

BERLINER GEOWISSENSCHAFTLICHE ABHANDLUNGEN

Reihe B Band 21

Detlef Krüger

**Modellierungen zur Struktur
elektrisch leitfähiger Zonen in den
südlichen zentralen Anden**

FU • TU • TFH

Berlin

1994

Reihe B: Geophysik

D 188

Herausgegeben von geowissenschaftlichen Instituten
der Freien und der Technischen Universität Berlin
sowie von der Technischen Fachhochschule Berlin

Schriftleitung:

Dr. Ch. Kuhnert (FU), Prof. Dr. U. Ripke (TFH), Dr. E. Schrank (TU), Prof. Dr. H. Keupp (FU)

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

ISSN 0722-687X · ISBN 3-927541-83-4

© 1994 by Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin

Berliner geowiss. Abh.	(B)	21	91 S.	60 Abb.	Berlin 1994
------------------------	-----	----	-------	---------	-------------

Detlef Krüger

**Modellierungen zur Struktur
elektrisch leitfähiger Zonen in den
südlichen zentralen Anden**

Gedruckt mit Zuschüssen der Fachbereiche Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin und der Technischen Universität Berlin

Druck:
G. Weinert, Offsetdruckerei
Saalburgstr. 3
12099 Berlin

Meinem Vater

Wilhelm Krüger

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary, Resúmen	1
2. Einleitung	5
3. Die zentralen Anden: ein geologisch-geophysikalischer Überblick	7
3.1 Morphologische Gliederung	10
3.2 Einige geophysikalische Ergebnisse	15
4. Allgemeine Grundlagen	20
4.1 Die Methode der Magnetotellurik	20
4.2 Die Methode der Erdmagnetischen Tiefensondierung	24
4.3 Spezielle Betrachtungen für das Untersuchungsgebiet	25
4.3.1 Der Küsteneffekt	26
4.3.2 Der Topographieeffekt	28
5. Feldmessungen und Datenauswertung	29
6. Ergebnisse der Erdmagnetischen Tiefensondierung	32
7. Ergebnisse der Magnetotellurik	40
8. Interpretation der Übertragungsfunktionen durch Modelle	48
8.1 Eindimensionale Modellrechnungen	49
8.1.1 Die subduzierte Platte als guter Leiter	50
8.1.2 Die Westkordillere nordöstlich von Calama	52
8.1.3 Der Altiplano in Süd-Bolivien	55
8.1.4 Ein Profil entlang des Calama-Olacapato-El Torro Lineaments	56
8.2 Zweidimensionale Modellrechnungen	59
8.2.1 Profil Nord-Chile	62
8.2.2 Profil Altiplano	70
8.2.3 Profil Bolivien	72
8.2.4 Profil Subandin-Chaco	76
9. Synthese der Ergebnisse	81

Literaturverzeichnis 85

Danksagung 91

Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden ¹

von

Detlef Krüger ²

1. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden Untersuchungen zur Verteilung des elektrischen Widerstandes in den südlichen zentralen Anden vorgestellt. Gestützt auf eine breite Datenbasis konnten mit Hilfe von ein- und überwiegend zweidimensionalen Modellierungen für Daten der Magnetotellurik und der Erdmagnetischen Tiefensondierung Modelle zur Verteilung des elektrischen Widerstandes in der andinen Kruste erstellt werden. Sie erlauben qualitative und quantitative Aussagen zur elektrischen Struktur in der Kruste.

Im Andensegment von 21° bis 25° S wurden für einzelne Meßpunkte und für fünf mehrere 100 km lange Profile aus Nord-Chile, Süd-Bolivien und Nordwest-Argentinien Leitfähigkeitsmodelle erarbeitet. Elektromagnetische Untersuchungen werden an einem aktiven Kontinentalrand durch den 'Küsteneffekt' stark erschwert. Um den Küsteneffekt zu berücksichtigen, wurde der Pazifische Ozean bei einem zweidimensionalen Modell für ein Profil von der Küste bis in die Hochkordillere als 'Randbedingung' mitmodelliert. Aus drei zweidimensional modellierten W-E-Profilen konnte ein alle morphostrukturellen Einheiten der Anden querendes Gesamtmodell auf der Breite von ca. 21°30' S abgeleitet werden. Folgende Hauptmerkmale werden im Modell von W nach E beobachtet:

- Unterhalb der Küstenkordillere ist der Widerstand mit größer als 3000 Ωm relativ hoch. In diesem Bereich wird aber parallel zur Streichrichtung ein guter Leiter in der oberen Kruste gefunden, der lamelliert vorliegen muß.

¹ Dissertation an der Freien Universität Berlin

² Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geophys. D. Krüger, Fachrichtung Geophysik im Institut für Geologie, Geophysik und Geoinformatik der FU Berlin, Malteserstr. 74-100, Haus D, 12249 Berlin

- Der Widerstand der 'normalen' andinen Kruste ist bis in große Tiefen mit Werten von 50 bis 200 Ωm relativ gering.
- Eine große Leitfähigkeitsanomalie liegt unterhalb der Westkordillere in geringer Tiefe. Sie erreicht eine integrierte Leitfähigkeit von ca. 25000 S.
- Eine weitere Leitfähigkeitsanomalie mit einer integrierten Leitfähigkeit von ca. 14000 S wird unterhalb des Altiplano in der unteren Kruste beobachtet. Sie steigt von W nach E in die obere Kruste auf, und die integrierte Leitfähigkeit nimmt im westlichen Teil der Ostkordillere deutlich zu. Die Anomalie endet abrupt östlich von La Quiaca (ca. 65°30' W). Im Ostteil der Ostkordillere wird ein relativ hoher Widerstand (ca. 500 Ωm) von der Oberfläche bis in große Tiefen beobachtet.
- Das Vorland der Anden ist durch eine gut leitende Bedeckung charakterisiert. Der Widerstand der Lithosphäre nimmt von W nach E auf mehr als 3000 Ωm zu.

Als Ursache der erhöhten elektrischen Leitfähigkeit werden für den guten Leiter unter der Küstenkordillere Kluftsysteme angesehen, in denen das in der subduzierten Platte vorhandene freie Wasser aufsteigt. Der extrem gute Leiter unter der Westkordillere kann im Einklang mit seismischen und gravimetrischen Untersuchungen als partiell geschmolzene Kruste interpretiert werden. Die Leitfähigkeitsanomalie unterhalb des Altiplano und der westlichen Ostkordillere könnte hingegen teilweise durch massive Vererzungen aber auch durch tektonische Ursachen begründet sein, wie z.B. tiefreichende Auf- und Abschiebungshorizonte, in denen Fluide vorhanden sind.

Summary

The purpose of the present work is the research regarding the distribution of the electrical resistivity in the southern part of Central Andes. Supported by a considerable database and with the aid of one- and two-dimensional modelling tools developed for magnetotellurics and deep geomagnetical sounding, several models of the distribution of the electrical resistivity in the Andean crust were developed. They allow qualitative and quantitative insights related to the electrical structure within it.

In the Andean segment between 21° and 25°S, several isolated measure stations and five regional profiles each of several 100 km length were processed to establish conductivity models for northern Chile, southern Bolivia and northwestern Argentina. Within this research work the 'coast effect' at an active plate margin has to be taken into account and for this purpose, the Pacific Ocean was included as a boundary condition in a 2D model extending from the Pacific up to the High Andes. Based on three 2D modelled E-W oriented profiles, a greater model

could be derived that involves all the present morphostructural units at a latitude of 21°30' S. These models showed mainly that:

- below the Coastal Cordillera, the resistivity ranging within 3000 Ωm is comparatively high. Nevertheless, in this region a strike-parallel oriented conductor in the upper crust could be identified, which has to be lamellated.
- down to great depths the resistivity of the 'normal' Andean crust is relatively small, having values of 50 to 200 Ωm .
- beneath the Western Cordillera, a shallow conductivity anomaly reaches total conductance of about 25000 S.
- another conductivity anomaly with a total conductance of ca. 14000 S has been identified in the lower crust below the Altiplano. This anomaly reaches shallower levels to the east, and in the western part of the Eastern Cordillera, the total conductance increases. Eastwards of La Quiaca (ca. 65°30' W) the anomaly terminates abruptly. In the eastern part of the Eastern Cordillera a relatively high resistivity from the surface down to great depths was observed.
- the Andean foreland shows a cover with good conductivity values. Beneath, the resistivity increases downward up to more than 3000 Ωm from W to E.

As a cause of the increased conductivity beneath the Coastal Cordillera, joint systems could account for the uprise of free water generated during the subduction of the Nazca plate. The extremely good conductor below the Western Cordillera can be interpreted together with gravity and seismic evidences as a partial melted crust. Besides, the conductivity anomaly beneath the Altiplano and the western Eastern Cordillera can be explained partly through the existence of ore deposits but also in terms of thrust tectonics, where the detachment zones are characterized by the presence of fluids.

Resumen

En el presente trabajo se exponen estudios acerca de la distribución de la resistencia eléctrica en los Andes Centrales australes. Disponiendo de una amplia base de datos se pudieron realizar modelos uni y predominantemente bidimensionales magnetotéluricos y de sondeo magnético profundo respecto de la distribución de la resistencia eléctrica en la corteza andina. Los mismos permiten deducciones cualitativas y cuantitativas acerca de la estructura eléctrica de la corteza.

Para algunas estaciones de medición y para 5 perfiles de varias centenas de kilómetros de longitud, ubicadas en el norte de Chile, sur de Bolivia y noroeste argentino, es decir en el

segmento andino de 21° a 25° se han elaborado modelos de conductividad. En el margen activo, los estudios electromagnéticos se ven obstaculizados por el 'efecto costero'. Para tenerlo en cuenta en un modelo bidimensional, se incluyó como condición de borde al océano Pacífico en un modelo que abarca el tramo comprendido entre la costa y la Alta Cordillera. Dos perfiles E-W modelados bidimensionalmente permitieron deducir un modelo general que atraviesa a todas las unidades morfoestructurales a la latitud de los 21°30' S. Este modelo se caracteriza por las siguientes particularidades:

- Por debajo de la Cordillera de la Costa, la resistencia que supera los 3000 Ωm representa un valor relativamente elevado. Pero paralelamente a la Cordillera, en esta región se encuentra un buen conductor en la corteza superior, seguramente lamelado.
- Aún a profundidades mayores, la resistencia de la corteza andina 'normal' es relativamente baja, con valores de 50 a 250 Ωm .
- Por debajo de la Cordillera Occidental, existe, a poca profundidad, una gran anomalía en conductividad, cuyo valor integrado alcanza los 25000 S.
- Otra anomalía de conductividad con valores integrados de unos 14000 S se observa por debajo del Altiplano en la corteza inferior. La misma asciende de E a W dentro de la corteza superior incrementándose su valor notablemente por debajo de la parte oeste de la Cordillera Oriental. La anomalía culmina abruptamente al este de La Quiaca (ca. 65°30' W). En la parte este de la Cordillera Occidental se observa una resistencia relativamente elevada (ca. 500 Ωm) desde la superficie hasta profundidades mayores.
- El antepaís se caracteriza por una cobertura de buena conductividad. La resistencia de la litósfera se incrementa de oeste a este a más de 3000 Ωm .

Como posible causa de la elevada conductividad eléctrica por debajo de la Cordillera de la Costa se propone la existencia de sistemas de grietas comunicantes, a través de las cuales se produce el ascenso de agua liberada durante el proceso de subducción. El excelente conductor por debajo de la Cordillera Occidental se puede interpretar como corteza parcialmente fundida, en concordancia con los resultados de la sísmica de reflexión y gravimetría. La anomalía de conductividad por debajo del Altiplano y de la parte oeste de la Cordillera Occidental en cambio se puede fundamentar a través de la existencia de mineralizaciones metalíferas macizas pero también mediante causas tectónicas, como ser profundos horizontes de despegue, de los que ciertos fluidos se valen de vías de ascenso.

2. Einleitung

Die Anden an der Westseite des südamerikanischen Kontinents sind mit einer N-S-Erstreckung von mehr als 7000 km ein morphologisch und klimatisch vielgestaltiges Gebirge. Ihre Entstehung wird durch die Subduktion der ozeanischen Nazca Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte erklärt. Mit einem magmatischen Bogen im zentralen Bereich des Orogens, einem vorgelagerten Tiefseeegraben im Westen sowie einem Vorland mit 'fold and thrust' Systemen im Osten gilt ihr Aufbau als ein klassisches Beispiel der Plattentektonik.

Diesen einfachen tektonischen Vorstellungen stehen Beobachtungen eines sehr komplexen geodynamischen Systems entgegen. Um ein klareres Bild über den strukturellen Aufbau und die stofflichen Zustände bei der Subduktion zu erhalten, wurden in den Jahren von 1982 bis 1990 von der Berliner Forschergruppe 'MOBILITÄT AKTIVER KONTINENTALRÄNDER' zahlreiche geowissenschaftliche Untersuchungen in den zentralen Anden durchgeführt. In dem von der Deutschen Forschungsgemeinschaft neun Jahre lang geförderten Projekt arbeiteten Wissenschaftler verschiedenster geowissenschaftlicher Fachrichtungen zusammen.

Untersucht wurden die zentralen Anden im Segment von 20° bis 26° S von der chilenischen Pazifikküste über alle morphologischen Einheiten hinweg bis in das andine Vorland Süd-Bolivians und Nordwest-Argentiniens. Der Beitrag der Forschergruppe zur Kenntnis der zentralen Anden wird neben zahlreichen Veröffentlichungen u.a. in dem Sammelband 'Tectonics of the Southern Central Andes' (1993) deutlich. Trotz dieser intensiven Forschungstätigkeit blieben noch viele Fragen unbeantwortet und neue stellten sich, die zur Einrichtung des Sonderforschungsbereiches 'DEFORMATIONSPROZESSE IN DEN ANDEN' Anfang 1993 führten.

Als geophysikalische Methoden wurden Refraktionsseismik, Gravimetrie und Magnetotellurik eingesetzt. Die beiden erstgenannten Methoden bestimmen die wichtigen petrophysikalischen Parameter *seismische Geschwindigkeit* und *Dichte*. Die Magnetotellurik liefert den Parameter *elektrische Leitfähigkeit*. Die elektrische Leitfähigkeit ist eine wichtige Größe, da sie eng mit petrologischen und physikalischen Zuständen verknüpft ist. Aufschmelzungen zeichnen sich z.B. deutlich als 'gute Leiter' ab. Ein Vorteil der Magnetotellurik ist der große Tiefenbereich von bis zu mehreren 100 km, in dem Aussagen über die Verteilung des elektrischen Widerstandes möglich sind.

Das Ziel dieser Arbeit ist eine qualitative und vor allem quantitative Interpretation der vorliegenden Datenbasis, die in sieben Feldeinsätzen von 1982 bis 1989 für über 120 Orte in N-Chile, S-Bolivien und NW-Argentinien geschaffen wurde (Schwarz et al., 1984, 1986; Schwarz, 1987; Krüger et al., 1990). Mit Hilfe von ein- und überwiegend zweidimensionalen Modellierungen wurden für einzelne Profile und Bereiche Modelle zur Verteilung des elektrischen Widerstandes erarbeitet. Neben Ergebnissen für einzelne Profile konnte durch eine

gemeinsame Interpretation von drei zweidimensional modellierten Profilen ein alle morphologische Einheiten querender Widerstandstiefenschnitt für das gesamte Andenorogen auf der Breite von $21^{\circ}30' S$ abgeleitet werden.

Bei der Interpretation magnetotellurischer Daten tritt das Äquivalenzprinzip auf. Dies bedeutet, daß häufig für tiefere Schichten innerhalb gewisser Grenzen nur die integrierte Größe des Produktes aus Leitfähigkeit und Schichtmächtigkeit bestimmt werden kann. Eine sinnvolle Interpretation der Daten fordert somit den Vergleich mit Ergebnissen weiterer geophysikalischer Methoden und das Einbeziehen geologischer Informationen. Aus diesen Überlegungen gliedert sich die Arbeit wie folgt:

- Zu Beginn werden die geologischen, morphologischen und tektonischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet beschrieben. In diesem Abschnitt werden auch einzelne bisherige geophysikalische Ergebnisse aus den zentralen Anden vorgestellt.
- Im folgenden Kapitel wird eine Einführung in die theoretischen Grundlagen der elektromagnetischen Verfahren Magnetotellurik und erdmagnetische Tiefensondierung gegeben, und die für die Interpretation benutzten Größen werden erläutert.
- Die Feldmessungen und die Datenauswertung werden kurz in Kapitel 5 beschrieben.
- Die Übertragungsfunktionen der beiden angewendeten Verfahren werden in den Kapiteln 6 und 7 vorgestellt. Neben Einzelergebnissen bilden sie die Datenbasis für die weitere Modellierung.
- Das Kapitel 8 steht im Mittelpunkt dieser Arbeit. Es stellt die einzelnen Modellierungen zur Verteilung des elektrischen Widerstandes in der Kruste vor, die vergleichend mit Ergebnissen anderer Verfahren ausführlich diskutiert werden, um die Ursachen der beobachteten Leitfähigkeiten erklären zu können.
- Im letzten Kapitel wird ein aus mehreren Modellen abgeleiteter Widerstandstiefenschnitt für die gesamte andine Kruste auf der Breite von $21^{\circ}30' S$ vorgestellt. Die Verteilung der Leitfähigkeit wird in einer Synthese mit weiteren verfügbaren geophysikalischen Parametern interpretiert.

3. Die zentralen Anden: ein geologisch-geophysikalischer Überblick

Die Entstehung der Anden ist ein typisches Beispiel für die Gebirgsbildung an einem aktiven Kontinentalrand. Mit einer Konvergenzrate von einigen Zentimetern pro Jahr wird die ozeanische Nazca Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte subduziert. Es bildete sich ein Gebirge mit einer Länge von mehr als 7000 km, das im wesentlichen N-S streicht. Die Subduktionsart, die mit 'andiner Typus' einen eigenen Namen geprägt hat, gilt als klassisch. Das Gebirge besitzt im Inneren einen aktiven vulkanischen Bogen, der im Westen von einem bis zu 8000 m tiefen Graben und im Osten von einem durch Kompression geprägten Vorland eingerahmt wird. Nach Coira et al. (1982) kann die tektonische Entwicklungsgeschichte der Anden in den paläozoischen herzynischen Zyklus und den, ihn mit der Trias als Übergangsphase ablösenden, andinen Zyklus unterteilt werden.

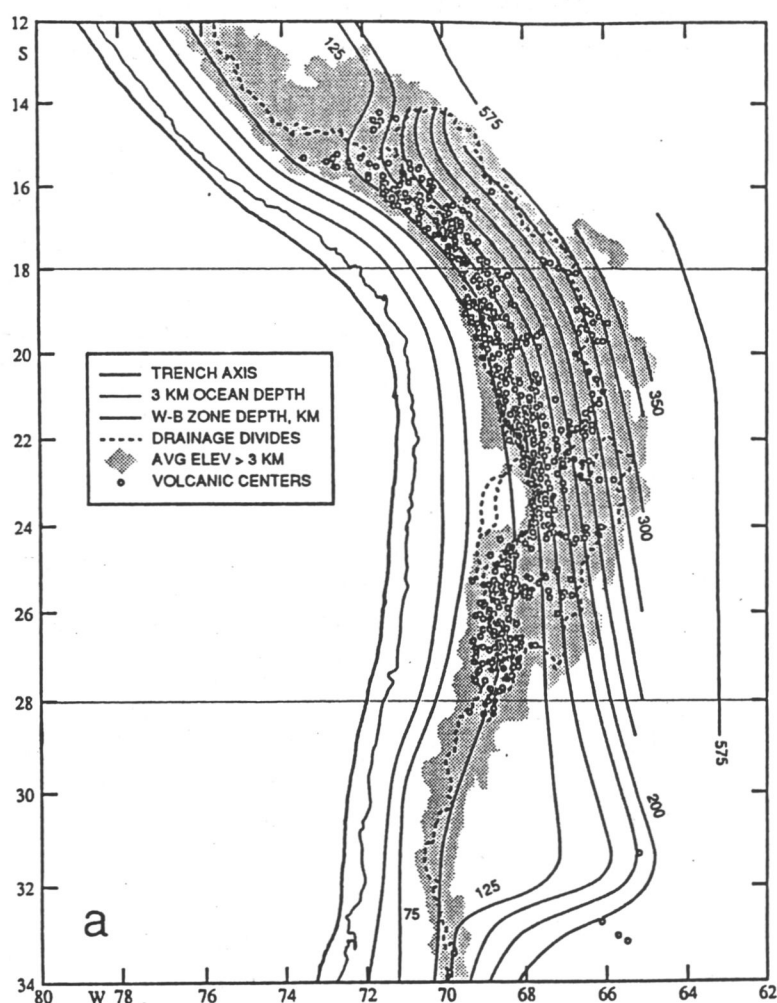


Abb. 3.1: Die Form der subduzierten Nazca Platte wird durch Isolinien beschrieben, die die Tiefenlage zur Wadati-Benioff Zone anzeigen (Isacks, 1988).

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist das Andensegment zwischen 21° und 26° S. Hier erreichen die Anden mit mehr als 700 km ihre maximale E-W-Erstreckung. Die Anden sind aus einzelnen Gebirgsketten aufgebaut, die nebeneinander liegen. Zwischen den östlichen und westlichen Gebieten existiert, bedingt durch die großen Höhen des Orogens, eine scharfe Klimasymmetrie mit extrem ariden Gebieten im Westen und einem durch subtropisches Klima gekennzeichneten Osten.

Die Nazca Platte fällt unterhalb S-Bolivians mit einem Winkel von 25° bis 30° nach Osten ein (Abb. 3.1). Der Subduktionswinkel wird nach Süden kleiner, und die Geometrie der subduzierenden Platte verändert sich derart, daß sie zeitweise eine subhorizontale Form annimmt (Cahill et al., 1992b). Zwischen den Bereichen der steil einfallenden Nazca Platte und dem Auftreten von aktivem Vulkanismus wird eine starke räumliche Korrelation beobachtet (vgl. Abb. 3.1). Mit Ausnahme der Küstenkordillere zeigen die Anden im betrachteten Segment über ihre gesamte Breite ein durch Kompressionstektonik geprägtes Verhalten (Reutter et al., 1988).

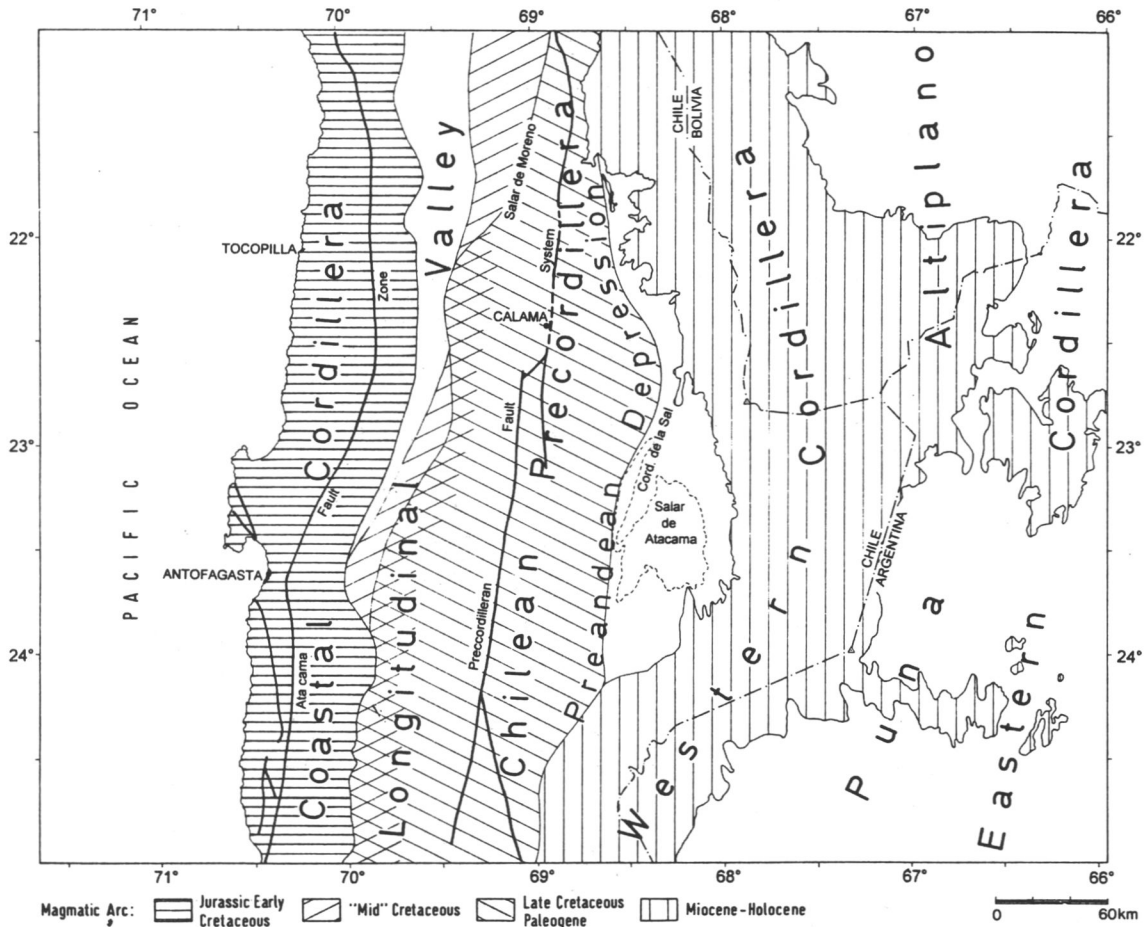


Abb. 3.2: Die Positionen der vier magmatischen Bögen, die sich während des andinen Zyklus entwickelten. Die Hauptstörungen sind ebenfalls dargestellt (Scheuber & Reutter, 1992).

Während des andinen Zyklus entwickelten sich seit dem Lias insgesamt vier magmatische Bögen. Nach Scheuber et al. (1993) wanderte der magmatische Bogen schrittweise von W nach E, und es bildeten sich vier mehr oder minder stationäre Bogensysteme aus. Die Verteilung der magmatischen Bögen im Untersuchungsgebiet ist in Abb. 3.2 dargestellt. Im Bereich der heutigen Küstenkordillere ist der aus dem Jura bis Mittelkreide stammende älteste magmatische Bogen identifiziert worden. Nach Osten im Gebiet des Längstales und der Präkordillere schließen sich die jeweils jüngeren Arcsysteme der Mittel- und der Ober-Kreide an. Der rezente magmatische Bogen mit seinem aktiven Vulkanismus beschreibt annähernd die Umrisse der Westkordillere, reicht aber auch teilweise bis in die Ostkordillere hinein. Die Wanderung der Bogensysteme von der Küstenkordillere bis in die Westkordillere ist wahrscheinlich durch die tektonische Erosion am Kontinentalrand bedingt (Scheuber & Reutter, 1992).

Den einzelnen durch Morphologie und tektonische Struktur gekennzeichneten Einheiten der Anden kommt bei der Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeit in der Kruste eine große Bedeutung zu, deshalb werden sie im folgenden kurz vorgestellt.

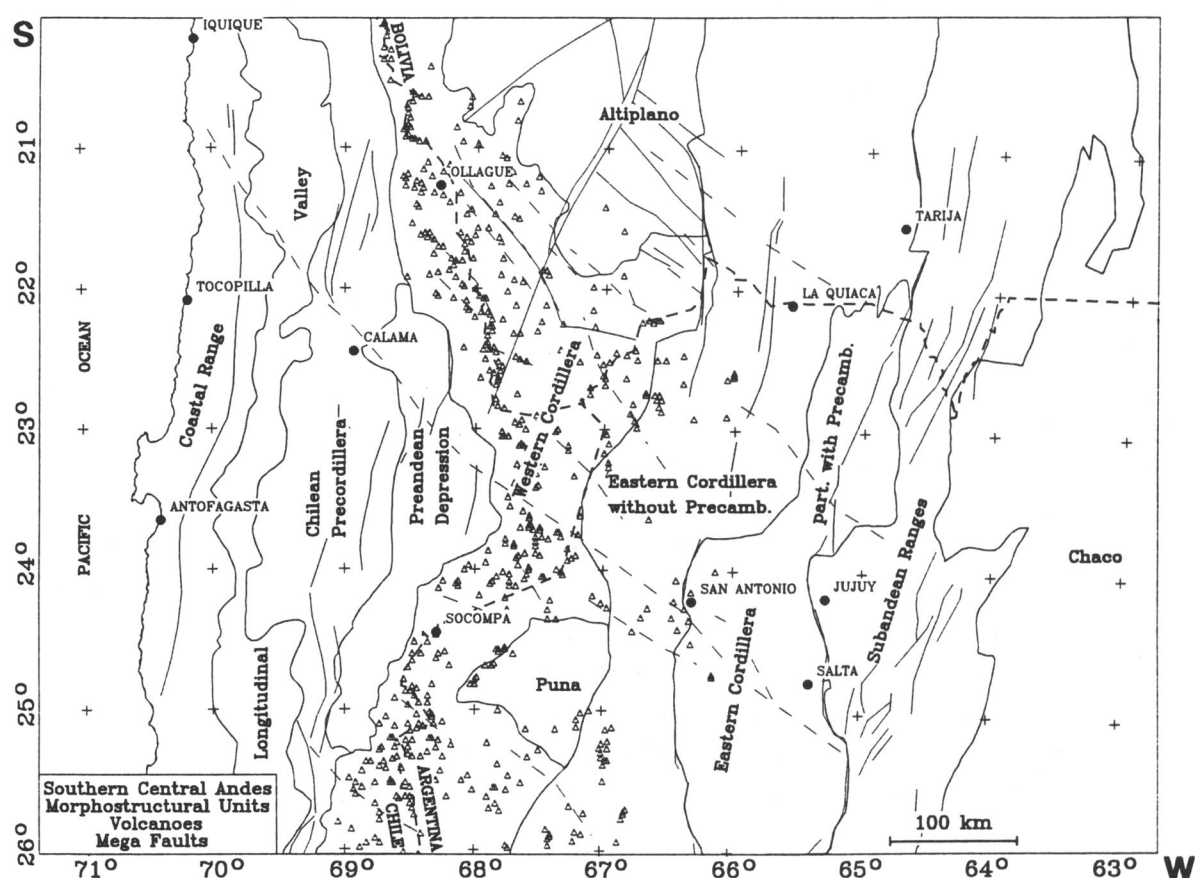


Abb. 3.3: Die morphostrukturellen Einheiten der zentralen Anden (nach Reutter et al., 1988). Vulkane und Lineamente sind ebenfalls dargestellt.

3.1 Morphologische Gliederung

Die Grenzen der morphologischen Einheiten sind vielfach nicht scharf zu ziehen. Aus diesem Grund ergeben Interpretationen von verschiedenen Autoren teilweise abweichende Grenzverläufe (z.B. Jordan et al., 1983; Bevis & Isacks, 1984; Reutter et al., 1988). Die im weiteren vorgestellte Gliederung bezieht sich auf Reutter et al. (1988) und gilt als die in dieser Arbeit verwendete Einteilung. Von W nach E liegen folgende eigenständige morphostrukturelle Einheiten vor (vgl. Abb. 3.3):

- die Küstenkordillere,
- das Längstal,
- die Chilenische Präkordillere,
- die Präandine Depression,
- die Westkordillere,
- der Altiplano und die Puna,
- die Ostkordillere,
- das Subandin,
- der Chaco.

Die Küstenkordillere

Die Küstenkordillere ist gekennzeichnet durch die Magmatite aus dem Jura und der unteren Kreide (Abb. 3.4). Sie sind Produkte des magmatischen Bogens, der seinerzeit in der Küstenkordillere lag, und erscheinen in Form von sehr mächtigen kalk-alkalinen Vulkaniten und verschiedenen großen Intrusiva in unterschiedlichen Krustentiefen (Reutter et al., 1991). Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes wird die Geologie der Küstenkordillere hauptsächlich durch die jurassischen, andesitischen Laven der La Negra Formation bestimmt, die von großen, meistens dioritischen Plutonen durchsetzt ist. Bei Antofagasta erreicht die La Negra Formation eine Mächtigkeit von mehr als 10 km (Pichowiak et al., 1990), und weiter nach Süden werden basische bis intermediäre Intrusiva und metamorphe Gesteine des Bolfin-Komplexes beobachtet, die in tiefen Krustenstockwerken gebildet wurden (Rössling, 1989). Die Vulkanite liegen auf paläozoischem Basement und teilweise auf marinen Sedimenten des Lias. Das Grundgebirge bilden präkambrische und paläozoische Amphibolit-, Phyllit- und Glimmergneisserien, die an der Küste aufgeschlossen sind (Damm et al., 1986).

Die Küstenkordillere war im Jura und in der unteren Kreide durch eine intensive Schertektonik geprägt. Seit der Trias liegt eine zum Teil heute noch aktive Bruchtektonik vor. Ausdruck dieser Bewegungen ist das Hauptstörungssystem der Küstenkordillere, das Atacama-Störungssystem. Es kann über eine Distanz von mehr als 1000 km von 20°30' S (Iquique) im Norden bis nach 29°45' S (La Serena) im Süden verfolgt werden und besteht aus mehreren N-S strei-

chenden Brüchen mit dazu senkrecht streichenden Querelementen (Scheuber & Andriessen, 1990). Scheuber et al. (1993) beschreiben in einem Schnitt der obersten Kruste bei 24°53' S die Konzentration von 'dykes' und gangförmigen Intrusiva am Atacama-Störungssystem.

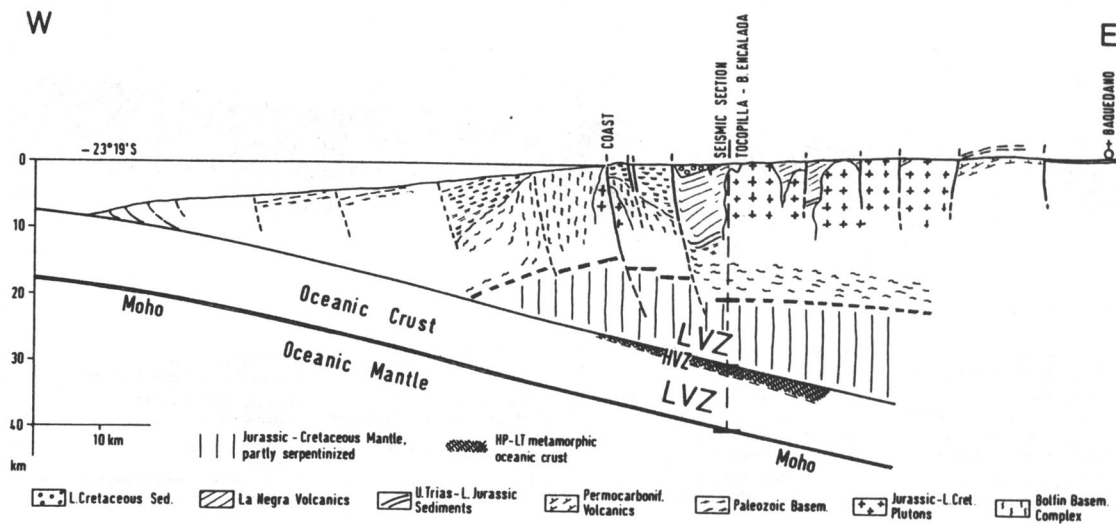


Abb. 3.4: Krustenschnitt durch die Küstenkordillere nahe der Stadt Antofagasta. Die Interpretation beruht auf geologischen und seismischen Daten (Reutter et al., 1991).

Das Längstal

Das chilenische Längstal ist eine junge tektonische Depression, die sich auf einem Untergrund bildete, der zuvor Hoch- und Abtragungsgebiet war. Es werden strukturelle N-S-Unterschiede zwischen 21° und 26° S beobachtet. Während im Nordteil des betrachteten Segmentes das Längstal eine junge Depression ist, die im wesentlichen von der Prä- und Westkordillere mit Ablagerungsschutt beliefert wird, gibt es südlich 23° S weder eine morphologische noch eine strukturelle Entsprechung. Als südliche Fortsetzung kann jedoch nach Reutter et al. (1986) eine weite, flache Senke bei 25° S angesehen werden, die hauptsächlich mit Vulkaniten des Alttertiärs gefüllt ist.

Die Chilenische Präkordillere

Die Präkordillere war durch eine erhöhte Konvergenzrate im Eozän einer starken Kompressionstektonik ausgesetzt. Eine intensive Faltung und Überschiebung charakterisiert den Gebirgszug und bewirkte eine Verkürzung bis um 25 % (Chong & Reutter, 1985). Abb. 3.5 zeigt einen geologischen Schnitt durch die Chilenische Präkordillere. Das Basement besteht aus präkambrischen bis paläozoischen Sedimenten, in denen Metamorphite und Plutone enthalten sind. Die Präkordillere ist durchzogen von parallel zum Gebirge verlaufenden Störungen, die

das Präkordilleren-Störungssystem bilden. Ähnlich dem Atacama-System in der Küstenkordillere kann das Störungssystem in der Präkordillere durch die schiefe Bewegung der Nazca Platte bezüglich der südamerikanischen Platte begründet werden (Scheuber & Reutter, 1992).

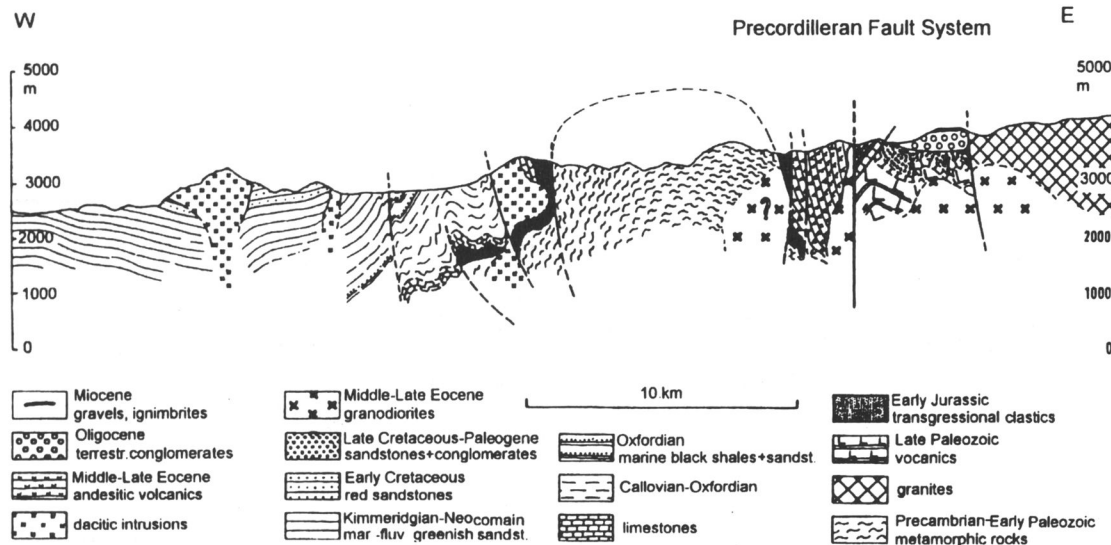


Abb. 3.5: Geologischer Schnitt durch die Chilenische Präkordillere bei 21° S (Scheuber & Reutter, 1992).

Die Präandine Depression

Im Osten schließt die morphostrukturelle Einheit Präandine Depression an. Sie ist als morphologische und tektonische Einheit nicht im gesamten Untersuchungsgebiet ausgeprägt und trennt als eine noch aktive Senkungszone zwischen 23° und 25° S die Präkordillere von der Westkordillere. Die Präandine Depression ist durch große Salare gekennzeichnet wie z.B. den Salar de Atacama und den Salar de Punta Negra. Sie ist weder gegenwärtig noch war sie in der Vergangenheit ein einheitliches Ablagerungsbecken. Es existieren vielmehr einzelne Beckenstrukturen, die strukturell voneinander getrennt sind und durch Erosion der sie abgrenzenden Erhebungen mit Sedimenten gefüllt werden (Wilkes & Görler, 1993).

Die Westkordillere

Die Westkordillere entspricht annähernd dem rezenten magmatischen Bogen. Sie ist gekennzeichnet durch den jungen Vulkanismus und seine Förderprodukte. Seit dem Untermiozän ist der Vulkanismus aktiv und baute ausgedehnte rhyolitische Ignimbritdecken und andesitische Stratovulkane auf. Nach Reutter et al. (1986) war der Untergrund der Vulkanite wenigstens im Oligozän, im Miozän und im Pliozän einer überwiegend kompressiven Tektonik ausgesetzt. Es wird diskutiert, daß sich die Vulkane entlang von Bruchzonen bildeten und daß innerhalb der

Westkordillere örtlich eine Blocktektonik herrscht (Lahsen, 1982). Störungen mit großen Versatzbeträgen werden aber nicht beobachtet (Reutter et al., 1988). Den sogenannten 'forearc' des aktiven magmatischen Bogens bilden die oben vorgestellten westlichen Einheiten zuzüglich des Schelfgebietes und des Kontinentalabhanges. Als 'backarc' bezeichnet man die östlich anschließenden Einheiten bis in das Vorland der Anden.

Der Altiplano und die Puna

Das Altiplano-Puna-Hochplateau hat eine bis zu 200 km breite E-W-Erstreckung und ist in N-S-Richtung 1500 km lang. Die mittlere Höhe des Plateaus beträgt 3650 m über NN (Isacks, 1988). In der argentinischen Puna springt der junge Vulkanismus der Westkordillere, der auch weiter nördlich auf dem Altiplano einzelne Ausläufer hat, weit nach Osten vor, engt den Altiplano ein und reicht zwischen ca. 22° und 24° S bis an die Ostkordillere heran. Der Altiplano als morphologische Einheit ist hier durch die Überdeckung der Westkordillere unterbrochen (Reutter et al., 1986). Große, unregelmäßig verteilte Mächtigkeiten von Kreide und Tertiär, die lokal bis zu 15 km erreichen, zeichnen den Altiplano aus. Sie liegen einem Untergrund auf, der im Osten den paläozoischen Gesteinen der Ostkordillere entspricht, während im Westen der präkretazische Untergrund von unterschiedlichen Einheiten gebildet wird. Der bolivianische Altiplano wurde traditionell als eine Provinz von Dehnungsbecken betrachtet, die nur zeitweise Kompression ausgesetzt war. Im Nordwesten des hier betrachteten Gebietes ist er aber durch ein NNE-SSW streichendes konvergentes Störungssystem (Khenayani-Störungssystem) deformiert und zur Ostkordillere wird der Altiplano durch westvergente Überschiebungssysteme (z.B. San Vicente-Störung) abgegrenzt, die auch die tertiäre Sedimentation wesentlich beeinflussten (Baby et al., 1990).

