

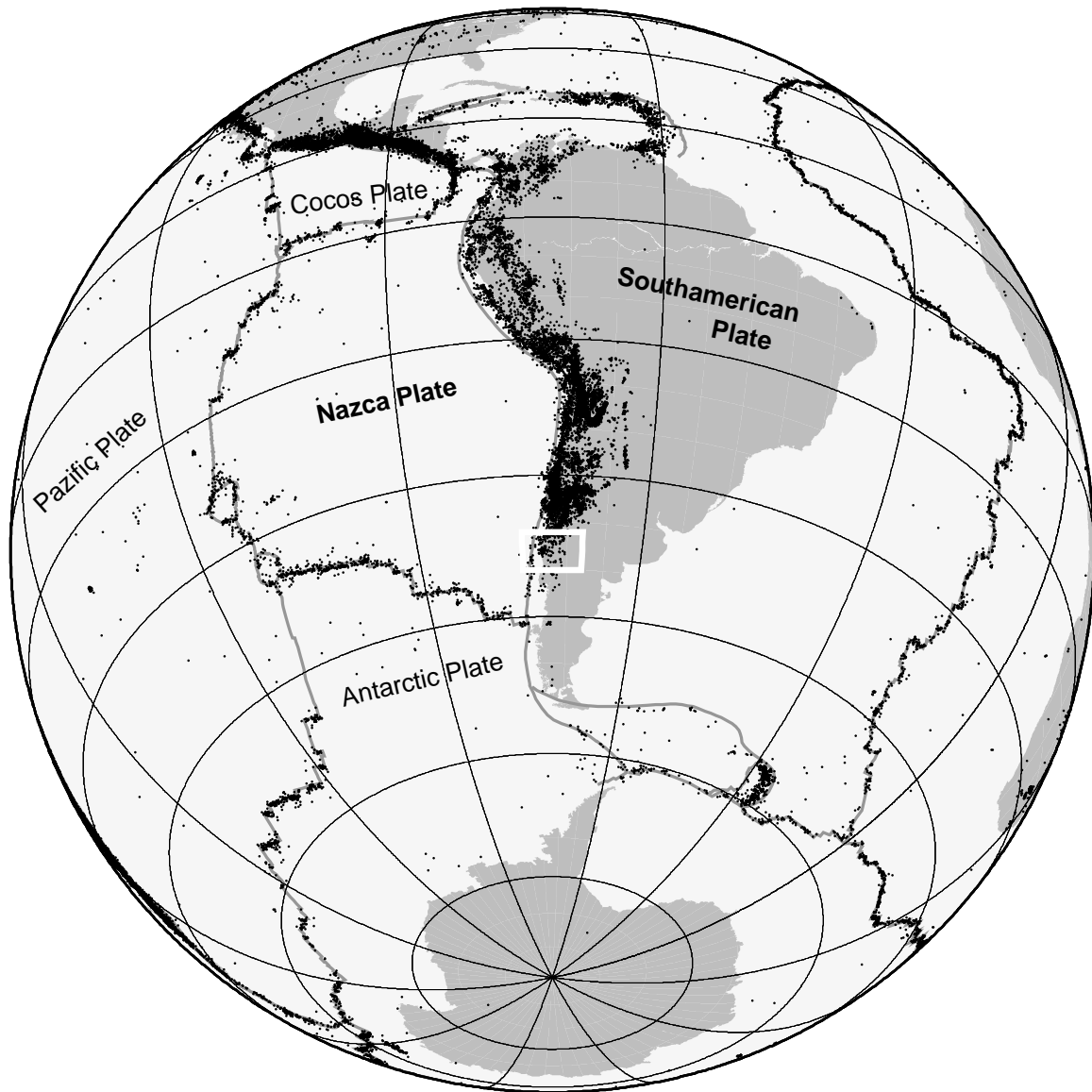
# Kapitel 2

## Der aktive Kontinentalrand Südamerikas

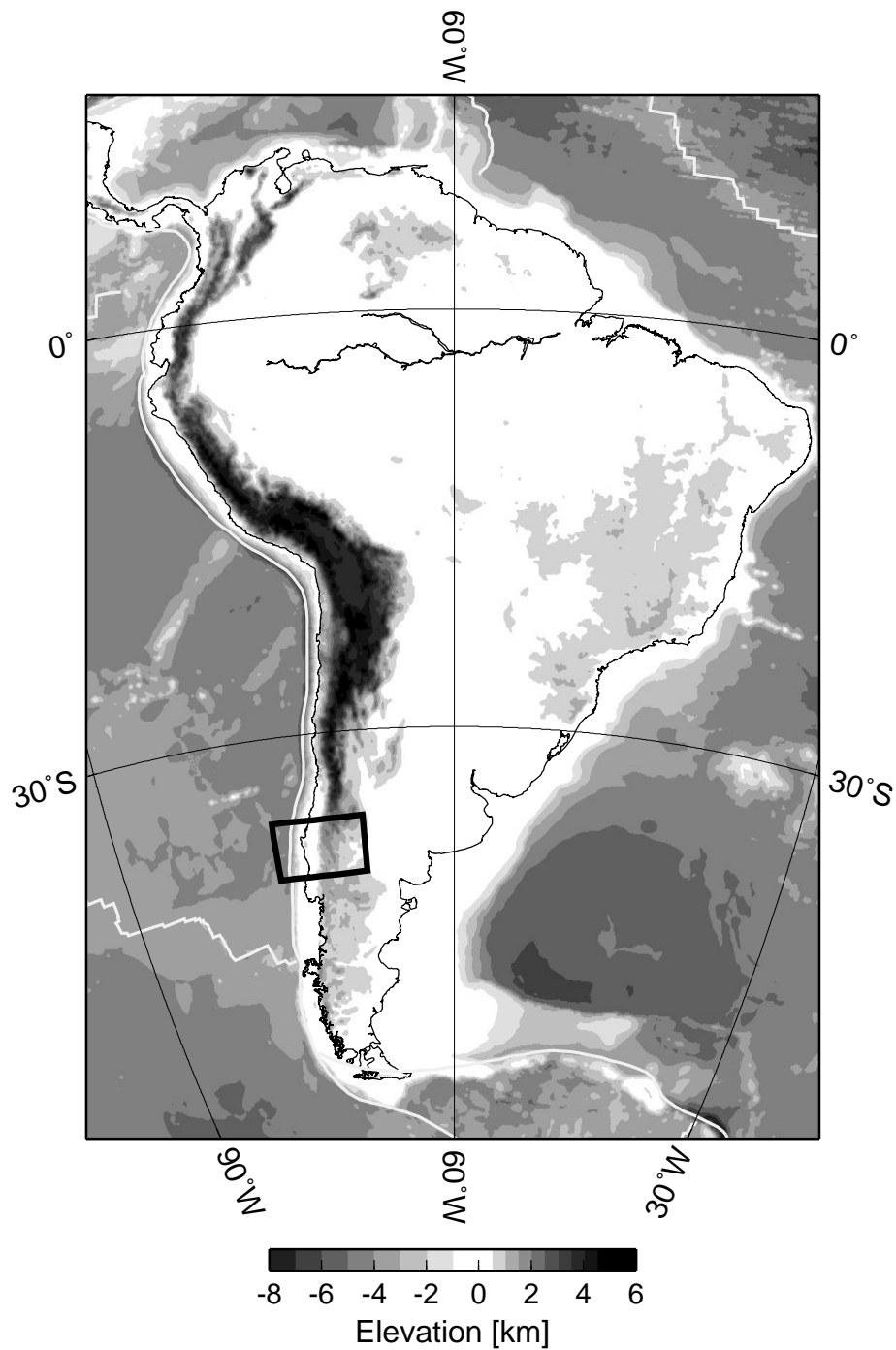
### 2.1 Einführung

Der westliche Kontinentalrand Südamerikas ist geprägt durch die Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte und die damit verbundene Entstehung des andinen Orogens (Abbildung 2.1). Über 8000 km erstrecken sich die Anden entlang des aktiven Kontinentalrandes - von der Karibik bis nach Feuerland. Sie weisen jedoch merkliche Variationen in Topographie und Krustenmächtigkeit entlang des Streichens auf (Abbildung 2.2). Krustenverkürzung durch Faltungs- und Überschiebungsprozesse sowie magmatische Aktivität haben zur Krustenverdickung und Hebung der andinen Kordillere vor allem in den Zentralanden geführt (u.a. *Schmitz, 1994; Allmendinger et al., 1997; Giese et al., 1999*).

