

4 ANALYSE DER ERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der seismischen Datenbearbeitung und der strukturellen Interpretation zusammenfassend dargestellt und bewertet.

4.1 Seismische Ergebnisse

Es war das Ziel dieser seismischen Datenbearbeitung, eine gute Auflösung der Signale im Zeitbereich zu erreichen und durch die strukturelle Inversion die Tiefenlage der Reflexionshorizonte möglichst genau zu bestimmen.

Die Datenqualität kann als gut bezeichnet werden. Trotz der Eliminierung von 6,8% der Spuren wegen schlechten signal/noise-Verhältnisses lag die mittlere Überdeckung bei ca. 30, was ausreichend war, um ein gutes Stapelergebnis erwarten zu können. Der Anteil an Störsignalen konnte durch die Standardbearbeitung (Editing, Dekonvolution, Frequenzfilterung) deutlich reduziert werden. Ein wesentlicher Bearbeitungsschritt war die Unterdrückung der Meeresboden-Multiplen, die wie bei see-seismischen Daten allgemein üblich gut ausgeprägt im Tiefwasserbereich bei ca. 12 s auftrat und damit deutlich unterhalb der auswertbaren Reflexionen und der ozeanischen Moho-Reflexion lag, während sie im Flachwasserbereich die Primärreflexionen überlagert. Als das Erfolg versprechendste Verfahren zur Abschwächung der Multiplen stellte sich die Filterung im Radon-Bereich in Kombination mit einem inner trace mute heraus. Bei einer Laufzeit von 12 s ist zwar das moveout relativ gering, aber wegen der vollen Überdeckung kann man problemlos ein inner trace mute über mehrere Spuren anwenden. Dies geht im Schelfbereich bei Laufzeiten von 0,2 – 1,0 s nicht, da die Überdeckung hier nur zwischen 2 und 5 liegt. In diesem Laufzeitbereich müssen die Multiplen allein durch das Radon-Filter unterdrückt werden. Ein besonderes Problem stellte der Schelfabhang dar, da hier die Multiplen ebenfalls die Primärreflexionen überlagern, die moveout-Unterschiede auf Grund der deformierten Reflexionshyperbeln aber relativ gering sind.

Ein wichtiger Schritt bei der Bearbeitung der seismischen Daten mit der Möglichkeit zur Verbesserung des signal/noise-Verhältnisses war die Bestimmung der optimalen Stapelgeschwindigkeiten. Eine Auswertung der mit konstanten Geschwindigkeitsfunktionen durchgeführten Analysen war nur da möglich, wo ein Reflexionsangebot vorlag. Im Flachwasserbereich betraf das im Wesentlichen die mit Sedimenten gefüllten forearc-Becken. Unterhalb des top basement waren keine Reflexionshorizonte zu erkennen. Im Tiefwasserbereich konnten die Reflexionen in der dünnen Auflage pelagischer Sedimente auf der ozeanischen Kruste und der mit Sedimenten gefüllte Tiefsee graben ausgewertet werden. Die Reflexionen der ozeanischen Moho, die auf zwei Profilen (046 und 3842) bis in den Bereich des Tiefsee grabens verfolgt werden können, erlaubten wegen der geringen Auflösung der Analysen bei Laufzeiten zwischen 8 und 10 s (Okoye et al., 2000) nur eine grobe Bestimmung der Stapelgeschwindigkeiten.

Eine signifikante Verbesserung des Bearbeitungsergebnisses brachte die Anwendung der pre-stack Zeitmigration. Nach Rückgängigmachung der sphärischen Divergenzkorrektur

und nach der Sortierung in 30 offset-Klassen wurden die Daten unter Verwendung des geglätteten Stapelgeschwindigkeitsfeldes mit dem Kirchhoff Algorithmus migriert. Die anschließenden Geschwindigkeitsanalysen erlaubten die Bestimmung eines optimierten Geschwindigkeitsfeldes, mit dem die Daten erneut migriert wurden. Am Beispiel der Linie 3842 wird deutlich, welche Verbesserung des Resultats erzielt wurde (wegen des Maßstabs dieser Darstellungen sind Feinheiten schwer zu erkennen).

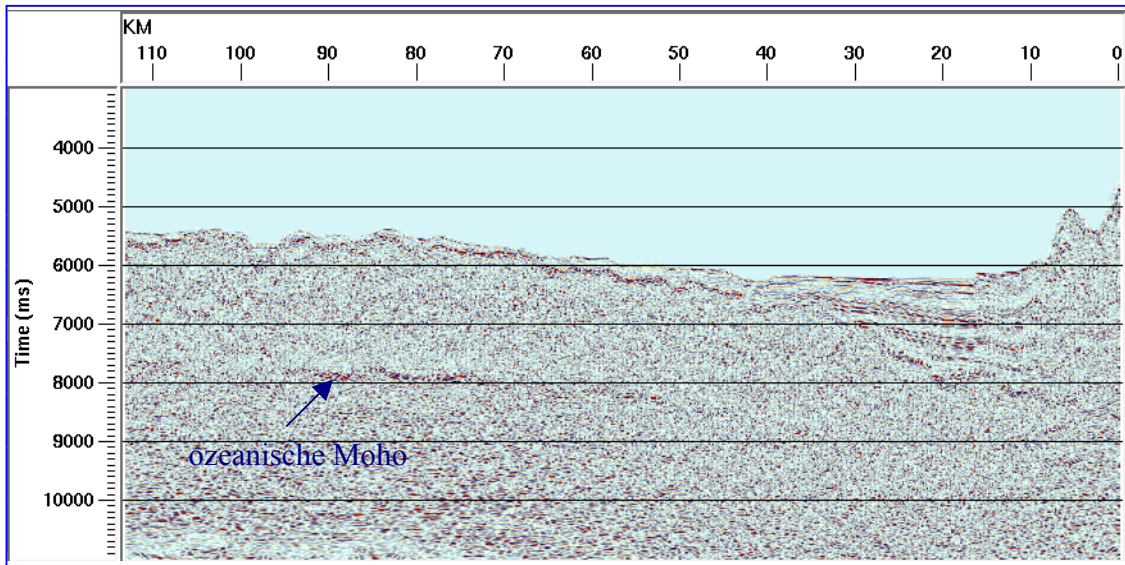


Abb. 4-1: Linie 3842 Post-stack Zeitmigration (Ausschnitt)

