

Kapitel 7

Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

7.1 Seismizität

Die Verteilung der Seismizität wurde bereits ausführlich in Kapitel 5 diskutiert und soll hier nur kurz wiedergegeben werden. Die Wadati-Benioff-Zone wird durch eine nach Osten geneigte Ebene mit kontinuierlicher Seismizität bis in eine Tiefe von 120 km definiert. Eine seismische Aktivität zwischen 36° und 40°S kann generell bis in eine Tiefe von 200 km beobachtet werden. Eine doppelt seismische Wadati-Benioff-Zone, wie sie in den Zentralen Anden von *Comte et al. (1999)* für die Arica-Gegend ($\sim 19^\circ\text{S}$) und von *Rietbrock and Waldhauser (2002)* zwischen $21,5^\circ$ und $22,5^\circ\text{S}$ oder auch unter Honshu in Japan von *Hasegawa et al. (1978)* beobachtet wird, kann in den südlichen Anden nicht festgestellt werden. Die Konzentration der seismischen Aktivität in 60 km Tiefe steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit den, im Untersuchungsgebiet in geringerer Tiefe ablaufenden Dehydrationsprozessen in einer relativ jungen Nazca-Platte (20–30 Ma). Auch die generell geringe seismische Aktivität in den südlichen Anden und deren Abnahme von Nord nach Süd kann im Zusammenhang mit der Änderung der thermischen Struktur der subduzierten ozeanischen Platte gesehen werden. Südlich von 39°S treten in der jungen ozeanische Lithosphäre fast keine Erdbeben mehr auf.

Die krustale Seismizität konzentriert sich im *forearc* Bereich des aktiven Kontinentalrandes, insbesondere nördlich und südlich der Arauco-Halbinsel am Beginn der Bio-Bio- und der Gastre-Störung. Während sich diese Diskontinuitäten ins Landesinnere bis zur Hauptkordillere fortsetzen, ist ihr seismisch aktiver Teil auf den *forearc* begrenzt. Der ISSA 2000-Katalog sowie internationale Datenkataloge zeigen geringe seismische Aktivität in dem Gebiet zwischen den beiden Verwerfungen, das zur Arauco-Halbinsel und zur Nahuelbuta-Kordillere gehört. Die Konzentration seismischer Aktivität sowie die regelmäßig auftretenden Erdbeben mit einer Ma-

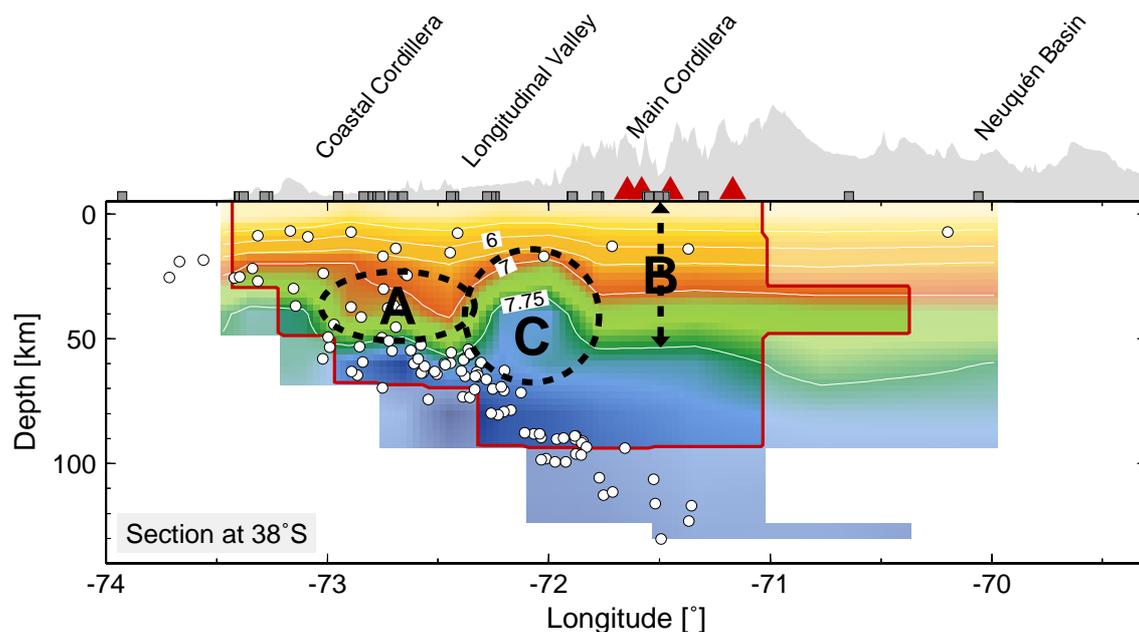


Abbildung 7.1: Die wesentlichen Elemente der Ergebnisse der 3-D v_p Tomographie an einem beispielhaften Schnitt bei 38°S. Erdbeben, Stationen und Vulkane aus einem 30 km breiten Bereich um das Profil herum sind ebenfalls gezeigt. Die rote Linie kennzeichnet das Gebiet guter Auflösung. **A** umfaßt den Bereich erniedrigte P-Wellengeschwindigkeiten unterhalb der Küstengebirge, der ab 38,5°S nordwärts beobachtet wird. **B** markiert den Bereich unterhalb des magmatischen Bogens, in dem Mantelgeschwindigkeiten erst in einer Tiefe von 55 km beobachtet werden. **C** kennzeichnet die im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffende N-S streichende Struktur erhöhter P-Wellengeschwindigkeiten.

gnitude größer 7,5 (Nishenko, 1985) deuten darauf hin, daß das Gebiet unter *stress* Konzentration steht (Cifuentes, 1989). Zusammen mit den Santa Maria Insel im Norden und der Mocha Insel im Süden weist dieses Gebiet die höchste Hebungsrate im *forearc* auf.

