

Transientenelektromagnetik (TEM) zur geologischen Erkundung in Pulacayo (Bolivien)

S. Dautel, S. Greinwald, Ch. Grisseemann, A. Hördt, H. Thern

1 Einleitung

Im Juni 1995 wurden über der Silbererzlagerstätte Pulacayo in Bolivien transientelektromagnetische (TEM) Messungen durchgeführt. Ziel war eine detaillierte Erkundung der geologischen Strukturen bis zu einer Teufe von 1000 m. Aus diesem Grund wurden für die Messungen der geringe Stationsabstand von 50 m gewählt. Die hohe Datenmenge erforderte den Einsatz automatischer Auswerteverfahren. Neben verbreiteten Interpretationstechniken wie der Berechnung von scheinbaren Widerständen und der 1D-Inversion wurden auch 1D- und 2D-Imagingverfahren eingesetzt und deren Leistungsfähigkeit erprobt.

2 Meßgebiet

Pulacayo liegt im Süden der sogenannten Meseta Los Failles (West - Grenze der Ostkordillere zum Altiplano) ca. 20 km östlich von Uyuni auf 4000 m Höhe. Zwischen 1880 und 1940 ist Pulacayo eine der bedeutendsten Silbergruben von Südamerika gewesen. Damals hatte die Lagerstätte über 6600 t Silber produziert.

Seit den 40er Jahren wurden mehrfach Explorationsprogramme von anglo-amerikanischen Lagerstättengeologen ausgearbeitet (Geologie, Geochemie, Geophysik und Bohrungen), um neue Erzvorräte zu erkunden. Diese Vorhaben führten jedoch nie zur Wiederaufnahme eines geregelten Grubenbetriebs.

Ein hydrothermal hoch alterierter miozäner Dazit - Porphyrostock (K - Ar - Alter : 9 ± 0.7 Ma) bildet das Nebengestein der Silber - Vererzung, die hauptsächlich gangförmig ausgebildet ist und einem epithermalen System zugeordnet wird. Lediglich 2 Hauptgangstrukturen repräsentierten zur Blütezeit von Pulacayo die wirtschaftliche Vererzung. Diese Strukturen fallen steil ein und sind generell E - W ausgerichtet.

Der Stock, dessen höchste Erhebung bis über 4700 m reicht, hat ca. 1 km Durchmesser und sitzt in alttertiären terrestrischen Sedimentabfolgen (Konglomeraten, Sandsteinen und Pyroklastika), die auf paläozoischen, klastischen Formationen abgelagert wurden. Es wurde erwartet, daß sich der Vulkanitstock durch hohen spezifischen Widerstand von den umgebenden, gutleitfähigen Sedimenten unterscheidet.

Der unmittelbare mineralisierte Bereich des Dazit - Stocks ist durch argillitische Alterationszonen gekennzeichnet. Diese überwiegen gegenüber lokalen serizitisierten, silifizierten, pyritisierten Bereichen. Propylitische Überprägungen stellen die externen Zonen der Vererzung dar. Voraussetzung für den Einsatz der Transientenelektromagnetik (TEM) war die Annahme, daß auch diese Zonen der Mineralisation verschiedene spezifische Widerstände aufweisen und somit unterschieden werden können. Mit Hilfe einer möglichst exakten Aufklärung der Struktur des Vulkanitstocks sollte es dann möglich sein, auf weitere Zonen der Vererzung schließen zu können

Im W und NW des Stocks sind über 100 m mächtige Dazit-Laven und Tuffe verbreitet, die wahrscheinlich die effusiven Äquivalente des Porphyrs von Pulacayo darstellen und kaum hydrothermal überprägt sind. [Winkelmann, pers. Mitteilung 1996].

3 Messung

Die Messungen wurden im Juni 1995 von der Fa. Geodatos Ltd., Santiago de Chile, im Auftrag der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, ausgeführt.

3.1 Meßgerät

Für die Messungen in Pulacayo wurden Geräte der Firma Zonge verwendet. Die Senderleistung betrug 3 kW. Bei einer Wiederholungsrate der Senderpulse von 4 Hz wurde für 31 Zeitfenster zwischen 0,0418 ms und 48,24 ms nach Ende des Abschaltvorgangs gemessen. Die Stromstärke in der Sendespule betrug zwischen 5,5 A und 6,5 A, die Rampendauer 282 μ s, die Antialiasing-Filterverzögerung 26 μ s und die Empfangsspulenverzögerung 15 μ s.

3.2 Spulengeometrie

Die Sendespule war ein Rechteck mit 400 m und 800 m Kantenlänge. Innerhalb der Sendespule wurde entlang deren Längsachse an insgesamt 15 Empfängerstationen im Abstand von 50 m gemessen. Die Sendespule wurde entlang der Profile mit einer Überlappung von 100 m weiterversetzt. Diese Meßanordnung ermöglichte eine hohe Stationsdichte bei vergleichsweise geringem Zeitaufwand. Abb. 1 zeigt eine schematische Darstellung der Meßanordnung.

