des Hanges) auch Anteile der horizontalen Magnetfeldkomponenten  $H_x$  und  $H_y$ .

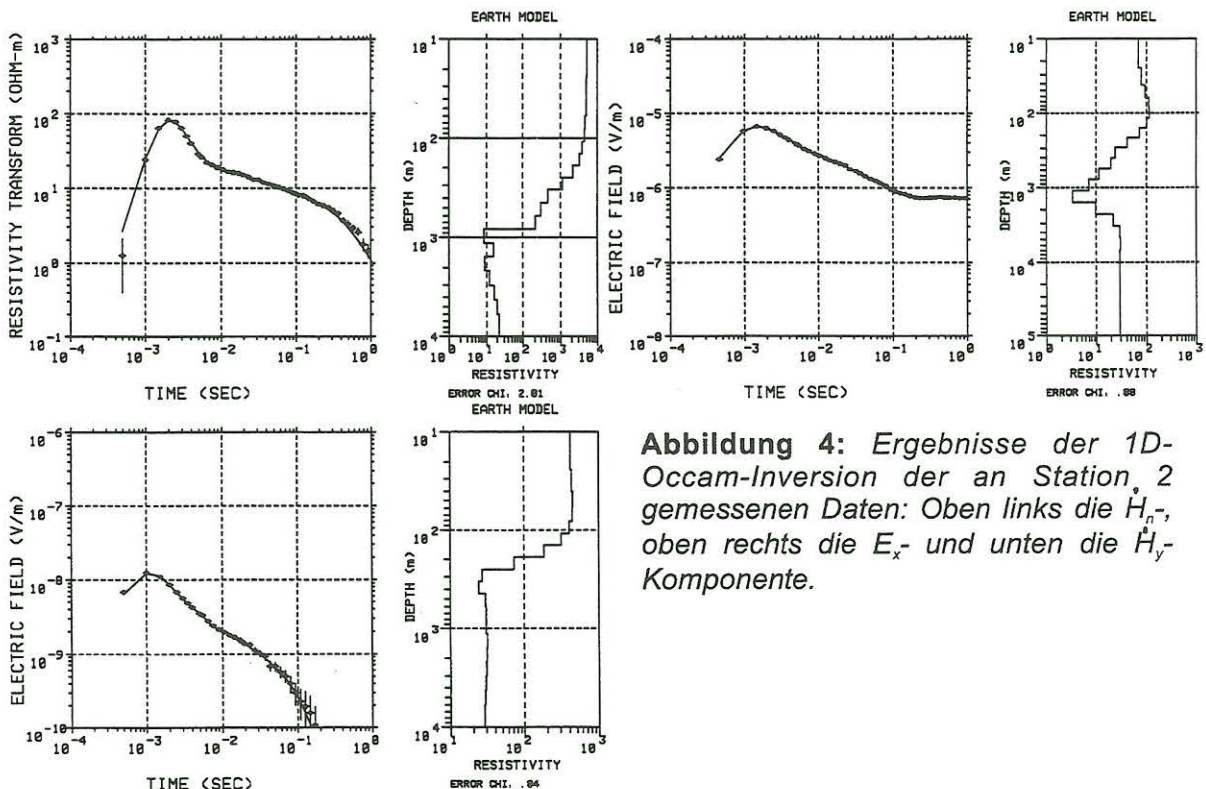


**Abbildung 3:** Vergleich zwischen den Daten der 97er (mit Fehlerbalken) und der 99er Messung (gestrichelt); links sieht man die  $H_n$ -, rechts die  $E_x$ -Komponenten.

Der Neigungswinkel des Sensors wurde 97 mit einem Geologenkompass mit sehr großem Fehler auf  $40^\circ$  geschätzt. Um diese Unsicherheit zu vermeiden, wurden die geneigten Sensoren 99 mit einem Theodoliten ausgemessen. An Station 2 ergab diese Messung eine Neigung von  $17^\circ$ .