Die Ostkordillere

Die Ostkordillere wird überwiegend aus mächtigen paläozoischen Sedimenten aufgebaut. In ihrem Westteil werden Ausläufer des jungkänozoischen Magmatismus beobachtet. Er ist hier vor allem durch saure bis intermediäre subvulkanische Stöcke und Laven gekennzeichnet. In Bolivien treten daneben auch Plutone auf (ca. 20 Ma), die zusammen mit subvulkanischen Intrusiva an der Zinnvererzung beteiligt sind (Reutter et al., 1986). Im Ostteil der Ostkordillere werden in NW-Argentinien häufig präkambrische Gesteine angetroffen, die in Richtung S-Bolivien immer weniger in den Strukturen vertreten sind. Die Ursache hierfür ist das axiale Abtauchen der Ostkordillere von S nach N (Reutter et al., 1986). In S-Bolivien erscheinen präkambrische Gesteine nur noch südlich der Stadt Tarija im Grenzbereich zum Subandin.

An der Grenze zum Subandin verschwinden die stratigraphisch sehr alten Einheiten des unteren Paläozoikums und des Präkambriums, die aus dem Untergrund der Ostkordillere herausgefaltet und -geschuppt sind. Diese Grenze wird südlich von ca. 22° S von einer bedeutenden, seismisch aktiven Aufschiebung gebildet (Jordan et al., 1983).

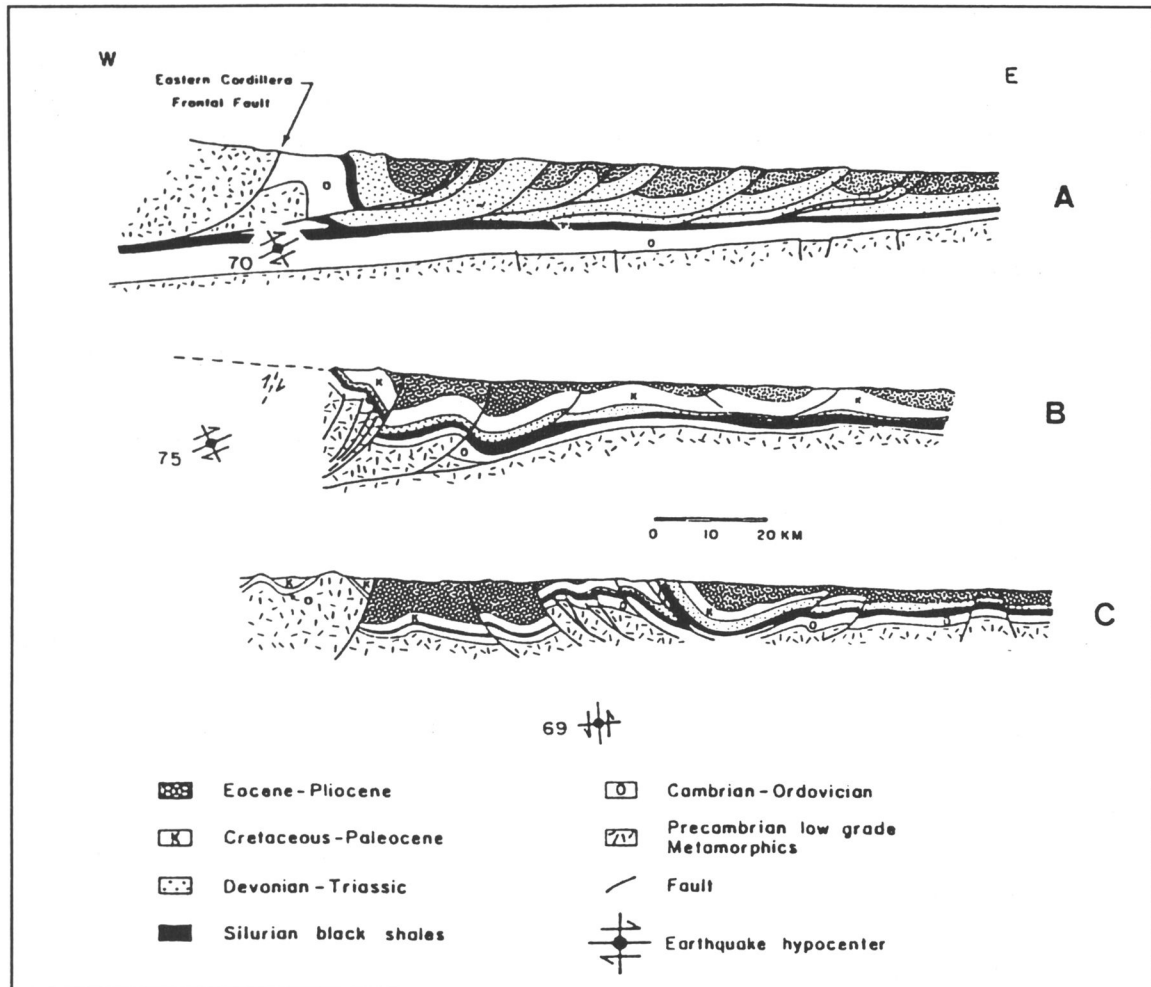


Abb. 3.6: Geologische E-W-Profile durch das Vorland der Anden in NW-Argentinien von Norden nach Süden für die Breiten: A = 22°30' S, B = 23°45' S, C = 25° S (nach Jordan et al., 1983).

Das Subandin

Das Subandin bildet den Übergangsbereich zum Vorland der Anden. Abb. 3.6 zeigt für die unterschiedlichen Breiten von 22°30' bis 25° S geologische E-W-Profile aus NW-Argentinien. Das nördlichste Profil weist das Subandin als ein typisches Beispiel eines 'fold and thrust belt' mit steil nach Westen einfallenden Aufschiebungen aus, die nach Mingramm et al. (1979) nach unten listrisch in einem flachen Abscherungshorizont münden. Mindestens 60 km Verkürzung sind in den Falten und Überschiebungen nachzuweisen. Um diesen Betrag hat sich nach Allmendinger et al. (1983) die Ostkordillere seit dem späten Miozän nach E über den Untergrund des Subandins überschoben. Gestützt auf Krustenbilanzierung für ein Profil bei ca. 21° 15' S in S-Bolivien gibt Kley (1993) eine Verkürzung des Subandins und der östlichen Ostkordillere von ca. 140 km zwischen den Städten Tarija und Villamontes an (Abb. 3.7). Die mächtigen Sedimente des Paläozoikums, des Mesozoikums und des Tertiärs nehmen von W nach E deutlich ab. Nach Süden verändert sich das Subandin und wird südlich von 24° S als

das Santa-Barbara-System bezeichnet (Allmendinger et al., 1983). Hier sind die Strukturen des Subandins weit weniger kontinuierlich als im nördlichen Teil und sind durch langwellige, asymmetrische Falten und Störungen gekennzeichnet.

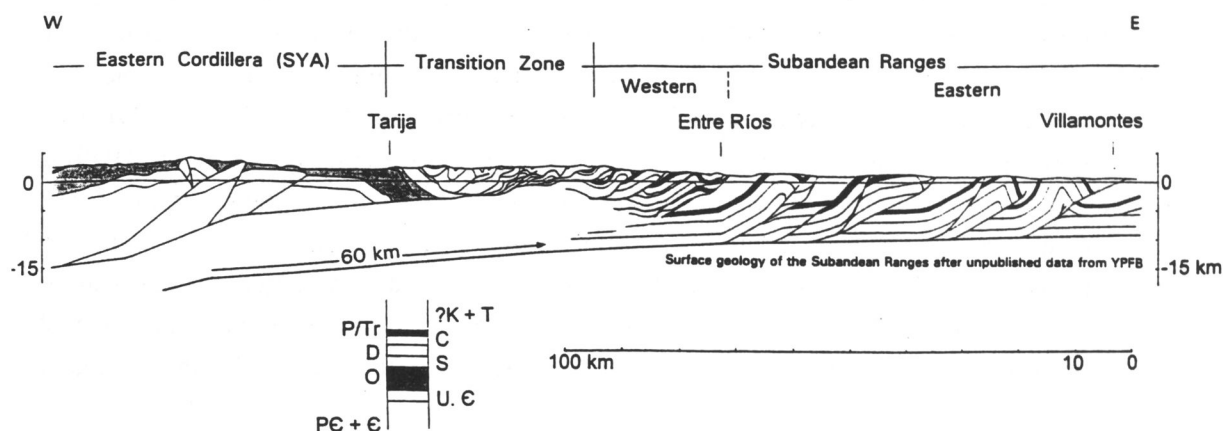


Abb. 3.7: Geologisches Profil für das Subandin in S-Bolivien (Kley, 1993).

Der Chaco

Der Chaco bildet das Vorland der Anden. Zwischen den jungen Gebirgsketten im Westen und dem alten Brasilianischen Schild im Osten erstreckt sich der Chaco als eine große Tiefebene. Er ist ein aktives Ablagerungsbecken und wird aus der Ostkordillere und dem Subandin mit kontinentalem Ablagerungsmaterial beliefert. Die stratigraphische Abfolge ist der des Subandins sehr ähnlich. Die Sedimente des oberen Tertiärs und des Pleistozäns nehmen von E nach W an Mächtigkeit zu und werden im Grenzbereich zum Subandin bis zu 5000 m mächtig. Sie liegen auf mesozoischen Sedimenten, diese auf mächtigen Serien des Paläozoikums (Reutter et al., 1988). Das präkambrische Basement fällt mit Zunahme der Sedimentmächtigkeit von E nach W in Richtung Subandin ein.

3.2 Einige geophysikalische Ergebnisse

In diesem Abschnitt werden, im Hinblick auf die Interpretation von elektromagnetischen Daten, kurz die wichtigsten Ergebnisse der beiden weiteren geophysikalischen Arbeitsgruppen Seismik und Gravimetrie aus der Forschergruppe MOBILITÄT AKTIVER KONTINENTALRÄNDER vorgestellt. Darüberhinaus werden ältere elektromagnetische Ergebnisse aus den zentralen Anden beschrieben.

Die Refraktionsseismik

Zu Beginn des Projekts wurde in den Jahren 1982 und 1984 unter Ausnutzung der Sprengungen in der Kupfermine Chuquicamata, dem größten Kupfertagebau der Welt, fächerförmig vier refraktionsseismische Profile in N-Chile und S-Bolivien vermessen (Wigger, 1986). In den Jahren 1987 und 1989 fanden weitere Meßkampagnen statt, und es entstand ein Netz von hauptsächlich gegengeschossenen refraktionsseismischen Profilen in N-Chile, S-Bolivien und NW-Argentinien (z.B. Wigger, 1988). Einzelne Profile sind im Detail bei Heinsohn (1990) für die Küstenkordillere und bei Baldzuhn (1993) für das Subandin beschrieben. Schmitz (1993) und Wigger et al. (1993) stellen die Profile geschlossen dar und leiten aus ein- und zweidimensionalen Modellierungen die Krustenstruktur für die gesamten Anden von der Küstenkordillere bis in das Vorland ab. Starke Variationen der Krustenstruktur werden sowohl in W-E- als auch N-S-Richtung beobachtet. Es lassen sich drei krustale Blöcke unterscheiden.

Der 'forearc' (Küsten- bis Präkordillere) bildet den westlichsten Block. Seine Mächtigkeit nimmt von 40 km an der Küste auf 70 km unterhalb der Präkordillere zu. Eine Diskontinuität im Westen in 20 km und im Osten in 35 km Tiefe wird als die Basis der Jurassischen Kruste interpretiert. Unterhalb der Küstenkordillere wird in 40 km Tiefe die Kruste-Mantelgrenze (Moho) angetroffen. Der darüberliegende Bereich in Tiefen zwischen 20-30 km (westlich) bis 35-70 km (östlich) ist charakterisiert durch einen häufigen Wechsel von Materialien mit hohen und niedrigen seismischen Geschwindigkeiten und wird als eine Mischung aus kontinentaler Kruste und Mantelmaterial interpretiert. Die beobachteten Durchschnittsgeschwindigkeiten sind sehr hoch, so daß sich der 'forearc' rheologisch als rigide Zone darstellt.

Der Untergrund der Westkordillere und des westlichen Altiplano ist vertikal stark strukturiert, und die Krustenmächtigkeit liegt bei ca. 70 km. Die Dämpfung der seismischen Wellen ist im Untergrund sehr hoch, und auf nur einem Profil (Baldzuhn, 1993) werden signifikante Einsätze beobachtet, die durch die Moho hervorgerufen werden. Aus den stark erniedrigten Geschwindigkeiten läßt sich eine duktile Kruste ableiten.

Der 'backarc' bildet den dritten Block. Er ist durch ein rigides Verhalten geprägt. Hier überschiebt kontinentale Kruste das Vorland der Anden. Die Moho liegt am Ostrand des Altiplano in etwa 70 km Tiefe und steigt auf 40 km unterhalb des Subandin. In der Ostkordillere sind Zonen der Oberkruste mit hoher Geschwindigkeit und darunterliegende Niedriggeschwindigkeitszonen ein wichtiges Merkmal der Krustenstruktur.

Die Gravimetrie

Die Arbeitsgruppe Gravimetrie verfügt mit mehr als 4500 Meßpunkten aus allen morphologischen Einheiten des untersuchten Andensegments über einen beachtlichen Datensatz. Es war

möglich, eine detaillierte Karte des Bougwerschwerfeldes und des Residualfeldes zu erstellen (Götze et al., 1988, 1993; Strunk 1990).

Die Bougwerschwere zeigt als Hauptmerkmal einen regionalen steilen Abfall der Schwerewerte von der Küste nach Osten. Die Schwere erreicht mit Werten von -450 mGal eine große negative Bougueranomalie im Gebiet des magmatischen Bogens und steigt in Richtung Vorland wieder an. Sie wird im wesentlichen durch die Krustenmächtigkeit des Orogens hervorgerufen.

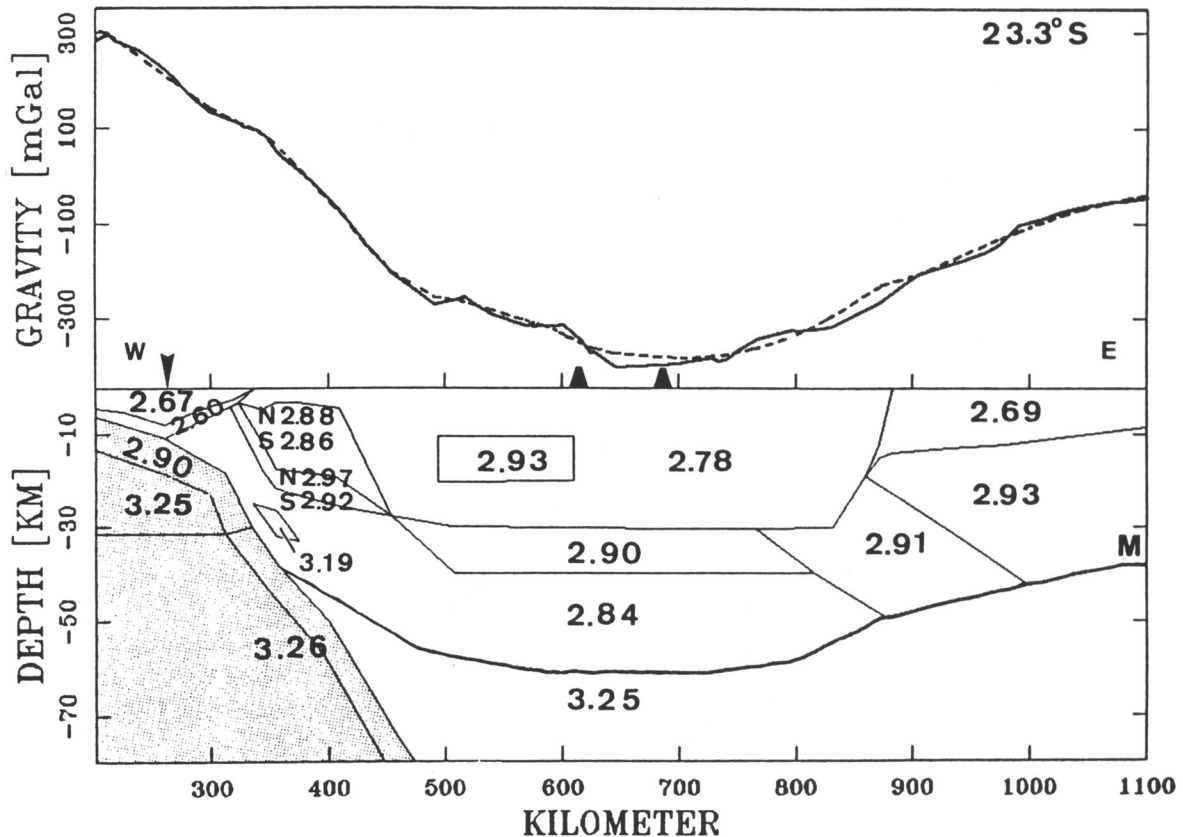


Abb. 3.8: Schnitt eines dreidimensionalen Dichtemodells (Strunk, 1990). Die durchgezogene Linie zeigt die gemessene Bougwerschwere und die gestrichelte die modellierte.

Die Karte des isostatischen Residualfeldes beschreibt die lokalen Anomalien in der Kruste und weist positive und negative Schwerewerte auf. Gestützt auf 2D- und 3D-Modellierungen konnten quantitative und qualitative Interpretationen durchgeführt werden (Götze et al., 1988, 1990, 1993; M. Delleske, 1989; B. Delleske, 1990; Strunk, 1990). Ein W-E-Modell für die gesamte andine Kruste ist in Abb. 3.8 dargestellt. Es wurde mit Hilfe von dreidimensionaler Vorwärtsmodellierung unter Berücksichtigung weiterer geowissenschaftlicher Informationen erstellt. Es zeigt im Westen die ozeanische Kruste mit relativ hohen Dichten. Im zentralen Bereich werden mittlere Krustendichten angetroffen, und im Vorland nimmt die Dichte wieder zu. In einer Reihe von lokalen gravimetrischen Minima zeigt sich in den Schweredaten die Westkordillere mit ihrem rezenten Vulkanismus.

Die Magnetotellurik

Erste magnetische Untersuchungen wurden in den zentralen Anden 1963 vom Carnegie Institut Washington in Zusammenarbeit mit geophysikalischen Instituten aus Peru und Bolivien durchgeführt (Schmucker et al., 1964). Schmucker et al. entdeckten eine große Leitfähigkeitsanomalie in der Kruste, die von N-Peru bis Zentral-Bolivien in Streichrichtung der Ostkordillere liegt. Die Breite der Anomalie beträgt in W-E-Richtung 400 km und liegt unterhalb der Kordillere in 20 km Tiefe (Schmucker, 1973). In den folgenden Jahren verlagerte sich das Untersuchungsgebiet nach Süden, und 1972 wurden Untersuchungen in Chile und Argentinien durchgeführt. Aus magnetischen Übertragungsfunktionen an fünf Meßpunkten auf der Breite von ca. 22° S leiteten Aldrich et al. (1975) qualitativ für ein ca. 400 km langen W-E Profil in N-Chile und S-Bolivien eine große Leitfähigkeitsanomalie mit Hochlagen unterhalb der Westkordillere und des Altiplano ab.

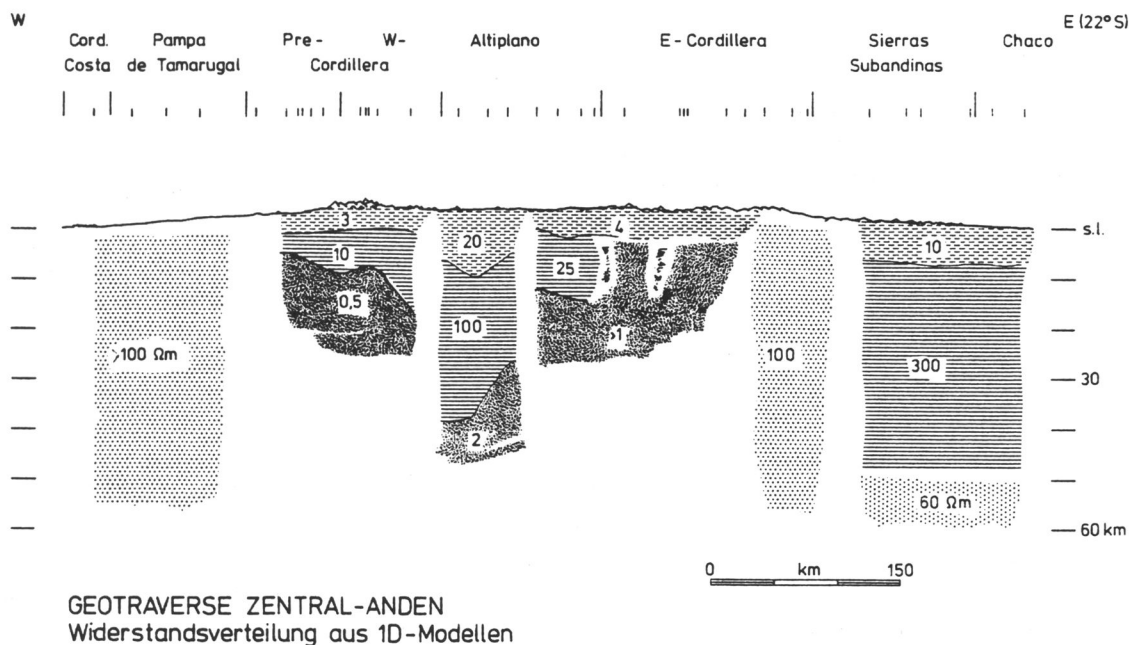


Abb. 3.9: Eine aus 1D-Modellen abgeleitete Widerstandstiefenverteilung unterhalb der zentralen Anden (Schwarz et al., 1986).

Innerhalb es Projekts MOBILITÄT AKTIVER KONTINENTALRÄNDER wurden magnetotellurische Messungen und Tiefensondierungen im Andensegment zwischen 21 und 25° S durchgeführt. Eine Übersicht der Ergebnisse ist von Schwarz et al. (1993) beschrieben. Bereits 1984 wurde von Schwarz et al. ein Pseudo-2D-Widerstandstiefenschnitt für ein SW-NE-Profil in N-Chile und S-Bolivien aus eindimensionalen Modellen abgeleitet. Das Modell zeigt einen extrem guten Leiter unter der Westkordillere in ca. 10 km Tiefe und einen weiteren unterhalb des Altiplano in der unteren Kruste, der zur Ostkordillere hin aufsteigt. Eine Widerstandsverteilung für die gesamte andine Kruste wurde, basierend auf Messungen in N-Chile und S-Bolivien, von

Schwarz et al. (1986) vorgestellt (Abb. 3.9). Der aus 1D-Modellen abgeleitete Schnitt zeigt als wichtigste Ergebnisse Anomalien der elektrischen Leitfähigkeit unter der Prä- und Westkordillere in Tiefen größer 8 - 10 km, unter dem Altiplano in etwa 40 km Tiefe und in der Ostkordillere in der oberen Kruste. Unterhalb der Küstenkordillere wurde ein Widerstand $> 100 \Omega\text{m}$ abgeleitet, und der östliche Teil der Ostkordillere wurde mit $100 \Omega\text{m}$ modelliert. Im Vorland der Anden wird eine gut leitende Bedeckung gezeigt, die einem Basement mit mittlerem Widerstand ($300 \Omega\text{m}$) aufliegt. In Tiefen größer 50 km wird eine besser leitende Schicht ($60 \Omega\text{m}$) beobachtet. Von Krüger et al. (1990) wurden für die Kruste in NW-Argentinien Pseudo-2D-Schnitte beschrieben, und erste zweidimensionale Modellierungen wurden von Krüger (1992) vorgestellt.

4. Allgemeine Grundlagen

Die Magnetotellurik (kurz: MT) und die Erdmagnetische Tiefensondierung (kurz: GDS) sind passive elektromagnetische Verfahren, die auf der Messung der natürlichen Variationen des Magnetfeldes der Erde beruhen. Pulsationen und Variationen in den Stromsystemen der Ionosphäre, mit Perioden von Sekundenbruchteilen bis zu einigen Stunden, sind die Quellen dieser Methoden.

Obwohl das Verfahren der Magnetotellurik erst 40 Jahre angewandt wird und die Erdmagnetischen Tiefensondierung sogar noch jünger ist, gibt es mittlerweile eine Reihe guter Lehrbücher wie z.B. die von Rokityansky (1982) oder Bender (1985), die die Methoden ausführlich beschreiben. Aus diesem Grund beschränkt sich die Darstellung der theoretischen Grundlagen im folgenden ausschließlich auf die Erläuterung von Begriffen und Zusammenhängen, die zum Verständnis der weiteren Kapitel benötigt werden.

4.1 Die Methode der Magnetotellurik

Durch Induktionswirkung der Stromsysteme aus der Ionosphäre werden in den leitfähigen Schichten des Untergrundes Wirbelströme erzeugt, die ebenfalls ein Magnetfeld besitzen. An der Erdoberfläche wird die Summe der beiden Magnetfeldanteile aus der hohen Atmosphäre und aus dem Untergrund beobachtet, die wiederum mit einem variablen elektrischen Feld verknüpft sind. Auf den Amplituden- und Phasenbeziehungen zwischen den an der Erdoberfläche meßbaren Variationen der Horizontalkomponenten des magnetischen und des elektrischen Feldes begründet sich die von Cagniard (1953) eingeführte Magnetotellurik. Die Beziehung zwischen den Horizontalkomponenten des elektrischen Feldes und des Magnetfeldes führte zur Definition von Übertragungsfunktionen, die unter gewissen Voraussetzungen, wie z.B. die der Quasihomogenität des äußeren Feldes, eine nur von der Frequenz des induzierenden Feldes abhängende Verteilung des elektrischen Widerstandes in der Tiefe liefern.

An einem beliebigen Ort existiert im Frequenzbereich zwischen den zeitlichen Variationen der Horizontalkomponenten des Magnetfeldes und des elektrischen Feldes folgende lineare Beziehung (Cantwell, 1960):

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (1)$$

mit: \vec{E} = elektrische Feldstärke (mV/km); \vec{B} = magnetische Flußdichte (nT); \mathbf{Z} = Übertragungsfunktion (mV/km/nT) und ω = Kreisfrequenz (1/s). Zugrunde gelegt ist ein kartesisches, 'rechte Hand'-Koordinatensystem mit x positiv nach Norden, y positiv nach Osten und z positiv mit der Tiefe. Die Frequenzabhängigkeit wird im weiteren nicht mehr explizit ausgedrückt.

Die komplexe, orts- und frequenzabhängige Übertragungsfunktion \mathbf{Z} wird in der MT als Impedanztensor $\{\mathbf{Z}\} = (\Omega)$ mit $\mathbf{Z} = \mu_0 \cdot \mathbf{E}/\mathbf{B}$ bezeichnet und enthält die gesamte Information über die Verteilung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe.

Im eindimensionalen Fall, einer nur tiefenabhängigen Widerstandsverteilung $\rho = \rho(z)$, stellt sich der Impedanztensor in seiner einfachsten Form dar. Die Tensorelemente der Hauptdiagonalen sind Null, und die Elemente der Nebendiagonalen werden entgegengesetzt gleich ($Z_{xy} = -Z_{yx}$). Bei einer zweidimensionalen, von der Tiefe z und einer Raumrichtung abhängenden Struktur, bleiben die Hauptdiagonalelemente Null und die Nebendiagonalelemente nehmen unterschiedliche Werte an. Für den allgemeinen Fall einer beliebigen dreidimensionalen Widerstandsverteilung $\rho = \rho(x,y,z)$ ist jedes Element des Tensors von Null verschieden.

Um physikalisch besser vorstellbare Größen zu erhalten, wird aus dem Betrag der Tensorelemente von \mathbf{Z} ein scheinbarer spezifischer Widerstand ρ_s (Ωm), bzw. die spezifische elektrische Leitfähigkeit $\sigma_s = \rho_s^{-1}$ (S/m) als Funktion der Periode $T \{=2\pi\omega^{-1} \text{ (s)}\}$ mit

$$\rho_{s \ i j}(T) = \frac{\mu_0}{2\pi} T |Z_{i j}|^2, \quad i = x,y; \quad j = x,y \quad (2)$$

definiert, und aus dem Argument von \mathbf{Z} die zugehörige Phase φ .

$$\varphi = \arg(Z_{i j}) \quad (3)$$

Der scheinbare spezifische Widerstand ρ_s eines geschichteten Halbraumes ist gleich dem wahren spezifischen Widerstand eines äquivalenten homogenen, isotropen Halbraumes mit der gleichen Impedanz. Der Winkel φ beschreibt die Phasendifferenz zwischen dem elektrischen und magnetischen Feld. Im eindimensionalen Fall beträgt die Phase an Extremstellen der Widerstandskurve, logarithmisch gegen die Periode aufgetragen, ungefähr 45° . Steigt der Widerstand mit wachsender Periode, so ist $\varphi_s < 45^\circ$; analog ist $\varphi_s > 45^\circ$ für mit der Periode fallende Widerstände (Weidelt, 1972).

Die Periode T und der spezifische Widerstand bestimmen die Skintiefe, die elektromagnetische Schwerpunktstiefe des induzierten Stromsystems. Für einen homogenen Untergrund ergibt sich die Skintiefe p nach folgender Beziehung in Kilometern:

$$p \approx 0.5 \sqrt{\rho T} \quad (4)$$

Zweidimensionale (2D-) Strukturen sind in der Natur sehr häufig anzutreffen, wie z.B. großräumig streichende oder auskeilende Formationen. Bei Geländemessungen stimmt aber die Ausrichtung der Meßachsen und die Streichrichtung häufig nicht überein, auch wenn zweidimensionale Strukturen im Untergrund vorhanden sind. In solchen Fällen kann der Impedanztensor durch Drehung im Nachhinein in eine Form gebracht werden, bei der die Hauptdiagonalelemente nahezu Null werden:

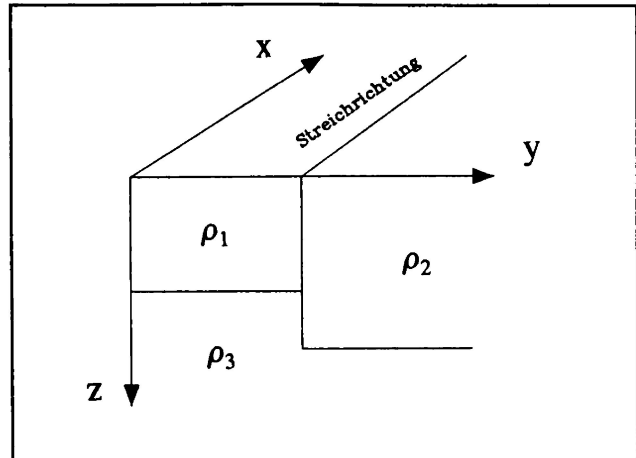


Abb. 4.1: Beispiel einer zweidimensionalen Widerstandstiefenverteilung; hier: $\rho = \rho(y,z)$.

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \Rightarrow \text{Drehung} \Rightarrow \begin{pmatrix} \sim 0 & Z'_1 \\ Z'_\perp & \sim 0 \end{pmatrix} \quad (5)$$

(gestrichene Größen bezeichnen den Impedanztensor im Koordinatensystem nach der Drehung)

Gedreht wird der Tensor nach Swift (1967) um den Winkel α_{Swift} mit

$$\alpha_{\text{Swift}} = \frac{1}{4} \arctan \left(\frac{2 \operatorname{Re}[(Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \right) \quad (6)$$

bis folgende Bedingung erfüllt ist (Symbol \star für konjugiert komplexe Größe):

$$\begin{aligned} & |Z'_{xx}|^2 + |Z'_{yy}|^2 = \text{minimal} \\ \text{bzw.} & \\ & |Z'_{xy}|^2 + |Z'_{yx}|^2 = \text{maximal} \end{aligned}$$

Ist ein Koordinatensystem in Streichrichtung der Leitfähigkeitsverteilung gefunden, so ist durch den Winkel α_{Swift} die Richtung der elektrischen Vorzugsrichtung bzw. die Senkrechte dazu ausgezeichnet. Für die Nebendiagonalelemente Z'_1 und Z'_\perp ergeben sich zwei getrennte Polarisationen. Das Tensorelement, in das das elektrische Feld in Streichrichtung der Widerstandsverteilung eingegangen ist, wird als die E-Polarisation bezeichnet, während das Element Z'_\perp , in welches das magnetische Feld in Streichrichtung eingegangen ist, als die B-Polarisation definiert wird.

Nur im idealen 2D-Fall werden die Hauptachsenelemente nach der Drehung exakt Null. In den meisten Fällen liegt nach Ausführung der Drehung ein Tensor vor, bei dem die Elemente der

Nebendiagonale viel größer sind als die der Hauptachse. Eine Entscheidungshilfe, ob eine 2D-Auswertung als Näherung noch gültig sein kann, liefert die drehinvariante 'Skewness'. Es gibt verschiedene Definitionen der 'Skewness' (z.B. Bahr, 1988), die unterschiedliche Vorteile aufweisen. Die in dieser Arbeit verwendete 'Skewness S' bezieht sich auf die Definition nach Swift (1967):

$$S_{\text{Swift}} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (7)$$

Die 'Skewness' ist ein Maß für die Dimensionalität des Untergrunds. Bei Ein- und Zweidimensionalität ist sie gleich Null. Ist sie größer Null, liegen dreidimensionale Strukturen im Untergrund vor. Aus Erfahrungswerten (z.B. Swift, 1967) konnte aber gezeigt werden, daß häufig eine 2D-Auswertung als Näherung gültig sein kann, sofern die 'Skewness' bestimmte Werte nicht übersteigt. Die Angaben schwanken aber stark von Autor zu Autor. Während nach Swift (1967) z.B. der Untergrund nur dann mit genügender Genauigkeit als zweidimensional angesehen werden kann, wenn die 'Skewness' kleiner 0.3 ist, gibt Scheelke (1972) den Grenzwert mit 'Skewness' < 0.6 an.

Zur Unterscheidung des 1D- vom 2D-Fall kann der richtungsabhängige Anisotropiekoeffizient A berechnet werden, der aus den Tensorelementen Z_{\parallel} und Z_{\perp} abgeleitet wird. Nur für eine eindimensionale Struktur wird A gleich Eins.

$$A(\alpha) = \frac{|Z(\alpha)_{\parallel}|}{|Z(\alpha)_{\perp}|} \quad (8)$$

Betrachtet man die Widerstände entlang eines Profils senkrecht zum Streichen, so zeigen die zur E-Polarisation gehörenden Werte an lateralen Grenzflächen ein stetiges Verhalten, während der Verlauf des Widerstandes der B-Polarisation, bedingt durch die Unstetigkeit des elektrischen Feldes an senkrechten Leitfähigkeitsgrenzen, ein sprunghaftes Verhalten aufweist. Dieses Verhalten liefert einen Hinweis zur Identifikation der E- bzw. B-Polarisation bei den Meßdaten.

Bei der Modellierung von Profilen ist die Kenntnis von Streichrichtung und Dimensionalität eine wichtige Voraussetzung. Aus diesem Grund sei noch auf zwei weitere Verfahren hingewiesen, die diesbezügliche Abschätzungen ermöglichen.

Die 'Methode der minimalen und maximalen Kohärenz' zwischen den horizontalen Feldkomponenten (Haak, 1972) gibt Auskunft über Streichrichtung und Dimensionalität. Während bei der Methode nach Swift die Bestimmung der Streichrichtung aus dem Verhältnis E/B erfolgt, geht bei der Methode der minimalen Kohärenz nur das elektrische Feld ein. In einem Koordinatensystem, das mit der Streichrichtung übereinstimmt, sollte die Kohärenz zwischen den Komponenten E_{\parallel} und E_{\perp} minimal sein. Rotiert man ein Koordinatensystem, bis diese

Bedingung erfüllt ist, werden durch den Rotationswinkel sowohl die Streichrichtung als auch die Senkrechte dazu ausgezeichnet. Ob wirklich zweidimensionale Verhältnisse vorliegen, kann mit der Methode der maximalen Kohärenz überprüft werden. Ist ein Koordinatensystem mit der Methode der minimalen Kohärenz gefunden, rotiert man gegenüber diesem System das Magnetfeld solange, bis die Kohärenz der aufeinander bezogenen Komponenten des elektrischen und magnetischen Feldes maximal wird. Bei einer exakt zweidimensionalen Struktur sind die Koordinatensysteme identisch, der Winkel der aufeinander bezogenen Größen beträgt 90° . Die Schiefwinkeligkeit der Systeme zueinander beschreibt qualitativ die Dimensionalität.

Im allgemeinen ist die Polarisationsrichtung des Magnetfeldes über den gesamten Winkelbereich verteilt und eine Voraussetzung für die oben beschriebene Methode. Die Polarisationsrichtung des elektrischen Feldes ist hingegen über die Perioden häufig stabil. Beobachtet man zeitgleiche Variationen der E-Feldkomponenten, so werden Polarisationsellipsen beschrieben, die Informationen über die Richtung der Anregung und über die elektrische Struktur enthalten. Der Winkel der größten Intensität gibt die elektrische Vorzugsrichtung an. Sie wird primär durch oberflächennahe Strukturen bestimmt. Im Eindimensionalen ist der Winkel unbestimmt und hängt jeweils nur von der Richtung des anregenden Feldes ab. In einer rein zweidimensionalen Struktur liegt die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes im schlechten Leiter senkrecht und im guten Leiter parallel zur Leitfähigkeitsgrenze (Haak, 1972).

4.2 Die Methode der Erdmagnetischen Tiefensondierung

Die Erdmagnetische Tiefensondierung (kurz: GDS) ist ein Verfahren, das die Magnetotellurik ergänzt. Mit ihr lassen sich vor allem laterale Leitfähigkeitsänderungen aufzeigen. Die Methode betrachtet allein die Übertragungsfunktion zwischen den magnetischen Komponenten.

Unter der Bedingung, daß mehrere zeitgleiche Registrierungen zur Verfügung stehen, kann man als eine Definition der GDS die Übertragungsfunktion (= Perturbationstensor) zwischen dem anomalen magnetischen Variationsfeld an einer Station und dem Magnetfeld einer Normalstation betrachten (Schmucker, 1970). Die Normalstation ist dadurch ausgezeichnet, daß sie außerhalb der lateralen Leitfähigkeitsänderungen liegt. Der anomale Anteil des Variationsfeldes ergibt sich aus der Differenz von dem an einer Station registrierten Magnetfeld und dem Variationsfeld der Normalstation.

Liegen keine zeitgleichen Registrierungen vor, so kann als eine weitere rein magnetische Beziehung mit

$$B_z = a B_x + b B_y \quad (9)$$

die Übertragungsfunktion zwischen der vertikalen Magnetfeldvariation und ihrer Horizontalkomponenten benutzt werden (Wiese, 1962; Schmucker, 1970). Nach der Definition von

Schmucker sind die Werte für a und b komplex und werden wie die Elemente des Impedanz-tensors durch Ausgleichsrechnung bestimmt. Im Eindimensionalen sind a und b Null, im Zweidimensionalen ist nur die zur E-Polarisation korrespondierende Übertragungsfunktion a oder b von Null verschieden. Eine anschauliche Größe zur Darstellung der lateralen Leitfähigkeitsverteilung in einem Meßgebiet ist der Induktionspfeil. Nach Schmucker (1970) kann er aus den Registrierungen an einer Station berechnet werden. Aus den Real- und Imaginärteilen von a und b wird der komplexe Induktionspfeil (Real- und Imaginär-Pfeil) definiert:

Realpfeil:

$$\begin{aligned} \text{Länge: } L_r &= \sqrt{a_r + b_r} \\ \text{Richtung: } \alpha &= \arctan \frac{b_r}{a_r} \end{aligned} \quad (10)$$

Imaginärpfeil:

$$\begin{aligned} \text{Länge: } L_i &= \sqrt{a_i + b_i} \\ \text{Richtung: } \alpha &= \arctan \frac{b_i}{a_i} \end{aligned} \quad (11)$$

Für einen festen Ort ist er nur von der Periode abhängig. Der Realpfeil weist definitionsgemäß vom guten Leiter fort und erreicht seinen größten Betrag beim stärksten lateralen Leitfähigkeitsgradienten.

4.3 Spezielle Betrachtungen für das Untersuchungsgebiet

Die Topographie im untersuchten Andensegment ist extrem. Abb. 4.2 zeigt die Topographie der Anden für ein W-E-Profil auf ca. 22° S. Durch die Subduktion und die geringe Erosion in den Pazifik existiert ca. 100 km vor der Küste ein Graben mit ca. 8000 m Tiefe. Auf dem Festland werden bereits in der Küstenkordillere mit einem steilen Anstieg Höhen größer 2000 m erreicht, und mit weiteren steilen Anstiegen nach Osten werden in der Hochkordillere oft Höhen von 5000 m überschritten. Im zentralen Bereich des Orogens liegt ein Hochplateau, und der Abstieg zum Vorland vollzieht sich wieder stufig. Trotz der extremen Höhen wirkt das Relief der Anden im Untersuchungsgebiet eher gemäßigt.

Bedingt durch die große Tiefe des Pazifik wird bei den elektromagnetischen Registrierungen der Küsteneffekt beobachtet. Ebenso muß die Topographie bei der Interpretation der Daten berücksichtigt werden. Aus diesem Grund werden diese Aspekte im folgenden diskutiert.

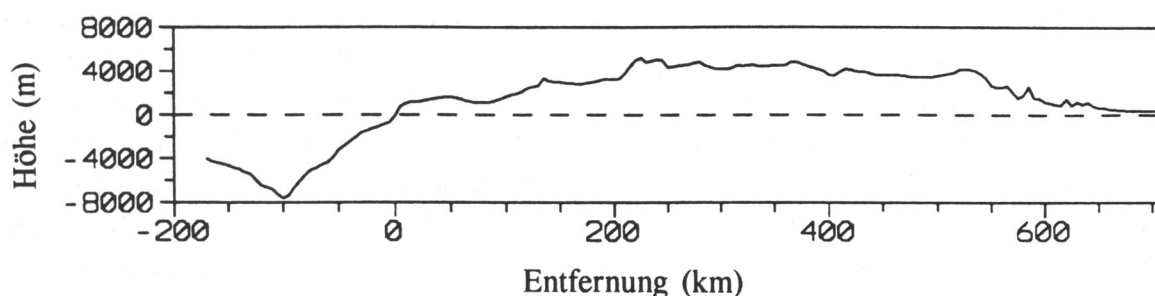


Abb. 4.2: Topographie der Anden auf der Breite von 22° S, 10fach überhöht (nach Isacks, 1988).