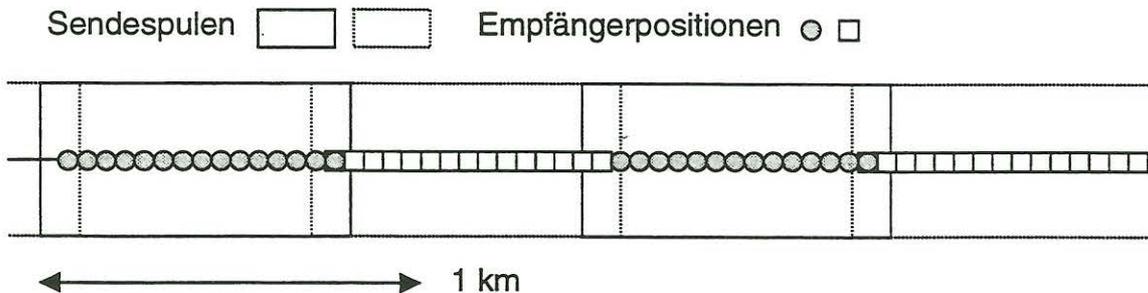


Abb. 1: Schematische Darstellung der Meßanordnung

3.3 Durchführung der Messung

An 23 Tagen wurden auf drei N-S-Profilen (600W, 400E und 600E) und einem O-W-Profil (200N) insgesamt 309 TEM-Sondierungen durchgeführt. Abb. 2 zeigt die Lage der Profile und die Topographie des Meßgebietes. Die Länge des O-W-Profiles 200N betrug 5,2 km, die Gesamtlänge der N-S-Profile 10,1 km. Im folgenden sollen exemplarisch die Ergebnisse der Auswertung für das O-W-Profil 200N betrachtet werden.

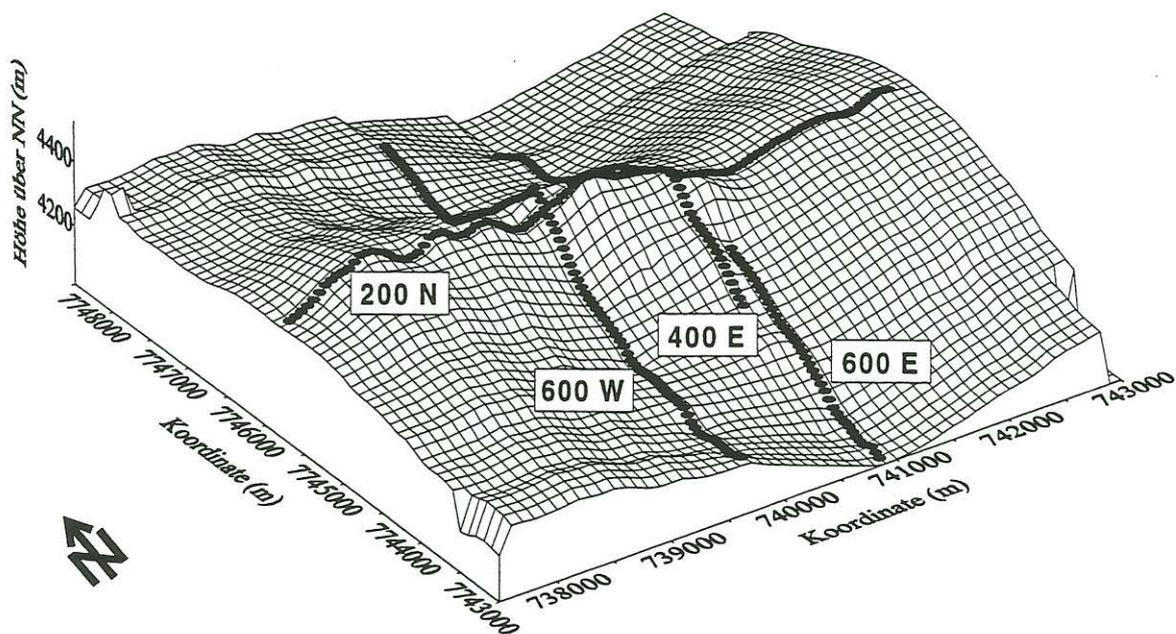


Abb. 2: Topographie des Meßgebietes und Lage der Profile

4 Ergebnisse der Datenauswertung

4.1 Pseudosektion scheinbarer Widerstände

Nach einer Qualitätskontrolle der Daten wurden scheinbare Widerstände mit Hilfe eines Verfahrens von Weidelt [Weidelt, pers. Mitteilung 1996] berechnet. Das Grundprinzip ist eine Umkehr der gemessenen Spannungskurve $U(t)$ [Dautel et al, 1997]. Da die Spannungskurve nicht monoton ist, ergeben sich für den scheinbaren Widerstand ρ_a zwei Lösungen. Sie werden *early-time* und *late-time* Lösung genannt, da erstere zu frühen Zeiten und letztere zu späten Zeiten die bessere Annäherung an die wirkliche Widerstandsverteilung liefert. Im vorliegenden Fall lagen der überwiegende Teil der Meßpunkte im *late-time* Bereich.