Die Positionen der Empfängerstationen 19 von 97 und 2 von 99 können um wenige Dekameter differieren. Es ist also durchaus möglich, dass die Neigung des Sensors 97 sich stark von der 99 unterscheidet. Dennoch ist die Abweichung zwischen den Datensätzen nicht sehr groß.

Normalerweise erwartet man keine große Änderung der Magnetfeldkomponente bei einer Ortsänderung um einige Meter. Da die Felddaten der  $E_x$ -Komponenten sehr gut übereinstimmen, ist es wahrscheinlich, dass die Unterschiede in der  $H_n$ -Komponente auf eine unterschiedlich geneigte Auslage des Sensorkabels, und nicht auf eine Änderung der Leitfähigkeitsstruktur im Untergrund zurückzuführen sind.



**Abbildung 4:** Ergebnisse der 1D-Occam-Inversion der an Station 2 gemessenen Daten: Oben links die  $H_n$ -, oben rechts die  $E_x$ - und unten die  $H_y$ -Komponente.



### Stationen 1 und 2:

Die Daten der Stationen 1 und 2 stimmen sehr gut mit den Daten der 97 Messung überein (s. o.). Um die gemessenen Magnetfeldkomponenten normal zum Berghang  $H_n$  modellieren zu können, wurde das Inversionsprogramm EMUPLUS (Commer 1999) entsprechend geändert. Da sich die Daten der beiden Stationen auch untereinander ähneln, werden hier exemplarisch nur die Ergebnisse der Station 2 gezeigt.

Die Occam-Inversionen (Constable et al., 1987, Commer 1999) sucht nach einem Modell, daß die Daten möglichst gut anpaßt und dabei möglichst glatt ist. Durch 1D-Occam-Inversionen ließen sich die Daten gut anpassen (siehe Abb. 4). Allerdings ergeben sich ungewöhnlich hohe Widerstände bei der Inversion der  $H_n$ -Komponente. Auch ergeben sich wie bei den 97er Daten Unvereinbarkeiten bei dem Versuch einer 1D-Joint-Inversion der magnetischen  $H_n$ - und elektrischen  $E_x$ -Komponente (Abb.5).

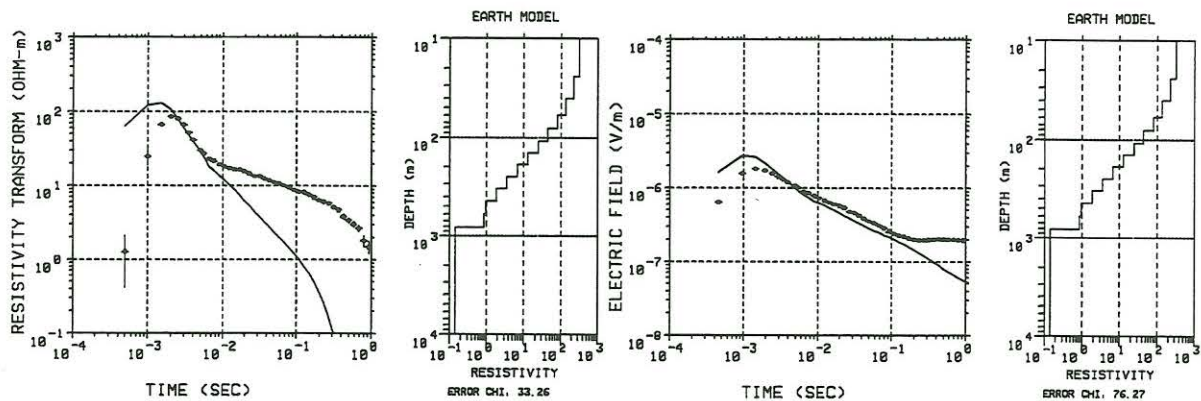


Abbildung 5: Ergebnis der 1D-Occam-Jointinversion zwischen der  $H_n$ - (links) und der  $E_x$ -Komponente (rechts) an Station 2

### Stationen 3 und 4:

Durch mehrere Ausfälle des Senders und der Empfängerapparatur konnten an den Stationen 3 und 4 nur wenige Transienten aufgezeichnet werden. Deswegen fällt das Signal zu Rauschverhältnis sehr klein aus. An Station 3, die direkt am Kraterrand lag, ist nur die  $H_y$ -Komponente (Abb. 6 links), bei Station 4 nur die  $H_z$ -Komponente (Abb. 6 rechts) auswertbar. Die Ergebnisse ähneln denen der Magnetfeldkomponenten der Stationen 1 und 2, der gute Leiter beginnt allerdings erst in größerer Tiefe.