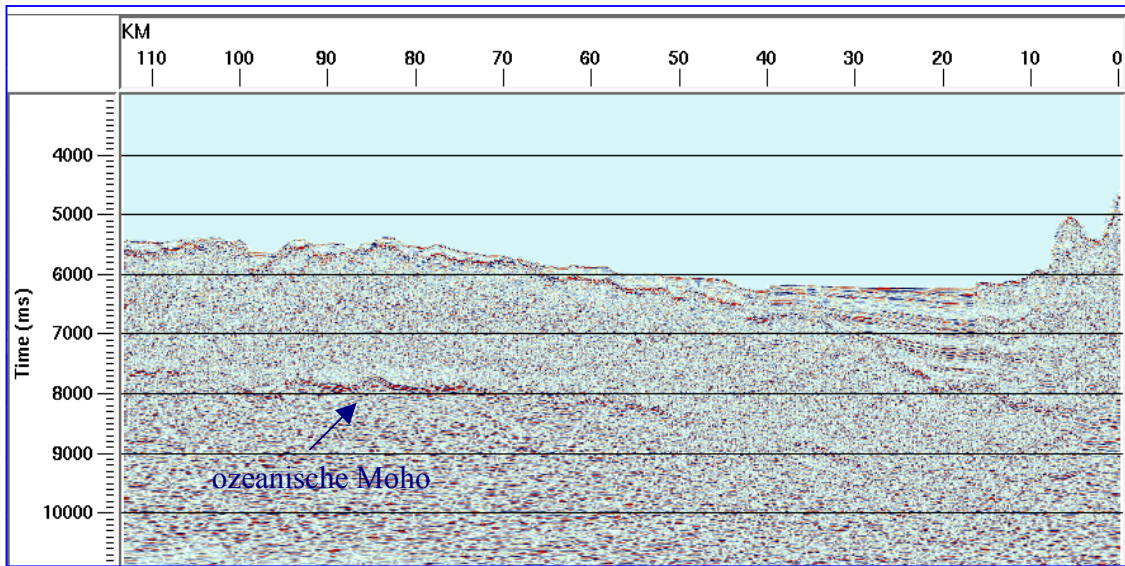


Abb. 4-2: Linie 3842 Pre-stack Zeitmigration (Ausschnitt)

Nachdem eine zufriedenstellende Auflösung der seismischen Sektionen erreicht war, galt es, mittels der strukturellen Inversion die Tiefenlage der Reflexionshorizonte zu ermitteln. Dies kann auf drei Arten geschehen:

- Laufzeit-Tiefen-Wandlung
- Post-stack Tiefenmigration
- Pre-stack Tiefenmigration

Für die Laufzeit-Tiefen-Wandlung wurden Durchschnittsgeschwindigkeiten aus dem Migrationsgeschwindigkeitsfeld abgeleitet, das für die pre-stack Zeitmigration verwendet worden war. Diese Geschwindigkeiten wurden anschließend geglättet. Trotz dieser Glättung zeigte die zeitmigrierte Sektion nach der Tiefen-Wandlung deutliche Verzerrungen der seismischen Horizonte, die nicht der Wirklichkeit entsprechen konnten.

Die Ausgangsdaten für die post-stack Tiefenmigration sind die im Zeitbereich gestapelten Sektionen. Die Geschwindigkeiten, die als Intervallgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe vorliegen sollen, wurden aus den pre-stack Zeitmigrationsgeschwindigkeiten abgeleitet und geglättet. Für die Migration wurde das finite difference Verfahren angewendet.

Die pre-stack Tiefenmigration erlaubt ähnlich wie die pre-stack Zeitmigration Analysen mit den migrierten Daten (residual moveout analysis) und das anschließende Aufdatieren des Geschwindigkeitsfeldes, mit dem durch eine erneute Migration der in common offset Sektionen sortierten Seismik ein verbessertes Migrationsergebnis erzielt werden kann. Ein Qualitätsvergleich der post-stack und pre-stack Tiefenmigration zeigen die folgenden Abbildungen:

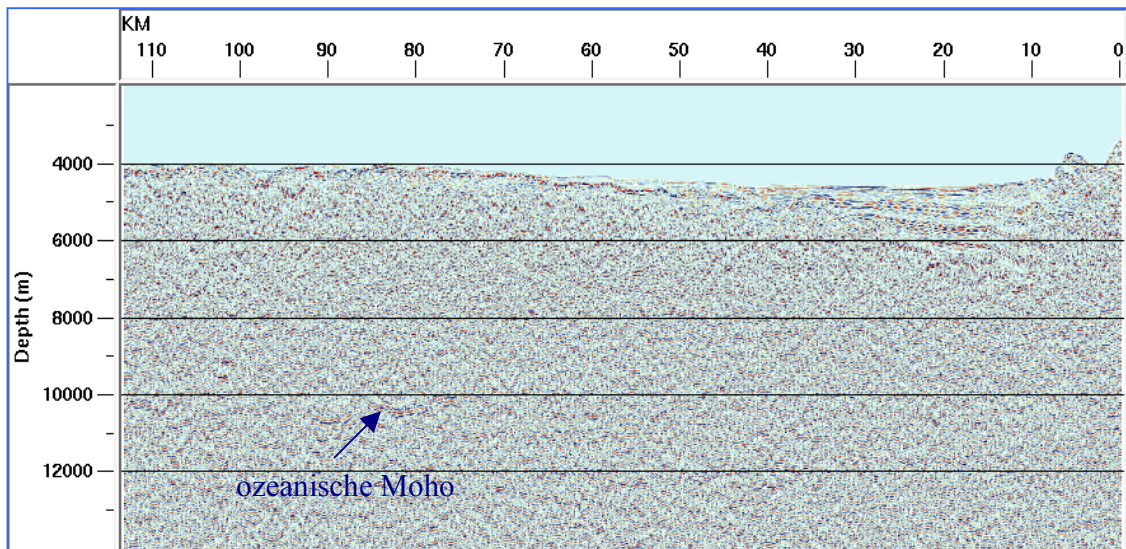


Abb. 4-3: Linie 3842 Post-stack Tiefenmigration (Ausschnitt)