7.2 Tomographie-Modell

Der seismologische Datensatz des ISSA 2000-Experimentes ermöglichte mittels tomographischer Untersuchungen der P- und S-Laufzeiten lokaler Erdbeben eine Bestimmung der Geschwindigkeitsstruktur der südlichen Anden. Die Ergebnisse zeigen ein komplexes Bild der Geschwindigkeitsstruktur, das hauptsächlich durch subduktionsspezifische Prozesse geprägt ist. Mit den vorliegenden Untersuchungen konnte ein Großteil des *forearcs* und *arcs* bis in 100 km Tiefe aufgelöst werden. Da die vorherrschenden Strukturen überwiegend 2-D Charakter aufweisen, sollen im folgenden die wesentlichen Merkmale des 3-D v_p Modells am Beispiel eines repräsentativen Schnittes bei 38°S diskutiert werden (Abbildung 7.1). Die zugehörige Interpretation des Modells zeigt Abbildung 7.2.

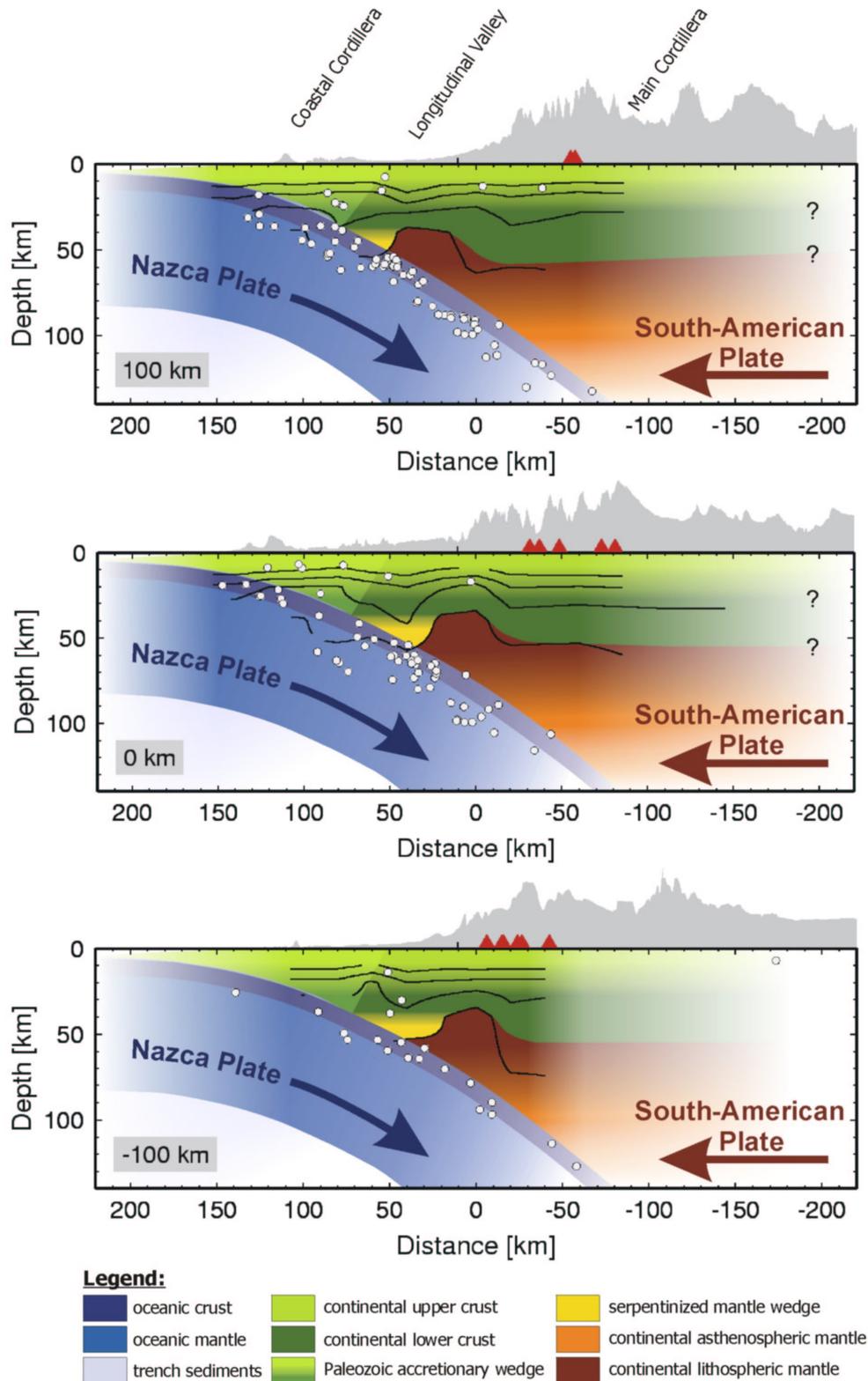


Abbildung 7.2: Interpretation des 3-D v_p Modells bei $\sim 37^\circ\text{S}$, $\sim 38^\circ\text{S}$ und $\sim 39^\circ\text{S}$ basierend auf den v_p Isolinien. Die abtauchende Nazca-Platte ist durch die Lage der Wadati-Benioff-Zone definiert und durch hohe v_p Geschwindigkeiten ($v_p \geq 8,3 \text{ km/s}$) charakterisiert. Niedrige v_p Geschwindigkeiten ($6,5\text{--}7,0 \text{ km/s}$) in 40 bis 50 km Tiefe unterhalb der Küstenkordillere werden als serpentinisierter Mantelkeil interpretiert. Die Krustenmächtigkeit beträgt $\sim 40 \text{ km}$ unterhalb des Längstals und nimmt auf $\sim 50 \text{ km}$ unterhalb des magmatischen Bogens zu. Siehe Text für ausführliche Diskussion.

Subduzierte ozeanische Platte

Die abtauchende Platte wird durch die Lage der Erdbeben definiert und ist durch schnelle seismische Geschwindigkeiten (7,2 bis 8,3 km/s) gekennzeichnet. Die hohen v_p Geschwindigkeiten sind konsistent mit der Vorstellung einer kalten und dichten ozeanischen Platte. Ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis im 2-D Modell wird beobachtet, muß aber mit der nötigen Vorsicht betrachtet werden. Insbesondere setzt sich die subduzierte Platte ab ~ 50 km Tiefe durch hohe v_p Geschwindigkeiten von 8,0 km/s und ab ~ 80 km Tiefe von 8,3 km/s von dem darüberliegenden kontinentalen Mantelmaterial ab. Die Mantelgeschwindigkeiten treten gleichzeitig mit einer Zunahme der seismischen Aktivität innerhalb der Wadati-Benioff-Zone auf. Diese kann