Abb. 3 zeigt die Pseudosektion der scheinbaren Widerstände für das Profil 200N. Deutlich hebt sich schon hier der Vulkanitstock als schlecht leitende zentrale Struktur von den umgebenden gut leitfähigen Sedimenten ab.

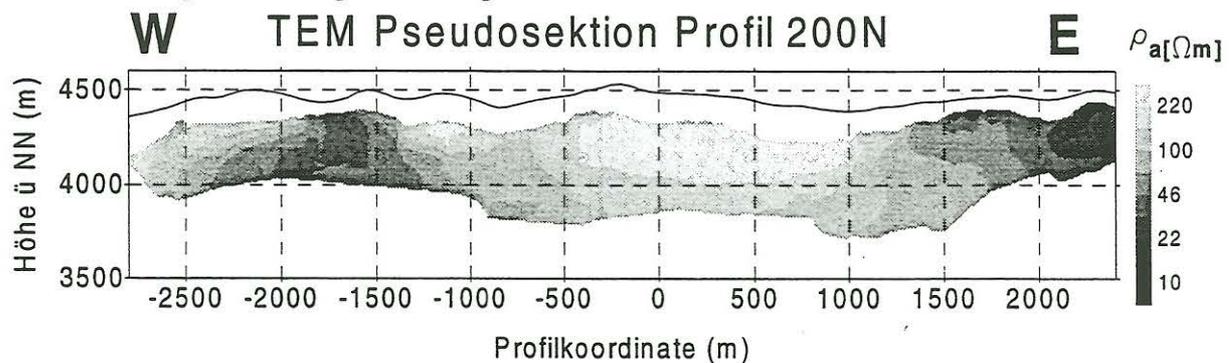


Abb. 3: Pseudosektion des scheinbaren Widerstandes, Profil 200N

4.2 1D-Imaging

Motivation für die Anwendung von 1D-Imagingverfahren ist die Tatsache, daß sie bei synthetischen Daten besser die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund wiedergeben als Methoden zur Berechnung scheinbarer Widerstände.

4.2.1 Funktionsprinzip der verwendeten 1D-Imagingverfahren

Das Maximum des Stromsystems breitet sich nach dem Ausschalten des Stromes in der Sendespule mit der Zeit horizontal und in die Tiefe aus. Die 1D-Imaging-Algorithmen von Karlik und Eaton&Hohmann nähern das Stromsystem im Untergrund durch eine Stromschleife ("Image-Dipol") an, die dieselbe Geometrie wie der Sender hat [Karlik 1995, Eaton und Hohmann, 1989]. Rechteckige Sender werden in der Rechnung durch flächengleiche Quadrate ersetzt. Der Image-Dipol wandert in die Tiefe, ohne seine Form oder Größe zu verändern.

Abhängig von der Tiefe d wird die Vertikalkomponente des Magnetfeldes $H_z(d)$ an der Oberfläche berechnet. Die Tiefe wird variiert, bis die Differenz zum gemessenen Feld $H_z(t_j)$ für einen Zeitpunkt t_j minimal wird. Aus der so Erhaltenen Tiefe $d_j=d(t_j)$ ergibt sich durch differenzieren die Geschwindigkeit des Image-Senders $v(t_j)$.

Für einen homogenen Halbraum läßt sich $v(\sigma, a)$ bestimmen [Raiche und Gallagher, 1985]. Aus der Umkehrung läßt sich dann die scheinbare Leitfähigkeit $\sigma(v, a)$ und somit der scheinbare Widerstand ermitteln. Die zugehörige Tiefe z_j ergibt aus der Tiefe d_j des Imagedipols, multipliziert mit einem Skalierungsfaktor.

4.2.2 Unterschiede zwischen den 1D-Imaging Verfahren

Abb. 4 zeigt einen Vergleich der beiden Verfahren, angewandt auf synthetische Daten von homogenen Halbräumen (100, 300, 1000, 3000 und 10000 Ωm). Berechnet wurden die Daten für eine Empfangsspule im Zentrum einer 400m*800m großen Sendespule, für Zeiten zwischen 1.0E-5s bis 0.1s.