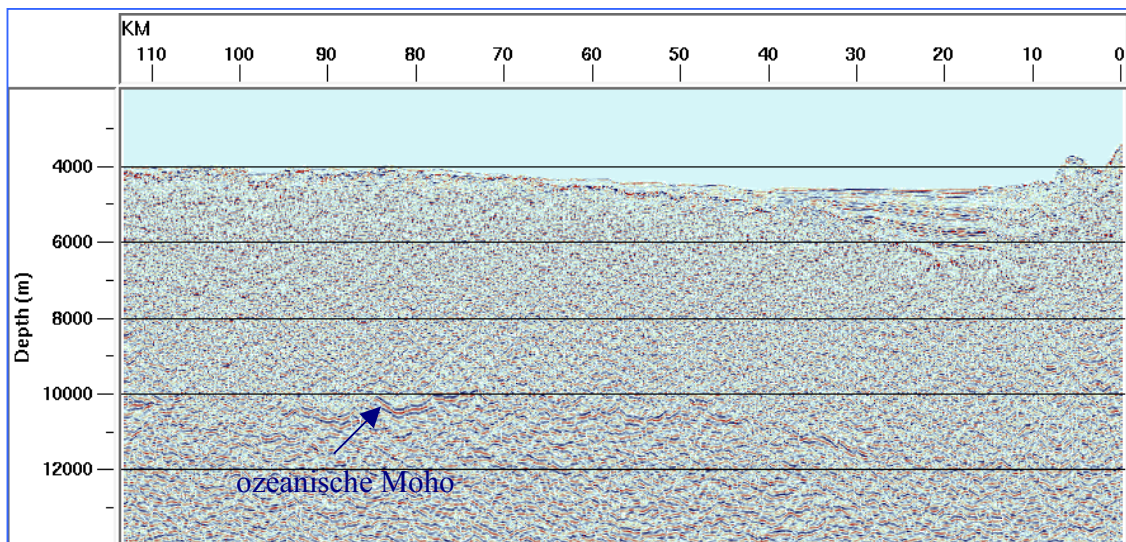


Abb. 4-4: Linie 3842 Pre-stack Tiefenmigration (Ausschnitt)

Dass durch die strukturelle Inversion nicht nur eine verlässliche Tiefenlage der Horizonte ermittelt, sondern auch eine Verbesserung der Auflösung seismischer Signale und der Kontinuität der Reflexionshorizonte erreicht werden kann, zeigt das Beispiel der Linie

3842. Zu diesem Zwecke wurden die pre-stack tiefenmigrierten Daten in den Zeitbereich rücktransformiert, damit sie direkt mit den pre-stack zeitmigrierten Daten verglichen werden können.

Die folgende Abbildung zeigt diesen Vergleich:

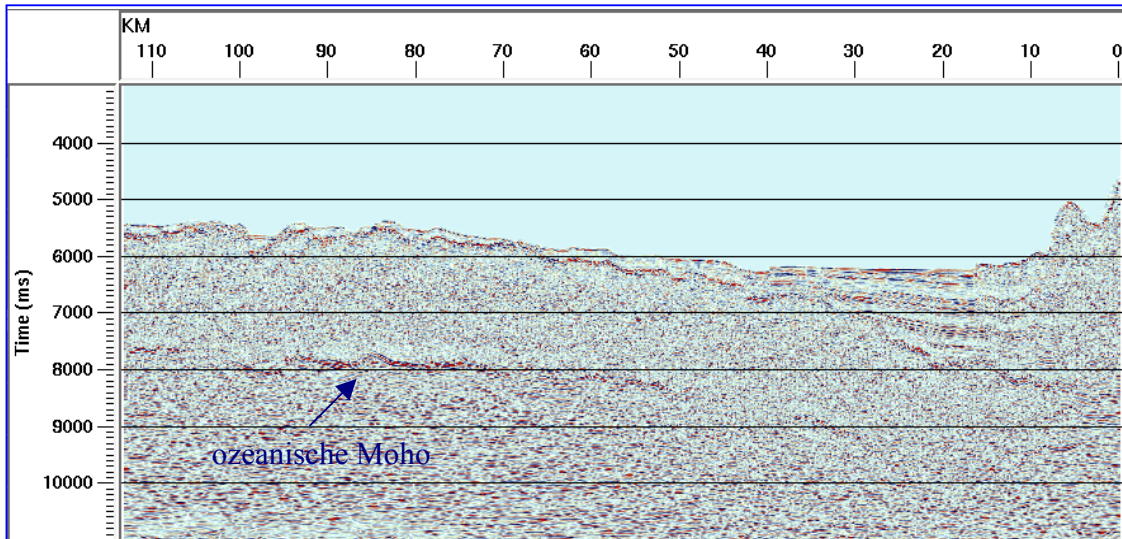


Abb. 4-5: Linie 3842 Pre-stack Zeitmigration (Ausschnitt)