nach *Kirby et al. (1996)* wahrscheinlich in Zusammenhang mit der in Kapitel 5.3 auf Seite 60 ausführlich erläuterten Phasenumwandlung von der Blauschiefer- zur Eklogitfazies gesehen werden. Die Tiefe dieser Phasenumwandlung ist maßgeblich abhängig von der Temperaturverteilung innerhalb der abtauchenden Platte. Die bei diesem Prozeß freiwerdenden Fluide sind möglicherweise auch für das erhöhte v_p/v_s Verhältnis verantwortlich. Auch die hohen v_p Geschwindigkeiten ab 50 km Tiefe innerhalb des ozeanischen Mantels sind wohl Folge der Eklogitbildung.

Kontinentale Platte

Durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeiten in der kontinentalen Kruste sind in diesem Modell relativ schnell und werden durch die refraktionsseismischen Untersuchungen gestützt. Der Übergang zu Mantelgeschwindigkeiten findet in unterschiedlichen Tiefen statt und kann innerhalb des 3-D v_p Modells in drei Gebiete unterteilt werden.

Gebiet A: Unterhalb der Küstenkordillere und des Längstals (zwischen $72,5^\circ\text{W}$ und $72,9^\circ\text{W}$) werden niedrige P-Wellengeschwindigkeiten von 6,5 bis 7,5 km/s in 30 bis 50 km Tiefe beobachtet. Mantelgeschwindigkeiten werden in diesem Bereich nicht erreicht. Das 2-D v_p/v_s Modell weist in diesem Bereich eine Erhöhung des v_p/v_s Verhältnisses auf. Diese Beobachtungen deuten eine mögliche Serpentinisierung des kontinentalen Mantelkeils an.

Die mechanische und chemische Dehydratisierung der subduzierten ozeanischen Kruste bewirkt durch die aufsteigenden Fluide die Hydratisierung des darüberliegenden Unterkrusten- und Mantelmaterials (Serpentinisierung im lithosphärischen Mantel, Amphibolitisierung im asthenosphärischen Mantel) (*Peacock, 1996*). Während in geringeren Tiefen die Fluidfreisetzung vorwiegend durch das Schließen von Poren und Klüften in der ozeanischen Kruste aufgrund des zunehmenden Druckes erfolgt, sind ab 50 km Tiefe verschiedene Phasenumwandlungen der hauptsächliche Faktor der Dehydratisierung. Serpentin kann für die beobachteten Geschwindigkeiten ursächlich sein, da es ein Ergebnis der Mantelhydratisierung ist und sich durch deutlich verringerte v_p Geschwindigkeiten und erhöhte v_p/v_s Verhältnisse auszeichnet.

Geschwindigkeiten von ~ 7 km/s entsprechen 30% Serpentinisierung von Peridotit (*Christensen, 1966*).