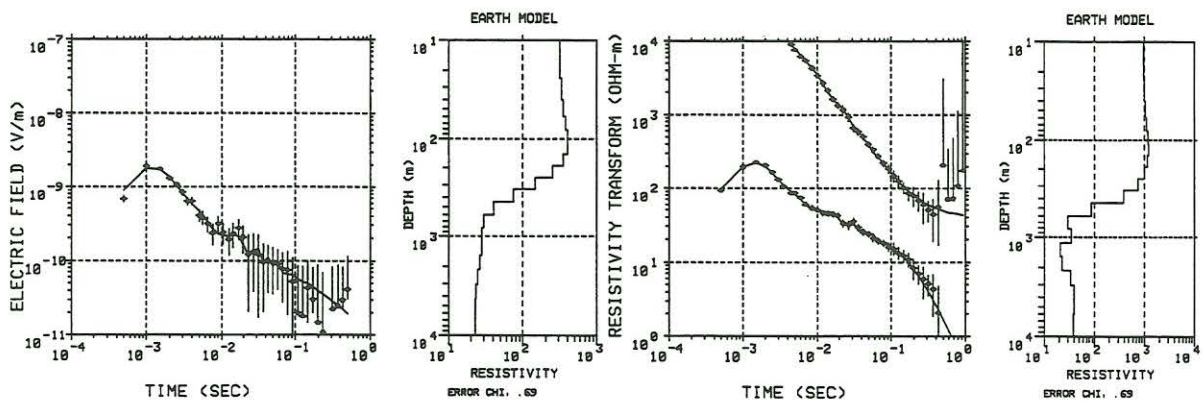


Abbildung 6: Ergebnisse der 1D-Occam-Inversion der Messung 99: Links die  $H_y$ -Komponente von Station 3, rechts die  $H_z$ -Komponente der Station 4