4.3.1 Der Küsteneffekt

Infolge der wesentlich besseren elektrischen Leitfähigkeit des Meerwassers gegenüber dem Land konzentrieren sich beim Induktionsvorgang die Stromlinien im Meer, was ein anomales geomagnetisches Variationsfeld entstehen läßt. Dieses ist als Küsteneffekt bekannt und von einigen Autoren (z.B. Fischer & Schnegg, 1978, Fischer & Weaver, 1986, Dosso & Meng, 1992) diskutiert worden. Theoretische Untersuchungen von Fischer & Schnegg (1978) ergaben, daß auf dem Land das elektrische Feld in Richtung Ozean kontinuierlich abnimmt und an der Küste Null wird. Die Horizontalkomponente des Magnetfeldes nimmt stark zu, bleibt aber entgegen der Vertikalkomponente an der Küste endlich.

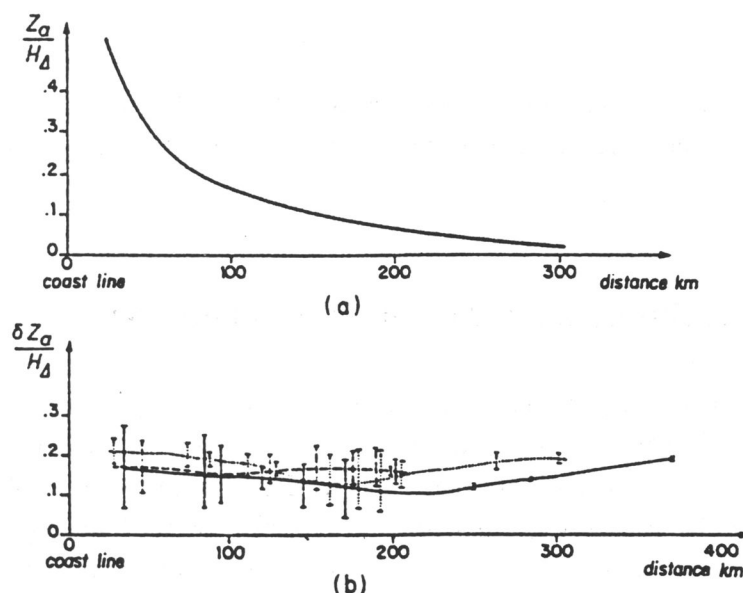


Abb. 4.3: Induktionspfeile für eine Profil senkrecht zur Küste: (a) Theoretische Beträge. (b) Differenzen zwischen beobachteten und theoretischen Werten für Australien, Kalifornien und Japan (Menvielle et al., 1982).

Menvielle et al. (1982) untersuchten den Küsteneffekt numerisch an einem Modell, bei dem der Ozean durch eine 'dünne Schicht' mit nahezu unendlicher Leitfähigkeit über einem Halbraum approximiert wurde. Sie bestimmten den Betrag des anomalen Feldes an der Oberfläche und

zeigten, daß der Küsteneffekt weit bis auf das Festland zu beobachten ist. In Abb. 4.3 sind die theoretischen Induktionspfeile dargestellt und werden mit beobachteten Induktionspfeilen für Australien, Kalifornien und Japan verglichen. Bei der Untersuchung des Küsteneffekts werden meistens theoretische Aspekte betrachtet: Z.B. untersuchten Fischer & Weaver (1986) mit der gleichen Modellapproximation den Effekt, um die Mächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre gegenüber der kontinentalen an einem passiven Kontinentalrand abzuschätzen. Eine analytische Berücksichtigung des Küsteneffektes an real gemessenen Daten ist schwierig und nur in Einzelfällen möglich, da häufig physikalische Systeme betrachtet werden müssen, die in Wechselwirkung stehen. Dosso & Meng (1992) beschreiben, wie mit 2D-Modellen unter bestimmten Voraussetzungen der Küsteneffekt in den Induktionspfeilen durch einfache Vektorsubtraktion eliminiert werden kann. Bei der Anwendung des Verfahrens auf Meßdaten benötigen die Autoren aber 3D-Analogmodelle.

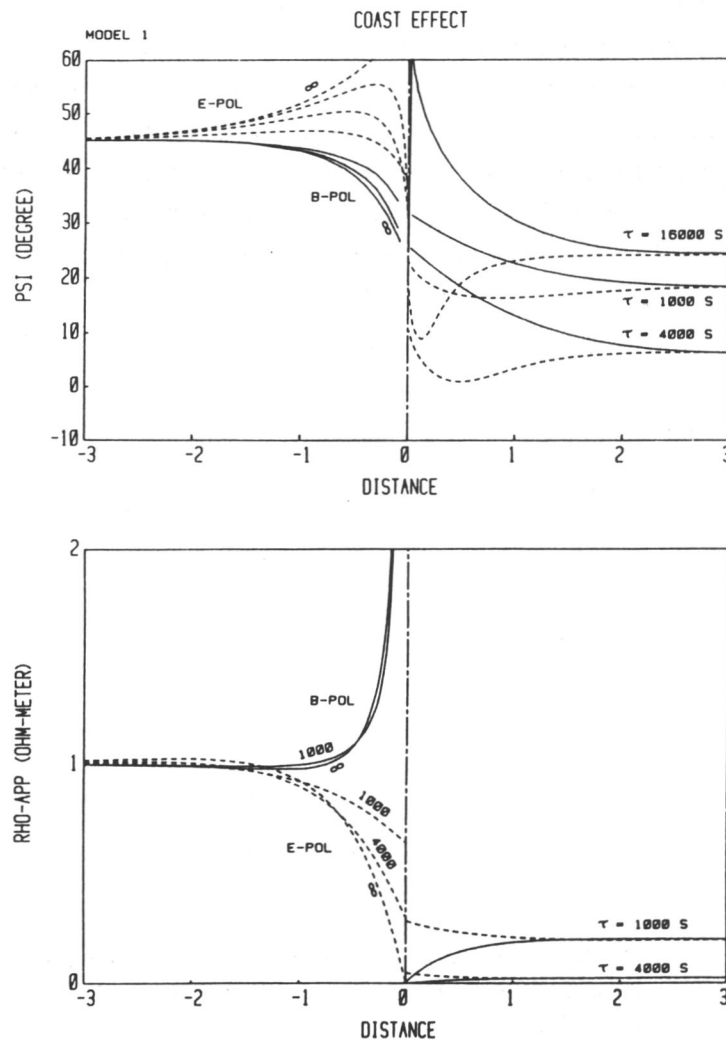


Abb. 4.4: Scheinbarer spezifischer Widerstand für $T = 400$ s entlang eines Profils senkrecht zur Küste. Eine Einheit auf der Abszissenachse entspricht ca. 100 km (Fischer & Weaver, 1986).

Auch die Ergebnisse der Magnetotellurik werden stark vom guten Leiter Ozean beeinflusst, wie in Abb. 4.4 zu erkennen ist. Für unterschiedliche integrierte Leitfähigkeiten des Ozeans in einem homogenen Halbraum von $100 \Omega\text{m}$ und für eine Periode von 400 s wird der scheinbare spezifische Widerstand der E- und B-Polarisation entlang eines Profils vom Festland bis weit auf den Ozean gezeigt.

4.3.2 Der Topographieeffekt

Die Topographie hat großen Einfluß auf elektromagnetische Daten und äußert sich in einer starken Anisotropie der scheinbaren Widerstände. Zweidimensionale Modellstudien z.B. von Fischer (1989) für ein 'Berg-Tal-Berg' Modell ergaben, daß der Topographieeffekt sehr ausgeprägt in Tälern beobachtet wird, wenn die Breite des Tals in der Größenordnung der Skintiefe ist. Beide Polarisationen werden verzerrt, wobei der stärkste Einfluß in der B-Polarisation beobachtet wird. Sind die Täler mit einer gut leitenden Bedeckung gefüllt, wird der Effekt weiter verstärkt. Zweidimensionale Modellierungen werden häufig benutzt, um den Einfluß der Topographie auf elektromagnetische Daten zu bestimmen. Wannamaker et al. (1986) benutzten 2D-Modellierungen, mit einem auf der Methode der finiten Elemente beruhenden Algorithmus, um einfache Topographien zu untersuchen. Die Autoren verglichen die berechneten Modellergebnisse mit analytischen Lösungen und konnten zeigen, daß die Übereinstimmung 10% und besser war (Abb. 4.5).

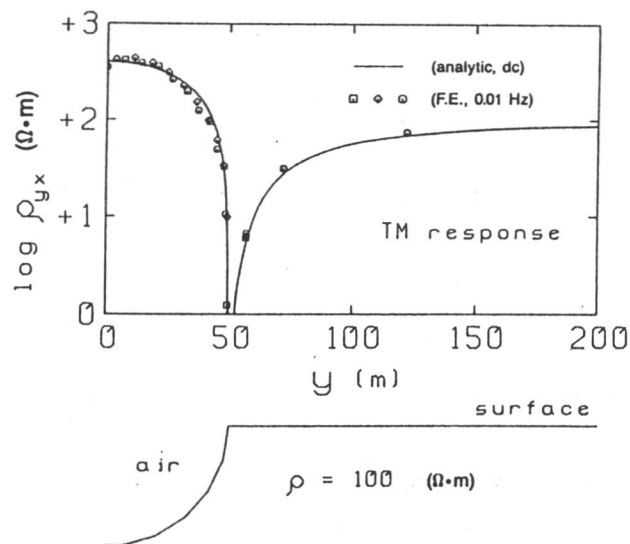


Abb. 4.5: Die Linie beschreibt den Widerstand der B-Polarisation ($T=100 \text{ s}$) der analytischen Lösung, und die Symbole zeigen für unterschiedliche Diskretisierungen die Werte der 2D-Berechnung entlang eines Profils (Wannamaker et al., 1986).

5. Feldmessungen und Datenauswertung

In sieben Feldeinsätzen mit einer durchschnittlichen Dauer von etwa drei Monaten wurden in den Jahren von 1982 bis 1989 magnetotellurische und erdmagnetische Registrierungen in den zentralen Anden durchgeführt (Schwarz et al., 1984, 1986, 1988; Krüger et al., 1990). Abb. 5.1 zeigt die so entstandene Datenbasis mit mehr als 120 vermessenen Punkten zwischen 21° und 25° S aus allen morphostrukturellen Einheiten des Orogens von der Pazifikküste N-Chiles bis in das andine Vorland von S-Bolivien und NW-Argentinien. Trotz der beachtlichen Anzahl an Stationen sind im Untersuchungsgebiet mit einer Größe von mehr als 600 000 km² einige 'Lücken' noch zu schließen.

Aus logistischen Gründen liegen die Stationspunkte in der Nähe vorhandener 'Straßen'. Dies hat zwei direkte Konsequenzen auf deren Verteilung: Zum einen ist in einigen Gebieten keine befriedigende Stationsdichte zu erlangen, wie z.B. in der Ostkordillere westlich von Tupiza. Zum zweiten liegen in der Hochkordillere die Stationen zum Teil entlang großer geologischer Störungssysteme, da die Straßen entlang der so entstandenen Taleinschnitte durch die Kordilleren angelegt wurden. Mit 36 Stationen, mehr als einem Drittel aller Meßpunkte, sind die Präandine Depression und die Westkordillere nordöstlich von Calama vergleichsweise dicht vermessen. Dieses Gebiet fand wegen des aus ersten Messungen bekannten Übergangs zu einer regionalen Leitfähigkeitsanomalie besonderes Interesse (Schwarz et al., 1984).

Der gleichzeitige Einsatz von MT-Apparaturen steigerte sich im Laufe des Projekts. Während bei der ersten Meßkampagne zwei Apparaturen eingesetzt wurden, waren bei der letzten Meßfahrt in diesem Projekt im Südherbst 1989 acht MT-Apparaturen gleichzeitig im Betrieb. Auf dieser Meßfahrt wurde neben sechs mit 'Fluxgate'-Magnetometern (Periodenbereich 50 - 20000 s) bestückten Apparaturen erstmals auch zwei Apparaturen mit Induktionsspulen-Magnetometern (Periodenbereich: 6 - 1000 s) parallel eingesetzt. Innerhalb von drei Monaten konnten so an insgesamt 36 Punkten die Horizontalkomponenten des erdelektrischen Feldes und die drei Komponenten des Erdmagnetfeldes registriert werden. An 21 dieser Stationen wurde ein Apparaturwechsel vorgenommen, so daß für diese Stationen der Periodenbereich zu kürzeren Perioden hin erweitert werden konnte.

Die Meßapparaturen bestanden aus dem jeweiligen Magnetometer, einem Elektrometer, einem Digitalrekorder und einem zweikanaligen Papierschreiber. Als Sonden wurden hauptsächlich Ag-AgCl (Filloux, 1973), aber auch Cu-CuSO₄ -Sonden verwendet. Eine ausführliche Beschreibung der Berliner MT-Apparaturen ist bei Mehl (1993) zu finden und soll hier nicht weiter vertieft werden.

Ein Problem bei den Messungen in der nordchilenischen Atacama-Wüste ist der extrem hohe Übergangswiderstand zwischen dem Boden und den Elektroden. Widerstände größer 20 MΩ wurden beobachtet, die als Eingangswiderstand der benutzten Tellurik-Apparaturen unzulässig

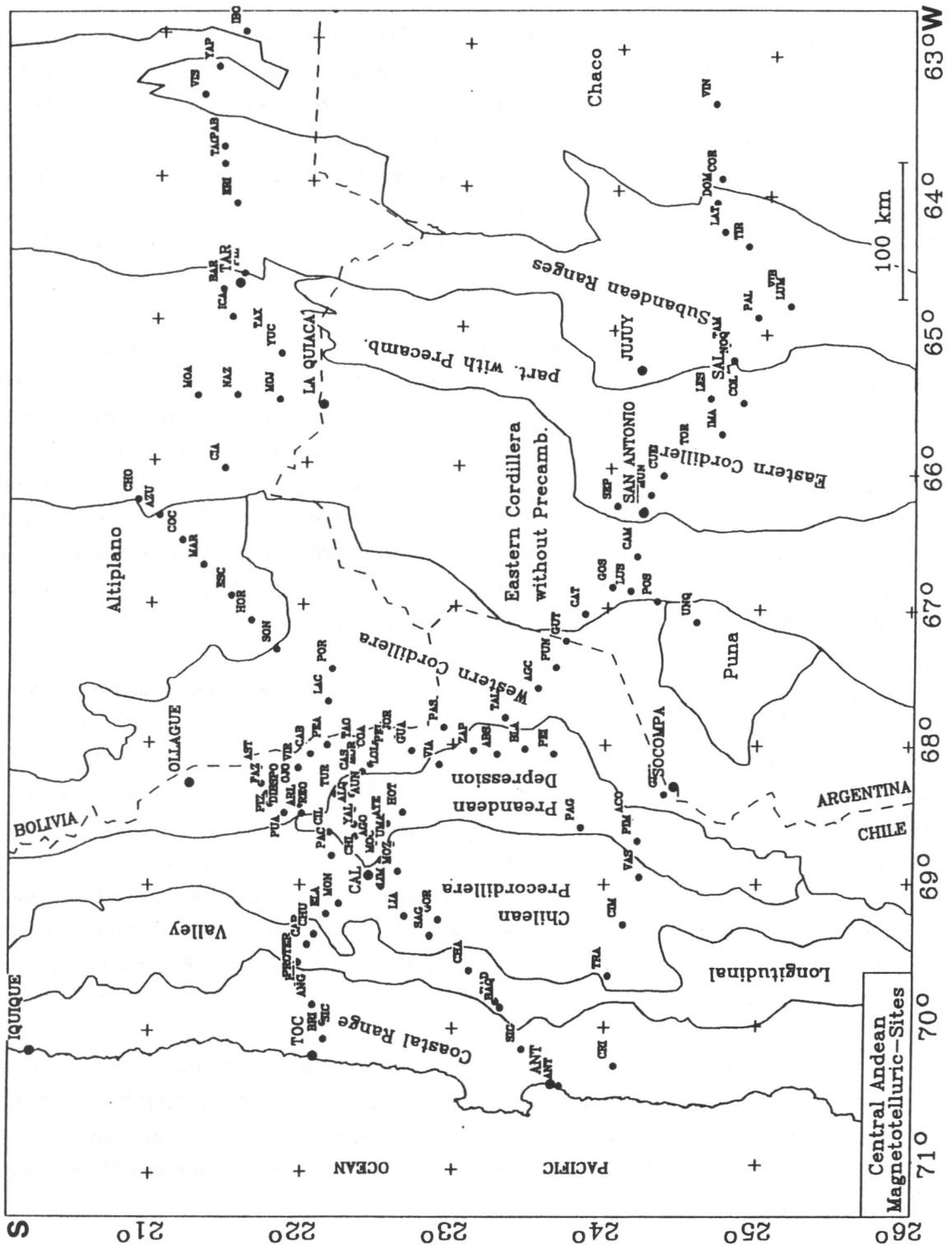


Abb. 5.1: Lageplan der Meßpunkte im Untersuchungsgebiet und morphostrukturelle Gliederung nach Reutter et al. (1988).

sind. Schwarz et al. (1986) beschreiben, daß durch das Einbetten der Elektroden in ein Bentonit-Wassergemisch und das Einsetzen in tief gegrabene Elektrodenlöcher der Übergangswiderstand verringert werden konnte und daß eine gute Temperaturstabilität der Sondenelektrolyte gewährleistet war. An den Telluriksonden treten allerdings Polarisierungseffekte auf, deren Abklingzeit im Bereich von wenigen Sekunden liegt. Ein Einfluß dieser Polarisationserscheinung auf die magnetotellurische Registrierung wurde nicht beobachtet.

Die Daten wurden mit den an der FU Berlin vorhandenen Programmen ausgewertet, die im wesentlichen von V. Rath stammen. Wegen der großen zu bewältigenden Datenmengen wurde die Bearbeitung auf dem Großrechner Cyber 960 des Rechenzentrums durchgeführt. Nachdem die Geländedaten konvertiert und umformatiert waren, wurden sie auf Bändern abgespeichert. Die Auswahl der Intervalle aus den Zeitreihen, die weiter verarbeitet werden sollten, wurde anhand von Plots vorgenommen, die mit guter Auflösung am Rechenzentrum erstellt wurden. Zur weiteren Datenanalyse wurde schließlich von der Zeitreihe ein linearer Trend abgezogen, und sie wurde unter Berücksichtigung und Korrektur der Filter- und Geräteübertragungsfunktionen mit einer Fourieranalyse in den Frequenzbereich transformiert. Nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate wurde die komplexe Impedanz und eine Vielzahl daraus abzuleitender Größen berechnet. Die Programme sind im einzelnen bei Mehl (1993) beschrieben, die ihnen zugrunde liegenden Methoden werden ausführlich bei Rath (1984) diskutiert.

6. Ergebnisse der Erdmagnetischen Tiefensondierung

Die erdmagnetische Tiefensondierung ist eine Methode, mit der vor allem laterale Änderungen der elektrischen Leitfähigkeit in einem Untersuchungsgebiet erfasst werden. Gerade die Darstellung der Ergebnisse als Induktionspfeile ist eine gute Möglichkeit, mit der Magnetfeldregistrierungen für ein Untersuchungsgebiet zusammengefasst und veranschaulicht werden können. Der Induktionspfeil weist definitionsgemäß vom guten zum schlechten Leiter, hat seinen Maximalwert beim stärksten lateralen Leitfähigkeitsgradienten und ist für einen gegebenen Ort nur noch von der Periode abhängig (vgl. Kap.4.2).

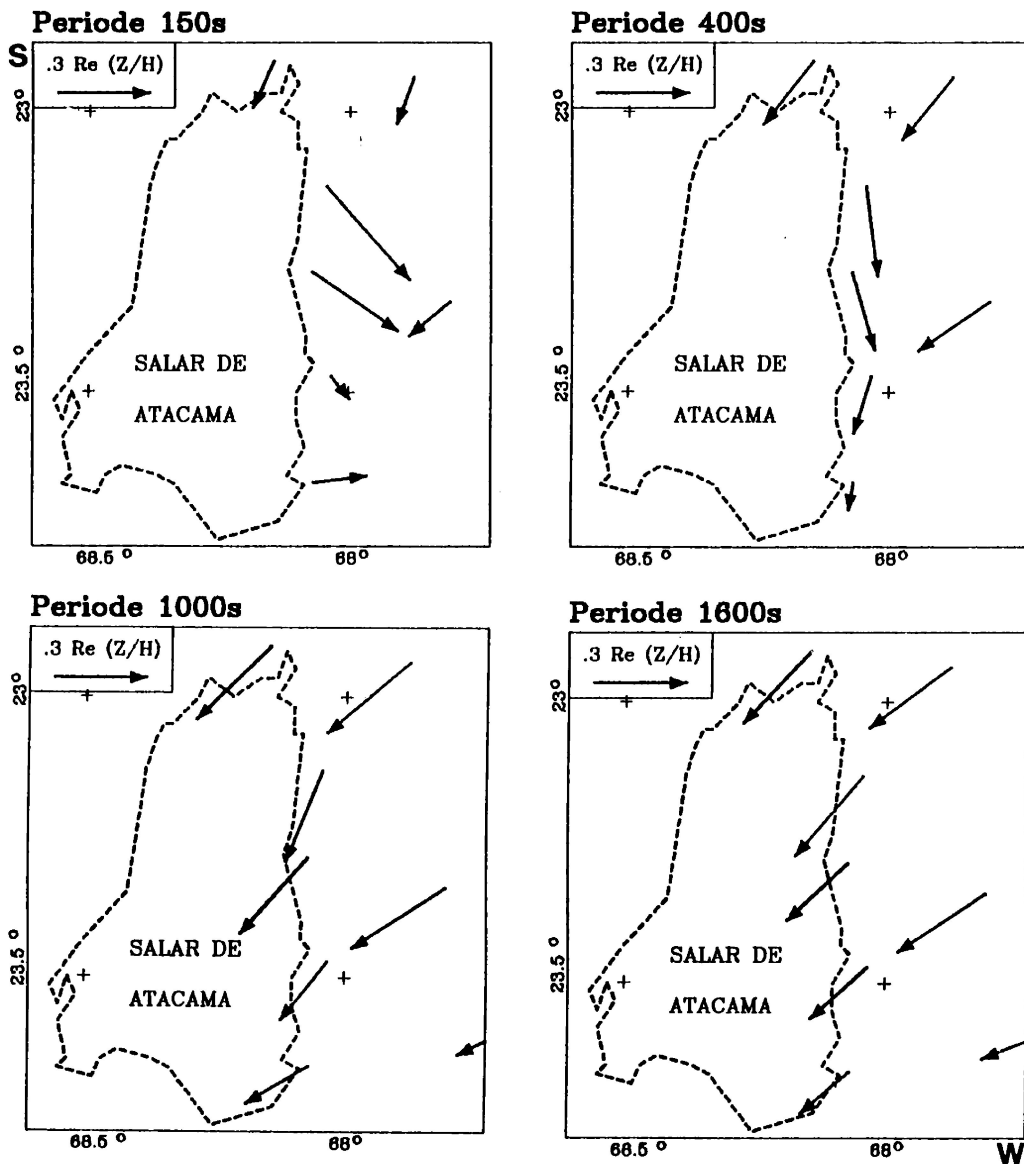


Abb. 6.1: Realteile der erdmagnetischen Induktionspfeile für die Perioden von $T = 150, 400, 1000$ und 1600 s am Rand des Salar de Atacama.

Ein eindruckvolles Beispiel einer regionalen Leitfähigkeitsanomalie im Untersuchungsgebiet ist der Salar de Atacama. Das große, abflußlose Becken des Salars befindet sich in der Präandinen Depression zwischen Prä- und Westkordillere (vgl. Abb. 5.1). Es werden einige hundert Meter mächtige Halithorizonte beobachtet, die eine aride Ablagerungsumgebung anzeigen. Der gesamte Halitgehalt in den Sedimenten des Salar de Atacama-Beckens wird auf 1500 km^3 geschätzt (Wilkes & Görler, 1993).

Abb. 6.1 zeigt für vier Perioden von 150 bis 1600 s den Realteil der Induktionspfeile für Meßpunkte am Rande des Salars. Mit dem Anwachsen der Periode vergrößert sich durch die zunehmende elektromagnetische Eindringtiefe auch der Induktionsraum, der als ganzes die Verteilung der Leitfähigkeitsstrukturen bestimmt. Für die kleinste dargestellte Periode von $T = 150 \text{ s}$, die auch den geringsten Induktionsraum beschreibt, ist der Salar die Hauptanomalie. Die laterale Änderung der Leitfähigkeit an der Salargrenze wird durch die vom Salar fortweisenden Induktionspfeile [mit Beträgen bis zu $0.3 \text{ Re}(Z/H)$] deutlich und weist ihn somit als guten Leiter aus. Für Perioden von 400 und auch noch 1000 s, bei denen jeweils größere Induktionsräume betrachtet werden, wird eine Superposition von unterschiedlichen Leitfähigkeitsstrukturen beobachtet. Zeigen die Induktionspfeile an Stationen, die vom Salar weiter entfernt liegen, schon bei $T = 400 \text{ s}$ nach Südwest, sind die dem Salar nahen Meßpunkte noch deutlich von ihm beeinflusst. Für $T = 1000 \text{ s}$ werden aber auch die Induktionspfeile an diesen Stationen in eine südwestliche Richtung gedreht. Sie zeigen aber noch nicht die Richtungsstabilität wie die entfernteren Stationen. Bei Perioden von 1600 s regeln sich die Induktionspfeile in eine konstante Richtung ein und werden von einer regionalen Leitfähigkeitsanomalie hervorgerufen. Eine genaue Tiefenangabe der diese Leitfähigkeitsverteilung erzwingenden Struktur ist nicht möglich. Sie läßt sich aber z.B. durch Modellrechnungen auf Tiefen der mittleren Kruste eingrenzen.

Die zwei- und dreidimensionalen Großstrukturen im gesamten Untersuchungsgebiet sind in Abb. 6.2 durch den Realteil des Induktionspfeiles für die Periode von 1600 s dargestellt. Die deutlich zu unterscheidenden lateralen Grenzen von einem hochohmigen Bereich zu einer gut leitenden Zone (GLZ) sind zur Hervorhebung ebenfalls eingezeichnet. Die Grenzen verlaufen nicht strikt N-S und lassen den 3D-Charakter der Anden in diesem Bereich deutlich werden. Eine sicher belegte Leitfähigkeitsgrenze ist die westlichste der gezeigten Strukturen. Im Süden in NW-Argentinien (24° S) liegt sie bei ca. 67° W . Sie ist nach Norden mit einer Streichrichtung von NNW nach SSE über 250 km zu verfolgen und auf der Breite von Calama ($22^\circ 30'$) um mehr als 100 km nach Westen verschoben. Deutlich sieht man durch die Verdichtung der Meßpunkte nordöstlich von Calama die Zunahme der integrierten Leitfähigkeit in Richtung Westkordillere. Nördlich hiervon scheint die Leitfähigkeitsgrenze weiter und schneller nach Westen abzuknicken. So erkennt man eine nordöstlich von Tocopilla gelegene Zone erhöhter Leitfähigkeit, vermutlich in der oberen Kruste, die NW-SE zu streichen scheint. Die Breite der Anomalie ist nicht sicher abzuschätzen. Im Norden kann die Zone erhöhter Leitfähigkeit über mehr als 250 km von der Westkordillere, den Altiplano querend, bis in die

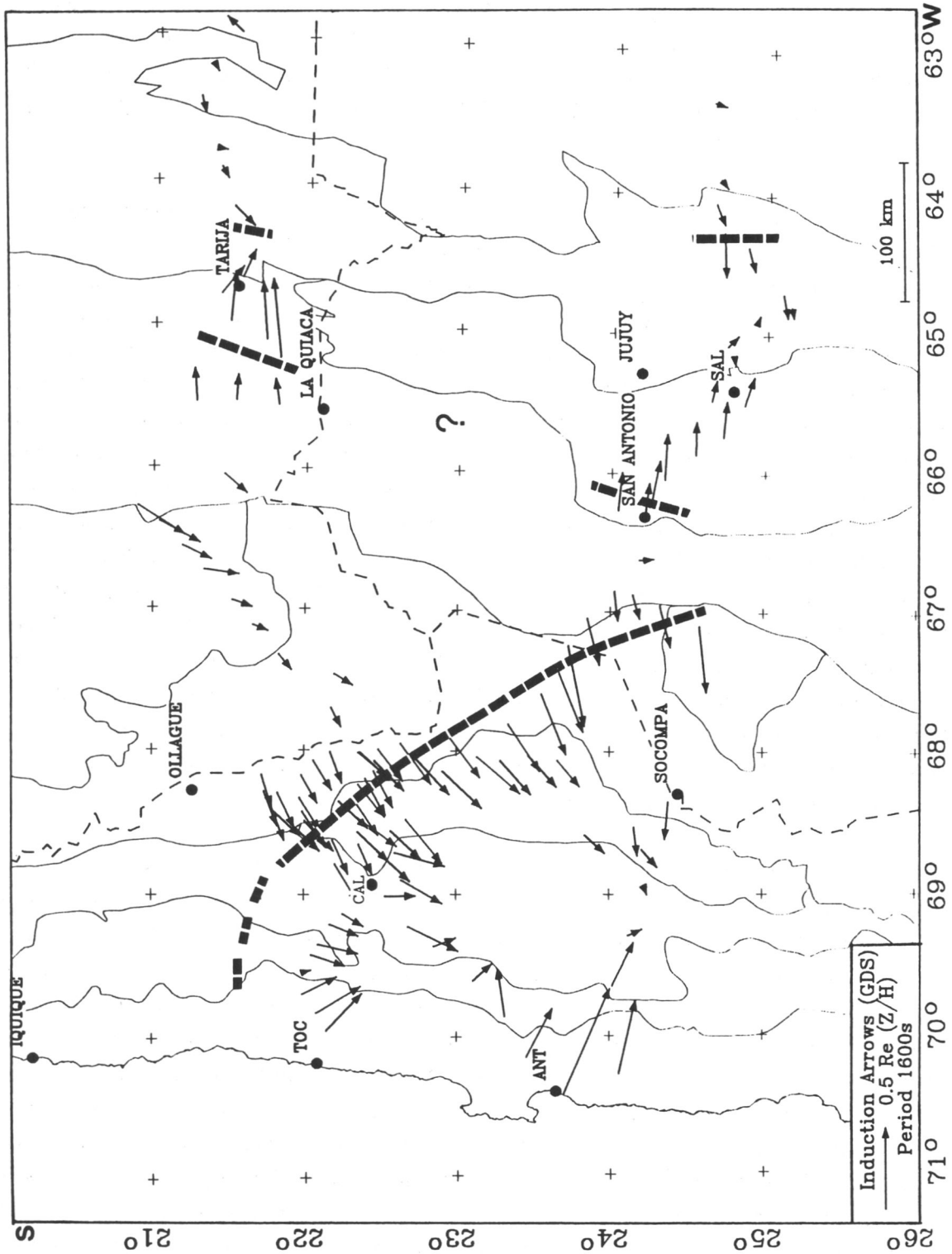


Abb. 6.2: Realteil des Induktionspfeils für $T = 1600$ s und daraus abgeleitete laterale Leitfähigkeitsgrenzen.

Ostkordillere hinein ($65^{\circ}30' W$) verfolgt werden. Im Süden wird bei San Antonio ein Leitfähigkeitskontrast erreicht, der als die östliche Begrenzung interpretiert werden kann. Der beobachtete Kontrast ist im Süden im Vergleich zum Norden deutlich schwächer. Im Untersuchungsgebiet wird die regionale Leitfähigkeitsanomalie nach Süden schmaler und man kann vermuten, daß sie hier in größerer Tiefe liegt. Im Übergangsbereich des Subandin zum Chaco wird sowohl in S-Bolivien als auch NW-Argentinien eine weitere, N-S streichende Leitfähigkeitsgrenze beobachtet.

Die folgenden Abb. 6.3 bis Abb. 6.5 zeigen die Induktionspfeile im Untersuchungsgebiet für weitere Perioden, wobei der Versuch gemacht wird, ihr Verhalten mit anderen Informationen, wie z.B. dem Auftreten von Vulkanen, zu korrelieren. Da die Induktionspfeile für $T = 100$ s (Abb. 6.3) durch oberflächennahe Strukturen hervorgerufen werden, ist das Gesamtbild relativ heterogen. In manchen Bereichen wird aber bereits für diese Periode eine ausgeprägte Richtung beobachtet (z.B. die Stationen östlich der Stadt Tocopilla oder die der Westkordillere). Die aus den Induktionspfeilen für $T = 400$ s (Abb. 6.4) abzuleitende regionale Leitfähigkeitsgrenze stimmt für Breiten zwischen 22° und $23^{\circ}30' S$ gut mit dem Rand des magmatischen Bogens überein, weiter südlich kreuzt sie die Westkordillere. In der Abb. 6.5 ist das Residualfeld der Schwere (Götze et al., 1988) zusammen mit den Induktionspfeilen für $T = 1000$ s dargestellt. Für den Bereich der Hochkordillere erweckt die Darstellung den Eindruck, daß eine Beziehung zwischen dem Restfeld der Schwere und den Induktionspfeilen derart besteht, daß die Pfeile von den gravimetrischen Minima fortweisen. Eine Korrelation zwischen Massendefizit und Zone erhöhter Leitfähigkeit stützt die Vermutung, die Anomalie sei durch partielle Schmelzen zu begründen.

Der Einfluß des Ozeans als guter Leiter ist deutlich in Abb. 6.6 zu erkennen. Für drei Perioden sind die Induktionspfeile in einem Ausschnitt von der Küste bis in die Westkordillere auf der Breite von Tocopilla dargestellt. Die Induktionspfeile stehen aber nicht senkrecht zur Küstenlinie und weisen vom guten Leiter Ozean fort, wie es bei einfachen 2D-Verhältnissen zu erwarten wäre. Man beobachtet statt dessen für alle Meßpunkte auch eine Südkomponente, die im küstennahen Bereich maximal wird (Abb. 6.6 a,b). Bei den Stationen bis in 100 km Entfernung von der Küstenlinie wird für Perioden < 2000 s die Südweisung sogar die Hauptkomponente. Sie erreicht für Perioden zwischen 400 s und 2000 s Maximalwerte [z.B. $Re(Z/H) = 0.4$ bei Station ANG] und gibt den Hinweis auf die große Leitfähigkeitsanomalie in Krustentiefe nördlich der Stadt Tocopilla. Die östlichen Meßpunkte zeigen ein einheitlicheres Verhalten und ein NNW-SSE Streichen mit 2D-Charakter. Für $T = 4000$ s (Abb. 6.6 c) ist der Ozean von der Küste bis 100 km landeinwärts die Hauptanomalie. Im östlichen Teil des Gebietes ist das Bild deutlich diffuser und wird bestimmt durch eine komplizierte Superposition. Erstellt man in diesem Gebiet ein 2D-Modell von West nach Ost, muß man sich bewußt sein, daß besonders in der Küstenkordillere und im Chilenischen Längstal 3D-Bedingungen vorliegen. Ein 2D-Modell kann nur bedingt gültig sein.

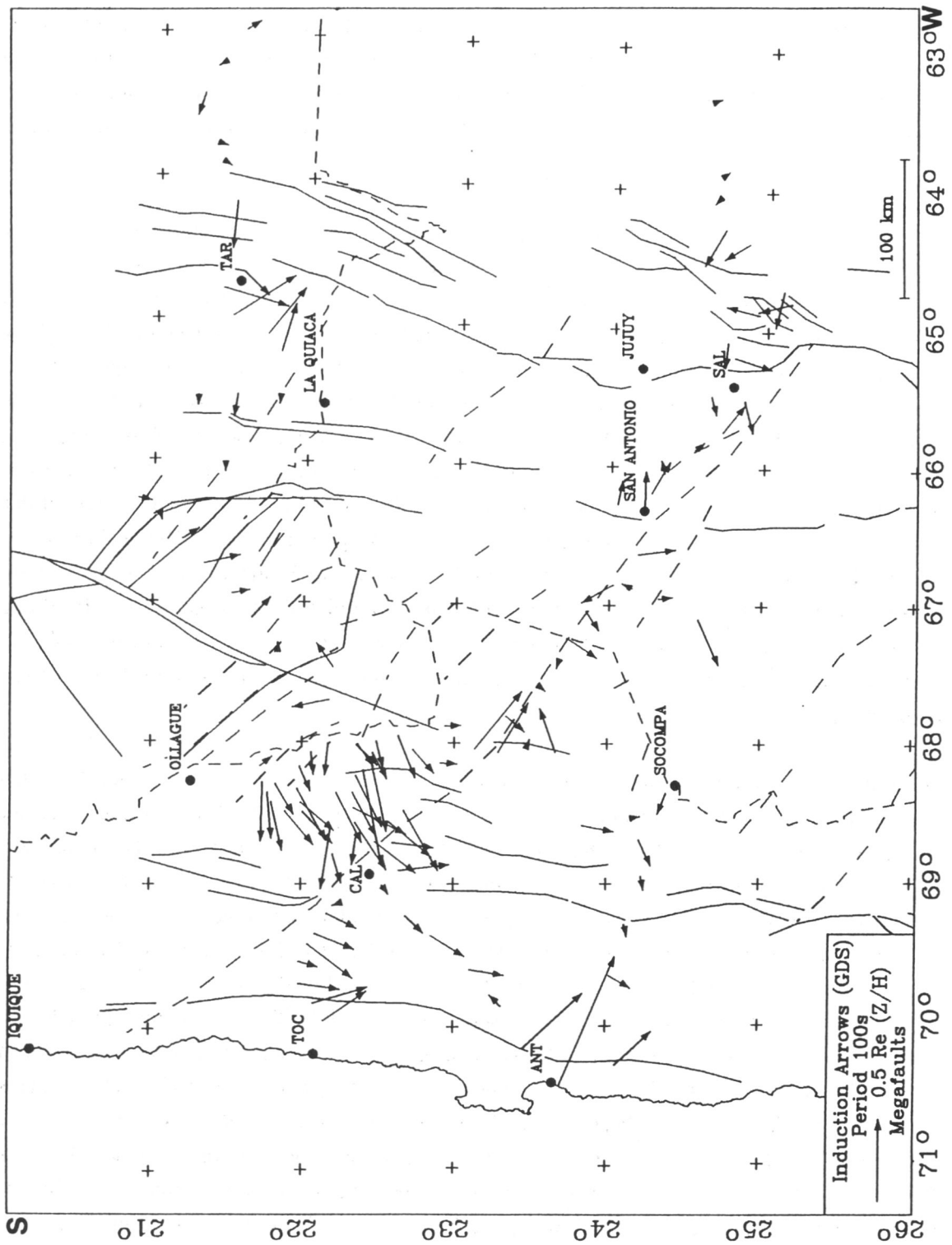


Abb. 6.3: Realteil des Induktionspfeiles für $T = 100$ s und die Hauptstörungssysteme.

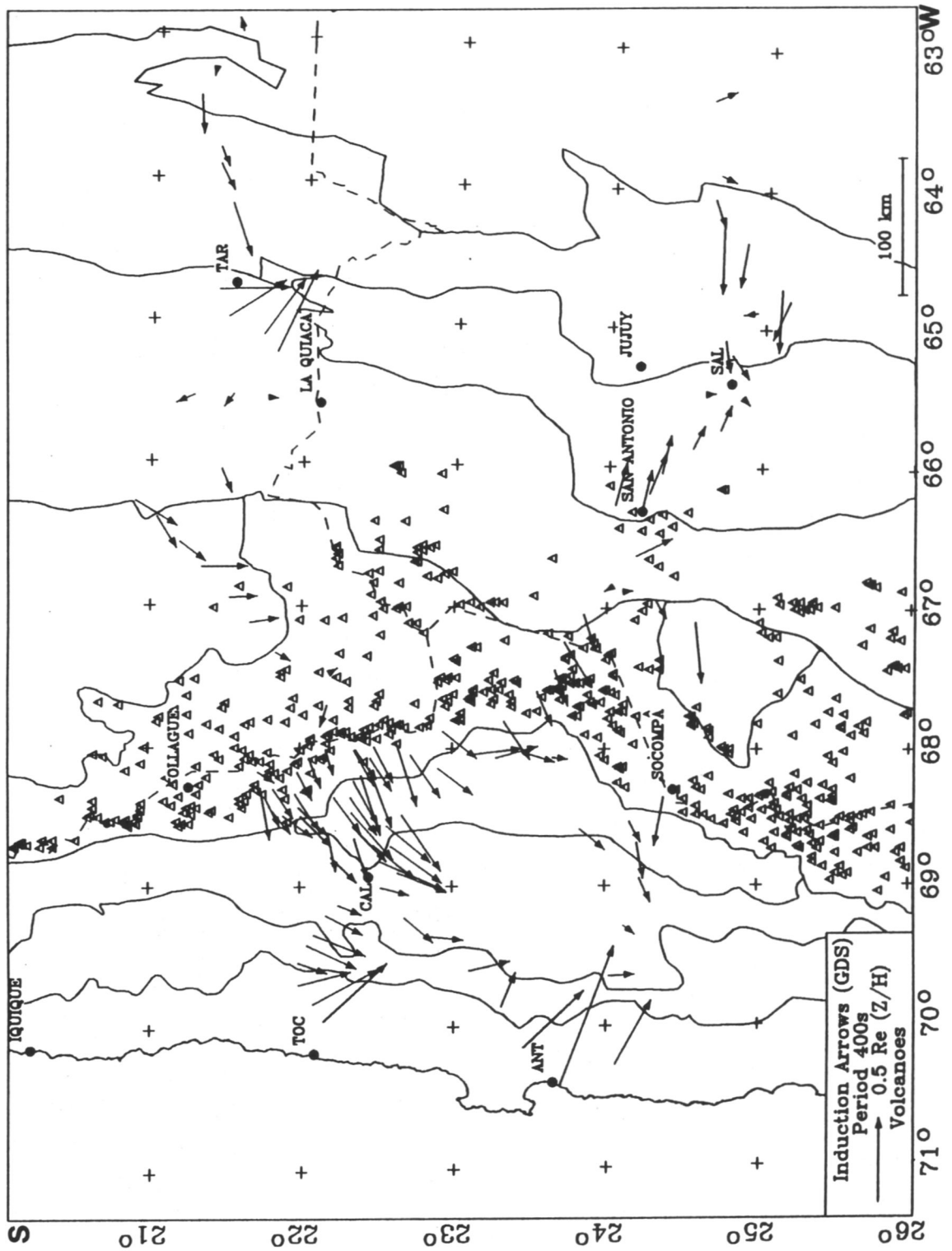


Abb. 6.4: Realteil des Induktionspfeiles für $T = 400$ s. Die Dreiecke repräsentieren vorhandene Vulkane.