Der Bereich zwischen 30 und 50 km Tiefe kann vom geophysikalischen Standpunkt aus der Unterkruste zugeordnet werden, gehört aber nach petrologischer Ansicht bereits zum oberen Mantel. Es handelt sich also um eine Pseudokrustenverdickung. Diese wird auch für den *forearc* Bereich der Zentralen Anden (Küsten- und Präkordillere) infolge der Serpentinisierung des kontinentalen oberen Mantels diskutiert (*Giese et al., 1999*). In 40–65 km Tiefe werden dort geringe v_p Geschwindigkeiten (*Wigger et al., 1994; Schmitz et al., 1999; Patzwahl et al., 1999*) und ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis (*Graeber, 1997*) beobachtet. *M. Pardo (pers. Mitt., 2003)* berichtet von ähnlich geringen v_p Geschwindigkeiten im *forearc* zwischen 33° und 36° S im nördlichen Anschluß an das hier untersuchte Gebiet in einem ähnlichen Tiefenbereich (50–60 km). Zieht man Tomographiestudien anderer Subduktionszonen dieser Erde zu Rate, dann ist z.B. nach *Reyners et al. (1999)* der Bereich in 20–40 km Tiefe unterhalb der Raukumara-Halbinsel in Neuseeland serpentiniert ($v_p = 7$ km/s), dessen Tiefenlage auf die dünne australische Kruste zurückzuführen ist. Die notwendigen Fluide stammen hier allerdings von basal akkretierten Sedimenten, die wiederum durch einen Bereich erniedrigter v_p Geschwindigkeit ($6 \leq v_p \leq 6,5$ km/s in 20–40 km Tiefe) beobachtet werden. In der vorliegenden Studie weisen die relativ hohen v_p Geschwindigkeiten bei $\sim 73^\circ$ W unterhalb der Küstenkordillere nicht auf eine basale Akkretion von Sedimenten hin, die durch die Subduktion der ozeanischen Platte in größere Tiefen gelangen, wie es von *Lohrmann et al. (2001)* nach Auswertung von Sandkastenexperimenten vorgeschlagen wird. Tritt der Effekt in geringem Maße auf, fällt er hier wahrscheinlich unter die Grenze der Auflösbarkeit.

Der Bereich erniedrigter Geschwindigkeit scheint nach Süden hin durch die Gastre-Störung begrenzt zu sein. Geologisch trennt sie Gebiete unterschiedlicher metamorpher und magmatischer Entwicklung der präandinen Orogenes - das granitische Grundgebirge ist nur nördlich der Störung entlang des Küstenkordillere vorzufinden (siehe geologische Karte in Abbildung 2.6).

Gebiet B: Mittels der lokalen Erdbebetomographie werden Geschwindigkeitsgradienten ermittelt. Unter der Annahme, daß die Überganszone zwischen Kruste und Mantel bei Geschwindigkeiten um 7,75 km/s liegt, wird unterhalb der Hauptkordillere eine Krustenmächtigkeit von etwa 50 bis 55 km beobachtet und deutet eine Zunahme der Krustenmächtigkeit unterhalb des aktiven magmatischen Bogens an. Das 2-D v_p/v_s Modell weist in diesem Tiefenbereich eine erhöhtes v_p/v_s Verhältnis ($\geq 1,8$) auf.

Was könnte die Ursache für die erhöhte Krustenmächtigkeit sein? *Giese et al. (1999)* stellen die verschiedenen Prozesse, die zu einer Krustenverdickung führen können, in einer Übersichtsabbildung vor: *pure shear thickening, simple shear thickening, magmatic thickening,*

thickening by mass transfer und *thickening by mantle wedge hydration*. Da im *backarc* der südlichen Anden kein Falten- und Überschiebungsgürtel existiert (Hervé, 1994), kommt eine Krustenstapelung (Allmendinger et al., 1983; Schmitz, 1994) nicht in Betracht. Ein weiterer möglicher Prozeß wäre die magmatische Unterplattung, bei dem magmatisches Mantelmaterial unterhalb der Kruste angelagert wird. Dieser Prozeß kann in den Zentralen Anden beobachtet werden. Haberland (1999) und Schurr (2001) zeigen mittels der Q-Tomographie Bereiche erhöhter Dämpfung unterhalb der Westkordillere (rezenter magmatischer Bogen) und interpretieren diese als partiell geschmolzenes Krusten- und Mantelmaterial.

Eine detaillierte Analyse von Frequenzspektren der Erdbeben könnte auch für die südlichen Anden über Bereiche partieller Schmelzen nähere Auskunft erteilen. Die Spektralanalyse einiger tiefer gelegener Erdbeben ergab, daß an den Stationen in der Hauptkordillere und in Argentinien kaum Frequenzen über 15 Hz zu beobachten waren, aber entfernte Stationen im *forearc* diese sehr wohl aufwiesen (Abbildung 7.3). Die geringe Dämpfung der Strahlen dieser Beben zu den weiter westlich und entfernt gelegenen Stationen ist durch Strahlverläufe in der Unterplatte denkbar. Im Gegensatz dazu wurden flache, innerhalb der Benioff-Zone gelegene Erdbeben an den argentinischen Stationen kaum registriert. Ebenso zeigen die zugehörigen Zeitreihen in Abbildung 7.3 deutlich, daß wahrscheinlich unterhalb des magmatischen Bogens eine Zone hoher seismischer Dämpfung existiert. Ob sie jedoch innerhalb der Kruste und/oder im asthenosphärischen Mantel lokalisiert ist, läßt sich aus den hier vorliegenden Untersuchungen alleine nicht schließen. Die Beobachtung des Gebietes erhöhter Dämpfung gibt keine weitere Einschränkung für die These der magmatischen Unterplattung, schließt diese jedoch nicht aus.