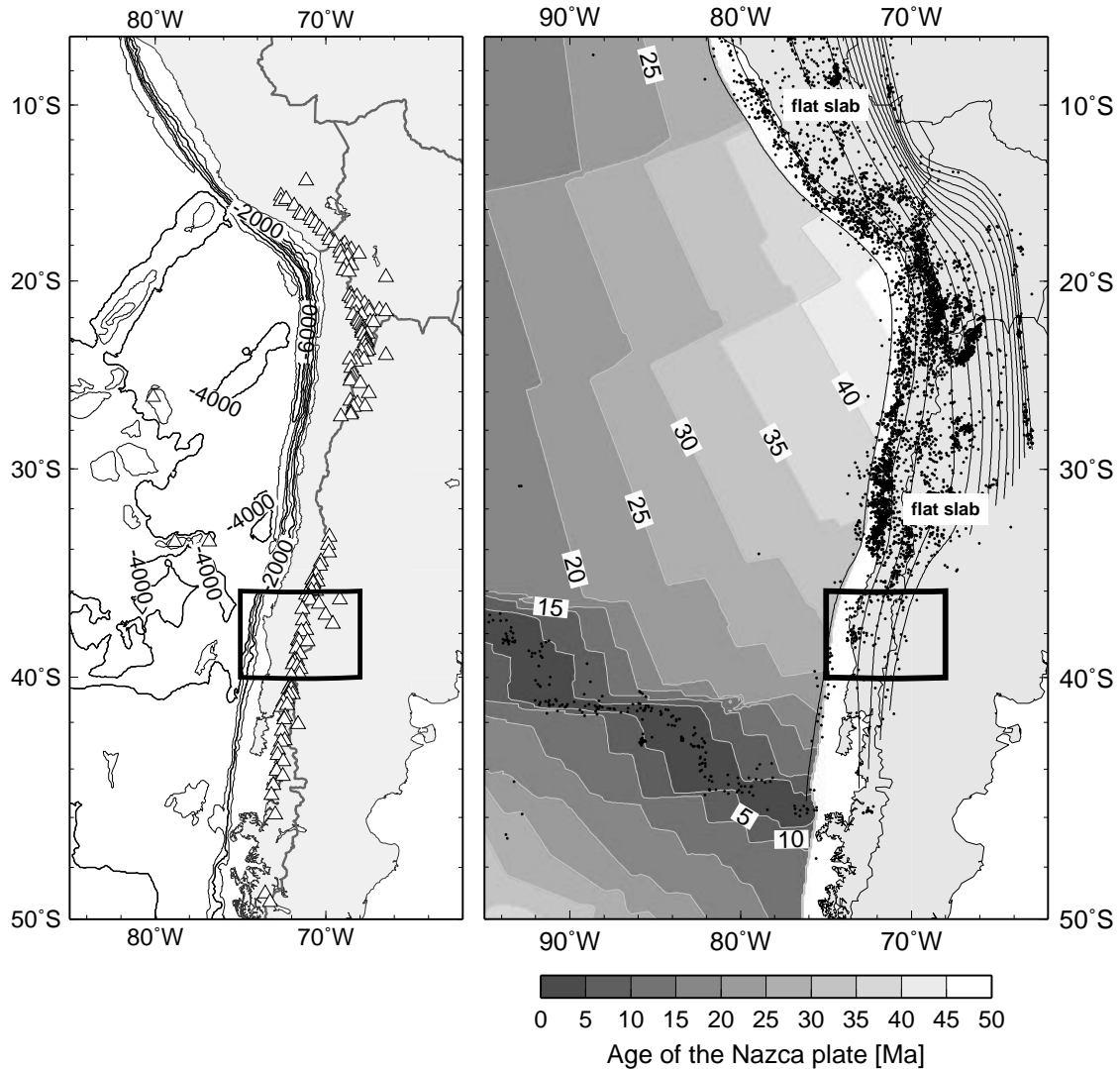
Die ozeanische Nazca-Platte, die unter den südamerikanischen Kontinent abtaucht, weist an ihren übrigen Rändern divergenten Charakter auf. Im Norden wird sie durch den Galapagos-Rücken von der Cocos-Platte getrennt, im Westen durch den Ostpazifischen Rücken (*Pacific-Farallon spreading center*) von der Pazifischen Platte und im Süden durch den Chile-Rücken (*Antarctic-Nazca spreading center*) von der Antarktischen Platte. Im *Hot Spots*-Referenzsystem bewegt sich die Nazca-Platte mit einer Geschwindigkeit von  $\sim 5,1$  cm/a Richtung Osten, während sich die südamerikanische mit  $\sim 3,4$  cm/a Richtung Westen bewegt (*DeMets et al., 1990*). Daraus ergibt sich eine leicht schräge Konvergenz von  $\sim 8,5$  cm/a (N77°E). Aktuelle Untersuchungen, basierend auf der Analyse von GPS-Daten, ergeben einen Wert von  $\sim 6,5$  cm/a N77°E (*Angermann et al., 1999*). Seit 48 Ma erfolgt die schräge Subduktion relativ gleichmäßig, mit der einzigen Ausnahme zwischen 26–20 Ma von fast orthogonaler Konvergenz (*Pardo-Casas and Molnar, 1987*). Während Geschwindigkeit und Azimutalwinkel der Subduktion von Nord nach Süd gleichbleibend sind, variiert das Alter der Nazca-Platte stark. In den Zentralanden ist der subduzierte Ozeanboden 40–46 Ma alt und nimmt bis 46°S auf nahezu 0 Ma ab (*Müller et al., 1997*). Dort wird momentan der Chile-Rücken subduziert.



**Abbildung 2.1:** Plattentektonische Situation und Seismizität Südamerikas. Die Erdbeben mit einer Magnitude  $\geq 4$  wurden dem PDE-Katalog entnommen (*www.1*). Die Plattengrenzen stammen von Müller *et al.* (1997) bzw. (*www.2*). Das Untersuchungsgebiet des ISSA 2000-Experimentes (weiße Viereck) befindet sich am südlichen Ende des südamerikanischen aktiven Kontinentalrandes, an dem die ozeanische Nazca-Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte subduziert wird.



**Abbildung 2.2:** Die Topographie Südamerikas (Etopo5-Datensatz von [www.3](http://www3)). Charakteristischer Gebirgszug im Westen Südamerikas sind die Anden mit Erhebungen von über 6000 m im zentralen Bereich. Die Topographie nimmt nach Süden hin ab und erreicht im Untersuchungsgebiet (schwarzes Viereck) mit den Vulkanen maximale Höhen von 3000 m. Die Tiefe des Tiefseegrabens reduziert sich von  $\sim 8000$  m auf  $\sim 4000$  m. Die Breite der Anden beträgt bei  $20^\circ\text{S}$   $\sim 700$  km und nimmt bis  $38^\circ\text{S}$  auf  $\sim 250$  km ab.