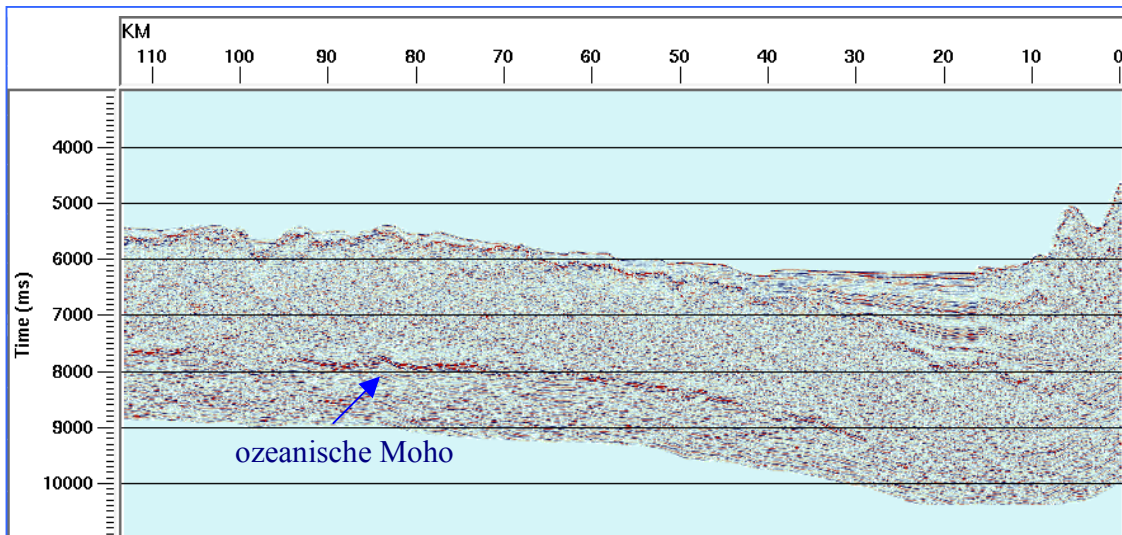


Abb. 4-6: Linie 3842 Pre-stack Tiefenmigration (Tiefen/Zeit-transformiert, Ausschnitt)

4.2 Geometrie des Peru-Chile-Grabens

Eine markante Struktur in den seismischen Sektionen stellt der durch die Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte entstandene Peru-Chile-Graben dar, der im Untersuchungsgebiet mit teils tektonisch gestörten Sedimenten gefüllt ist. Die geometrische Form des Grabens auf den ausgewählten Linien, die durch die Oberfläche der Nazca-Platte, durch den Meeresboden im Grabenbereich und durch den Schelfabhang mit den akkretierten Sedimenten gebildet wird, variiert über eine Strecke von ca. 200 km, die von den drei Profilen erfasst wird.

Bei der Bestimmung der Form des Grabens muss dessen westliche und östliche Begrenzung definiert werden. Den westlichen Rand bildet dabei die Linie, ab der die terrigenen Sedimente die pelagischen Sedimente überlagern. Die Definition des östlichen Randes ist nicht so eindeutig festzulegen. Als Grenze wird der Beginn des Akkretionsprismas angenommen, wie es in der Arbeit von Diaz-Naveas (Diaz-Naveas, 1999) beschrieben worden ist.

Die Unterscheidung zwischen pelagischen und terrigenen Sedimenten ist dank der Parasound-Messungen, die als Teil des SPOC Projektes durchgeführt worden sind, relativ leicht. Das Parasound System von Krupp-Atlas (Bremen) arbeitet als Echolot im Bereich zwischen 18 und 22 kHz und dient sowohl der Tiefenbestimmung des Meeresbodens, als auch der Abbildung der oberen geologischen Schichten mit einer Eindringtiefe von 100-200 m (Reichert et al., (1), 2002).

Abb. 4-7 (nächste Seite) zeigt das unterschiedliche Reflexionsverhalten der pelagischen und der terrigenen Sedimente. Auf Grund der entlang der 2D Profile gemessenen Parasound-Daten war es möglich, die beiden Sedimentbereiche zu separieren. Die so gewonnenen Grenzpunkte wurden zwischen den Profillinien linear interpoliert, wodurch die in Abb. 4-7 dargestellte Grenzlinie entstand (Völker, 2003, persönliche Mitteilung). In Abb. 4-8 bis 4-10 sind die separierten trench-Sedimente dargestellt. Deutlich sind die Unterschiede der geometrischen Parameter wie trench-Breite, Sedimentmächtigkeit und Neigung der ozeanischen Platte zu sehen. Ferner zeigen die Abbildungen die nach Norden zunehmende Wassertiefe. Während die Oberkante der ozeanische Kruste im Bereich des Profils 046 relativ glatt ist, zeigt das Profil 3842 und insbesondere das Profil 022 starke Undulationen und Störungen mit Sprunghöhen bis zu 500 m.

Als Grundlage für die Bestimmung der geometrischen Parameter dienten die pre-stack tiefenmigrierten Sektionen der drei Profillinien.