Brasse and Soyer (2001) berichten von einer leicht erhöhten Leitfähigkeit in 20–40 km Tiefe unterhalb des magmatischen Bogens (siehe Abbildung 2.10 auf Seite 29). Soyer (2002) zufolge kann sowohl aus den elektromagnetischen Rohdaten als auch deren Modellierungsergebnissen abgeleitet werden, daß unterhalb des vulkanischen Bogens in der o.g. genannten Tiefe geschmolzenes Material konzentriert ist.

Die Bouguer-Schwere zeigt im Bereich der Hauptkordillere ihre niedrigsten Werte im Untersuchungsgebiet von 100–130 mGal. Durch Dichtemodellierungen wird die Kruste-Mantel-Grenze in eine Tiefe von ~ 45 km gelegt (Z. Tašárová, pers. Mitt.).

Gebiet C: Die erhöhte Krustenmächtigkeit im Westen (Gebiet A) wird durch die Serpentinisierung des Mantelkeils erklärt. Gleichzeitig wird in Gebiet C eine Krustenmächtigkeit von 50 km festgestellt. Wie verhält sich nun der Bereich dazwischen? P-Wellengeschwindigkeiten von 7,75 km/s werden bereits ab ~ 40 km Tiefe beobachtet. Diese Zone erhöhter Geschwindigkeit erstreckt sich über das Untersuchungsgebiet von Nord nach Süd. In den Profilschnitten deutet der Verlauf der 7,75 km/s Isolinie eine scheinbare Aufwölbung des oberen Mantels an.