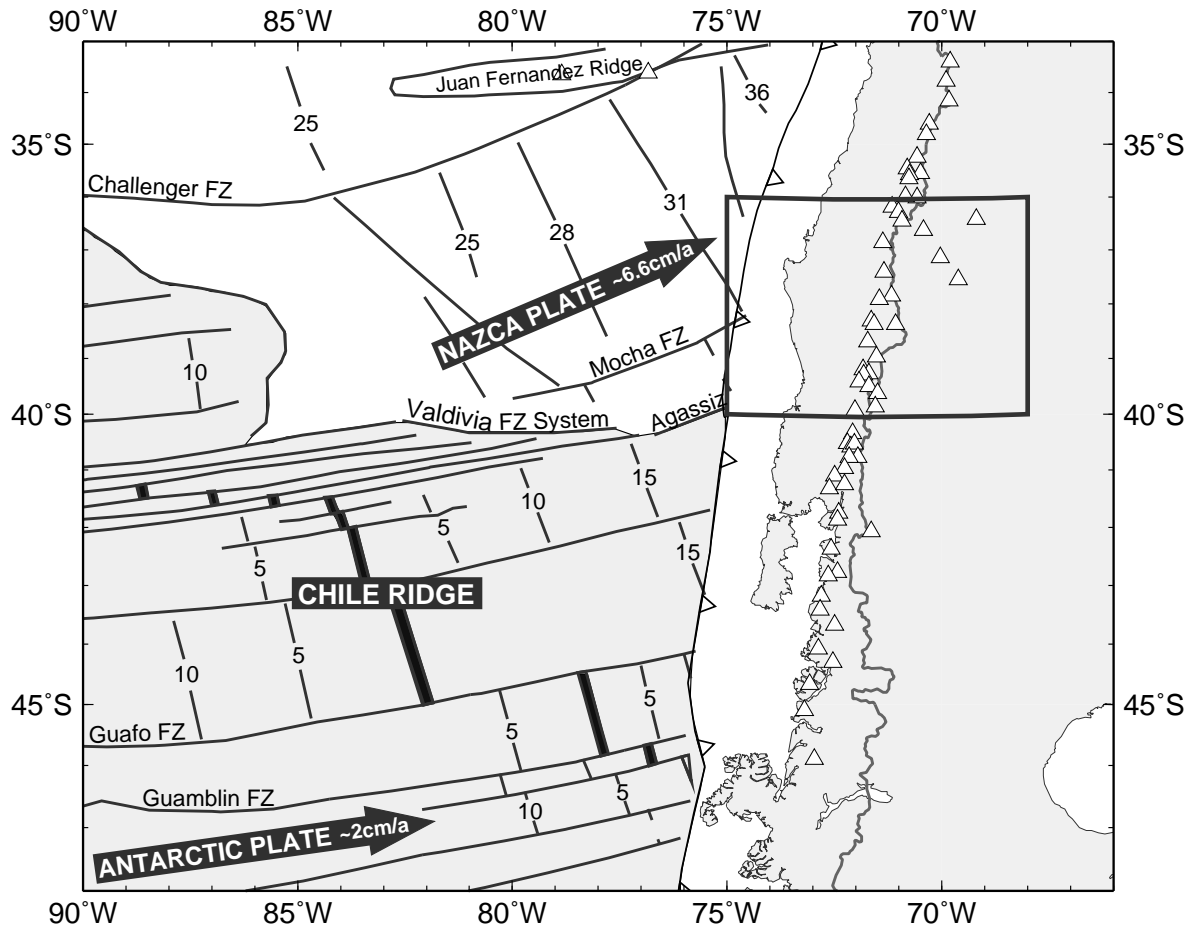
**Abbildung 2.3:** Überblick über die Subduktionszone der südlichen und Zentralen Anden. Linkes Bild: Bathymetrie (www.3) mit Vulkanverteilung (www.5). Rechtes Bild: Ozeanbodenalter (Müller et al. (1997); www.2) der Nazca-Platte mit der Seismizität seit 1973 ( $M \geq 4$ ) (www.1) und Tiefenlage der Benioffzone nach Gudmundson and Sambridge (1998). Das schwarze Viereck kennzeichnet das Untersuchungsgebiet. Der Subduktionswinkel der Nazca-Platte variiert entlang des westlichen südamerikanischen Kontinentalrandes zwischen  $\sim 10^\circ$  und  $\sim 30^\circ$ . Das Auftreten von rezemem Vulkanismus korreliert mit einem steileren Winkel der Benioffzone, während in den *flat slab* Bereichen kein Vulkanismus beobachtet wird. Die Seismizität nimmt quantitativ nach Süden hin ab.

Die Subduktionszone zwischen  $4^\circ$  und  $45^\circ$ S wurde von Barazangi and Isacks (1976) anhand der Hypozentrenverteilung von 1700 Erdbeben<sup>1</sup> aus den Jahren 1959–1975 in 4 Segmente unterteilt. Sie unterscheiden sich durch eine signifikante Änderung des Subduktionswinkels; Bereiche mit flacher Subduktion (*flat slab*) der Nazca-Platte wechseln sich mit normaler Subduktion ( $\sim 30^\circ$ ) ab. Ein besonderes Merkmal ist die räumliche Korrelation des quartären Vulkanismus mit steilerem Subduktionswinkel (siehe Abbildung 2.3).

<sup>1</sup>Es wurden nur qualitativ hochwertige Ereignisse aus den internationalen Datenkatalogen ISS für 1959–1963, ISC für 1964–1973 und USGS für 1973–1975 verwendet.

**Variationen entlang der andinen Subduktionszone** Trotz einer von den Zentralanden bis zu den südlichen Anden gleichbleibenden Subduktionskinematik können verschiedene geologische und geophysikalische Variationen entlang des Streichens des andinen Gebirgsbogens beobachtet werden (siehe u.a. *Lowrie and Hey (1981)*):

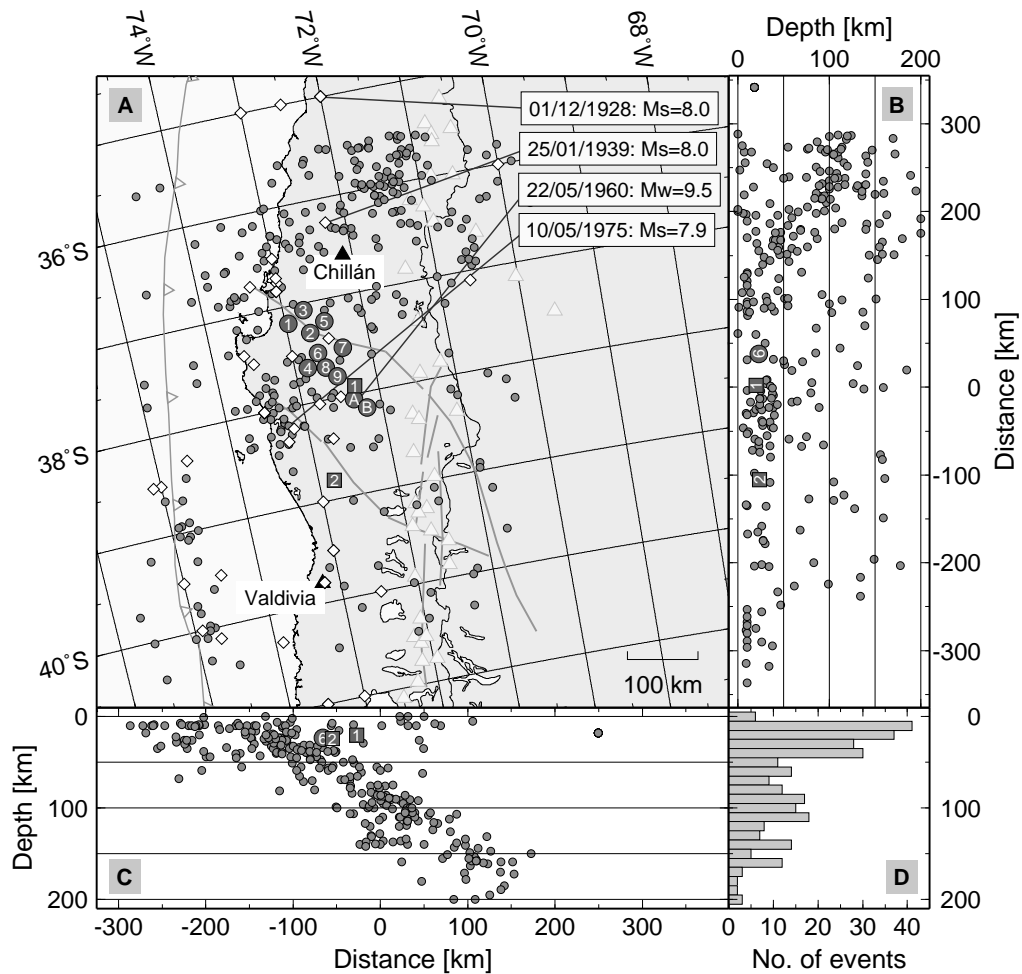
1. Die höchsten Erhebungen des Andenorogens liegen in den Zentralen Anden bei  $\sim 6700$  m, im Süden werden jedoch nur Höhen von  $\sim 3000$  m erreicht.
2. Ähnliche Höhendifferenzen weist die Küstenkordillere auf, deren Höhe von  $\sim 1800$  m im Norden auf  $\sim 1000$  m in der Nahuelbuta Kordillere im Süden abnimmt und noch weiter südlich in der Valdivia-Region nicht mehr als  $\sim 100$  m erreicht.
3. Die Breite der Anden reduziert sich von  $\sim 700$  km im zentralen Bereich auf  $\sim 250$  km im Süden.
4. Die Subduktionsprozesse führen zu einer extrem verdickten kontinentalen Kruste in den Zentralen Anden mit mehr als 70 km Mächtigkeit (u.a. *Zandt et al., 1994; Giese et al., 1999; Yuan et al., 2000*). Im Gegensatz dazu beträgt die Krustenmächtigkeit in den südlichen Anden ca. 40 km (*Lomnitz, 1962; Bohm et al., 2002*).
5. Weder die in den Zentralen Anden beobachtete Plateaubildung noch das Krustenwachstum nach Osten kann in den südlichen Anden beobachtet werden.
6. In den Zentralen Anden reicht die seismische Aktivität innerhalb der Wadati-Benioff-Zone bis in 700 km Tiefe, in den südlichen Anden hingegen nur bis in 200 km Tiefe. Quantitativ nimmt die Benioff-Seismizität nach Süden hin stark ab. (*Barazangi and Isacks, 1976*)
7. Die seismische Kopplungszone erreicht in Nordchile eine Tiefe von 36–41 km und nimmt ab  $28^\circ\text{S}$  auf 48–53 km zu (*Tichelaar and Ruff, 1991*).
8. Während in den südlichen Anden der subduktionsgebundene Magmatismus vom Jura bis zum Miozän nahezu stationär war (*Herron, 1981*), kann in den Zentralen Anden eine Migration nach Osten hin beobachtet werden (*Coira et al., 1982; Scheuber and Reutter, 1992*).
9. Der chilenische *forearc* verändert sich von tektonisch erosiv im Norden (*Rutland, 1971*) zu frontal akkretiv (*Bangs and Cande, 1997*) bzw. frontal und basal akkretiv (*Díaz-Naveas, 1999; Lohrmann et al., 2001*) im Süden. Aktuelle Untersuchungen zeigen einen breiten Subduktionskanal und kaum frontale Akkretion bei  $38^\circ\text{S}$  (*Reichert and SPOC Scientific Shipboard Party, 2002; Krawczyk and the SPOC Team, 2003*).
10. Das Untersuchungsgebiet liegt in einer gemäßigten Klimazone zwischen dem ariden Klima Nordchiles und der glazialen Klimazone Patagoniens. Die klimatischen Variationen sind verantwortlich für die unterschiedliche Sedimentzufuhr und folglich die Auffüllung des Tiefseegrabens, dessen Tiefe nach Süden hin stark abnimmt (Zentrale Anden  $\sim 8000$  m, südliche Anden:  $\sim 4000$  m). Die Breite der Tiefseegrabenfüllung beträgt in