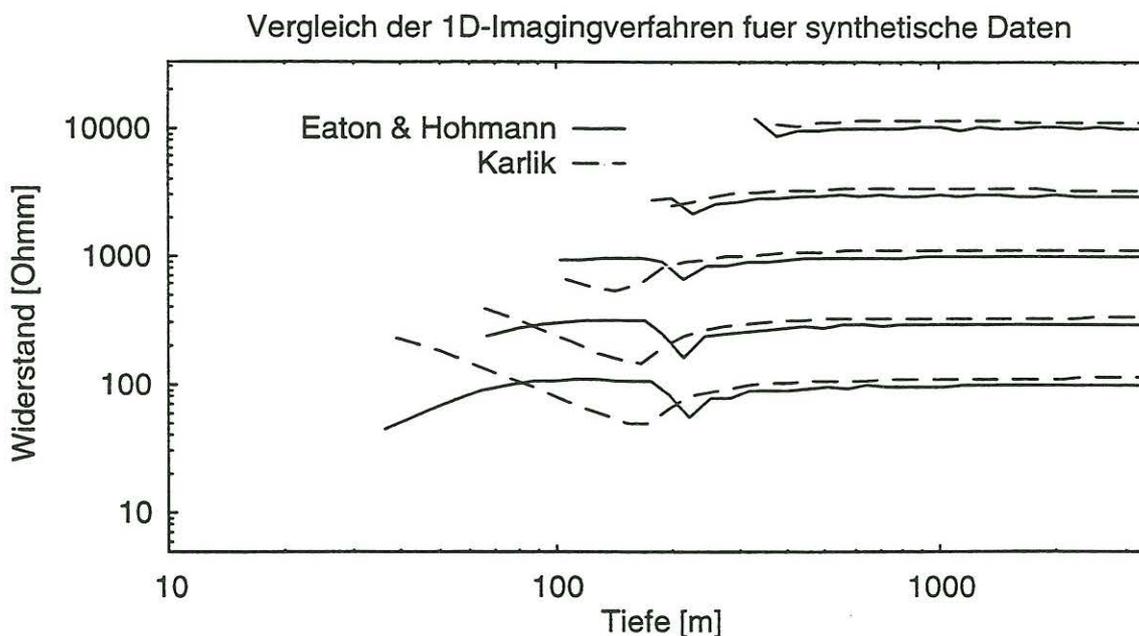


Abb. 4: Vergleich der Imagingverfahren nach Karlik und Eaton&Hohmann

Zu großen Tiefen zeigt das Verfahren von Karlik gegenüber dem Widerstand des Modellhalbraumes einen Versatz nach oben. Grund dafür ist, daß die verwendeten

Skalierungsfaktoren anhand von Modelldaten bestimmt wurden. Das führt dazu, daß das Verfahren nach Eaton&Hohmann den Widerstand der tiefsten Schicht möglichst exakt bestimmt, das Verfahren nach Karlik hingegen den der Deckschicht.

Zu geringen Tiefen, d. h. für frühe Zeiten, zeigen beide Verfahren starke Abweichungen vom gewünschten Ergebnis. In diesem Bereich sind die Näherungen, die beiden Algorithmen zu Grunde liegen, nicht mehr gültig.

Das Verfahren nach Karlik dann liefert zu hohe Widerstandswerte (in diesem Fall für Tiefen < 150m). Der Eaton&Hohmann-Algorithmus versucht über eine zusätzliche Korrektur zu frühen Zeiten und eine Glättung der kompletten Widerstandskurve dieses Verhalten zu unterdrücken, was für sehr geringere Tiefen (in diesem Fall < 100m) zu einer Unterschätzung des wahren Widerstandes führt. Imagingergebnisse für geringe Tiefen, bzw. zu frühen Zeiten sind somit bei beiden Verfahren unbrauchbar. Um dies nachträglich zu korrigieren, wurde ein Kriterium für beide Verfahren entwickelt, das automatisch falsch berechnete Imagingergebnisse zu frühen Zeiten abschneidet [Dautel et al, 1998].

Die Berechnung des vertikalen Magnetfeldes $H_z(d)$ aus den gemessenen Spannungen ist bei beiden Verfahren unterschiedlich gelöst. Unter anderem wird beim Verfahren von Eaton&Hohmann der Abstand zwischen Sender und Empfänger berücksichtigt, beim Karlik-Algorithmus hingegen nicht.

4.2.3 Anwendung auf die Daten von Profil 200N

Abb. 5 zeigt die Ergebnisse der Anwendung der Imagingverfahren auf die Daten von Profil 200N. In beiden Fällen wurde automatisches Abschneiden der Imagingergebnisse zu frühen Zeiten durchgeführt. Dadurch reduziert sich der Bereich, in dem die Imagingverfahren Informationen über die Leitfähigkeitsstruktur des Untergrundes liefern, auf einen Tiefenbereich zwischen 500 m und 1000 m.

