

**G E O F O R S C H U N G S Z E N T R U M P O T S D A M**

STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Hildegard Gödde

# **Die Krustenstrukturen am konvergenten Plattenrand Costa Ricas**

Refraktionsseismische Messungen  
und ihre geologisch-geodynamische  
Interpretation

---

Scientific Technical Report STR99/17

## **Impressum**

GeoForschungsZentrum Potsdam  
Telegrafenberg  
D-14473 Potsdam

e-mail: [postmaster@gfz-potsdam.de](mailto:postmaster@gfz-potsdam.de)  
www: <http://www.gfz-potsdam.de>

Gedruckt in Potsdam  
September 1999

Hildegard Gösde

# Die Krustenstrukturen am konvergenten Plattenrand Costa Ricas

Refraktionsseismische Messungen  
und ihre geologisch-geodynamische  
Interpretation

---

Dissertation  
zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften in der  
Wissenschaftsdisziplin Geologie/Geophysik  
des Fachbereiches Geowissenschaften an der  
Universität Potsdam



Invent. 99.0000557

Scientific Technical Report STR99/17





# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Geowissenschaftliche Studien in Mittelamerika</b>	<b>4</b>
2.1	Geologie und Tektonik von Mittelamerika . . . . .	4
2.1.1	Die Karibische Platte . . . . .	4
2.1.2	Die Cocos-Platte . . . . .	9
	Die Geometrie der Cocos-Platte . . . . .	10
2.1.3	Der Plattenrand und die Subduktionszone . . . . .	12
2.2	Geologie und Tektonik in Costa Rica . . . . .	13
2.2.1	Die Struktur und Geologie der Halbinsel Nicoya . . . . .	15
2.2.2	Tektonische Strukturen in Costa Rica . . . . .	18
2.3	Seismizität in Costa Rica . . . . .	20
<b>3</b>	<b>Die Experimente TICOSECT und COTCOR</b>	<b>22</b>
3.1	Das Onshore/Offshore-Experiment TICOSECT . . . . .	22
3.2	Das Landexperiment COTCOR . . . . .	24
3.3	Die Datenbearbeitung . . . . .	25
3.3.1	Das Pre-Processing der Onshore/Offshore-Daten . . . . .	26
3.3.2	Das Pre-Processing der Landdaten . . . . .	29
<b>4</b>	<b>Die Modellierung seismischer Geschwindigkeiten</b>	<b>31</b>
4.1	Die Laufzeitbestimmung . . . . .	31
4.2	Laufzeitmodellierungen mit Ray Tracing . . . . .	32
4.3	Amplitudenmodellierung mit Finiten Differenzen . . . . .	35
4.4	Die Interpretation der Daten . . . . .	36
4.4.1	Aufbau und Modellierung des Geschwindigkeit-Tiefen-Profiles . . . . .	36
4.4.2	Beispielsektionen des Onshore/Offshore-Experimentes . . . . .	38
4.4.3	Beispielsektionen des Landexperimentes . . . . .	47

4.5	Das seismische Geschwindigkeitsmodell . . . . .	51
4.5.1	Die Cocos-Platte im Modell . . . . .	51
4.5.2	Die Karibische Platte im Modell . . . . .	53
<b>5</b>	<b>Die Validierung des Modells</b>	<b>56</b>
5.1	Reflexionsseismische Auswertung . . . . .	56
5.2	ODP-Bohrung Leg 170 . . . . .	61
5.3	Gravimetrische Auswertung . . . . .	63
5.3.1	Berechnung des Dichtemodells . . . . .	64
5.3.2	Gravimetrische Interpretation . . . . .	65
5.4	Seismologische Auswertung . . . . .	67
5.5	Zusammenfassung . . . . .	71
<b>6</b>	<b>Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>73</b>
6.1	Die Subduktion der Cocos-Platte . . . . .	73
6.2	Die geodynamische Entwicklung der Halbinsel Nicoya . . . . .	77
6.3	Der Krustentypus im Norden Costa Ricas . . . . .	81
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>84</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>88</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>89</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>95</b>
	<b>Anhang: Datenbeispiele</b>	<b>A-1</b>

## Einleitung

Die zentralamerikanisch–karibische Region ist aufgrund ihrer geologischen und tektonischen Komplexität seit über 200 Jahren das Objekt intensiver geowissenschaftlicher Studien. Während im späten 18. Jahrhundert die Schwerpunkte auf der Erkundung und Beschreibung der „Neuen Welt“ lagen, waren die Studien des 19. Jahrhunderts auf die regionale Geologie konzentriert. Mit Beginn des 20. Jahrhunderts änderte sich der Charakter der Untersuchungen: Während sie in ihrer Intention zunächst auf die Exploration von Bodenschätzen gerichtet waren, wurden die Studien später zunehmend von der Erprobung neuer geophysikalischer Methoden und der Überprüfung geologischer Konzepte geleitet [Draper & Dengo 1990]. Die Ära der modernen Geoforschung im zentralamerikanisch–karibischen Raum setzte gegen Ende der sechziger Jahre mit den ersten Tiefseebohrungen ein — ein Zeitpunkt, zu dem auch die heutigen Vorstellungen zur Kontinentalbewegung und Plattentektonik etabliert wurden. Seitdem wurden mit rasch wachsender Datenbasis, weiterentwickelter Technik und erweitertem Kenntnisstand eine Vielzahl von Hypothesen zum geologisch–tektonischen Aufbau sowie zur Entwicklung dieser Region erarbeitet [Dengo & Case 1990, Seyfried & Hellmann 1994, Mann 1995].

Mittelamerika und der karibische Raum bilden ein Segment des zirkumpazifischen „Ring of Fire“, ein den pazifischen Ozean umspannendes System aus vulkanisch und seismisch aktiven Zonen, die eine Folge des Abtauchens (Subduktion) von in der Regel spezifisch dichter ozeanischer Kruste unter weniger dichte kontinentale Kruste sind. Diese geodynamischen Zusammenhänge sind häufig die Ursachen für wiederkehrende Naturkatastrophen wie große Erdbeben und Vulkanausbrüche. Um den Subduktionsprozeß und seine Auswirkungen in einem betroffenen Gebiet besser verstehen zu können, müssen zunächst dessen individuelle Strukturen erfaßt und in den entwicklungsgeschichtlichen Zusammenhang gebracht werden. Erst nach der Analyse der regionalspezifischen Charakteristika kann der Schritt zu den allgemeinen Eigenschaften von Subduktionszonen erfolgen.

Die Subduktionszone Costa Ricas ist das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit. Costa Rica liegt im südlichen Abschnitt der mittelamerikanischen Landbrücke zwischen Nicaragua und Panamá und gehört damit zum ostpazifischen System der aktiven Plattenränder (Abb. 1.1). Hier taucht die ozeanische Cocos–Platte unter die komplex aus ozeanischer und kontinentaler Kruste zusammengesetzte Karibische Platte ab. Von den im Untersuchungsgebiet auftretenden regionalspezifischen Phänomenen wird in dieser Arbeit auf zwei Aspekte besonderes Gewicht gelegt:

- Die pazifische Küste Costa Ricas wird von tektonisch gehobenen Halbinseln ozeanischen Ursprungs geprägt.
- Costa Rica liegt in unmittelbarer Nähe zu kontinentaler Kruste im Norden (Nicaragua) und ozeanischer Kruste im Süden (Panamá), wobei die Frage des costaricanischen Krustentyps bislang ungeklärt ist.

Es ist ein Ziel dieser Arbeit, die Subduktionszone in Costa Rica mit ihren Strukturen abzubilden, die zugrundeliegenden dynamischen Prozesse aufzudecken und Aussagen über

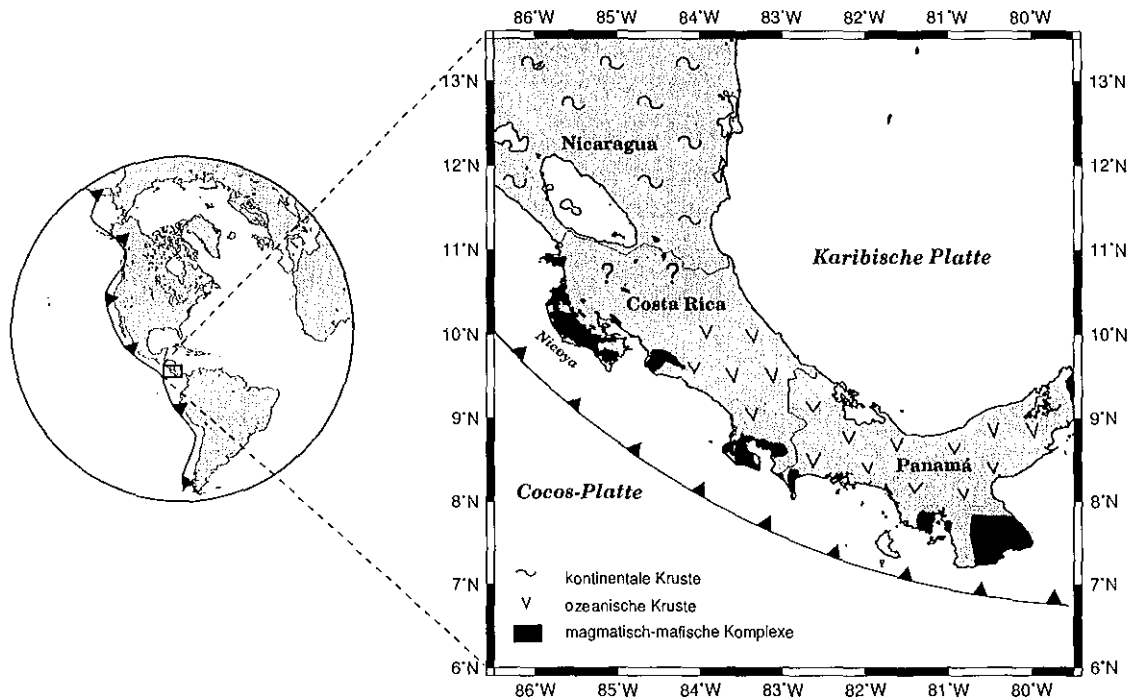


Abbildung 1.1: Die Subduktionszone von Costa Rica als Segment des ostpazifischen Systems aktiver Plattenränder. In Costa Rica und Panamá wird der pazifische Plattenrand der Karibischen Platte von mafisch-magmatischen Komplexen und dem Übergang von kontinentaler und ozeanischer Kruste geprägt.

die Auswirkungen des Subduktionsprozesses auf den Randbereich der Karibischen Platte zu treffen. Dies ist eng mit der Frage nach der Natur der westcostaricanischen Halbinseln verknüpft, die sich durch ihren Aufbau aus mafisch-magmatischen Komplexen von der übrigen Landbrücke unterscheiden. Es gilt herauszufinden, ob und inwieweit es einen Zusammenhang zwischen den Komplexen und dem kristallinen Sockel der Landbrücke gibt und somit Vorstellungen über die geodynamische Entwicklung an diesem aktiven Plattenrand zu entwickeln. Durch die Abbildung der Tiefenstrukturen des kristallinen Sockels sollen Hinweise über den Krustentypus in Costa Rica gefunden und ein geodynamisches Entwicklungsmodell abgeleitet werden.

Umfangreiche refraktionsseismische Experimente, bei denen Onshore/Offshore- und landseismische Messungen kombiniert wurden, liefern eine große Datenbasis, die die Modellierung der Strukturen des Subduktionssystems ermöglicht. Die Messungen wurden entlang eines Profils durchgeführt, das von der ozeanischen Cocos-Platte bis in das vulkanische Hinterland reicht und somit einen Querschnitt durch die charakteristischen Strukturen einer Subduktionszone bietet. Im Küstenbereich erfaßt das seismische Profil den mafisch-magmatischen Block der Halbinsel *Nicoya* (Abb. 1.1).

Zusammen mit geologisch-tektonischen Befunden sowie weiteren geophysikalischen Studien in diesem Gebiet (Reflexionsseismik, Bohrlochgeophysik, Gravimetrie, Seismologie) werden die modellierten Krustenstrukturen im Norden Costa Ricas geologisch-geodynamisch interpretiert.

## Aufbau der Arbeit

In Kapitel 2 wird zunächst ein allgemeiner Überblick über die Geologie und Tektonik Mittelamerikas gegeben. Hierbei wird nach einer kurzen Einführung in die großtektonische Situation der Schwerpunkt auf die Darstellung der geowissenschaftlichen Studien und ihrer Ergebnisse im Untersuchungsgebiet von Costa Rica gelegt. Da die geologischen und geophysikalischen Untersuchungen ineinandergreifen, werden ihre Resultate in dieser Arbeit gemeinsam zur Charakterisierung des Gebietes verwendet und beschrieben.

Auf die geowissenschaftliche Vorstellung des Untersuchungsgebietes folgt Kapitel 3, das den Aufbau und die Durchführung der weitwinkelseismischen Messungen im Norden Costas Ricas beschreibt und einen Überblick über die Aufbereitung (Pre-processing) der gewonnenen Daten gibt. Diese stammen sowohl aus Onshore/Offshore-Messungen als auch aus reinen Landexperimenten. Beide Meßexperimente werden kurz gesondert dargestellt.

Aus den aufbereiteten Daten wird mit Hilfe von Laufzeit- und Amplitudenmodellierung ein zweidimensionales Geschwindigkeitsmodell entlang des seismischen Profils erarbeitet (Kapitel 4). Die verwendeten Methoden des *Ray Tracing* zur Laufzeitmodellierung und der Methode der *Finiten Differenzen* zur Amplitudenmodellierung werden in den Abschnitten 4.2 und 4.3 beschrieben. Der darauffolgende Abschnitt 4.4 erläutert die Vorgehensweise beim Aufbau des Modells und beschreibt die Daten zusammen mit den Modellierungsergebnissen. Anschließend wird in Abschnitt 4.5 das resultierende Geschwindigkeits-Tiefenmodell vorgestellt.

In Kapitel 5 werden die Ergebnisse weiterer geophysikalischer Studien im Untersuchungsgebiet mit dem erarbeiteten Geschwindigkeitsmodell verglichen. Für diese Validierung stehen reflexionsseismische, gravimetrische und seismologische Daten zur Verfügung. Ferner werden die Ergebnisse einer ODP-Bohrung genutzt.

Das erarbeitete Krustenmodell wird zusammen mit den aus Kapitel 5 gewonnenen Ergebnissen in Kapitel 6 diskutiert und ein geodynamisches Modell für den Plattenrand von Costa Rica vorgestellt; abschließend werden in Kapitel 7 die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefaßt.

# Überblick über die geowissenschaftlichen Studien in Mittelamerika und Costa Rica

Das Untersuchungsgebiet der durchgeführten seismischen Experimente liegt im mittelamerikanisch-karibischen Raum in Costa Rica. Bei dem in diesem Kapitel gegebenen Überblick über die großräumige geologisch-tektonische Situation ist der Fokus auf die Region des Untersuchungsgebietes gerichtet.

## 2.1 Geologie und Tektonik von Mittelamerika

Mit *Mittelamerika* im physisch-geographischen Sinne wird die Festlandbrücke bezeichnet, die Nord- und Südamerika miteinander verbindet. Sie beginnt im NW an der Landenge von *Tehuantepec* im südöstlichen Mexiko, umfaßt die Staaten Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica und Panamá und reicht bis nach Westkolumbien. Großtektonisch ist das so begrenzte Mittelamerika der westliche Rand der Karibischen Platte. Diese bildet das Zentrum des Plattenmosaiks im amerikanisch-karibischen Raum, das sich außer der Karibischen Platte aus der Nordamerikanischen Platte im Nordosten, den westlich und südwestlich angrenzenden Cocos- und Nazca-Platten sowie der süd-südöstlich gelegenen Südamerikanischen Platte zusammensetzt (Abb. 2.1).

### 2.1.1 Die Karibische Platte

Die Karibische Platte bewegt sich wie die beiden amerikanischen Platten westwärts [De Mets 1990]. Da diese Bewegungen jedoch mit stark unterschiedlichen Geschwindigkeiten stattfinden, ergibt sich für die Karibische Platte in Bezug auf die angrenzenden Platten eine relative Ostwärtsbewegung, die an der nördlichen Plattengrenze mit sinistralen, im Süden mit dextralen Seitenverschiebungen verbunden ist. Die schnelle Nordostbewegung der sich im Westen anschließenden ozeanischen Cocos-Platte führt zu konvergenten Bewegungen sowohl am westlichen als auch am östlichen Plattenrand der Karibischen Platte. Die Randbereiche der Karibischen Platte zu den Nachbarplatten sind komplexe, tektonisch aktive Zonen mit unterschiedlicher Dynamik. So bilden im Norden am *Middle America Trench* (MAT) beginnende sinistrale Seitenverschiebungen in Süd Mexiko die Plattengrenze zur Nordamerikanischen Platte. In ostwärtiger Verlängerung führt die Plattengrenze über den *Cayman-Trog* bis zum *Puerto Rico Trench* bei den Kleinen Antillen. Dort dominiert die konvergente Bewegung der beiden Platten, so daß hier die Nordamerikanische Platte unter die Karibische abtaucht. Im Süden verursacht die relative Ostwärtsbewegung der Karibischen Platte und die absolute Bewegungsrichtung der Nazca-Platte nach ENE eine Zone zwischen Trinidad und Panamá mit dextralen Seitenverschiebungen und Konvergenzbewegungen, entlang derer ein breiter Bereich aus tektonisierter ozeanischer Kruste entstanden ist. Im Westen bildet die Subduktionszone des MAT die Plattengrenze, an der die Cocos-Platte unter die Karibische Platte abtaucht [Ladd et al. 1990, Mann et al. 1990].

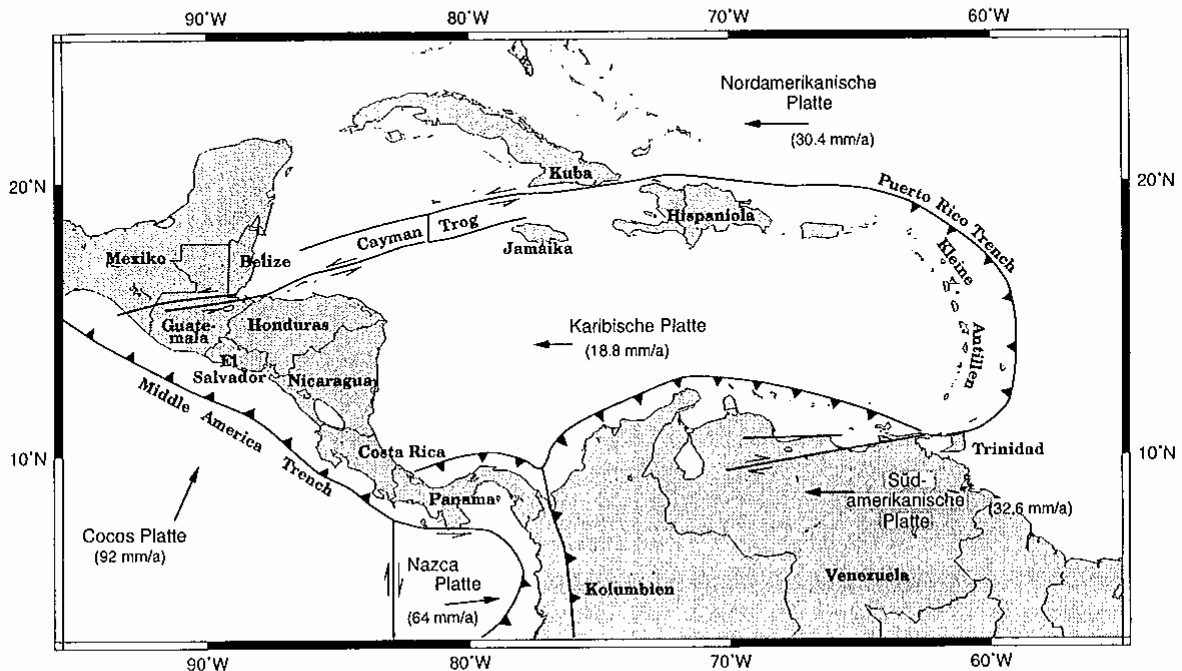


Abbildung 2.1: Die Lage und Begrenzungen der Karibischen Platte innerhalb des amerikanisch-karibischen Plattenmosaiks nach Case et al. [1990].

Die Karibische Platte ist komplex aufgebaut und setzt sich aus unterschiedlichen Krustentypen zusammen (kontinentale und ozeanische Kruste sowie *akkretionäre* [Case et al. 1990] oder *tektonisierte* Kruste [MacDonald 1972] verschiedenen Ursprungs). Die Platte weist im wesentlichen eine Ringstruktur auf, bei der ein zentrales ozeanisches Becken bzw. ein darin gelegener kontinentaler Block von akkretionären/tektonisierten Krustensegmenten umgeben ist. Die verschiedenen Krustentypen im karibischen Raum variieren in ihren Mächtigkeiten zwischen 4 und über 45 km [Case et al. 1990]. In Abbildung 2.2 ist die Verteilung der Krustentypen innerhalb der Karibischen Platte dargestellt. Sie zeigt darüberhinaus die großen geomorphologisch-geologischen Einheiten.

Die mittelamerikanische Landbrücke setzt sich aus strukturell und geologisch unterschiedlichen Blöcken zusammen, die als exotische Terrane von Nordwesten nach Südosten aneinander gefügt sind und damit die beiden amerikanischen Kontinente miteinander verbinden [Dengo 1969, Molnar & Sykes 1969]. Die Terrankette beginnt im Nordwesten mit dem früh-paläozoischen kontinentalen *Maya*-Block, der die Gebiete Südmexiko, Belize und Nordguatemala umfaßt. Seine Herkunft ist unklar; es wird jedoch angenommen, daß sein ursprünglicher Entstehungsort im heutigen Golf von Mexiko [Donnelly et al. 1990] oder im Südwesten Mexikos liegt [Dengo 1985, Pindell & Barrett 1990]. Der *Maya*-Block wird in Guatemala durch die sinistrale *Motagua*-Störung von dem sich südöstlich anschließenden kontinentalen *Chortis*-Block getrennt und markiert damit gleichzeitig die Grenze zwischen der Nordamerikanischen und der Karibischen Platte.

Der *Chortis*-Block reicht von Südguatemala über Honduras, El Salvador und Nicaragua bis nach Costa Rica. Seine südliche Begrenzung ist durch die Bedeckung der kristallinen Kruste mit känozoischen Vulkaniten nicht klar definiert; vielfach wird die nordcostaricanische *Santa Elena*-Störung und das *Hess-Escarpment* in der Karibik als Grenze angesehen

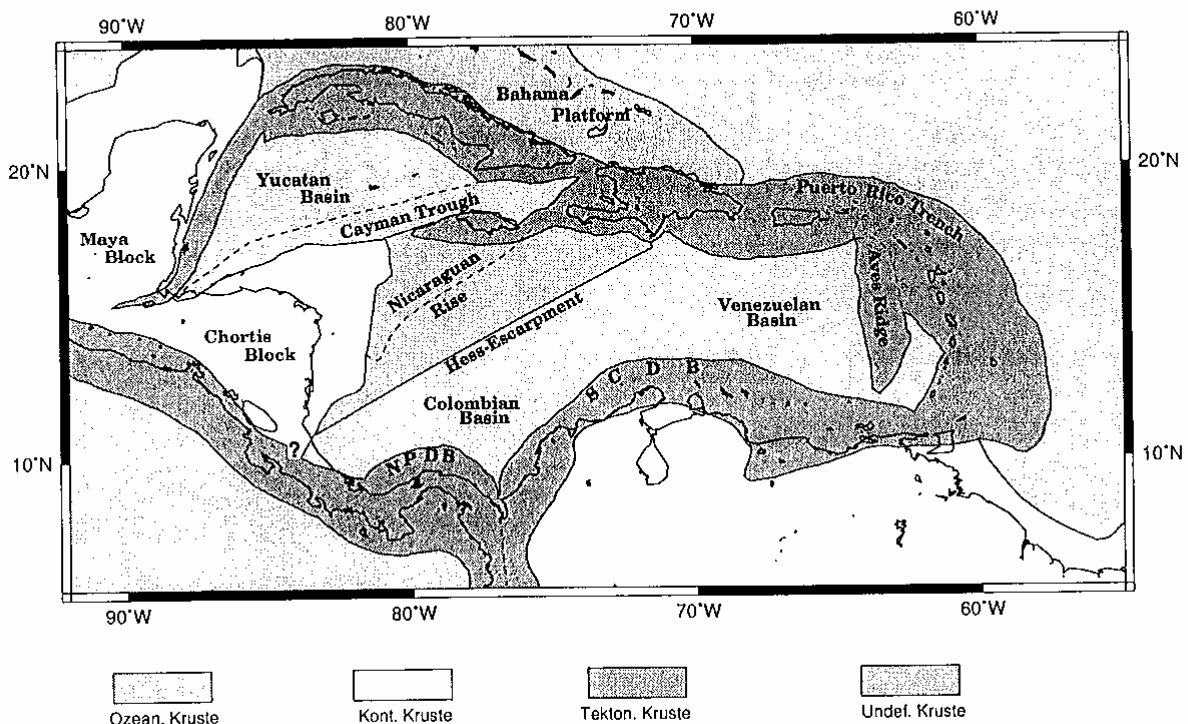


Abbildung 2.2: Der Aufbau der Karibischen Platte mit ozeanischer, kontinentaler und akkretionärer Kruste sowie den großen geomorphologisch-geologischen Einheiten. (NPDB = North Panamá Deformed Belt, SCDB = South Caribbean Deformed Belt. Nach Case et al. [1990]).

[De Boer 1979, Case & Holcombe 1980, Dengo 1985]. Als östliche marine Fortsetzung wird die *Nicaraguan Rise* diskutiert. Für die Herkunft dieses Terrans wird allgemein die pazifische Küste von Mexiko angenommen [Dengo 1985, MacDonald 1990].