**Abbildung 2.4:** Die regionale Plattentektonik der südlichen Anden (modifiziert nach *Melnick et al. (2003b)*). Im Untersuchungsgebiet (schwarzes Viereck) wird 20–35 Ma alte ozeanische Lithosphäre vom Ostpazifischen Rücken (weiß) und vom Chile-Rücken (grau) subduziert. Das Valdivia *fracture zone* System trennt die unterschiedlichen Lithosphären voneinander ab.

den Zentralen Anden  $\sim 0,1$  km und nimmt auf 2–3 km in den südlichen Anden zu (*Bangs and Cande, 1997*).

**Die Nazca-Platte im Untersuchungsgebiet** Die Nazca-Platte zwischen  $36^\circ$  und  $40^\circ$  südlicher Breite wurde an zwei unterschiedlichen *spreading centers* erzeugt. Nördlich von  $38^\circ$  wurde sie vor etwa 35 Millionen Jahren am Pazifik-Farallon *spreading center* gebildet und südlich des  $40^\circ$ S innerhalb der letzten 20 Ma am Antarktis-Nazca *spreading center*. Die Grenze zwischen den unterschiedlichen Lithosphären bilden zwei *fracture zones*, und zwar die Mocha *fracture zone* im Norden und die Valdivia *fracture zone* im Süden. Sie bilden zusammen mit dem Chile-Graben ein Dreieck. Vermutlich entstand der Bereich innerhalb dieses Dreiecks auch am Pazifik-Farallon *spreading center*. Das Alter ist nicht geklärt, ist aber vermutlich geringer als nördlich der Mocha *fracture zone*. Dieses Gebiet stellt eine Grenze zwischen ozeanischer Lithosphäre unterschiedlichen Alters und wahrscheinlich unterschiedlicher Zusammensetzung dar. Die abtauchende Platte im Untersuchungsgebiet ist mit durchschnittlich 25 Ma relativ jung verglichen mit den Zentralen Anden. (*Herron, 1981*)



**Abbildung 2.5:** Bedeutende Erdbeben seit 1570 (weiße Rauten) mit der Seismizität seit 1973 (graue Kreise,  $M \geq 4,0$ ; Quelle: PDE-, NOAA- bzw. SISRA-Katalog (*www.1*)). Das Untersuchungsgebiet liegt in dem Bereich, in dem das stärkste je registrierte Erdbeben, das sogenannte Valdivia-Beben mit einer Magnitude von  $M_w = 9,5$ , ausgelöst wurde. Desweiteren sind die relokalierten Epizentren nach *Cifuentes (1989)* eingezeichnet (Kreise 1–9: Vorbeben; Kreise A, B: Hauptbeben; Vierecke 1, 2: ausgewählte Nachbeben). Die Abbildung wurde so rotiert, daß der E-W Schnitt senkrecht zum Streichen des Tiefseegrabens verläuft, um eine gut fokussierte Benioff-Zone zu erhalten. (A: Epizentrendarstellung; B: N-S Schnitt; C: E-W Schnitt mit Benioff-Zone; D: Tiefen-Häufigkeitsverteilung der Beben)

## 2.2 Die Seismizität und das Beben von 1960

In historischer Zeit zeigt die Plattengrenzfläche der Subduktionszone entlang der südlichen Küste von Chile immer wieder große und stark destruktive Erdbeben. Die meisten dieser Beben weisen Überschiebungscharakter auf und spiegeln die Subduktion der Nazca-Platte unter den südamerikanischen Kontinent wider. Die Abbildung 2.5 zeigt die größten Beben seit 1570 im Untersuchungsgebiet mit der Verteilung der Seismizität seit 1973. Zwei besonders verheerende Erdbeben waren die von Talca am 1. Dezember 1928 ( $M_s = 8,0$ ) und Chillán am 25. Januar 1939 ( $M_s = 8,0$ ) (*Beck et al., 1998*). Das größte je registrierte Erdbeben ist am 22. Mai 1960 mit ei-

ner Oberflächenwellenmagnitude von  $M_s = 8,5$  und einer Momentenmagnitude von  $M_w = 9,5$  aufgetreten. Es zerstörte die Stadt Valdivia und verursachte Schäden von Concepción bis Puerto Montt. Ein Tsunami erreichte eine Höhe von bis zu 10 m und hatte Auswirkungen auf den gesamten pazifischen Raum. Das sogenannte Valdivia-Beben besteht aus 2 Hauptbeben, die in einem Abstand von 34 s erfolgten und den Abschluß einer Reihe von 9 Vorbeben bilden, die ihrerseits Magnituden ( $M_s$ ) bis zu 7,8 aufweisen. Die Bruchlänge des Bebens, die aus der Verteilung der Nachbeben und der krustalen Deformation abgeleitet wurde, beträgt etwa 1000 km und verläuft ab  $37^\circ\text{S}$  südwärts (Cifuentes, 1989). Kanamori and Cipar (1974) bestimmten das seismische Moment der beiden Hauptbeben auf  $2,7 \times 10^{23}$  Nm mit einem Durchschnittsversatz von 24 m. Die Vor- und Nachbebenserien, die die Hauptbeben begleiteten sowie die Mehrheit der Beben nach 1963, die in der Region von Arauco stattfanden, deuten darauf hin, daß in diesem Gebiet ein Regime hoher Spannung vorherrscht (Nishenko, 1985; Cifuentes, 1989). Das jüngste der starken Erdbeben in dieser Region geschah am 10. Mai 1975 mit einer Magnitude von  $M_s = 7,9$ .

Das Abtauchen der Nazca-Platte unter den südamerikanischen Kontinent wird durch die Verteilung der Erdbeben nachgezeichnet und erfolgt bis in eine Tiefe von ca. 200 km (siehe Abbildung 2.5 bzw. 2.3). Das Untersuchungsgebiet gehört nach der Einteilung von Barazangi and Isacks (1976) zum Segment Südchile ( $33^\circ - 45^\circ\text{S}$ ), in dem die Wadati-Benioff-Zone einen normalen Einfallswinkel von  $25^\circ - 30^\circ$  aufweist. Das Segment nördlich davon ( $27^\circ - 33^\circ\text{S}$ ) ist durch ein flaches Abtauchen der Platte (*flat slab*) gekennzeichnet. Die seismische Kopplungszone (seismogene Zone) fällt mit einem Winkel von  $12^\circ \pm 3^\circ$  ein und reicht bis in eine Tiefe von 41–53 km (Tichelaar and Ruff, 1991).

## 2.3 Die Entstehung der Anden - ein Überblick

Die nun folgende Abhandlung gibt einen Überblick über die tektonische Entwicklung der chilenischen und argentinischen Anden nach Mpodozis and Ramos (1989).