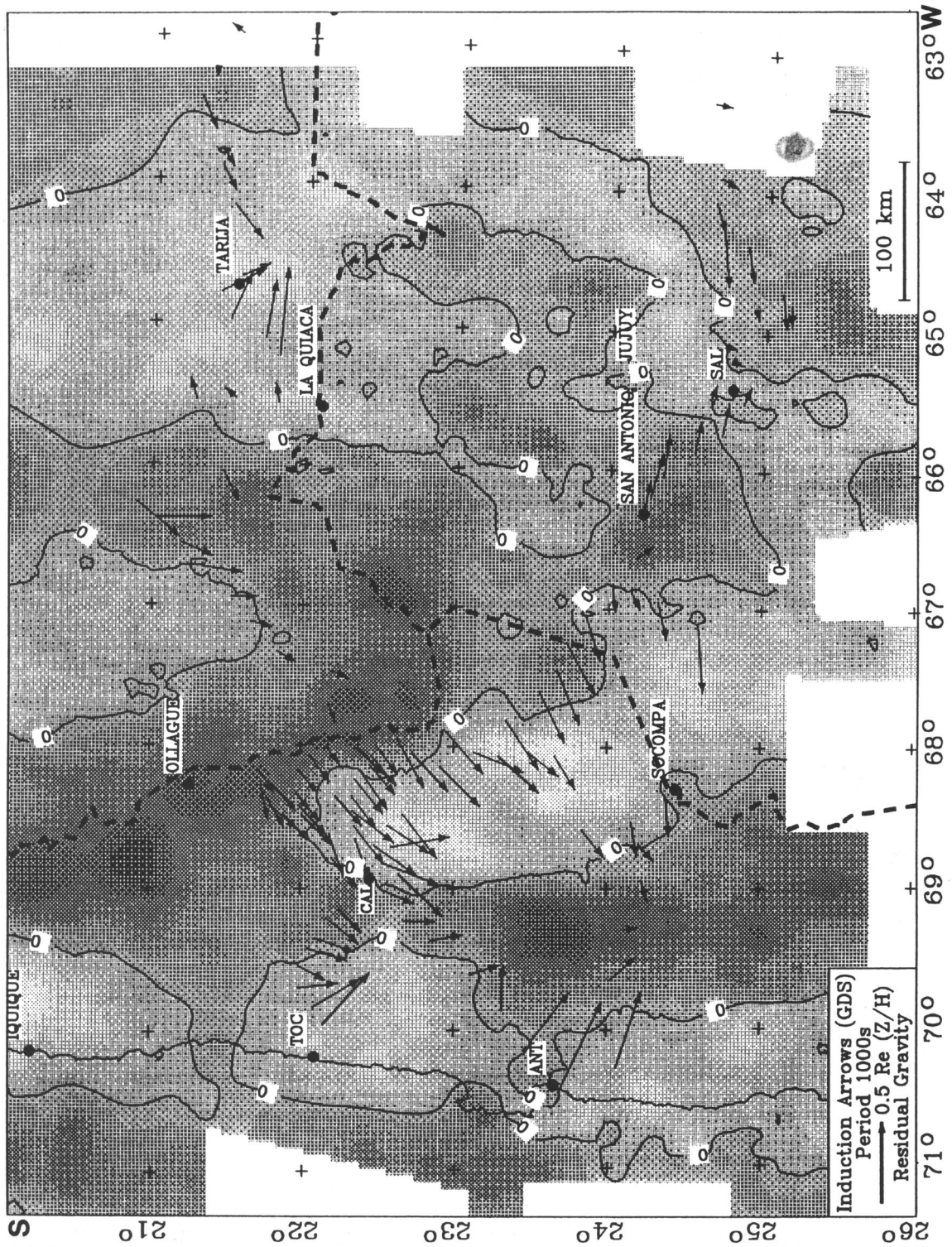


Abb. 6.5: Realteil des Induktionspfeiles für $T = 1000$ s hinterlegt mit dem Restfeld der Gravimetrie (Götze et al., 1988). Dunkel sind die gravimetrischen Minima, hell die Maxima eingezeichnet.

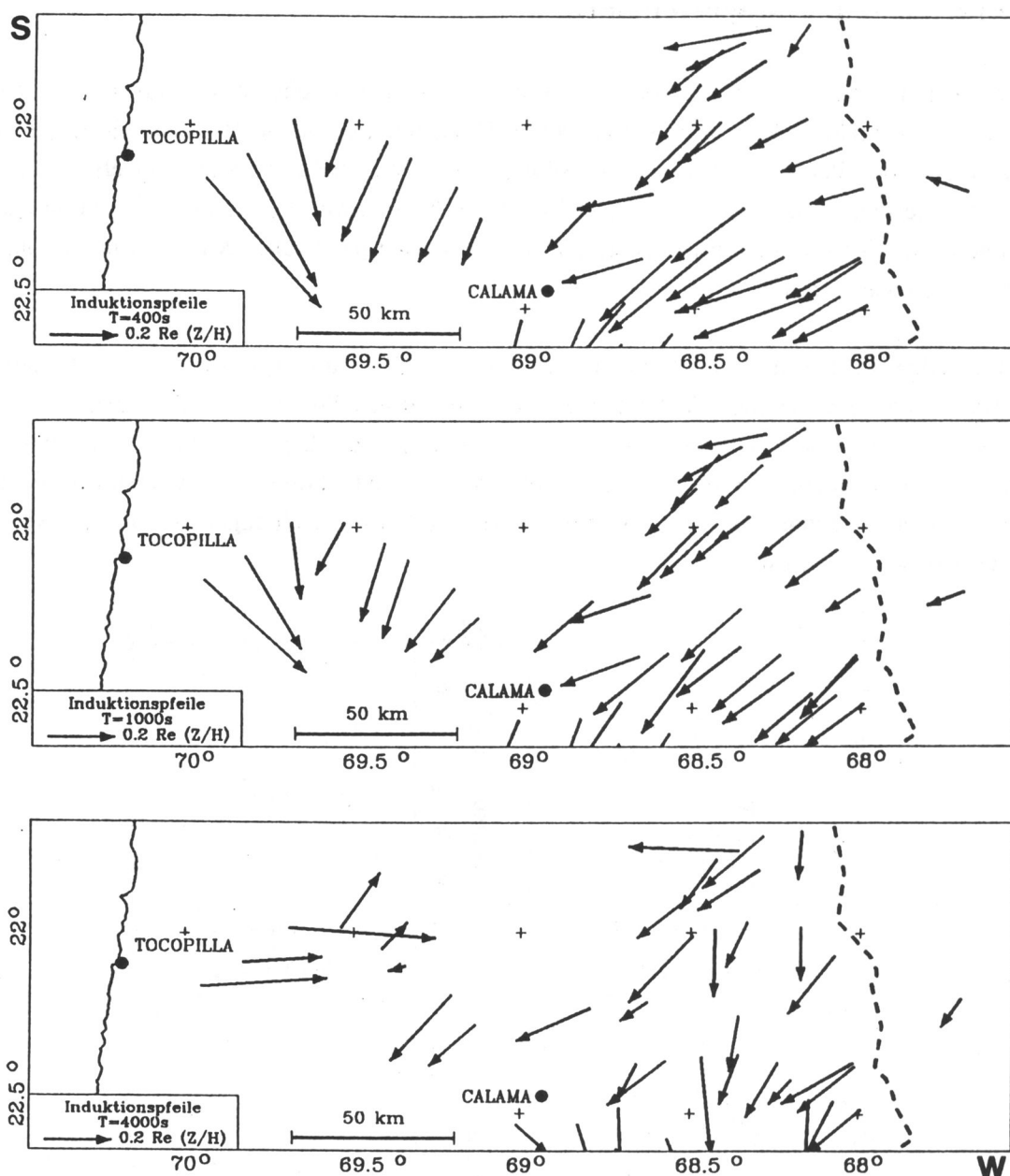


Abb. 6.6: Der Realteil des Induktionspfeils für $T =$ a) 400, b) 1000 und c) 4000 s, dargestellt für einen Ausschnitt des Untersuchungsgebiets.

Die erdmagnetische Tiefensondierung leistet auch zur Interpretation magnetotellurischer Daten einen wichtigen Beitrag. Nur mit Kenntnis der elektrischen Streichrichtung läßt sich z.B. für eine zweidimensionale Modellierung eine sinnvolle Profillage festlegen. Aus diesem Grund werden in dem Kapitel zur 2D-Modellierung für jedes diskutierte Profil die Ergebnisse der erdmagnetischen Tiefensondierung im einzelnen dargestellt. Auch für einzelne Meßpunkte ist die Kenntnis der elektrischen Streichrichtung wichtig, da sie ein Kriterium für die Einteilung der gemessenen Widerstände in E- und B-Polarisation liefert.

7. Ergebnisse der Magnetotellurik

In diesem Kapitel werden einzelne typische magnetotellurische Widerstandsindierungen vorgestellt. Innerhalb der morphostrukturellen Einheiten weisen die Widerstände in Abhängigkeit von der Periode häufig große Ähnlichkeiten auf. Eine Auswahl einzelner Widerstandsindierungen aus den jeweiligen Einheiten kann somit beispielhaft die Gesamtheit sämtlicher Registrierungen in den zentralen Anden von der pazifischen Küste bis in das andine Vorland repräsentieren.

Im folgenden werden für einige Stationen aus unterschiedlichen morphostrukturellen Einheiten die scheinbaren spezifischen Widerstände, ihre zugehörigen Phasen, die 'Skewness' und der Drehwinkel des Koordinatensystems diskutiert. Die genaue Lage der Stationen kann der Abb. 5.1 entnommen werden. Für eine detailliertere Betrachtung von in erster Linie auf Profilen interessierenden Größen, wie z.B. elektrische Vorzugsrichtungen, sei auf das Kapitel Modellierungen verwiesen.

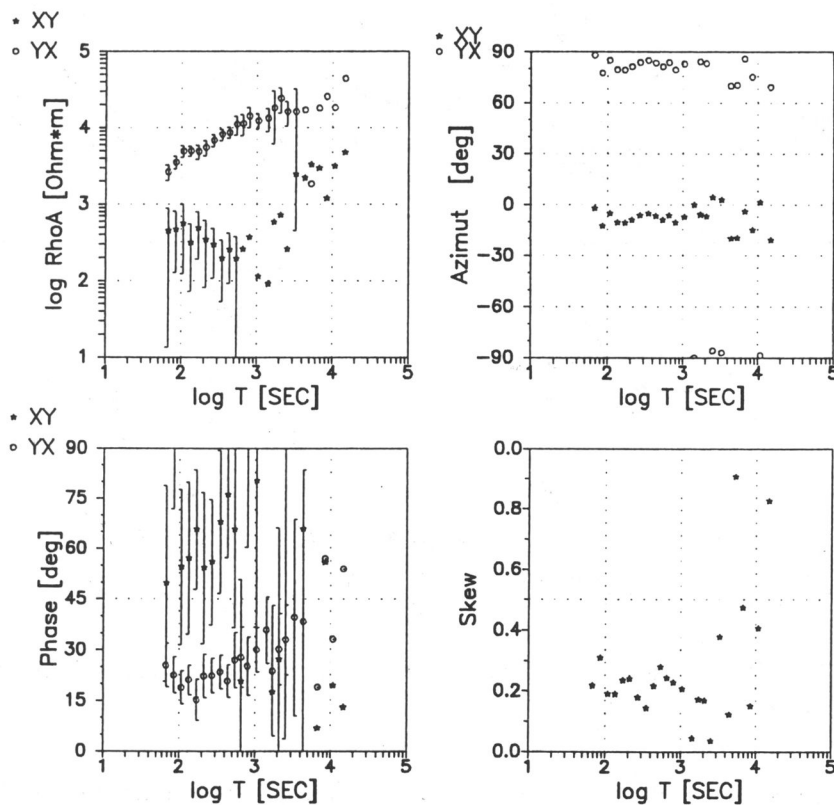


Abb. 7.1: Die Station ANG als Beispiel einer Registrierung aus der Küstenkordillere. Dargestellt ist der scheinbare spezifische Widerstand und die Phase der E- (xy-Komponente) und B-Polarisation (yx-Komponente), der Azimut und die 'Skewness'.

Die Stationen in der Küstenkordillere sind geprägt durch den Ozeaneffekt. Bedingt durch die Konzentration des Stromflusses im Meer parallel zur Küste kommt es zu einer ausgeprägten Polarisation des elektrischen Feldes. Die 38 km von der Küste entfernte Station ANG wird

exemplarisch für die Stationen dieser Region gezeigt (Abb. 7.1). Der scheinbare spezifische Widerstand (im weiteren Text auch nur Widerstand genannt) der B-Polarisation (yx-Komponente) hat, bedingt durch das Verhalten des elektrischen Feldes an lateralen Grenzflächen, einen relativ stabilen Kurvenverlauf auf hohem Niveau. Für Perioden von $T = 60$ s besitzt er Anfangswerte zwischen 2000 und 10000 Ωm und nimmt über den gesamten registrierten Periodenbereich stetig zu. Bei noch küstennäheren Stationen (z.B. SIC in 26 km Entfernung von der Küstenlinie) werden für $T > 10000$ s scheinbare spezifische Widerstände > 100000 Ωm beobachtet. Die zugehörige registrierte Phase ist für den gesamten Periodenbereich mit $< 45^\circ$ konsistent zur Widerstandszunahme.

Als Folge der ausgeprägten Polarisation ist die Komponente der E-Polarisation (xy-Komponente) relativ klein und somit stark störanfällig. Der Kurvenverlauf des scheinbaren spezifischen Widerstandes ist nicht sonderlich stabil, aber dennoch kann ein Minimum, das die Kurve im Periodenbereich zwischen 300 und 1000 s aufweist, als gesichert angenommen werden. Es wird in ähnlicher Weise in sämtlichen Widerstandskurven der E-Polarisation an den Stationen der Küstenkordillere beobachtet. Bei der Station ANG liegen die Widerstände zwischen 500 und 2000 Ωm und im Minimum werden Werte von ca. 200 Ωm angetroffen. Die Phase ist leider so stark gestört, daß kaum eine Aussage gemacht werden kann.

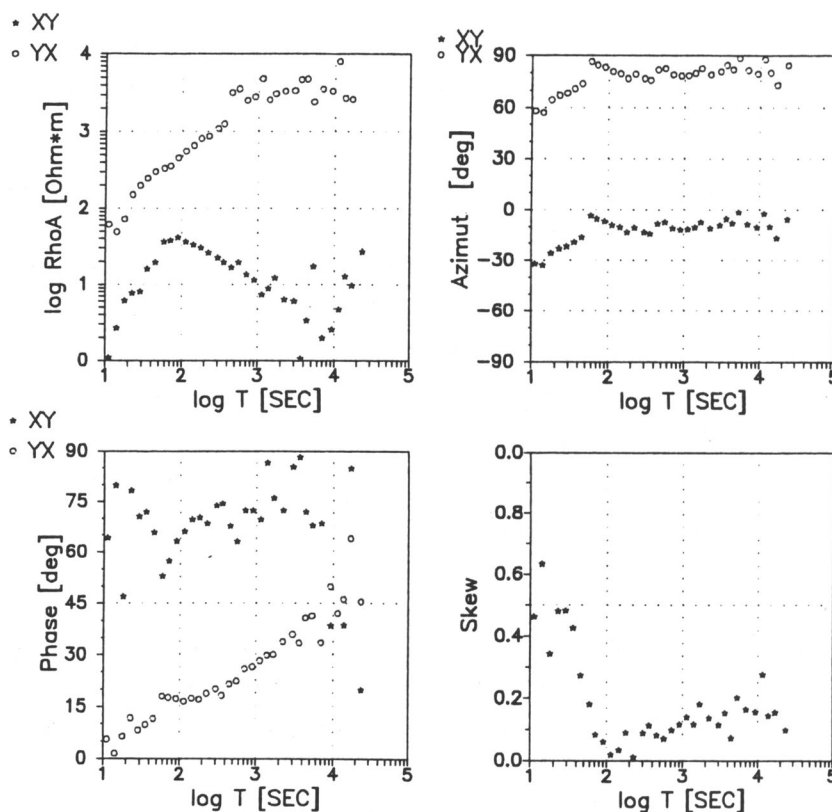


Abb. 7.2 Die Station CAR als Beispiel einer Registrierung aus dem Chilenischen Längstal. Die xy-Komponente entspricht der E-, die yx-Komponente der B-Polarisation.

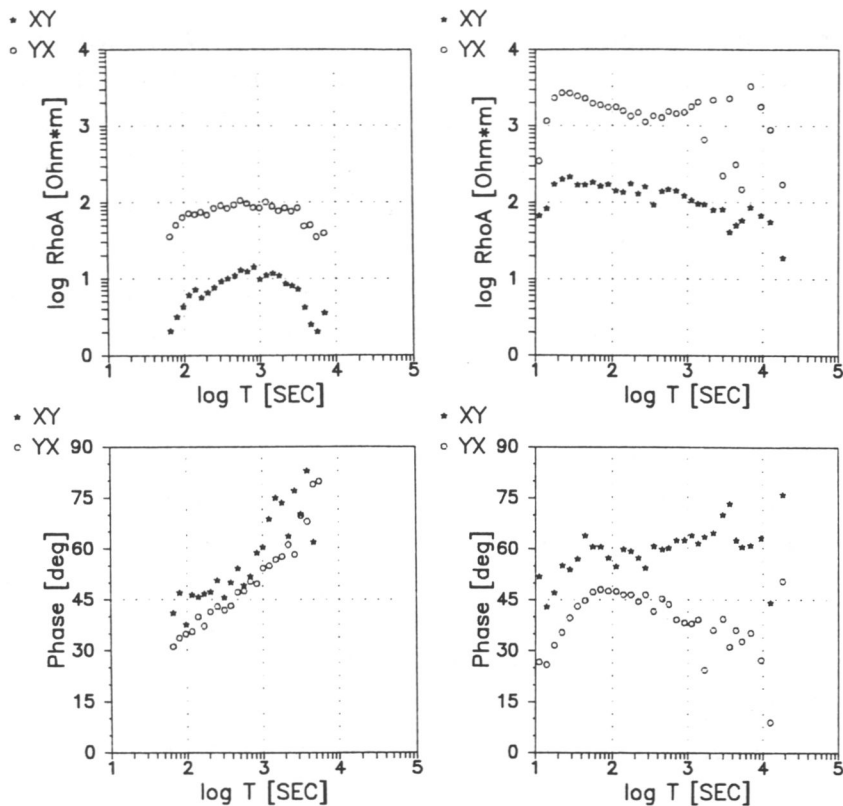


Abb. 7.3: Die Stationen CIM und PAC als Beispiele aus der Präkordillere. CIM liegt im Süden und PAC im Norden des Untersuchungsgebiets. Die xy-Komponente entspricht jeweils der E- und die yx-Komponente der B-Polarisation.

Ausgewertet wurde der Tensor in einem Koordinatensystem, das nach dem Swift'schen Verfahren auf Hauptachsen gedreht wurde (vgl. Kap. 4.1). Der Azimut aus Abb. 7.1 beschreibt die Winkelabweichung des Koordinatensystems bezüglich Nord. Über den gesamten Periodenbereich ist der Azimut für die E-Polarisation nahezu 0° und spiegelt die N-S-Streichrichtung wieder, während die B-Polarisation die W-E-Richtung auszeichnet. Die 'Skewness' ist mit Werten zwischen 0.3 und 0.1 relativ klein und würde eine 2D-Auswertung dieser Station entlang eines W-E-Profiles als Näherung zulassen. Dies steht jedoch nicht im Einklang mit den Ergebnissen der Tiefensondierung, die für die Küstenkordillere und das chilenische Längstal eine dreidimensionale Strukturierung anzeigt.

Auch die Stationen des Längstales sind noch vom Ozeaneffekt beeinflusst, wie die 80 km von der Küste entfernte Station CAR zeigt (Abb. 7.2). Die Datenqualität hat aber deutlich zugenommen. Der Widerstandsverlauf der B-Polarisation (yx-Komponente) ist vergleichbar zu den Stationen der Küstenkordillere, seine Werte sind aber mit 100 bis zu maximal 5000 Ω deutlich geringer. Betrachtet man die zugehörige Phase, kann man den Eindruck gewinnen, daß der Widerstand für Perioden > 10000 s wieder abfällt. Die Widerstandswerte der E-Polarisation sind ebenfalls deutlich kleiner geworden. Bei $T = 90$ s wird der Maximalwert mit 50 Ω beobachtet. Zu längeren Perioden fällt der Widerstand analog zu den in der Küstenkordillere beobachteten Widerständen zuerst ab und steigt dann wieder an. Das Minimum wird

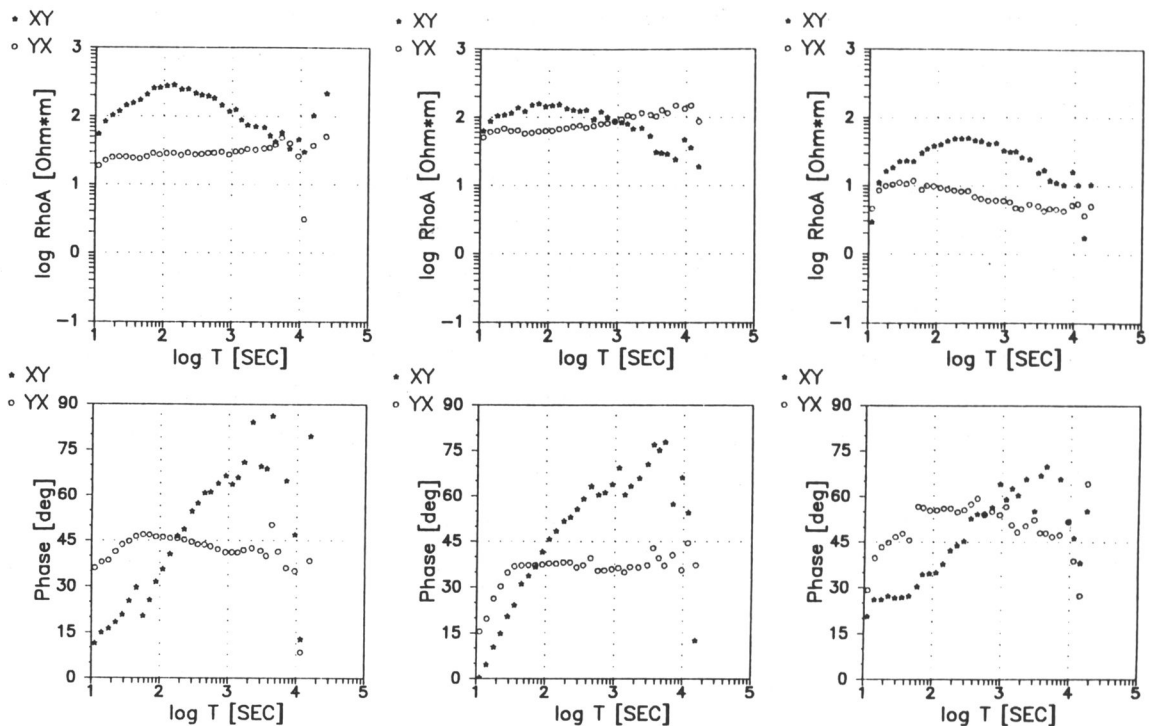


Abb. 7.4: Die Stationen PUA, REO und VIR als typische Registrierungen aus der Westkordillere. Die xy-Komponenten entsprechen jeweils der E-, die yx-Komponenten der B-Polarisation.

aber erst bei deutlich längeren Perioden (> 3000 s) angetroffen. Der Azimut der E-Polarisation liegt fast periodenunabhängig bei -10° und die 'Skewness' läßt mit Werten um 0.1 eine 2D-Interpretation dieser Daten zu.

Für die Chilenische Präkordillere ist es schwierig, eine typische Sondierungskurve zu beschreiben, da sich die Stationen im Norden anders als im Süden verhalten (Abb. 7.3): Im südlichen Teil zeigt die Station CIM für beide Polarisationen einen Dreischichtfall. Nach einem Anstieg des Widerstandes der E-Polarisation (xy-Komponente) auf ca. $10 \Omega\text{m}$ bei $T = 1000$ s, fällt der Widerstand wieder ab und deutet auf einen gut leitfähigen Bereich in Tiefen der oberen Kruste hin. Der nahezu parallele Verlauf der Widerstandskurven in beiden Polarisationen und der deckungsgleiche Verlauf ihrer Phasen geben einen Hinweis darauf, daß das unterschiedliche Niveau der Widerstandskurven durch den sogenannten 'static shift'-Effekt begründet sein kann, der durch oberflächennahe Inhomogenitäten hervorgerufen wird. Schließt man Anisotropie als Ursache der Beobachtung aus, so bedeutet dies, daß an der Station CIM Eindimensionalität vorliegt. Die Station PAC liegt ca. 250 km weiter nördlich in der Chilenischen Präkordillere. Sowohl die Kurvenmorphologie der Widerstandskurven als auch die Beträge der E- und B-Polarisation an dieser Station unterscheiden sich erheblich zu den Beobachtungen bei CIM. Eine gut leitende Bedeckung wird nicht beobachtet und der Widerstand der E-Polarisation (xy-Komponente) zeigt neben einer schwachen Abnahme seiner Beträge von $200 \Omega\text{m}$ auf $90 \Omega\text{m}$ keine weiteren Strukturen. Die Widerstände der B-Polarisation liegen um $2000 \Omega\text{m}$ und deuten

schwach einen besser leitenden Bereich bei Perioden zwischen 100 und 1000 s an. Die 'Skewness' ist bis zu Perioden von $T = 3000$ s deutlich < 0.2 , steigt dann aber sehr schnell auf Werte von $S > 0.4$ an.

Daß besonders für die Westkordillere eine typische Widerstandskurve existiert, soll die Nebeneinanderstellung der drei Stationen PUA, REO, VIR demonstrieren (Abb. 7.4). Die Widerstände der E-Polarisation (xy-Komponenten) zeigen eine gut leitende Bedeckung und bei schon relativ kleinen Perioden einen Maximalwiderstand von ca. 60 bis 300 Ω m. Zu längeren Perioden wird eine starke Widerstandsabnahme beobachtet, die sich auch am deutlichsten in den Phasen äußert, die für Perioden ab ca. 100 s größer 45° werden. Die Oberkante dieser gut leitfähigen Zone liegt im oberen Krustenstockwerk. Die Widerstände der B-Polarisation verändern sich über den Periodenbereich kaum, und die Phasen liegen um 45° . Neben einem nahezu periodenunabhängigen Verlauf des Widerstandes um 200 Ω m bei PUA wird sowohl ein leichter Anstieg des Widerstandes bei REO als auch ein leichter Rückgang bei VIR beobachtet.

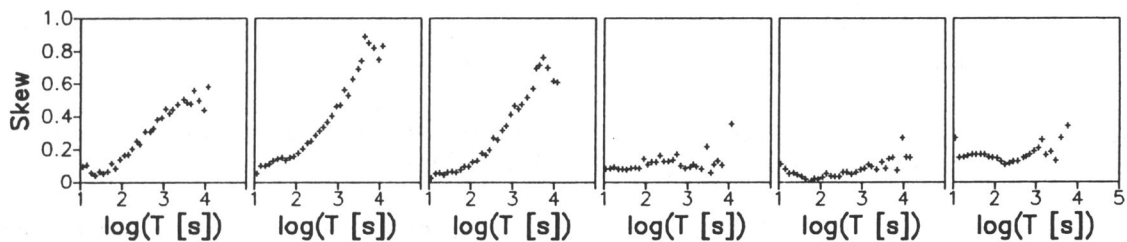


Abb. 7.5: Die 'Skewness' an sechs Stationen, für ein W-E-Profil vom östlichen Rand der Präkordillere bis in die Westkordillere hinein.

Interessant ist die Betrachtung der 'Skewness' für ein W-E Profil vom östlichen Rand der Präkordillere in die Westkordillere hinein. In Abb. 7.5 ist die 'Skewness' an den drei Stationen aus der Westkordillere, um drei weitere Stationen ergänzt, dargestellt worden. Für die im Randbereich des magmatischen Bogens liegenden Stationen CIL bis OJO beginnt die 'Skewness' bei $T = 40$ s mit sehr kleinen Werten und steigt dann kontinuierlich schnell an, was impliziert, daß die Dimensionalität mit der Tiefe größer wird. Bei den Stationen aus dem zentralen Bereich des vulkanischen Bogens ist die 'Skewness' über den gesamten Periodenbereich < 0.1 . Eine mögliche Erklärung für dieses Verhalten wird bei der Interpretation des 2D-Modells Nord-Chile gegeben.

Die Widerstände an den Stationen auf dem bolivianischen Altiplano ähneln in der E-Polarisation stark denen der Westkordillere. Bei der Station ESC z.B. (Abb. 7.6) wird analog zu den anderen Meßpunkten des Altiplano ein ausgeprägter Dreischichtfall mit einer gut leitenden Bedeckung, einer hochohmigen Zwischenschicht und einer gut leitenden Zone in Unter- bis Mittelkrustentiefe beobachtet.

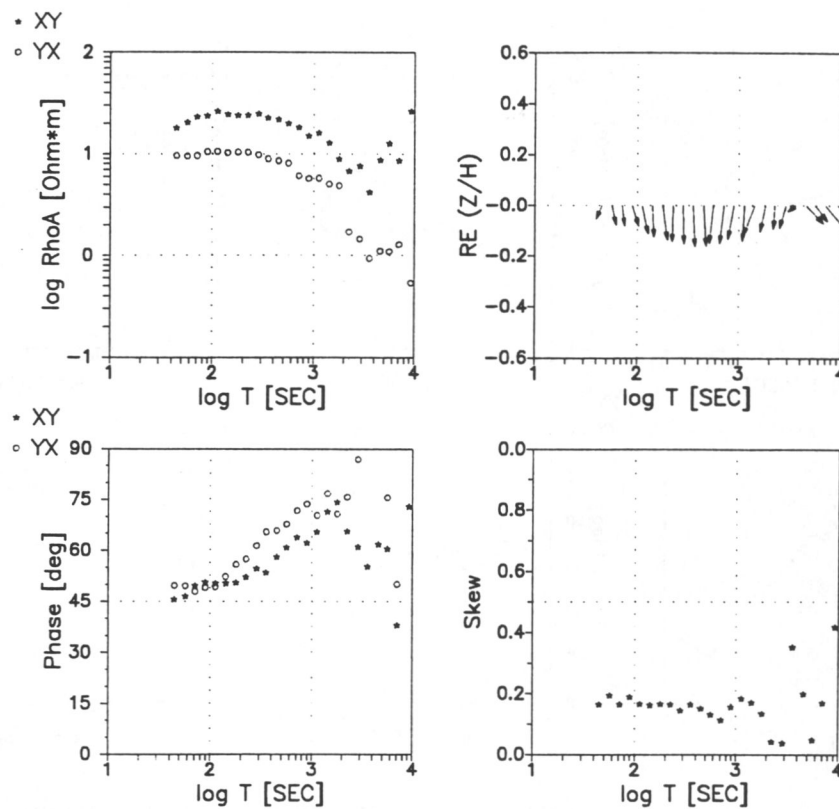


Abb. 7.6: Die Station ESC als typisches Beispiel für den südlichen Altiplano. Dargestellt sind der scheinbare spezifische Widerstand der E- (xy-) und der B-Polarisation (yx-Komponente), die 'Skewness' und der Realteil des Induktionspfeils.

Für die Ostkordillere ist es nicht möglich, eine typische Widerstandskurve zu präsentieren. Auch eine Untergliederung der Ostkordillere in Bereiche mit und ohne Präkambrium reicht nicht, um eine Klassifikation vornehmen zu können. Zu unterschiedlich stellt sich diese Region bezüglich der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit dar. Drei Stationen aus der Ostkordillere, von denen eine (NAZ) im Norden auf der Breite von ca. $21^{\circ}30'$ S und zwei weitere zwischen 24 und 25° S liegen, sollen die Vielfalt darstellen (Abb. 7.7). Sowohl zwischen West und Ost als auch Nord und Süd werden deutliche Unterschiede beobachtet. Schon der Vergleich der beiden südlichen Stationen SEP und LES untereinander demonstriert die Heterogenität der Ostkordillere. Während die E-Polarisation (xy-Komponente) bei SEP sehr flach verläuft und das breite Minimum zwischen $T = 200$ s und 4000 s auf einen guten Leiter innerhalb einer hochohmigen Umgebung hinweist, ist der Kurventyp bei LES den Dreischichtfällen der Westkordillere bzw. der südlichen Präkordillere (CIM) sehr ähnlich. Ein wiederum anderes Aussehen weist die nördliche Station NAZ auf (vgl. Abb. 7.7).

Für das andine Vorland von NW-Argentinien und S-Bolivien sind wiederum charakteristische Widerstandskurven anzugeben. Dargestellt sind in Abb. 7.8 die Stationen VIB aus dem Subandin und VIN, die östlichste der Südstationen aus dem Chaco. Bei VIB wird mit dem Anstieg der Widerstandskurven bis $T = 1000$ s auf Werte $< 100 \Omega\text{m}$ eine gut leitende

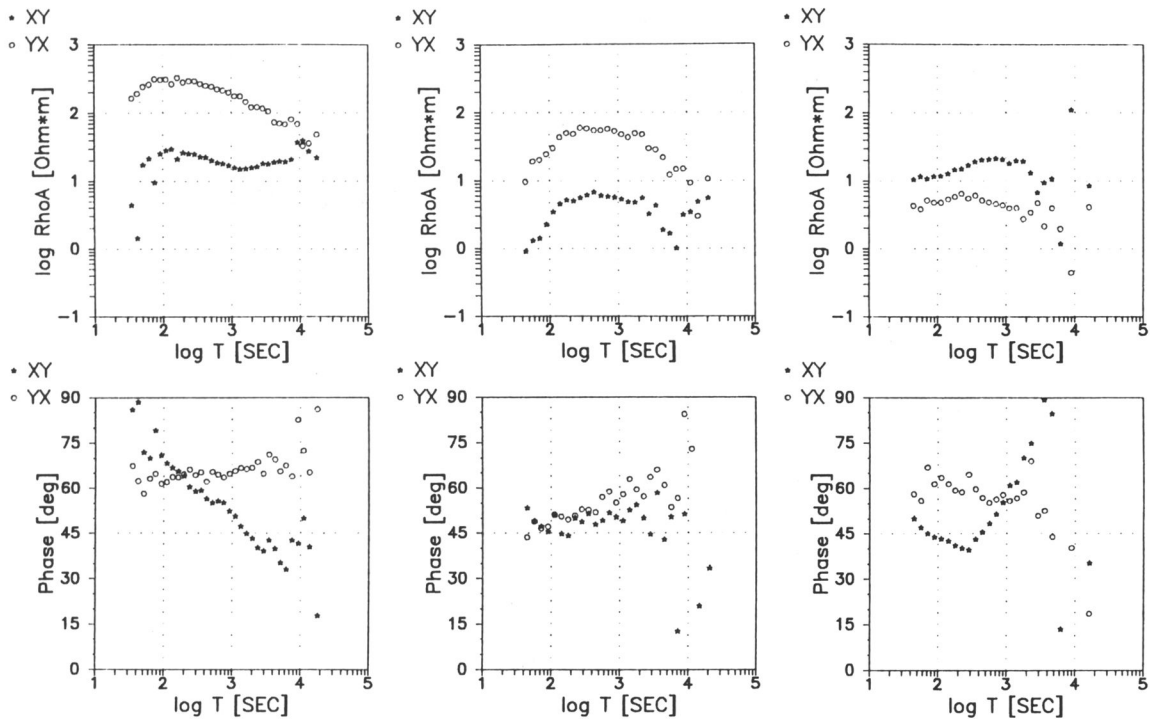


Abb. 7.7: Die Stationen SEP, LES und NAZ aus der Ostkordillere. Die xy-Komponenten entsprechen jeweils der E-, die yx-Komponenten der B-Polarisation.

Bedeckung, die wahrscheinlich durch die mächtigen Sedimente hervorgerufen wird, über einem hochohmigen Bereich angezeigt. Zu Perioden > 3000 s scheint der Widerstand wieder zu fallen, was sich besonders in den Phasen andeutet.

Der Widerstand der E-Polarisation an der Station VIN (yx-Komponente) verhält sich ähnlich. Ein deutlicher Unterschied zwischen der Station des Subandin und des Chaco besteht aber in der starken Anisotropie zwischen der E- und B-Polarisation, die deutlich bei VIN vorliegt. Während für diese Station der Widerstandsverlauf bis zu Perioden von 200 s ein nahezu isotropes Verhalten zeigt, wird zu längeren Perioden die Anisotropie sehr groß. Sie zeigt, daß wenigstens zweidimensionale Untergrundverhältnisse vorliegen, obwohl die beobachtete 'Skewness' über den gesamten Periodenbereich sehr klein ist.

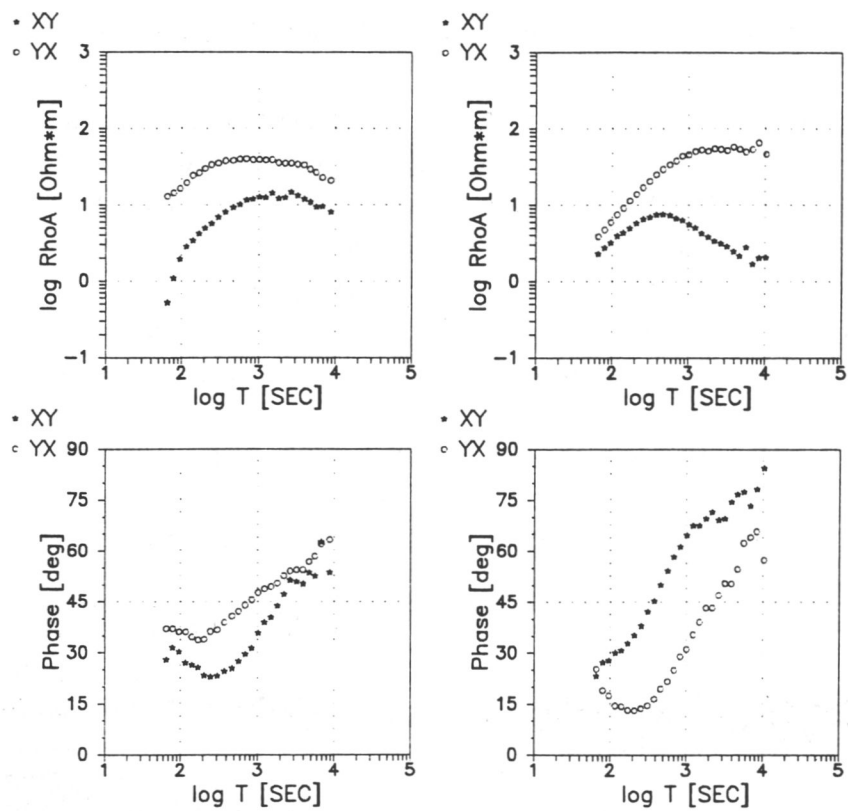


Abb. 7.8: Beispiele von Registrierungen aus dem Vorland. Die Station VIB liegt im Subandin und VIN im Chaco. Der Widerstand der E-Polarisation ist bei der Station VIB die xy-Komponente und bei Station VIN die yx-Komponente.

8. Interpretation der Übertragungsfunktionen durch Modelle

Zur Untersuchung von Zusammensetzung und Struktur der Erdkruste wird in den letzten Jahren verstärkt neben den traditionellen Untersuchungsmethoden die Magnetotellurik eingesetzt (z.B. Wannamaker et al., 1989; Jones & Craven, 1990; ERCEUGT-Group, 1992). Eine der größten elektromagnetischen Forschungskampagnen der letzten Jahre war das EMSLAB-Projekt (ElectroMagnetic Study of the Lithosphere and Asthenosphere Beneath the Juan de Fuca Plate), bei dem, ebenso wie bei den hier vorgestellten Untersuchungen, über eine Subduktionszone hinweg elektromagnetische Registrierungen durchgeführt wurden (z.B. Wannamaker et al., 1989). Geowissenschaftler unterschiedlicher Nationalitäten von insgesamt 18 Institutionen registrierten an der Westküste Nordamerikas GDS- und MT-Daten sowohl an Land als auch auf dem Ozeanboden, und es konnte ein 2D-Widerstandstiefenschnitt für ein ca. 400 km langes Profil über das Juan de Fuca Subduktionssystem erstellt werden (Abb. 8.1).

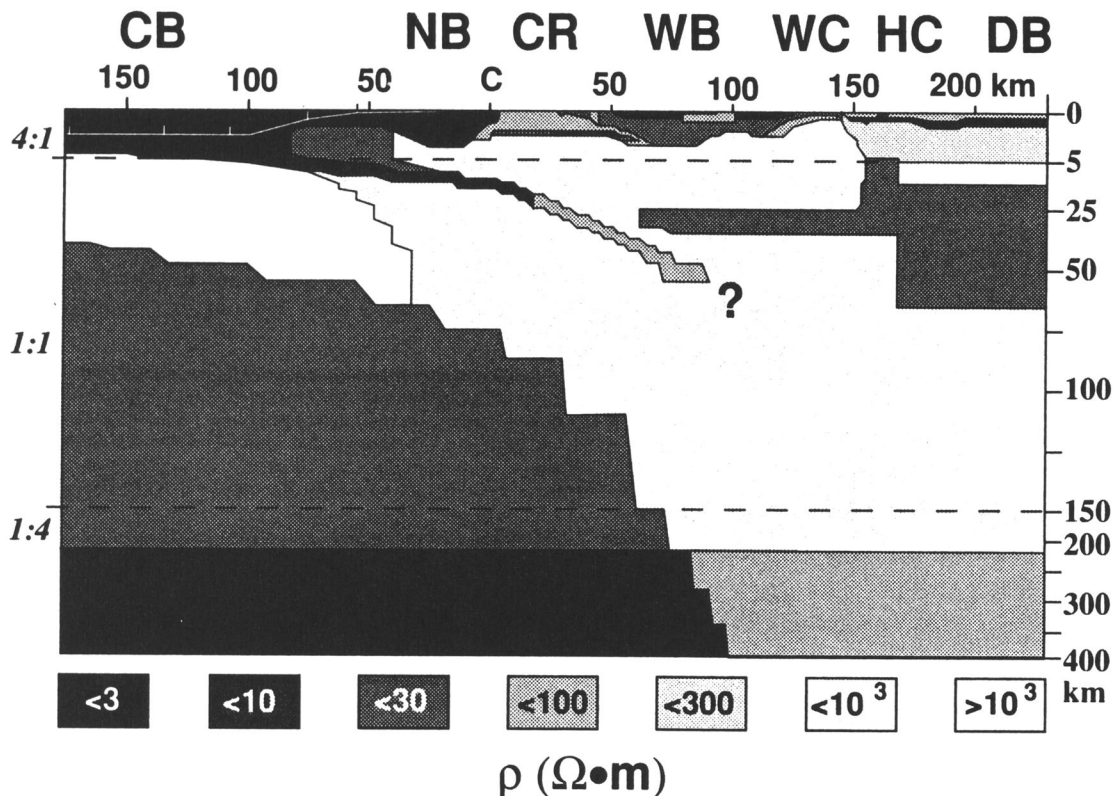


Abb. 8.1: Widerstandstiefenschnitt für Juan de Fuca Subduktionssystem abgeleitet aus 2D-Modellierungen (Wannamaker et al., 1989).