Der Sockel des *Chortis*-Blockes besteht überwiegend aus prämesozoischen/mesozoischen Metamorphiten, aber auch aus Segmenten mit mafischen Magmatiten (südliches Nicaragua). Diese interne strukturelle Inhomogenität deutet darauf hin, daß der *Chortis*-Block selbst aus kleineren Krustenfragmenten unterschiedlichen Ursprungs besteht. Die Kollision des *Maya*-Blockes mit dem *Chortis*-Block fand in der späten Kreide bis Anfang Tertiär statt und ist zeitlich durch die anschließend gleichverlaufende Entwicklungsgeschichte auf beiden Terranen belegt [Molnar & Sykes 1969].

Südöstlich des komplex aufgebauten *Chortis*-Blockes schließt sich das südliche Mittelamerika an, das Costa Rica, Panamá und Westkolumbien umfaßt. Während Herkunft, Genese und Untergliederung dieses Krustensegmentes kontrovers diskutiert werden, ist seine Zugehörigkeit zu ozeanischer Lithosphäre unbestritten. Es existieren verschiedene Theorien zur Entstehung dieses ozeanischen Lithosphärensegmentes:

- (a) Herausgehobene und an den *Chortis*-Block akkretierte Kruste, die im Pazifik gebildet und später bei der Subduktion abgeschert wurde (nördlicher Teil bis Zentral-Costa Rica) [z.B. Escalante 1990],
- (b) herausgehobener reifer Inselbogen, der sich aus einem nordwestlichen Teil (Costa Rica und Westpanamá) und einem südöstlichen Teil (Südostpanamá) zusammensetzt



[z.B. Pindell & Barrett 1990, Seyfried et al. 1991],

- (c) herausgehobener westlicher Rand eines ozeanischen Plateaus, das entweder im heutigen karibischen Raum [z.B. Meschede 1998] oder im Pazifik [z.B. Hauff et al. 1997] gebildet wurde.

Auf der karibischen Seite der südlichen Landbrücke zieht sich das sigmoidale Störungssystem und der Überschiebungsgürtel des North Panamá Deformed Belt (NPDB) von Zentral-Costa Rica bis an die karibische Küste von Kolumbien. An dieser Grenze wird ozeanische Kruste der Karibischen Platte unter Panamá subduziert, während auf der pazifischen Seite die konvergente Bewegung am MAT durch eine sinistrale Blattverschiebung übernommen wird [Kellogg & Vega 1995]. Es ist bislang nicht klar, wie weit der NPDB nach Costa Rica reicht und ob er eine Blockgrenze zwischen dem nördlichen Costa Rica und dem südöstlichen Teil der Landbrücke bildet.

### Vulkanismus

Der westliche Rand der Karibischen Platte wird von aktivem quartären Vulkanismus geprägt, der ursächlich mit der Konvergenz zwischen der Cocos-Platte und der Karibischen Platte zusammenhängt. Von Mexiko bis ins nördliche Costa Rica zieht sich eine Kette von 50 nahezu äquidistanten eruptiven Zentren (*CAVA = Central America Volcanic Arc*), die abrupt an beiden Enden unterbrochen wird [Carr & Stoiber 1990]. Für das Ende des Vulkanismus im Norden ist die Plattengrenze der Karibischen Platte verantwortlich, während das Erlöschen im südlichen Costa Rica und Westpanamá (sog. magmatische Lücke) mit der Subduktion und Indentation des Cocos-Rückens und der damit einhergehenden Verflachung der Cocos-Platte erklärt wird [Kolarsky et al. 1995]. Bei den im südlichen Costa Rica und Westpanamá auftretenden Vulkanen handelt es sich um erloschene oligo- bis pliozäne Eruptivzentren; im weiteren südöstlichen Verlauf taucht in der Region des vulkanischen Bogens nur vereinzelt quartärer Vulkanismus auf (Abb. 2.3).

Die heutige vulkanische Achse entlang der mittelamerikanischen Landbrücke ist mit der tertiären Achse nahezu identisch. Sie verläuft parallel zum *Middle America Trench* mit einem mittleren Abstand von etwa 200 km. Eine Ausnahme bildet das Segment in Nicaragua; hier ist der heutige vulkanische Bogen zum MAT hin versetzt [Lecman 1995]. Im Norden Costas Ricas differiert die quartäre Achse von der tertiären vermutlich um maximal 30 km. Kussmaul et al. [1994] nehmen an, daß der vulkanische Bogen um diesen Betrag nordostwärts gewandert ist. Von El Salvador bis Costa Rica begleitet eine vulkanisch-tektonische Depression den Verlauf der Vulkankette (*Median Trough* und *Nicaraguan Depression*), die als quartäre Extensionsstruktur mit jungen Laharen und Vulkanoklastika gefüllt ist [Mann et al. 1990]. Ihr Verlauf in Costa Rica ist bislang nicht eindeutig geklärt.

Die Höhe der Vulkanbauten korrespondiert mit der Krustenmächtigkeit und ihrem Typus: Mächtige kontinentale Kruste ist mit hohen Vulkanen besetzt, während sich auf dünner ozeanischer Kruste niedrige Vulkanbauten entwickelt haben. Die Vulkanhöhen nehmen zwischen Guatemala und Nicaragua mit der kontinentalen Krustenmächtigkeit kontinuierlich ab, steigen jedoch in Costa Rica wieder an. In Panamá erreichen sowohl die Vulkanhöhen als auch die ozeanische Krustenmächtigkeit ihre regionalen Tiefstwerte [Carr & Stoiber 1990].

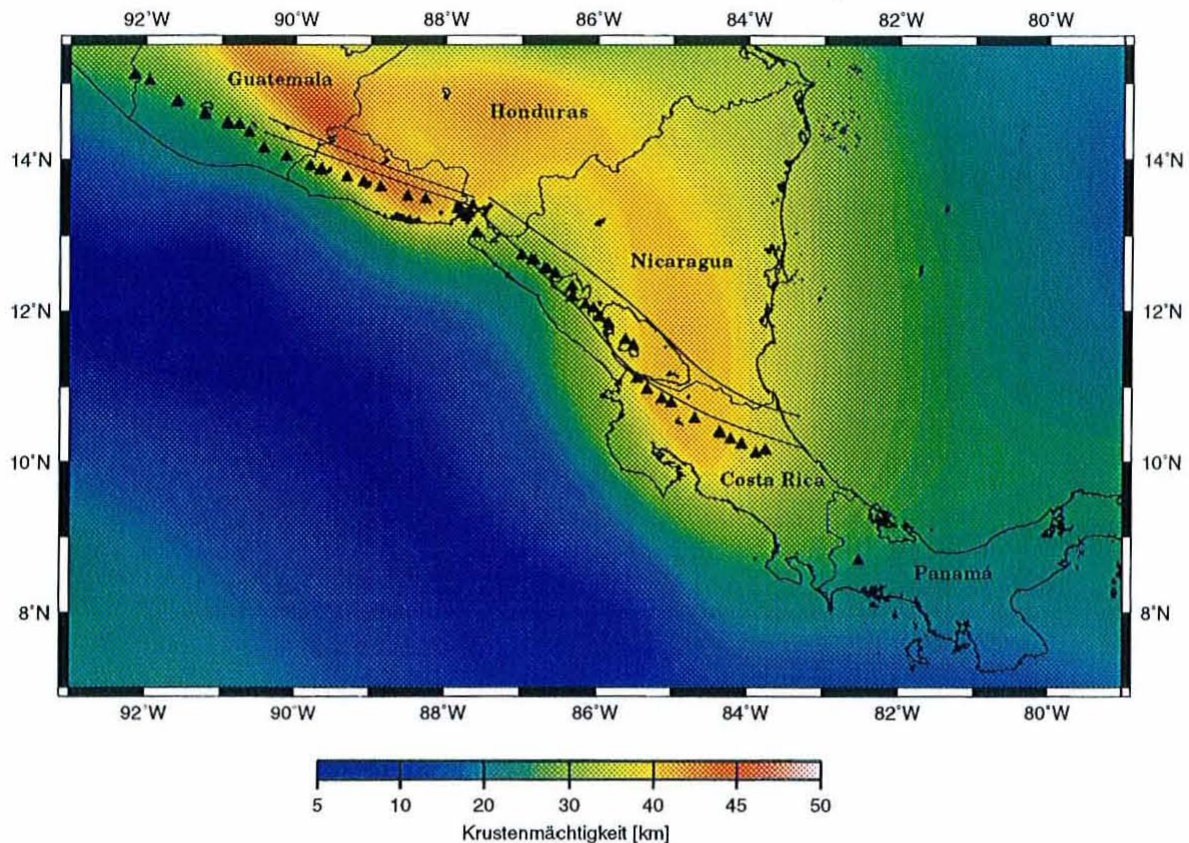


Abbildung 2.3: Der vulkanische Bogen in Mittelamerika. Die vulkanische Front, charakterisiert durch quartäre Eruptivzentren (schwarze Dreiecke), verläuft parallel zum *Middle America Trench* (dunkelblaue Färbung). Die Krustenmächtigkeit (Legende) wurde von Case et al. [1990] aus gravimetrischen und seismischen Daten abgeschätzt. Der vulkanische Bogen wird von einer breiten Extensionsstruktur begleitet.

In der chemischen Zusammensetzung der Magmen drücken sich Charakteristika des Subduktionsprozesses aus. Eine zentrale Stellung als petrogenetischer Indikator nimmt das kosmogene Berylliumisotop  $^{10}\text{Be}$  ein, das durch Adsorption an Partikeln in Sedimenten angereichert wird und nur durch Subduktion von ozeanischer Lithosphäre in den Mantel der Oberplatte transportiert werden kann [Tera et al. 1986]. Dort wird es bei der Schmelzbildung in die aufsteigenden Magmen integriert und kann später in den Eruptiva detektiert werden. Die Konzentration von  $^{10}\text{Be}$  in den vulkanischen Gesteinen ist ein Maß dafür, in welchem Umfang die Tiefseesedimente der subduzierten Platte zur Magmenzusammensetzung beitragen bzw. durch Akkretion oder *underplating* dem Kreislauf verloren gehen [Leeman 1995]. Die gleiche Indikatorfunktion hat das mobile Spurenelement Bor, das überwiegend in alterierter ozeanischer Kruste und ozeanischen Sedimenten, selten dagegen in der unteren Kruste und im Mantel vorkommt [Leeman 1996]. Die Borkonzentration ist damit eng mit derjenigen von  $^{10}\text{Be}$  korreliert. Zur Quantifizierung werden die Verhältnisse der Konzentrationen von  $^{10}\text{Be}$  zu terrestrischem  $^9\text{Be}$  ( $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ) sowie von mobilem Bor zum dazu relativ immobilen Lanthan (B/La) gebildet.

Entlang des mittelamerikanischen vulkanischen Bogens sind folgende Variationen in den  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  und B/La-Verhältnissen zu beobachten [Leeman & Carr 1990]:



1. Geringste Bor-Konzentration (absolut) in Costa Rica und Panamá,
2. kleinstes B/La-Verhältnis in den Laven aus Costa Rica und Panamá gegenüber den übrigen Laven sowie
3. kleinstes  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -Verhältnis in den costaricanischen Laven.

Die petrogenetischen Indikatoren B und  $^{10}\text{Be}$  geben Hinweise, daß bei Guatemala die Sedimente bis in den Mantel subduziert werden, während die Sedimente in Costa Rica den Mantel nicht — oder nur in sehr geringen Mengen — erreichen. Unter Berücksichtigung der Sedimentmächtigkeiten und den variierenden Konvergenzgeschwindigkeiten der Cocos-Platte (siehe Abschn. 2.1.2) werden vor Guatemala etwa  $30 \text{ km}^3/\text{Mio. Jahre}$  pro Kilometer Sediment subduziert, während das subduzierte Sedimentvolumen vor Costa Rica ca.  $22 \text{ km}^3/\text{Mio. Jahre}$  pro Kilometer beträgt [Leeman & Carr 1990].

### 2.1.2 Die Cocos-Platte

Entlang des MAT taucht die ozeanische Cocos-Platte unter die Karibische Platte ab. Ihre Subduktionsraten variieren zwischen  $70 \text{ mm/Jahr}$  vor Guatemala und  $90 \text{ mm/Jahr}$  vor Costa Rica [De Mets 1990]. Die Cocos-Platte ist das nördliche Fragment der Farallon Platte, die im Miozän (zwischen 25 und 27 Mio. Jahren) in die heutigen Cocos- und Nazca-Platten zerbrochen ist [Hey 1977, Lonsdale & Klitgord 1978]. Die Transformstörungen der *Panamá Fracture Zone* (PFZ) und das Galapagos Rift (GR) trennen heute die beiden Platten voneinander (Abb. 2.4).

Die ozeanische Lithosphäre der Cocos-Platte wird sowohl am *Galapagos Rift* im Süden als auch am *East Pacific Rift* (EPR) im Westen gebildet. Als Grenze zwischen den beiden ozeanischen Krusten wird über weite Strecken die sog. *rough/smooth boundary* (RSB) [Hey 1977] angesehen, die glatte, reliefarme Kruste des EPR von rauher, mit Tiefseebergen (seamounts) und dem aseismischen Cocos-Rücken besetzter Kruste des GR voneinander trennt. Diese Diskontinuität, die vom Tripelpunkt des EPR und GR ausgehend bis nach Zentral-Costa Rica reicht, ist bathymetrisch durch deutlich verschiedene Meeresbodentopographie, in geophysikalischer Hinsicht aber auch an der Verteilung der magnetischen Anomalien zu erkennen [Hey 1977, von Huene et al. 1995, Barckhausen et al. 1998a]. Bislang wurden entlang des gesamten Verlaufs der RSB auch die Krustenalter der GR- und der EPR-Lithosphäre aufgrund von Altersdiskordanzen von 5 bis 10 Mio. Jahren vor der Südostküste der Halbinsel Nicoya getrennt [Protti et al. 1995]. Neuere Interpretationen der magnetischen Anomalien in diesem Gebiet zeigen jedoch, daß die RSB nur im jüngeren Teil der Cocos-Platte die Spur des Tripelpunktes von EPR und GR ist. In Festlandnähe verläßt der Tripelpunkt die RSB und wird zur Transformöffnung [Barckhausen et al. 1998b]. Damit kann die RSB in diesem Bereich wahrscheinlich nicht auch als Grenze zwischen den beiden Lithosphären angenommen werden. In Abbildung 2.4 sind die Krustenalter der Cocos-Platte in ihrem südlichen Abschnitt vor Costa Rica und Panamá schematisch dargestellt. Ergänzend dazu zeigt Abbildung 2.5 die Morphologie des Meeresbodens vor Costa Rica, den Verlauf der *rough/smooth boundary* sowie die Spur des Tripelpunktes zwischen EPR- und GR-gebildeter Kruste.

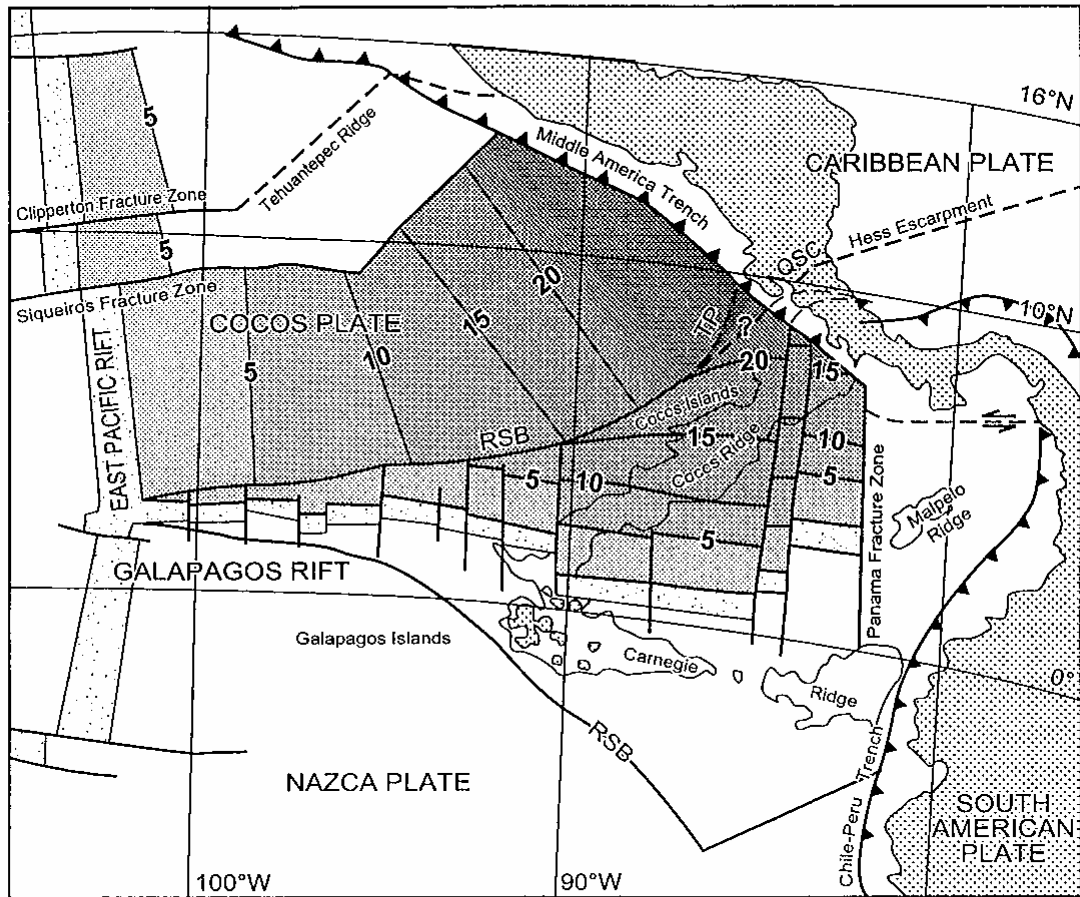


Abbildung 2.4: Die südliche Cocos-Platte mit der Verteilung der verschiedenen Krustenalter. Die *rough/smooth boundary* ist mit RSB bezeichnet, die *Quesada Sharp Contortion* mit QSC. Vor der Halbinsel *Nicoya* im nördlichen Costa Rica ergibt sich aufgrund von Altersdiskordanzen ein bislang umstrittenes Krustensegment, das mit einem Fragezeichen markiert ist. Mit TP ist die Spur des Tripelpunktes zwischen EPR- und GR-gebildeter ozeanischer Kruste bezeichnet [Barckhausen et al. 1998b]. Die Altersangaben sind in Mio. Jahren angegeben. (Modifiziert nach Protti et al. [1995]).

### Die Geometrie der Cocos-Platte

Neben der räumlich variierenden Subduktionsgeschwindigkeit der Cocos-Platte verändert sich auch ihr Abtauchwinkel von Norden nach Süden. Der Abtauchwinkel einer subduzierenden Platte wird durch die Bestimmung der Tiefenlage der Wadati-Benioff-Zone angenähert. Basierend auf den Arbeiten von Le Fevre & McNally [1984] und Burbach et al. [1984], die alle bis 1984 verfügbaren Erdbebendaten (Koordinaten der Hypozentren und die Herdflächenlösungen) zusammengestellt und ausgewertet haben, ist der Abtauchwinkel der Cocos-Platte zwischen Mexiko und Nicaragua auf etwa  $60^\circ$  festgelegt [McCann & Pennington 1990]. Diese Winkelangabe bezieht sich auf Plattentiefen über 100 km. Die Plattengeometrie zwischen Nicaragua bis zur Plattengrenze an der *Panamá Fracture Zone* wurde von Protti et al. [1995] mit Hilfe von Erdbebendaten bestimmt, die im regionalen seismologischen Netz registriert wurden. Er unterscheidet die Bereiche von Nicaragua, nördlichem, zentralem und südlichem Costa Rica (N, NCR, CCR, SCR) voneinander, in

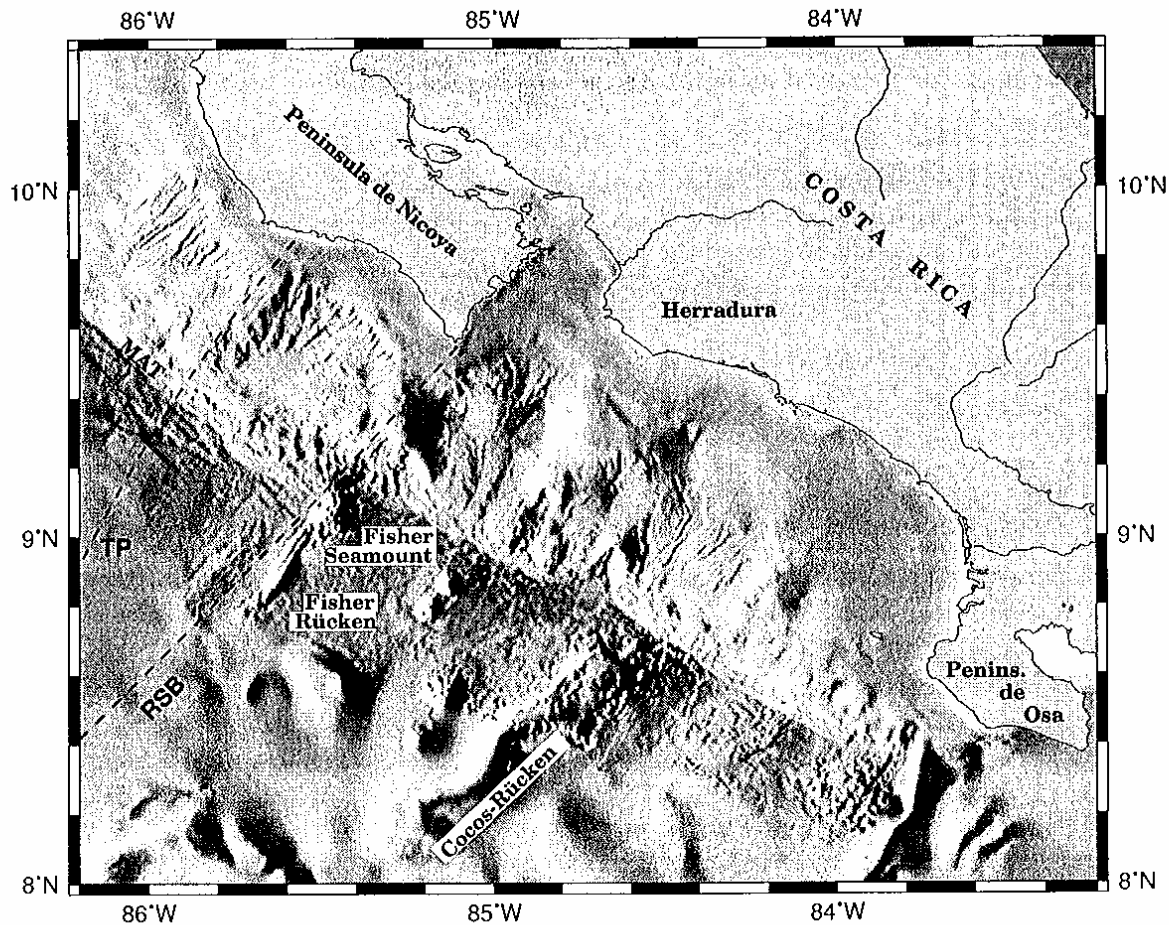


Abbildung 2.5: Meeresbodentopographie im Bereich der Diskontinuität zwischen ostpazifischer (nordwestlich der RSB) und am Galapagos Rift gebildeter ozeanischer Kruste vor Costa Rica (südöstlich der RSB) [von Huene et al. 1995]. Die von Barkhausen et al. [1998b] vermutete Spur des Tripelpunktes zwischen EPR- und GR-Lithosphäre ist mit TP bezeichnet.

denen die Cocos-Platte zunächst mit einem Winkel von  $84^\circ$  abtaucht (N) und sich dann in südöstlicher Richtung verflacht (NCR  $\rightarrow 80^\circ$ , CCR  $\rightarrow 60^\circ$ ). Im südlichen SCR finden unterhalb von etwa 30 km Tiefe aufgrund der Subduktion des Cocos-Rückens keine Erdbeben mehr statt, so daß hier keine Evidenz für das Vorhandensein der Wadati-Benioff-Zone gefunden werden konnte (Abb. 2.6). Die abrupte Verflachung der Cocos-Platte unterhalb von 100 km zwischen den Sektoren NCR und CCR wird als *Quesada Sharp Contortion* (QSC) bezeichnet und ist möglicherweise die subduzierte Fortsetzung der *rough/smooth boundary* [Protti et al. 1995].