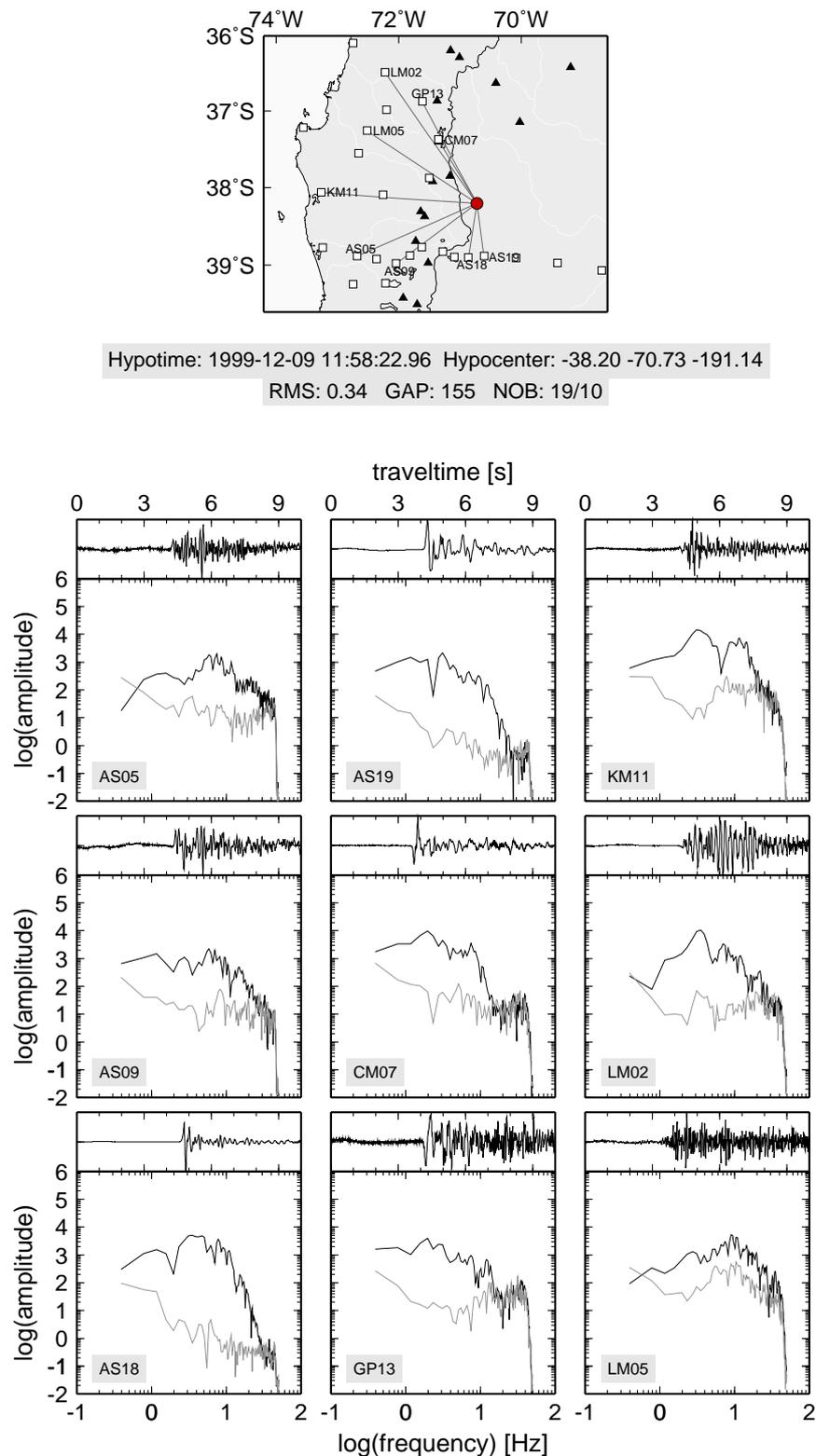


Abbildung 7.3: Ausschnitte aus den Zeitreihen (oben) und P-Wellen-Amplitudenspektren eines tiefen Erdbebens in Argentinien (unten), das an verschiedenen Stationen des ISSA 2000-Netzwerkes beobachtet wurde (siehe Karte ganz oben). Die Zeitreihen sind auf die größte Amplitude im Zeitfenster normiert. Die Spektren von Signal und Rauschen sind jeweils für ein 2,56 s-Fenster nach und vor dem P-Einsatz gezeigt. Entfernte Stationen im *forearc* weisen eine starke P-Koda und einen hohen Frequenzgehalt auf. Dagegen registrieren Stationen im magmatischen Bogen und *backarc* fast keine Frequenzen oberhalb von ca. 15 Hz. Das legt den Schluß nahe, daß ein Gebiet erhöhter Dämpfung unterhalb des magmatischen Bogens existiert.

Unterhalb der Küstenkordillere kann man jedoch von einer scheinbaren Krustenverdickung infolge der Serpentinisierung des Mantelkeils sprechen. Im petrologischen Sinn beträgt die Krustenmächtigkeit jedoch eher 40 km für die gesamte kontinentale Platte im *forearc*, wobei der westliche Bereich serpentinisiert ist und der östliche Bereich nicht. Unterhalb der Hauptkordillere bzw. des magmatischen Bogens nimmt dann die Krustenmächtigkeit auf 50 km zu.

Eine andere Interpretationsmöglichkeit ist die Krustenausdünnung unterhalb des Längstals, die von *Echtler et al. (2003a)* diskutiert wird. Die Aufwölbung der 7,75 km/s-Isolinie führt intuitiv zur Vorstellung der Hochlage des kontinentalen Mantels. Die Krustenausdünnung könnte durch *forearc* Extension verursacht sein, wie sie von *Muñoz et al. (2000)* für die südlichen Anden berichtet wird.

N-S-streichend ist der linkslaterale Versatz der hohen Geschwindigkeiten interessant, der in 30–40 km Tiefe entlang der Bio-Bio Störung (sinistrale Blattverschiebung) beobachtet wird, aber noch ungeklärt ist.

7.3 Vergleich der Struktur der südlichen Anden und des zentralandinen *forearcs*

Entlang des südamerikanischen Kontinentalrandes treten erhebliche laterale Variationen auf. Sie werden besonders deutlich, wenn man die schmalen, topographisch niedrigen Patagonischen Anden mit den breiten und hohen Zentralen Anden vergleicht. Während die Subduktionsprozesse zu einer extrem verdickten kontinentalen Kruste in den Zentralen Anden mit mehr als 70 km Mächtigkeit und zu dem weltweit zweitmächtigsten Plateau (Altiplano-Puna-Plateau) führen (*Zandt et al., 1994; Beck et al., 1996; Yuan et al., 2000*), beträgt die maximale Krustenmächtigkeit in den südlichen Anden “nur” 40–50 km (*Lomnitz, 1962* und vorliegende Arbeit). Diese Unterschiede sollten sich auch auf die Signaturen der seismischen Geschwindigkeitsmodelle auswirken. Zum Vergleich der aus der 3-D v_p Tomographie abgeleiteten Ergebnisse der südlichen Anden mit den Zentralen Anden bieten sich neben dem refraktionsseismischen und *Receiver Functions* Profil bei 21°S insbesondere die Tomographie-Arbeiten von Frank Graeber und Stefan Husen an, die ein adäquates Gebiet von der Küste bis zum rezenten magmatischen Bogen zwischen 22°–25°S abdecken (*forearc: Husen (1999), Längstal bis arc: Graeber (1997)*).

Vorab noch eine Bemerkung zur seismischen Aktivität innerhalb der Wadati-Benioff-Zone: Wie an anderer Stelle schon erwähnt liegt ein wesentlicher Unterschied zwischen Zentralen und südlichen Anden in der Quantität der lokalen Erdbeben (siehe Abbildung 2.1). In den Zentralen Anden werden in einem vergleichbaren Zeitraum mehr als zehnmals so viele seismische Ereignisse registriert wie in den südlichen Anden. Auch variiert die maximale Erdebentiefe zwischen

700 km im N und 250 km im S. Als Ursache hierfür könnte die Altersdifferenz und die damit verbundene Temperaturdifferenz der Nazca-Platte angesehen werden.

Der Einfallswinkel der Wadati-Benioff-Zone beträgt für die Zentralen Anden 19° – 20° (Husen, 1999) für die oberen 40 km und 35° in größeren Tiefen (Schurr, 2001) und für die südlichen Anden 10° bzw. 30° (Bohm et al., 2002). Die v_p Geschwindigkeiten innerhalb der abtauchenden ozeanischen Nazca-Platte sind für die oberen 80 km vergleichbar (v_p bis 8,2 km/s). Im Modell von Graeber (1997) steigen sie in größeren Tiefen auf 8,6–9,0 km/s an. Diese Tiefen werden in der vorliegenden Untersuchung und auch bei Husen (1999) nicht mehr aufgelöst. In allen drei Arbeiten zeigt sich in den Bereichen guter Auflösung ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis für die subduzierte Platte, daß durch fluidgefüllte Poren und Klüfte sowie mit dem Vorhandensein von Fluiden durch die Phasenumwandlung von der Blauschiefer- zur Eklogitfazies¹ erklärt werden kann.