Die ERCEUGT-Group (1992) leitete aus mehreren ein- und zweidimensional modellierten Profilen ein nahezu 1000 km langes N-S verlaufendes Modell zur Verteilung des Widerstandes von den Alpen bis zum Baltischen Meer im zentralen Bereich der Europäischen Geotraverse ab. Sie beobachteten vor allem in der Mittel- und Unterkruste gut leitfähige Bereiche, die mit verschiedenen tektonischen Einheiten in Verbindung gebracht werden konnten.

Das prinzipielle Vorgehen sieht bei allen Untersuchungen sehr ähnlich aus. Mit Hilfe von Modellrechnungen wird eine Verteilung des elektrischen Widerstandes gesucht, mit der die im Gelände registrierten Amplituden- und Phasenbeziehungen der Impedanz erklärt werden können. Dies klingt einfacher als es ist. Vor allem die zweidimensionale Modellrechnung birgt eine Menge von Tücken und Randbedingungen, die beachtet werden müssen, um sinnvolle Modelle zu erhalten. Die Umsetzung von geophysikalischen Daten in ein Modell muß mindestens zwei Aspekten gerecht werden: zum einen muß ein Modell erstellt werden, das die Beobachtungen erklärt, und zum zweiten müssen an diesem Modell Abschätzungen vorgenommen werden, um zu erkennen, welche Modellelemente zwingend nötig sind und welche nicht (Oldenburg, 1979). Inversionsverfahren, die wegen der ständig größer werdenden Datensätze immer beliebter werden, bergen die Gefahr, gerade dem zweiten Aspekt nicht genügend gerecht zu werden. Bevor die einzelnen Modelle in dieser Arbeit vorgestellt werden, wird in den Kapiteln zur ein- und zweidimensionalen Modellrechnung kurz der prinzipielle Weg der Modellfindung erläutert.

8.1 Eindimensionale Modellrechnungen

Für die 1D-Modellierung standen zwei Programme zur Verfügung. Das eine ist ein Inversionsprogramm des Observatorium Neuchatel (Fischer et al., 1981). Nach Vorgabe eines Modells mit Schichtanzahl, den einzelnen Widerständen und Mächtigkeiten, wird mit einem automatischen Suchverfahren solange das Modell verändert, bis die Abweichung zwischen Modell- und Meßwerten minimiert ist. Das andere zur Verfügung stehende Programm ist ein interaktives graphisches Modellierprogramm (Mehl, 1993). Es muß ebenfalls eine Schichtanzahl vorgegeben werden, und danach kann auf dem Bildschirm, der sowohl Meßdaten und Modellantwort zeigt, mit Hilfe des Cursors oder von Zahleneingaben graphisch modelliert werden.

Bei der Anpassung der Daten hat sich eine Kombination aus beiden Programmen bewährt. Zuerst wurde mit Hilfe der graphischen Modellierung ein Startmodell bestimmt, das danach durch den Inversionsalgorithmus modifiziert wurde. In manchen Fällen empfahl es sich, nach der Inversion noch einmal zur interaktiven Modellierung zurückzugehen. Dies war der Fall, wenn die Inversion zwar die Abweichung weiter gemindert hatte, die Werte für das Modell aber extrem und somit unrealistisch wurden. Ziel war es, mit einem möglichst einfachen Modell den Widerstands- und Phasenverlauf anzupassen. Meist ergaben sich so Drei- und Vier-Schichtmodelle.

In den folgenden Abschnitten werden einzelne 1D-Modelle vorgestellt. Sie beschreiben einzelne Details oder werden für Gebiete gezeigt, in denen nahezu eindimensionale Untergrundbedingungen vorhanden sind und somit 1D-Rechnungen die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund gut beschreiben. Dies gilt z.B. für den Altiplano in S-Bolivien. Um eine Vorstellung zur dreidimensionalen Widerstandstiefenverteilung in der Westkordillere

zu erhalten, wird für ein Teil dieses Gebiets, in der eine relativ hohe Meßpunktdichte vorliegt, flächenhaft die Tiefe zum guten Leiter vorgestellt, wie sie aus 1D-Modellen abzuleiten ist. Die betrachteten Stationen, Profile bzw. Gebiete sind der Abb. 8.2 zu entnehmen.

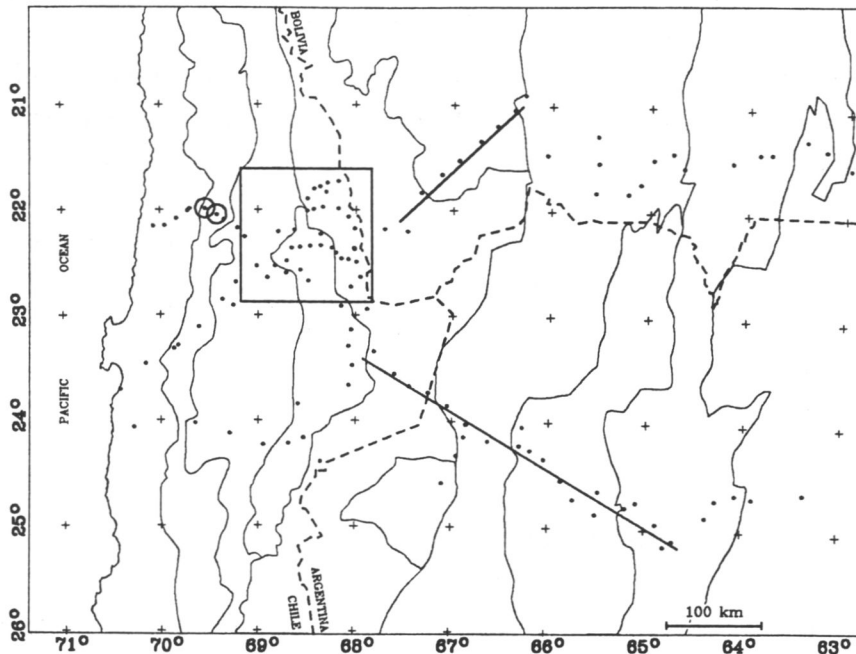


Abb. 8.2: Stationen und Profile, die im Abschnitt 1D-Modellrechnungen untersucht werden.

8.1.1 Die subduzierte Platte als guter Leiter

In Kapitel 7 wurde für die Stationen der Küstenkordillere und des chilenischen Längstales eine Widerstandsverteilung mit der Periode beschrieben, die in der E-Polarisation ein Minimum aufweist. Das Minimum verschiebt sich mit wachsendem Abstand zwischen den Stationen und der Küstenlinie zu längeren Perioden und deutet auf eine gut leitfähige Zone (GLZ) hin, die nach Osten einfällt. Dies legt die Vermutung nahe, daß die GLZ durch die abtauchende ozeanische Platte begründet ist. Dieser Aspekt wurde mit Hilfe von 1D-Modellrechnungen für die Daten der E-Polarisation untersucht.

Bedingt durch den Ozeaneffekt sind die Widerstände der E-Polarisation relativ klein und somit stark störanfällig. Erst für Stationen mit einem Abstand > 60 km von der Küstenlinie wird eine sinnvolle Modellierung möglich. Abb. 8.3 zeigt für die Stationspunkte TER und CAR, beide aus dem chilenischen Längstal und auf der Breite von ca. 22° S, die Widerstände und zugehörigen Phasen in Abhängigkeit von der Periode. Die Station TER ist ca. 67 km von der Küstenlinie entfernt, der Widerstands- und besonders der Phasenverlauf ist mit großen Fehlern behaftet. Obwohl die Station CAR nur 13 km weiter östlich liegt, wird eine deutlich bessere Datenqualität erreicht. Für beide Stationen wurden 1D-Modellierungen durchgeführt.

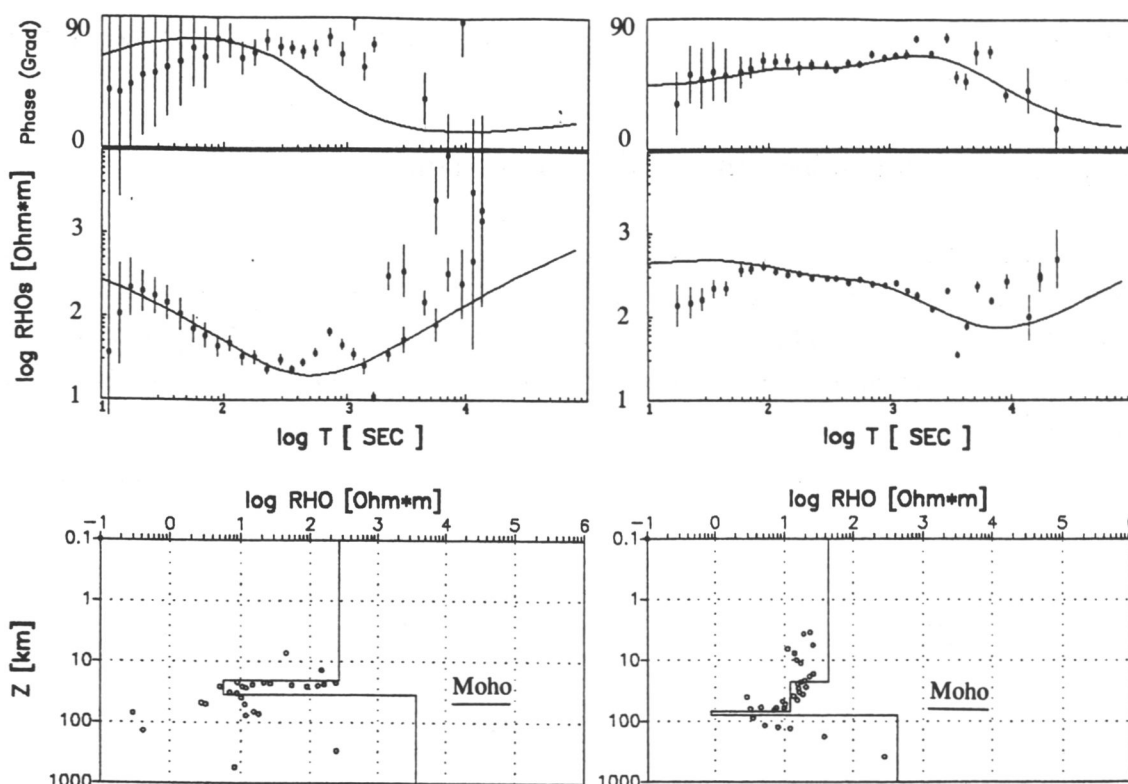


Abb. 8.3: Die Stationen TER und CAR und für sie bestimmte 1D-Modelle. Die Tiefenlage der Moho ist Wigger et al. (1993) entnommen.

Aufgrund der Datenqualität bei TER existiert eine Vielzahl von Modellen, die die Meßdaten ähnlich gut erklären können. Eines war allen gefundenen 1D-Modellen gemein: Bei einer Modellierung der Widerstandskurve als Dreischichtfall ergab sich für die gutleitende Zwischenschicht immer eine integrierte Leitfähigkeit (ILF), die zwischen 2000 und 4000 Siemens lag. Ein Modell für TER mit einer integrierten Leitfähigkeit der Zwischenschicht von ca. 2500 S wird im unteren Teil der Abb. 8.3 gezeigt. Hier ist auch der durch eine Bosticktransformation berechnete Widerstand dargestellt, der die Periodenabhängigkeit des Widerstands in eine Tiefenabhängigkeit überführt. Im oberen Teil der Abb. 8.3 ist als durchgezogene Linie der Widerstands- und Phasenverlauf des Modells gekennzeichnet. Die Station CAR wurde als Vierschichtfall interpretiert. Das gefundene Modell gibt sowohl den Phasen- als auch den Widerstandsverlauf recht gut wieder. Die Zwischenschicht spaltet sich in zwei einzelne gut leitfähige Bereiche auf, wobei der tieferliegenden Schicht eine hohe integrierte Leitfähigkeit mit ca. 13 000 S zukommt. Alle weiteren 1D-Modellierungen an dieser Station bestätigten ähnlich hohe integrierte Leitfähigkeiten. Zusätzlich zu den 1D-Modellen für die MT-Daten ist in Abb. 8.3 die Tiefenlage der Kruste-Mantelgrenze (Moho) eingezeichnet, wie sie aus refraktionsseismischen Untersuchungen (Wigger et al., 1993) abgeleitet wurde. Bei TER liegt der im Untergrund gefundene gute Leiter oberhalb der subduzierten Platte, während bei CAR oberhalb der Platte eine 46 km mächtige Zone mit einem erniedrigten Widerstand ($12 \Omega\text{m}$) beobachtet wird und ein weiterer Widerstandsabfall auf $< 1 \Omega\text{m}$ im Bereich der Oberkante der ozeanischen Platte erkennbar ist. Aufgrund der starken Anisotropie zwischen den Daten der E- und

B-Polarisation kann aber nicht von einem zusammenhängenden guten Leiter ausgegangen werden.

8.1.2 Die Westkordillere nordöstlich von Calama

Die Präandine Depression und die Westkordillere sind nordöstlich der Stadt Calama mit 36 Meßpunkten relativ dicht vermessen. An allen Stationen der Westkordillere wird eine Widerstandsabnahme zu längeren Perioden beobachtet. Aus Modellen wurde die Tiefe zur Oberkante des guten Leiters in der Kruste bestimmt und wird im folgenden für ein Teilgebiet flächenhaft dargestellt.

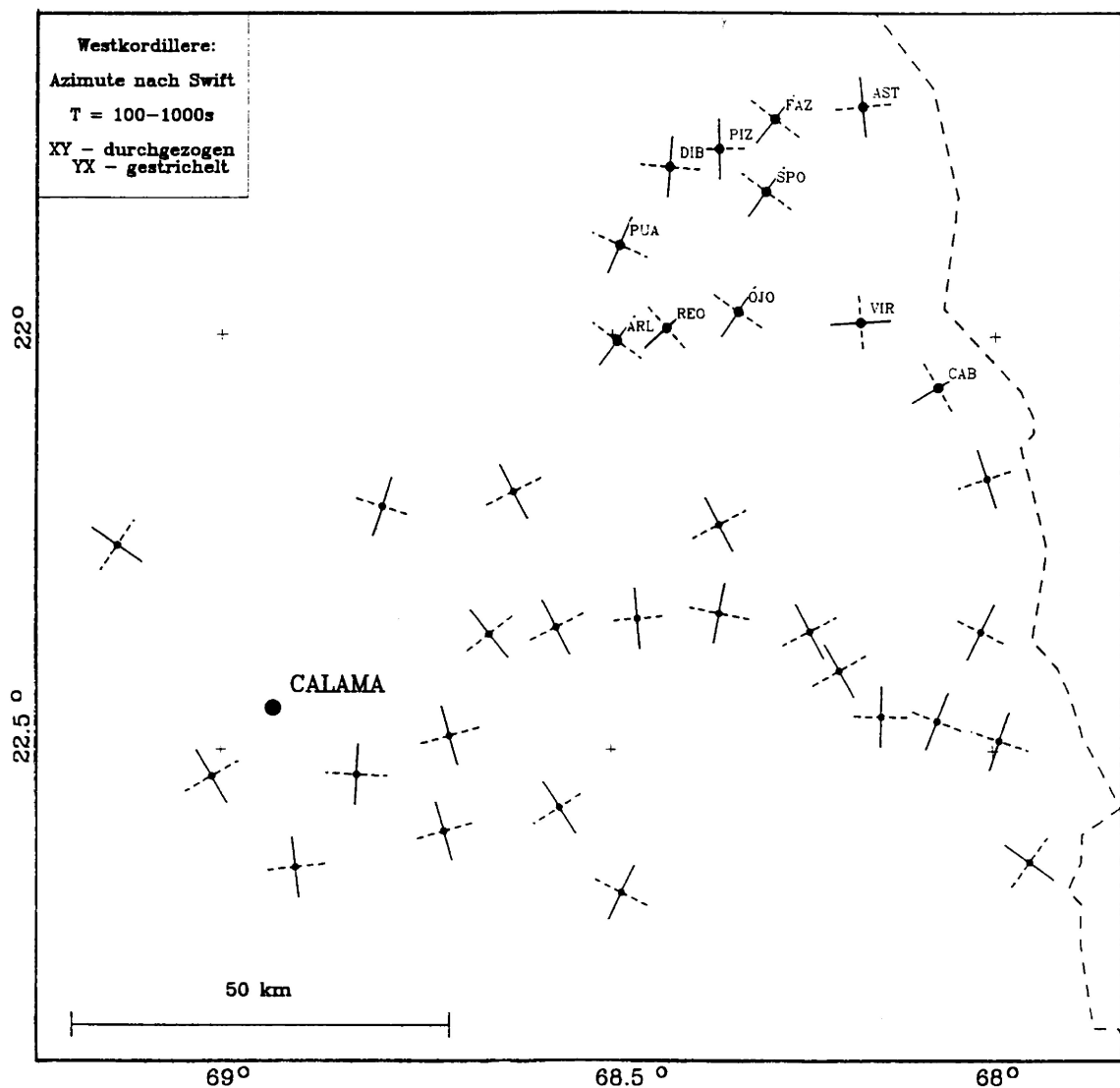


Abb. 8.4: Azimute nach der Drehoption von Swift für die Stationen nordöstlich der Stadt Calama, mit Beiträgen von Massow (1993).

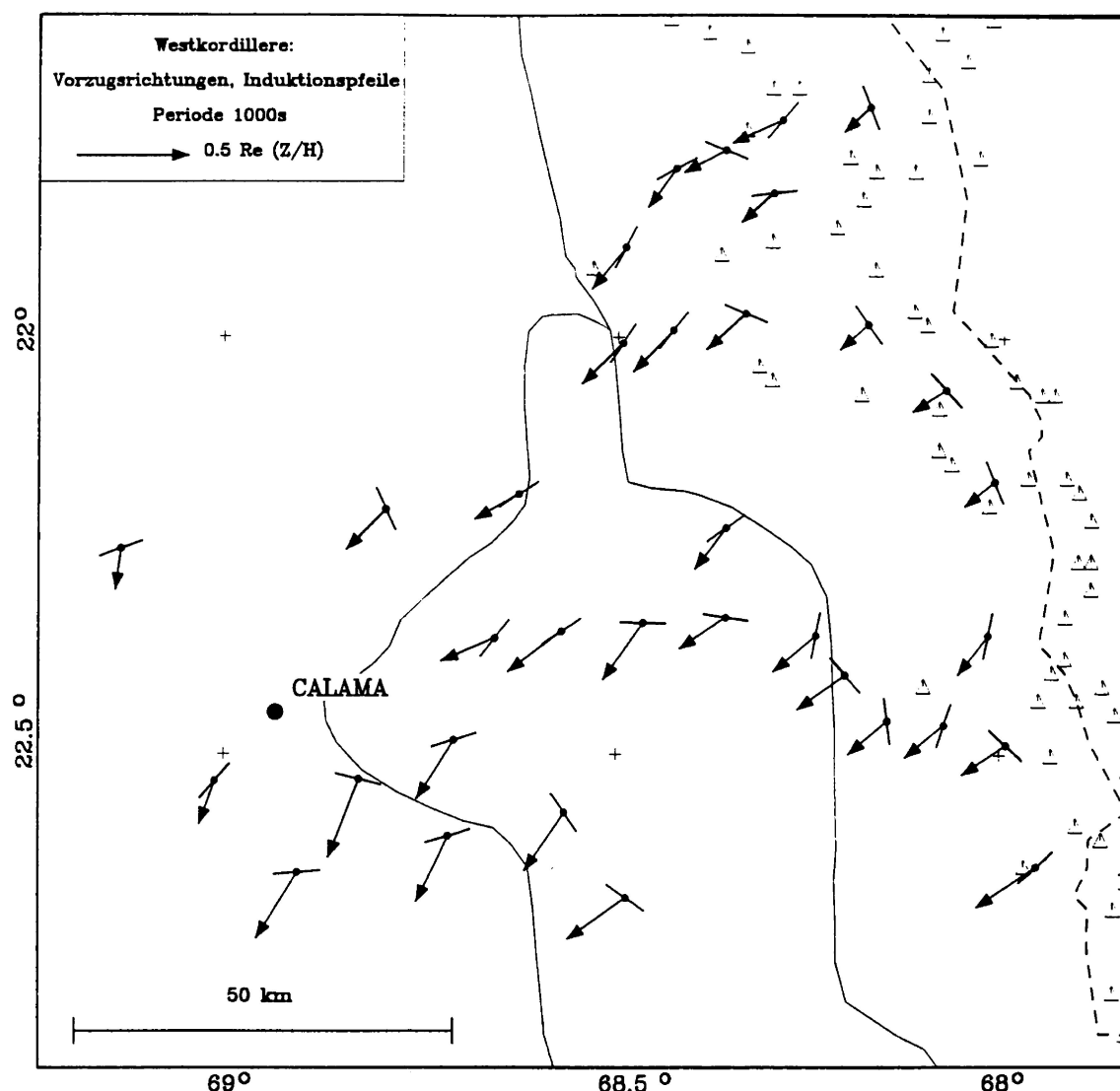


Abb. 8.5: Induktionspfeile und elektrische Vorzugsrichtungen, mit Beiträgen von Massow (1993). Die Dreiecke repräsentieren Vulkane.

Die 1D-Modelle sollten für den Widerstand der E-Polarisation bestimmt werden, da er ein geglättetes Modell der Widerstandsverteilung für den Untergrund liefert. Aufgrund der Anisotropie zwischen den beiden Polarisationsrichtungen würde eine fehlerhafte Zuordnung der Tensorelemente in E- und B-Polarisation zu vollkommen falschen Ergebnissen führen. Die richtige Zuordnung ist an einer Station (TAT) aus der Westkordillere ausführlich bei Schwarz et al. (1984, 1986) diskutiert worden. In einem Experiment, bei dem in 1,3 km Entfernung zu einem älteren Meßort erneut registriert wurde, konnte die richtige Zuordnung durch das stetige Verhalten des Widerstands in der E-Polarisation bestätigt werden. Um eine Trennung der Tensorelemente in E- bzw. B-Polarisation vornehmen zu können, wurden die Koordinatensysteme der gemessenen Felder nach dem Drehkriterium von Swift auf Hauptachsen gedreht. Die Abb. 8.4 zeigt die sich ergebenden Koordinatensysteme und verdeutlicht, daß sich nur in wenigen Fällen das Koordinatenkreuz klar NS-EW ausrichtet, obwohl dies aufgrund der geo-

logischen Streichrichtung zu erwarten wäre. Häufig weichen die aufgespannten Systeme mit Winkeln $> 40^\circ$ gegenüber Nord ab. Allein aus der Richtung der Koordinatensysteme ist eine eindeutige Zuordnung der Tensorelemente in das parallel zur Streichrichtung (= E-Polarisation) und in das senkrecht dazu stehende Element nicht möglich.

Die Induktionspfeile bieten eine Entscheidungshilfe, die Polarisationen zu identifizieren. Der Pfeil zeigt in Richtung des Leitfähigkeitsgradienten, somit gibt seine Senkrechte die elektrische Streichrichtung wieder. In Abb. 8.5 sind Induktionspfeile und elektrische Vorzugsrichtungen für $T = 1000$ s dargestellt. Betrachtet man die Vorzugsrichtungen, die im guten Leiter parallel zu GLZ liegen, sieht man, wie sie im Osten den Verlauf der Vulkane nachzeichnen und sich weiter westlich stärker W-E orientieren. Bei den nordöstlichen Stationen erkennt man den Übergang von einem hochohmigen Bereich zu einer GLZ deutlich. Im hochohmigen Bereich liegen die Induktionspfeile und die Vorzugsrichtung parallel zueinander, in der GLZ sind sie senkrecht zueinander orientiert. Die Präandine Depression, deren Begrenzung ebenfalls eingezeichnet ist, scheint ebenfalls die Vorzugsrichtung zu beeinflussen.

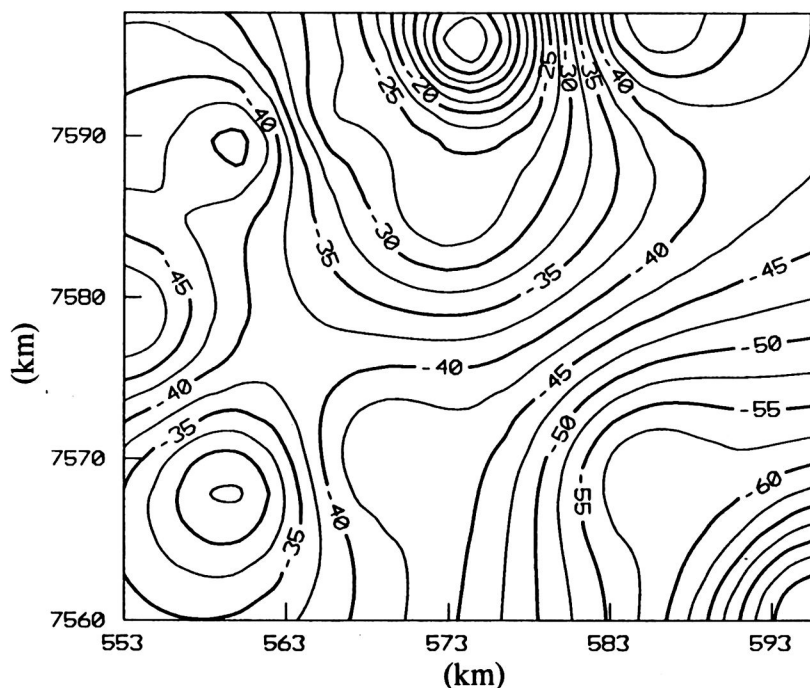


Abb. 8.6: Tiefenlage der Oberkannte des guten Leiters, abgeleitet aus 1D-Modellierungen für die in Abb. 8.4 namentlich gekennzeichneten Stationen.

Die gemeinsame Interpretation von Induktionspfeilen, Vorzugsrichtungen und Azimuten erlaubte für den nach dem Swift'schen Drehkriterium ausgewerteten Tensor die Bestimmung der E-Polarisation. Die Stationen östlich von Calama wurden von Massow (1993) untersucht, und für dieses Profil wurde ein detailliertes 2D-Modell erstellt. Für die nordöstlichen Stationen, die in Abb. 8.4 namentlich gekennzeichnet sind und den Übergang von einem hoch- zu einem niederohmigen Bereich zeigen, wurde aus 1D-Modellen die Tiefe zur GLZ bestimmt und durch

Interpolation die Tiefenlage der GLZ in der Fläche dargestellt (Abb. 8.6). In dem ca. 1200 km² großen Gebiet schwankt die Tiefe der GLZ zwischen extremen Hochlagen (Stationen ARL und FAZ) und 70 km Tiefe. Die interpolierte Fläche zeigt als regionalen Trend einen Aufstieg des guten Leiters nach Norden und sein Abtauchen nach Osten. Während der Aufstieg der GLZ nach Norden mit einer Zunahme der ILF, abgeschätzt aus den Ergebnissen der Tiefen-sondierung, übereinstimmt, ist das Absinken nach Osten nicht mit den übrigen Beobachtungen konsistent.

8.1.3 Der Altiplano in Süd-Bolivien

Die Station ESC wurde in Kapitel 7 als eine typische Registrierung aus dem bolivianischen Altiplano vorgestellt. Es wurden eine gut leitende Bedeckung, darunter ein hochohmiger Bereich mit einem Widerstand von ca. 100 Ω m, und für Perioden > 300 s eine Abnahme des Widerstandes beschrieben. Da für beide Polarisationen der Widerstand in Abhängigkeit von der Periode einen nahezu parallelen Verlauf aufweist und für die Phasen eine gute Übereinstimmung beobachtet wird, können eindimensionale Untergrundverhältnisse angenommen werden. Der Parallelversatz zwischen den Widerstandskurven der E- und B-Polarisation kann z.B. wie bei der Station HOR (Abb. 8.7) relativ große Werte annehmen. Dies widerspricht der Eindimensionalität aber nicht, sondern zeigt lediglich, daß kleinräumige, oberflächennahe Inhomogenitäten vorhanden sind, die das elektrische Feld verzerren. In Abb. 8.7 ist ebenfalls der mit Hilfe der Bostiktransformation auf die Tiefe umgerechnete Widerstand eingezeichnet, der die extreme Leitfähigkeitszunahme in der Kruste zeigt.

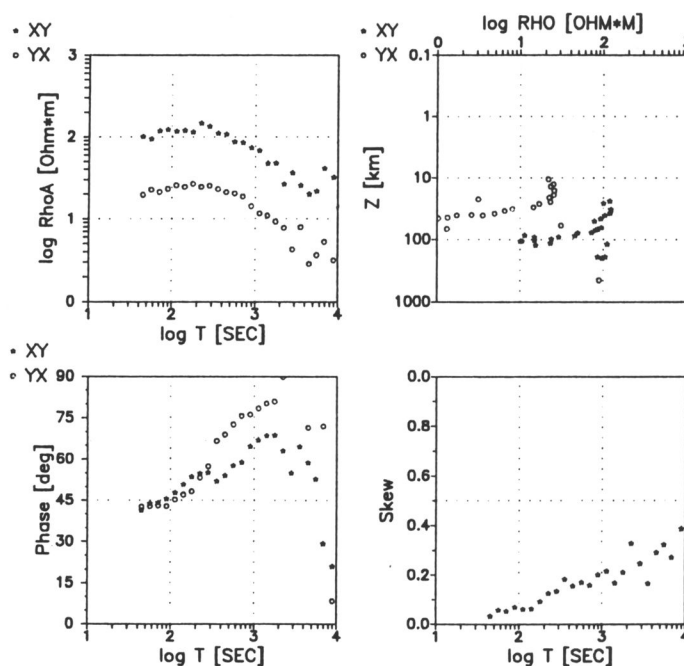


Abb. 8.7: Die Station HOR aus dem Altiplano S-Bolivians. Dargestellt sind der scheinbare spezifische Widerstand und die zugehörige Phase, der Widerstand der Bostiktransformation und die 'Skewness'.

Schwarz et al. (1984, 1986) leiteten die Widerstandsverteilung für den Altiplano aus ein-dimensionalen Modellinversionen ab und diskutierten sie ausführlich. Aus diesem Grund wird hier nur eine kurze Zusammenfassung der Ergebnisse wiedergegeben. Ein Pseudo-Tiefenschnitt des spezifischen Widerstandes für den Altiplano ist in Abb. 8.8 dargestellt. In dem SW-NE-Profil werden die mächtigen Oberflächensedimente als ein gut leitender Bereich beobachtet. Sie liegen auf einem Grundgebirge mit einem Widerstand von ca. $60 \Omega\text{m}$, dem wiederum eine mehr als 10 km mächtige, sehr gut leitende Schicht unterlagert ist. Diese GLZ liegt im Westen des Altiplano in einer Tiefe von ca. 40 km, steigt nach Osten an und liegt beim Übergang zur Ostkordillere in einer Tiefe von ca. 20 km. Die Unterkante der GLZ konnte nicht bestimmt werden. Aufgrund von Modellannahmen kann aber eine IFL von mindestens 12000 S angenommen werden, die bei einem Widerstand von $1 \Omega\text{m}$ für die GLZ eine Mächtigkeit von $> 12 \text{ km}$ ergeben würde (Schwarz et al., 1993). Eine stark erhöhte Leitfähigkeit in ca. 40 km Tiefe wurde auch im Norden des Altiplano entdeckt (Ritz et al., 1991). Ein Aufstieg der GLZ wurde aber auf dem ca. 200 km langen, ebenfalls SW-NE verlaufendem Profil nicht beobachtet.

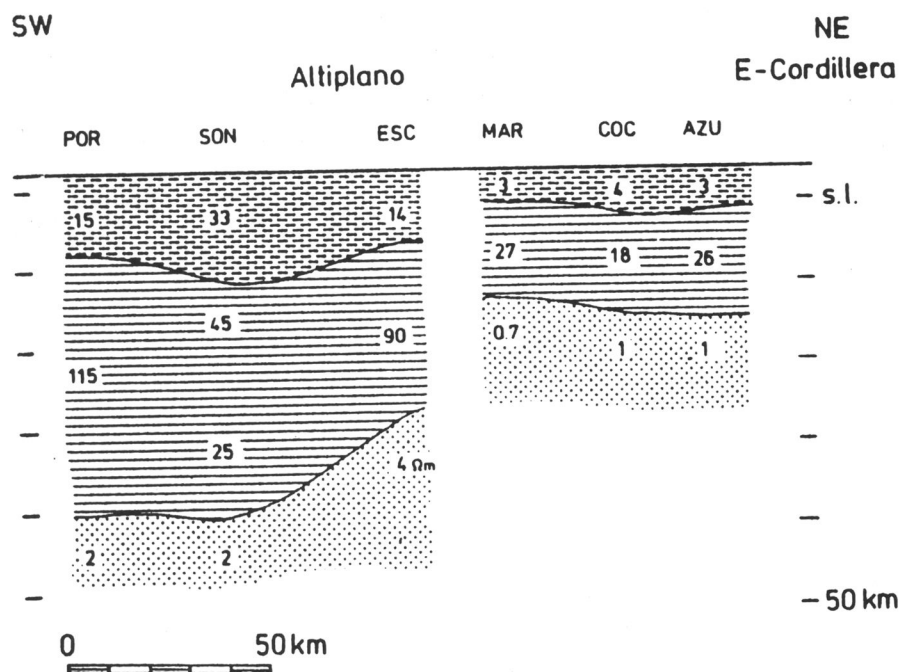


Abb. 8.8: Widerstandsverteilung für ein SW-NE Profil über den Altiplano, abgeleitet aus 1D-Modellen (nach Schwarz et al., 1984).

8.1.4 Ein Profil entlang des Calama-Olacapato-El Torro Lineaments

Im folgenden wird für die südlichen Stationen der Hochkordillere ebenfalls ein Pseudo-Tiefenschnitt vorgestellt. Das ca. 300 km lange NNW-SSE verlaufende Profil beginnt in der Westkordillere, durchquert die gesamte Ostkordillere und endet im Subandin. Das Profil kreuzt

die aus den Ergebnissen der Tiefensondierung bestimmte GLZ (vgl. Abb. 6.2). Auf eine 2D-Modellierung dieser Daten mußte aber aus folgenden zwei Gründen verzichtet werden: Zum einen liegen die nördlichen Meßpunkte des Profils parallel zur lateralen Leitfähigkeitsgrenze, wie es die Induktionspfeile zeigen (Abb. 8.9), die für die Stationen AGC bis CAT über alle Perioden nach SSW weisen und bei ca. $T = 1000$ s ihre Maximalwerte erreichen. Der zweite, viel entscheidendere Grund für den Verzicht auf eine 2D-Modellierung dieser Daten liegt aber darin, daß das gesamte Profil entlang eines großen geologischen Störungssystems verläuft. Die Stationspunkte liegen beiderseits der Hauptstörung, und ihre Registrierungen sind sehr heterogen. Da für dieses Profil auch mit hohem Aufwand keine befriedigendes 2D-Modell gefunden werden kann, schien es sinnvoll, als Näherung einen Pseudo-2D-Tiefenschnitt aus 1D-Inversionen der E-Polarisation abzuleiten.

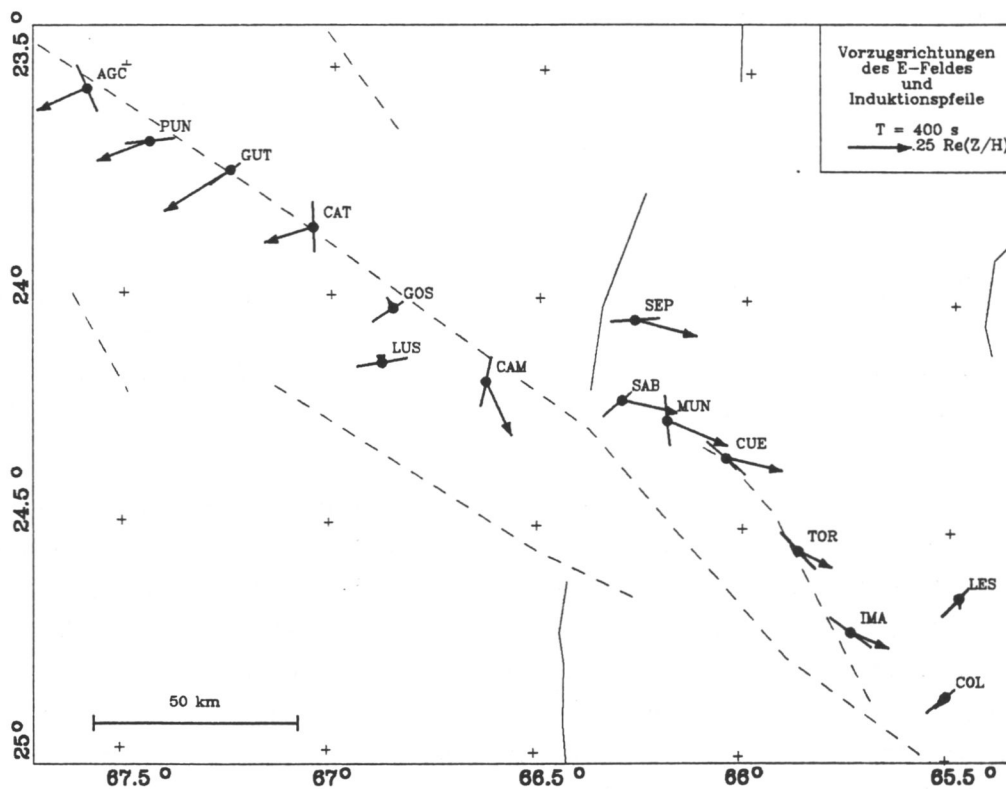


Abb. 8.9: Vorzugsrichtungen des elektrischen Feldes und Induktionspfeile für die Stationen AGC bis COL des Profils entlang des Calama-Olacapato-El Torro Lineaments.

Den Abb. 8.9 und Abb. 8.10 ist zu entnehmen, wie stark die Daten durch das Calama-Olgacapato-El Torro Lineament beeinflusst werden. Die Vorzugsrichtung des elektrischen Feldes und eine Komponente des Azimuts, der über den registrierten Periodenbereich relativ stabil ist, zeichnen in einigen Bereichen die Störungslinien nach. Die Induktionspfeile erwecken den Eindruck, daß sie sowohl durch das Störungssystem als auch durch tiefere Krustenleiter hervorgerufen werden. Die Pfeile lassen erwarten, daß zwischen den Stationen CAT und CAM bei den Stationen GOS und LUS die GLZ angetroffen wird. Die Modelle wurden für die E-

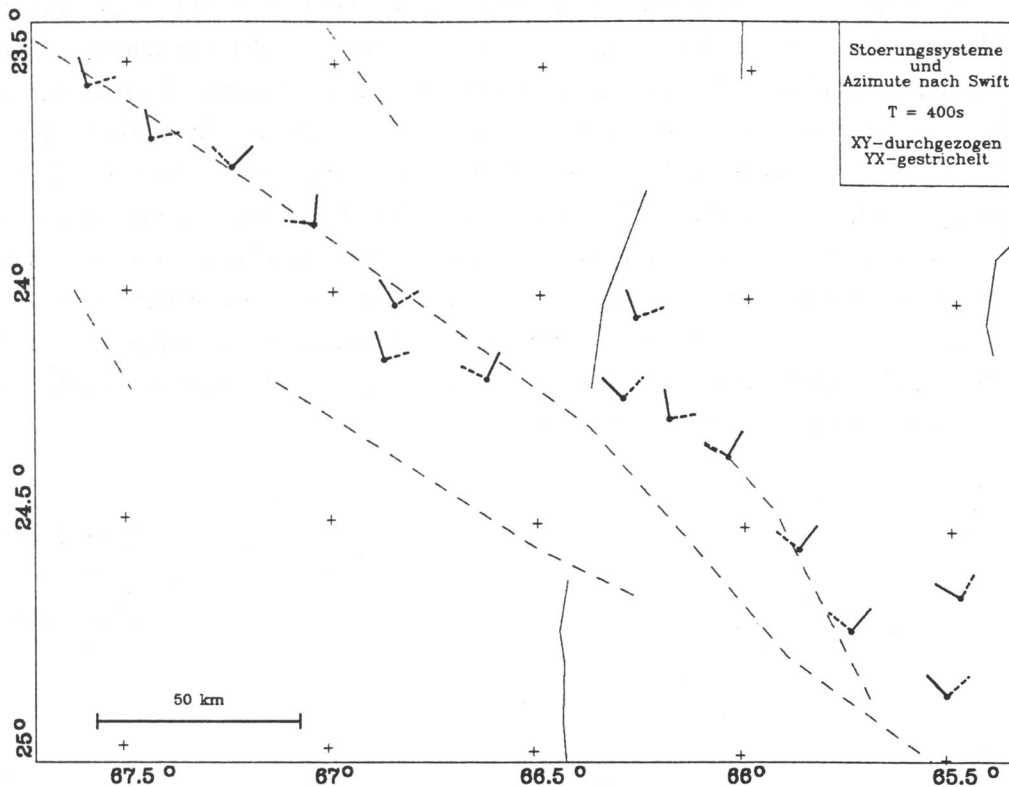


Abb. 8.10: Auf die Hauptachsen gedrehte Koordinatensysteme des Impedanztensors nach der Methode von Swift. Hinterlegt sind Hauptstörungssysteme.