Die Abnahme des Subduktionswinkels der Cocos-Platte von Nordwesten nach Südosten wird durch mehrere Faktoren beeinflusst, die auch untereinander zusammenhängen:

- (a) Die Verflachung des *Middle America Trench* von über 5000 m Tiefe bei Guatemala auf etwa 2000 m am südöstlichen Plattenrand (PFZ),
- (b) die Abnahme des Krustenalters und damit die Zunahme der Krustentemperatur und Auftriebsfähigkeit, hervorgerufen durch die Produktion ozeanischer Lithosphäre an verschiedenen Spreizungszentren des *East Pacific Rift* und des *Galapagos Rift* (siehe auch Abb. 2.4) und

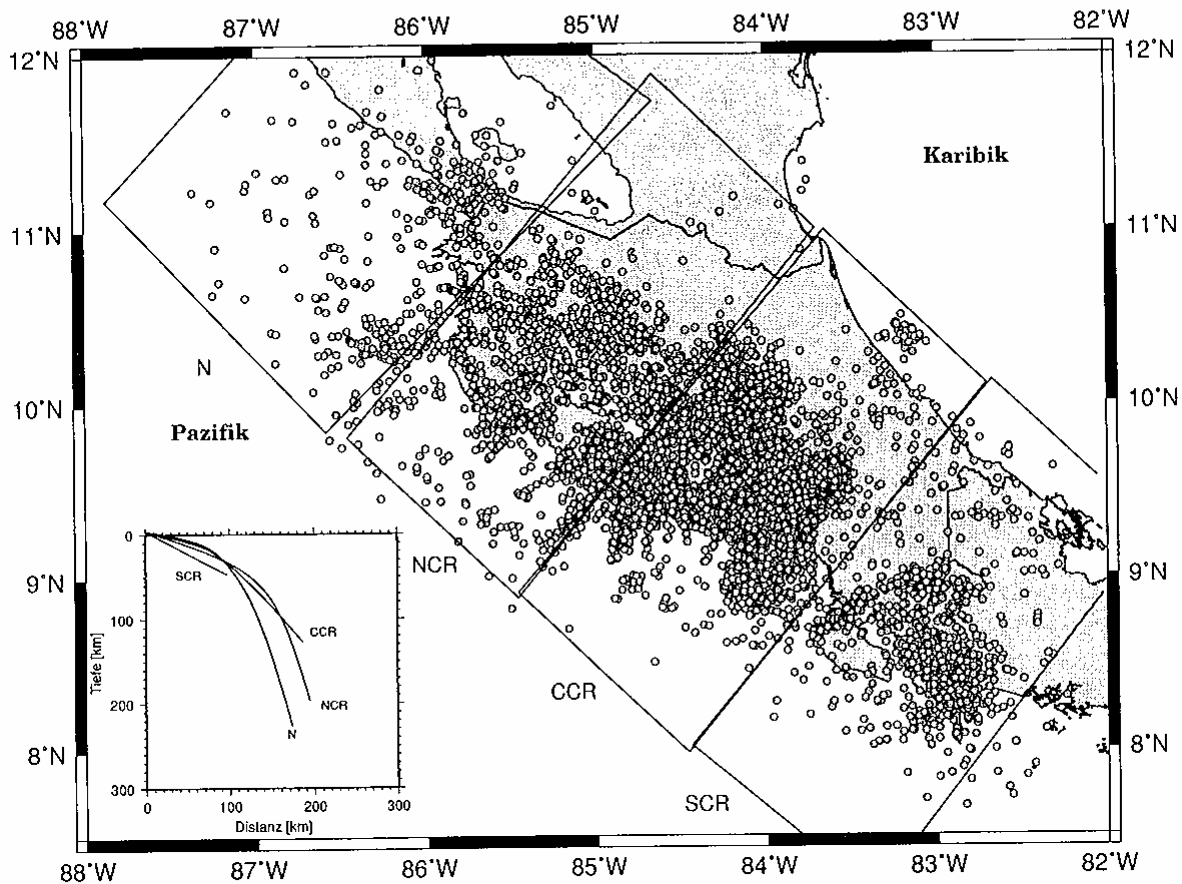


Abbildung 2.6: Subduktionssegmente in Nicaragua und Costa Rica und der Abtauchwinkel der Cocos-Platte. Mit N= Nicaragua, NCR = Nördliches Costa Rica, CCR = Zentrales Costa Rica und SCR = Südliches Costa Rica [Protti et al. 1995].

(c) unterschiedliche Kopplungen zwischen der Cocos-Platte und der Karibischen Platte (rauhe und glatte Morphologie der Cocos-Platte, siehe Abschn. 2.3).

### 2.1.3 Der Plattenrand und die Subduktionszone

Der konvergente Plattenrand Costa Ricas ist in marinen geophysikalischen Studien eingehend untersucht worden. Wie in Abschn. 2.1.2 beschrieben, wird durch bathymetrische Messungen die Segmentierung der abtauchenden Cocos-Platte in unterschiedliche morphologische Einheiten belegt. Diese beeinflussen auch die hangende Karibische Platte. Während im glatten nördlichen Segment der innere Hang des Plattenrandes keine auffällige Strukturierung zeigt, verursachen im rauhen, mit seamounts besetzten Segment die bereits subduzierten seamounts am Plattenrand der Karibischen Platte Kollapsstrukturen und eine Morphologie mit bedeutenden Gegensätzen [von Huene et al. 1995] (siehe auch Abb. 2.5).

Seit Anfang der achtziger Jahre wurde der Plattenrand mit zahlreichen reflexionsseismischen Untersuchungen im Bereich der Subduktionszone erkundet [z.B. Buffler 1982, Shipley & Moore 1986, Shipley et al. 1992, Hinz et al. 1996]. Von lokalen Charakteristika abgesehen, die in den Bereichen der reflexionsseismischen Profile und 3-D-Untersuchungen



entlang der costaricanischen Küste zu finden sind, bilden die beobachteten Reflexionen den Plattenrand der Karibischen Platte bei allen Messungen als keilförmigen Körper ab, der durch einen markanten, stark strukturierten Reflektor unterteilt wird. Dieser Reflektor, der in den oben genannten Arbeiten einheitlich als *rough surface*-Reflektor bezeichnet wird, trennt die Hangsedimente von dem eigentlichen Plattenrandkeil. Die obere Grenze der abtauchenden Cocos-Platte wird nur diffus abgebildet. Gut zu verfolgen sind die der Cocos-Platte aufliegenden Tiefseesedimente, deren Mächtigkeit ca. 400 m beträgt (Abb. 2.7). Refraktionsseismische Arbeiten [Ye et al. 1996, von Huene et al. 1995] deuten auf hohe Ausbreitungsgeschwindigkeiten der P-Wellen (größer 4 km/s) innerhalb des Plattenkeils hin.

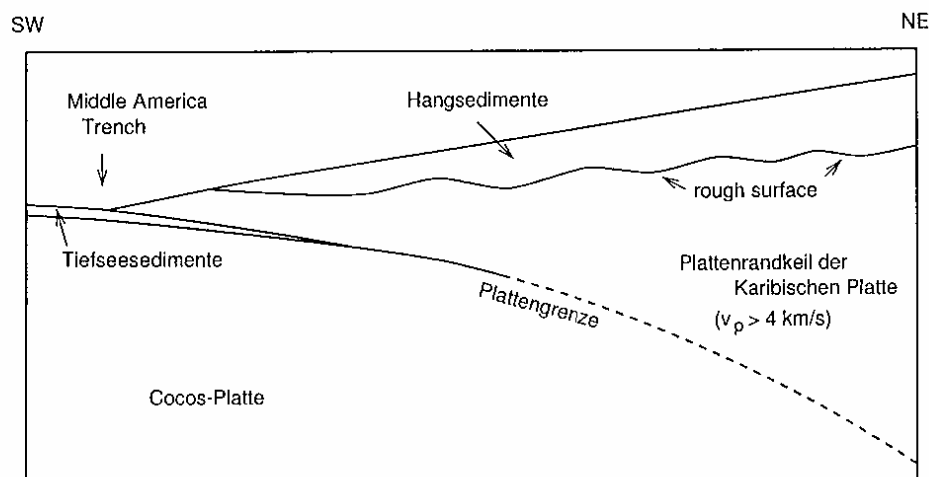


Abbildung 2.7: Allgemeine Strukturen der Subduktionszone vor Costa Rica aus reflexions- und refraktionsseismischen Messungen.

## 2.2 Geologie und Tektonik in Costa Rica

Der geologische Bau von Costa Rica spiegelt seine Randlage in dem oben beschriebenen plattenkonvergenten System wieder. Folgende geologisch-strukturelle Bereiche sind in paralleler Lage zum MAT zu unterscheiden (Abb. 2.8):

- Der Bereich zwischen dem vulkanischen/magmatischen Bogen und dem inneren Hang (Forearc/Forearc basins),
- der vulkanische/magmatische Bogen (Arc) und
- das vulkanische Hinterland (Backarc).

Der Forearc-Bereich ist durch herausgehobene kristalline Blöcke und dazwischenliegende Sedimentbecken charakterisiert. Von Nordwesten nach Südosten sind dieses die Halbinseln *Santa Elena*, *Nicoya*, *Herradura*, *Quepos*, *Osa* und *Burica*, deren gemeinsames Merkmal ihr Aufbau aus jurassisch-kretazischen Mafiten bzw. Ultramafiten ist. Es handelt sich hierbei

um Sequenzen aus massiven Basalten und Pillowlaven, vulkanoklastischen und marinen sedimentären Einheiten sowie gabbroiden Intrusiva [Dengo 1962, Weyl 1980]. Während sich diese Komplexe auf *Nicoya*, *Herradura*, *Osa* und *Burica* stark in Abfolge und Zusammensetzung ähneln, nehmen *Santa Elena* und *Quepos* eine Sonderstellung ein:

Auf der *Santa Elena*-Halbinsel lagern in süd- bis südwestvergenger Deckenstruktur kre-tazische, stark serpentinisierte Peridotite über den magmatisch-sedimentären Komplexen [Tournon 1994], während die Halbinsel *Quepos* von seamounttypischen Pillowlaven, vulkanischen Brekzien und Konglomeraten aufgebaut wird [Hauff et al. 1997]. Bis auf *Quepos* und *Burica* treten in allen anderen magmatischen Komplexen jurassische Radiolarite in tektonischem Kontakt auf.

Das Alter der magmatischen Komplexe entlang der costaricanischen Pazifikküste variiert zwischen Oberjura bzw. Unterkreide auf *Santa Elena* und Oberkreide auf *Osa* und *Quepos* [z.B. Tournon 1994, Hauff et al. 1997]. Das Entstehungsalter der Magmatite auf *Nicoya*, *Herradura* und *Burica* wird auf Unter- und Oberkreide datiert. Chemisch werden die Effusiva und Intrusiva bis auf die *Quepos*-Laven, welche den Charakter von ozeanischen Inselbasalten (OIB) aufweisen, den mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB) zugeordnet.

Die Abfolge der Sedimente in den Becken im Forearc dokumentieren die wechselnden Entstehungsmilieus und damit die Hebungs- und Senkungsgeschichte ihrer Sedimentationsräume ab der Oberkreide (Campan) bis in das Quartär [z.B. Escalante 1990, Sprechmann et al. 1994]:

- Campan bis Eozän: pelagische Tone, Sande und Silte, vereinzelt kalkige Grauwacken und dichte Kalke; Sedimentation in variierendem marinen Niveau (vorwiegend im *Tempisque* Becken),
- Eozän bis Miozän: neritische Kalke und siliziklastische Turbidite mit eingeschalteten Vulkanoklastika; Schelfsedimentation,
- Pliozän bis rezent: vulkanoklastische, alluviale und kolluviale Sedimente.

Der sich dem Forearc in östlicher Richtung anschließende magmatische Bogen setzt sich aus einem nordwestlichen vulkanischen und einem südöstlichen intrusiven Abschnitt zusammen. Nord- und Zentral-Costa Rica wird von tertiären und quartären Effusiva dominiert, von denen mächtige rhyolitisch-dacitische Ignimbritebenen und basaltisch-andesitische Laven in der *Cordillera de Guanacaste* und in der *Cordillera Central* große Volumina einnehmen. Die *Cordillera de Tilaran* ist von pliozänen/pleistozänen andesitischen Laven geprägt (Abb. 2.9) [Dengo 1962, Weyl 1980].

Die Ablagerungen des quartären Vulkanismus enden in der *Cordillera Central* und werden bis nach Panamá von den Gesteinen des oligo- bis pliozänen Plutonismus' abgelöst. Die Intrusiva treten in Form von Batholithen, Stöcken und Gängen auf und variieren in ihrer Zusammensetzung zwischen Gabbros und Alkaligraniten [Kussmaul et al. 1994]. Die sedimentären Einheiten, die von den Plutoniten intrudiert werden, sind tertiäre Sequenzen aus vulkanischen Brekzien und Tuffen, sowie aus marinen Flachwassersedimenten. Durch die Indentation des Cocos-Rückens seit dem Miozän wird der südliche magmatischen Bogen (insbesondere die *Cordillera de Talamanca*) angehoben [Kolarsky et al. 1995] und damit die frühtertiäre Sedimentation unterbrochen.



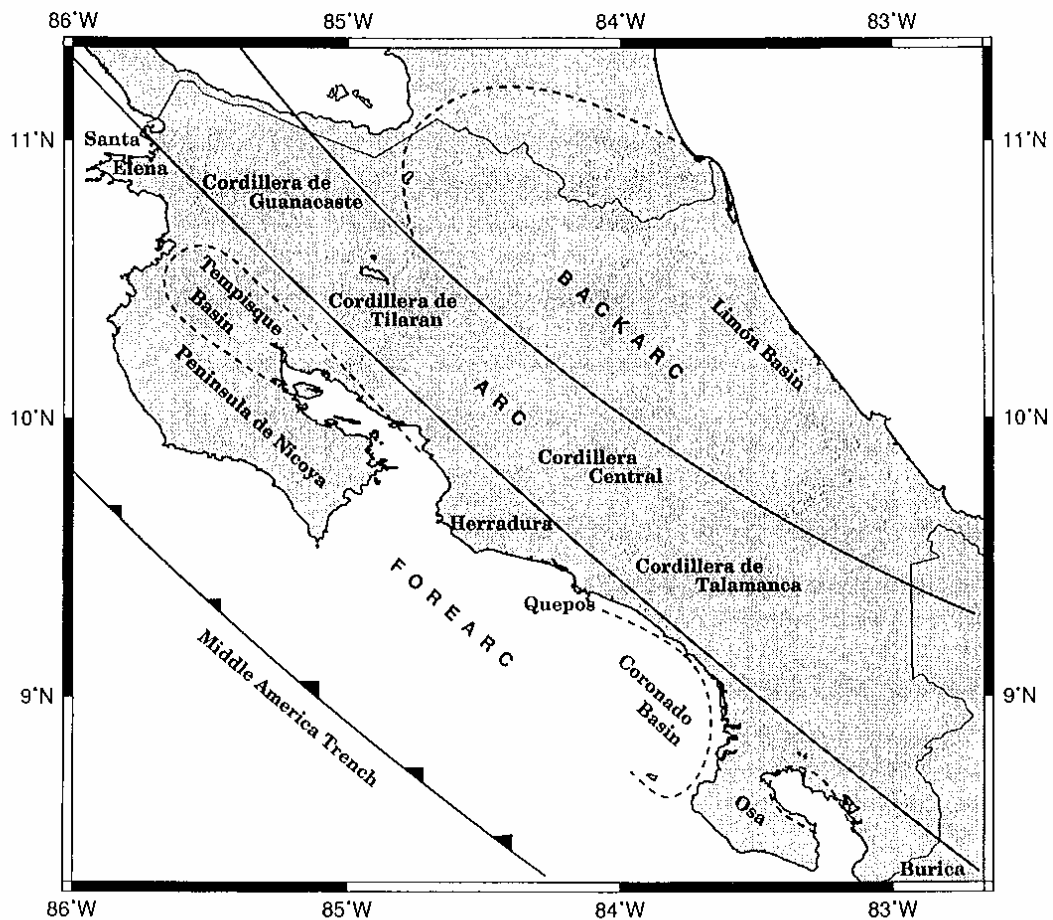


Abbildung 2.8: Die strukturelle Gliederung Costa Ricas in die Bereiche des Forearc, Arc und Backarc (modifiziert nach Escalante [1990]).

Die Region des Backarc ist im Norden bis zur Höhe der *Cordillera Central* von quartären Laharen und Alluvionen dominiert, während im Südosten hinter der magmatischen Front tertiäre Vulkanoklastika bis an die karibische Küste reichen.

### 2.2.1 Die Struktur und Geologie der Halbinsel Nicoya

Die Halbinsel *Nicoya* wird zum überwiegenden Teil aus dem schon oben beschriebenen jurassisch-kretazischen Komplex aufgebaut, der sich aus massigen Basalten, Pillowlaven, Diabasgängen, kleinen Gabbrointrusionen sowie pelagischen Sedimenten (Radiolariten, Schwarzschiefern, Kieselkalken und Turbiditen) zusammensetzt. Sie sind mit den magmatischen Einheiten verzahnt und werden ebenso wie diese auf jurassisch-kretazisches Alter datiert. Viele Autoren bezeichnen diesen magmatisch-sedimentären Körper zurückgehend auf seine erste Definition von Dengo [1962] auch als *Nicoya-Komplex*. Die Architektur des *Nicoya-Komplexes* ist von südvergenten Deckensystemen, aber auch durch steile Abschiebungen geprägt. Diese vertikalen Bewegungen der Halbinsel sind in der Abfolge der kretazischen bis rezenten Sedimente festgehalten, die dem *Nicoya-Komplex* aufliegen bzw. mit ihm in tektonischem Kontakt stehen.

An der Pazifikküste von *Nicoya* liegen dem Kristallin neben neogenen bis quartären Küsten-

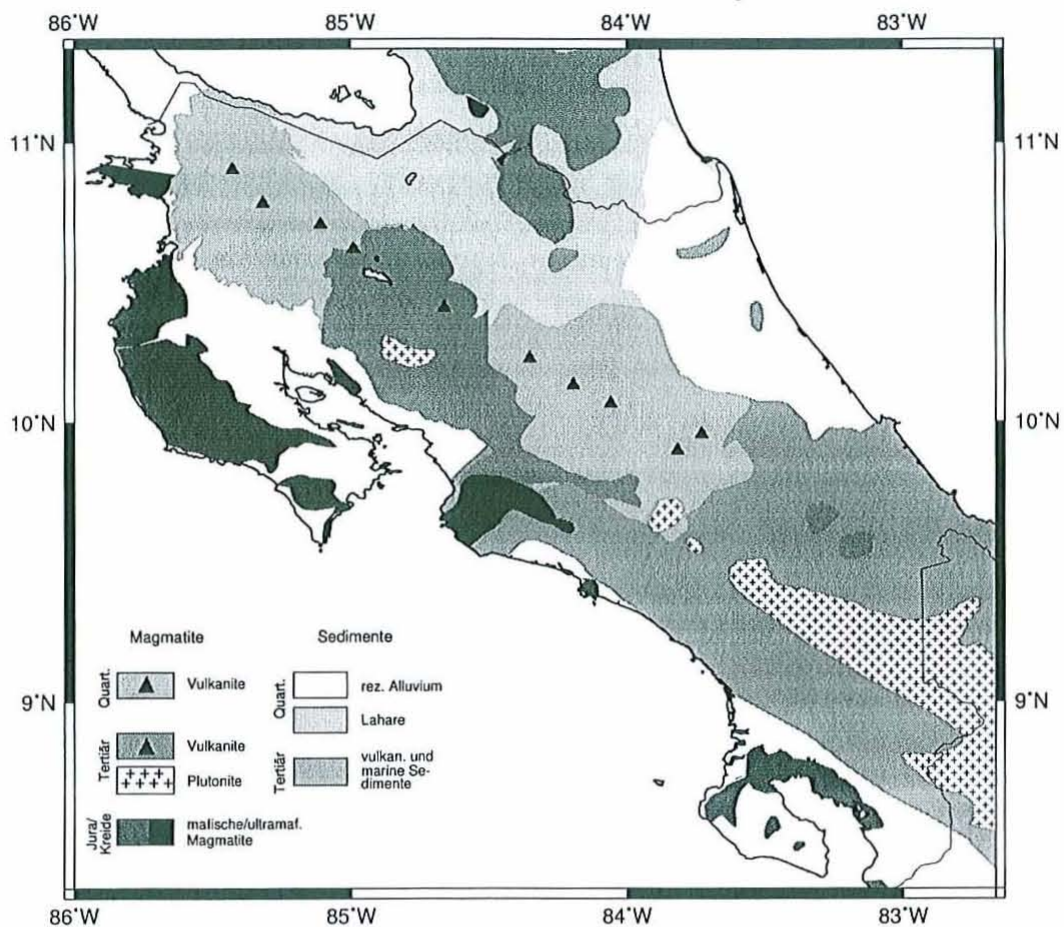


Abbildung 2.9: Die geologischen Einheiten Costa Riccas nach Weyl [1980].

und Terrassenablagerungen auch oberkretazische bis eozäne pelagische bis semipelagische Sedimente auf. Die Ablagerung dieser Einheiten begann im Campan mit pelagischen Tonen und Kalken; sie wird ab dem frühen Paläozän von Turbiditen und Siliziklastika überlagert. An der Südostküste sind ebenfalls oberkretazische bis eozäne Sedimentsequenzen aufgeschlossen. Sie bestehen aus hemipelagischen Turbiditsequenzen mit neritischen Kalken, die sich mit neritischen neogenen Siliziklastika verzahnen. Auf seiner nordöstlichen, dem magmatischen Bogen zugewandten Seite wird der *Nicoya-Komplex* ebenfalls von oberkretazischen bis eozänen Tiefwassersequenzen überlagert, die auch hier von turbiditischen Formationen dominiert sind und nach Nordosten in die tertiären und quartären Beckensedimente des *Valle de Tempisque* übergehen<sup>1</sup>. In Abbildung 2.10 ist die Geologie von *Nicoya* mit dem angrenzenden *Valle de Tempisque* Forearc-Becken, dem magmatischen Bogen und dem vulkanischen Hinterland dargestellt.

<sup>1</sup>Literaturangaben zur Sedimentologie von *Nicoya*: Dengo 1962, Kuijpers 1980, Escalante 1990, Calvo & Bolz 1994, Winsemann 1994



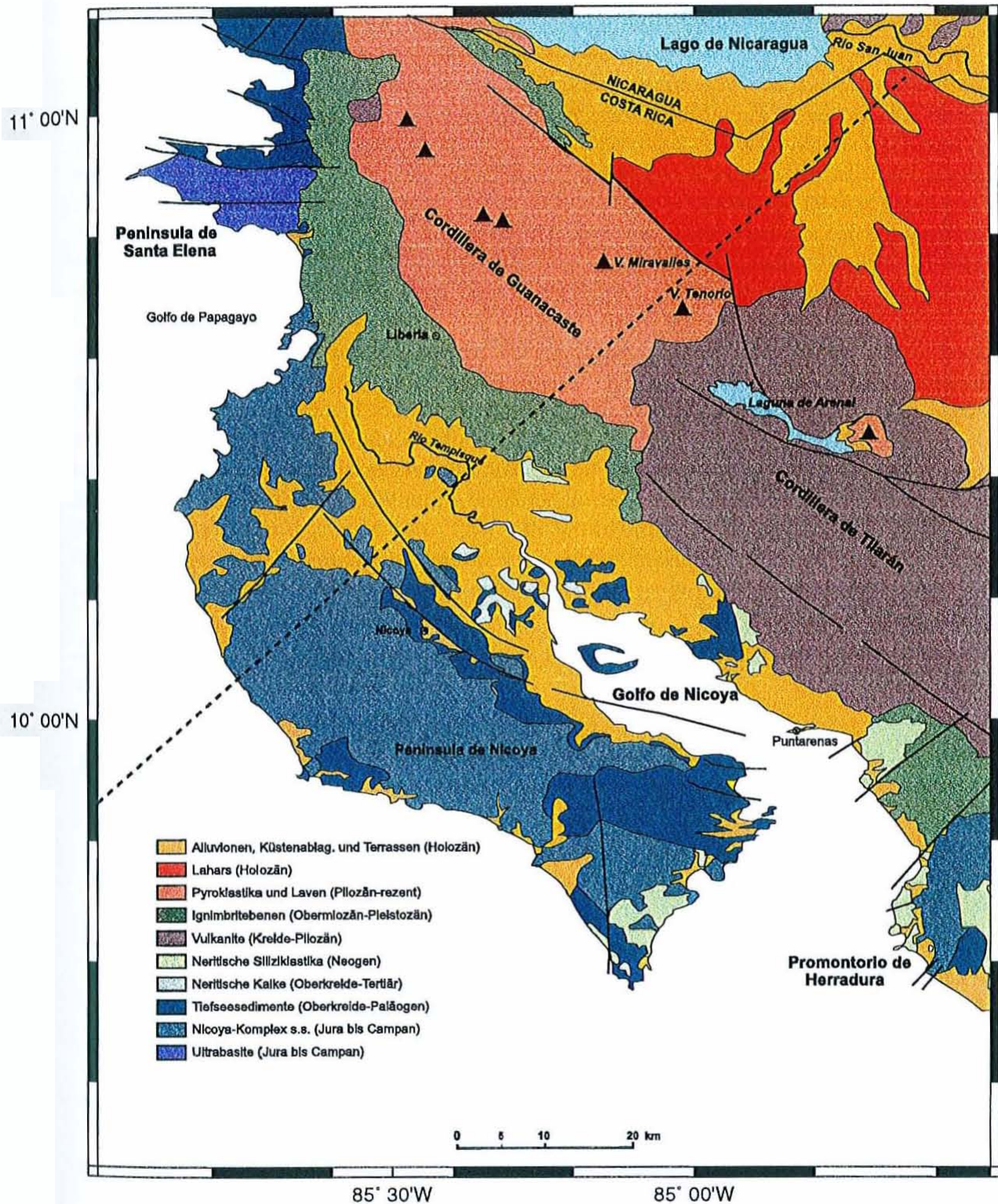


Abbildung 2.10: Geologische Karte des nordwestlichen Costa Rica. Aus: Calvo & Bolz [1994]. Die Lage des refraktionsseismischen Profils wird durch die gestrichelte Linie wiedergegeben.

Die Halbinsel *Nicoya* läßt sich nach Hare & Gardner [1985] in vier tektonisch-geomorphologische Provinzen unterteilen, die die Abschiebungstätigkeit seit dem Miozän belegen (Abb. 2.11 (a)). Provinz I ist durch flache Flußebenen und saisonale Lagunen charakterisiert und zeichnet sich gegenüber den anderen Provinzen durch relative Stabilität bzw. leichte Subsidenz aus. Provinz II ist ein Terrassensystem an der östlichen Küste der Halbinsel zum Golf von *Nicoya*. Es ist geprägt durch alluviale Sedimente und beinhaltet darüber hinaus Klastika des *Nicoya-Komplexes*. Parallel zum Golf von *Nicoya* und dem *Valle de Tempisque* senkt sich dieses Gebiet. Die Provinz III befindet sich an der Südspitze von *Nicoya* und wird von herausgehobenen miozänen bis pliozänen Flachwassersedimenten aufgebaut. Marine Sedimentbänke und multiple Flußterrassen unterhalb der herausgehobenen Fläche geben Hinweise auf ein komplexes Wechselspiel zwischen Terrassenbildung, Hebung und Meeresspiegelschwankungen.

Die Provinz IV nimmt den zentralen Teil von *Nicoya* ein, wo die Magmatite und Sedimente des *Nicoya-Komplexes* einen breiten, NNW-SSE streichenden Hochbereich mit ausgeprägtem Relief formen. Dieser Hochbereich ist in verschieden weit emporgehobene Blocksegmente unterteilt, die durch Staffelbrüche miteinander verbunden sind (Abb. 2.11 (b)). Insbesondere an den Provinzen II und IV läßt sich erkennen, daß die *Nicoya*-Halbinsel seit dem Oligozän/Miozän einer intermittierenden, räumlich differenzierten Hebung unterworfen ist. Die gleiche Streichrichtung des MAT, des *Nicoya-Hochreiches* und des subsidierenden *Valle de Tempisque* weisen auf eine Deformation der Halbinsel durch diskontinuierliche Subduktion topographisch hochliegender Elemente auf der *Cocos-Platte* hin [Hare & Gardner 1985].