1. **frühpaläozoischer tektonischer Zyklus (*Famatinian cycle*):** Im frühen Paläozoikum lag der Südwestrand von Gondwana in der Nähe der westlichen Seite der heutigen *Sierras Pampeanas* in Argentinien. Der vorgelagerte Mikrokontinent *Chilenea* wurde während des oberen Devons durch eine nach Osten einfallende Subduktionszone an den Kontinentalrand von Gondwana akkretiert.
2. **spätpaläozoischer tektonischer Zyklus (*Gondwana cycle*):** Eine neue Subduktionszone mit großem Akkretionskeil wurde am westlichen Rand des akkretierten Terranes gebildet. Ein spätpaläozoischer-frühmesozoischer magmatischer Bogen entstand in diesem Akkretionskeil. Mit Ende des Paläozoikums endete auch das laterale Wachstum des Kontinentalrandes.



3. **mesozoischer-känozoischer Zyklus (*Andian cycle*):** Im frühen Mesozoikum entwickelte sich ein magmatischer Bogen mit zugehörigen *backarc* Becken auf dem spätpaläozoischen Grundgebirge. Anschließend Subduktionserosion und/oder *strike slip faulting* entfernten große Teile der paläozoischen *forearc* Ansammlung. In Nordchile erreichten diese Prozesse mit dem jurassischen magmatischen Bogen als heutige Küstenkordillere ihr Maximum.

Wichtigstes Merkmal im Mesozoikum ist die tektonische Segmentierung des westlichen Kontinentalrandes bezüglich der Unterschiede in der geologischen Entwicklung und in der Beschaffenheit der *backarc* Becken sowie im Verhalten der magmatischen Bögen der einzelnen Segmente.

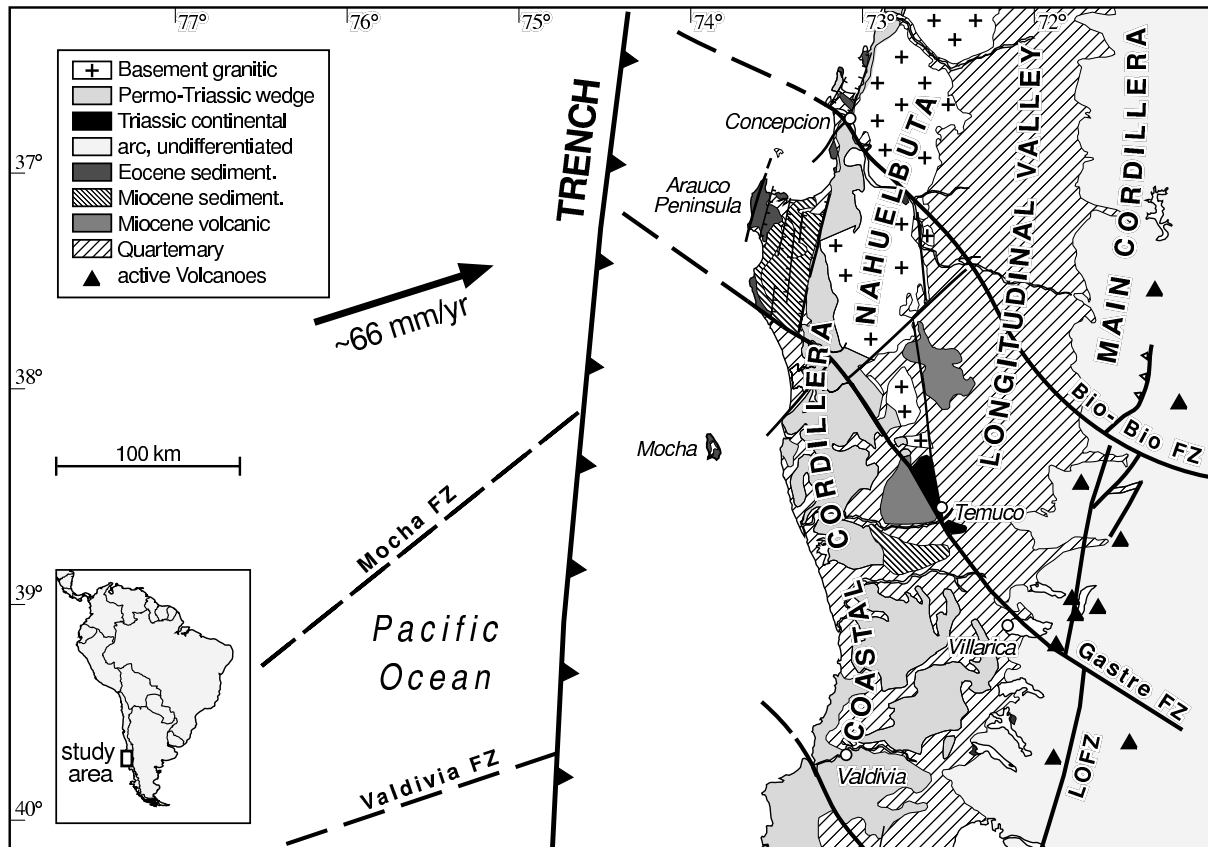
Auf weitere Deformationen in der oberen Kreide reagierten die einzelnen Abschnitte unterschiedlich und somit entstanden segmenttypische Falten- und Störungsmuster. Eine erneute Segmentierung trat im Miozän auf und ergibt das heutige morphotektonische Muster, welches durch Konvergenzgeschwindigkeit und Einfallen der Benioff-Zone bestimmt wird und wiederum die Verteilung des spätkänozoischen Vulkanismus reguliert. Die neuen Segmente unterscheiden sich nur leicht von denen des Mesozoikums.

## 2.4 Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes

Der südamerikanische Plattenrand im Untersuchungsgebiet gliedert sich in drei morphotektonische Haupteinheiten (siehe Abbildung 2.6):

1. *forearc*
  - (a) *offshore* Becken (Concepcion-Itaca, Arauco, Valdivia)
  - (b) Küstenkordillere (*Cordillera de Nahuelbuta*)
  - (c) Längstal
2. Hauptkordillere (*Cordillera Principal*) mit magmatischem Bogen
3. *backarc* (Neuquén-Becken)

Eine strukturelle Besonderheit dieses Plattenrandabschnittes ist die um ca. 40 km in den Pazifik vorspringende Arauco-Halbinsel, die den gehobenen Teil des nach ihr benannten Beckens im äußeren *forearc* Bereich bildet. Die Entstehung und Form der Arauco-Halbinsel ist tektonisch kontrolliert. Ihre Küsten verlaufen subparallel zu verschiedenen Störungsrichtungen, die sich im gesamten Gebiet zwischen der Tiefseerinne und dem magmatischen Bogen wiederfinden. Die Störungssysteme der Oberplatte folgen zum Teil alten Strukturen, die mit dem Beginn des Auseinanderbrechens von Gondwana seit dem frühen Mesozoikum angelegt wurden (*Echtler et al., 2003a*).



**Abbildung 2.6:** Die geologische Karte vom chilenischen Teil des Untersuchungsgebietes mit den Haupt-einheiten und Störungszonen (H. Echlter, pers. Mitt.; Bohm et al., 2002).

**Die tektonische Entwicklung** Das Grundgebirge der südlichen Anden bildet ein spätpaläozoischer Akkretionskomplex, der im wesentlichen die Küsten- und Hauptkordillere unterlagert. Vom mittleren Jura bis zum Neogen wurde dieser Komplex vom Nordpatagonischen Batholithen durchdrungen, der die Hauptkordillere der südlichen Anden aufbaut. Der heutige aktive vulkanische Bogen besteht aus andesitischen bis basaltischen Stratovulkanen, die sich entlang der N-S streichenden Liquiñe-Ofqui-Störungszone (LOFZ) anordnen (Hervé, 1994; Cembrano et al., 2000). Diese großräumige dextrale *strike-slip* Diskontinuität ist mindestens seit dem Eozän aktiv. Sie entstand entweder aufgrund der schrägen Subduktionsrichtung (Hervé, 1994; Lavenu and Cembrano, 1999) und/oder durch die Subduktion des Chile-Rückens am südlichen Ende der LOFZ (Nelson et al., 1994). Zwei bedeutende Verwerfungen segmentieren den aktiven Kontinentalrand des Untersuchungsgebietes in nordwest-südöstlicher Richtung vom Pazifik bis zum *backarc*: die Bio-Bio- und die Gastre-Störungszone<sup>2</sup> (siehe Abbildung 2.6). Zusammen mit der LOFZ handelt es sich bei diesen Verwerfungen um krustale Diskontinuitäten, die mindestens seit dem Paläozän aktiv sind (Rapela and Pankhurst, 1992). Sie trennen Segmente unterschiedlicher metamorpher und magmatischer Entwicklung im Hinblick auf die präandine

<sup>2</sup>Die Gastre-Störung ist mittlerweile in Lanalhue-Störung unbenannt worden, wird in dieser Arbeit aber noch unter der Alter Bezeichnung verwendet.