Polarisation aus dem Tensor bestimmt, der mit der Swift'schen Drehoption auf die Hauptachsen transformiert war. Bei der Station CAT konnte nicht zweifelsfrei entschieden werden, welche Komponente der E-Polarisation zugehörig ist. Während die Induktionspfeile die xy-Komponente (vgl. Abb. 8.9, Abb. 8.10) als E-Polarisation ausweisen, spricht ein Vergleich der Azimute mit der Geologie für die yx-Komponente. Auch ein Vergleich des Widerstands dieser Station mit den benachbarten Stationen, um über die Stetigkeit der E-Polarisation eine Zuordnung vornehmen zu können, brachte keine klare Entscheidung. Abb. 8.11 zeigt die aus 1D-Modellierungen abgeleitete Widerstandsverteilung. In zwei Bereichen ist eine ausgeprägte Zone erhöhter Leitfähigkeit zu beobachten. Eine Anomalie liegt in der Westkordillere im Unterkrustenbereich, die bis zur Ostkordillere reicht (CAT). Entscheidet man sich bei CAT allerdings für die andere Komponente als die der E-Polarisation, so setzt sich die GLZ fort und steigt zu geringeren Tiefen auf. Bei den Stationen GOS und LUS wird, entgegen den Erwartungen aus der Tiefensondierung, kein extrem guter Leiter in der Kruste angetroffen. Statt dessen liefert das Modell für GOS einen relativ geringen Widerstand mit 23 Ω m bis in große Tiefe. Eine zweite Anomalie erkennt man östlich von San Antonio in der Mittel- bis Unterkruste. Die aneinandergereihten 1D-Modelle zeigen ansonsten kein einheitliches Bild. Ursache hierfür kann neben 'echten' Änderungen in der Widerstandstiefenverteilung eine Verfälschung des Impedanztensors durch Verzerrungen der elektromagnetischen Felder sein.

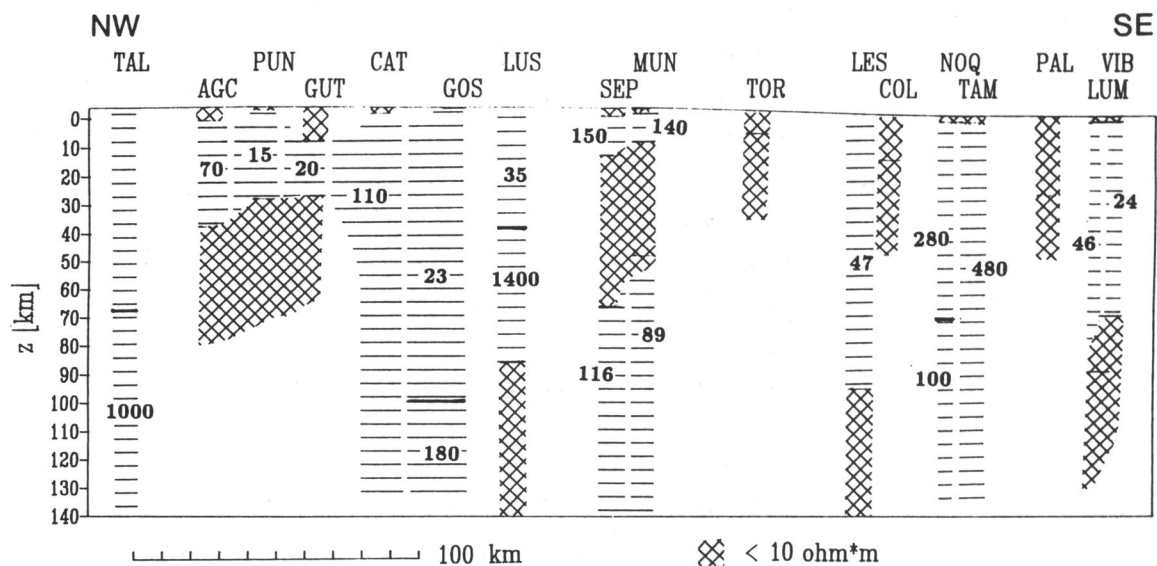


Abb. 8.11: Pseudo 2D-Widerstandstiefenschnitt für das Profil entlang des Calama-Olacapato-El Torro Lineaments, abgeleitet aus 1D-Modellen für die Daten der E-Polarisation.

8.2 Zweidimensionale Modellrechnungen

Die 2D-Modelle wurden durch Vorwärtsmodellierung nach dem Prinzip 'trial and error' mit dem auf der Methode der finiten Elemente beruhenden Programm von Wannamaker et al. (1987) gefunden. Eine detaillierte Beschreibung des Rechenprogramms und der zugrunde gelegten theoretischen Grundlagen findet man bei Wannamaker et al. (1986, 1987). Ziel der Modellierung war es, mit einem möglichst einfachen Modell die Widerstände und Phasen der E- und B-Polarisation für die Magnetotellurik und für die Tiefensondierung die Induktionspfeile $[\text{Re } Z/H]$ anzupassen.

Als Startmodell diente ein 2D-Modell, das aus 1D-Modellen an allen Stationspunkten entlang des Profiles abgeleitet wurde, indem Bereiche ähnlicher spezifischer Widerstände miteinander verbunden wurden. Die Modelle der E-Polarisation liefern eine geglättete Wiedergabe der Widerstandstiefenverhältnisse und gelten häufig als die verlässlicheren Ausgangsmodelle. Bei der Modellfindung wurde aber beobachtet, daß die 1D-Modelle der B-Polarisation in Bereichen mit starken lateralen Änderungen eine bessere Näherung zum 2D-Modell lieferten. So entstanden Startmodelle, die aus 1D-Modellen beider Polarisationen bestimmt wurden, und andere, die ausschließlich aus Modellen der E-Polarisation abgeleitet wurden, wie z.B. im Andenvorland.

Schon einfachste 2D-Widerstandsverteilungen stellen, bedingt durch den stark voneinander abweichenden Stromfluß bei der E- und B-Polarisation, sehr komplizierte Systeme dar. Häufig

wird bei der Vorwärtsmodellierung durch eine Änderung im Modell die Anpassung eines Parameters verbessert, während sie sich gleichzeitig für einen oder mehrere andere stark verschlechtert. Nur für sehr einfache Leitfähigkeitsverteilungen lassen sich Regeln (z.B. Fischer et al., 1992) zum Verhalten der magnetotellurischen Größen über Strukturen ableiten. Somit fordert die Modellierung neben Beachtung vorhandener Regeln ein intuitives, einfühlsames Vorgehen bei der Modellfindung. Damit nicht die Gefahr der 'Modell(er)findung in 2D' vorkommen kann, wie sie von Schmucker (1992) diskutiert wird, soll im folgenden beschrieben werden, wie bei der Modellfindung konkret vorgegangen wurde.

Um den Regeln der Diskretisierung für das benutzte Programm zu genügen, entstanden Modelle, die bedingt durch extreme Leitfähigkeitskontraste (z.B. Ozean - Land) und Topographie sehr groß wurden. Das 2D-Modell, in dem der Ozean berücksichtigt wird, besteht aus ca. 210 Stützstellen in y-Richtung und ca. 110 Knotenpunkten in z-Richtung. Um schräge Strukturen modellieren zu können, wurde jedem durch die Punkte aufgespannten Rechteck vier Widerstände zugeordnet. Berechnet man für solch ein Modell die Übertragungsfunktionen der MT und GDS für z.B. elf Perioden, so benötigt der Großrechner der FU Berlin (CYBER 960), eine Rechenzeit von ca. 8000 s.

Für die Vorwärtsmodellierung wurden insgesamt weit über 250 Modelle berechnet, bis 'vorläufige Endmodelle' gefunden waren, die die Meßdaten in ausreichender Form erklären konnten. An einem 'vorläufigen Endmodell' wurden erneut nach der Methode 'trial and error' weitere Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, das gefundene Modell zu vereinfachen. Erfahrungsgemäß entstehen bei der Vorwärtsmodellierung komplizierte Modelle mit vielen Einzelheiten, die zwar die Meßdaten befriedigen, aber darüberhinaus Elemente enthalten, die für die Anpassung nicht zwingend erforderlich sind. Dies gilt besonders für oberflächennahe Strukturen, da sich gerade für die kurzperiodischen Registrierungen Induktionsräume ergeben, die sich nicht ausreichend überdecken, um gesichert aufgelöst werden zu können. Durch Vereinfachungen der Modelle unter Berücksichtigung von Randbedingungen wurden die *vorläufigen Endmodelle* zu den *Endmodellen*, wie sie in dieser Arbeit vorgestellt werden.

Das beschriebene Vorgehen schließt natürlich nicht aus, daß es andere Modelle gibt, die die Daten ähnlich gut erklären. Da die dieser Arbeit zugrunde liegenden Modelle aber prinzipiell so aufgebaut wurden, daß ihnen, gemessen an der großen Anzahl der zur Verfügung stehenden Datensätze, eine relativ kleine Zahl an Freiheitsgraden zukommt, sind sie gut belegt.

Die Fehlerabschätzung bei einem Modell ist problematisch und kaum möglich. Was allgemein dazu gesagt werden kann, klingt nahezu trivial, und doch sollte man sich bei der Betrachtung von Modellen dieser Punkte bewußt sein: Die Dimensionalität und/oder die Streichrichtung des Untergrundes kann sich entlang eines langen Profils ändern. Somit sind zwangsläufig bei einer 2D-Modellierung einige Bereiche im Modell besser bestimmt als andere. Natürlich ist auch der Meßpunktabstand, der nicht regelmäßig und für den Modellierer fast immer zu groß ist, ein

Parameter, der das Auflösungsvermögen des Modells bestimmt. 'Last, but not least' ist die Qualität der Meßdaten die entscheidende Größe zur Fehlerabschätzung, da ein Modell höchstens so gut wie seine Ursprungsdaten sein kann.

Die Verteilung des elektrischen Widerstandes im Untersuchungsgebiet wird vermutlich gerade im tieferen Untergrund durch den Subduktionsprozess bestimmt. So lag der Wunsch nach einem alle morphologischen Einheiten querenden W-E-Profil nahe. Diese Vorgabe in einem einzigen Modell zu erfüllen war nicht möglich. Das Untersuchungsgebiet ist mit einer W-E-Erstreckung von ca. 750 km zu groß und komplex, um es modellertechnisch in einem einzigen Modell zu betrachten. Auch die Verteilung der Stationen im Untersuchungsgebiet ließ es sinnvoll erscheinen, einzelne Profilabschnitte zu bearbeiten, damit die Abstände bei der Projektion der Stationen auf ein W-E-Profil nicht zu groß wurden. Dies ist besonders zu beachten, da aus den Ergebnissen der Tiefensonderung eine Abweichung der elektrischen Streichrichtung gegenüber Nord zu beobachten ist (vgl. Abb. 6.2).

Aus der Verteilung der Stationen und den Ergebnissen bezüglich der elektrischen Streichrichtung wurden vier Profile, die alle morphologische Einheiten der Anden durchqueren, ausgewählt und zweidimensional modelliert. Die Lage der vier 2D-modellierten Profile: N-Chile, Altiplano, Bolivien und Subandin-Chaco ist der Abb. 8.12 zu entnehmen.

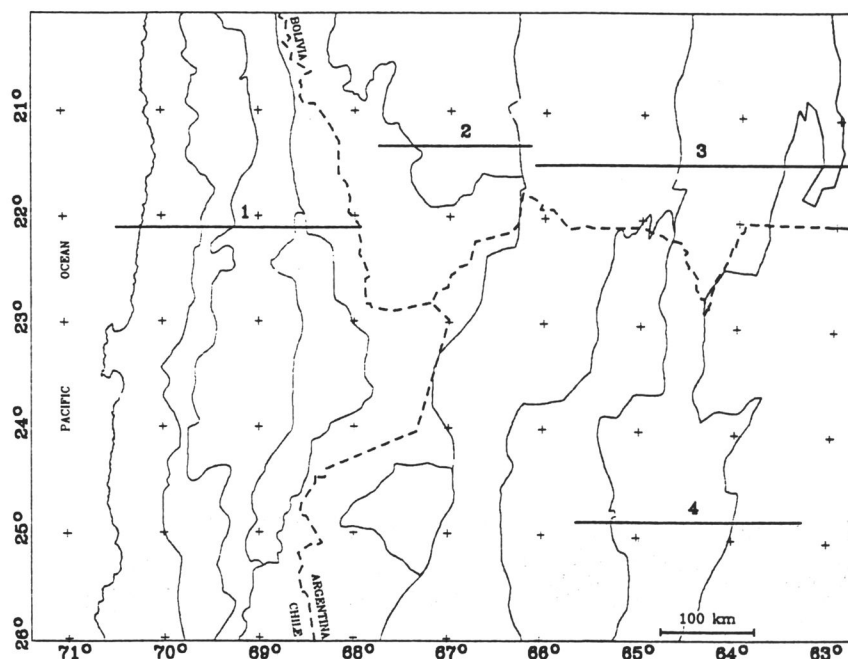


Abb. 8.12: Lage der 2D-Profile: 1 = Profil N-Chile, 2 = Profil Altiplano, 3 = Profil Bolivien, 4 = Profil Subandin-Chaco.

8.2.1 Profil Nord-Chile

Für das Profil N-Chile wurde auf der Breite von ca. 22° S das westlichste 2D-Modell erstellt. Bei einer Länge von 270 km, gemessen ab der Küstenlinie, quert es von West nach Ost die Küstenkordillere, das Längstal, die Präkordillere und endet im rezenten magmatischen Bogen. Aus jeder morphologischen Einheit liegen wenigstens drei Registrierungen vor. Bei der Modellierung des Profils ergibt sich als 'Randbedingung' die des Ozeanes. Der Einfluß des Ozeans als guter Leiter wurde für den Bereich des zu modellierenden Profiles als ein Ergebnis der Tiefensondierung in Kapitel 6 diskutiert (vgl. Abb. 6.6). Um den Küsteneffekt bei der Modellierung zu berücksichtigen, wurde der Ozean in das Modell einbezogen. Die Topographie des Ozeanbodens ist gut bekannt und in Abb. 8.13 ist sowohl deren Verlauf bei 22° S als auch das daraus resultierende Modell dargestellt. Aus modellertechnischen Gründen wurde der Ozean als Kasten mit einer 'Tiefe' von 4000 m angenähert. Integrierte Leitfähigkeiten wurden anhand der Ozeantopographie für den Schelfbereich mit 6000 S (mittlere Tiefe $z = 1500$ m; $\rho = 0.25 \Omega$), für den normalen Ozean mit 16000 S ($z = 4000$ m) und den Tiefseeegraben mit 24000 S ($z = 6000$ m) abgeschätzt und die entsprechenden Widerstände dem Modell zugeordnet. Zur Dämpfung des Widerstandkontrastes zwischen Ozean und Land wurde sowohl in y - als auch in z -Richtung ein Übergangsbereich von 2 bzw. 4 km Breite mit 50 und 80 Ω m modelliert.

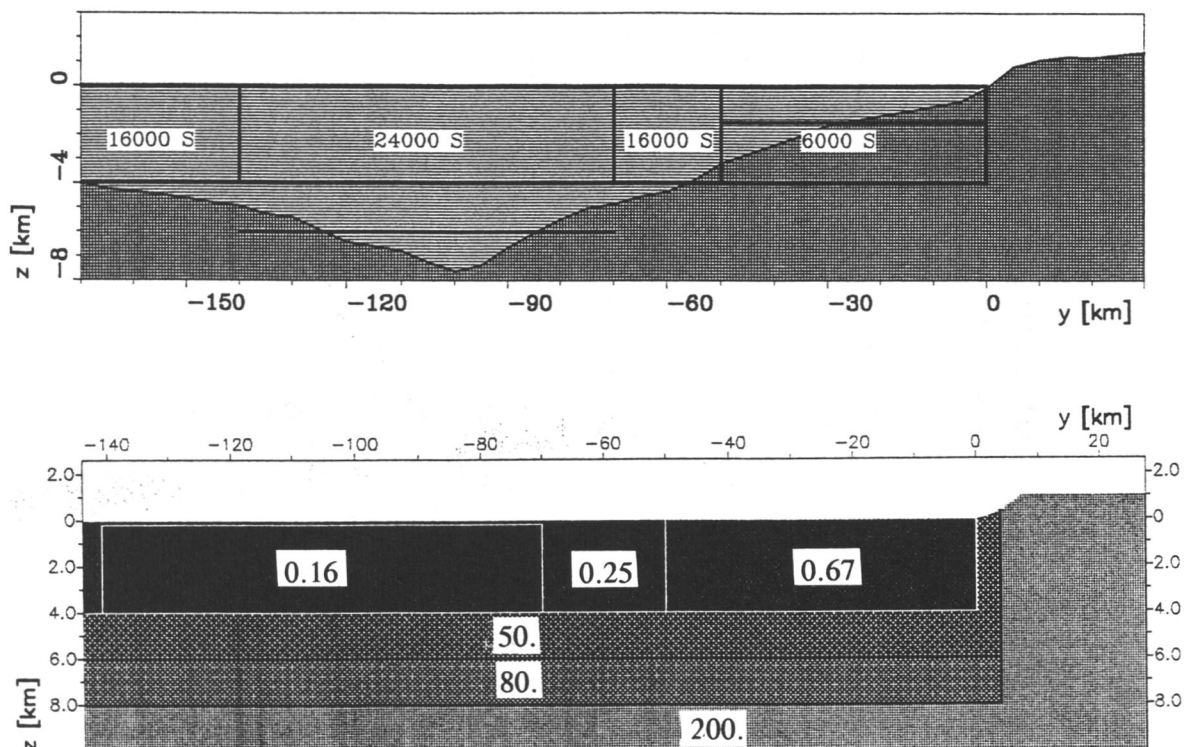


Abb. 8.13: Topographie des Meeresbodens auf 22° S und die daraus abgeleitete Approximation für ein 2D-Modell. Die Widerstände sind in Ω m angegeben.

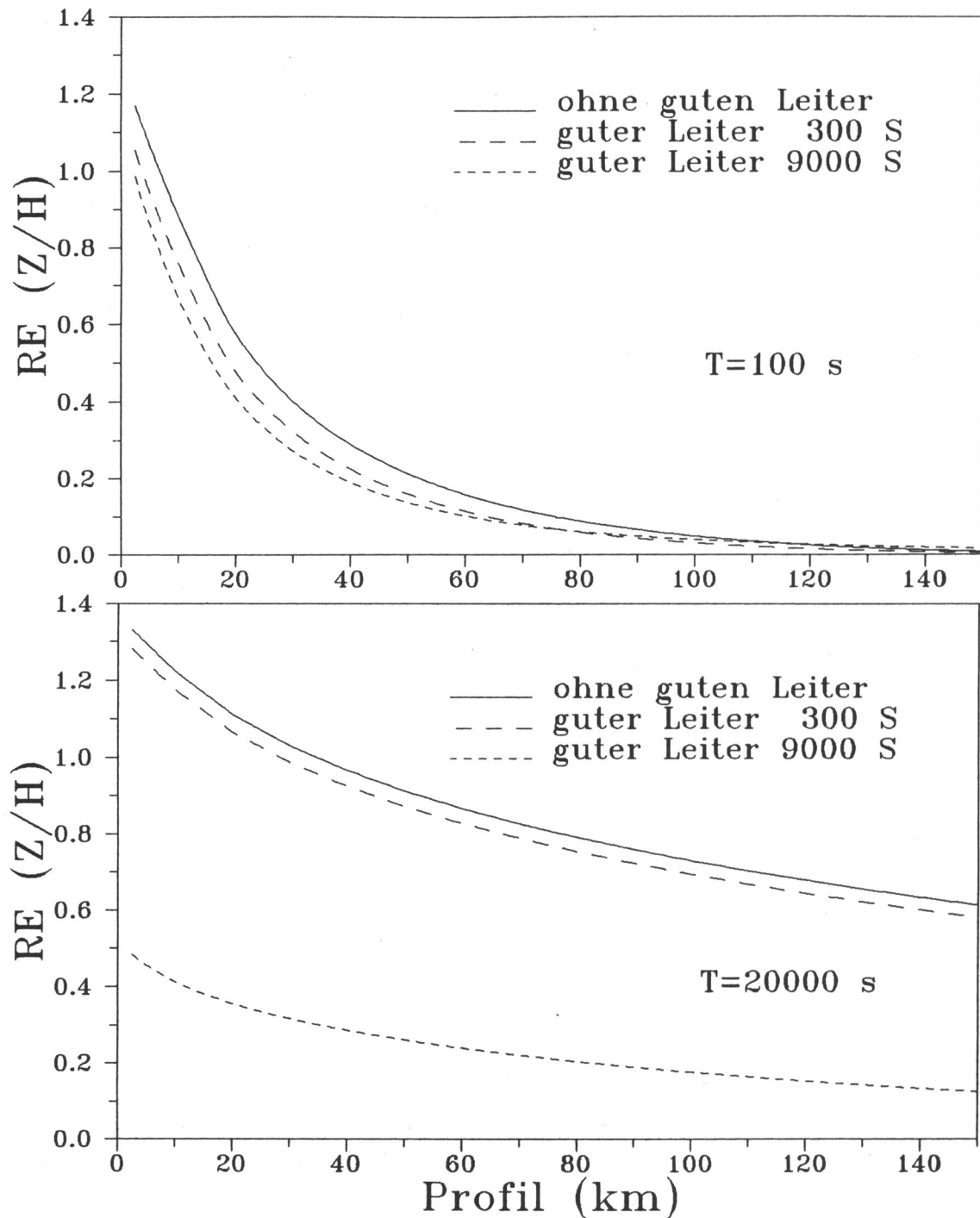


Abb. 8.14: Induktionspfeile $[Re(Z/H)]$ für ein 2D-Ozeanmodell mit unterschiedlich guten Leitern in 30 km Tiefe für ein Profil senkrecht zur Küste für $T = 100$ und 20000 s. Bei Profilkilometer Null liegt die Küstenlinie.

Modellstudien ergaben, daß der oben beschriebene Ozean, eingebettet in den homogenen Halbraum mit $200 \Omega m$, auch für kleine Perioden wie $T = 100$ s Induktionspfeile vom Betrag $Re(Z/H) > 0.2$ noch bis zu 50 km landeinwärts erzeugt. Für Perioden > 20000 s werden sogar bis zu 150 km Entfernung Induktionspfeile > 0.6 beobachtet. Wird der Ozean und das

Land mit einem guten Leiter in Krustentiefe unterlagert, so sind die Beträge deutlich kleiner. Der Abklingvorgang bleibt aber sehr ähnlich und auch mit einem guten Leiter in 30 km Tiefe mit 9000 S wird der Ozeaneffekt nur soweit gedämpft, daß in 150 km Entfernung noch ein Z/H Verhältnis von 0.15 beobachtet wird (Abb. 8.14, vgl. Abb. 4.3).

Im Drehverhalten der Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes entlang des Profils (Abb. 8.15) fällt auf, daß zum einen auch hier der Einfluß des Ozeans als guter Leiter deutlich ist, indem sich das elektrische Feld auf dem Festland senkrecht zu ihm orientiert. Zum anderen wird im Ostteil des Profils durch das Drehen der Vorzugsrichtung nach N-S ein oberflächen-naher Leiter in der Westkordillere angedeutet.

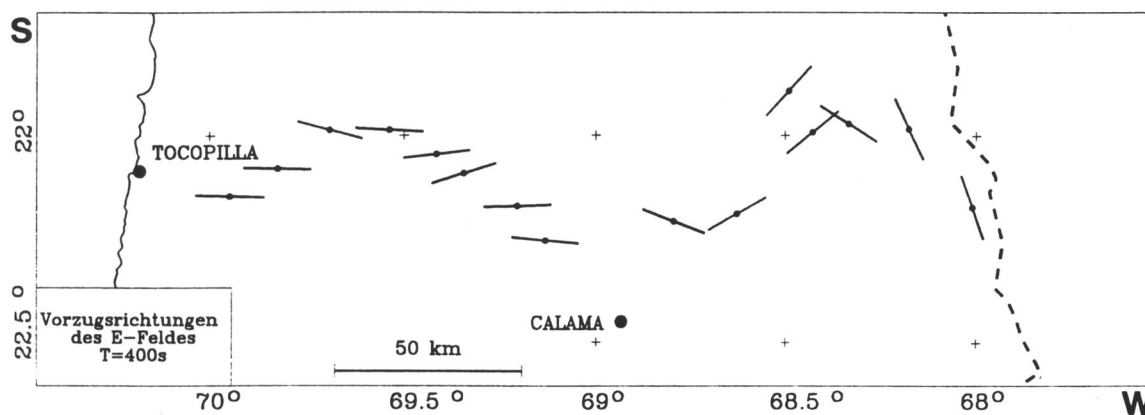


Abb. 8.15: Vorzugsrichtungen des elektrischen Feldes auf dem Profil N-Chile.

Die Auswertung der Daten nach der Methode der minimalen und maximalen Kohärenz ergab Koordinatensysteme, wie sie in Abb. 8.16 gezeigt werden. Während die Richtung der minimalen Kohärenz bei den küstennahen Stationen exakt die N-S-Richtung nachzeichnet, wird dies in der Westkordillere nicht beobachtet. Eine ausgeprägte Schiefwinkligkeit zwischen den aus der minimalen und der maximalen Kohärenz bestimmten Richtungen liegt besonders bei den Stationen aus der Küstenkordillere vor. Sie deutet trotz der extremen Ozean-Land Grenze Dreidimensionalität an. Eine Auswertung des Impedanztensors nach dem Drehkriterium von Swift ergab für die meisten Stationen einen mehr oder minder periodenunabhängigen Azimut um 0° für die E-Polarisation. Ausnahmen bilden die Stationen im Randbereich der Westkordillere. Bei der Station REO z.B. wird ein periodenabhängiger Azimut mit Abweichungen bis zu 60° beobachtet.

Für die 2D-Modellierung des W-E-Profiles wurden die Daten in einem fixen NS-, EW-System ausgewertet. In Abb. 8.17 sind für die 15 zu modellierenden Stationen die Widerstands- und Phasenverläufe der E- und B-Polarisation und die in Profilrichtung projizierten Beträge der Induktionspfeile $[\text{Re}(Z/H)]$ dargestellt. In den yx-Komponenten der Widerstände sind in Form einer Betragsabnahme von Station zu Station, gemessen von der Küste, der Abklingvorgang der B-Polarisation an einer Leitfähigkeitsgrenze (Ozean-Land) zu erkennen. Die Daten der E-Polarisation (xy-Komponente) sind bis zur Station TER, ebenfalls durch den Ozean bedingt,

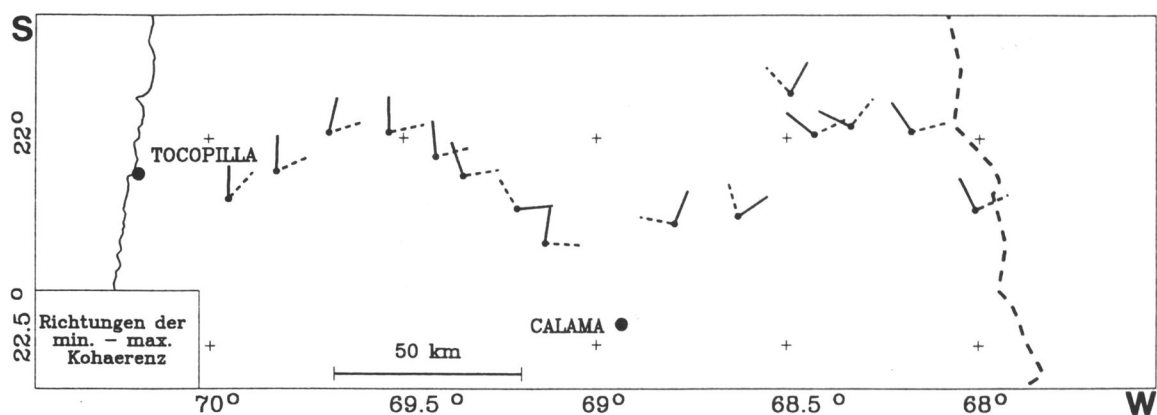


Abb. 8.16: Nach der Methode der minimalen (durchgezogen) und maximalen (gestrichelt) Kohärenz bestimmte Koordinatensysteme für die Stationen des Profils N-Chile.

unsicher bestimmt. Vergleicht man die Widerstände der einzelnen Stationen untereinander, sind mit Ausnahme der singulären Daten bei MON keine sprunghaften Änderungen der Beträge zu erkennen, so daß man annimmt, daß die Daten nicht durch oberflächennahe Inhomogenitäten verzerrt sind.

Das Endmodell für den Datensatz N-Chile wird in Abb. 8.18 gezeigt. Da die Topographie bei der Modellierung berücksichtigt wurde, ist der obere Teil des Modells überhöht dargestellt. Aus dem 270 km langen bis in Tiefen über 100 km modellierten Profil lassen sich folgende Beobachtungen ablesen:

Die morphologischen Einheiten stellen bis in große Tiefen Einheiten bezüglich der Widerstandsverteilung dar. Mit 5000 Ωm bis in 40 km Tiefe ist die Küstenkordillere für die Verhältnisse der 'normalen' andinen Kruste extrem hochhohmig. Seismische Untersuchungen in der Küstenkordillere lieferten für die Kruste hohe Geschwindigkeiten mit einem Durchschnitt von $v_p = 6.7$ km/s (Wigger et al. 1988, 1993). In Tiefen von ca. 40 km steigt an der Kruste-Mantel-Grenze v_p auf 8.2 km/s an. Der Widerstandsabfall im Modell von 5000 auf 500 Ωm in Tiefen zwischen 40 und 70 km ist aufgrund der Datenqualität in diesem Gebiet nicht zwingend.

Im westlichen Teil der Küstenkordillere mußten gutleitende 'Säulen' mit einer integrierten Leitfähigkeit (ILF) von 450 S in Tiefen von 8 - 30 km modelliert werden. Sie sinken im östlichen Teil auf Tiefen von 15 - 40 km ab und erreichen eine ILF von 13000 S. Die Interpretation eines seismischen 2D-Modells entlang eines Längsprofils zeigt in diesem Tiefenbereich zwei Niedriggeschwindigkeitszonen mit $v_p = 6.2 - 6.4$ km/s, die eine Hochgeschwindigkeitszone mit $v_p = 7.6$ km/s in ca. 30 km Tiefe einschließen (Heinsohn, 1990). Der gute Leiter wurde durch einzelne 'Säulen' modelliert, da er nur in der E-Polarisation zu erkennen ist. In der B-Polarisation sieht man für Perioden von 10 - 20000 s nur ein stetiges Anwachsen des Widerstandes. Die Dicke der 'Säulen' ist nicht zu bestimmen, und so kann eine 'dicke' durch mehrere 'dünne' ersetzt werden. Aus diesem Grund wird dieser lamellierte Leiter als

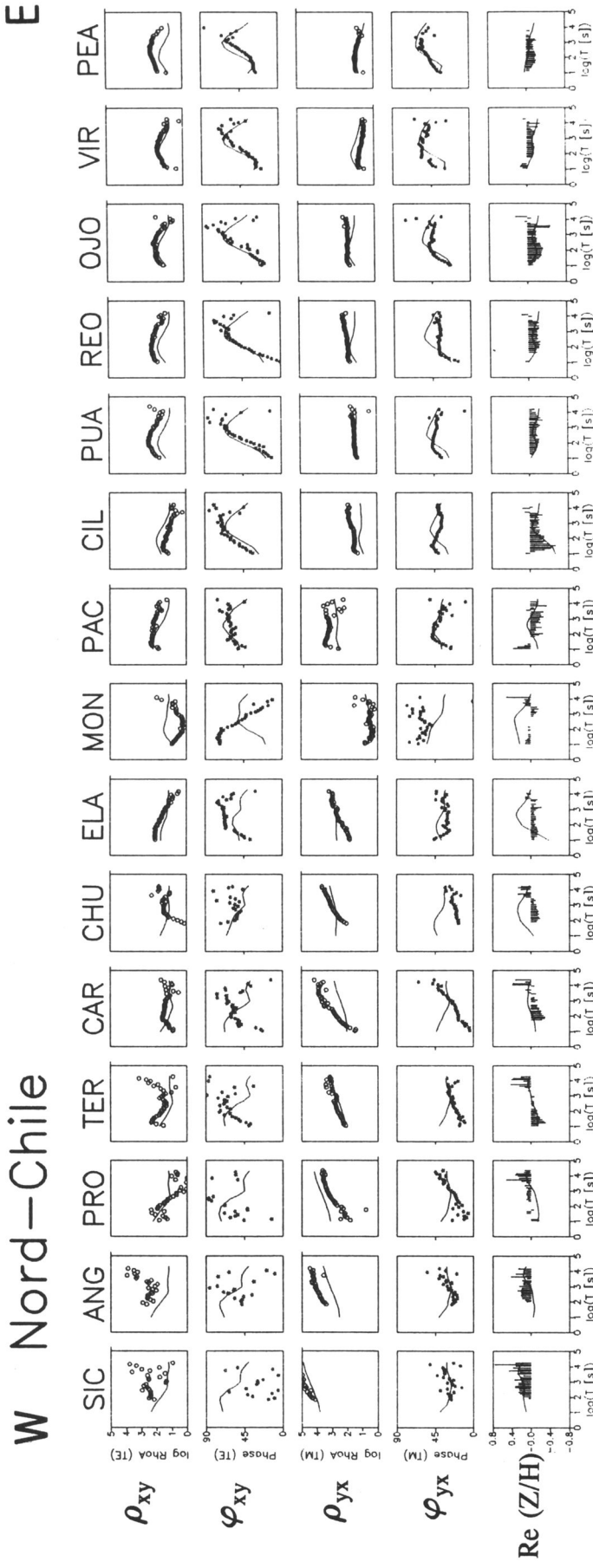


Abb. 8.17: Meß- und Modelldaten für das Profil N-Chile. Dargestellt sind Widerstände (\circ) und Phasen (*) der E- (xy) und B-Polarisation (yx) und der auf die Profilrichtung projizierte Induktionspfeil. Die Linie zeigt die Modellantwort.

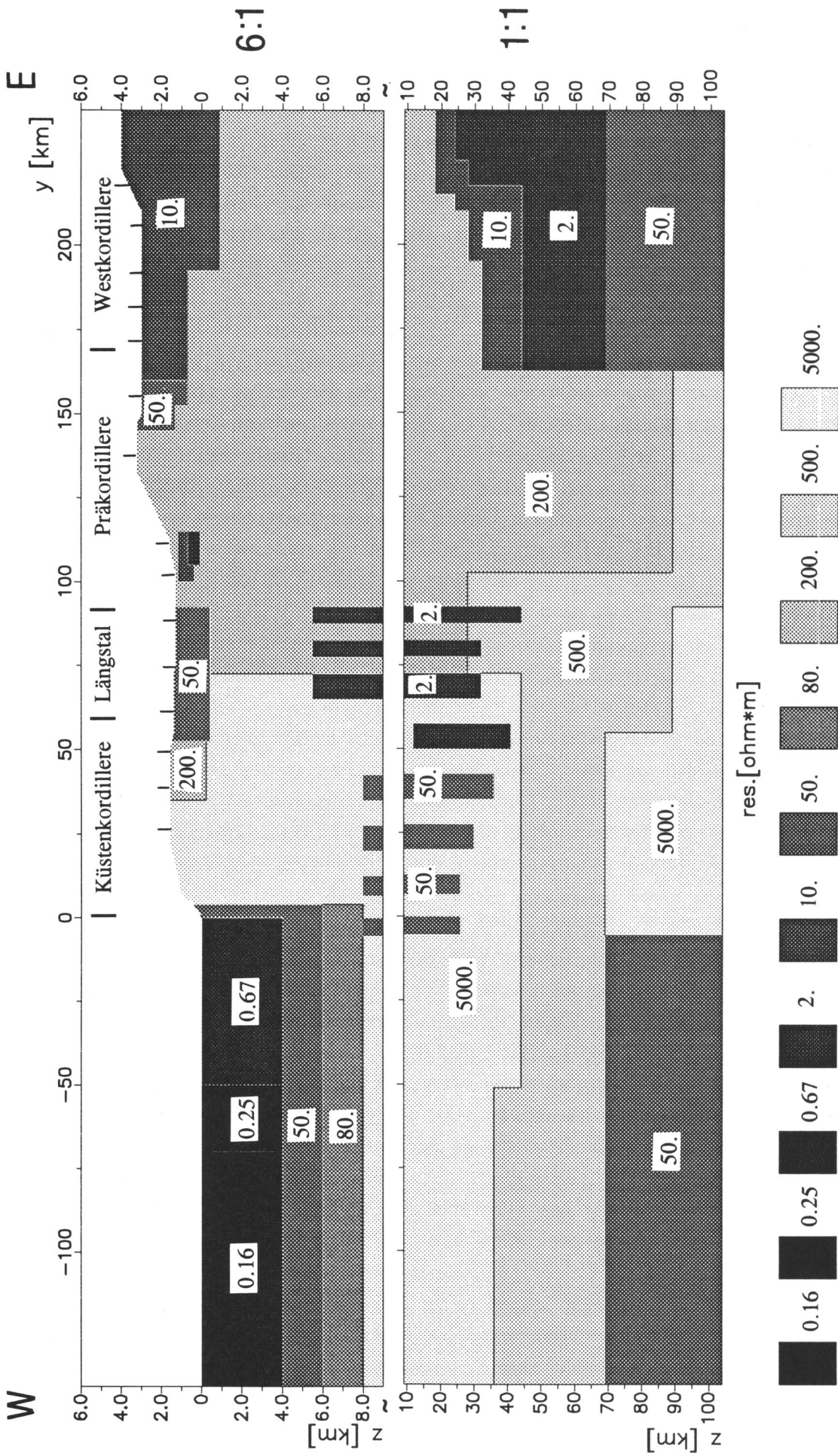


Abb. 8.18: Das Endmodell für Profil N-Chile. Die morphologische Gliederung und die Position der Meßpunkte sind ebenfalls dargestellt.

Kluftsystem interpretiert, in dem das in der subduzierenden Platte vorhandene freie Wasser aufsteigt. Oberflächennah stellt sich der westliche Teil hochohmig wie die Mittel- und Unterkruste dar. Hier sind an der Küste präkambrische und paläozoische Amphibolit- und Glimmergneisserien aufgeschlossen, aus denen auch das Grundgebirge aufgebaut ist (Damm et al., 1986). Der östliche Teil der Küstenkordillere ist oberflächennah mit 200 Ωm erheblich niederohmiger.

Im chilenischen Längstal sind in einer gutleitenden Deckschicht deutlich die Sedimente zu erkennen. In Krustentiefen bis 30 km beträgt der Widerstand im östlichen Teil 200 Ωm und liegt damit deutlich unter den Werten der Küstenkordillere und des westlichen Teiles. Für größere Tiefen steigt der Widerstand weiter an. Der lamellierte Leiter setzt sich auch unter dem Längstal in vergleichbarer Tiefe fort. Er endet aber abrupt an der Grenze zur Präkordillere, ca. 100 km von der Küstenlinie entfernt. Die ILF ist bis auf 19000 S weiter gestiegen. Haak & Giese (1986) beschreiben den Aufstieg von durch Dehydration freigesetztem Wasser erst für den Bereich unterhalb der Prä- und Westkordillere.

Die Präkordillere stellt sich fast als homogener Halbraum dar. Widerstände von 200 Ωm werden bis 90 km Tiefe beobachtet und zu größeren Tiefen ein leichter Anstieg auf 500 Ωm . Dies korreliert mit einem geringen Temperaturgradienten bis in große Tiefen, wie ihn z.B. von den Beukel & Wortel (1988) mit Hilfe von thermo-mechanischen Modellierungen an Subduktionszonen ableiten. Die Autoren zeigen für ein Modell, das als Näherung den Vorstellungen für die Anden genügt, daß vor dem magmatischen Bogen der Temperaturgradient sehr niedrig ist und Temperaturen $> 500^\circ\text{C}$ erst in Tiefen ab 80 km erreicht werden (vgl. Abb. 8.19). An der Station MON wird eine lokale Anomalie mit $\rho < 10 \Omega\text{m}$ für beide Polarisationen und alle Perioden registriert. Im Modell ist dies mit einem guten Leiter in geringer Tiefe berücksichtigt worden.

Deutlich strukturierter ist der Untergrund der Westkordillere. Eine gutleitende Deckschicht von bis zu 5 km Mächtigkeit wird über einem Bereich mit Widerständen von 200 Ωm bis in 30 km Tiefe beobachtet. Zu größeren Tiefen wird eine mächtige gut leitfähige Zone angetroffen. Diese Anomalie liegt am Westrand in 45 km Tiefe und erreicht eine ILF von ca. 13000 S. Nach Osten wird sie in höheren Krustenstockwerken beobachtet und liegt unter dem Hauptkamm in einer Tiefe von 25 km. Die ILF hat auf ca. 23000 S zugenommen und damit eine ähnliche Größenordnung wie die durch den Tiefseeegraben erzeugte Leitfähigkeitsanomalie. Die Westkordillere als gegenwärtiger 'vulkanische Bogen' der andinen Subduktionszone ist durch einen hohen Wärmefluß von 80 mW/m^2 (Giese, 1993) und einer dementsprechend starken Temperaturzunahme mit der Tiefe geprägt (vgl. Abb. 8.19). Die Oberkante der subduzierten Platte sollte sich in etwas mehr als 100 km Tiefe befinden (Haak & Giese, 1986), und es liegt nahe, diesen guten Leiter durch partielle Schmelzen zu erklären. Partielle Schmelzen, die im Randbereich der Anomalie ab einer bestimmten Tiefe vereinzelt und isoliert vorliegen und sich in der Anomalie konzentrieren, könnten auch die beobachtete 'Skewness' in Abb. 7.5 erklären.

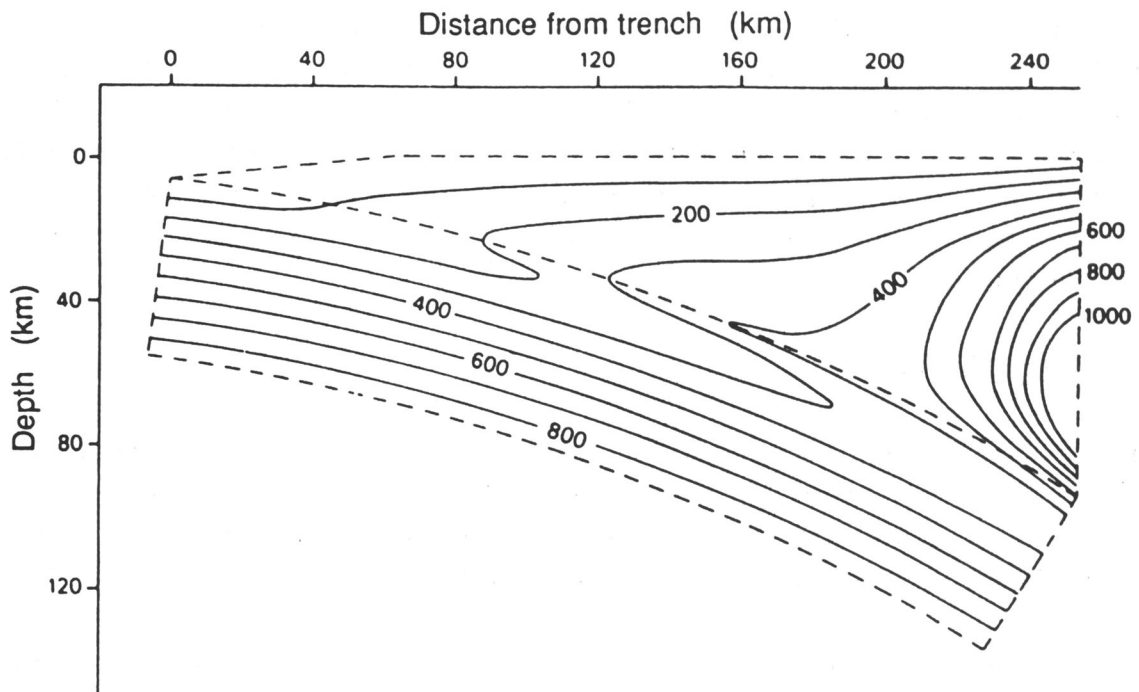


Abb. 8.19: Berechnete Temperaturverteilung für ein Modell über einer Subduktionszone vom Tiefseegraben bis zum magmatischen Bogen (van den Beukel & Wortel, 1988).