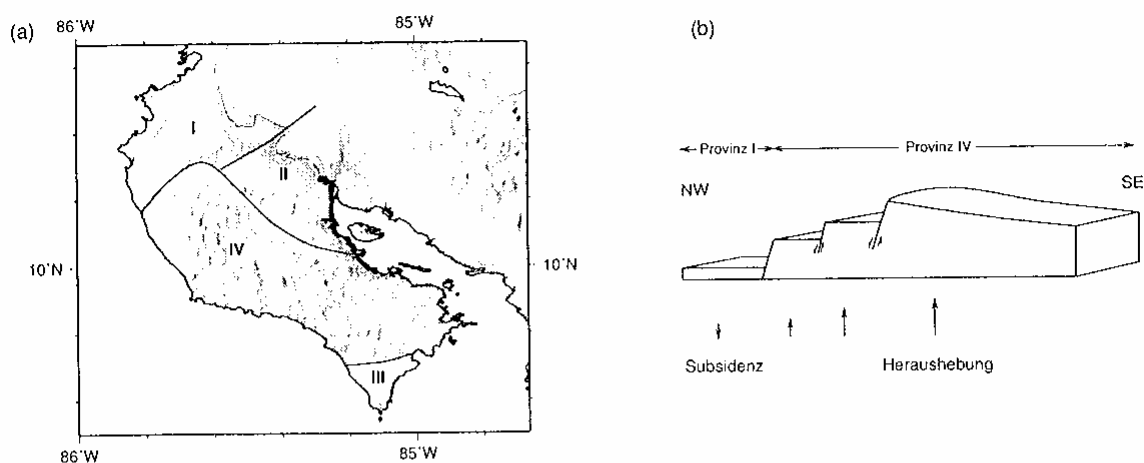


Abbildung 2.11: Geomorphologische Provinzen auf der Halbinsel *Nicoya* (a), in unterschiedlichen vertikaltektonischen Stadien (b). Modifiziert nach Hare & Gardner [1985].

## 2.2.2 Tektonische Strukturen in Costa Rica

In dem komplexen tektonischen Störungsmuster von Costa Rica ist die intensive Deformationsgeschichte seit der unteren Kreide konserviert. In diesem Abschnitt werden die

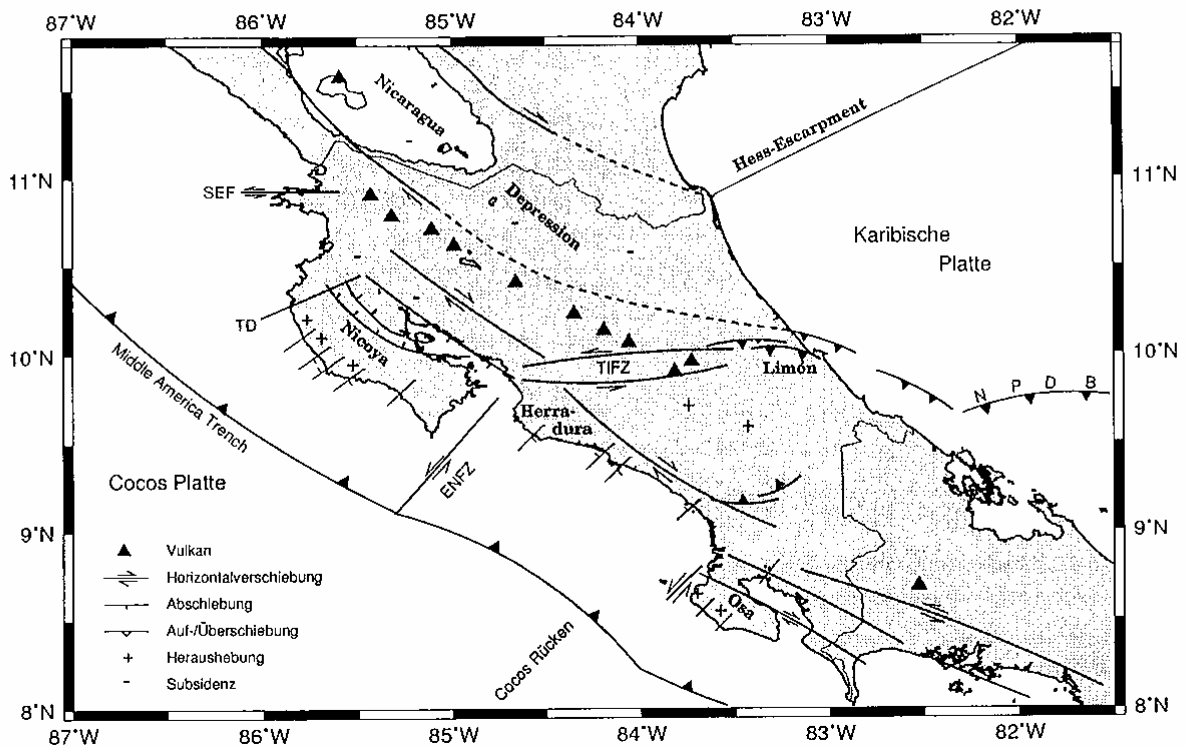


Abbildung 2.12: Tektonische Karte von Costa Rica. ENFZ = East Nicoya Fracture Zone, NPDB = North Panamá Deformed Belt, TD = Tamarindo Diskontinuität (Tertiär), TIFZ = Trans Isthmus Fault Zone, SEF = Santa Elena Fault

wichtigsten spätkänozoischen Störungszonen vorgestellt, die den strukturellen Charakter von Costa Rica erläutern. Es sind drei dominante Streichrichtungen der Störungszonen zu beobachten (Abb. 2.12):

#### Parallel zum MAT bzw. zum vulkanischen Bogen (Nordwest–Südost–Richtung)

- im Forearc-Bereich verlaufende dextrale Blattverschiebungen im nördlichen und zentralen Costa Rica sowie sinistrale Blattverschiebungen im südlichen Costa Rica und Westpanamá,
- im vulkanischen Hinterland aufgrund seismologischer und topographischer Beobachtungen vermutete dextrale Blattverschiebungen bzw. nordost- und südwestvergente Abschiebungen in Fortsetzung der *Nicaragua Depression* [Mann et al. 1990],
- Abschiebungen auf *Nicoya* und im *Valle de Tempisque* im Zuge der allgemeinen Hebung der Halbinsel [Hare & Gardner 1985].

#### Senkrecht zum MAT bzw. zum vulkanischen Bogen (Nordost–Südwest–Richtung)

- *Bahia Tamarindo-Diskontinuität* auf *Nicoya*, als tertiäre Transformstörung interpretiert [Astorga 1997],

- parallel zur Südostküste von Nicoya verlaufende seismogene Störungszone, in der sinistrale Blattverschiebungskinetik vorherrscht (*East Nicoya Fracture Zone* ENFZ [Corrigan et al. 1990, Montero 1994]),
- Horst- und Grabenstrukturen entlang der gesamten Pazifikküste von Costa Rica [Mann et al. 1987].

### Ost–West–Richtung

- *Santa Elena Fault* im Norden von Costa Rica mit sinistraler Blattverschiebungskinetik, die die mafisch–ultramafischen Komplexe von tertiären vulkanischen Sedimentsequenzen trennt,
- sinistrale Scherzone in Zentral–Costa Rica (*TIFZ = Trans Isthmus Fault Zone*) [Seyfried et al. 1991], die das südliche Ende des quartären Vulkanismus in Costa Rica markiert. Im vulkanischen Hinterland geht diese konvergente Blattverschiebung in einen NNE–vergente Überschiebungsgürtel über, der bis in die Karibik reicht und möglicherweise die Fortsetzung des *North Panamá Deformed Belt* (siehe Abschn. 2.1.1) darstellt [Krawinkel & Seyfried 1994].

## 2.3 Seismizität in Costa Rica

Verursacht durch die Konvergenz der Cocos–Platte und der Karibischen Platte lassen sich in Costa Rica zwei Klassen von Erdbeben unterscheiden: 1. Typische Subduktionsbeben in der Wadati–Benioff–Zone entlang der abtauchenden Platte und 2. flache, intrakrustale Erdbeben mit seitenverschiebendem Charakter [Dewey & Suárez 1991]. In beiden Klassen treten starke Beben mit Magnituden  $M_s > 7$  auf, wobei sich die starken Subduktionsbeben eher in größeren Tiefen ab etwa 100 km häufen [Protti et al. 1995], während die intrakrustalen großen Erdbeben zwischen dem Forearc und dem vulkanischen Bogen oberhalb von 20 km lokalisiert sind. Die Herdmechanismen der intrakrustalen Erdbeben weisen überwiegend auf Blattverschiebungen hin: NW–SE streichende dextrale Störungen zwischen dem Forearc und dem vulkanischen Bogen sowie E–W streichende sinistrale Störungen in Zentral–Costa Rica (ENFZ und TIFZ, Abb. 2.12) [Carr & Stoiber 1977, White 1991, Tajima & Kikuchi 1995].

Die Aktivität der quartären Vulkane wird durch das Auftreten von Erdbebenschwärmen mit lokalen Magnituden  $M_l < 3$  begleitet [White 1991, I. Boschini L. mündl. Mitteilung]. Darüber hinaus werden Erdbeben an Extensionsstrukturen im gesamten Forearc–Bereich Costa Ricas beobachtet [Tajima & Kikuchi 1995].

Die *Quesada Sharp Contortion* in Zentral–Costa Rica, die im Streichen der *East Nicoya Fracture Zone* verläuft (siehe Abb. 2.12), markiert den Bereich einer deutlichen Verflachung der Wadati–Benioff–Zone, bei der der Subduktionswinkel der Cocos–Platte um etwa  $20^\circ$  (zwischen 0 und über 100 km Tiefe) verringert wird (siehe auch Abschn. 2.1.2, Abb. 2.6).

Die Kopplung der beiden Platten ändert sich von Nicaragua bis nach Panamá und ist mit den Charakteristika der subduzierenden Cocos–Platte korreliert. Wie in Abschnitt 2.1.2 und Abbildung 2.5 erläutert wurde, verändert sich die Morphologie der Cocos–Platte von Nordwesten nach Südosten. Im nördlichen glatten Segment ist die Kopplungszone großflächig, so daß hier das Potential für starke Erdbeben ansteigt, die Anzahl der mittleren



und kleinen Beben dagegen abnimmt [Protti et al. 1995]. Im zentralen, mit seamounts besetzten Segment ist die Kopplung der beiden Platten vermindert, da die subduzierten seamounts nicht sofort abgeschert werden, sondern bis in die seismogene Zone auf der Cocos-Platte verbleiben [von Huene et al. 1995]. Hierdurch kann der Spannungsabbau an kleineren Flächen erfolgen, so daß in diesem Segment keine Erdbeben mit Magnituden  $\geq 7$ , dafür jedoch eine große Anzahl von kleinen Erdbeben stattfinden [Protti et al. 1995]. Das südliche Segment mit dem subduzierten Cocos-Rücken zeigt relativ zu den gerade beschriebenen eine mittelstarke Kopplung.

Im Backarc-Bereich finden nur sehr vereinzelt Erdbeben statt — eine Ausnahme bildet der Überschiebungsgürtel von Limón (siehe auch Abb. 2.6).

Das komplexe Spannungsfeld Costa Ricas erzeugt das beschriebene seismogene Störungssystem. Anhand der Herdflächenlösungen (im folgenden kursiv in Klammern angegeben) ist das Spannungsfeld grob zu klassifizieren [Carr & Stoiber 1977, Dewey & Suárez 1991, White 1991, Montero 1994, Protti et al. 1995, Tajima & Kikuchi 1995]:

- Kompression mit einer Hauptrichtung der Kompressionsachse von SW nach NE (*thrust fault*) im Bereich des äußeren Forearcs,
- Extension mit einer Hauptrichtung der Zugachse nach NE (*normal fault*) durch Abschiebungen im Bereich der pazifischen Halbinseln *Nicoya*, *Herradura*, *Osa* und *Burica*,
- Horizontalverschiebungen (*strike slip*) im Übergangsbereich zwischen dem Forearc und dem vulkanischen Bogen,
- allseitige Kompression (*thrust*) im im Süden Costa Ricas im Bereich des tektonisch herausgehobenen magmatischen Bogens und seinem Backarc-Bereich,
- transisthmische Horizontalverschiebungen (*strike slip*).

### Zusammenfassung

Die konvergente Bewegung der Cocos- und der Karibischen Platte ist der wichtigste strukturbildende Prozeß in Mittelamerika. Er induziert ein komplexes Spannungsfeld, das sich in den seismogenen tektonischen Strukturen der Landbrücke niederschlägt. Die Hauptrichtungen des tektonischen Störungsmusters in Costa Rica sind zum *Middle America Trench* parallele sowie in großem Winkel zum MAT stehende Seitenverschiebungen und Extensionsstrukturen. Eine weitere wichtige Konsequenz der Subduktion ist der aktive Vulkanismus, der die Lithologie Costa Ricas dominiert. Der Forearc-Bereich unterscheidet sich von der Geologie der Landbrücke durch seinen Aufbau aus ozeanischen Komplexen und wird tektonisch gehoben. Die Cocos-Platte setzt sich aus ozeanischer Kruste, die sowohl am *East Pacific Rift* als auch am *Galapagos Rift* gebildet wird, zusammen. Die „Naht“ beider Krusten wird vor der Halbinsel *Nicoya* vermutet.

In dieser Arbeit sollen die Strukturen der Subduktionszone Costa Ricas mit Hilfe seismischer Modellierung abgebildet und innerhalb des beschriebenen geologisch-geodynamischen Rahmens interpretiert werden.

# Die refraktionsseismischen Experimente TICOSECT und COTCOR

In Costa Rica fanden zwei umfangreiche Feldexperimente statt, die die Grundlage für die Entwicklung eines seismischen Geschwindigkeitsmodells darstellen. Im Frühjahr 1995 wurden im Rahmen des DFG-Projektes TICOSECT (= Trans Isthmus Costa Rica Scientific Exploration of a Crustal Transect) an der pazifischen Küste Costa Ricas ein Onshore/Offshore-Experiment durchgeführt, bei dem auf See angeregte seismische Signale sowohl an Land als auch am Ozeanboden registriert wurden. Landseismischen Messungen entlang derselben Profillinie erweiterten den refraktionsseismischen Datensatz (EU-Projekt COTCOR = Comparative Transections in Costa Rica, 1996). Hierbei fanden Anregung und Registrierung der Signale ausschließlich an Land statt. Beide Experimente wurden in Kooperation von folgenden Instituten durchgeführt:

- Consejo Superior Investigaciones Científicas, Barcelona, Spanien (CSIC):

## **COTCOR**

- Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Kiel (GEOMAR):

## **COTCOR & TICOSECT**

- GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ):

## **COTCOR & TICOSECT**

- Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica (ICE):

## **COTCOR & TICOSECT**

- University of Texas, Austin, USA (UTIG): **TICOSECT**

Die folgenden Abschnitte stellen Aufbau und Durchführung beider Experimente vor.

## 3.1 Das Onshore/Offshore-Experiment TICOSECT

Das Onshore/Offshore-Profil im Norden Costa Ricas erstreckt sich über eine Länge von 250.21 km. Es beginnt 20 km südwestlich des *Middle America Trench* bei  $86^{\circ} 21'$  westlicher Länge und  $9^{\circ} 32' 49''$  nördlicher Breite. Mit einem Azimuth von  $48^{\circ}$  verläuft es in SW-NE-Richtung über die Halbinsel *Nicoya*, das *Valle de Tempisque* und die *Cordillera de Guanacaste* bis kurz vor die nicaraguanische Grenze südöstlich des *Lago de Nicaragua*. Das Profil endet bei  $84^{\circ} 38' 53''\text{W}$  und  $11^{\circ} 03' 26''\text{N}$  (Abb. 3.1).

Als seismische Quelle diente ein großvolumiges Airgunarray (140 ltr.), das von dem US-amerikanischen Forschungsschiff MAURICE EWING geschleppt wurde. Die Signale wurden im seewärtigen Teil von 20 Ozeanbodenhydrophonen bzw. Ozeanbodenseismometern (OBH/OBS), an Land von 27 Landstationen vom Typ PDAS-100, die jeweils mit einer 6er Geophonkette mit einer Eigenfrequenz von 4.5 Hz ausgestattet waren, registriert<sup>1</sup>. Während der mittlere Abstand der OBH/OBS's im küstennahen Bereich 5 km, im küstenfernen Teil 10 km betrug, wurden die Stationen an Land spiegelsymmetrisch zur Küste

<sup>1</sup>alle Charakteristika der seismischen Empfänger sind ausführlich auf den WebPages des GEOMAR und des GFZ beschrieben [[http://www.GEOMAR.de/sci\\_dpmt/geodyn/obh/geodyn-OBH.html](http://www.GEOMAR.de/sci_dpmt/geodyn/obh/geodyn-OBH.html), <http://www.GFZ-potsdam.de/pb2/pool/PDAS.txt.html>]



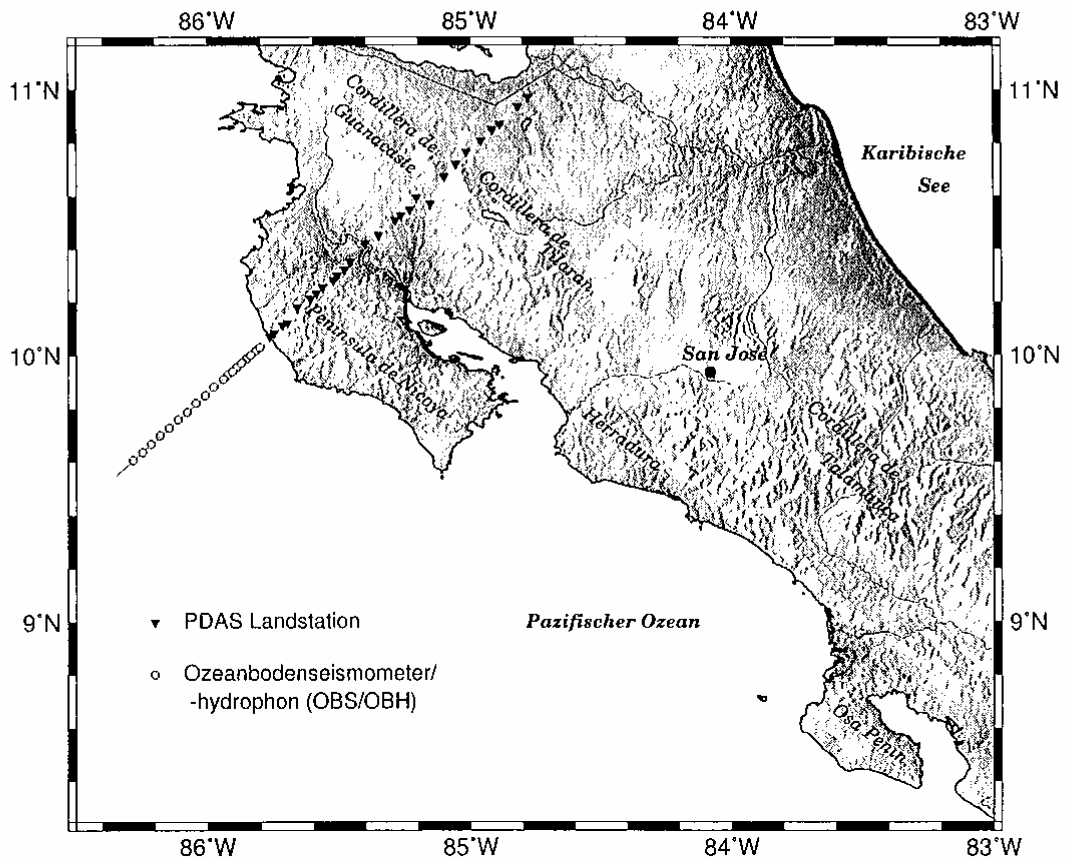


Abbildung 3.1: Lage des Profils 101 und 102 im Norden von Costa Rica während des Onshore/Offshore-Experimentes TICOSECT. Die geschlossenen Kreise markieren die Positionen der See-Empfänger (OBH/OBS), die Dreiecke diejenigen der Landstationen (PDAS). Mit der durchgezogenen Linie wird der Kurs des Schiffes und die Schußstrecke markiert.

mit annähernd gleichen Distanzen verteilt. Die Linie wurde zweimal geschossen, wobei der mittlere Abstand der Schüsse 50 bzw. 100 m betrug. Abbildung 3.2 zeigt in einer Skizze den Aufbau des Onshore/Offshore-Experimentes mit beispielhaftem Verlauf der seismischen Strahlen.

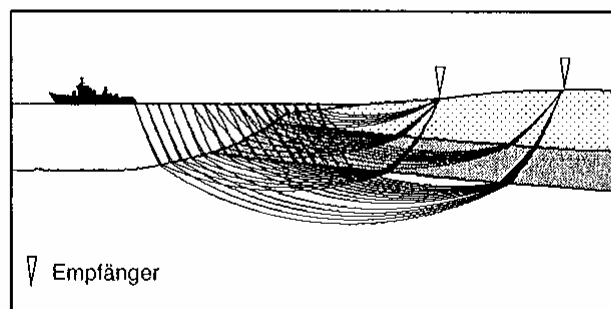


Abbildung 3.2: Beispielhafter Strahlenverlauf beim Onshore/Offshore-Experiment mit Anregung der Signale auf See und ihrer Registrierung an Land.

### 3.2 Das Landexperiment COTCOR

Die Lage des Profils während der Landmessungen entspricht der Linie des Onshore/Offshore-Experimentes und verläuft von *Marbella* (Pazifikküste) bis *Los Chiles* (Grenze zu Nicaragua). Entlang des 164 km langen Landteiles dieses Profils wurden in zwei Auslagen je 58 automatische Registrierstationen (PDAS) ausgebracht und an 5 Schußlokationen Sprengungen gezündet (Abb. 3.3).

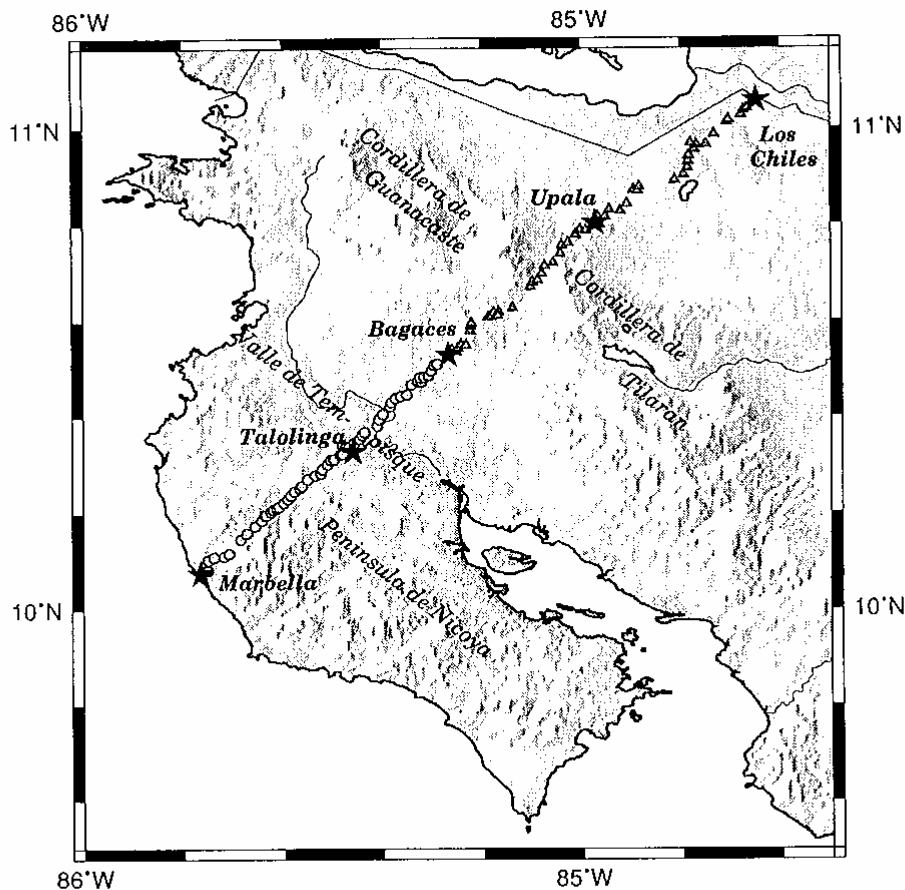


Abbildung 3.3: Die Lage des seismischen Profils während der COTCOR-Experimente. Die schwarzen Sterne markieren die Position der Schußpunkte für beide Auslagen, während die Punkte die Empfängerlokationen der ersten Auslage, die Dreiecke diejenigen der zweiten Auslage bezeichnen.

Die erste Auslage erstreckt sich von *Marbella* bis *Bagaces* und umfaßt 58 Stationen mit einem mittleren Abstand von 1300 m. In diese Auslage wurde von den Schußlokationen *Marbella*, *Talolinga*, *Bagaces* und *Los Chiles* geschossen. Während die Ladungsmenge in *Marbella* und *Talolinga* 650 kg betrug, wurden die Bohrungen in *Bagaces* und *Los Chiles* mit 1100 kg bzw. 800 kg Sprengstoff bestückt.

Bei der zweiten Auslage konnten 58 Stationen auf der Strecke zwischen *Bagaces* und *Los Chiles* ausgebracht werden. Auf diesem Abschnitt des Profils wurden in *Marbella* 1000 kg, in *Bagaces* 1230 kg, in *Upala* 550 kg und in *Los Chiles* 1230 kg Sprengstoff gezündet.

Aus sprengtechnischen Gründen fehlen die Schüsse in *Upala* und *Talolinga* in der ersten

bzw. zweiten Auslage. In Abbildung 3.4 ist der Meßaufbau und der Strahlenverlauf des Landexperimentes schematisch dargestellt.