Orogenese voneinander ab. Seit der oberen Kreide kontrollieren sie die differentielle Entwicklung der *forearc* Becken (*Mordojovich, 1981*). Der aktive Charakter dieser Störungszonen wird außerdem durch Blattverschiebungsbewegungen in der Hauptkordillere belegt (*Melnick et al., 2002*) sowie durch unterschiedliche regionale Hebungs- bzw. Senkungsraten in den Segmenten der Küstenkordillere.

Seit dem Beginn des andinen Subduktionsregimes im Mesozoikum registrierte der Kontinentalrand Deformationsprozesse, die nicht, wie in den Zentralen Anden, zu einer erheblich verdickten Kruste führten. Die Konvergenz wurde vielmehr seit dem Neogen in zum Tiefseegraben parallele Bewegungen entlang der LOFZ umgewandelt.

**Das paläozoische Grundgebirge** Die ältesten Gesteine der Region sind Teil des spätpaläozoischen Akkretionskomplexes, der vor allem in der Küstenkordillere ansteht und weisen ein Alter von ca. 300 Ma auf. Sie bilden das Grundgebirge der südlichen Anden. Es existieren keine Beweise für eine ältere kontinentale Kruste. Das paläozoische metamorphe Grundgebirge besteht aus metasedimentären Gesteinen (*Hervé, 1994*). Im Gegensatz dazu findet man in den Zentralen Anden präkambrische und frühe paläozoische Einheiten (*Baeza and Pichowiak, 1988*).

**Magmatischer Bogen** Bezogen auf den paläozoischen magmatischen Bogen hat sich der jurassische und frühkretazische magmatische Bogen nach Westen hin verlagert und blieb bis heute, was seinen Abstand zur Tiefseerinne betrifft, plattentektonisch etwa in derselben Position. Die quartären Stratovulkane entlang der heutigen Hauptkordillere gehören zur *Southern Volcanic Zone* (SVZ). Wie anfänglich schon erwähnt, bemerkten *Barazangi and Isacks (1976)*, daß nur in den Regionen des südamerikanischen Kontinentalrandes, in denen die Benioff-Zone mit  $\sim 30^\circ$  einfällt, aktiver Vulkanismus auftritt. Dieses Merkmal deutet auf einen engen Zusammenhang zwischen der Entstehung des andinen Vulkanismus und der Subduktionsgeometrie der ozeanischen Lithosphäre hin.

Nördlich von  $39^\circ\text{S}$  tritt Vulkanismus in der Hauptkordillere und in den östlichen präkordillernen Erhebungen auf. Südlich von  $39^\circ\text{S}$  ist der Vulkanismus auf die Hauptkordillere beschränkt, während basaltischer *backarc* Vulkanismus über den gesamten Bereich auftritt.

Die Verbreiterung des magmatischen Bogens im Oligozän bis Miozän tritt zeitgleich mit Extension und Beckenformation zwischen  $36^\circ$  und  $43,5^\circ\text{S}$  auf und wird von *Muñoz et al. (2000)* und *Jordan et al. (2001)* auf eine Zunahme der Konvergenzrate zurückgeführt.

Seit dem frühen Pleistozän migrierte der magmatische Bogen um 35–80 km nach Westen, was nach *Stern (1989)* durch folgende Faktoren verursacht sein kann:

1. eine Zunahme des Subduktionswinkels der Nazca-Platte,

2. eine Migration der Achse des Tiefseegrabens nach Westen aufgrund der Akkretion entlang der inneren Seite des Tiefseegrabens
3. und/oder eine Erhöhung der Temperatur im Mantelkeil und der damit verbundenen geringeren Tiefe der Magmageneneration unterhalb des vulkanischen Bogens.

Alle drei Prozesse treten möglicherweise in gleichem Ausmaß auf, wobei der letztere von besonderer Bedeutung ist. Extensiver *backarc* Vulkanismus östlich der Hauptkordillere impliziert aktive Konvektion und die Zufuhr von heißem Asthenosphärenmaterial in den Mantelkeil unterhalb dieser Region (Muñoz and Stern 1988; 1989).

**Liquiñe-Ofqui fault zone (LOFZ)** Die parallel zum Plattenrand verlaufende dextrale Liquiñe-Ofqui-Störungszone beeinflusst die neotektone und aktive Deformation im heutigen magmatischen Bogen. Die sich über 1100 km vom Istmo de Ofqui bis in die Seenregion erstreckende LOFZ ist eine große Horizontalverschiebung, die scheinbar bei Lonquimay endet (Melnick et al., 2002). Der Versatz wird dort in einer breiten extensiven Auffiederungszone akkomodiert. Die schräge Subduktion der Nazca-Platte unter das westliche Südamerika führt zu einer Langzeit-Deformation an der südandinen Plattengrenzzone und wird als Ursache für die rechtslaterale Verschiebung entlang der LOFZ angesehen (Hervé, 1994; Cembrano et al., 2000). Forthyse and Nelson (1985) heben den Einfluß durch die Subduktion des Chile-Rückens seit dem Pliozän am südlichen Ende der LOFZ hervor, der von Cembrano et al. (2000) als zweitrangig betrachtet wird.

Die südlichen Anden weisen keinen Falten- und Überschiebungsgürtel auf, weil die Konvergenz größtenteils durch die Entkopplung entlang der LOFZ akkomodiert wird (Hervé, 1994).

**Neuquén-Becken** Im *backarc* des jurassisch-unterkretazischen magmatischen Bogens entstand eine Reihe zusammenhängender Becken, u.a. das Neuquén-Becken, welches mit marinen und kontinentalen Sedimenten gefüllt ist (Mpodozis and Ramos, 1989).

## 2.5 Bisherige geophysikalische Studien in der Region

**Lokale Seismizitätsuntersuchungen** Die Verteilung der Seismizität im Untersuchungsgebiet, die innerhalb der letzten 30 Jahre im PDE-Katalog erfaßt wurde, ist bereits in Abschnitt 2.2 beschrieben und in Abbildung 2.5 dargestellt. Hier sei noch auf die seismologische Studie von Campos et al. (2002) verwiesen, die am nörlichen Rand des ISSA 2000-Untersuchungsgebietes zwischen 35° und 37°S durchgeführt worden ist. Wie schon in den PDE-Daten zu erkennen ist, nimmt die seismische Aktivität nach Norden hin deutlich zu. Die Erd-

beben liegen in der 35–40° geneigten Wadati-Benioff-Zone, die bis in eine Tiefe von 150 km beobachtet wird. Bei der Mehrheit der Erdbeben handelt es sich um Intraplattenbeben, die im oberen Bereich der abtauchenden Nazca-Platte lokalisiert sind. Desweiteren berichten *Campos et al. (2002)* von krustaler Seismizität in der oberen Platte unterhalb des Längstals und der Küstenkordillere, die in dieser Form bisher nicht in den nördlichen und zentralen chilenischen Anden beobachtet worden ist. Die durch die Erstausschlagsrichtung der P-Wellen bestimmten Herdflächenlösungen einiger ausgewählter Benioff-Beben weisen hauptsächlich extensiven Charakter auf und in geringem Maße kompressiven.