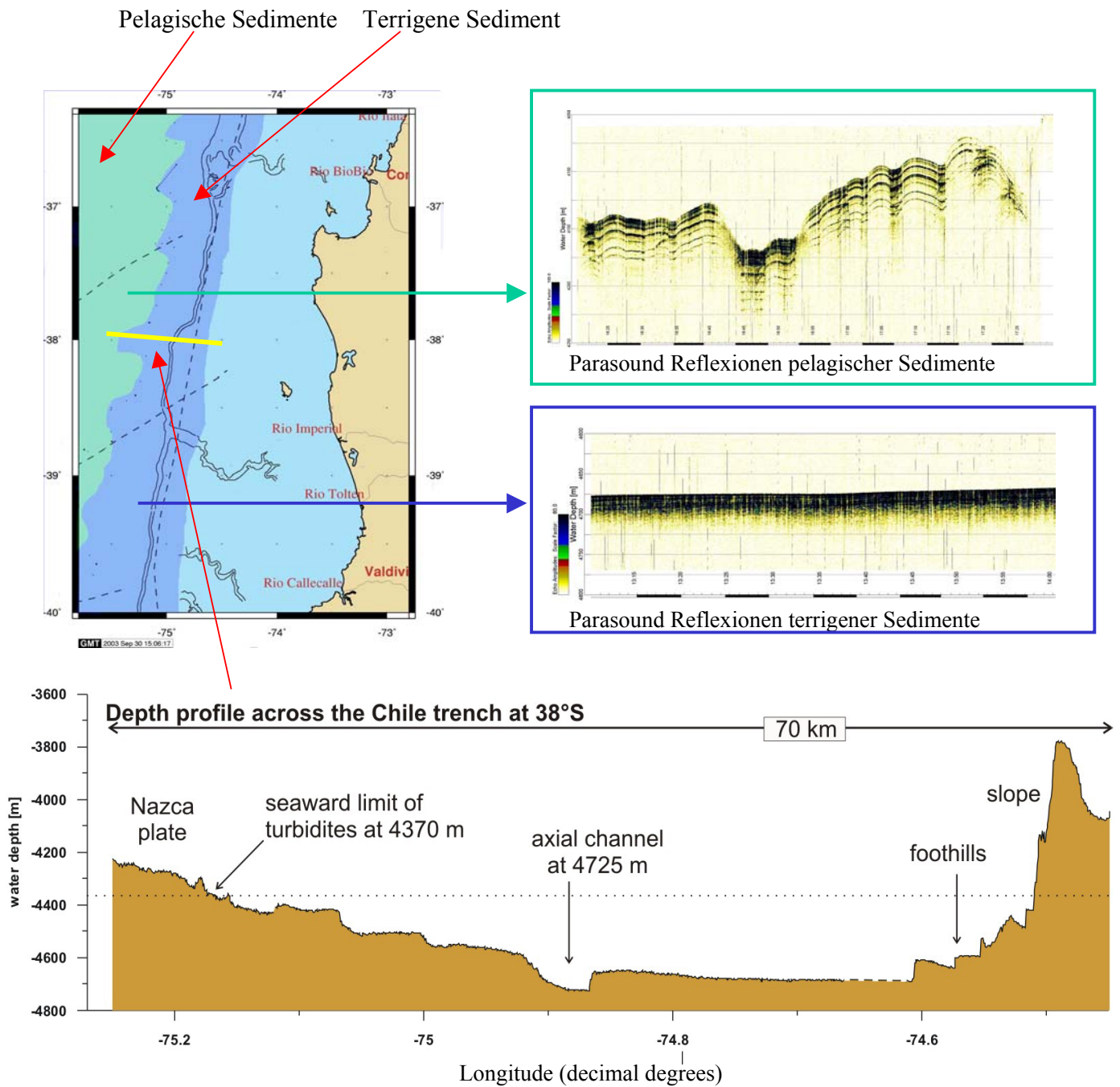


Abb. 4-7: Pelagische und terrigene Sedimente

(D. Völker, 2003, persönliche Mitteilung, modifiziert)

Die Abbildung zeigt das unterschiedliche Reflexionsverhalten pelagischer und terrigener Sedimente auf Parasound-Signale (oben rechts). In einem Lageplan sind die Bereiche der beiden Sedimentarten sowie die Lage des Tiefenprofils dargestellt (oben links). Das Tiefenprofil (unten) verläuft entlang der Linie 3842.