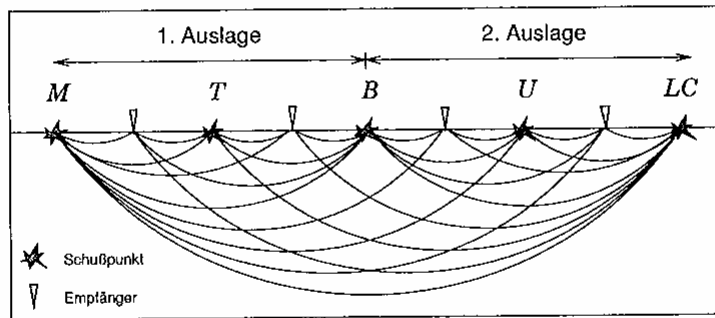


Abbildung 3.4: Schematischer Meßaufbau und Strahlenverlauf beim Landexperiment COTCOR. Sowohl die Schüsse als auch die Empfänger befinden sich hierbei an Land. In der ersten Auslage fehlt der Schuß bei *Upala*, in der zweiten der Schuß bei *Talolinga*. Schußpunkte sind mit den Anfangsbuchstaben gekennzeichnet (*Marbella*, *Talolinga*, *Bagaces*, *Upala* und *Los Chiles*).

### 3.3 Die Datenbearbeitung

Das Ergebnis der beiden Feldexperimente ist ein umfangreicher refraktionsseismischer Datensatz, der für die weitere Verwendung zur Modellierung durch Bearbeitungsschritte wie Umformatierung, Sortierung und Filterung aufbereitet wird (*Pre-Processing*). In den folgenden Abschnitten werden die Bearbeitungsprozesse der PDAS-Daten aus beiden Experimenten beschrieben. Die erste Prozessierung der OBH-Daten fand am GEOMAR, die der OBS-Daten an der UTIG, Texas statt, während die Filterung zusammen mit den PDAS-Daten erfolgte.

Die digitalen PDAS-Feldregistrierungen beider Meßexperimente werden in gleicher Weise aufbereitet. Zunächst wird eine Geometrie-Datei erzeugt, in der die  $(x,y,z)$ -Koordinaten von allen Schüssen und Empfängern sowie die exakten Schußzeiten zusammengestellt sind. Auf diese Datei greift ein Programm<sup>2</sup> zu, das nacheinander folgende Schritte abarbeitet:

- Reduktion der Zeit mit  $t_{red} = t - \frac{x}{v_{red}}$ , wobei  $t_{red}$  die reduzierte Laufzeit,  $t$  die tatsächliche Laufzeit,  $x$  die Entfernung und  $v_{red}$  die Reduktionsgeschwindigkeit ist,
- Herausschneiden der Schußfenster aus den reduzierten Zeitreihen jeder einzelnen Station mit Angabe der Fensterlänge  $\Delta t$ ,
- Umwandlung der Daten in das SEG-Y Format.<sup>3</sup>

Für die Reduktionsgeschwindigkeit  $v_{red}$  wurde ein für Krustengebiete mit sedimentärer Bedeckung üblicher Wert von 6 km/s gewählt, so daß Phasen dieser Geschwindigkeit

<sup>2</sup>cut\_window von G. Asch und S. Grunewald, GFZ Potsdam

<sup>3</sup>Standardformat für seismische Daten, herausgegeben von der Society of Exploration Geophysicists, Version Y

horizontal erscheinen und deutlicher korreliert sind. Die Fensterlänge der Spuren wurde auf  $\Delta t = 25$  s festgesetzt. Mit dieser Spurlänge ist gewährleistet, daß auch späte Phasen noch erfaßt werden.

### 3.3.1 Das Pre-Processing der Onshore/Offshore-Daten

Bei dem Onshore/Offshore-Experiment wurde das Profil zweimal geschossen (Linie 101 und 102, siehe Abb. 3.1). Auf Linie 101 wurden im Abstand von 50 m 1650 Schüsse gezündet, bei Linie 102 insgesamt 669 Schüsse mit einem Abstand von 100 m. Insgesamt wurden diese Signale von 45 Empfängern registriert, lediglich eine Landstation und ein OBH fielen aus. Die Abtastfrequenz bei den OBH/OBS betrug 200 Hz, bei den Landstationen 100 Hz. Die Schußstrecke umfaßt 82.6 km, wobei der erste Airgun-Schuß 3.6 km, der letzte 86.2 km vor der Küste gezündet wurde (siehe auch Abb. 3.1, Abschn. 3.1). Die Daten aller Empfänger (PDAS/OBH/OBS) werden in ProMAX<sup>4</sup> eingelesen und gemäß der Experiment-Geometrie mit beweglicher Quelle und stationären Empfängern empfangenorientiert (*receiver gather*) sortiert. Um das Verhältnis der Nutzsignale zum Rauschsignal zu erhöhen, werden die Daten frequenzgefiltert. Die Filterung wirkt umso effektiver, je weiter die Frequenzbereiche von Signal- und Rauschenergie auseinanderliegen. Zur Ermittlung einer geeigneten Filterfunktion wird daher eine Spektralanalyse der Daten durchgeführt. Die Abbildung 3.5 stellt die Powerspektren der Registrierungen einer Landstation (Station 2) vor. In der Sektion sind die Bereiche gekennzeichnet, in denen das Powerspektrum berechnet wird. Es handelt sich hierbei um zwei Bereiche mit dem Ersteinsatz in unterschiedlichen Distanzen (B+C), einer Reflektierten (A) und einem Rauschfenster (D). Der Prozeß der Frequenzanalyse wird mit der ungefilterten Sektion durchgeführt; um jedoch in der Abbildung die gewählten Bereiche besser zu verdeutlichen, ist hier eine bereits gefilterte Sektion verwendet.

Aus der Frequenzanalyse wird ersichtlich, daß die Hauptfrequenzen der Signale zwischen 5 und 8 Hz, die des Rauschens dagegen zwischen 16 und 30 Hz liegen. Aus diesem Grund kann die Anwendung eines Bandpaß-Filters mit einem vollständigen Durchlaßbereich zwischen 2 und 10 Hz das Signal/Rausch-Verhältnis deutlich verbessern, ohne verwertbare Frequenzanteile zu unterdrücken. Da die OBH/OBS-Daten sehr ähnliche Frequenzverteilungen aufweisen, werden alle Daten des Onshore/Offshore-Experimentes mit einem Bandpaß gefiltert, der durch die Frequenzen 1 bis 2 Hz (Filterflanke im niederfrequenten Bereich) und 10 bis 12 Hz (Flanke im oberen Frequenzbereich) definiert wird.

<sup>4</sup>Programm-Paket ProMAX von Advance Geophysical Corporation, zur Bearbeitung reflexions- und refraktionsseismischer Datensätze

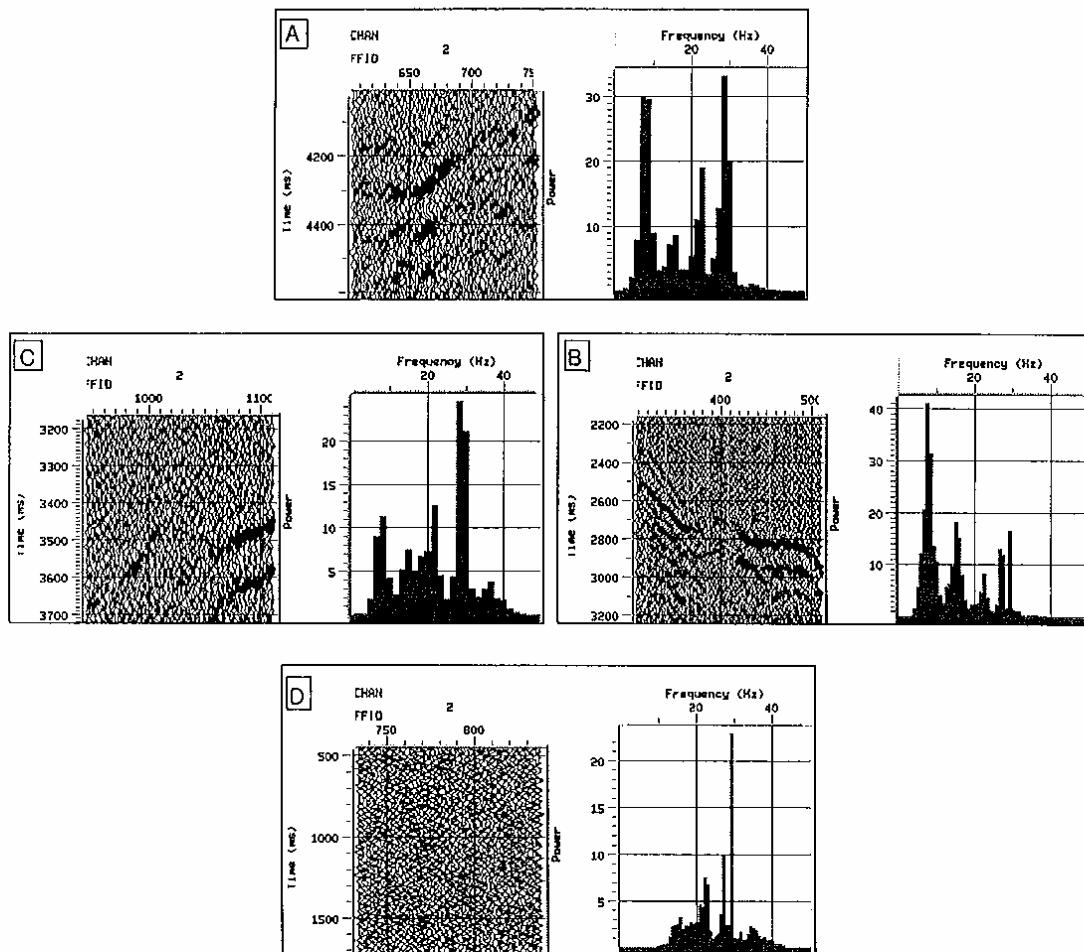
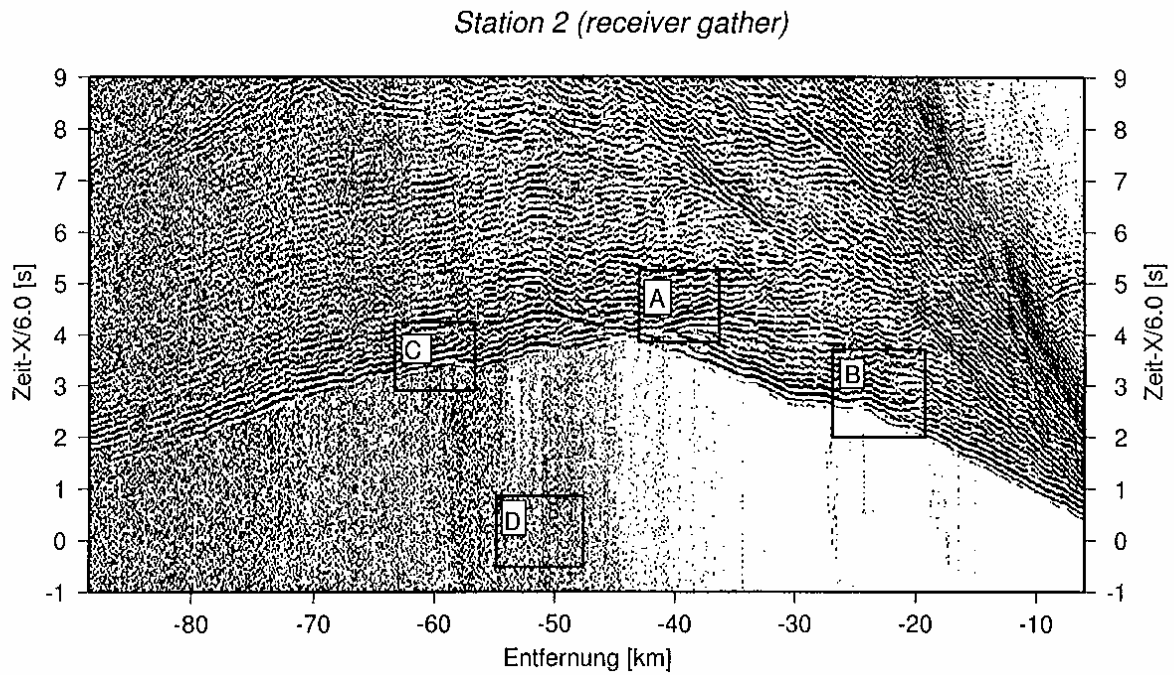


Abbildung 3.5: Powerspektren aus verschiedenen Zeitfenstern der Sektion von Station 2. A: Reflektierte, B und C: Ersteinsätze in unterschiedlichen Empfängerdistancen, D: Rauschen

In Abbildung 3.6 ist ein Vergleich zwischen den ungefilterten und den mit Bandpaß gefilterten Seismogrammen von Station 2 dargestellt. Bei der Darstellung der Seismogramm-Sektionen sind die einzelnen Spuren auf ihre Maximalamplitude normiert. Damit wird gewährleistet, daß die Amplituden von Empfängern in großer Schußentfernung nicht von den relativ dazu größeren Amplituden der schußnahen Empfänger unterdrückt werden.

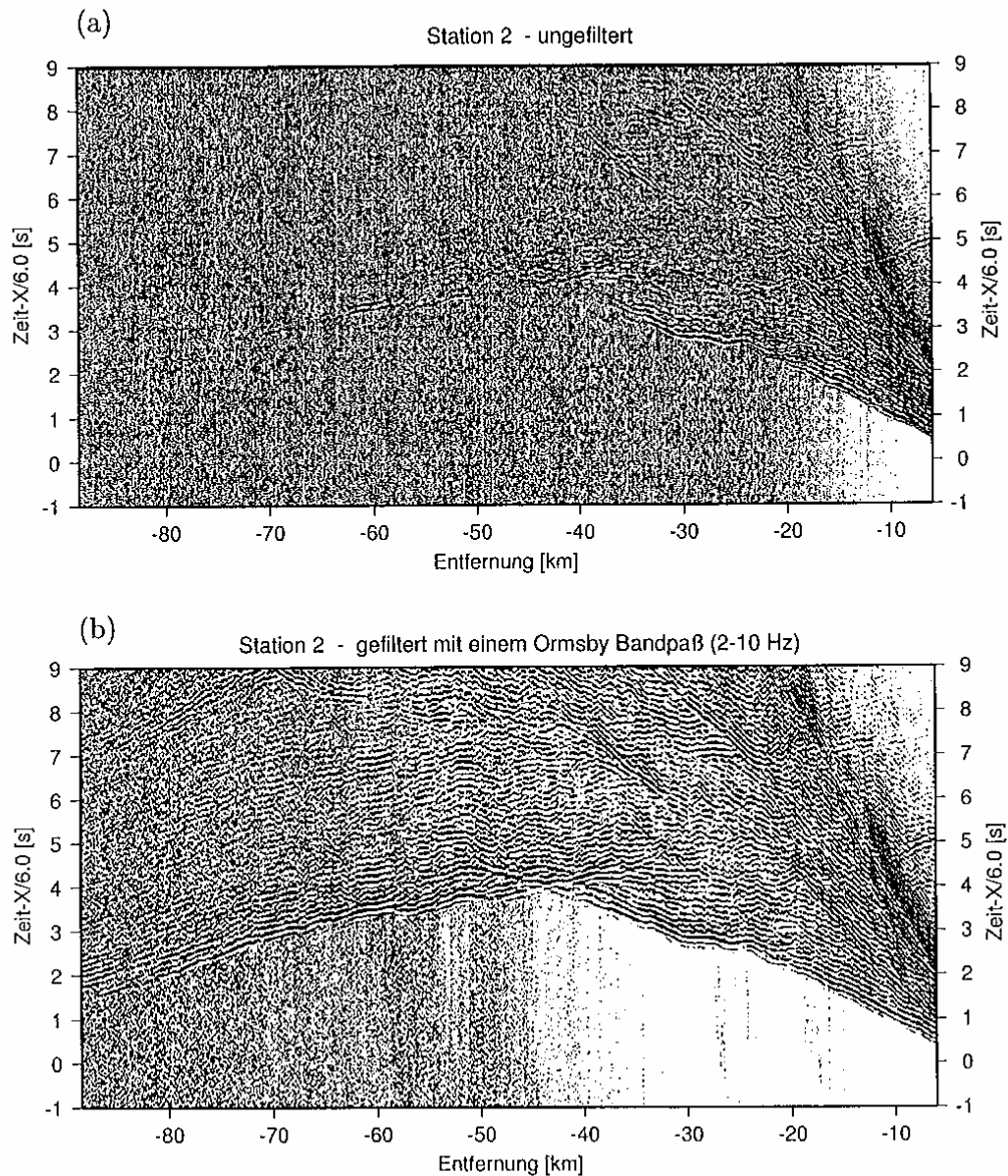


Abbildung 3.6: Vergleich der ungefilterten (a) und der mit dem Bandpaß gefilterten (b) Seismogramm-Sektion der Station 2

### 3.3.2 Das Pre-Processing der Landdaten

Da der Aufbau des Landexperimentes aus stationären Quellen und beweglichen Empfängern bestand, werden die Seismogramme nun schußorientiert (*shot gather*) sortiert, so daß jedem Schuß die Seismogramme aller registrierenden Stationen zugeordnet werden. Von den 58 ausgebrachten Stationen je Auslage registrierten jeweils 52 Empfänger mit einer Abtastfrequenz von 100 Hz die 5 chemischen Sprengungen (die verbleibenden 6 Stationen wurden als Schußstationen verwendet). Die gesamte Länge des Landprofils beträgt 164 km, die beiden Teilauslagen umfassen 75 km bzw. 89 km. Die Schußpositionen bei *Marbella* und *Los Chiles* markieren die Endpunkte des Gesamtprofils, während der Schußpunkt *Bagaces* Endpunkt für die Teilauslagen ist (siehe auch Abb. 3.4). Wie die Onshore/Offshore-Daten werden die Daten des Landexperimentes in das SEG-Y Format umgewandelt und in ProMAX gefiltert. Nach der Frequenzanalyse der Landdaten wird deutlich, daß die Hauptfrequenzen der Signale zwischen 8 und 12 Hz, die des Rauschens, abhängig von der Schußentfernung zwischen 7 und 20 Hz liegen. Die Frequenzbereiche von Signal- und Rauschenergie liegen somit nah beieinander bzw. überlappen sich sogar in den großen Distanzen (Abb. 3.7). Als geeignetster Filter für die Seismogramme hat sich ein Bandpaß, der durch die Frequenzen 1-3-12-20 Hz definiert wird, erwiesen. Er vermag das Signal/Rausch-Verhältnis insbesondere bei den schußfernen Ersteinsätzen und Reflexionen zu verbessern, ohne daß wesentliche Informationen verlorengehen.



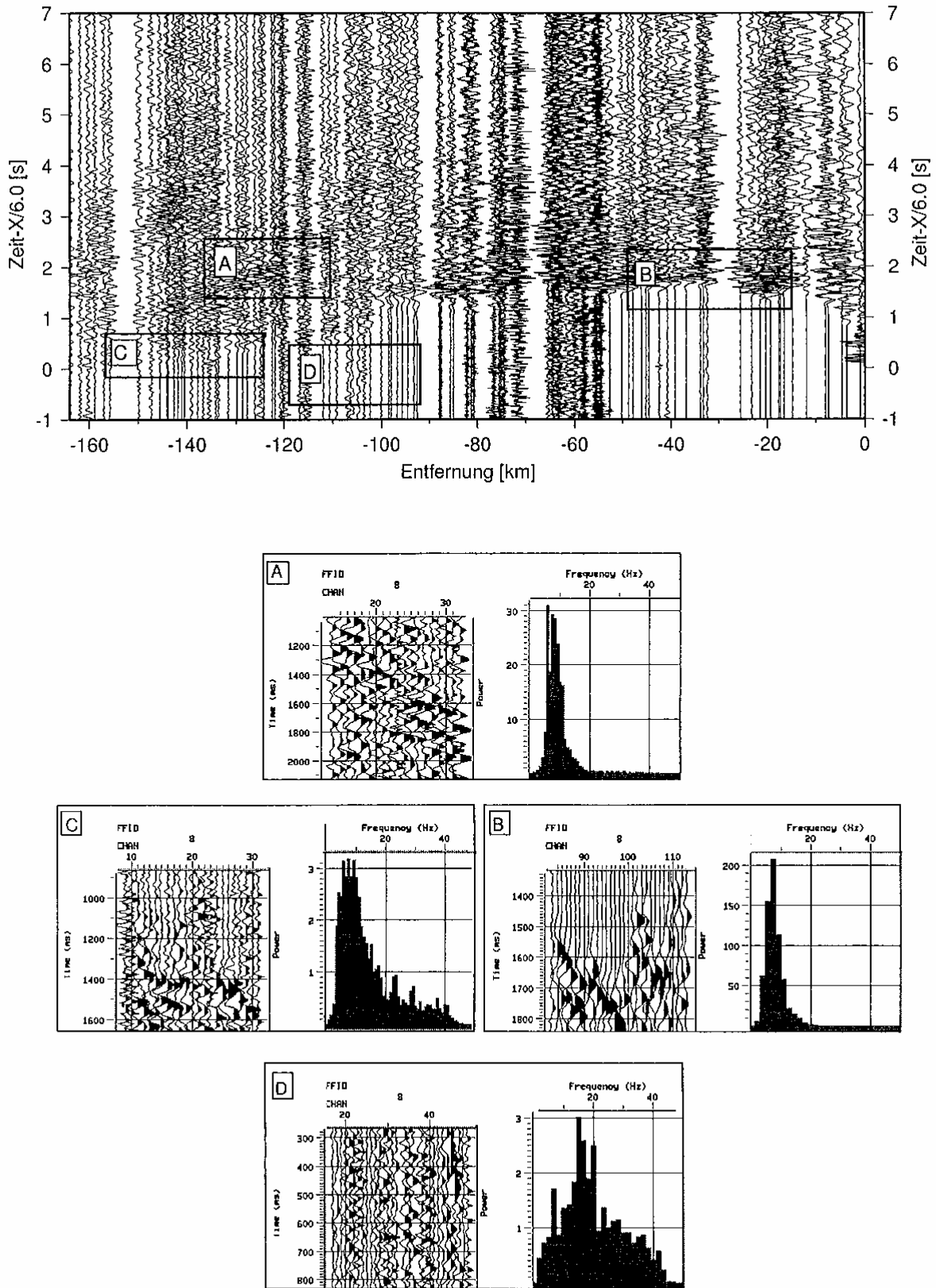


Abbildung 3.7: Powerspektren von den Seismogrammen der Schüsse bei *Los Chiles* aus verschiedenen Bereichen A: Reflektierte, B und C: Ersteinsätze aus unterschiedlichen Schußdistanzen, D: Rauschen



# Die Modellierung seismischer Geschwindigkeiten

In den vorangegangenen Kapiteln wurde der Weg von den Geländearbeiten bis zum aufbereiteten weitwinkelseismischen Datensatz nachgezeichnet. Zur Entwicklung eines seismischen Geschwindigkeitsmodells folgt als nächster Schritt die Auswertung der Seismogramm-Sektionen. Hierzu werden die Einsatzzeiten kohärenter Signale ermittelt, die entsprechenden Laufzeitkurven (Phasenkorrelation) festgelegt und Geschwindigkeiten bestimmt. Diese Informationen bilden die Basis für die Modellierung des seismischen Geschwindigkeits-Tiefen-Profiles. Zunächst werden in diesem Kapitel die wichtigsten Begriffe und Zusammenhänge zur Auswertung kurz beschrieben und anschließend die verwendeten Modellierungsmethoden vorgestellt.

Die erste Modellierungsmethode besteht in der numerischen Berechnung von Strahlenwegen durch ein Startmodell und den entsprechenden Laufzeiten mit Hilfe eines *Ray Tracing*-Programmes (Abschn. 4.2). Hierbei werden synthetische Seismogramme berechnet, bei denen die Einsatzzeiten korrekt wiedergegeben werden. Die dynamischen Eigenschaften der seismischen Wellen werden hierbei nicht berücksichtigt. Mit der Methode der Finiten Differenzen (*F.D.*) dagegen lassen sich zum ermittelten Geschwindigkeitsmodell synthetische Seismogramme berechnen, die auf dem vollständigen Wellenfeld beruhen. Damit ist die Möglichkeit zum Amplitudenvergleich und deren Anpassung an die Meßdaten gegeben (Abschn. 4.3). Zusammen mit der Laufzeitanpassung werden so die grundlegenden Charakteristika der gemessenen Daten zur Modellierung verwendet. Wird mit beiden Modellierungsverfahren eine gute Anpassung an die Daten erzielt, kann das ermittelte Geschwindigkeitsmodell als stabil angesehen werden. Da es sich bei beiden Methoden um Standardverfahren in der Auswertung von seismischen Daten handelt, die in Lehrbüchern der Seismik ausführlich beschrieben sind (z.B. Sheriff [1989], Telford et al. [1990]), werden sie in den folgenden Abschnitten nur qualitativ und kurz beschrieben.

## 4.1 Die Laufzeitbestimmung

Zur Auswertung einer Seismogramm-Sektion werden zunächst die Einsatzzeiten der kohärenten Signale bestimmt. Die sich hieraus ergebenden Werte  $(x_i, t_i)$  werden zu *Laufzeitkurven* zusammengefaßt, denen Strahlenwege durch den Untergrund zugeordnet werden. In Abbildung 4.1 wird der Zusammenhang zwischen den Laufzeitkurven und den zugehörigen Strahlenwegen bei refraktionsseismischen Messungen skizziert. Um das Prinzip möglichst einfach wiederzugeben, ist ein horizontales Zweischichtmedium mit konstanten Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten dargestellt, so daß die Laufzeitkurven der refraktierten Wellen Geraden, die der reflektierten Wellen Hyperbeln sind; in Gradientenmedien dagegen (wie sie in der Natur realisiert sind) ergeben sich sowohl für die reflektierten als auch die refraktierten Wellen gekrümmte Laufzeitkurven.