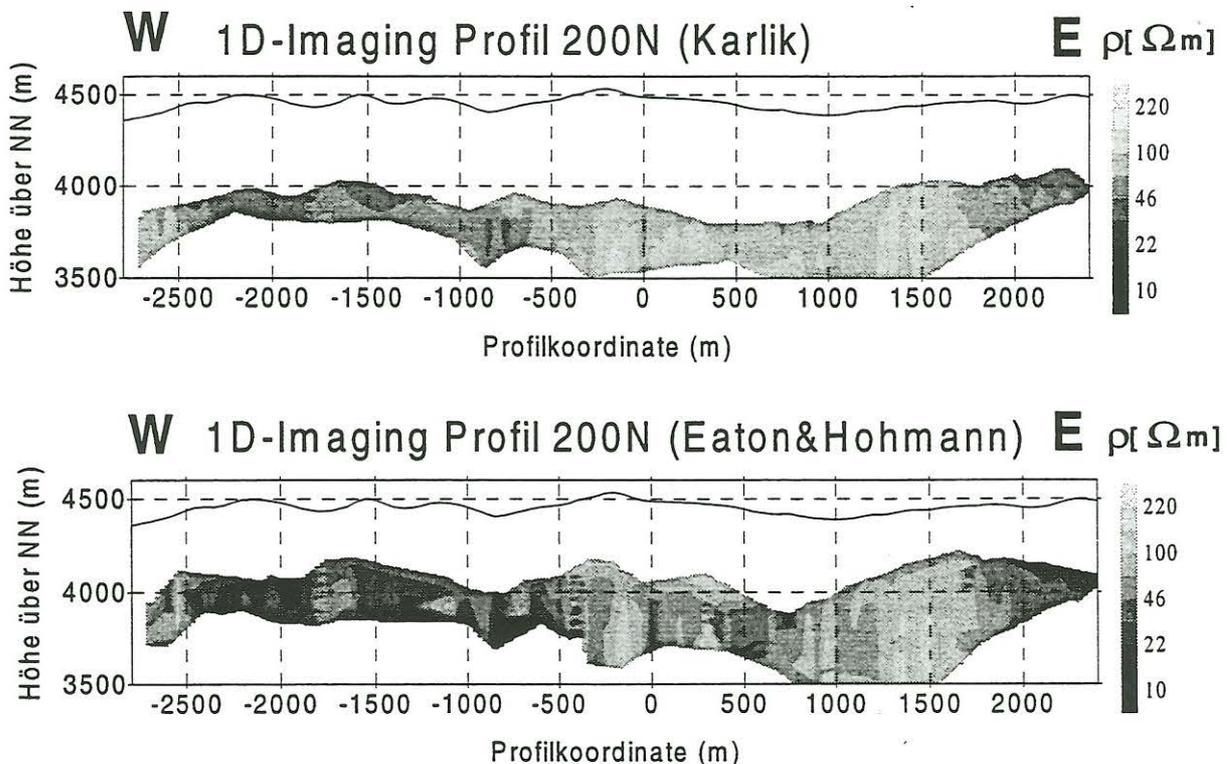


Abb. 5: 1D-Imagingergebnis nach Eaton&Hohmann und Karlik, Profil 200N

Die schon diskutierten Unterschiede zwischen den Algorithmen nach Karlik und Eaton&Hohmann zeigen sich bei der Anwendung auf Meßdaten deutlicher als bei synthetischen Daten.

Die Glättung der berechneten Widerstandskurve beim Verfahren von Eaton&Hohmann führt bei verrauschten Felddaten zu einer erheblichen Verzerrung des Resultats und damit zu großen Abweichungen des Ergebnisses jeweils benachbarter Stationen.

Der Karlik-Algorithmus liefert folglich ein wesentlich glatteres Bild der Widerstandsstruktur im Untergrund. Allerdings berücksichtigt er nicht den Abstand zwischen Sender- und Empfängermittelpunkt, was zu Verzerrungen des Ergebnisses für Stationen nahe des Spulenrandes führt.

4.3 1D-Inversion

Um eine detaillierte geologische Interpretation der Datensätze zu ermöglichen wurde eine 1D-Inversion durchgeführt. Es wurde ein Algorithmus nach dem Marquardt-Verfahren verwendet [Weidelt, 1984]. Startmodell für alle Stationen war ein Vierschichtfall mit spezifischen Widerständen von $100 \Omega\text{m}$ für jede Schicht.

Das Ergebnis zeigt Abb. 6. Es weist wesentlich mehr Struktur auf als das Ergebnis der Berechnung von scheinbaren Widerständen. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der 1D-Imagingverfahren fügen sich Schichtgrenzen und Schichtwiderstände benachbarter Stationen zu einem geologisch plausiblen Bild aneinander. Geologische Strukturen lassen sich gut erkennen und können mit Vorinformationen über die Geologie des Gebietes gut korreliert werden.