Eine Reihe refraktionsseismischer Profile, die die Zentralen Anden überdecken, ermittelten mit großer Genauigkeit deren komplexen Krustenaufbau (Wigger et al., 1994; Schmitz et al., 1999; Patzwahl et al., 1999). Für die obere Kruste im *forearc* Bereich werden bereits in 10 km Tiefe hohe seismische Geschwindigkeiten beobachtet, die von West nach Ost leicht abnehmen (6,6 km/s in der Küstenkordillere, 6,3 km/s in der Präkordillere). Sie wird als jurassische Unterkruste interpretiert, die durch Erosion der Oberkruste in diesem stark gehobenen Küstenbereich anzutreffen ist, bzw. als jurassische Intrusiva. Weiterhin werden Hochgeschwindigkeitsschichten beobachtet, deren Basis in 20–25 km Tiefe unterhalb der Küste (7,2 km/s) und 35–40 km unterhalb der Präkordillere (6,8–7,2 km/s) liegen und der kontinentalen Unterkruste zugeordnet werden. Tieferliegend werden keine typischen Mantelgeschwindigkeiten ermittelt. Unterhalb der Präkordillere existiert in 65–70 km Tiefe eine eindeutige Diskontinuität mit einem Geschwindigkeitsanstieg auf $\geq 7,5$ km/s, die der Krusten-Mantel-Grenze zugeordnet wird. Der Bereich darunter zeichnet sich in der Laufzeit-tomographie durch ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis aus (Graeber, 1997). Als eine mögliche Ursache der geringen v_p Werte und des erhöhten v_p/v_s Verhältnisses in dieser Tiefe wird die Hydratisierung bzw. Serpentinisierung des kontinentalen Mantelkeils durch freiwerdende Fluide aus der ozeanischen Nazca-Platte diskutiert (u.a. Graeber, 1997; Giese et al., 1999).

Der, in den Zentralen Anden durch die Refraktionsseismik und durch die Laufzeit-tomographie ermittelte, serpentinisierte Mantelkeil zwischen 40 und 70 km Tiefe unter der Küsten- und Präkordillere scheint, auch in den südlichen Anden unterhalb der Küstenkordillere in 30 bis 50 km Tiefe beobachtet zu werden. Hier ist die Serpentinisierung des Mantels hauptsächlich auf reduzierte v_p Geschwindigkeiten zurückzuführen. Die refraktionsseismischen Profile von ISSA und SPOC scheinen diese These mit v_p Geschwindigkeiten um 7,2 km/s ab 30 km Tie-

¹Für eine genaue Beschreibung der Prozesse siehe Kapitel 5.3 auf Seite 60 bzw. Literaturverweise innerhalb des Abschnitts.

fe zu unterstützen. Mehr Gewißheit wäre jedoch aus der Kenntnis des v_p/v_s Verhältnisses zu ziehen. Die geringere Tiefe des serpentinierten Bereiches in den südlichen Anden könnte auf die, in geringerer Tiefe stattfindenden Metamorphoseprozesse innerhalb der abtauchenden Platte, die für die Serpentinisierung des angrenzenden kontinentalen Mantels verantwortlich sind, zurückzuführen sein. Inwieweit auch der unterschiedliche Abtauchwinkel der Nazca-Platte im Küstenbereich bzw. Einfallswinkel der Wadati-Benioff-Zone eine Rolle spielt, ist ungeklärt.

Zurück zu den Zentralen Anden: Weiter westlich unterhalb der Westkordillere und des rezenten magmatischen Bogens nehmen die Geschwindigkeiten für die Kruste weiterhin ab und sind mit Durchschnittswerten um 6,0 km/s bis in 50–60 km Tiefe relativ gering. Die Moho konnte mittels der Refraktionsseismik wegen der hohen Absorption seismischer Wellen in diesem Bereich (Lessel, 1997; Haberland and Rietbrock, 2001) nicht beobachtet werden. Receiver Functions Studien zeigen, daß die Krusten-Mantel-Grenze in 60–70 km Tiefe unterhalb der Westkordillere existiert (Yuan et al., 2000), und durch eine breite Übergangszone gekennzeichnet ist. Die tomographischen Untersuchungen weisen für die gesamte Tiefe unterhalb des magmatischen Bogens langsame Geschwindigkeiten und ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis auf (Graeber, 1997; Rietbrock and Haberland, 1998).