In den Seismogramm-Sektionen werden die Einsatzzeiten der direkten Welle, die aller refraktierten Wellen sowie der sichtbaren Reflexionen ermittelt. Hieraus werden die Geschwin-

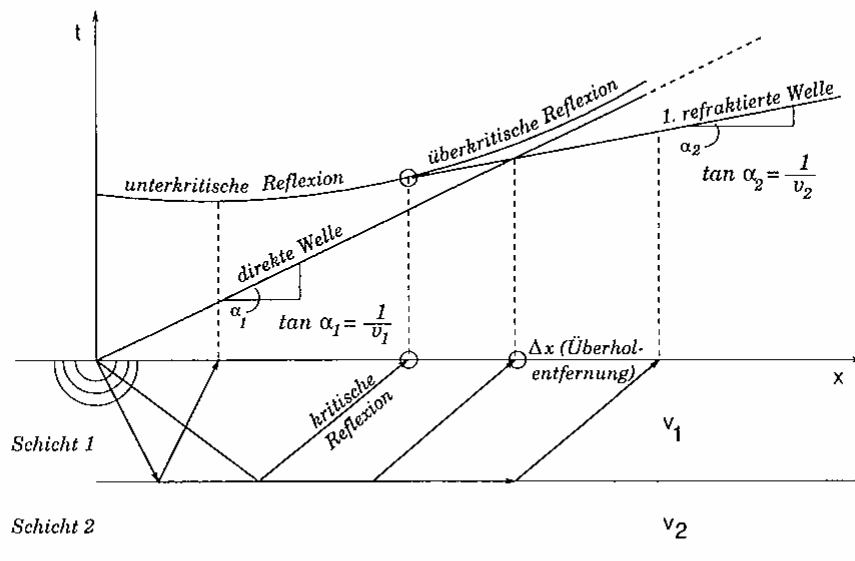


Abbildung 4.1: Laufzeitkurven und Strahlenwege in einem geschichteten Medium nach Militzer [1987].

digkeiten im Untergrund berechnet. Wie aus Abbildung 4.1 ersichtlich ist, hat die Laufzeitkurve der refraktierten Welle die Steigung der reziproken Schichtgeschwindigkeit des unteren Mediums. Bei geneigten Schichten sind die so bestimmten Geschwindigkeiten nicht die wahren, sondern sog. Scheingeschwindigkeiten. Der Zusammenhang zwischen diesen Geschwindigkeiten ist ausführlich in Gebrande & Miller [1985] beschrieben. In dieser Arbeit werden für die Ermittlung eines Startmodells (nächster Abschn.) die ermittelten Scheingeschwindigkeiten verwendet.

## 4.2 Laufzeitmodellierungen mit Ray Tracing

Die übliche Vorgehensweise zur Modellierung von Laufzeiten ist zunächst die Erarbeitung eines eindimensionalen (1-D) Startmodells für jede Sektion, mit dessen Hilfe eine erste Vorstellung von den Tiefenlagen und den Geschwindigkeiten der Schichten möglich wird. Hierbei werden aus den ermittelten Laufzeiten und Scheingeschwindigkeiten Geschwindigkeits-Tiefenprofile ( $v - z$ -Profile) an mehreren Lokationen berechnet. Die Überführung in ein 2-D Geschwindigkeitsmodell erfolgt dann durch die Interpolation zwischen den verschiedenen 1-D Modellen. Diese Methode läßt sich aber nur in Gebieten mit nahezu horizontaler Schichtung und kleinen lateralen Geschwindigkeitsänderungen sinnvoll anwenden.

Im landwärtigen Teil des Profils wurden an einigen Schußlokationen  $v - z$ -Funktionen mit einem interaktiven Programm, basierend auf einem Algorithmus von Landisman et al. [1967], berechnet. Obwohl auch hier mit kleinräumigen Geschwindigkeitsvariationen in der Oberkruste gerechnet werden muß, können die Profile als Basis für die zweidimensionale Modellierung verwendet werden. In Abbildung 4.2 wird beispielhaft eine  $v - z$ -Funktion zusammen mit der entsprechenden Seismogramm-Sektion dargestellt. In der Beispielsektion von *Marbella*, aber auch in den übrigen Sektionen gibt es Bereiche, in denen die synthetischen Laufzeitkurven nicht den Daten angepaßt werden konnten. Die Gründe hierfür liegen

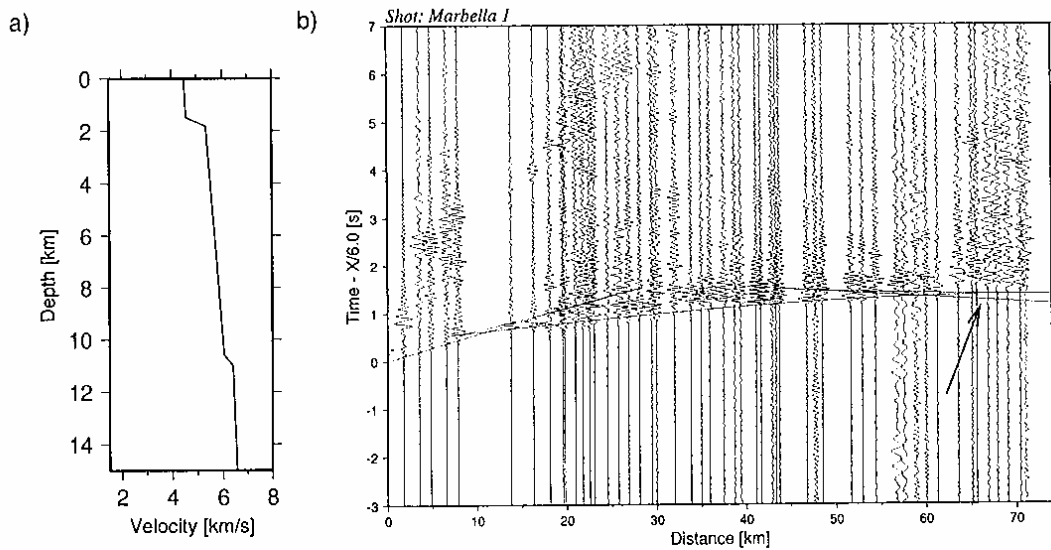


Abbildung 4.2: Eindimensionales Startmodell bei Marbella (a). Es handelt sich um einen Dreischichtfall mit einer  $v_p$ -Geschwindigkeit von 4.5 km/s an der Oberfläche, 5.5 km/s in etwa 1.8 km Tiefe und einem Sprung auf 6.5 km/s in 10.8 km Tiefe. In der dazugehörigen Seismogramm-Sektion der Schüsse von Marbella sind die berechneten Laufzeiten bis in eine Distanz von 75 km dargestellt (b). Die unzureichende Anpassung der Laufzeiten in größerer Schusspunktdistanz (Pfeil) ist auf laterale Geschwindigkeitsvariation und Verwerfungen in der Oberkruste zurückzuführen.

zum einen in den schon erwähnten lateralen Geschwindigkeitsvariationen, die sich besonders in großen Distanzen vom Schusspunkt bemerkbar machen, aber auch in kleinräumigen Undulationen und Verwerfungen der Schichtgrenzen.

Im seewärtigen Teil des Profils werden geneigte Strukturen wie z.B. die abtauchende Cocos-Platte oder der steile Plattenrand erfaßt. Aufgrund der daraus resultierenden komplexeren Geschwindigkeitsstrukturen wurde daher beim Onshore/Offshore-Experiment auf die eindimensionale Modellierung verzichtet und direkt ein zweidimensionales  $v - z$ -Modell erstellt. Die für die Modellierung der ozeanischen Platte und der Hangsedimente angenommenen Geschwindigkeiten werden mit Hilfe der OBS/OBH-Daten ermittelt und anschließend mit Werten aus der Literatur überprüft [Mutter & Mutter 1993, Ye et al. 1996].

Die Modellierung der Laufzeiten erfolgte mit Hilfe eines interaktiven Ray Tracing-Programms<sup>1</sup>. Mit diesem Programmpaket ist sowohl die Interpretation von steilwinkelseismischen als auch von weitwinkelseismischen Datensätzen möglich.

Basierend auf den 1-D Modellen und den in der Literatur gegebenen  $v - z$ -Funktionen dieser Region [Ponce & Case 1987, Matumoto et al. 1977, Shipley et al. 1992, Stoffa et al. 1991, von Huene & Flüh 1994] wird im Ray Tracing-Programm entlang der Profillinie ein Startmodell eingegeben. Die Eingabe des Modells erfolgt durch die Definition der Schichtgrenzen an Stützpunkten innerhalb des Entfernung (x)-Tiefe (z)-Koordinatensystems und der anschließenden Festlegung der Geschwindigkeiten innerhalb der vorher definierten Schichten. Hierfür werden in den jeweiligen Tiefen bei entsprechendem Profilkilometer die Geschwindigkeiten und ihre Gradienten bestimmt. Die Berechnung des Geschwindigkeitsfeldes an

<sup>1</sup>GXII<sup>TM</sup> 2D Geophysical Modeling der GX Technology Corporation

weiteren Punkten im gesamten Modell erfolgt dann durch lineare Interpolation zwischen den einzelnen Stützpunkten entlang der Horizontal- und der Tiefenachse.

Beim Ray Tracing werden gemäß der Geometrie des Feldexperimentes Strahlenwege durch das  $v - z$ -Modell sowie die zugehörigen Laufzeiten berechnet. Das Ziel sind strahlentheoretische Seismogramme, die die Einsatzzeiten möglichst genau wiedergeben. Als wichtigste Eingabeparameter werden folgende Größen gefordert (siehe auch Abbildung 4.3):

- die Größe  $\Delta x$  der im Ray Tracing-Programm angelegten Zellen konstanter Geschwindigkeit,
- die Winkelauflösung  $\Delta \phi$  für die Konstruktion des Strahlenweges,
- und die maximale Abweichung  $\Delta \epsilon$  vom Empfänger, bei der ein an die Oberfläche gelangter Strahl noch akzeptiert wird.

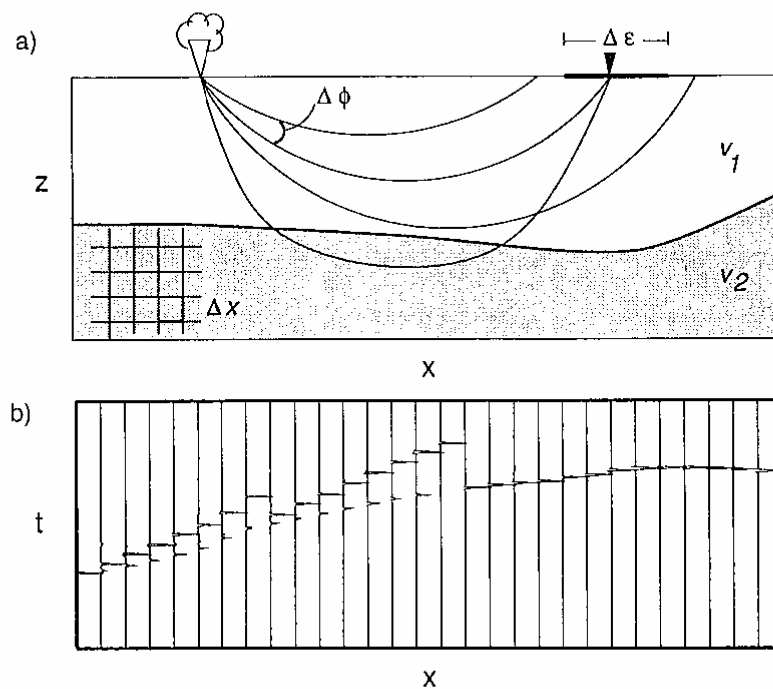


Abbildung 4.3: Schematische Darstellung der Laufzeitmodellierung mit dem Ray Tracing-Programm. (a): Die geforderten Eingabeparameter mit  $\Delta x$  als Zellengröße konstanter Geschwindigkeit, mit der das eingegebene  $v - z$ -Modell diskretisiert wird,  $\Delta \phi$  als Schrittweite, mit der der Winkel des Strahls verändert wird sowie  $\Delta \epsilon$  als die maximale Abweichung vom Empfänger, in der der berechnete Strahl noch akzeptiert wird. (b): Strahlentheoretische Seismogramme, die die Einsatzzeiten wiedergeben (kinematische Anpassung).

Zur Anpassung der berechneten Laufzeiten an die gemessenen werden die Schichtreliefe und die zugehörigen Geschwindigkeiten variiert. Bei dieser Vorgehensweise hat sich gezeigt, daß eine Perturbation der Geschwindigkeiten um maximal  $\pm 0.2$  km/s keine erkennbaren Laufzeitdifferenzen zur Folge hat; somit ist das ermittelte Modell stabil gegen kleine Variationen der Geschwindigkeiten. Die strahlentheoretischen Seismogramme, die mit dem Ray Tracing-Programm erzeugt werden, beruhen nicht auf dem vollständigen Wellenfeld. Daher können sie nur genau einen Wellentypus ohne Berücksichtigung seines frequenzabhängigen Verhaltens wiedergeben (Abb. 4.3 (b)).

### 4.3 Amplitudenmodellierung mit Finiten Differenzen

Mit Hilfe des durch Ray Tracing ermittelten  $v - z$ -Modells lassen sich mit der Methode der Finiten Differenzen (F.D.) ebenfalls synthetische Seismogramme berechnen, die aber durch die numerische Lösung der zweidimensionalen Wellengleichung die dynamischen Eigenschaften der Welle, wie z.B. die relativen Amplituden der unterschiedlichen Einsätze und ihre Frequenzen wiedergeben. Durch ihre zusätzliche Berechnung wird das auf der Laufzeitmodellierung beruhende  $v - z$ -Modell auf seine dynamischen Eigenschaften hin überprüft und gegebenenfalls verändert.

Zur Berechnung der synthetischen Seismogramme und der Modellierung der Amplituden wird hier ein Programm [Sandmeier 1990] verwendet, welches auf einem Algorithmus für die Lösung der Wellengleichung in einem zweidimensionalen, heterogenen und elastischen Medium nach Kelly et al. [1976] beruht. Insgesamt werden 6 Eingabeparameter benötigt, die sich aus der Datenanalyse und dem Geschwindigkeitsmodell ergeben.

Das  $v - z$ -Modell liefert die Geschwindigkeiten der P-Wellen  $v_p(x, z)$ , die in einem Raster von  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  aus dem Ray Tracing-Programm ausgegeben werden. Aus  $v_p$  wird die Geschwindigkeit der S-Wellen  $v_s(x, z)$  nach  $v_p = v_s \sqrt{3}$  ermittelt. Ebenfalls aus  $v_p(x, z)$  ergibt sich die Dichte  $\rho(x, z)$ , die aus der Beziehung

$$\rho = 0.252 + 0.3788 \cdot v_p \quad (4.1)$$

nach dem Birch-Gesetz [Birch 1961] abgeleitet wird.

Eine weitere Größe ist die Hauptfrequenz  $f_{\text{main}}$ , deren Wert durch die Frequenzanalyse in Abschn. 3.3.2 mit 7.5 Hz bestimmt wurde. Zusammen mit den aus der Laufzeitmodellierung bekannten P- und S-Wellengeschwindigkeiten läßt sich die größtmögliche Ausdehnung der Geschwindigkeitszellen  $\Delta x$  und des Zeitinkrements  $\Delta t$  bestimmen, in denen das Wellenfeld berechnet wird. Es werden nach Kelly et al. [1976] folgende Beziehungen angenommen:

$$\Delta x \leq \frac{v_p^{\text{min}}}{10 \cdot f_{\text{main}}} \quad (4.2)$$

und

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{(v_p^{\text{max}})^2 + (v_s^{\text{max}})^2}} \quad (4.3)$$

Mit einer minimalen Geschwindigkeit der P-Wellen  $v_p^{\text{min}}$  von 1500 m/s und einer Hauptfrequenz von 7.5 Hz ergibt sich nach Gleichung (4.2) für den Gitterpunktabstand ein Wert von 20 m; aus programmtechnischen Gründen jedoch kann die ursprüngliche  $50 \text{ m} \times 50 \text{ m}$  Diskretisierung nur halbiert werden, so daß mit einem  $\Delta x$ -Wert von 25 m und einer Hauptfrequenz von 5 Hz gerechnet wird. Für das Zeitinkrement  $\Delta t$  wird ein Wert von 0.002 s ermittelt.

Die synthetischen Seismogramme wurden für insgesamt 17 Stationen während des On-shore/Offshore-Experimentes und für alle Schüsse des Landexperimentes berechnet. Bei Differenzen zu den Meßdaten wurde das  $v - z$ -Modell solange modifiziert, bis sowohl die Laufzeiten als auch die Amplitudenverhältnisse bestmöglich angepaßt waren.

## 4.4 Die Interpretation der Daten

Nach der Erläuterung der Modellierungsmethoden im vorangegangenen Kapitel werden nun die Daten anhand von einigen Beispielen zusammen mit den Modellierungsergebnissen vorgestellt und nachfolgend das resultierende Geschwindigkeitsmodell diskutiert. Es folgen zunächst allgemeine Vorbemerkungen zur Dateninterpretation, den verwendeten anderen Arbeiten und der Vorgehensweise beim Aufbau des Modells.

In den Seismogramm-Sektionen werden verschiedene Phasen von Kompressions- und Scherwellen (*P*- und *S*-Wellen) identifiziert. Die Phasen der *P*-Wellen, die sich um den Faktor  $\sqrt{3}$  schneller ausbreiten als die *S*-Wellen, sind als Ersteinsätze (direkte und refraktierte Welle) sowie als reflektierte Welle zu beobachten. Grundsätzlich können in den Daten folgende Phasen unterschieden werden:

$P_w$	Einsätze der Wasserwelle,
$P_s$	Einsätze der durch die obersten Sedimentschichten laufenden Tauchwellen,
$P_g$	Einsätze der durch die kristalline Kruste refraktierten Wellen,
$P_n$	Einsätze der durch den oberen Mantel refraktierten Wellen,
$PmP$	Einsätze der an der Mohorovičić-Diskontinuität ( <i>Moho</i> ) reflektierten Welle,
$P_iP$	Einsätze von Reflexionen aus der Oberkruste (0 km bis 5 km Tiefe),
$P_{i1}P$	Einsätze von Reflexionen aus der Mittelkruste (5 km bis 14 km Tiefe),
$P_{i2}P$	Einsätze von Reflexionen an der Oberkante der Cocos-Platte,
$P_{i3}P$	Einsätze von Reflexionen am Grenzhorizont zwischen <i>Layer 2</i> und <i>Layer 3</i> innerhalb der ozeanischen Cocos-Platte ( <i>1/3-Horizont</i> , siehe unten).

Allen Einsätzen, die demselben Phasentypus, aber unterschiedlichen Schichten zugeordnet werden, ist ein oberer Index beigelegt (z.B.  $P'_g$  und  $P''_g$  als zwei Einsätze aus der kristallinen Kruste, aber aus verschiedenen Geschwindigkeitsschichten).

Mit den seismischen Quellen (Airgun-Schüsse und chemische Sprengungen) werden nur *P*-Wellen angeregt. Die in den Sektionen trotzdem zu beobachtenden *S*-Wellen entstehen durch Konvertierung von *P*-Wellen, die durch schräges Einfallen auf eine Schichtgrenze in *P*- und *S*-Wellen aufgespalten werden [Aki & Richards 1980]. Für die Interpretation der Daten und der anschließenden Modellierung werden nur die Einsätze der *P*-Wellen ausgewertet.

### 4.4.1 Aufbau und Modellierung des Geschwindigkeit-Tiefen-Profiles

Bei der Modellierung der seewärtigen Strukturen lassen sich neben der Auswertung der OBH/OBS-Registrierungen auch einige Ergebnisse früherer Arbeiten einbeziehen.

#### Arbeiten zur Cocos-Platte

1. Südlich des hier vorgestellten Profils wurde auf der Basis von weitwinkelseismischen Daten die Mächtigkeit der Cocos-Platte in von Huene & Flüh [1994] und Ye et al. [1996] mit 6.5 km modelliert. Entsprechend der typischen Schichtenabfolge von ozeanischer Kruste ist die Platte vor ihrer Subduktion in drei Schichten (*Layer 1*,

Layer 2 und Layer 3) unterteilt [Brown & Musett 1981, Mutter & Mutter 1993] (Abb. 4.4).

- Die der Platte aufliegenden Sedimentschichten sind etwa 400 m mächtig und durch reflexionsseismische Arbeiten von Shipley et al. [1992] und Hinz et al. [1996] erfaßt worden. Sie bestimmten die durchschnittliche Geschwindigkeit der Gesteine mit 1.6 km/s. Obwohl ihre Grenzen nach Eintritt in die Subduktionszone mit den refraktionsseismischen Daten nicht mehr auflösbar ist, wird diese Geschwindigkeitsschicht bei der in dieser Arbeit durchgeführten Modellierung bis in eine Entfernung von etwa 26 km nordöstlich des *Middle America Trench* weitergeführt. Dieses Vorgehen beruht auf den Ergebnissen der ODP-Bohrung Leg 170, Site 1040, bei der die Tiefseesedimente etwa 2 km von der Rinne entfernt, unter dem *Décollement* komprimiert, aber in vollständiger Abfolge durchteuft wurden ([Kimura et al. 1997], siehe auch Abb. 5.5, Abschn. 5.2). Somit findet hier offenbar keine sedimentäre Akkretion am Plattenrand statt, so daß die Tiefseesedimente in größere Tiefen subduziert werden.

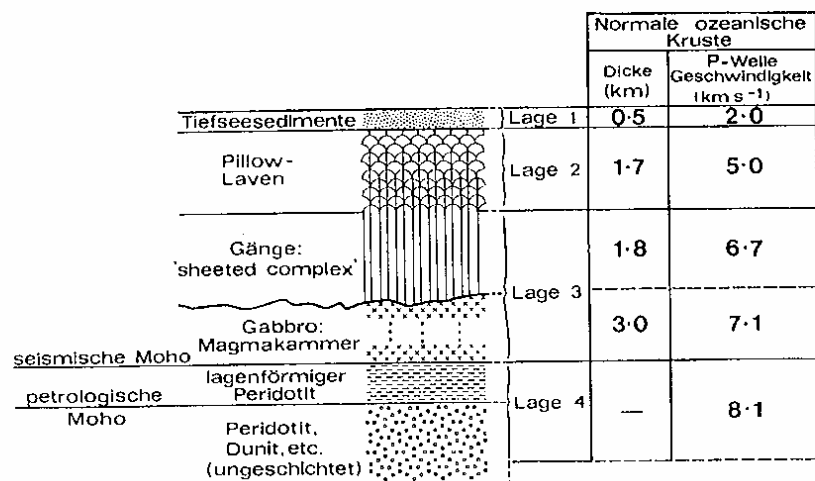


Abbildung 4.4: Typische Schichtenabfolge, Mächtigkeiten und Geschwindigkeiten der P-Wellen in ozeanischer Kruste nach Brown & Musett [1981].

Die oben erwähnten reflexionsseismischen Arbeiten von Shipley et al. [1992] und Hinz et al. [1996] liefern auch Hinweise über die Mächtigkeiten und Durchschnittsgeschwindigkeiten der inneren Hangsedimente des Plattenrandes. Die Informationen über die Tiefenlage des in beiden Arbeiten erwähnten *rough surface*-Reflektors wurden zur Modellierung des Übergangs von langsamen Sedimentschichten zu den schnelleren Schichten des Plattenkeils verwendet.

Die korrelierten Phasen werden Laufzeitästen zugeordnet, mit deren Hilfe die Scheingeschwindigkeiten der entsprechenden Schichten ermittelt werden (siehe Abb. 4.1). Grundsätzlich beginnt man mit der Modellierung der oberflächennahen Schichten und erweitert das Modell nachfolgend in der Tiefe. Bei vertikal und lateral inhomogenen Schichten gilt, daß mit steigender Eindringtiefe einer Welle und damit ihrer häufigeren Refraktion die



Differenz zwischen der ermittelten Scheingeschwindigkeit und der zugehörigen tatsächlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit größer wird. Die Daten der schußnahen Empfänger liefern daher Scheingeschwindigkeiten für die oberflächennahen Schichten mit dem kleinsten Fehler. Aufbau und Modellierung des Geschwindigkeits–Tiefen–Profils geschehen daher in folgender Reihenfolge:

1. Modellierung des seewärtigen Abschnittes (Cocos–Platte und Plattenrand) hauptsächlich mit den OBH/OBS–Daten,
2. Modellierung der landwärtigen Ober- und Mittelkruste mit den Daten des Landexperimentes,
3. Modellierung der Mittel- und Unterkruste bzw. der Grenzen zwischen Kruste und Mantel mit den Registrierungen der Landstationen während des Onshore/Offshore–Experimentes.

Diese Vorgehensweise hilft dabei, Fehlinterpretationen zu vermeiden und die Schichtgeschwindigkeiten möglichst realitätsnah zu simulieren.

Zum Aufbau des Modells werden Horizonte und Geschwindigkeitsschichten in der Tiefe definiert. Die Kriterien für diese Festlegung sind zum einen das Abknicken oder ein zeitlicher Versatz der Ersteinsätze, wodurch signifikante Sprünge in der Geschwindigkeit angezeigt werden, zum anderen korrelierbare Reflexionen. Horizontale Änderungen der Geschwindigkeit, deren Auftreten sich durch Undulationen in den Ersteinsätzen und unterschiedliche Geschwindigkeitsverteilungen an benachbarten Stationen bemerkbar machen, werden innerhalb der Schichten durch laterale Gradienten modelliert.