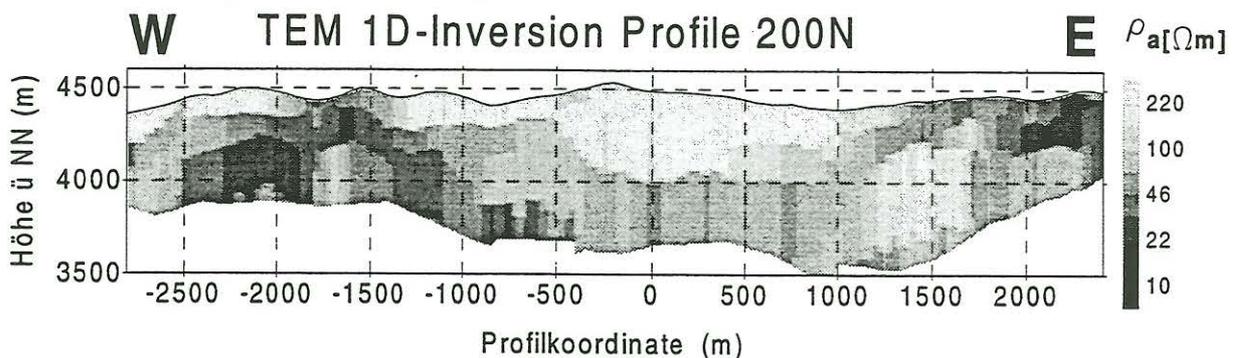


Abb. 6: 1D-Inversionsergebnis, Profil 200N

4.4 2D-Imaging

Die Unsicherheit über die Gültigkeit der 1D-Näherung bei der Interpretation von Felddaten erfordert den Einsatz zweidimensionaler Verfahren. Die Schwierigkeiten wiederum bei einer exakten TEM-2D-Modellrechnung und Inversion führen zu Entwicklung und Einsatz verschiedener Näherungsverfahren.

4.4.1 Funktionsprinzip des 2D-Imagingverfahrens

Der 2D-Imaging Algorithmus nach Christensen [Christensen 1996] führt im wesentlichen eine 2D-Inversion der Meßdaten in einem Inversionsschritt durch. Die dafür notwendige Sensitivitätsmatrix J wird nur näherungsweise bestimmt. Die exakte Lösung für den Fall eines vertikalen magnetischen Dipols (Coincident Loop Konfiguration) über einem homogenen Halbraum der Leitfähigkeit σ_0 wird polynomisch interpoliert und tabelliert. Die Meßwerte müssen vor der Anwendung des 2D-Imagingverfahrens in scheinbare Widerstände transformiert werden. So können auch Meßdaten anderer Sender-Empfängergeometrien verwendet werden,

vorausgesetzt, eine eindeutige Transformation der Meßdaten in scheinbare Widerstände ist möglich.

Die Berechnung der Modellparameter σ_i (Leitfähigkeiten der einzelnen Gitterzellen) aus den Datenwerten d_j (scheinbare Leitfähigkeiten) erfolgt ohne Iteration:

$$\underline{\sigma} = (\underline{J}^T \underline{J} + \frac{1}{\mu} \underline{C}_m^{-1})^{-1} (\underline{J}^T \underline{d} + \frac{1}{\mu} \underline{C}_m^{-1} \underline{\sigma}_{\text{apri}})$$

Die Modell-Kovarianzmatrix C_m dient zur Dämpfung und numerischen Stabilisierung der Inversion. Sie korreliert alle Modellelemente untereinander. Mit Hilfe von C_m legt der Benutzer fest, wie stark das Untergrundmodell räumlich variieren darf. Durch die Gewichtung der Modell-Kovarianzmatrix C_m gegen die Sensitivitätsmatrix $J^T J$ mit Hilfe des Kalibrierungsfaktors μ kann der Benutzer entscheiden, wie radikal das Ergebnis vom homogenen Referenz-Halbraum σ_{apri} abweichen soll. Die vereinfachte Berechnung der Sensitivitätsmatrix J und der Verzicht auf weitere Iterationen führt dazu, daß die Inversion nur eine grobe Übersicht über die Leitfähigkeitsstruktur im Untergrund liefert. Detailliertere Strukturen werden nicht aufgelöst.

4.4.2 Anwendung des 2D-Imagingverfahrens auf die Daten von Profil 200N

Abb. 7 zeigt das 2D-Imagingergebnis für Profil 200N. Das Bild gibt die groben Strukturen des 1D-Inversionsergebnisses wieder. Eine detailliertere geologische Aussage läßt sich allerdings aus diesem Ergebnis nicht ableiten, im Gegensatz zum strukturreichen Resultat der 1D-Inversion.