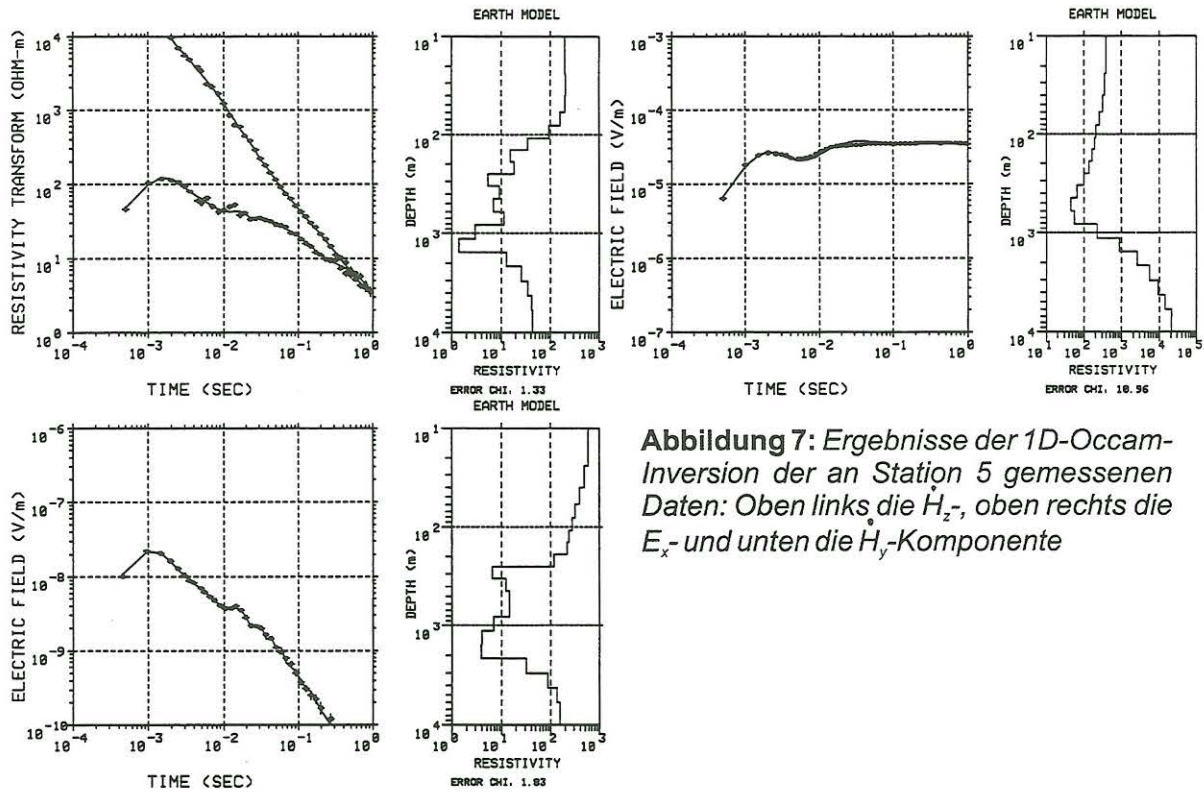


Abbildung 7: Ergebnisse der 1D-Occam-Inversion der an Station 5 gemessenen Daten: Oben links die  $H_z$ -, oben rechts die  $E_x$ - und unten die  $H_y$ -Komponente

### Station 5:

Die Station 5 lag nördlich des Monte Somma (siehe Abb. 1). Die Magnetfeldkomponenten verhalten sich wie die der Stationen 1 und 2. Auch hier erscheint der gute Leiter. Das Verhalten der  $E_x$ -Komponente kann aber nur schlecht durch ein 1D-Modell angepaßt werden (Abb. 7).