Ein wesentlicher Unterschied zwischen den Zentralen und südlichen Anden ist die Mächtigkeit der kontinentalen Kruste. Während die Tiefenlage der Moho in den Zentralen Anden zwischen 40 km (Küstenkordillere) und 70 km (Westkordillere) Tiefe variiert, nimmt sie in den südlichen Anden von ~35 km im *forearc* auf 50–55 km unterhalb der Hauptkordillere zu. Die verantwortlichen Mechanismen für die Entstehung der extremen Krustenmächtigkeit in den Zentralen Anden sind Gegenstand der aktuellen geowissenschaftlichen Diskussion. Während ältere Arbeiten die Verdickung der andinen Kruste hauptsächlich auf magmatische Addition zurückführen (James, 1971), gehen neuere Arbeiten von einer Kombination verschiedener Prozesse aus. Als wesentlicher Faktor wird die tektonische Verkürzung angeführt, mit geringeren Beiträgen durch magmatische Addition und Lithosphärenausdünnung sowie durch Hydratisierung des lithosphärischen Mantels und tektonischer Unterplattung im *forearc* (Isacks, 1988; Allmendinger and Gubbels, 1996; Giese et al., 1999). Ein Falten- und Überschiebungsgürtel, wie er im Subandin in den Zentralen Anden existiert, ist im *backarc* der südlichen Anden nicht anzutreffen, so daß eine tektonische Krustenverdickung nicht zu erwarten ist. Für die erhöhte Krustenmächtigkeit könnte hier hauptsächlich die magmatische Unterplattung unterhalb des aktiven magmatischen Bogens angesehen werden.

7.4 Abschließende Bemerkungen und Ausblick

Die Struktur der südlichen Anden wurde mittels lokaler Erdbebendaten des ISSA 2000-Netzwerkes untersucht. Präzise Erdbebenlokalisierungen zeigen eine um 30° geneigte Wadati-Benioff-Zone bis in 200 km Tiefe. Die geringe Seismizität im Untersuchungsgebiet mit maximalen Herdtiefen von 200 km sowie die Konzentration der mitteltiefen Erdbeben in 60 km Tiefe, spiegeln wahrscheinlich den Einfluß des jungen Alters und des damit verbundenen hohen thermischen Zustandes der Nazca-Platte auf das Subduktionsregime wieder. Die krustale Seismizität ist im *forearc* nördlich und südlich der Arauco-Halbinsel am Beginn aktiver Störungszonen konzentriert.

Mit Hilfe der lokalen Erdbebentomographie konnte zum ersten Mal die Geschwindigkeitsstruktur der südlichen Anden unterhalb der Küstenkordillere, des Längstals und der Hauptkordillere bis in eine Tiefe von 100 km aufgezeigt werden. Dabei ergab sich eine im Wesentlichen zweidimensionale Struktur, die durch von Osten nach Westen variierende Geschwindigkeitsanomalien geprägt ist. Die Nazca-Platte ist durch die Lage der Erdbeben definiert und weist hohe v_p Geschwindigkeiten auf (7,2–8,3 km/s). Geschwindigkeitswerte über 8,0 km/s ab 50 km Tiefe sind wohl Ausdruck der Eklogitbildung innerhalb der abtauchenden Lithosphäre. Die durchschnittlichen Geschwindigkeiten in der kontinentalen Kruste sind im gesamten v_p Modell relativ hoch (5,5–6,5 km/s). Die tieferliegende Struktur kann in drei Gebiete unterteilt werden. Erniedrigte v_p Geschwindigkeiten in 30–50 km Tiefe unterhalb der Küstenkordillere und oberhalb der abtauchenden Platte deuten eine mögliche Hydratisierung und Serpentinisierung des kontinentalen Mantelkeils an. Die Konzentration der Erdbeben in 60 km Tiefe, die auf Dehydratisierungsprozesse innerhalb der subduzierten ozeanischen Lithosphäre zurückzuführen ist, könnte mit der beobachteten Geschwindigkeitsanomalie verbunden sein. Mantelgeschwindigkeiten werden in diesem Bereich nicht beobachtet. Weiter östlich unterhalb des Längstals ist die markanteste Anomalie des 3-D v_p Modells anzutreffen. Sie ist durch erhöhte v_p Geschwindigkeiten geprägt, die das gesamte Untersuchungsgebiet von N nach S durchziehen. Mantelgeschwindigkeiten werden hier ab 40 km Tiefe erreicht. Noch weiter nach Osten nimmt die Krustenmächtigkeit zu und erreicht 50–55 km unterhalb der Hauptkordillere und des aktiven vulkanischen Bogens. Geringe Geschwindigkeiten, ein erhöhtes v_p/v_s Verhältnis und die sich durch die Spektralanalyse andeutende Zone erhöhter seismischer Dämpfung könnte auf das Vorhandensein partieller Schmelzen und deren mögliche Anlagerung unterhalb der Kruste (magmatische Unterplattung) hindeuten. Eine abschließende Beurteilung der Geschwindigkeitsstruktur der südlichen Anden kann mit den vorliegenden Daten nicht vorgenommen werden. Einige interessante Strukturen (z.B. Krustenmächtigkeit im *backarc*) liegen am Rand des Modells und sind dementsprechend unzureichend aufgelöst. Für ein umfassenderes Bild der seismischen Struktur in den südlichen Anden ist insbesondere die Kenntnis des v_p/v_s Verhältnisses und der Dämpfungswerte von entschei-

dender Bedeutung. Sie würden die Möglichkeit bieten, die vorliegende Interpretation zu vervollständigen und zu revidieren und könnten somit das Verständnis des Aufbaus der südlichen Anden vertiefen. Dazu wäre jedoch ein zeitlich gesehen langes seismologisches Netzwerk unumgänglich, um einen umfangreicheren Datensatz (insbesondere S-Laufzeiten) mit einer räumlich guten Durchstrahlung zu erhalten.