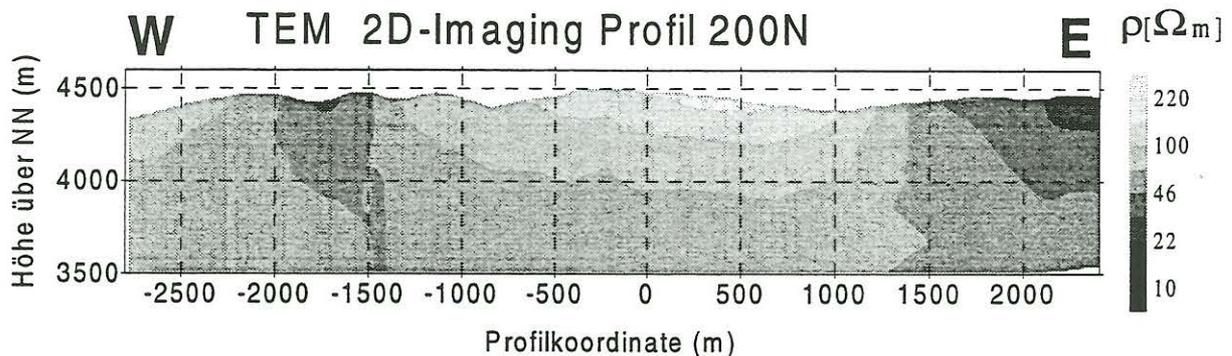


Abb. 7: 2D-Imagingergebnis, Profil 200N

5 Geologische Interpretation

Zur geologischen Interpretation wurde das Ergebnis der 1D-Inversion verwendet. Es zeigt detailliert die Struktur des Untergrundes ohne extreme und damit unglaubliche Schwankungen zwischen benachbarten Stationen. Um den Verlauf der geologischen Strukturen zu verdeutlichen, wurde das 1D-Inversionsergebnis räumlich geglättet. Abb. 8 zeigt das Resultat und die zugehörige geologische Interpretation.

Der zentrale und östliche Bereich des geologischen Schnittes wird durch den Vulkanitstock (T_d , horizontal gestreift) dominiert. Seine argilitische Alteration zeichnet sich im 1D-Inversionsergebnis durch mittlere Widerstände zwischen 50 Ω_m und 100 Ω_m aus. Oberflächennahe Effusivgesteine (T_e , dunkelgrau) sowie silifizierte Bereiche des Dazit-Stockes (vertikal schräg gestrichelt) weisen dagegen sehr hohe Widerstände zwischen 100 Ω_m und 600 Ω_m auf. Tertiäre Sedimente (T_c , weiß) und Teile der silurischen Formation (S_n und S_c) zeichnen sich durch hohe Widerstände

über 40 Ωm aus, Ilagua-Formation (S_{II} , gestrichelt) durch mittlere Widerstände um 70 Ωm .

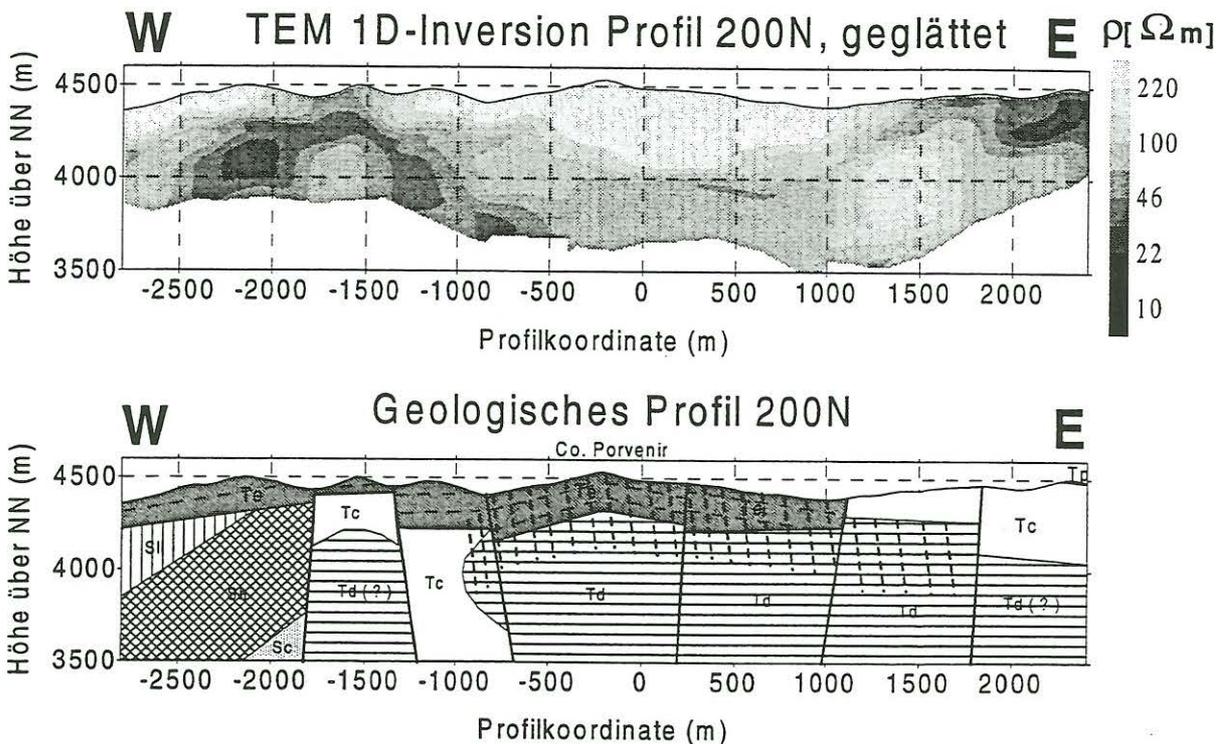


Abb. 8: Geglättetes 1D-Inversionsergebnis und geologische Interpretation, Profil 200N