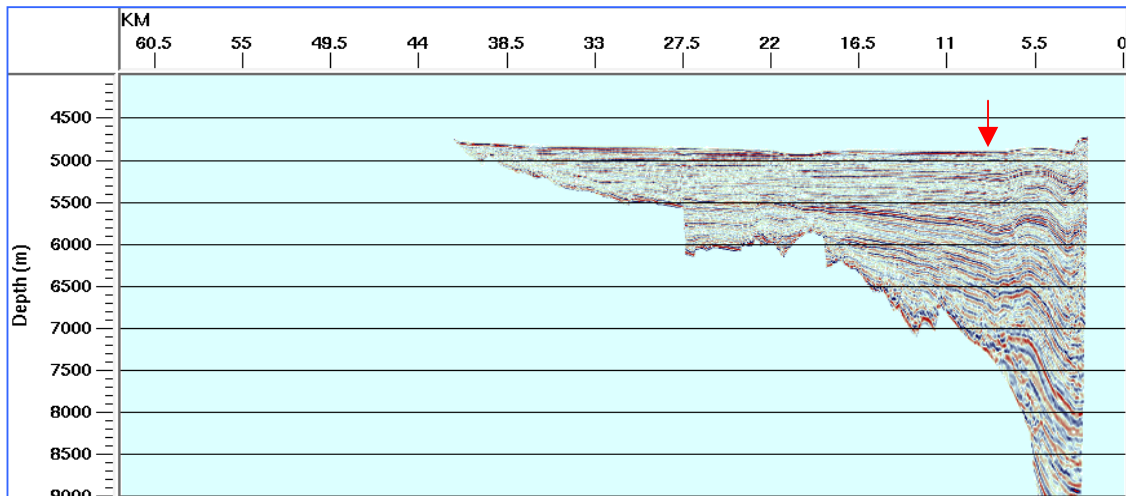


Abb. 4-8: Linie 022 trench Sedimente

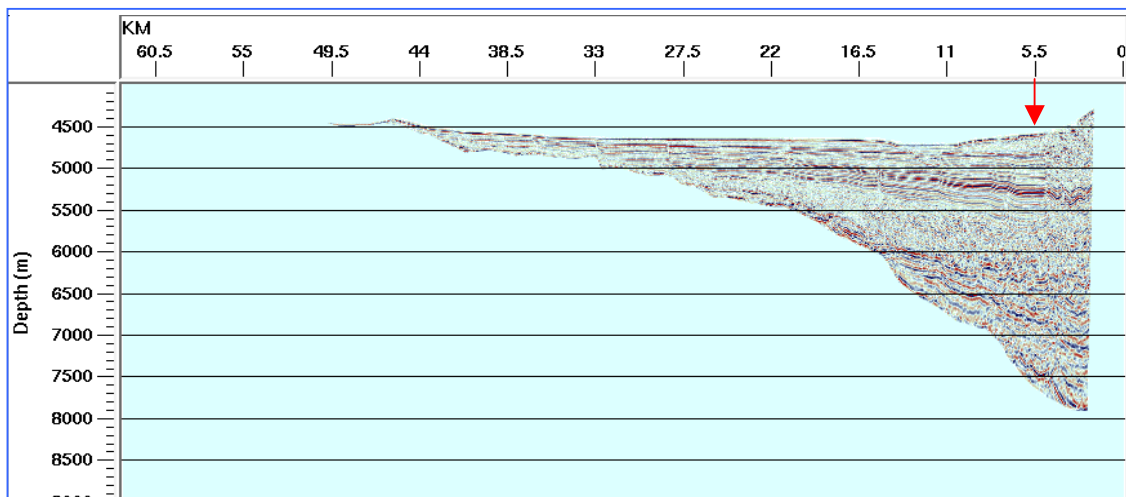


Abb. 4-9: Linie 046 trench Sedimente

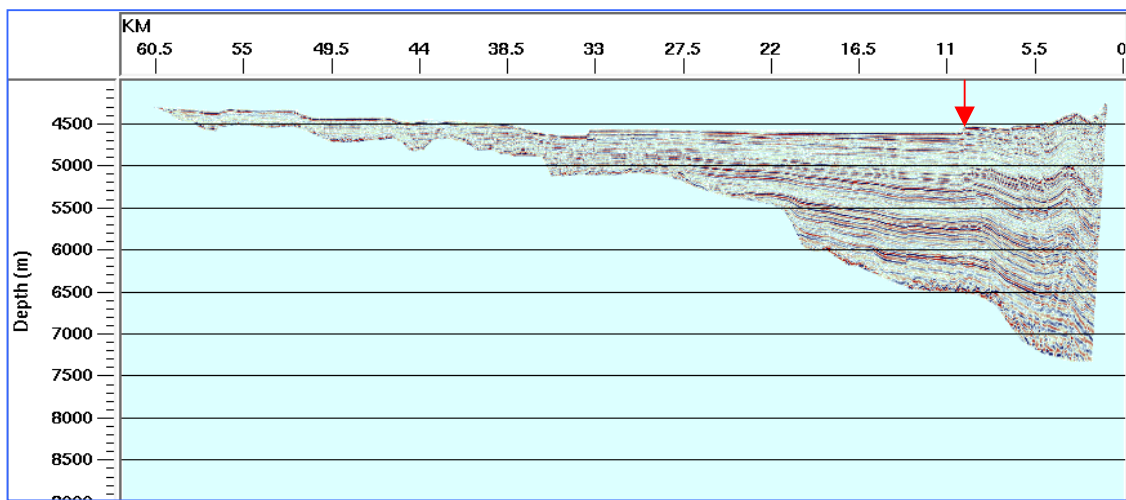


Abb. 4-10: Linie 3842 trench Sedimente

Die roten Pfeile in Abb. 4-8 bis 4-10 kennzeichnen die Stelle in den Profilen, an denen die Mächtigkeit der Sedimente gemessen wurde. Diese Stellen liegen vor der jeweiligen Kompressionszone, um die Messergebnisse nicht durch die Deformation der Schichten, die durch den Subduktionsvorgang verursacht wird, zu verfälschen.

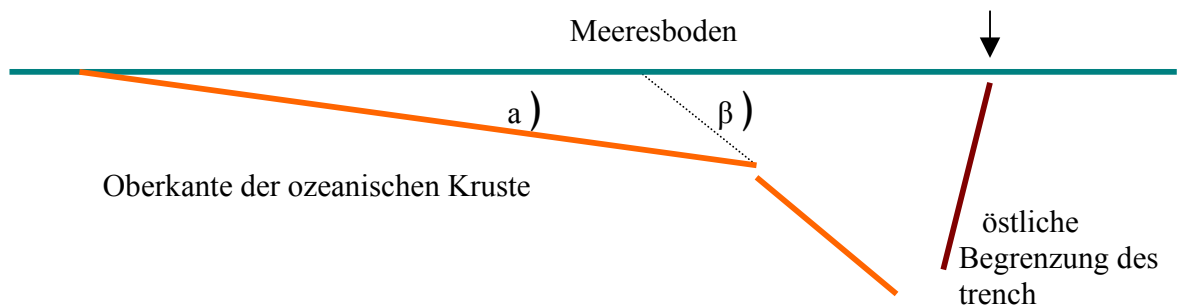


Abb. 4-11: Schematische Darstellung des trench

Bei der Berechnung der Winkel α und β und der Querschnittsfläche der Sedimentfüllung im Peru-Chile-Graben wurden die Begrenzungslinien wie Meeresboden, Oberkante der ozeanischen Kruste und der östliche Rand durch Geraden genähert. Durch die Festlegung dieser Geraden, die visuell erfolgte, wird das Ergebnis erheblich beeinflusst. Deshalb können die angegebenen Werte nur als Richtgrößen angesehen werden.