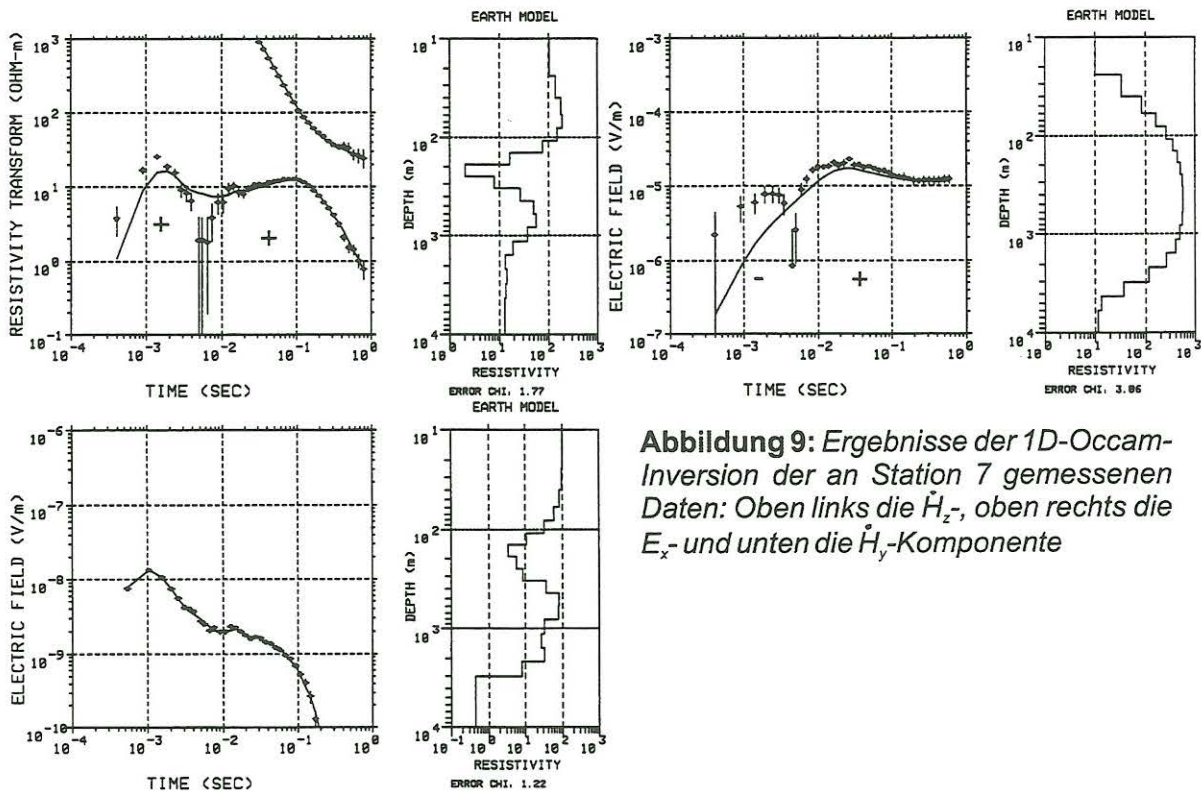


Abbildung 9: Ergebnisse der 1D-Occam-Inversion der an Station 7 gemessenen Daten: Oben links die  $H_z$ -, oben rechts die  $E_x$ - und unten die  $H_y$ -Komponente

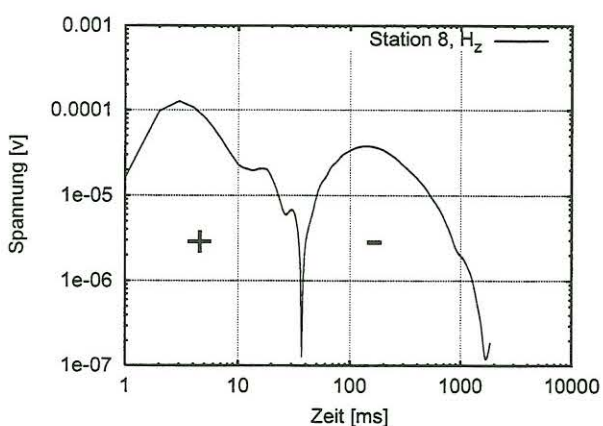


### Station 7 und 0:

Die Stationen 7 und 0 zeigen ebenfalls ein sehr ähnliches Verhalten. Exemplarisch werden deshalb hier die Daten der Station 7 gezeigt (Abb. 8). Die  $\dot{H}_z$ -Komponente zeigt ein ausgeprägtes Minimum bei etwa 50 ms, die  $E_x$ -Komponente zeigt einen Vorzeichenwechsel bei 40 ms. Obwohl dies theoretisch durch ein 1D-Modell erklärt werden könnte, kommt die Inversion zu keinem zufrieden stellenden Modell. Man muss also von einer komplexeren Leitfähigkeitsstruktur des Untergrundes ausgehen

### Station 8 und 9:

Nicht mehr mit einem 1D-Modell erklärt werden können die Daten der Stationen 8 und 9: Beide weisen einen Vorzeichenwechsel in der  $\dot{H}_z$ -Komponente auf (Abb. 9).



**Abbildung 9:** Spannungsverlauf des  $\dot{H}_z$ -Transienten an Station 8; deutlich zu erkennen ist der Vorzeichenwechsel bei etwa 35 ms, der sich nicht durch eindimensionale Modelle erklären läßt.

Nimmt man Station 0 aus, kann man sagen, dass sich mit steigender Stationsnummer die Daten immer schlechter eindimensional interpretieren lassen. Die ausgeprägte Topographie des Messgebiets bietet sich durchaus als Erklärung für die Abweichungen der Messdaten von der Eindimensionalität an.

## Einfluß der Topographie

Von Hördt und Müller [2000] wurde an einem einfachen topographischen Modell des Vesuvus der Einfluß des Niveauunterschiedes zwischen Sender und Empfänger, der Effekt des Berges und der Schiefwinkligkeit der Empfänger auf die LOTEM - Magnetfeldkomponenten untersucht.