Schwarz et al. (1986) beschreiben eine Zone extrem niedriger elektrischer Leitfähigkeit in etwas mehr als 10 km Tiefe für Stationen ca. 60 km weiter südlich (z.B. TAT) und deuten diesen Bereich als partiell geschmolzenes Material.

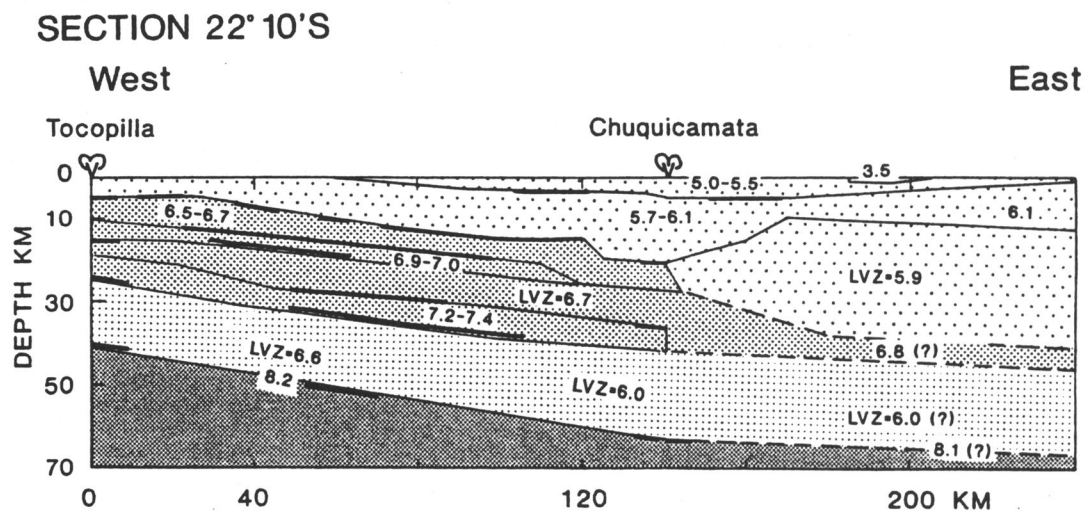


Abb. 8.20: Aus refraktionsseismischen Daten bestimmtes 2D-Modell. Die Geschwindigkeitsangaben für v_p sind in km/s (Wigger et al., 1993).

Die Annahme von partiellen Schmelzen als Ursache für den geringen elektrischen Widerstand in der Kruste wird auch durch die Ergebnisse anderer geophysikalischer Verfahren gestützt. Abb. 8.20 zeigt ein von Wigger et al. (1993) aus Modellierungen refraktionsseismischer Daten bestimmtes 2D-Modell von der Küste bis in die Hochkordillere auf der gleichen Breite wie das magnetotellurische Profil. Deutlich korreliert der gute Leiter unterhalb der Westkordillere mit den Niedriggeschwindigkeitszonen (LVZ) von $v_p = 5.9$ und 6.0 km/s in der oberen und unteren Kruste.

8.2.2 Profil Altiplano

Das Profil Altiplano liegt ca. 100 km nördlich des Profils N-Chile auf der Breite $21^{\circ}10'$ S (Station MAR) und schließt östlich daran an. Um aus den einzelnen 2D-Modellen ein die gesamten Anden querendes Modell zu erstellen, wurden für die Modellierung die Stationen auf ein W-E-Profil projiziert, das den Altiplano quert und bis in die Ostkordillere hineinreicht.

Die Induktionspfeile weisen für die Stationen des Altiplano für alle registrierten Perioden hauptsächlich nach Süden und erreichen ein Maximum bei $T \approx 400$ s (vgl. Abb. 7.6). Sie beschreiben W-E-verlaufende, laterale Grenzen der Leitfähigkeit, die oberflächennah durch die Zunahme der Sedimentmächtigkeiten nach Norden erklärt werden können. Die Strukturierung dieser Region in Profilrichtung wird in Abb. 8.21 deutlich. Für jeden Stationspunkt ist von oben nach unten für die drei Perioden $T = 150, 1600$ und 4000 s die W-E-Komponente des Induktionspfeils dargestellt. Der Ausgangspunkt des mittleren Pfeils ($T = 1600$ s) liegt jeweils am exakten Meßpunkt. Südlich der Stadt Ollague ist deutlich die N-S-verlaufende, westliche Grenze der regionalen GLZ unterhalb der Westkordillere zu erkennen. Östlich hiervon ist die W-E-Komponente des Induktionspfeiles bis zur Länge von ca. 66° S nahezu Null. Die drei Stationen nördlich von La Quiaca, die fast auf der gleichen Länge liegen, zeigen für $T = 150$ s mit kleinen Beträgen nach Westen. Zu längeren Perioden drehen die Induktionspfeile nach Osten und nehmen für Perioden > 1600 s schnell große Beträge an. Sie zeigen die schon in Abb. 6.2 beschriebene kontrastreiche östliche Begrenzung der regionalen Leitfähigkeitsanomalie.

Das Profil Altiplano verläuft zwischen den Städten Ollague und La Quiaca in einem Bereich, wo der Induktionspfeil in Profilrichtung für sämtliche Perioden nahezu Null ist. Auch die magnetotellurischen Daten zeigen für den Untergrund Eindimensionalität, und so konnte die 2D-Modellierung (Abb. 8.22) die schon aus eindimensionalen Berechnungen abgeleitete Widerstandsverteilung unterhalb des Altiplano bestätigen (vgl. Abb. 3.9). Die Topographie auf dem Profil, das auf dem Hochplateau verläuft, ist nicht stark ausgeprägt. Deshalb wurde auf deren Berücksichtigung im Modell verzichtet.

Bei der Modellierung des Profils wurde die unterhalb der Westkordillere lokalisierte GLZ als westliche Randbedingung mitmodelliert. Sie wurde für einen oberen Grenzfall mit einem

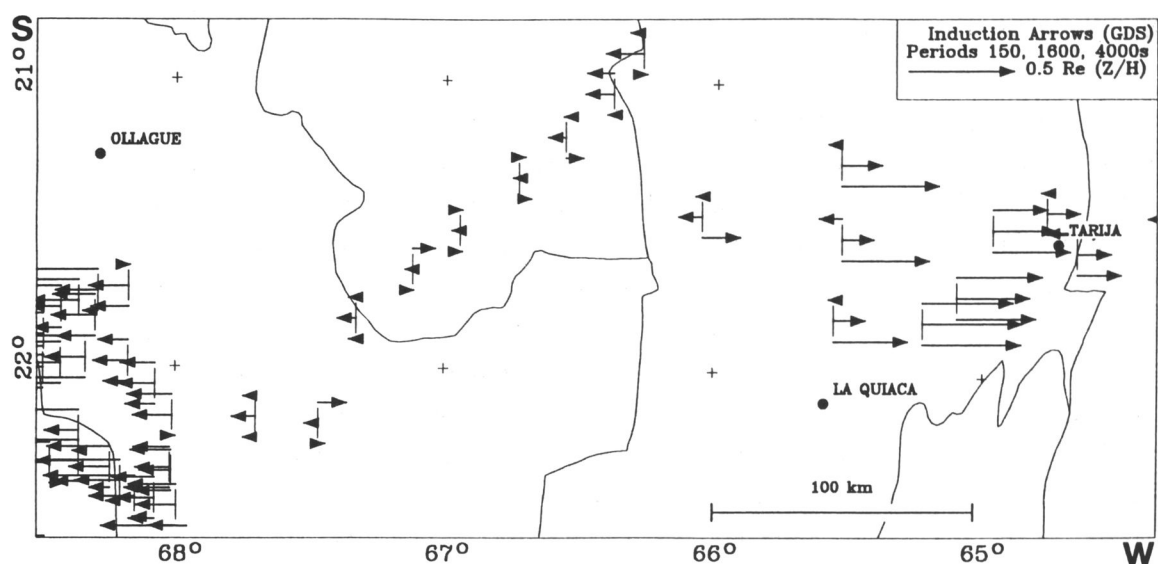


Abb. 8.21: Der in Profilrichtung projizierte Anteil des Induktionspfeiles für die Perioden $T = 150, 1600$ und 4000 s.

Widerstand von $1 \Omega\text{m}$ in Tiefen von 22 bis 57 km ($ILF = 32000$ S) angenommen. Der gute Leiter im 2D-Modell, der mit einer ILF von 14000 S über ca. 120 km von 40 km Tiefe im Westen auf 20 km im Osten aufsteigt, kompensiert die durch die extreme GLZ unterhalb der Westkordillere hervorgerufenen Induktionspfeile Richtung Osten bereits nach wenigen Kilometern. An der Station SON, die nur ca. 35 km vom Rand der bis in die obere Kruste modellierten GLZ entfernt liegt, werden z.B. bereits keine Beträge der Induktionspfeile mehr beobachtet.

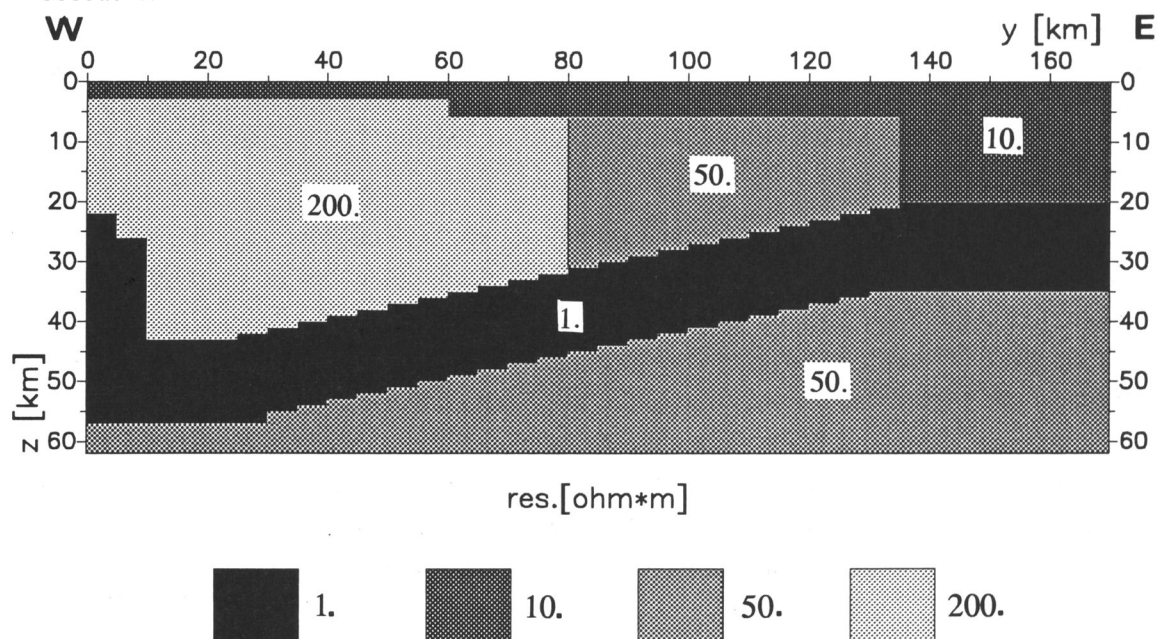


Abb. 8.22: Endmodell für Profil Altiplano.

8.2.3 Profil Bolivien

Die östliche Begrenzung der regionalen GLZ, die sich schon in Abb. 8.21 andeutete, wird im Profil Bolivien gezeigt. Dieses ca. 350 km lange W-E-Profil liegt in S-Bolivien auf der Breite von Tarija (ca. $21^{\circ}30' S$). Es beginnt in der Ostkordillere bei der Station CIA und reicht weit bis in das andine Vorland. In Abb. 8.23 sind für das Profil die Induktionspfeile und die elektrischen Vorzugsrichtungen für $T = 400$ s dargestellt. Im östlichen Profilabschnitt und westlich von $65^{\circ}30' S$ scheinen Zweidimensionalität in W-E-Richtung klar gegeben. Bei der Stadt Tarija wird aber eine deutliche Südweisung der Induktionspfeile beobachtet, und die sich dazu fast senkrecht orientierenden Vorzugsrichtungen deuten auf eine Zunahme der ILF nach Norden. Aus diesem Grund ist für diesen Bereich mit dreidimensionalen Verhältnissen zu rechnen. Die Daten und die Modellanpassung für Profil Bolivien sind in Abb. 8.24 dargestellt. Abb. 8.25 zeigt das zugehörige Endmodell. Die Topographie, die auf dem Profil von der Hochkordillere bis in das Vorland abnimmt, ist vereinfacht durch zwei Stufen berücksichtigt worden.

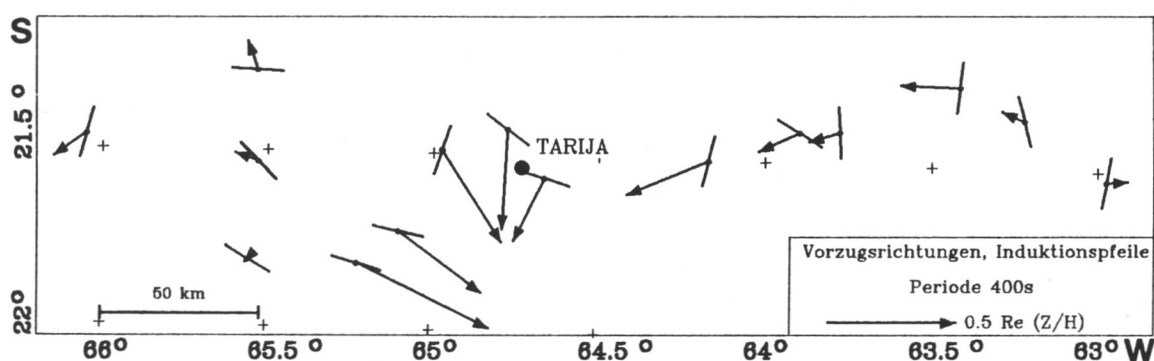


Abb. 8.23: Vorzugsrichtungen des elektrischen Feldes und Induktionspfeile ($T = 400$ s) für das Profil Bolivien.

Im Modell können die teilweise heterogenen Daten mit vier Widerständen gut erklärt werden. Die unterhalb des Altiplano liegende GLZ läßt sich nach Osten bis in die Ostkordillere verfolgen und endet abrupt bei La Quiaca. Im Bereich oberhalb der GLZ wird westlich von Tupiza ein deutlich geringerer Widerstand in der oberen Kruste beobachtet als östlich. Hier verläuft auch die Grenze der Zinnvererzungen. Östlich von La Quiaca wurde für die Kruste und bis in den oberen Mantel der Widerstand mit $500 \Omega m$ modelliert, dieser hohe Widerstand reicht westlich von Tarija bis an die Oberfläche. Für diesen Bereich wurden die nach Süden weisenden Induktionspfeile beobachtet, so daß man annimmt, daß die hochohmige Schicht nach Norden einfällt und dort mit gut leitenden Sedimenten bedeckt ist.

Die beiden relativ schmalen guten Leiter in der oberen Kruste sind aufgrund des registrierten Periodenbereichs und der sich nicht ausreichend überlappenden Induktionsräume der Stationen nicht sicher belegt. Der unterhalb von Profilkilometer 75 modellierte Leiter wird hauptsächlich

in den Daten der Tiefensondierung deutlich. Der Leiter bewirkt im kurzperiodischen Bereich an den Stationen MOJ, MOA und NAZ die Umkehr der Induktionspfeile nach Westen und erzeugt an seiner östlichen Begrenzung die an der Station YUC beobachteten betragsmäßig großen Induktionspfeile schon für kleine Perioden. Eine deutliche Verbesserung in der Anpassung der Phase der E-Polarisation an den Stationen ICA und BAR führte zur Modellierung des guten Leiters zwischen 100 und 140 km.

Die keilförmig nach Osten abnehmenden mächtigen Sedimente des Subandin und des Chaco werden ab Profilkilometer 170 als gut leitende Bedeckung deutlich. Innerhalb dieser GLZ mußten steilstehende, gutleitende Schichten modelliert werden, um die stark anisotropen Daten der E- und B-Polarisation anpassen zu können. Unterhalb der Sedimente liefert das Modell für die Kruste keine weitere Differenzierung mit der Tiefe. Man erkennt aber von W nach E eine starke Zunahme des Widerstandes der Lithosphäre. Der Anstieg von 500 auf 3000 Ωm wird als Übergang vom jungen Orogen zum Brasilianischen Schild interpretiert und kann physikalisch durch die Abnahme der Temperaturverteilung zum Kraton erklärt werden. Ein guter Leiter mit 10 Ωm wurde ab 90 km Tiefe modelliert, um die beobachteten Phasen bei langen Perioden anpassen zu können.

Im Rahmen der Forschergruppe wurden für W-E-Profile in S-Bolivien folgende weitere Untersuchungen durchgeführt (Abb. 8.26): Refraktionsseismische 2D-Modelle und deren Interpretation wurden von Baldzuhn (1993) und Schmitz (1993) erstellt. Ein wesentliches Ergebnis der 2D-Auswertung der Seismik ist die Abnahme der Geschwindigkeit bis in 10 - 12 km Tiefe von West nach Ost. Dies korreliert mit dem höheren Verfestigungsgrad der Gesteine der herausgehobenen Ostkordillere gegenüber den jüngeren Sedimenten des Subandins. Als wichtiges Resultat wurde ein anomal hoher Geschwindigkeitsbereich mit 6.7 - 6.9 km/s in 18 - 23 km Tiefe bei Tupiza festgestellt (Baldzuhn, 1993). Interpretiert wird dieser mit der Verlagerung des tektonischen Einflusses von West nach Ost, bei dem Gesteine aus der mittleren Kruste aus ca. 25 - 30 km Tiefe nach Osten in ca. 20 - 25 km Tiefe geschoben wurden. Der Bereich der aufgeschobenen Kruste korreliert im magnetotellurischen Modell mit dem westlich von Tarija bis an die Erdoberfläche reichenden hohen Widerstand. Die Kruste-Mantel-Grenze, die unterhalb der Ostkordillere in 60 km Tiefe liegt und nach Osten unterhalb des Subandin auf 40 km aufsteigt, läßt sich elektromagnetisch nicht identifizieren.

Kley & Gangui (1993) stellen für ein W-E-Profil, das der Lage des MT-Profiles entspricht, eine auf Krustenbilanzierung und gravimetrischen Modellierungen beruhende Interpretation vor. In der Krustenbilanzierung (vgl. Abb. 3.7) und im gravimetrischen Modell wird deutlich, wie stark die Sedimente des Subandins gefaltet und überschoben sind. In den magnetotellurischen Daten äußert sich dies in der beobachteten Anisotropie, die in der Modellierung mit steilstehenden, gutleitenden Schichten erzeugt wurde. Die Lage und Verteilung der steilstehenden, guten Leiter wurde detaillierter für ein weiteres W-E-Profil aus dem Vorland untersucht.

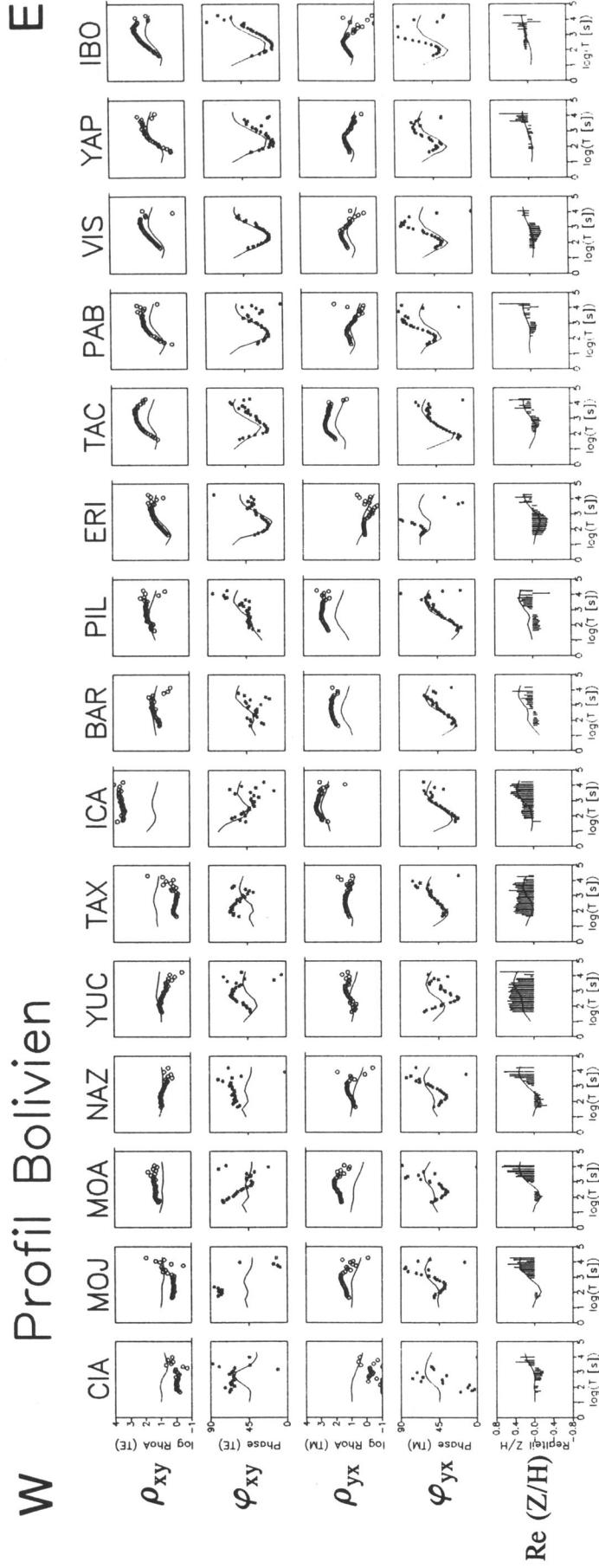


Abb. 8.24: Meß- und Modelldaten für das Profil Bolivien. Dargestellt sind Widerstände (○) und Phasen (*) der E- (xy) und B-Polarisation (yx) und der auf die Profilirichtung projizierte Induktionspfeil. Die Linie zeigt die Modellantwort.

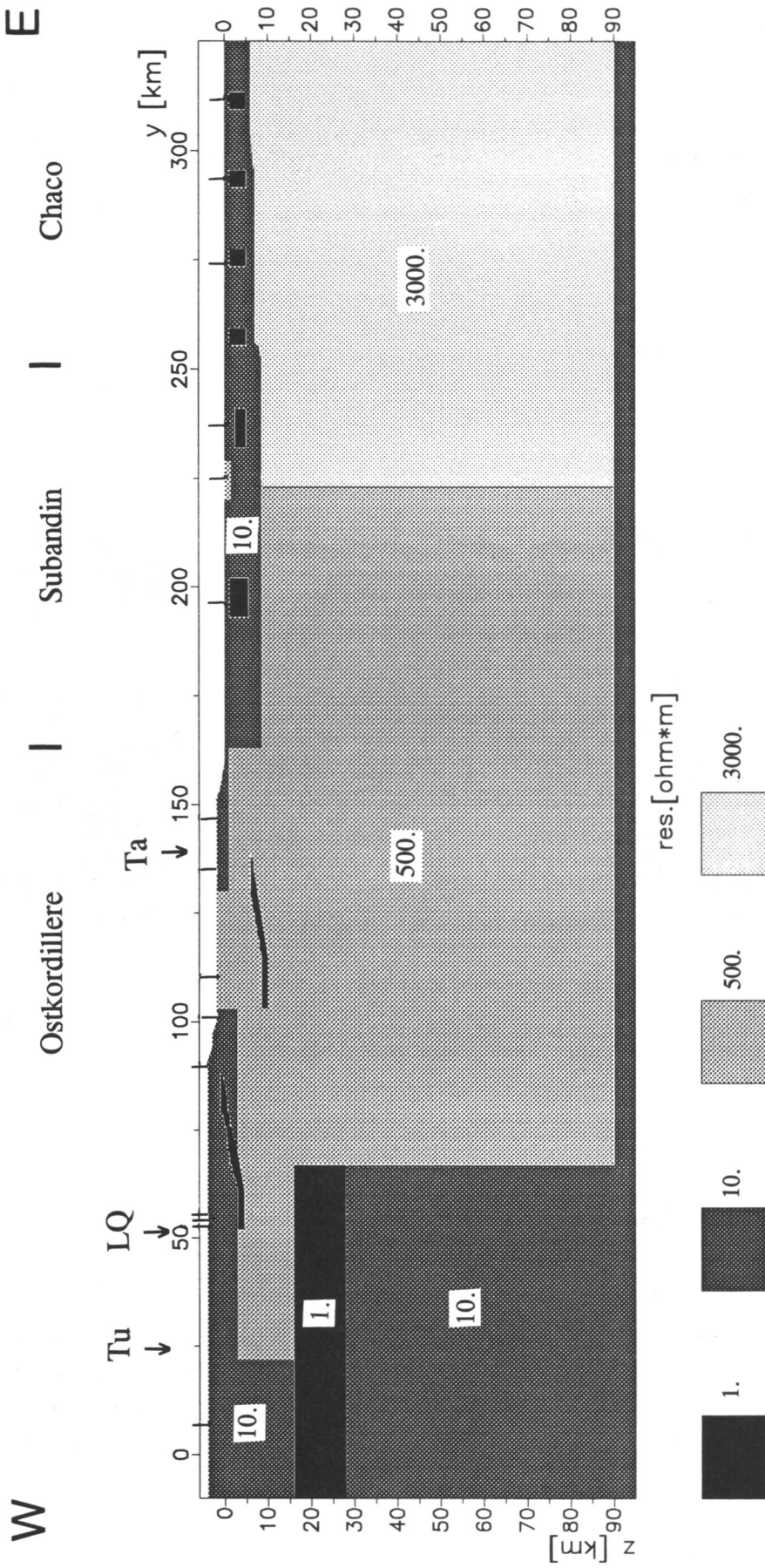


Abb. 8.25: Das Endmodell für Profil Bolivien. Die morphologische Gliederung und die Position der Meßpunkte sind ebenfalls dargestellt (Tu = Tupiza, LQ = La Quiaca, Ta = Tarija).

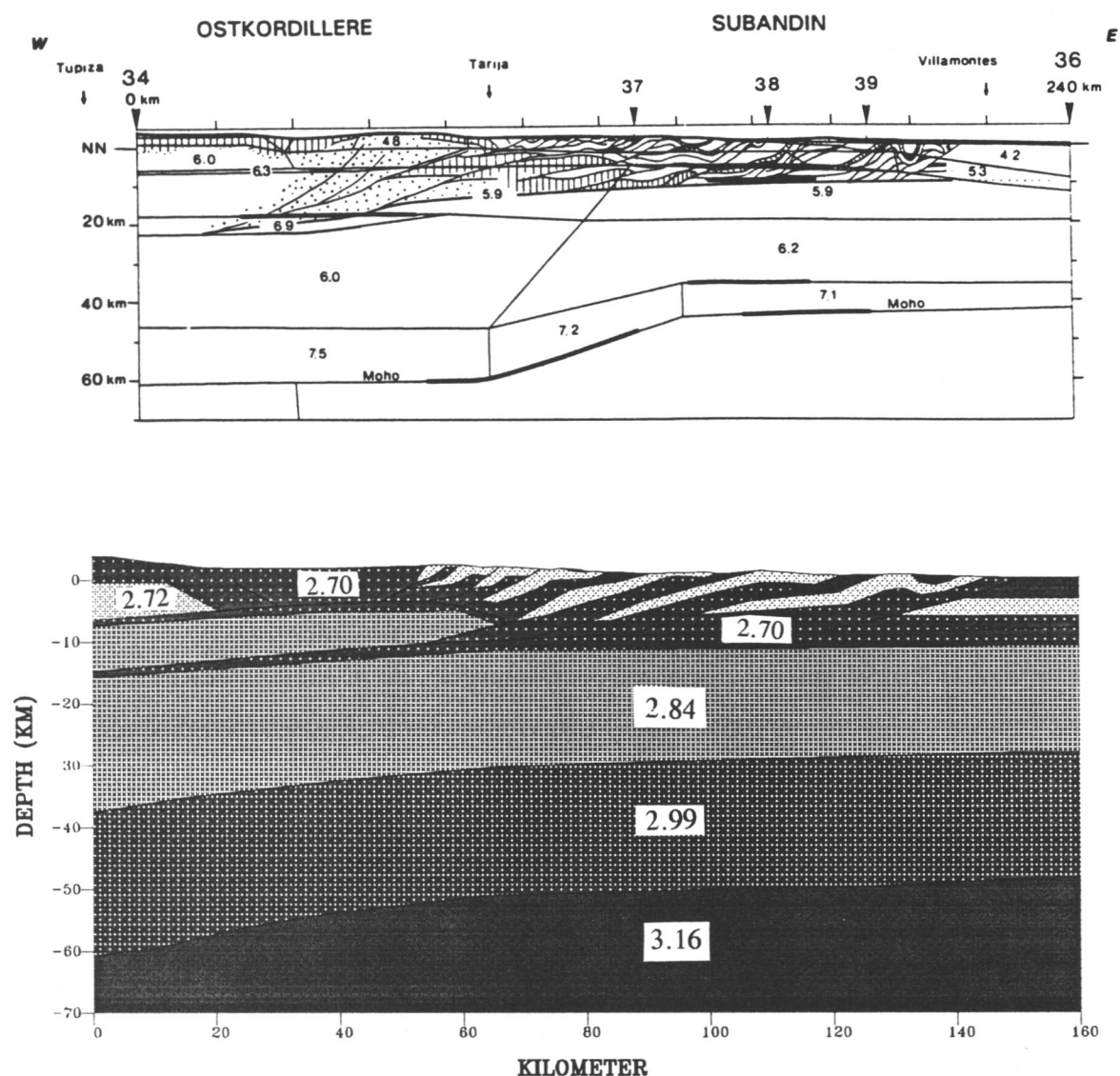


Abb. 8.26: Refraktionsseismisches, geologisches und gravimetrisches Modell auf ca. 21°15'S. Seismisches Modell Baldzuhn (1993) mit Geologie nach Kley (1993, vgl. Abb. 3.7); gravimetrisches Modell Kley & Gangui (1993).

8.2.4 Profil Subandin-Chaco

Für das Vorland der Anden wird ein weiteres 2D-Modell vorgestellt, das ca. 350 km weiter südlich in NW-Argentinien liegt. Die Induktionspfeile, Hauptachsen- und Vorzugsrichtungen zeigen im wesentlichen ein N-S-Streichen, somit sind für ein E-W-Profil weitestgehend 2D-Bedingungen vorhanden (Abb. 8.27). Die schon in S-Bolivien beobachtete starke Anisotropie des scheinbaren spezifischen Widerstandes bei relativ kleinen Perioden ist auch hier auffällig (vgl. Station VIN Abb. 7.8).

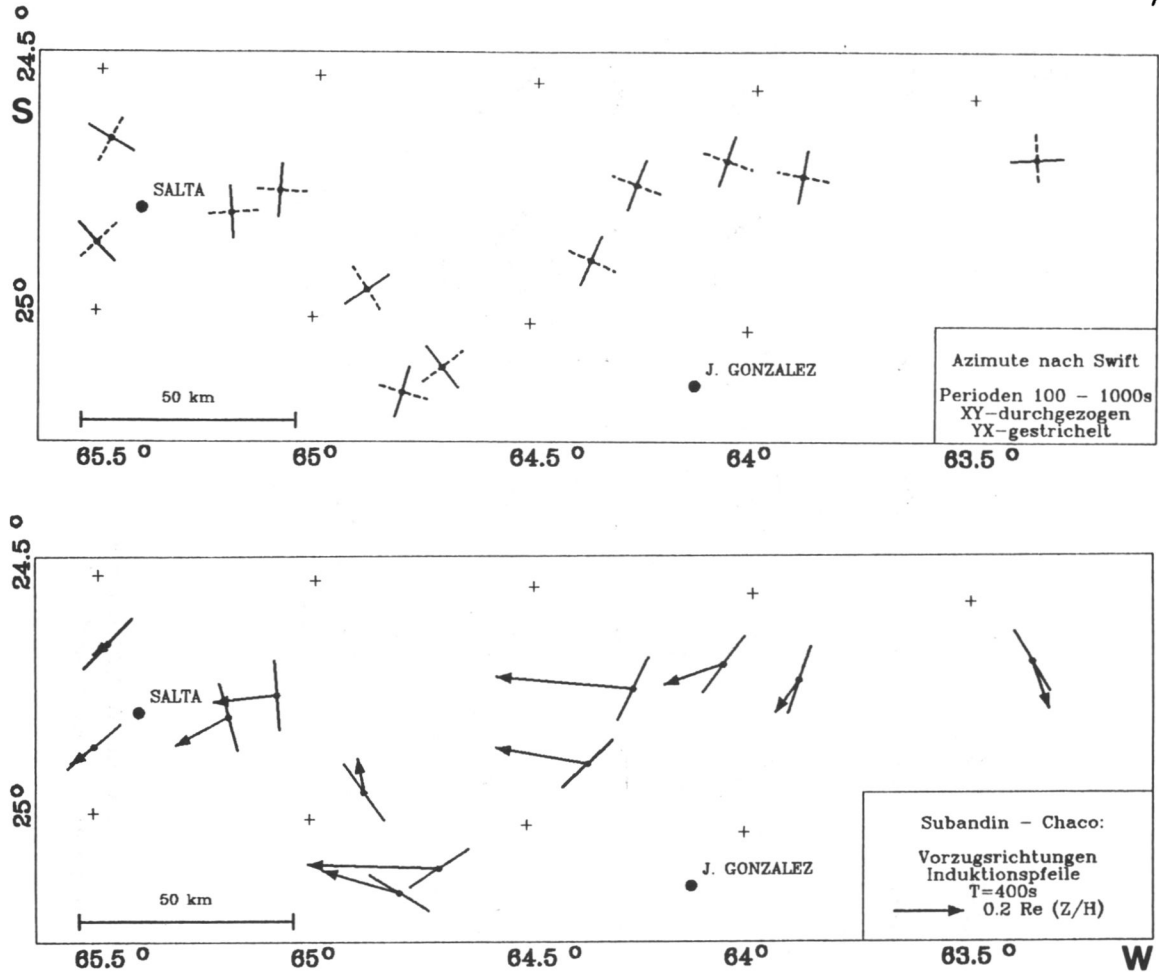


Abb. 8.27: Auf Hauptachsen gedrehte Koordinatensysteme, Vorzugsrichtungen und Induktionspfeile für das Profil Subandin-Chaco.

Anisotropie läßt sich zweidimensional durch eine Folge von z.B. gutleitenden, steilstehenden Schichten innerhalb einer horizontalen Schicht simulieren (z.B. Tezkan, 1988). Abb. 8.28 und Abb. 8.29 zeigen Daten, Anpassung und Endmodell für das Profil Subandin-Chaco. Sowohl die anisotropen Daten der MT als auch die GDS-Daten werden durch das Modell gut erklärt. Ähnlich dem oben beschriebenen Profil wird elektrisch ein Dreischichtfall beobachtet. Eine nach Osten abnehmende, gut leitende Bedeckung (ILF ca. 1300 S) liegt einem hochohmigen Basement auf, dessen Widerstand von 300 Ω m im Westen auf 1000 Ω m im Osten zunimmt. Die Stationen östlich von Profilkilometer 125 zeigen die bereits diskutierte starke Anisotropie des Widerstandes. Eine gute Modellanpassung wurde durch steilstehende Schichten erzielt. Länge und Tiefenlage der Schichten wurden durch systematisches Probieren festgelegt. Aufgrund der herrschenden Tektonik können die in den Sedimenten modellierten gutleitfähigen Schichten als steil einfallende Auf- oder Abschiebungen interpretiert werden. Folgt man dieser Interpretation, so scheinen im Übergangsbereich vom Subandin zum Chaco die magnetotellurisch sichtbaren Aufschiebungen am deutlichsten ausgeprägt zu sein. Oberflächennah zeigt das Modell für das Subandin neben fehlender Anisotropie im Westen zwei einzelne gutleitende Beckenstrukturen.

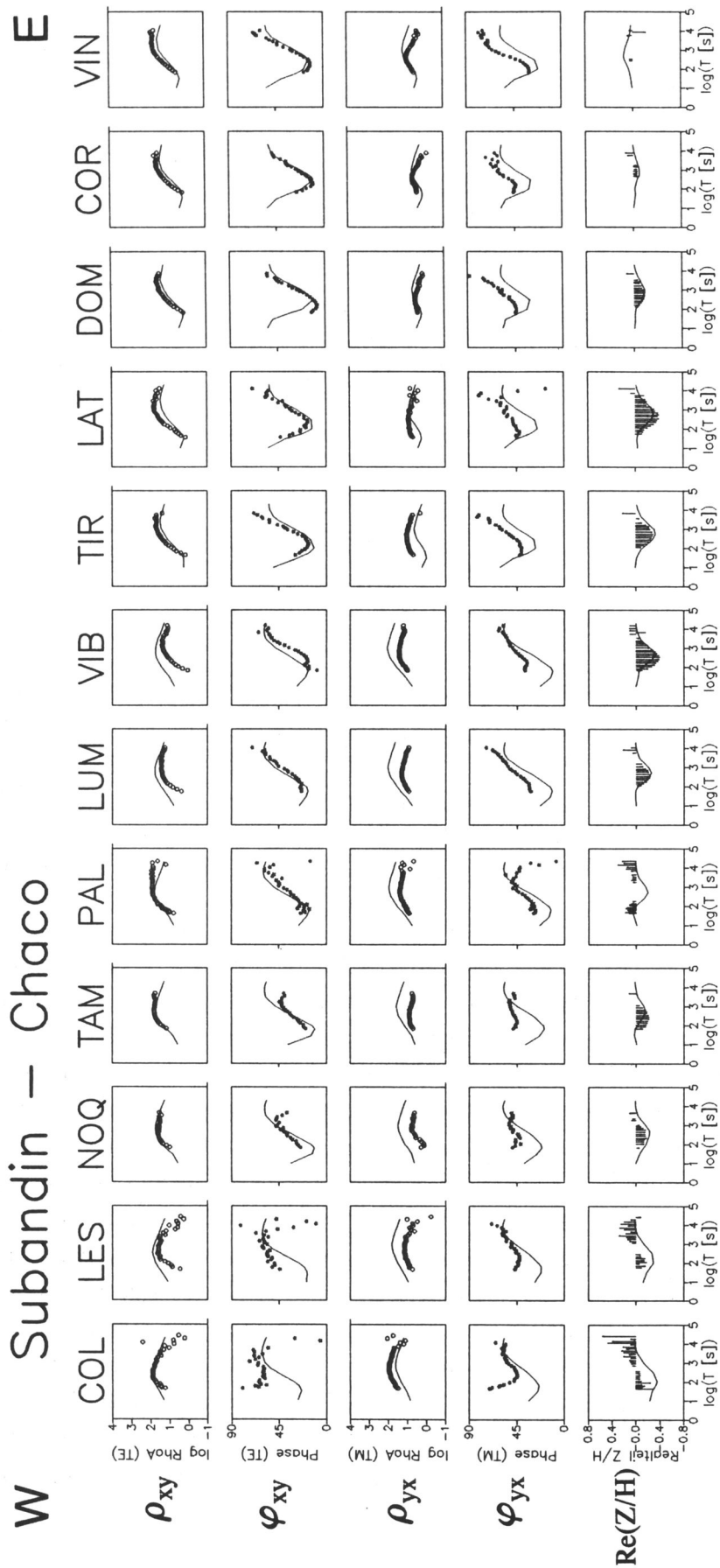


Abb. 8.28: Meß- und Modelldaten für das Profil Subandin-Chaco. Dargestellt sind Widerstände und Phasen der E- (xy) und B-Polarisation (yx) und der auf die Profilrichtung projizierte Induktionspfeil. Die Linie zeigt die Modellantwort.