Im Einzelnen wurden folgende Werte ermittelt:

Profil	CMP (westlich)	CMP (östlich)	Breite (m)	Wassertiefe (m)	Sedimente (m)	Fläche (km ²)	Winkel α	Winkel β
022	20815	17780	37925	4900	2110	40	2° 32′	7° 30′
046	12040	15780	46750	4690	3000	50	2° 30′	8° 20′
3842	20760	16150	57625	4620	1780	60	0° 55′	5° 10′

Tabelle 4-1: Geometrische Parameter des Peru-Chile-Grabens auf ausgewählten Profilen

Die Sedimente im trench werden von einem Axialkanal durchzogen, der durch Erosion der Turbiditströme entstanden ist und dessen Verlauf von der Querneigung des Meeresbodens und den Schuttfächern im Bereich der Canyon-Mündungen sowie durch tektonische Verwerfungen beeinflusst wird. Der Axialkanal ist sehr unterschiedlich

ausgeprägt und zum Teil mit jüngeren Sedimenten gefüllt. Die Form des Axialkanals wird durch die unten aufgelisteten Parameter beschrieben:

Profil	Breite (m)	Tiefe (m)	Sedimentfüllung
022	2810	70	nein
046	3750	330	ja
3842	5000	100	nein

Tabelle 4-2: Geometrische Parameter des Axialkanals auf ausgewählten Profilen

4.3 Haftreibung zwischen Sedimenten und ozeanischer Kruste

Die ozeanische Kruste ist in dem untersuchten Gebiet von einer dünnen Schicht pelagischer und hemipelagischer Sedimente bedeckt, die die Mächtigkeit von 150 m nicht überschreitet. Im trench werden diese von terrigenen Sedimenten bedeckt, die in Form von Turbiditen transportiert und abgelagert worden sind. Da die Nazca-Platte mit ca. 65 mm/a (Khazaradze et al., 2003) unter die Südamerikanische Platte geschoben wird, stellt sich die Frage, wie sich die terrigenen Sedimente bei dieser Bewegung verhalten. Da der Schelfabhang ein natürliches Widerlager darstellt, entsteht eine Front, an der die Sedimentschichten im trench auf Grund der Konvergenzbewegung deformiert werden. Dennoch ist nicht a priori klar, ob die Reibung zwischen ozeanischer Kruste bzw. pelagischen und terrigenen Sedimenten so groß ist, dass die Sedimente hinsichtlich der Konvergenzrichtung und –geschwindigkeit die gleiche Bewegung ausführen wie die ozeanische Kruste. Deshalb stellt sich die Frage, ob es eine Relativbewegung zwischen der ozeanischen Platte und den terrigenen Sedimenten gibt.

Um diese Frage zu beantworten, wurde folgender Versuch unternommen. Sowohl die ozeanische Kruste, als auch die trench-Sedimente zeigen eine Vielzahl von Störungen, wie im vorherigen Abschnitt dargelegt worden ist. Selektiert man die Störungen der ozeanischen Kruste, die sich auch in den prätektonischen abgelagerten Sedimenten zeigen, dann kann man aus dem Vorhandensein von lateralen Versätzen dieser Störungen auf eine Relativbewegung zwischen Kruste und Sedimenten schließen. Falls ein derartiger Versatz nicht gefunden wird, ist das ein starkes Indiz dafür, dass die trench-Sedimente auf Grund der großen Reibung die gleiche Bewegung ausführen wie die Kruste, sofern nicht alle Störungen jungen Datums sind und post-sedimentär angelegt worden sind.

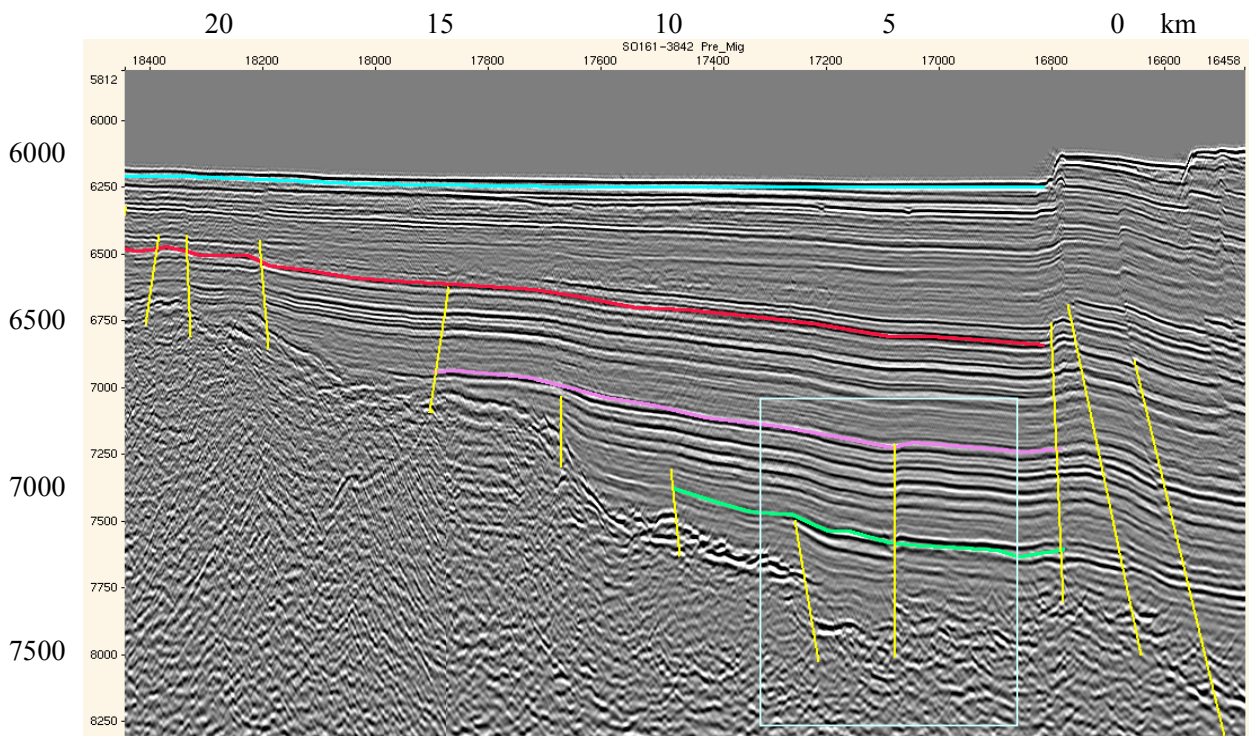


Abb. 4-12: Haftreibung zwischen Nazca-Platte und trench-Sedimenten

Vertikale Achse: TWT-Laufzeit in ms, horizontale Achse: Entfernung in km

Das markierte Feld schließt eine fast vertikale Störung ein, die im folgenden Beispiel untersucht wurde.