#### 4.4.2 Beispielsektionen des Onshore/Offshore–Experimentes

Insgesamt stehen 50 Einzelsektionen aus beiden Experimenten für die Auswertung zur Verfügung. Anhand einiger ausgewählter Beispielsektionen aus verschiedenen Bereichen des Profils werden im folgenden die interpretierten Daten vorgestellt. Sie werden zusammen mit den theoretischen Laufzeiten und Strahlenwegen des Ray Tracing sowie den synthetischen Seismogrammen dargestellt, die mit der Methode der Finiten Differenzen (F.D.) berechnet werden (Abschn. 4.3). Dabei werden zunächst 4 Sektionen (*receiver gather*) aus dem Onshore/Offshore–Experiment gezeigt, bei denen hauptsächlich der seewärtige Modellabschnitt sowie die Tiefenstrukturen des See–Land–Übergangs durchstrahlt werden (Abb. 4.5). Es handelt sich hierbei um ein OBH sowie um 3 Landstationen vom Beginn, aus der Mitte und vom Ende des Landprofils. Alle Beispiele sind so gewählt, daß allgemeine Charakteristika aus den entsprechenden Teilabschnitten erläutert werden können. Weitere Sektionen sind im Anhang abgebildet. Bei den Darstellungen der Datenbeispiele und der synthetischen Seismogramme bezeichnet die x–Achse die Entfernung des Empfängers von den jeweiligen Schüssen, während bei den Durchstrahlungsschemata mit *Modelldistanz* die absoluten Entfernungen im Modell wiedergegeben werden. Obwohl die F.D.–Modellierung systematisch bedingt nach dem Ray Tracing erfolgt, werden in den Abbildungen die Originaldaten und die synthetischen Seismogramme direkt untereinander dargestellt, um den Vergleich zu erleichtern. Die zu den theoretischen Laufzeiten gehörigen Strahlendiagramme sind jeweils darunter abgebildet (z.B. Abb. 4.6).



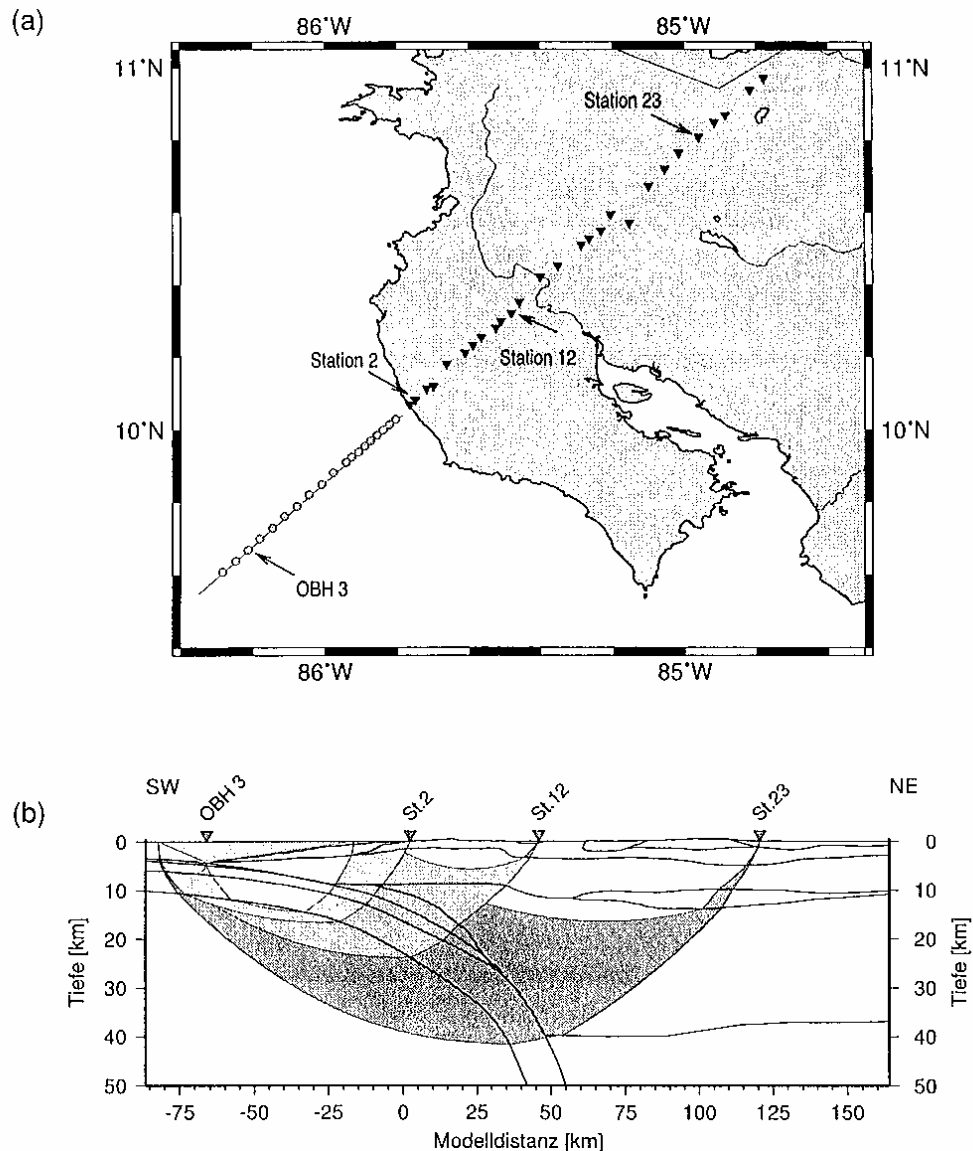


Abbildung 4.5: (a) Position der ausgewählten Datenbeispiele bei dem Onshore/Offshore-Experiment. (b) Bereiche des Modells, die an den Empfängern OBH 3 bis Station 23 durchstrahlt werden.

### OBH 3

Abbildung 4.6 zeigt die Sektion des OBH 3, das am tiefsten Punkt im *Middle America Trench* (4.3 km) ausgesetzt war. Als markanteste Phase ist allgemein bei den See-Empfängern die  $P_w$ -Phase der Wasserwelle erkennbar, die bei der Modellierung zur Überprüfung der richtigen Position und von  $v_p$  im Wasser dient. Auf der landzugewandten Seite (NE) löst sich in ca. 9 km Entfernung vom OBH die Kurve der  $P_s$ -Phase von derjenigen der  $P_w$ -Phase. Die der  $P_s$ -Phase zugehörige Tauchwelle durchstrahlt die bereits subduzierte Sedimentsschicht auf der Cocos-Platte sowie die Deformationsfront des Plattenrandkeiles. Aufgrund der Meeresbodentopographie und der geneigten Schichten verlaufen die Einsätze der Tauchwelle ( $P_g$ ) zu beiden Seiten des Empfängers asymmetrisch. Auf der NE-Seite ist über eine Strecke von 4.5 km die  $P_g$ -Phase erkennbar, die von einer  $P'_g$ -Phase überholt

wird. Während die der  $P_g$ -Phase zugehörigen Tauchwellen bis in das obere Drittel der ozeanischen Kruste eindringen, erreichen diejenigen der  $P'_g$ -Phase deren Unterkante. Auf der südwestlichen Seite ist diese Phase nicht erkennbar. In einer Empfängerentfernung von 35 km ist die Überholentfernung von den krustalen Tauchwellen und den Tauchwellen aus dem oberen Mantel erreicht, so daß die  $P'_g$ -Phase von der  $P_n$ -Phase abgelöst wird. Die zugehörige  $PmP$ -Phase ist schwach ab einer Distanz von 22 km erkennbar. Intrakrustale Reflexionen sind in dieser Sektion nicht zu beobachten.

In Abbildung 4.6 (b) sind die mit Hilfe der F.D.-Modellierung berechneten synthetischen Seismogramme dargestellt. Aufgrund ungünstiger Strahlenwege im empfängerentfernten Bereich (etwa 10 km vor der Küste) entsteht in der synthetischen Sektion eine Datenlücke, die auch beim Ray Tracing zu beobachten ist (siehe Abb. 4.6 (c)). Die synthetische Sektion zeigt bei den Ersteinsätzen und der  $PmP$ -Phase gute Übereinstimmung mit der Originalsektion. Die  $P_s$ -Phase dagegen weist in den gemessenen Daten zu beiden Seiten des Empfängers deutlich kleinere Amplituden auf und ist über kleinere Distanzen zu verfolgen als in den synthetischen Daten. Diese Abweichung könnte durch einen zu starken Geschwindigkeitsgradienten in den modellierten Sedimentschichten oder einen zu großen Geschwindigkeitskontrast zwischen den Sedimenten und der kristallinen Kruste im Modell verursacht sein.

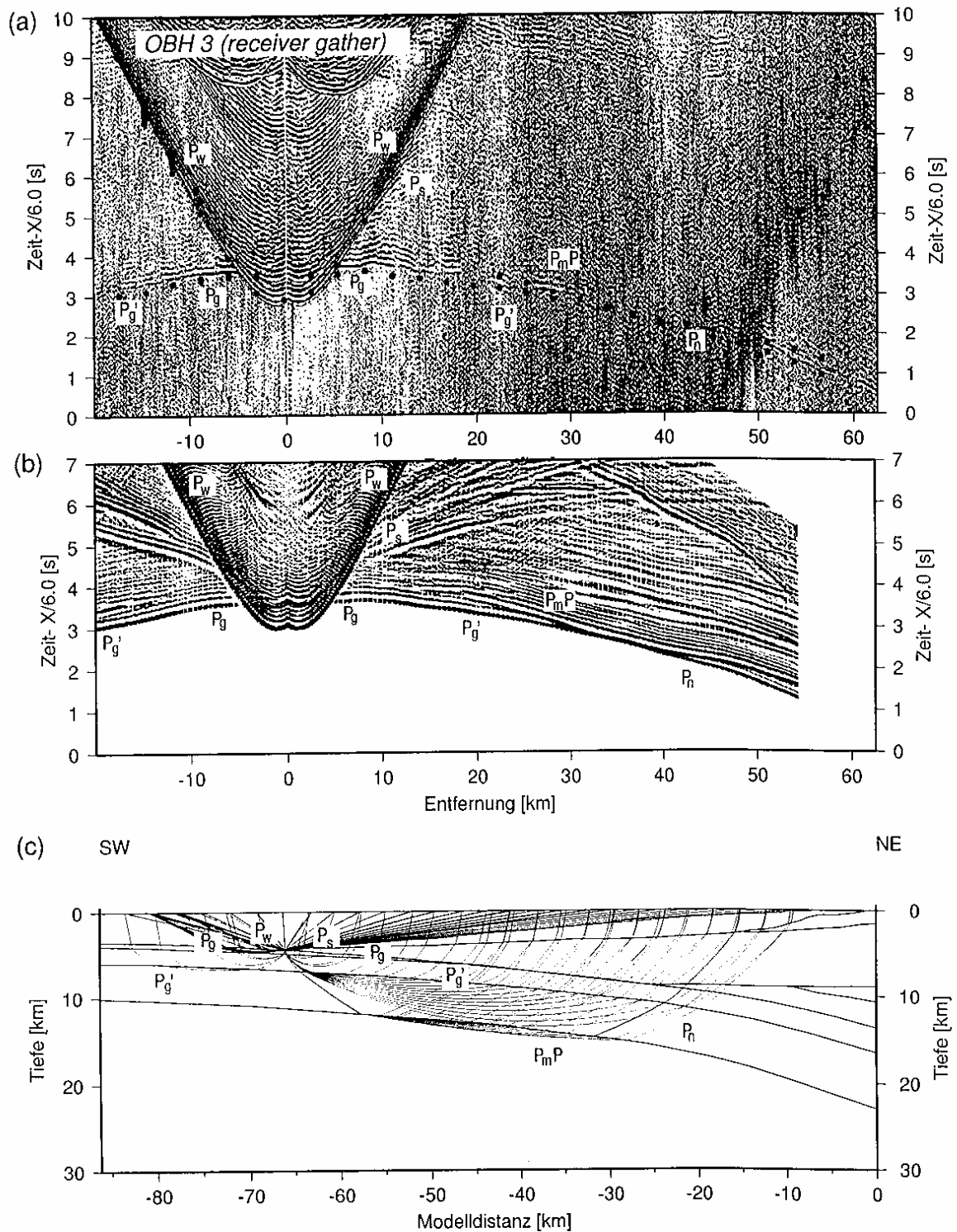


Abbildung 4.6: Datenbeispiel des OBH 3. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

### Station 2

Mit dem Datenbeispiel der Station 2 wird eine charakteristische Sektion aus dem Forearc-Bereich (Abb. 4.7). Die Station ist 2.4 km von der Küste und 6 km vom ersten Schuß entfernt. Wie bei den See-Empfängern ist auch bei den küstennahen Landstationen die Wasserwelle  $P_w$  ab der Küste mit einer Scheingeschwindigkeit von 1.5 km/s deutlich ausgeprägt. Die Ersteinsätze zwischen 6.2 km und 44.7 km Entfernung sind als  $P_g$ - und  $P'_g$ -Phasen aus dem Plattenrandkeil bzw. aus der subduzierten Cocos-Platte zu identifizieren. Im gleichen Entfernungsbereich sind drei verschiedene Reflexionen zu beobachten: Die  $P_{i1}P$ -Phase, die von der Unterkante der Mittelkruste stammt,  $P_{i2}P$ -,  $P_{i3}P$ - und die  $PmP$ -Phase (Erläuterungen dieser Bezeichnungen siehe S. 36). Obwohl die  $PmP$ -Phase typischerweise die dominanteste Phase ist, werden hier ihre Amplituden von der  $P_{i3}P$ -Phase leicht unterdrückt. Ab einer Empfängerentfernung von 45 km setzt die  $P_n$ -Phase ein, die bis zum Profilende zu verfolgen ist. Die sich im Entfernungsbereich zwischen 32 km und 45 km von der  $PmP$ -Phase abspaltende spätere Phase ist wahrscheinlich auf Diffraktion zurückzuführen, die durch nicht aufgelöste Topographie der Platte an ihrer Grenze zum Mantel zustande kommt.

Die synthetische Seismogramm-Sektion zeigt sehr gute Übereinstimmung in den Ersteinsätzen und gibt auch die oben beschriebenen Reflexionen deutlich wieder. Allein die  $P_{i2}P$ -Phase wird im küstennahen Entfernungsbereich von den großen Amplituden der Wasserwelle unterdrückt und ist nur auf den ersten Kilometern bei etwa 4 Sekunden angedeutet. In der  $P_n$ -Phase ist in 69 km Entfernung ein Abknicken der Laufzeitkurve und damit verbunden eine Verkürzung der Laufzeiten zu beobachten. Dieser Knick befindet sich in Höhe des MAT und erklärt sich durch den Weg der Strahlen, die südwestlich der Rinne nur noch die Cocos-Platte durchlaufen. Sowohl in der Originalsektion als auch in den synthetischen Seismogrammen ist dieser Knick deutlich ausgeprägt.

### Station 12

Im Bereich des vulkanischen Bogens nimmt die Datenqualität durch das kleine Signal-Rausch-Verhältnis ab. Daher wird hier ein Datenbeispiel aus dem Übergang zum vulkanischen Bogen gewählt, an dem die wichtigsten Phasen noch gut zu erkennen sind. Die Station 12 befindet sich 46 km von der Küste entfernt und zeigt bis zum Profilende Energie der Nutzsignale (Abb. 4.8). Die  $P_g$ - und  $P'_g$ -Phasen sind bis in 79.3 km korreliert, wobei die zugehörigen Tauchwellen die Mittel- und Unterkruste zwischen 5 km und 12 km Tiefe durchlaufen. Im gleichen Entfernungsbereich sind die Reflexionen an dem  $1/3$ -Horizont ( $P_{i3}P'$ ) und an der Moho ( $PmP$ ) ausgeprägt. Reflexionen aus der Mittelkruste fehlen aufgrund des zu großen Einfallswinkels. Die Reflexionen von der Oberkante der Cocos-Platte werden ausschließlich zwischen 120 km Entfernung und dem Profilende beobachtet. Der Grund hierfür ist der fehlende Geschwindigkeitskontrast dieses Horizontes in Küstennähe, so daß hier keine Reflexion stattfinden kann. Die Wellen breiten sich stattdessen innerhalb der Platte aus und werden an ihrer Oberkante reflektiert (sog. *whispering gallery*). In 79.3 km Entfernung ist der Ersteinsatz die  $P_n$ -Phase, die bis an das Profilende deutlich sichtbar ist und in 92 km Entfernung leichte Undulationen zeigt, die durch die Strukturen in der hangenden Platte hervorgerufen werden.

In den synthetischen Seismogrammen sind insbesondere die  $PmP$ - und die  $P_{i3}P$ -Phase

als starke Signale wiedergegeben. Beide sind vom Profilbeginn bis zur Überholentfernung der  $P_n$  und  $P'_g$  als dominante Phasen erkennbar.

### Station 23

Die Sektion von Station 23 ist ein Datenbeispiel aus dem Übergangsbereich zwischen magmatischem Bogen und Backarc und gleichzeitig die nordöstlichste Sektion des Onshore/Offshore-Experimentes, von der noch gut interpretierbare Daten vorliegen (Abb. 4.9). Die Küstenentfernung der Station beträgt 120 km. Aufgrund der großen Distanz zwischen dem ersten Schuß und dem Standort des Empfängers dringen die Strahlen tief in die Kruste ein, so daß die erste Krustenphase ( $P_g$ ) mit Tauchwellen aus der Unterkruste unterhalb von 10 km korreliert ist. Reflexionen vom  $1/3$ -Horizont Entfernungen zwischen 135 und 144 km Entfernung zu beobachten ( $P_{i3}P$ ). Wie bei der  $P_{i2}P$ -Phase in der Sektion von Station 12, bei der durch die Reflexion der entsprechenden Strahlen an der Oberkante der Platte eine *whispering gallery* erzeugt wird, ist bei Station 23 eine Reflexionsphase korreliert, deren Strahlen an der Oberkante einer Zone erniedrigter Geschwindigkeiten oberhalb der abtauchenden Platte reflektiert werden. In den Seismogrammen ist diese Phase nur sehr undeutlich bei etwa 170 km als  $P_{i1}P$ -Phase zu beobachten. Die  $P_n$ -Phase setzt ab 144 km Entfernung ein und ist bis zum Profilende in 206 km zu verfolgen. In einer Entfernung zwischen 168 und 176 km sind die späten Einsätze derjenigen Tauchwellen zu beobachten, die die oben beschriebene Zone erniedrigter Geschwindigkeiten oberhalb der subduzierten Platte durchlaufen und erst durch die Plattenoberkante wieder zur Oberfläche gebrochen werden.

Auch bei dieser Station zeigen die synthetischen Seismogramme eine gute Übereinstimmung mit den realen Daten. Hier sind die oben beschriebenen Phasen  $P_g$ ,  $PmP$  und  $P_n$  in ihrer Dynamik deutlich wiederzufinden. Die Reflexion vom  $1/3$  Horizont tritt in der synthetischen Sektion stärker auf als in der Originalsektion. Analoges gilt für die  $P_{i1}P$ -Phase.

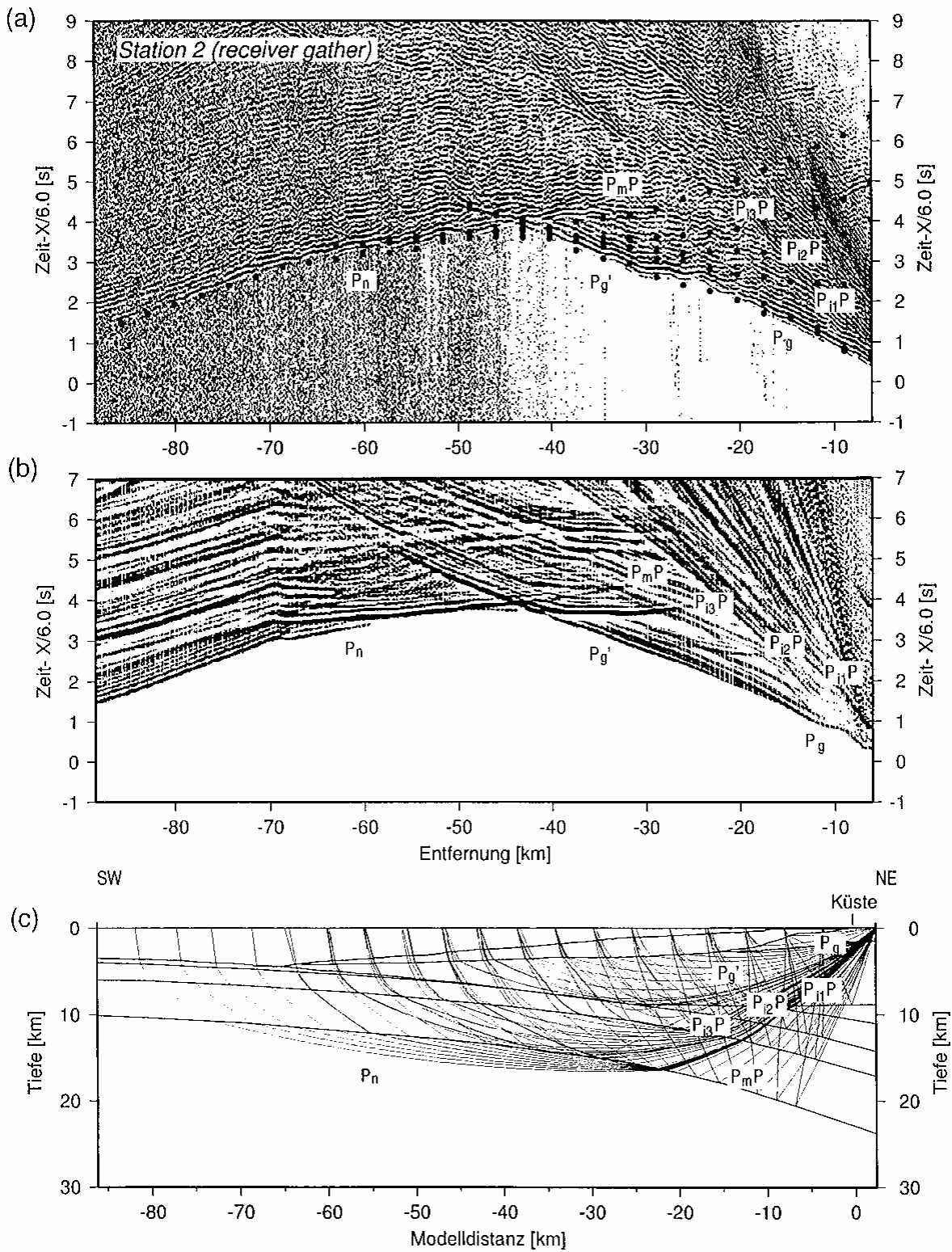


Abbildung 4.7: Datenbeispiel der Station 2. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung. (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.



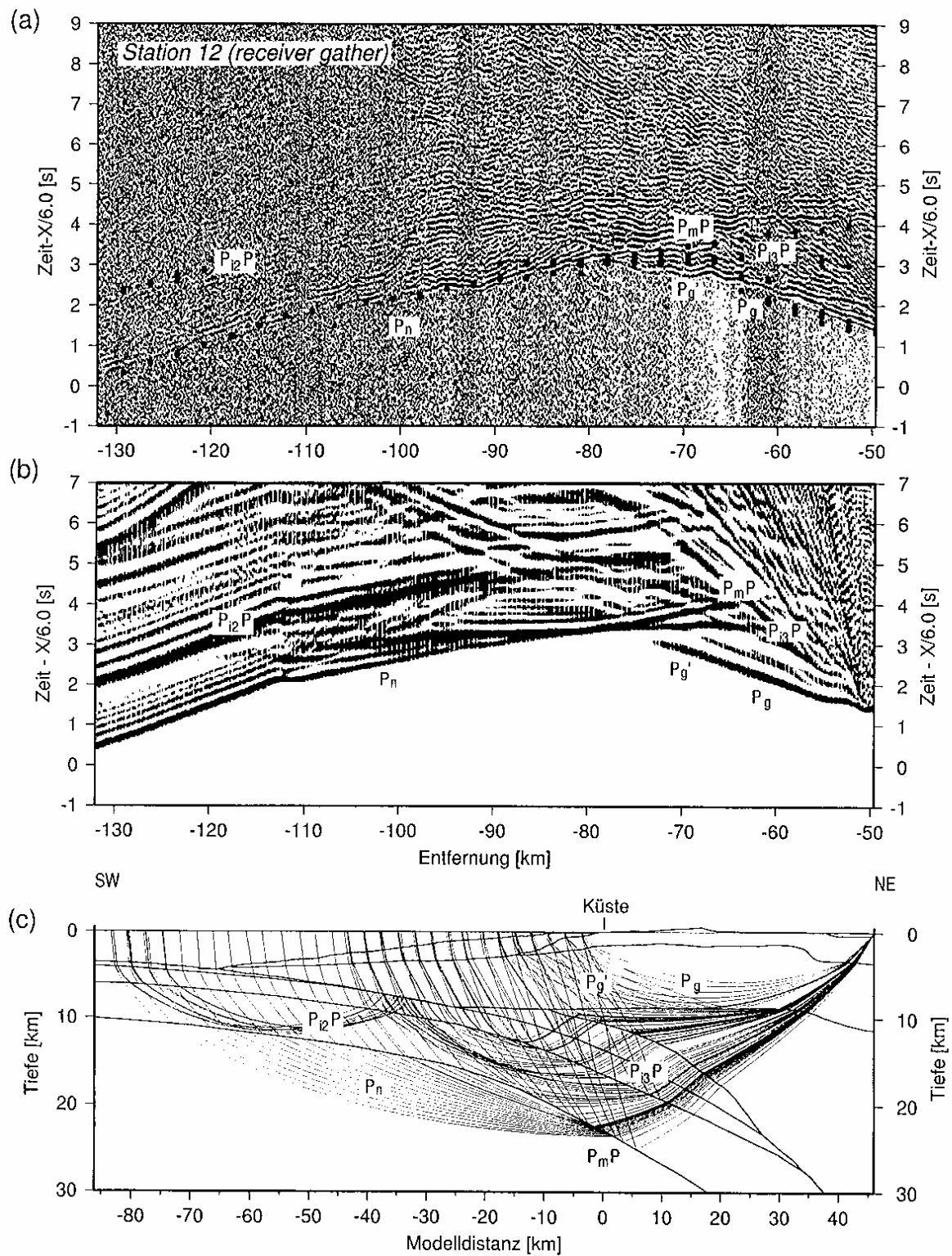


Abbildung 4.8: Datenbeispiel der Station 12. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