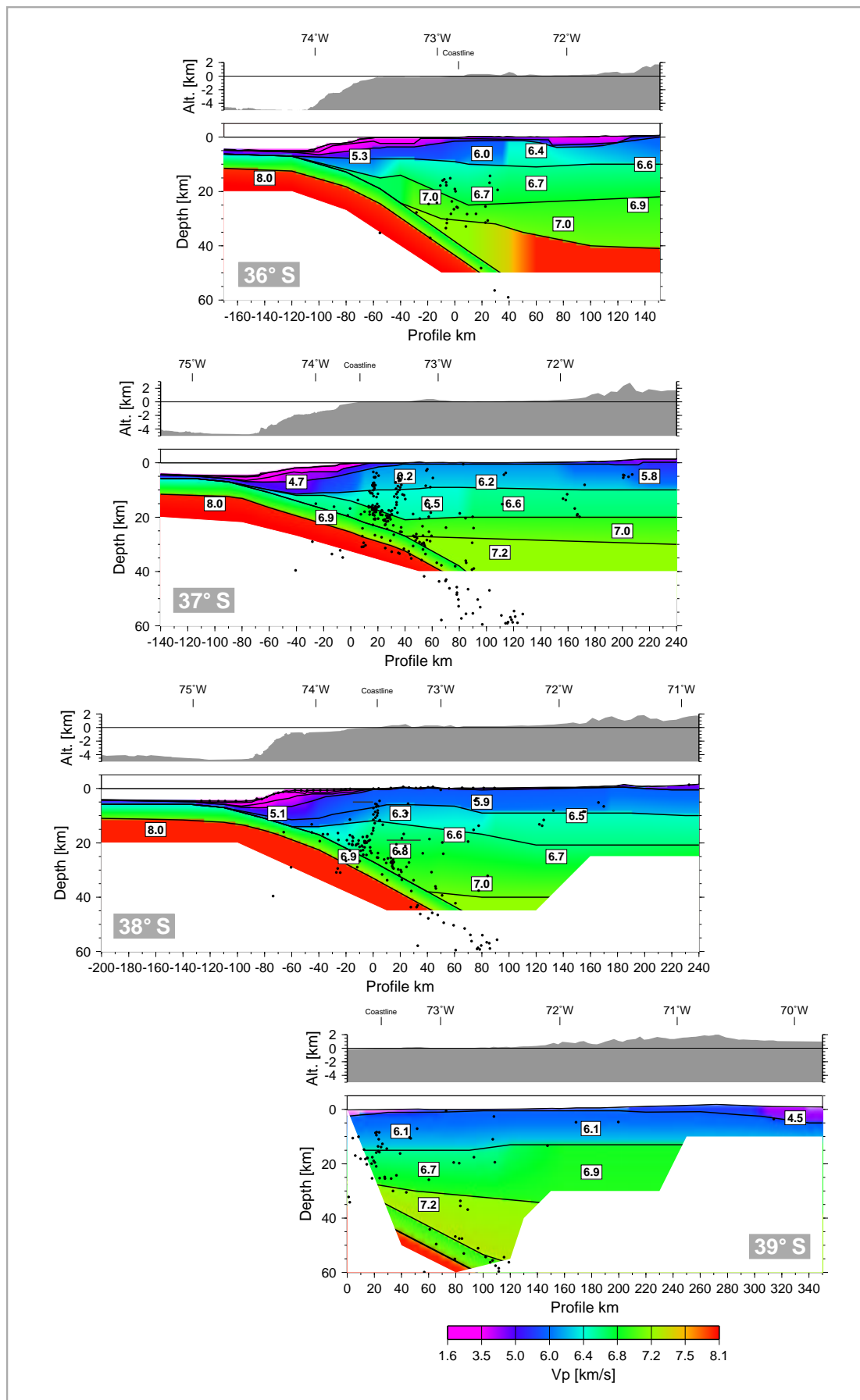
**offshore Seismik** Der südliche chilenische *forearc* weist seit Ende des Tertiärs akkretiven Charakter auf, mit möglichen vorangegangenen sich abwechselnden akkretiven und erosiven Episoden (*Bangs and Cande, 1997*). Anhand der Interpretation reflexionsseismischer Profile und der sich darin andeutenden geringen Mächtigkeit des Akkretionskeils von nur 20–30 km kommen *Bangs and Cande (1997)* zu der Annahme, daß die aktuelle Phase der Akkretion nicht älter als 1–2 Ma sein kann. Der Beginn der Zunahme der Sedimentablagerung im Tiefseegraben fällt mit der glazialen Erosion in der Hauptkordillere zusammen.

*Díaz-Naveas (1999)* hebt den unterschiedlichen Charakter der Subduktion nördlich und südlich der Mocha *fracture zone* anhand der erneuten Bearbeitung und Interpretation ebendieser Daten hervor. Im nördlichen Bereich weist der Tiefseegraben eine Tiefe von über 4700 m auf und ist mit einer mehr als 2000 m mächtigen Sedimentschicht gefüllt. Der größte Teil der Sedimente wird frontal akkretiert. Im Süden hingegen ist der Tiefseegraben nur 4400 m tief und mit lediglich 1600 m Sedimenten gefüllt, von denen der größte Teil subduziert und später dann basal akkretiert oder unterplattet wird. Der Keilwinkel (Neigung des Kontinentalhanges plus Subduktionswinkel) ist auf den nördlichen Profilen konstant und verringert sich nach Süden hin.

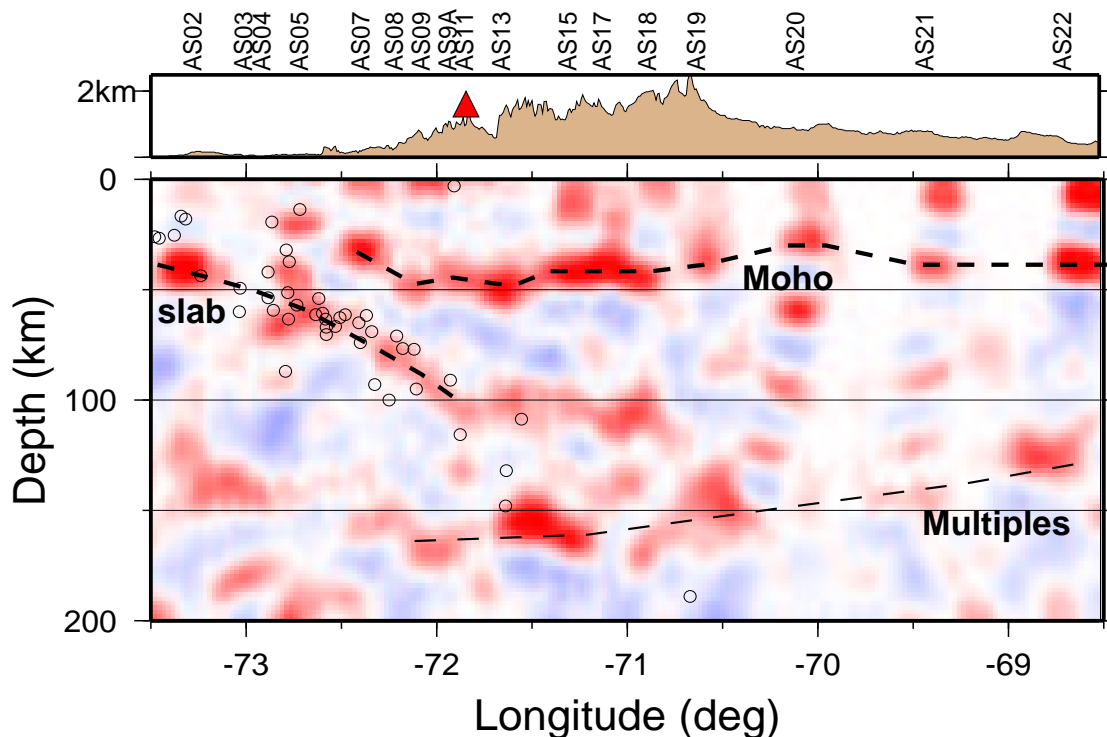
Erste Ergebnisse des *offshore* Experiment im Rahmen von SPOC (Subduction Processes Off Chile) deuten eine Segmentierung der oberen Platte mit ausgeprägten *forearc* Becken und einem kleinen Akkretionskeil an (*Reichert and SPOC Scientific Shipboard Party, 2002*).

**onshore Seismik** Die refraktionsseismischen Untersuchungen entlang eines Profils bei 39°S im Rahmen des Experimentes ISSA 2000 (*Bohm et al., 2002; Lüth et al., 2003b*) zeigen laterale Geschwindigkeitsvariationen. Die durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeiten in der Kruste sind im *forearc* langsamer als unterhalb der Hauptkordillere. Eine allmähliche Geschwindigkeitszunahme im Bereich der Krusten-Mantel-Grenze im *forearc* deutet einen hydratisierten und serpentinierten Mantel an, während unterhalb des Längstals und der Hauptkordillere keine kontinentale Moho beobachtet werden konnte. Die ozeanische Moho kann bis in eine Tiefe von 45 km unterhalb der Küstenkordillere verfolgt werden.

Weitwinkel- und steilwinkel-seismische Untersuchungen im Rahmen von SPOC fokussieren



**Abbildung 2.7:** Die refraktionsseismischen Profile des SPOC Experimentes bei 36°, 37° und 38°S (Lüth et al., 2003a; Krawczyk and the SPOC Team, 2003) sowie des ISSA 2000-Experimentes bei 39°S (Lüth et al., 2003b).



**Abbildung 2.8:** Die Krusten- und Mantelstruktur der südlichen chilenischen Anden entlang eines Profils bei 39°S (X. Yuan, pers. Mitt.).

auf die seismogene Kopplungszone und den *forearc* Bereich (Krawczyk and the SPOC Team, 2003). Nach Osten einfallende Reflektivitätsbänder in einer Tiefe von 16–42 km werden als Oberkante der abtauchenden Platte interpretiert und korrelieren mit der lokalen Seismizität. Die refraktionsseismischen Profile weisen eine 7 km mächtige ozeanische Kruste auf, die bis in eine Tiefe von 45 km beobachtet wird. Die kontinentale Kruste ist durch eine E-W Geschwindigkeitszunahme charakterisiert. Die kontinentale Moho konnte unterhalb des Längstal und der Hauptkordillere nicht beobachtet werden.