Insgesamt war es also mit Hilfe der 1D-Interpretation der TEM Daten möglich, die geologische Struktur des Gebietes bis in 1km Tiefe zu erkunden. Sämtliche aus Vorinformationen bekannte Strukturen, wie Verwerfungen oder oberflächennahe Grenzen zwischen unterschiedlichen geologischen Formationen, finden sich auch im Bild der TEM Interpretation wieder. Die ursprüngliche Annahme, der Vulkanitstock würde sich mit der Tiefe trichterförmig verengen, mußte aufgrund des geophysikalischen Ergebnisses korrigiert werden. Der Vulkanitstock weist eine wesentlich stärkere horizontale Schichtung sowie eine größere laterale Ausdehnung auf, als ursprünglich angenommen.

6 Schlußfolgerungen

Die verwendete Sender-Empfängeranordnung konnte einen schnellen Meßfortschritt bei hoher Stationsdichte ermöglichen und war somit für das Ziel einer detaillierten Struktur erkundung bis zu einer Teufe von 1 km ideal angepaßt.

Pseudosektionen des scheinbaren Widerstandes haben sich bei der Interpretation von Meßdaten gegenüber den getesteten 1D-Imagingverfahren als wesentlich stabiler erwiesen.

Beide verwendeten 1D-Imagingverfahren werden für große Sendespulen, für frühe Zeiten, bei Stationen nahe dem Rand oder außerhalb der Sendespule und bei Verwendung einer rechteckigen statt einer quadratischen Sendespule ungenau. Zusätzlich enthält der Algorithmus von Eaton&Hohmann die Ungenauigkeit durch die Glättung der berechneten Widerstandskurve, während der Algorithmus von Karlik den Abstand zwischen Sender- und Empfängermittelpunkt nicht berücksichtigen kann.

Die Interpretation der Daten mit 1D-Inversion lieferte ohne Vorgaben durch das Startmodell detaillierte Informationen über die Struktur des Untergrundes. Dabei ist bemerkenswert, daß das Ergebnis für jeweils benachbarte Stationen sich nur in wenigen Fällen stark unterscheidet, was für die Glaubwürdigkeit des Inversionsergebnisses spricht. Auch die Tatsache, daß bekannte Vorinformationen über die Geologie des Untergrundes in Einklang mit dem 1D-Inversionsergebnis waren, zeigt die Qualität dieser Art der Auswertung.

Das 2D-Imaging-Verfahren von Christensen liefert nur ein sehr strukturarmes Bild der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund und ist somit für genauere geologische Interpretationen ungeeignet. Zusätzlich müssen die entscheidenden Parameter der Inversion für jeden Datensatz von Hand angepaßt werden, was eine Anwendung des Programmes zur schnellen bzw. automatischen Interpretation von Meßdaten nicht ermöglicht. Die wesentlichen Strukturen der 1D-Inversion konnten mit dieser angenäherten 2D-Interpretation bestätigt werden.

7 Danksagung

Dr. G Karlik , Dr. L. Pellerin und Prof. N.B. Christensen gilt unser Dank für die Überlassung der 1D- und 2D-Imagingprogramme.

8 Literaturverzeichnis

- Christensen, N.B.**, Electromagnetic Subsurface Imaging, A Case for an Adaptive Born Approximation, in *Proceedings of The 13th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*, Hokaido, Japan, 1996.
- Dautel, S., Greinwald, und S., Grisseemann, Ch.**, Anwendung von Transienten-elektromagnetik (TEM) zur geologischen Erkundung, Beispiel: Pulacayo (Bolivien), Bericht Nr. 115935, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, 1997.
- Dautel, S., Hördt, A., Neubauer, F.M., Thern, H.**, Anwendung von Transienten-elektromagnetik (TEM) zur geologischen Erkundung, Beispiel: Pulacayo (Bolivien), Auswertung der Meßdaten mit Imagingverfahren, interner Bericht, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, 1998.
- Eaton, P.A., und Hohmann, G.W.**, A rapid inversion technique for transient electromagnetic soundings, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 53, 384-404, 1989.
- Karlik, G.**, Imaging von transient-elektromagnetischen Daten, Dissertation, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, 1995.
- Raiche, A.P., und Gallagher, R.G.**, Apparent resistivity and diffusion velocity, *Geophysics*, 50, 1462-1471, 1985.
- Weidelt, P.**, Inversion transient-elektromagnetischer Messungen über geschichtetem Untergrund, Bericht Nr. 96720, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, 1984.