Wie Abb. 4-12 zeigt, weisen die Störungen, die bis in die ozeanische Kruste reichen, in den terrigenen Sedimenten keinen seitlichen Versatz auf, was darauf schließen lässt, dass die Sedimente die Bewegung der Nazca-Platte in vollem Umfang mitmachen. Das Ergebnis, das auf dem Profil 3842 gefunden wurde, konnte auf den beiden anderen Profilen verifiziert werden.

Um diesen Sachverhalt zu untermauern und den Nachweis zu führen, dass Relativbewegungen zwischen der Nazca-Platte und den terrigenen Sedimenten am Störungsmuster erkennbar sein würden, wenn der Versatz groß genug, aber immer noch klein gegenüber der Gesamtverschiebung von 30-40 km, ist, wurde eine horizontale Verschiebung der Sedimente um 1 km simuliert. Das Ergebnis ist in Abb. 4-13 (nächste Seite) dargestellt.

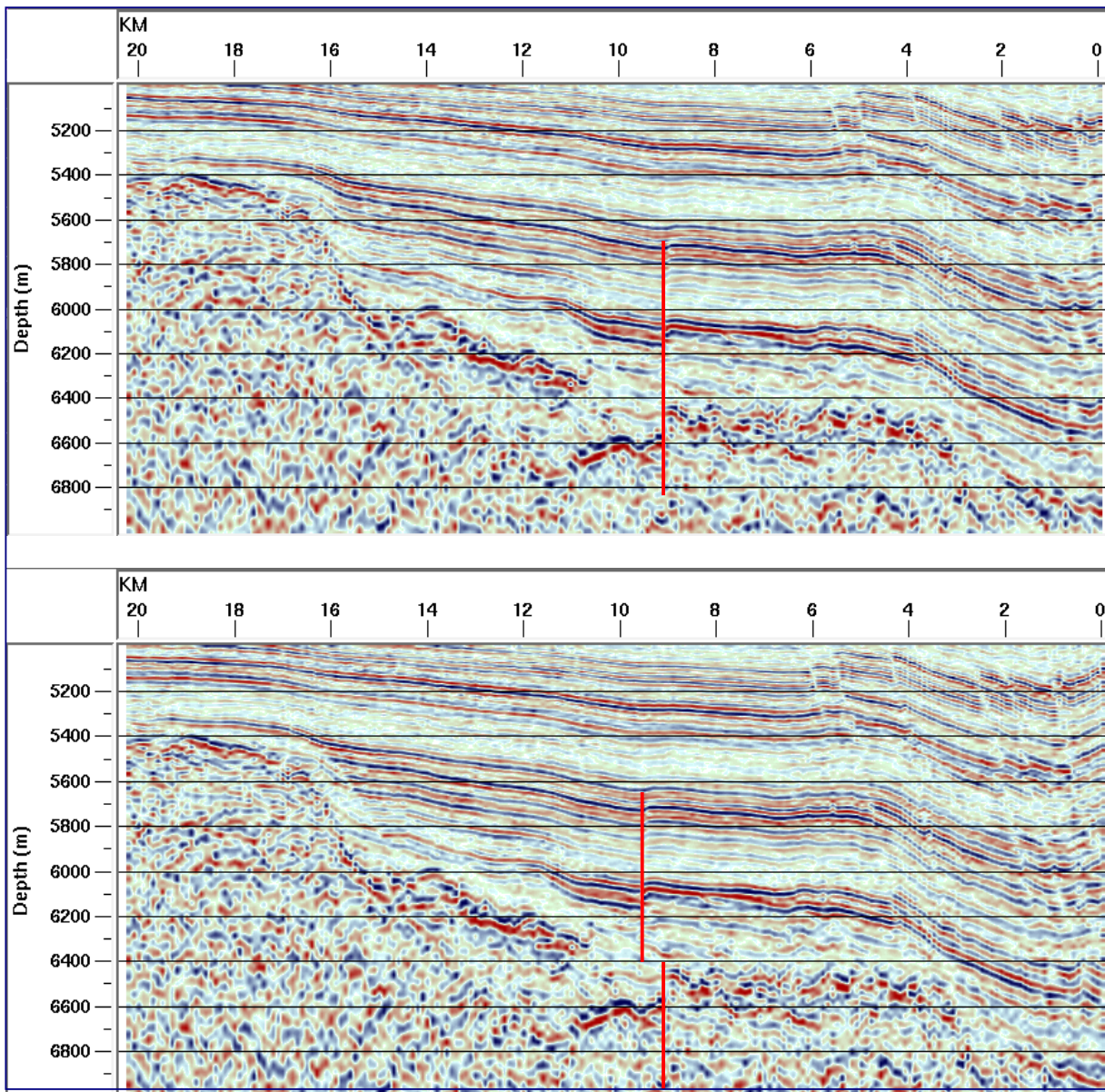


Abb. 4-13: Simulierter Shift zwischen der Nazca-Platte und den trench-Sedimenten
 Die Darstellung zeigt einen Ausschnitt aus dem Profile 3842 mit einer fast senkrecht einfallenden Störung (o.). Eine Verschiebung der Sedimente nach Westen um 1000 m gegenüber der ozeanischen Kruste wurde simuliert (u.).

Hätte diese Verschiebung tatsächlich stattgefunden, dann könnte man dies an Hand des Störungsmusters nachprüfen. Die Störung selbst kann nicht rezent entstanden sein, wie man aus den darüber liegenden post-tektonischen Sedimenten ersehen kann.