**Receiver Functions Profil bei 39°S** Neben dem lokalen Erdbebennetz im ISSA 2000-Experiment wurde ein temporäres lineares Netzwerk entlang 39°S installiert. Die teleseismischen Daten dieser Stationen wurden verwendet, um die tieferen Strukturen die Ozean-Kontinent-Kollision mittels der *Receiver Functions* Methode darzustellen. Die ozeanische Moho kann deutlich bis in eine Tiefe von 110 km verfolgt werden und entspricht der gleichen Beobachtungstiefe wie in den Zentralen Anden. In ebendieser Tiefe nimmt auch die Benioff-Seismizität stark ab. Die kontinentale Moho erreicht ihr Maximum von 50 km Tiefe unterhalb des westlichen Bereichs der Hauptkordillere und nimmt dann nach Osten hin ab - auf 45 km unterhalb der höchsten Erhebungen der Anden und auf 40 km unterhalb des westlichen Neuquén-Beckens. (Kind et al., 2001)

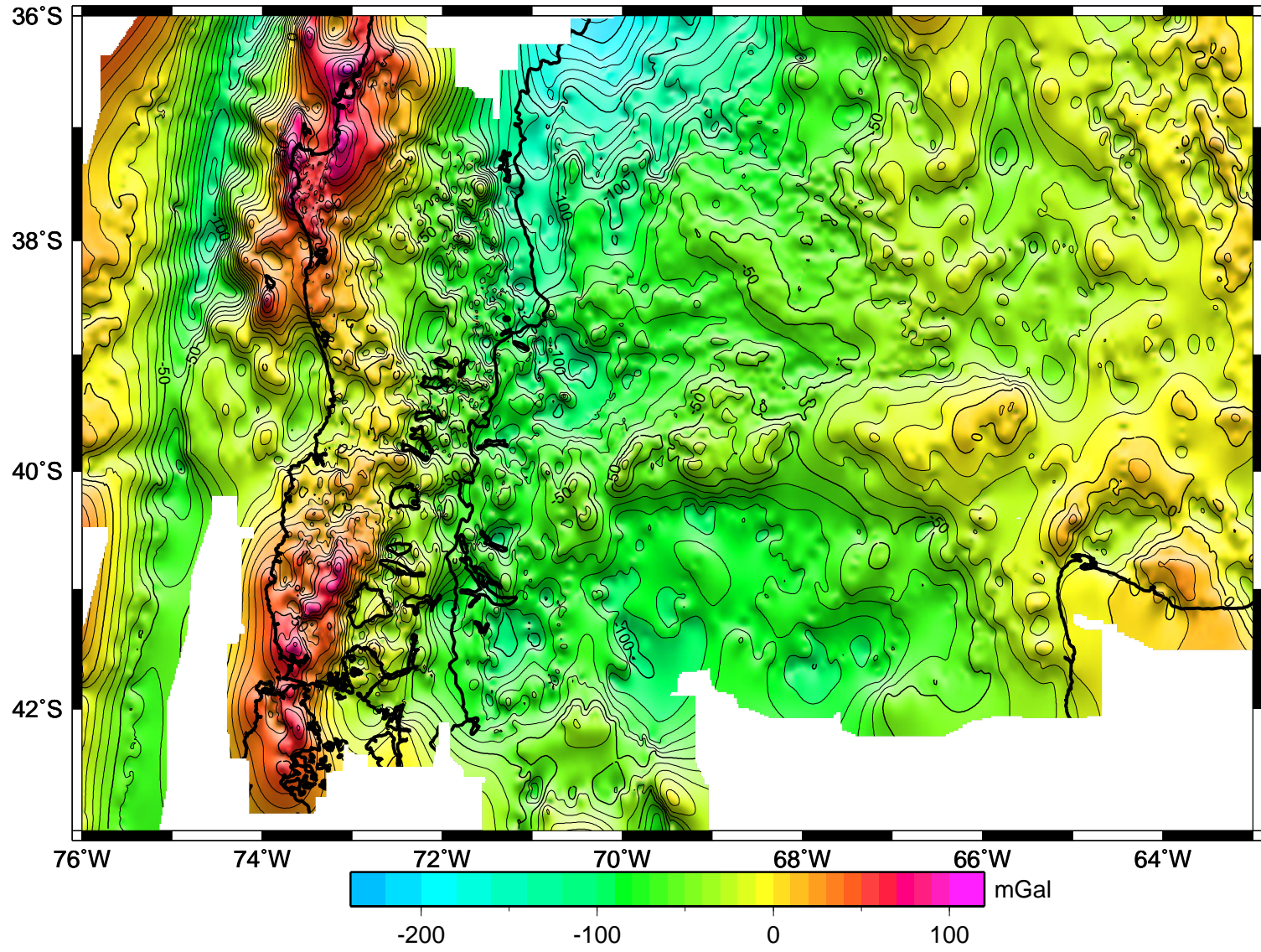
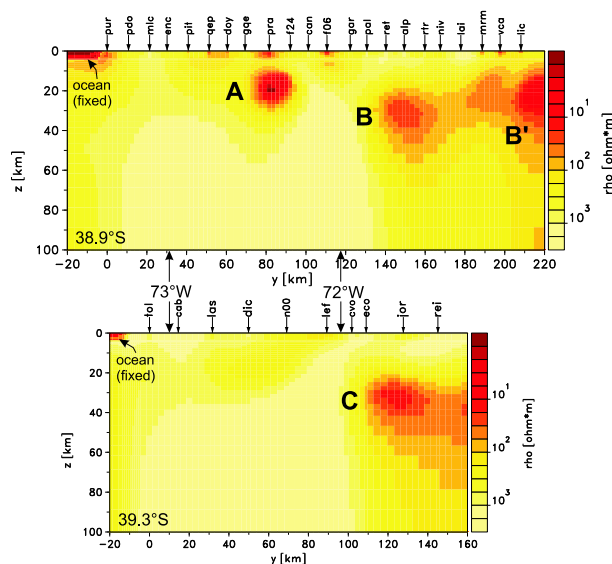


Abbildung 2.9: Bouguer-Schwerekarte (Z. Tašárová und F4-Projekt, pers. Mitt.).



**Gravimetrie** Die Karte der Bouguer-Anomalie in Abbildung 2.9 basiert auf Schweremessungen, die im Rahmen verschiedener Kampagnen innerhalb der letzten 20 Jahren durchgeführt worden sind. Für eine genaue Beschreibung siehe *Götze et al. (2001)*. Die Schwerekarte setzt sich zusammen aus der Bougueranomalie auf dem südamerikanischen Kontinent, die dann auf pazifischer Seite in die Freiluftanomalie übergeht. Die Bouguer-Schwere der südlichen Anden zeigt drei deutlich ausgeprägte Anomalien. Zum einen ein Maximum von ca. 100 mGal auf und nördlich der Arauco-Halbinsel, welches ab 39°S nach Süden hin in ein Minimum von ca. -50 mGal übergeht. Betrachtet man die Bouguer-Schwere entlang des aktiven Kontinentalrandes von Südamerika, so fällt auf, daß diese Maxima von ca. 50–100 mGal in regelmäßigen Abständen auftreten und das eigentlich “anomale” Verhalten das deutlich ausgeprägte Minimum zwischen 39° und 40°S ist. Desweiteren existiert ein Minimum von ca. -180 mGal bei 70°W und 36°S.



**Abbildung 2.10:** Ergebnis der 2-D Inversion entlang zweier MT-Profile. Dargestellt ist der spezifische Widerstand. (*Brasse and Soyer, 2001*)

### Magnetotellurik

Magneto-tellurische Untersuchungen entlang zweier Profile bei 38.9° und 39.3°S zeigen Bereiche (B und C in nebenstehender Abbildung) leicht erhöhter Leitfähigkeit in 20–40 km Tiefe unterhalb und östlich des magmatischen Bogens. Sie können mit der Lage der LOFZ korreliert werden, die ihrerseits für den rezenten Vulkanismus von Bedeutung ist. Eine weitere Anomalie (A) erhöhter Leitfähigkeit unterhalb des Längstals wird auf dem nördlichen Profil in 35 km Tiefe beobachtet und kann räumlich mit der Gastre Störung korreliert werden. (*Brasse and Soyer, 2001*)

**GPS-basierte Deformations-Messungen** Nach *Klotz et al. (2001)* reicht die seismische Kopplungszone südlich von 35°S bis in eine Tiefe von 50 km. Der Bereich südlich von 38°S befindet sich in einem Zustand postseismischer Relaxation nach dem Valdivia-Beben von 1960.