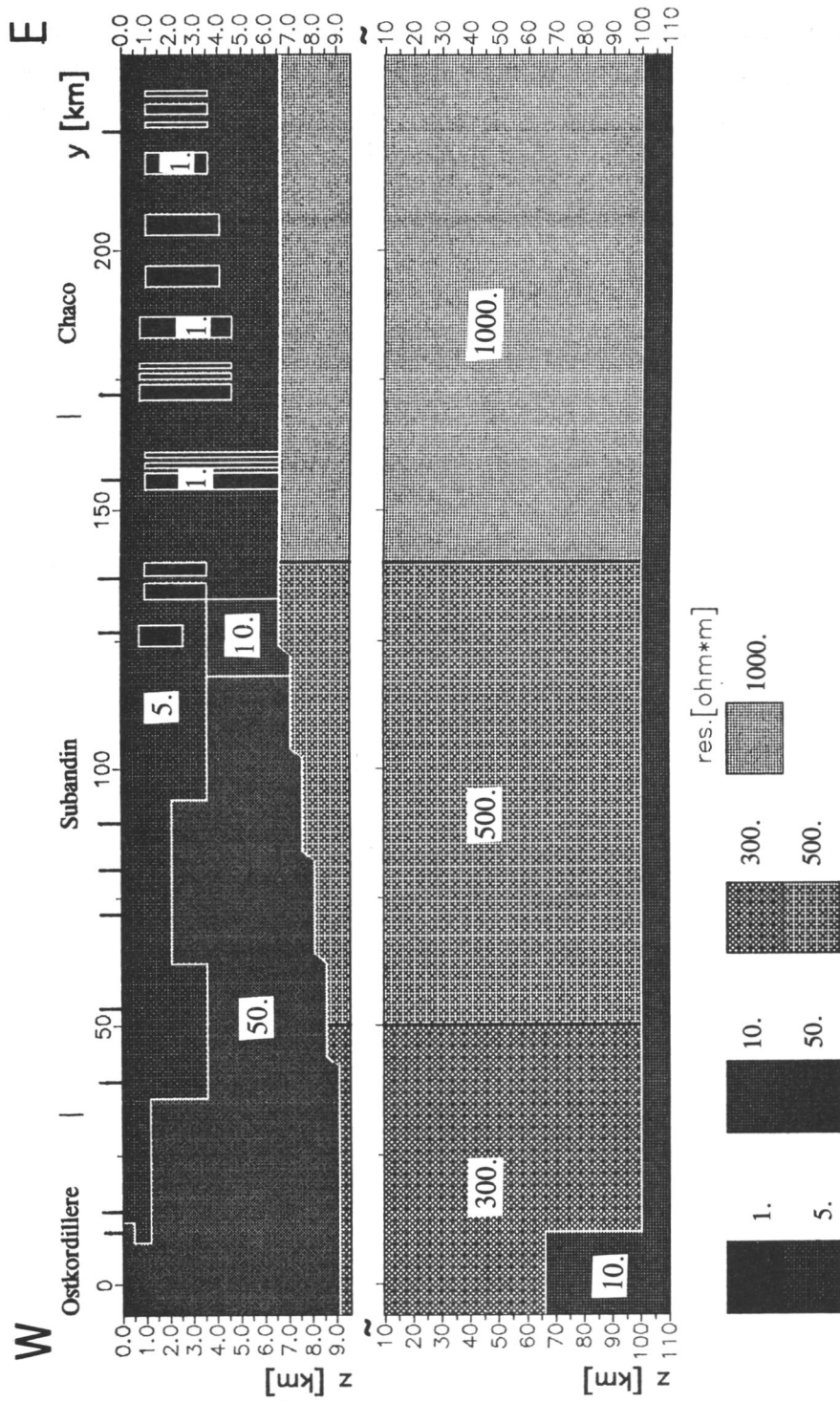


Abb. 8.29: Das Endmodell für Profil Subandin-Chaco. Die morphologische Gliederung und die Position der Meßpunkte sind ebenfalls dargestellt.

Mit einem Widerstand von $\rho = 50 \Omega\text{m}$ ab ca. 4 km Tiefe wird im Subandin ein um den Faktor 10 höherer Widerstand im Sediment angetroffen. Die Anpassung der Phasen $> 45^\circ$ für Perioden $> 10000 \text{ s}$ bei fast allen Meßpunkten in beiden Polarisationen führte zu einem guten Leiter in 100 km Tiefe mit $10 \Omega\text{m}$, der unterhalb der E-Kordillere höher zu liegen scheint.

Der Vergleich der 2D-Modelle aus S-Bolivien und NW-Argentinien zeigt für das Vorland keine gravierenden Unterschiede. Beide Modelle beschreiben Dreischichtfälle mit einer gutleitenden Zone in großer Tiefe, einer Zunahme des Widerstandes in der Lithosphäre von W nach E und eine gut leitende Deckschicht, die im Osten stark anisotrop ist.

9. Synthese der Ergebnisse

Bei den elektromagnetischen Untersuchungen im Andensegment zwischen 21° und 25° S zeigte die Auswertung der erdmagnetischen Tiefensondierung neben einzelnen lokalen Leitfähigkeitsanomalien, wie z.B. der Salar de Atacama, eine ausgeprägte regionale Anomalie. Es kann eine laterale Leitfähigkeitsgrenze von einem hochohmigen Bereich im Westen zu einem gut leitenden Bereich im Osten über 250 km verfolgt werden. Die NNW-SSE-streichende Grenze folgt nördlich von $23^\circ 30'$ S dem westlichen Rand der Westkordillere. Nordöstlich von Calama (ca. 22° S) knickt die Leitfähigkeitsgrenze nach Westen ab. Südlich von $23^\circ 30'$ kreuzt diese Grenze die Westkordillere. Die Leitfähigkeitsanomalie erstreckt sich im Norden (22° S) über ca. 250 km von W nach E, im Süden (24° S) beträgt die Breite der Anomalie ca. 100 km. Im Untersuchungsgebiet wird demnach sowohl eine E-W- als auch N-S-Strukturierung beobachtet.

Die Interpretation elektromagnetischer Daten an einem aktiven Kontinentalrand wird durch den Küsteneffekt erheblich erschwert. An 1D-Modellen konnte für Stationen des chilenischen Längstales gezeigt werden, daß in Tiefen der Oberkante der subduzierten Platte eine gut leitende Zone liegt, deren integrierte Leitfähigkeit von W nach E zunimmt. Bei Untersuchungen am Juan de Fuca-Subduktionssystem (Wannamaker et al., 1989) wurde eine schmale Zone mit geringem Widerstand unterhalb des Küstengebirges gefunden (vgl. Abb. 8.1). Dieser gute Leiter fällt mit der Subduktionsrichtung unter einem Winkel von 20° ein. Die integrierte Leitfähigkeit nimmt landeinwärts von 1000 S unterhalb der Küste auf weniger als 100 S ab und ist damit konträr zu der im Untersuchungsgebiet beobachteten Zunahme der integrierten Leitfähigkeit.

Aus zweidimensional modellierten Profilen konnte, mit Einbeziehung des Ozeans, ein alle morphostrukturelle Einheiten der Anden querendes Gesamtmodell auf ca. $21^\circ 30'$ S (vgl. Abb. 8.12) abgeleitet werden. Die Abb. 9.1 zeigt generalisiert für diese Breite die Verteilung des elektrischen Widerstandes unterhalb der zentralen Anden. Folgende Hauptmerkmale werden von W nach E beobachtet:

Unterhalb der Küstenkordillere ist der Widerstand mit mehr als $3000 \Omega\text{m}$ relativ hoch. Der gute Leiter, der im 1D-Modell für die E-Polarisation zu erkennen war, mußte im 2D-Modell lamelliert werden, um die Daten der E- und B-Polarisation anzupassen. Somit ergab sich ein guter Leiter in der oberen Kruste, der nur in Streichrichtung zu beobachten ist. Als Ursache der nur in einer Richtung ausgeprägten Leitfähigkeit, wird ein Kluftsystem angenommen, in dem das in der subduzierten Platte vorhandene freie Wasser aufsteigt.

Das Modell zeigt für die 'normale' andine Kruste relativ geringe Widerstände mit Werten zwischen 50 und $200 \Omega\text{m}$ bis in große Tiefen.

Eine große Leitfähigkeitsanomalie liegt unterhalb der Westkordillere in geringer Tiefe. Aus

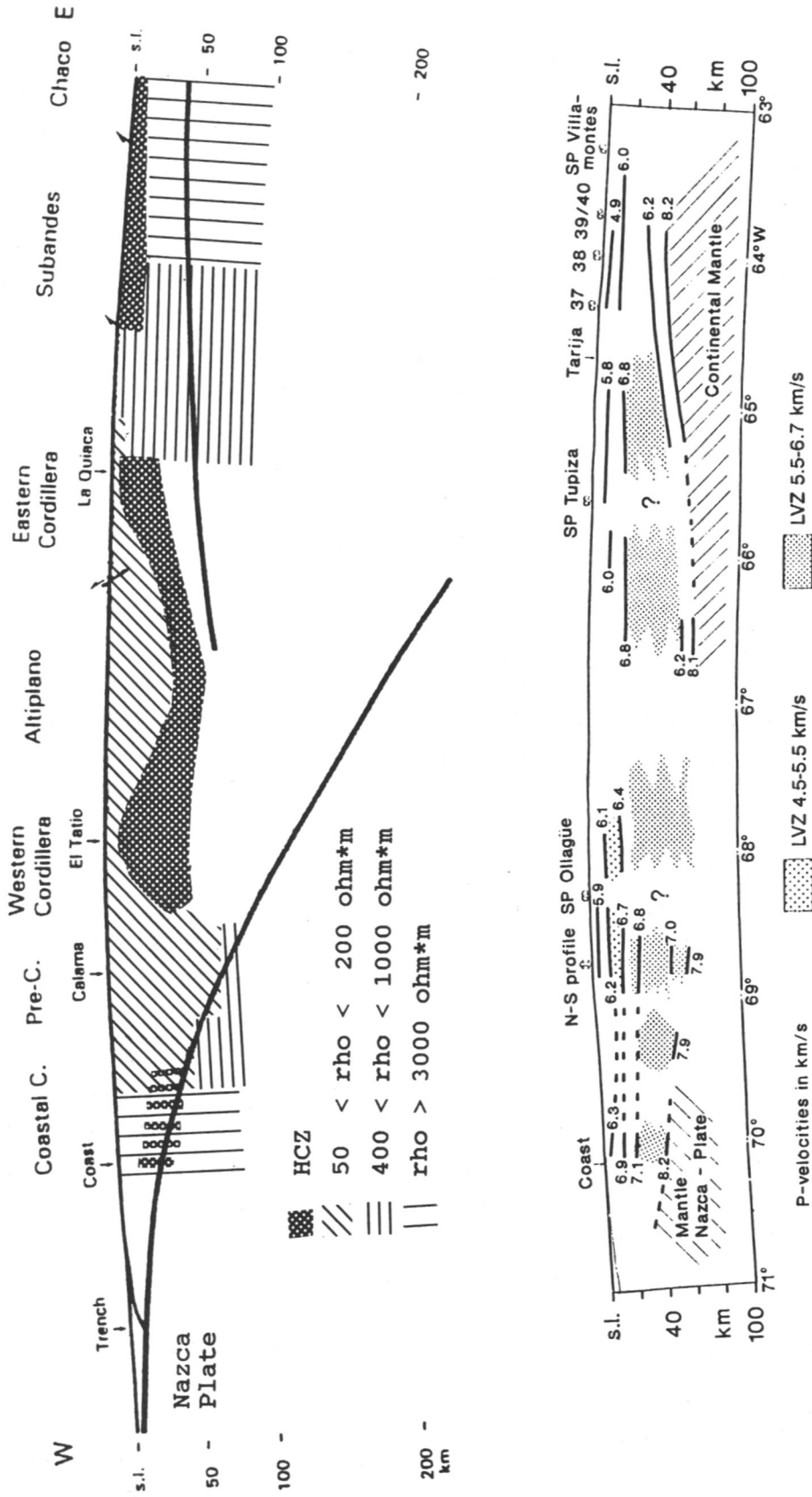


Abb. 9.1: Oben: Widerstandsverteilung (1:1) unterhalb der zentralen Anden auf ca. 21°30' S, abgeleitet aus 2D-Modellierungen. Unten: Geschwindigkeits-Diskontinuitäten und Niedriggeschwindigkeitszonen (nach Wigger et al., 1993).

dem 2D-Modell konnte eine integrierte Leitfähigkeit (ILF) von ca. 25000 S bestimmt werden. 1D-Modellierungen in der Westkordillere zeigten, daß sich die Tiefe des guten Leiters im Untersuchungsgebiet auch in N-S-Richtung lokal ändert. Eine weitere Leitfähigkeitsanomalie wird unterhalb des Altiplano in der unteren Kruste mit einer ILF von ca. 14000 S beobachtet. Diese Anomalie steigt von W nach E in geringere Krustentiefen auf. Im Westteil der Ostkordillere liegt sie in ca. 20 km Tiefe und die ILF ist deutlich größer geworden. Östlich von La Quiaca (ca. 65°35' W) endet die Leitfähigkeitsanomalie abrupt. Es wird ein starker Kontrast zu einem relativ hohen Widerstand mit ca. 500 Ωm beobachtet, der ca. 30 km östlich von La Quiaca bis an die Oberfläche reicht. Das Vorland der Anden ist charakterisiert durch eine gut leitende Bedeckung. Der Widerstand der Kruste und des oberen Mantels nimmt von W nach E bis auf Werte größer 3000 Ωm zu.

Die Diskussion möglicher Ursachen für eine beobachtete elektrische Struktur ist problematisch, da der elektrische Widerstand sowohl an stoffliche als auch im besonderen an physikalische Zustände gekoppelt ist. Der Wert des elektrischen Widerstandes kann z.B. für kristalline Gesteine von 0.1 bis zu 10000 Ωm für Temperaturen zwischen 1000° und 0° C betragen (z.B. Haak & Hutton, 1986). Aus diesem Grunde sind für eine Interpretation von Widerstandsverteilungen Vergleiche mit weiteren geowissenschaftlichen Daten notwendig, wobei je nach betrachtetem Verfahren und vorhandenem Leitfähigkeitsmechanismus Korrelationen vorliegen können.

Abb. 9.1 zeigt im unteren Teil beobachtete Geschwindigkeits-Diskontinuitäten und Niedriggeschwindigkeitszonen für ein E-W-Krustenschnitt bei 21°15' S (Wigger et al., 1993). Ein Vergleich der elektrischen Struktur mit den seismischen Daten läßt für die Leitfähigkeitsanomalien folgende Rückschlüsse zu. Die im Vorland beobachtete gut leitende Bedeckung korreliert klar mit geringen Durchschnittsgeschwindigkeiten von $v_p = 4.9$ km/s, und die Anomalie läßt sich so durch einen elektrolytischen Leitfähigkeitsmechanismus in den mächtigen jungen Sedimenten begründen. Schwieriger wird die Interpretation der extremen Leitfähigkeitsanomalie, die über 250 km in E-W-Richtung zu beobachten ist. Während unterhalb der Ostkordillere und des östlichen Altiplano in großer Tiefe noch seismische Reflektoren ausgemacht werden können, beobachtet man dies unterhalb der Westkordillere nicht. Dies legt die Vermutung nahe, daß auch unterschiedliche Leitfähigkeitsmechanismen für die beobachtete Zone erhöhter Leitfähigkeit verantwortlich sein können.

Unter Einbeziehung weiterer Daten wie Epizentren (Porth et al., 1990), Lage der abtauchenden Nazca Platte (Cahill & Isacks, 1992a) und gravimetrischen Daten (Götze et al., 1993) wurde von Wigger et al. (1993) ein interpretativer Schnitt (Abb. 9.2) erstellt. Um die große Krustenmächtigkeit zu erklären, wird im 'backarc'-Bereich eine basale Hauptüberschiebung angenommen, die mit einer gestrichelten Linie gekennzeichnet ist. Kontinentale Kruste wurde nach Osten hin überschoben und bildet so tektonisch die mächtige Kruste. Die Krustenverdickung im 'forearc' und unter dem magmatischen Bogen wird auf magmatische Addition

zurückgeführt. Teilweise ist dieser Vorgang auch für die Existenz von partiellen Aufschmelzungen unterhalb des magmatischen Bogens und des westlichen Altiplano verantwortlich.

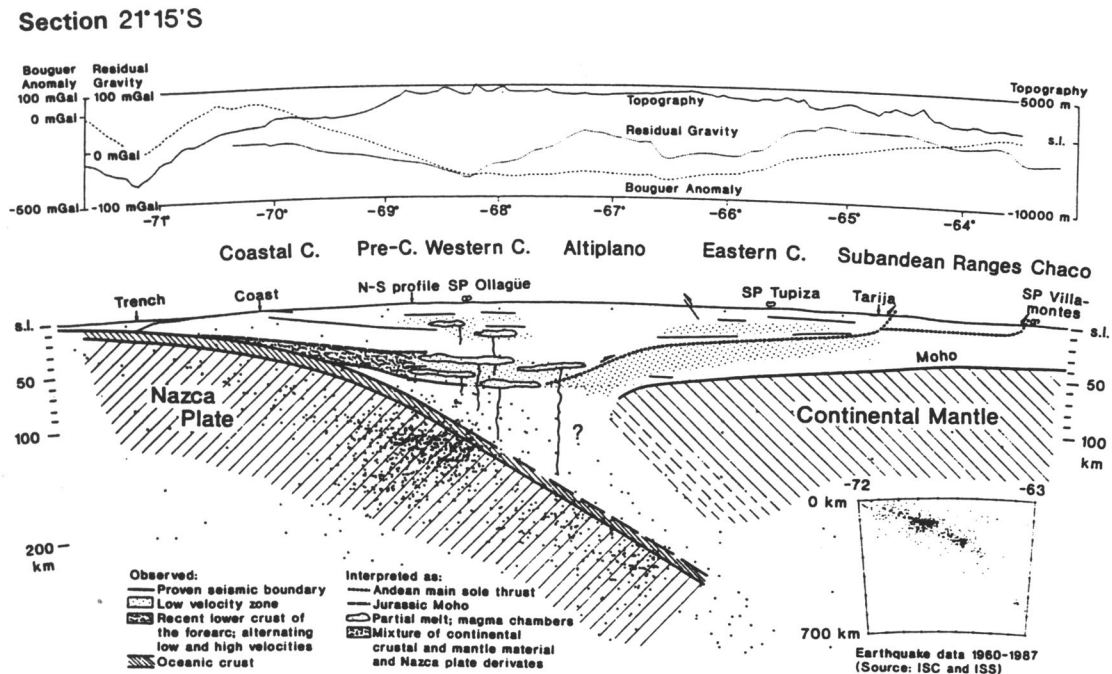


Abb. 9.2: Interpretativer Schnitt bei 21°15' S (Wigger et al., 1993). Kompiliert aus der Seismik, der Gravimetrie (Götze et al., 1993), Erdbebendaten (Porth et al. 1990) und Lage der Nazca Platte (Cahill & Isacks, 1992).

Während die Leitfähigkeitsanomalie im magmatischen Bogen im Einklang mit der zu erwarteten Temperaturverteilung, den seismischen Niedriggeschwindigkeitszonen und den gravimetrischen Minima im Residualfeld deutlich als partielle Schmelze interpretiert werden kann, ist die Ursache der Anomalie weiter östlich bedeutend unklarer. Die Leitfähigkeitsanomalie, die unterhalb des Altiplano in der unteren Kruste liegt und nach Osten hin aufsteigt, könnte im westlichen Teil ebenfalls durch partielle Aufschmelzungen begründet sein, während im östlichen Teil die Anomalie wahrscheinlich durch tektonische Ursachen hervorgerufen wird, wie z.B. durch Fluide, die in den Überschiebungshorizonten vorhanden sind.

Die Widerstandszunahme in der Lithosphäre im 'backarc'-Bereich kann durch die Abnahme des Temperaturgradienten zum Brasilianischen Schild interpretiert werden.

Literaturverzeichnis

- Aldrich, L.T., Bannister, J.R., del Pozo, S., Salgueiro, R. & Beach, L., 1975: Electrical conductivity studies in South America. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 74: 291-293.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma M.A. & Isacks, B.L., 1983: Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16.
- Baby, P., Sempere, T., Oller, J., Barrios, L., Herail, G. & Marocco, R., 1990: Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 311, Serie II: 341-347.
- Bahr, K., 1988: Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys.*, 62: 119-127.
- Baldzuhn, S., 1993: Refraktionsseismische Untersuchungen in der Ostkordillere und im Subandin Südbolivians. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Bender, F. (Hrsg.), 1985: *Angewandte Geowissenschaften. Bd. II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften.* Enke-Verlag, Stuttgart.
- Bevis, M. & Isacks, B.L., 1984: Hypocentral Trend Surface Analysis: Probing the Geometry of Benioff Zones. *J. Geophys. Res.*, 89: 6153-6170.
- Cagniard, L., 1953: Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18: 605-635.
- Cantwell, T., 1960: Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signal. Ph.D. Thesis, Dep. of Geology and Geophysics, M.I.T., Cambridge/Mass..
- Cahill, T. & Isacks, B.L., 1992a: Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97 (B12): 17503-17529.
- Cahill, T., Isacks, B.L., Whitman, D., Chatelain, J.L., Perez, A. & Ming Chiu, J., 1992b: Seismicity and tectonics in Jujuy Province, northwestern Argentina. *Tectonics*, 11, 944-959.
- Chong D., G. & Reutter, K.J., 1985: Fenómenos de tectónica compresiva en las Sierras de Varas y de Argomedo, Precordillera Chilena en el ámbito del paralelo 25° Sur. *Actas del IV. Congr. Geol. Chileno*, VI, 2/219-2/238, Antofagasta.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V.A., 1982: Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18: 303-332.
- Damm, K.-W., Pichowiak, S. & Todt, W., 1986: Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berliner geowiss. Abh. (A)*: 73-146.

- Delleske, M., 1989: Schwerefeldinterpretation der argentinischen Puna und Ostkordillere mit Hilfe dreidimensionaler Modellrechnungen. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Delleske, B., 1990: Zur Analyse und komplexen Interpretation des Schwerefeldes im Gebiet des Altiplano Bolivians. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Dosso, H., W. & Meng, Z., W., 1992: The coast effect response in geomagnetic field measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 70: 39-56.
- ERCEUGT-Group, 1992: An electrical resistivity crustal section from the Alps to the Baltic Sea. *Tectonophysics*, 207: 123-139.
- Filloux, J.H., 1973: Techniques and instrumentation for study of electromagnetic induction at sea. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 7: 323-338.
- Fischer, G., 1989: A strong valley effect in AMT and VLF-R measurements. *Geophys. J.*, 96: 469-475.
- Fischer, G., Schnegg, P., A., Peguiron, M. & Le Quang, B., V., 1981: An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67: 257-278.
- Fischer, G., Szarka, A., Adam, A. & Weaver, J., T., 1992: The magnetotelluric phase over 2-D structures. *Geophys. J. Int.*, 108: 778-786.
- Fischer, G. & Schnegg, P., A., 1978: Electromagnetic response of an ocean-coast model to E-polarization induction. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 53: 599-616.
- Fischer, G. & Weaver, J., T., 1986: Theoretical investigation of the ocean-coast effect at a passive continental margin. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 42: 246-254.
- Giese, P., 1993: Geothermal Structure of the Central Anden Crust - Implications for Heat Transport and Rheologie. In: Reutter K.J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.
- Götze, H.-J., Lahmeyer B., Schmidt S., Strunk S., & Arandeda, M., 1990: A new gravity data base in the Central Andes (20° - 26°S). *EOS Transactions, Am. Geophys. Union*, 71 (16): 406-407.
- Götze, H.-J., Strunk, S. & Schmidt S., 1988: Central Andean gravity field and its relation to crustal structures. In: Bahlburg H., Breitkreuz C. & Giese P. (eds): *The Southern Central Andes*, Lecture notes in Earth Sciences, 17, Springer Verlag: 199-208.
- Götze, H.-J., Lahmeyer, B., Schmidt, S. & Strunk, S. 1993: The lithospheric structure of the Central Andes (20-26°S) as inferred from interpretation of regional gravity. In: Reutter K.-J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.
- Haak, V., 1972: Bestimmung der Übertragungsfunktionen in Gebieten mit lateraler Änderung der elektrischen Leitfähigkeit. *Z. Geophys.*, 38: 85-102.

- Haak, V. & Giese, P., 1986: Subduction induced petrological processes as inferred from magnetotelluric, seismological and seismic observations in N-Chile and S-Bolivia. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 66: 231-246.
- Haak, V. & Hutton, R., 1986: Electrical resistivity in continental lower crust. In: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J. & Wedepohl, K. H. (eds), *The nature of the lower continental crust*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 24: 35-49.
- Heinsohn, W.D., 1990: Krustenseismische Untersuchungen in der Küstenkordillere von Nordchile und Aufbau und Realisierung einer automatischen Feldapparatur. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Isacks, B.L., 1988: Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- Jordan T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. & Ando, C.J., 1983: Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 341-361.
- Jones, A.G. & Craven, J.A., 1990: The north American central plains conductivity anomaly and its correlation with gravity, magnetic, seismic, and heat flow data in Saskatchewan, Canada. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 60: 169-194.
- Kley, J., 1993: Der Übergang vom Subandin zur Ostkordillere in Südbolivien (21°15'-22°S): geologische Struktur und Kinematik. Diss., FU Berlin: 1-128.
- Kley, J. & Gangui, A., 1993: Basement-involved thrusting in the Eastern Cordillera-Subandean transition zone, southern Bolivia: Evidence from cross-section balancing and gravimetric data. *Proc. Int. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford, (submitted).
- Krüger, D., Massow, W. & Schwarz, G., 1990: Neues von der Andengeotrasverse. In: Haak, V. & Homilius, J. (eds), *Prot. Koll. Elektromagn. Tiefenforschung*, Hornburg: 267-278.
- Krüger, D., 1992: 2D-Modellierung auf der Andentraverse. In: Haak, V. & Rodemann, H. (eds), *Prot. Koll. Elektromagn. Tiefenforschung*, Borkheide: 243-260.
- Lahsen, A., 1982: Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Sci. Rev.*, 18: 285-305.
- Mehl, H.G., 1993: Die elektrische Leitfähigkeit von Kruste und oberem Mantel im Norden Marokkos. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Massow, W., 1993: Ein dichtes Magnetotellurik-Profil in der Westkordillere N-Chiles.-Registrierung und Auswertung. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Menvielle, M., Rossignol, J.C. & Taxis, P., 1982: *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 28: 118-128.

- Mingramm, A., Russo, A., Pozzo, A. & Cazau, L., 1979: Sierras Subandinas. Segundo Simp. Geol. Reg. Argent., Córdoba, Acad. Nac. Cienc., I: 95 - 137.
- Oldenburg, D.W., 1979: One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations. *Geophysics*, 44: 1218-1244.
- Pichowiak, S., Buchelt, M. & Damm, K.W., 1990: Mesozoic magmatic activity and tectonic setting in the N-Chile Central Andes Region: granitoid magmagenesis and relations to volcanic activity during early stage of the Andean Cycle. In: Kay, S.M. & Rapela, C.W. (eds): *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Paper, 241: 127-144, Boulder.
- Porth, R., Schmitz, M., Schwarz, G., Strunk, S. & Wigger, P., 1990: Data compilations along two sections of the Southern Central Andes. *Fin. Worksh.: Struct. Evol. Central Andes*, May 1990, Berlin, Abstr. Vol.: 94.
- Rath, V., 1984: Eine verbesserte Methode der magnetotellurischen Auswertung - versuchsweise angewendet auf stark gestörte Felddaten aus dem Gebiet von Travale/Toskana. Diplomarbeit, FU Berlin, unveröffentlicht.
- Reutter K.J., Giese, P., Götze, H.J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G. & Wigger, P., 1988: Structures and Crustal Development of the Central Andes between 21° and 25°. In: Bahlburg H., Breikreuz C. & Giese P. (eds): *The Southern Central Andes*, Lecture notes in Earth Sciences, 17, Springer Verlag: 231-261.
- Reutter, K.J., Heinsohn, W.D., Scheuber, E., & Wigger, P., 1991: Crustal structure of the Coastal Cordillera near Antofagasta, Northern Chile. *6 Geol. Congr. Chileno, Vina del Mar*, Actas 1: 862-866.
- Reutter, K.J., Schwab, K. & Giese, P., 1986: Oberflächen- und Tiefenstrukturen in den zentralen Anden. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 66, 242-259.
- Ritz, M., Bondoux, F., Herail, G. & Sempere, T., 1991: A magnetotelluric survey in the northern Bolivian Altiplano. *Geophys. Res. Lett.*, 18: 475-478.
- Rokityansky, I.I., 1982: *Geoelectromagnetic investigation of the earth's crust and mantle*. Springer-Verlag; Berlin, Heidelberg, New York.
- Rössling, R., 1989: Petrologie in einem tiefen Krustenstockwerk des jurassischen magmatischen Bogens in der nordchilenischen Küstenkordillere südlich von Antofagasta. *Berliner geowiss. Abh. (A)*: 73-146.
- Scheelke, I., 1972: *Magnetotellurische Messungen im Rheingraben und ihre Deutung mit zweidimensionalen Modellen*. Diss. Naturwiss. Fak., Universität Braunschweig.
- Scheuber, E. & Andriesen P.A.M., 1990: The kinematic and geodynamic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. *J. Struct. Geol.*, 12: 243-257.

- Scheuber, E. & Reutter, K.J., 1992: Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, 205: 127-140.
- Scheuber E., Bogdanic, T., Jensen, A. & Reutter, K.J., 1993: Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: Reutter K.-J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.
- Schmitz, M., 1993: Kollisionsstrukturen in den zentralen Anden: Ergebnisse refraktions-seismischer Messungen und Modellierungen krustaler Deformation. Diss., FU Berlin.
- Schmucker, U., 1970: Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *Bull. Scripps Inst. Ocean. Univ. Calif.*, 13.
- Schmucker, U., 1973: Regional induction studies: a review of methods and results. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 7: 365-378.
- Schmucker, U., 1992: Zur Modell(er)findung in 2D. In: Haak, V. & Rodemann, H. (eds), *Prot. Koll. Elektromagn. Tiefenforschung*, Borkheide: 3-18.
- Schmucker, U., Hartmann, O., Giesecke, A.A., Casaverde, M. & Forbush, S.E., 1964: Electrical conductivity anomaly in the earth's crust in Peru. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 63: 354-362.
- Schwarz, G., 1987: Erdmagnetische Tiefensondierung in den Zentralen Anden (21°-24°S): Ein Datenkatalog. DFG-report Gi 31/51-3, FU Berlin.
- Schwarz, G., Chong Dias, G., Krüger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. & Viramonte, J.G., 1993: Crustal High Conductivity Zones in the Southern Central Andes. In: Reutter K.-J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.
- Schwarz, G., Haak, V., Martinez, E. & Bannister J., 1984: The electrical conductivity of the Andean crust in northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements. *J. Geophys.*, 55: 169-178.
- Schwarz, G., Martinez, E. & Bannister, J., 1986: Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in den zentralen Anden. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 66 : 49-71.
- Schwarz, G., Rath, V. & Bartz, J., 1988: Magnetotellurik in den Zentralen Anden (21°-25°S): Stand der Arbeiten. In: Haak, V. & Homilius, J. (eds), *Prot. Koll. Elektromagn. Tiefenforschung*, Königstein: 233-240.
- Strunk, S., 1990, Analyse und Interpretation des Schwerfeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20° - 26° S). Diss., FU Berlin, *Berliner geowiss. Abh. (B)*, 17: 1 - 135.

- Swift, C.M., 1967: A magnetotelluric investigation of an electric conductivity anomaly in the southwestern United States. Project Report, M.I.T., Cambridge/Mass.
- van den Beukel, J. & Wortel, R., 1988: Thermo-mechanical modelling of arc-trench regions. *Tectonophysics*, 154: 117-193.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A., Rijo, L., 1986: Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modelled using finite elements, *Geophysics*, 51: 2131-2144.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A., Rijo, L., 1987: A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88: 277-296.
- Wannamaker, P.E., Booker, J.R., Jones, A.G., Chave, A.D., Filloux, J.H., Waff, H.S. & Law, L.K., 1989: Resistivity cross section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 94: 14127-14144.
- Weidelt, P., 1972: The inverse problem of geomagnetic induction. *Z. Geophys.*, 38: 257-289.
- Wiese, H., 1962: Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofis. Pura e Appl.*, 52: 83-103.
- Wigger, P., 1986: Krustenseismische Untersuchungen in Nord-Chile und Süd-Bolivien. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 66, 31-48.
- Wigger, P., 1988: Seismicity and crustal structure of the Central Andes. In: Bahlburg H., Breikreuz C. & Giese P. (eds): *The Southern Central Andes, Lecture notes in Earth Sciences*, 17, Springer Verlag: 209 - 229.
- Wigger, P.J., Schmitz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Martinez, E., Ricardi, E., Röwer, P. & Viramonte, J., 1993: Variation in the Crustal Structure of the Southern Central Andes Deduced from Seismic Refraction Investigations. In: Reutter K-J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.
- Wilkes, E. & Görler, K., 1993: Sedimentary and Structural Evolution of the Salar de Atacama Depression. In: Reutter K-J., Scheuber E. & Wigger P. (eds): *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag: im Druck.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. P. Giese danke ich für die Übertragung und die gewährte Unterstützung bei der Durchführung der Arbeit. Für die Übernahme des Korreferates möchte ich Herrn Prof. Dr. V. Haak danken.

Betreut wurde diese Arbeit von Herrn Dr. G. Schwarz, dem ich hiermit für die Diskussionsbereitschaft und das Interesse an dieser Arbeit besonders danken möchte.

Volker Rath möchte ich für viele hilfreiche Diskussionen und die freundliche Überlassung der MT-Auswertungsprogramme danken. Hans-Georg Mehls Plotprogramm half mir sehr die Modelle darzustellen.

Ebenfalls bedanken möchte ich mich bei meinen Kollegen für zahlreiche Anregungen und eine stete Hilfsbereitschaft. Insbesondere danke ich Alfredo Gangui, Georg Goltz, Sebastian Gross, Jonas Kley, Pedro Kress, Elke Mages, Sabine Schmidt und Michael Schmitz.

Mein besonderer Dank gilt meiner lieben Frau Anette, die mich in den letzten Monaten geduldig und mit viel Verständnis von mancherlei Verpflichtungen entbunden hat.

Finanziell gefördert wurde diese Arbeit von der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Noch erhältlich sind:

Reihe A: Geologie und Paläontologie

- Band 138 / Lúdvík Eckardt Gústafsson:** Geology and Petrography of the Dyrfjöll Central Volcano, Eastern Iceland, 98 S., 73 Abb., 3 Taf., 1992. DM 68,-.
- Band 139 / Heinz Hilbrecht:** Die fazielle und strukturelle Entwicklung der helvetischen Oberkreide im Allgäu und Kleinwalsertal und ihre Beziehung zu Meerwasserspiegelschwankungen und Paläozoozoographie. 180 S., 78 Abb., 9 Taf., 8 Tab., 1991. DM 72,-.
- Band 140 / Christian Sommer-von Jarmersted:** Hydraulische und hydrochemische Aspekte der Uferfiltration an der Unterhavel in Berlin. 169 S., 105 Abb., 9 Taf., 15 Tab., 1992. DM 48,-.
- Band 141 / Christoph Merz:** Laboruntersuchungen zum Migrationsverhalten von Cadmium, Zink, Eisen und Mangan in Lockergesteinen unter Wahrung der natürlichen Milieubedingungen mit Hilfe der Radionuklid-tracerung. 116 S., 75 Abb., 35 Taf., 1992. DM 43,-.
- Band 142* / Torsten Schwarz:** Produkte und Prozesse exogener Fe-Akkumulation: Eisenoolithe und lateritische Eisenkrusten im Sudan. 186 S., 136 Abb., 24 Tab., 4 Taf. (meist farbig), 1992. DM 67,-.
- Band 143 / Erio Rahders:** Verteilung von Gold und Silber in den Nebengesteinen der vulkanisch-sedimentären Sulfid- und Manganerzlagerstätten des SW-iberischen Pyritgürtels, Provinz Huelva, Spanien. 117 S., 35 Abb., 2 Taf., 25 Tab., 1992. DM 47,-.
- Band 144 / Abdellah Milhi:** Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des Jura am Südrand des zentralen Hohen Atlas (Marokko). 93 S., 28 Abb., 6 Taf., 1992. DM 47,-.
- Band 145* / El Sheikh Mohamed Abdel Rahman:** Geochemical and Geotectonic Controls of the Metallogenic Evolution of Selected Ophiolite Complexes from the Sudan. 175 pp., 41 figs., 21 tabs., 4 pls., 1993. DM 64,-.
- Band 146* / Mohamud A. Arush:** Sedimentological and Geochemical Studies of the Tisje / Yesomma Successions (Cretaceous / Tertiary of Somalia) and their Source Rocks. 116 pp., 32 figs., 17 tabs., 1993. DM 56,-.
- Band 147* / Alaa El-Din Ramadan Mostafa:** Organic Geochemistry of Source Rocks and Related Crude Oils in the Gulf of Suez Area, Egypt. 163 pp., 59 figs., 24 tabs., 1993. DM 54,-.
- Band 148 / Matthias S. Tantow:** Stratigraphie und seismisches Erscheinungsbild des Oberkarbons (Westfal, Stefan), Emsland. 66 S., 35 Abb., 3 Tab., 13 Anl., 1993. DM 38,-.
- Band 149* / Wolfgang Mette:** Stratigraphie und Fazies des Jura von Nordsomalia. 125 S., 28 Abb., 15 Taf., 1993. DM 78,-.
- Band 150* / Ahmed Ahmed Ali Refaat:** Facies Development of the Coniacian-Santonian Sediments along the Gulf of Suez, Egypt. 146 pp., 35 figs., 28 tabs., 3 pls., 1993. DM 54,-.
- Band 151* / Johanna Kontny:** Grundwasserverdunstung in ostsaharischen Senkengebieten unter besonderer Berücksichtigung der Transpiration wild wachsender Vegetation. 99 S., 15 Abb., 24 Tab., 1993. DM 49,-.
- Band 152* / Evelyne Isaac Mbede:** Tectonic Development of the Rukwa Rift Basin in SW Tanzania. 92 pp., 30 figs., 5 tabs., 1993. DM 34,-.
- Band 153 / Rainer Enßlin:** Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko. Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Paläotektonik. 85 S., 22 Abb., 10 Taf., 1993. DM 49,-.
- Band 154 / Michael S. Quednau:** Gold in der Kreuzeck- und Goldeck-Gruppe, Kärnten, Österreich – Geochemie und Metallogenie –. 138 S., 70 Abb., 1993. DM 64,-.
- Band 155* / Arno Strouhal:** Tongeologische Entwicklungstrends in kretazischen und tertiären Sedimenten Nordostafrikas: regionale Fallbeispiele. – 68 S., 27 Abb., 22 Tab., 1993. DM 32,50.
- Band 157* / Fevzi Öner:** Quantitative Mineralbestimmung in Sedimentgesteinen: Anwendung IR-spektroskopischer Methoden. 140 S., 60 Abb., 17 Tab., 1994. DM 54,-.
- Band 158 / Andrea Koschinsky:** Geochemische Krustenprofile und sequentielle Laugungsversuche an Manganerzkrusten aus dem Zentralpazifik zur Klärung von Genese und Elementassoziationen. 192 S., 69 Abb., 16 Tab., 1994. DM 62,-.

* Beiträge aus dem Sonderforschungsbereich 69: Geowissenschaftl. Probleme in ariden Gebieten

Noch erhältlich sind:

Reihe B:

- Band 2 / Peter Giese:** Versuche einer Gliederung der Erdkruste im nördlichen Alpenvorland, in den Ostalpen und in Teilen der Westalpen mit Hilfe charakteristischer Refraktions-Laufzeit-Kurven sowie eine geologische Deutung. 218 S., 83 Abb., 1965. DM 40,-.
- Band 3 / Joachim Meyer:** Zur Modulation der erdmagnetischen Aktivität. 72 S., 26 Abb., 1973. DM 18,-.
- Band 5 / Detlef Damaske:** Der Weltzeitgang der erdmagnetischen Aktivität als magnetosphärischer Modulationseffekt. 75 S., 33 Abb., 1976. DM 20,-.
- Band 6 / Michael Leppin:** Modellversuche zur erdmagnetischen und magnetotellurischen Tiefensondierung mit Hilfe eines elektrolytischen Troges. 68 S., 39 Abb., 1977. DM 19,-.
- Band 7 / Hussein El-Ali:** Geothermische Modelle für ein Profil zwischen Südadria und Tyrrhenis. 51 S., 20 Abb., 1978. DM 18,-.
- Band 8 / Gerhard Schwarz:** Die elektrische Leitfähigkeit in der Toskana und ein daraus abgeleitetes geothermisches Modell – insbesondere für die Anomalie von Travale. 95 S., 52 Abb., 1 Tab., 1984. DM 29,-.
- Band 9 / Peter J. Wigger:** Die Krustenstruktur des Nordappennins und angrenzender Gebiete mit besonderer Berücksichtigung der geothermischen Anomalie der Toskana. 87 S., 69 Abb., 1984. DM 29,-.
- Band 10 / Mohammed Mehdi Mostaanpour:** Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. Darstellung von Krustenparametern und Laufzeitanomalien. 96 S., 21 Abb., 7 Tab., 1984. DM 45,-.
- Band 11 / Nikolaus Klever:** Stationäre Konvektion in porösen Medien – numerische Untersuchungen an unterschiedlichen Fragestellungen aus der Hydrothermik und der Schneemetamorphose. 114 S., 78 Abb., 7 Tab., 1984. DM 31,-.
- Band 12 / Horst Letz:** Seismizität in Irian Jaya (West-Neuguinea), Indonesien, und ihre tektonische Bedeutung. 108 S., 39 Abb., 12 Tab., 2 Kart., 1985. DM 44,-.
- Band 13 / Gerhard Jentzsch:** Auflastgezeiten in Fennoskandien. 184 S., 77 Abb., 36 Tab., 1986. DM 66,-.
- Band 14 / Hans-Peter Plag:** A Regional Study of Norwegian Coastal Long-Period Sea-Level Variations and Their Causes. 175 pp., 76 figs., 57 tbs., 1988. DM 69,-.
- Band 15 / Günter Asch:** Die Registrierung langperiodischer Signale mit geophysikalischen Sensoren hoher Dynamik. 87 S., 81 Abb., 8 Tab., 1988. DM 52,-.
- Band 16 / Thomas Jahr:** Gezeitengravimetrie in Dänemark. 137 S., 56 Abb., 30 Tab., 1989. DM 39,-.
- Band 17 / Sibyll Strunk:** Analyse und Interpretation des Schwerefeldes des aktiven Kontinentalrandes der zentralen Anden (20° – 26° S.). S. 1–135, 64 Abb., 7 Tab., 1990.
Michael Wagener: Ein EDV-gestütztes Verfahren zur topographischen Reduktion in der Gravimetrie. S. 140–192, 33 Abb., 2 Tab., 1990. DM 48,-.
- Band 18 / Hermann Bunes:** Krustale Kollisionsstrukturen an den Rändern der nordwestlichen Adriaplatte. 221 S., 194 Abb., 5 Tab., 1992. DM 78,-.
- Band 19 / Mathias Delleske:** Zur Schwerefeldseparation mittels 3D-Modellrechnungen im Hochgebirge. 74 S., 43 Abb., 17 Tab., 1993. DM 76,-.
- Band 20 / Michael Schmitz:** Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung krustaler Deformationen. S. 1–127, 78 Abb., 2 Tab., 1993.
Wolf-Dieter Heinsohn: Druck- und Temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit-Dichte-Relation für extrem große Krustenmächtigkeiten. S. 131–226, 58 Abb., 9 Tab., 1993. DM 78,-.
- Band 21 / Detlef Krüger:** Modellierungen zur Struktur elektrisch leitfähiger Zonen in den südlichen zentralen Anden. 91 S., 60 Abb., 1994. DM 67,-.

Das vollständige Verzeichnis der lieferbaren Titel der Reihen A, B, C, D und E ist erhältlich bei:

Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin
Podbielskiallee 62
D-14195 Berlin