Durch Modellrechnungen wurde ermittelt, welcher Art die durch die Topographie hervorgerufenen Verzerrungen sind, und inwieweit die 1D-Inversionen der  $\dot{H}_z$ -Komponente dadurch beeinflusst werden. Die gleichen Modellrechnungen wurden mittlerweile auch für die  $\dot{H}_y$ - und die  $\dot{H}_n$ -Komponente durchgeführt.

Ergebnis dieser Rechnungen ist, dass die Daten zwar über den ganzen Zeitbereich verzerrt werden, allerdings nicht so stark, dass sich die Charakteristik der Kurve ändert. So verschieben sich bei der 1D-Inversion der 3D-Vorwärtsdaten zwar Schichtmächtigkeiten und die Schichtwiderstände leicht, qualitativ wird aber das Ursprungsmodell wiedergefunden. Dabei wird die  $\dot{H}_y$ -Komponente am wenigsten von der Topographie beeinflusst.

Ob die Effekte durch die Topographie allein aber ausreichen, um die Probleme bei der Joint-Inversion der Station 1-5 zu erklären, ist fraglich. Dazu müßten wohl auch die Auswirkungen der Topographie auf die E-Feld-Komponenten untersucht werden. Weiterhin sind auf dem SW-NO Profil Daten aufgezeichnet worden, die sich nicht mehr eindimensional interpretieren lassen. Die  $\dot{H}_z$ -Komponente der Station 8, die auf einer Flanke des Vesuv liegt, weist Vorzeichenwechsel auf. Da die 3D-



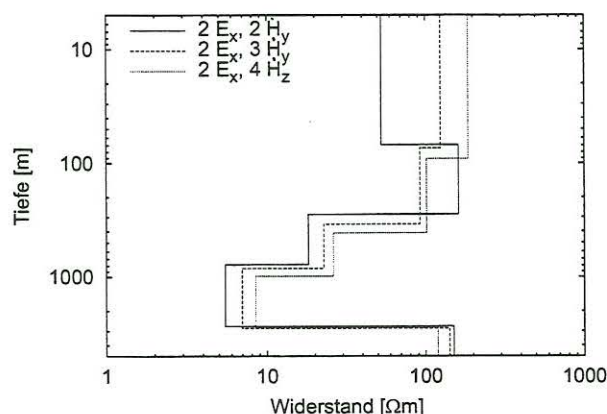
Modellrechnungen für Stationen die vom Sender aus gesehen vor dem Berg liegen keine Vorzeichenwechsel erbrachten, kann man diese Daten wohl nicht mithilfe der Topographie erklären. Und spätestens bei Station 9 kann man die Topographie kaum mehr für den Vorzeichenwechsel verantwortlich machen. Eine 3D-Modellierung der Daten scheint also unumgänglich, um gesichertere Aussagen über die Struktur des guten Leiters machen zu können.

## Auflösung der Unterkante des guten Leiters

Für die Auflösung der Unterkante des guten Leiters sind die elektrischen Feldkomponenten wichtig, da sie eine größere Sensitivität für schlecht leitende Schichten aufweisen, als die magnetischen Komponenten. Leider sind Einzel-Inversionen der elektrischen Felder ohne weitere Vorinformationen uneindeutig. Zwar ist der scharfe Knick bei 200 ms (siehe Abb. 4, oben rechts) ein Indiz für einen schlechten Leiter, um sicher sein, müßte man aber ein Modell finden, das auch die Magnetfelddaten anpaßt. Mit den obigen Überlegungen zum Einfluß der Topographie würden sich drei Magnetfelder für die Joint-Inversion mit den  $E_x$ -Felddaten von Station 2 anbieten:

1. Die  $\dot{H}_y$ - oder  $\dot{H}_z$ -Komponenten von Station 3. Nach Modellrechnungen sind die Verzerrungen der  $\dot{H}_z$ -Komponente durch die Topographie am Gipfel am schwächsten. Allerdings sind die Daten stark verrauscht.
2. Die  $\dot{H}_z$ -Komponente von Station 4: Diese Station liegt etwa 1000 m von Station 2 entfernt. Allerdings konnte diesmal die Luftspule horizontal ausgelegt werden. Die Datenqualität ist gut. Als Ergebnis der Untersuchung des Topographieeinflusses sollte man allerdings die ersten Datenpunkte abschneiden. Diese zeigen, wie bei den oben vorgestellten Modelldaten, einen Spannungsabfall zu frühen Zeiten. Daraus resultiert bei der Inversion ein hoher Widerstand der obersten Schicht, die  $E_x$ -Komponente fordert aber einen weit niedrigeren Widerstand.
3. Die  $\dot{H}_y$ -Komponente von Station 2: Der Gesamtfehler der Jointinversion ist mit einem RMS von gut 4% zwar kleiner als bei einer Jointinversion mit der  $\dot{H}_y$ - oder  $\dot{H}_z$ -Komponente, aber größer als die der anderen beiden Möglichkeiten (die bei knapp 2% liegen).

Die Ergebnisse der 1D-Marquardt-Joint-Inversionen sind in Abbildung 14 dargestellt. Alle gefundenen Modelle zeigen eine sehr ähnliche Abfolge von Schichten. Dabei erhalten alle Parameter eine hohe Importance (Hördt, 1989), ein Wert, der ein Maß für die Auflösung einer Größe ist. Es scheint somit wahrscheinlich, dass mit den Daten sehr wohl die Tiefe der Unterkante des guten Leiters aufgelöst werden kann.



**Abbildung 14:** Joint Inversions-ergebnisse, wobei jeweils der 99er  $E_x$ -Felddatensatz der Station 2 mit dem  $\dot{H}_y$ -Datensatz von Station 2 (durchgezogen), dem  $\dot{H}_y$ -Datensatz von Station 3 (gestrichelt) oder dem  $\dot{H}_z$ -Datensatz von Station 4 (gepunktet) invertiert wurde.



## Zusammenfassung und Ausblick

Es konnten bei der LOTEM-Messung 1999 am Vesuv auswertbare Daten gewonnen werden. Die Daten zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Daten der 97er Messung. Dies läßt vermuten, dass sich die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund kaum geändert hat.

Die Hälfte der Datensätze konnte durch Einzel-1D-Inversionen gut angepaßt werden. Dennoch läßt sich der Datensatz nicht vollständig eindimensional Interpretieren. Für weitergehende Aussagen sind also 3D-Modellrechnungen nötig, um Unstimmigkeiten zwischen den Komponenten aufzulösen und die Daten mit offensichtlichem 3D-Effekt anzupassen.

## Literatur

- Commer, M.**, Ein spezielles Verfahren der eindimensionalen kombinierten Inversion von Long-Offset Transient Electromagnetic (LOTEM)- und Magnetotellurik (MT)-Daten, Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 1999.
- Constable, S. C., R. L. Parker und C. G. Constable**, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300, 1987.
- Hördt, A. und M. Müller**, Effects of topography on LOTEM data, *Geophysics*, Vol. 65 No. 4, 1113-1123, 2000.
- Hördt, A.**, Ein Verfahren zur „Joint Inversion“ angewandt auf „Long Offset Electromagnetics“ (LOTEM) und Magnetotellurik (MT), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, Oktober 1989
- Hoheisel, A.**, Untersuchung des Einflusses von Induzierter Polarisation (IP) auf „Long-Offset Transient Electromagnetics“ (LOTEM), Diplomarbeit, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 2000
- Müller, M. Hördt, A., und Neubauer, F.M.**, Electromagnetic technique's success at Vesuvius points to use in forecasting eruptions, *EOS*, 80, no. 35, 393-401
- Müller, M.**, Elektromagnetik an Vulkanen, Dissertation, Universität zu Köln, Institut für Geophysik und Meteorologie, 2000.
- Strack, K.M.**, Exploration with deep transient electromagnetics, *Methods in Geochemistry and Geophysics*, Bd. 30, Elsevier, Amsterdam, 1992.