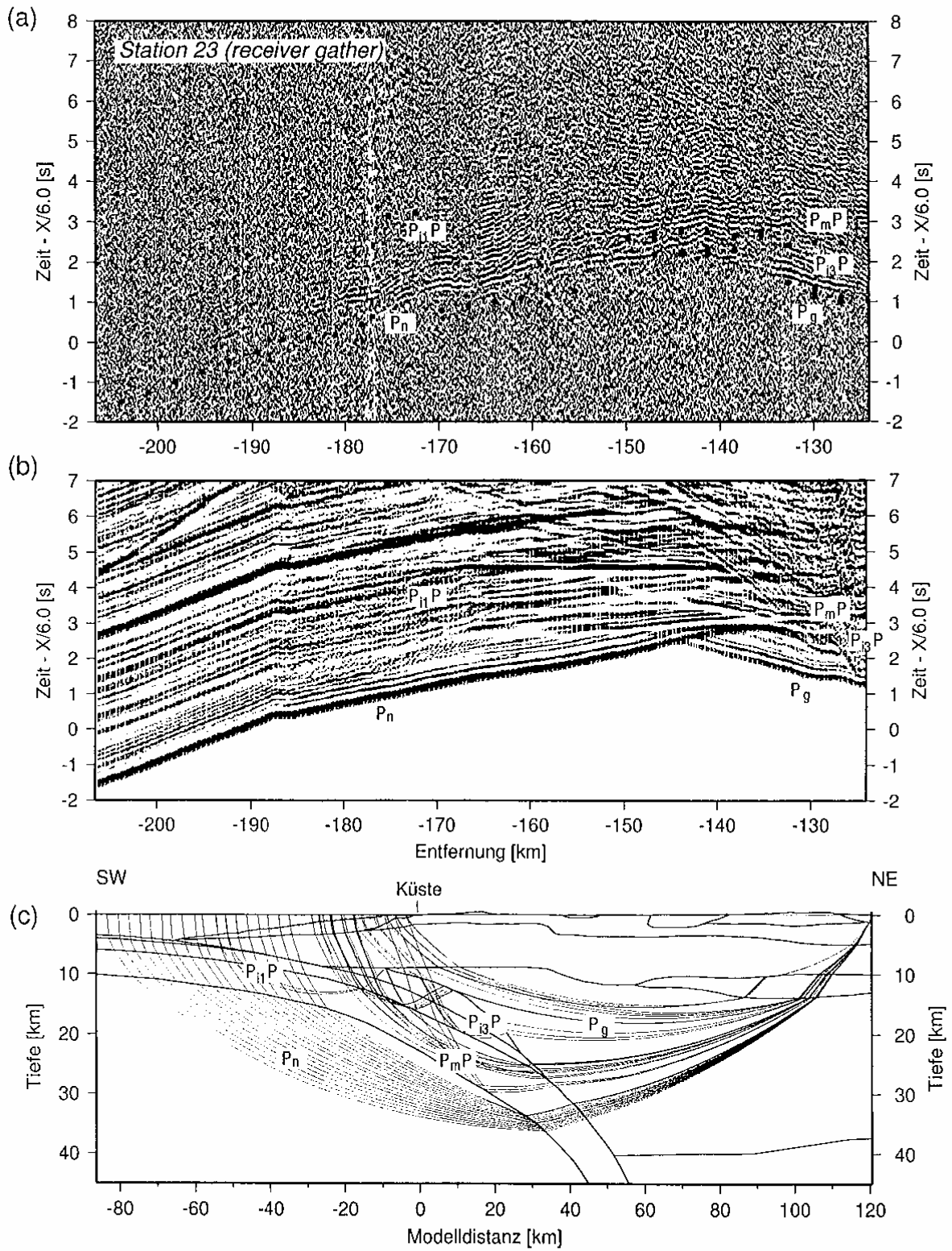


Abbildung 4.9: Datenbeispiel der Station 23. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

### 4.4.3 Beispielsektionen des Landexperimentes

Bei dem Landexperiment werden insbesondere die oberflächennahen Schichten durch die Schußgeometrie (Schuß und Gegenschuß an beiden Enden des Profils sowie drei nahezu äquidistante Schüsse dazwischen) aufgelöst. Von den fünf Seismogramm-Sektionen werden zwei Beispiele mit den theoretischen Laufzeiten, den synthetischen Seismogrammen und einem Diagramm der Strahlenwege vorgestellt. Es handelt sich hierbei um die Schüsse bei *Los Chiles* nahe der nicaraguanischen Grenze und die Schüsse bei *Bagaces*, die etwa in der Mitte des Profils gezündet wurden.

#### Schuß Los Chiles

Die Schüsse bei *Los Chiles* wurden in 164 km Entfernung von der Küste im vulkanischen Hinterland gezündet. Bei den Ersteinsätzen sind drei verschiedene  $P_g$ -Phasen und die  $P_s$ -Phase zu unterscheiden (Abb. 4.10). Die Phase  $P_s$  stammt aus einem etwa 2 km tiefen Becken, in dem eine durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit von 2.1 km/s vorliegt. Abgelöst wird diese Phase von der Phase  $P_g$ , deren zugehörige Tauchwellen durch eine Oberkrustenschicht oberhalb von 3.3 km Tiefe refraktiert werden. Die Reflexion an der Untergrenze dieser Schicht ist nur undeutlich in einem Entfernungsbereich zwischen 10 bis 28 km als  $P_iP$  sichtbar. In einer Entfernung von 33 km setzt die zweite  $P'_g$ -Phase ein. Ihre Tauchwellen stammen aus der Mittelkruste zwischen 4 und 8.5 km Tiefe. Die durchschnittliche Geschwindigkeit der Kruste in dieser Tiefe ist 6 km/s. Die  $P'_g$ -Phase weist bis in 86 km Entfernung leichte Undulationen auf, die durch die Schichtenverteilung in der Oberkruste hervorgerufen werden. In 78 km Entfernung knickt die  $P'_g$ -Phase deutlich ab, die Laufzeiten in den folgenden Spuren werden länger. Verursacht wird dieser Knick durch eine etwa 2 km mächtige Beckenfüllung mit einer Geschwindigkeit von 2.9 km/s. Außerdem durchlaufen die zugehörigen Strahlen die mächtigsten Bereiche einer zweiten Zone mit niedrigeren Geschwindigkeiten als in ihrer Umgebung in 10 km Tiefe und werden zusätzlich verzögert. Die Reflexion an der Untergrenze dieses Körpers kann in der Sektion als  $P_{i1}P$ -Phase korreliert werden. In 101.8 km Entfernung setzt nach einem 0.8 s großen Sprung die  $P''_g$ -Phase ein, deren Tauchwellen die gesamte Ober- und Mittelkruste durchlaufen und bis in eine Tiefe von 20 km eindringen. Unter größerem Winkel eindringende Strahlen gelangen bis an die *Moho* der Cocos-Platte und werden an ihr refraktiert. Zwischen Schußentfernungen von 110 km und 164 km ist eine markante Reflexion sichtbar, die von der Krusten-Mantelgrenze der Karibischen Platte stammt ( $PmP_{KaribischePlatte}$ ). Im gleichen Entfernungsbereich, aber etwa 1 s später ist weniger deutlich eine zweite Reflexion zu beobachten, die als  $PmP_{Cocos-Platte}$  korreliert ist. Die zugehörigen Mantelphasen ( $P_n$ ) werden aufgrund der nicht ausreichenden maximalen Entfernung nicht beobachtet.

Die synthetische Sektion gibt die beschriebenen Phasen bis auf die  $P_s$  sehr gut wieder. Das Fehlen der  $P_s$ -Phase ist auf die großen Amplituden der Oberflächenwellen im schußnahen Bereich zurückzuführen. Wie in den Originalseismogrammen sind die beiden  $PmP$ -Phasen als kohärente Signale sichtbar, wobei die  $PmP_{KaribischePlatte}$  schärfer abgebildet ist als die  $PmP_{Cocos-Platte}$ .

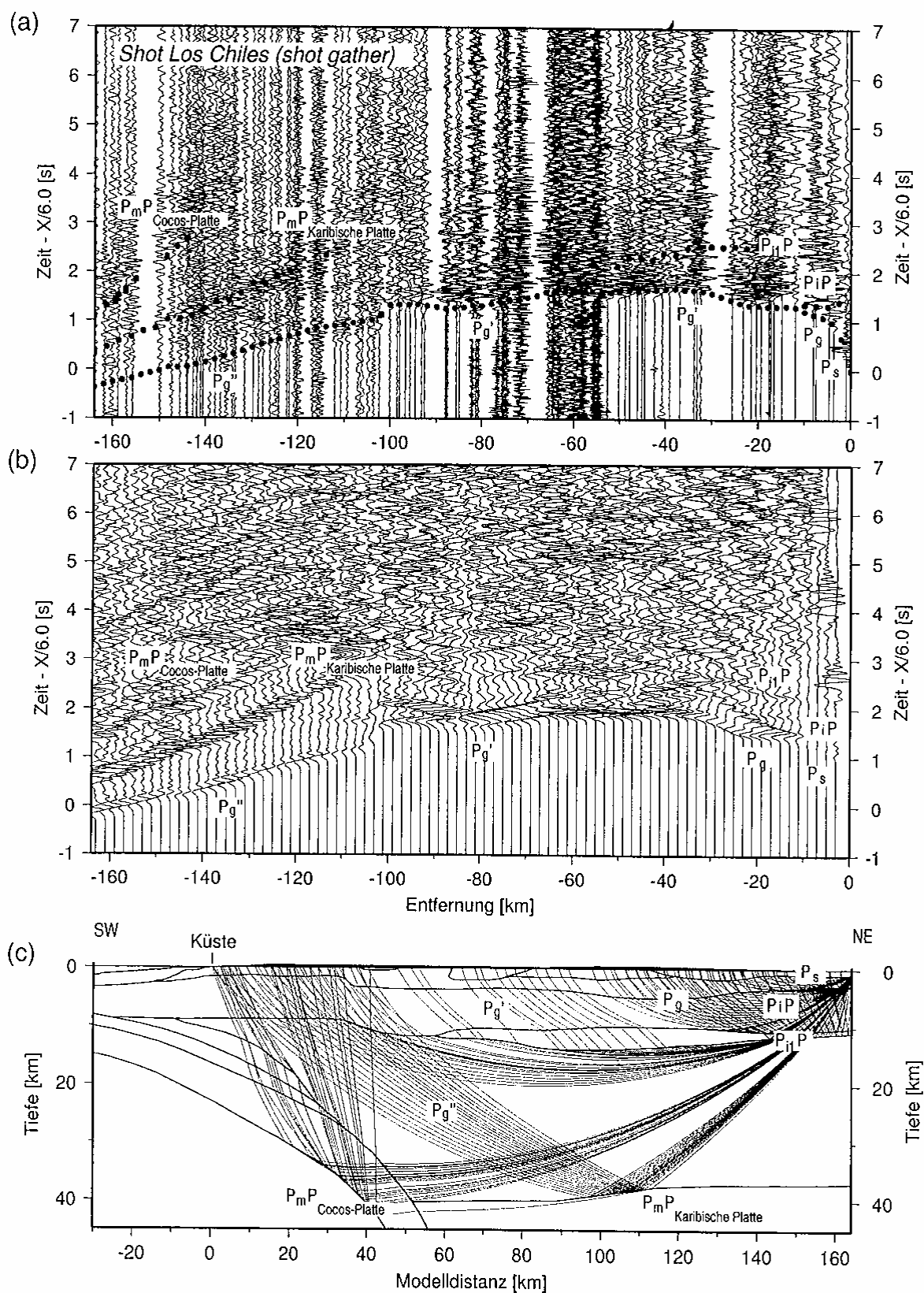


Abbildung 4.10: Datenbeispiel der Schüsse bei *Los Chiles*. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mit Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D. Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

### Schuß Bagaces

Die Schüsse bei *Bagaces* in einer Küstenentfernung von 74.4 km bilden die Anfangs- und Endpunkte der ersten bzw. zweiten Auslage und liefern insbesondere Informationen über die ersten 12 Tiefenkilometer des vulkanischen Bogens. Die  $P_s$ -Phase ist zu beiden Seiten des Schußpunktes asymmetrisch ausgebildet: Zur Nordostseite reicht sie bis in 3.8 km Entfernung, während sie im Südwesten bis in 11 km Entfernung als Ersteinsatz korreliert ist. Verursacht wird diese Asymmetrie durch ein etwa 2 km tiefes Becken mit verschiedenen geneigten Nordost- und Südwestflanken und einer Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen von 2.9 km/s. Beide  $P_s$ -Phasen werden von der  $P_g$ -Phase aus der oberen Kruste überholt. Die zugehörige Schicht ist im Nordosten mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 4.9 km/s etwas schneller als im Südwesten (4.7 km/s), wird aber auf der Seite in Richtung des vulkanischen Hügellandes noch von einer langsamen Deckschicht überlagert. Bei 43.8 km im SW und 37.1 km im NE setzen jeweils die  $P'_g$ -Phasen ein. Beide dringen bis in maximal 8 km Tiefe der Mittelkruste ein, die wie die Oberkruste im Nordosten eine höhere Durchschnittsgeschwindigkeit aufweist (6.0 km/s NE, 5.7 km/s SW). Durch die langsameren bzw. mächtigeren Deckschichten des vulkanischen Bogens wird die NE- $P'_g$ -Phase im Vergleich zu SW- $P'_g$ -Phase leicht verzögert. Gleiches gilt für die  $P''_g$ -Phasen aus der Unterkruste, wobei die Tauchwellen zu der nordöstlichen  $P''_g$ -Phase zusätzlich den Niedriggeschwindigkeitskörper in der Mittelkruste durchlaufen.

Aus der Mittelkruste werden Reflexionen von der Untergrenze der Niedriggeschwindigkeitszone beobachtet ( $P_{21}P$ ), während die möglichen Reflexionen aus der Oberkruste aufgrund ungünstiger Strahlenwege im Bereich des oben beschriebenen Beckens und der langsamen Deckschichten im vulkanischen Hügelland nicht sichtbar sind.

In der synthetischen Sektion der Schüsse bei *Bagaces* tritt die Reflexion an der unteren Begrenzung der Niedriggeschwindigkeitszone ( $P_{21}P$ ) deutlicher hervor als in der Originalsektion. Verantwortlich für diese Beobachtung ist der erhöhte Rauschpegel im vulkanischen Bogen. In unmittelbarer Schußnähe werden auch die  $P_s$ - und die  $P_g$ -Phase nicht gut in ihrer Dynamik wiedergegeben. Wie bei den Reflexionen aus der Oberkruste sind auch hier die großen Amplituden der Oberflächenwellen in diesem Bereich verantwortlich, da auf kleinem Raum mehrere Geschwindigkeitsschichten spitzwinklig aufeinander treffen.



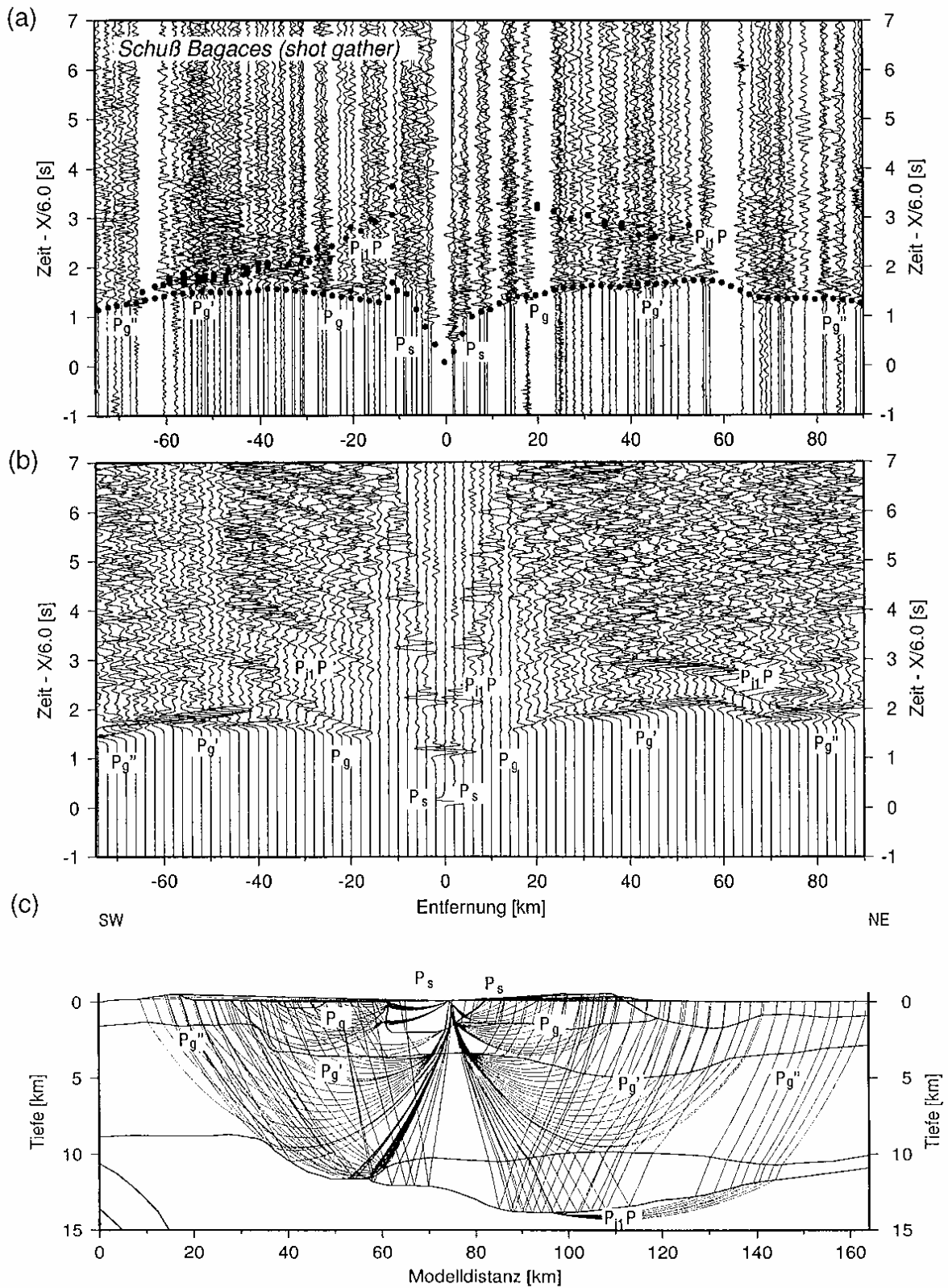


Abbildung 4.11: Datenbeispiel der Schüsse bei Bagaces. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mit Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D. Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.



## 4.5 Das Geschwindigkeitsmodell

In den folgenden Abschnitten wird das aus den P-Wellen bestimmte seismische Geschwindigkeitsmodell vorgestellt. Die Beschreibung folgt der Profillinie von SW nach NE sowie von der Oberfläche in die Tiefe. Das seismische Geschwindigkeitsmodell umfaßt insgesamt eine Länge von 250.21 km und löst Strukturen bis in Tiefen von 50 km auf. Das reale Verhältnis von Länge zur Tiefe von 5:1 wird in Abbildung 4.12 als etwa 2:1 wiedergegeben. Um die Topographie des Geländes zu verdeutlichen, ist sie 12.5-fach überhöht.

Die Geschwindigkeiten  $v_p$  der P-Wellen variieren zwischen 1.5 und 9.0 km/s. In Abbildung 4.12 ist  $v_p$  farbkodiert und zusätzlich an den Schichtgrenzen beschriftet. Bei Schichten mit kleinem Gradienten oder geringer Mächtigkeit bezeichnen die Zahlenwerte  $v_p$  die durchschnittliche Geschwindigkeit. Die lineare Anordnung von seismischen Quellen und Empfängern auf dem Profil hat zur Folge, daß an den Rändern des Modells die tieferen Bereiche nicht durchstrahlt werden. Diese Bereiche sind jeweils mit *nicht aufgelöst* gekennzeichnet.

### 4.5.1 Die Cocos-Platte im Modell

Das Geschwindigkeitsmodell zeigt die abtauchende Cocos-Platte, deren Neigung im seewärtigen Teil etwa  $6^\circ$  beträgt und sich unterhalb der Nicoya-Halbinsel auf ca.  $20^\circ$  versteilt. Für die ozeanische Kruste sind oberhalb von 20 km Tiefe die Geschwindigkeiten mit 4.6 km/s an der Oberkante und mit 7.2 km/s an ihrer Unterkante angenommen. Während  $v_p$  an der Unterkante konstant bleibt, erhöht sich die Geschwindigkeit an der Oberkante mit steigender Tiefe kontinuierlich. In Küstennähe nimmt  $v_p$  einen Wert von 5.2 km/s an und steigt bis Profilkilometer 40 einen Wert von 6.6 km/s. Im oberen Drittel der Kruste sind Layer 2 und Layer 3 mit einem Geschwindigkeitssprung von 6.4 auf 6.7 km/s modelliert. Diese Unterteilung der Kruste verliert sich bei Profilkilometer 33 in einer Tiefe von 27 km und die Geschwindigkeit an der Plattenoberkante steigt auf den Maximalwert von 6.7 km/s. Für den sich an die Kruste anschließenden oberen Mantel ergibt sich im Modell eine Geschwindigkeit von 8.2 km/s. Insgesamt weist die ozeanische Kruste eine Mächtigkeit von 7 km auf und ist bis in eine Tiefe von 50 km verfolgbar.

Der ozeanischen Platte liegt eine 400 m mächtige Sedimentschicht mit einer Geschwindigkeit von 1.6 km/s auf, die nach Eintritt in die Subduktionszone am *Middle America Trench* komprimiert wird. Diese Kompression hat eine Erhöhung der Ausbreitungsgeschwindigkeit um 0.1 km/s zur Folge. In einer Entfernung von ca. 26 km nach Nordosten keilt sie in einer Tiefe von etwa 4 km aus.

Unterhalb der Nicoya-Halbinsel lagert der abtauchenden ozeanischen Kruste ein Niedriggeschwindigkeitskörper auf, in dem die Ausbreitungsgeschwindigkeiten zwischen 5.2 km/s an seiner Unterkante und 5.6 km/s entlang seiner oberen Begrenzung variieren. Zur darunterliegenden Platte ergibt sich mit diesem negativen Gradienten ein sehr kleiner Geschwindigkeitskontrast (maximal 0.2 km/s).

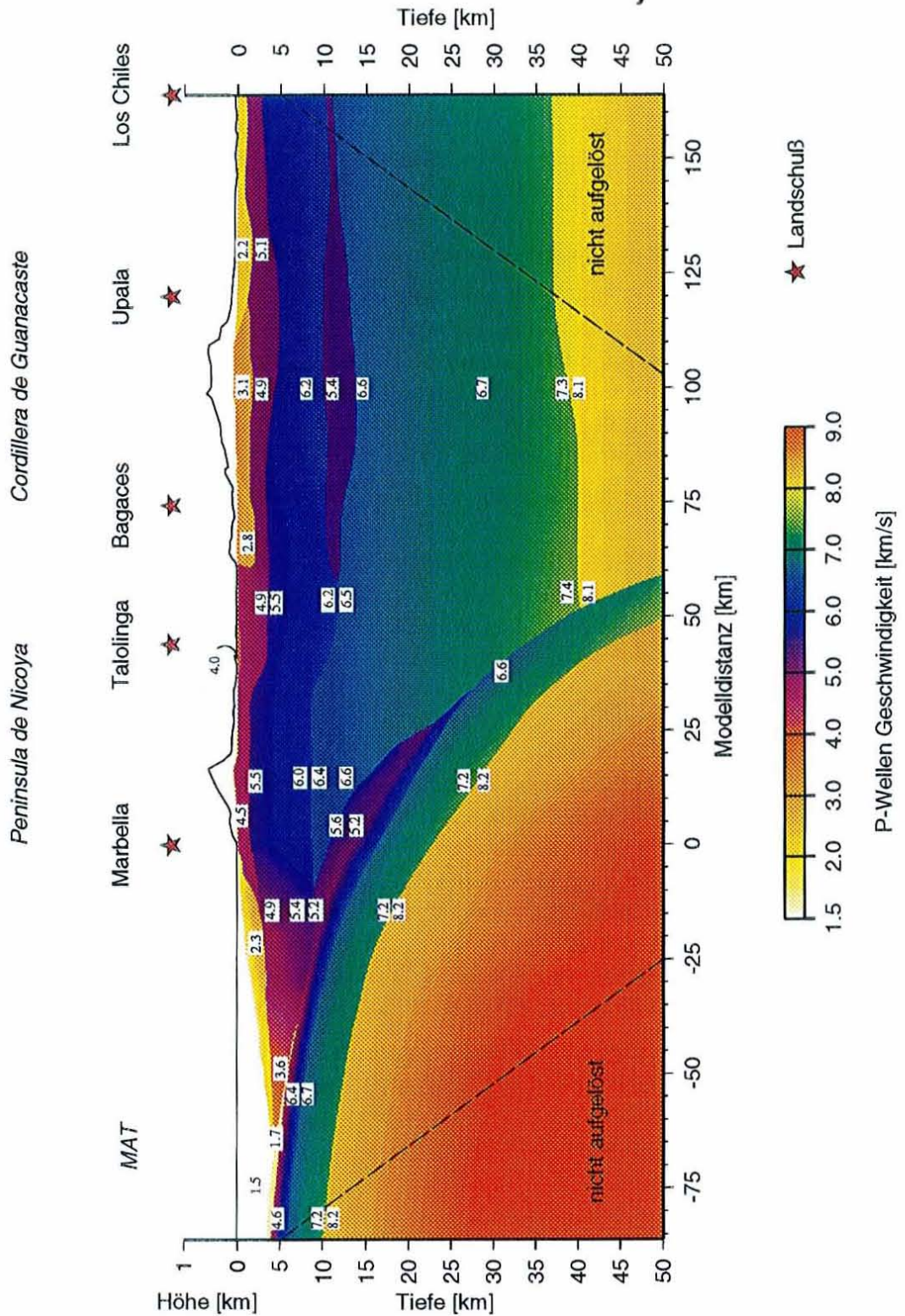


Abbildung 4.12: Das P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell. Das Längen-Tiefen-Verhältnis ist mit 1.8:1 wiedergegeben, während die Topographie in 12.5-facher Überhöhung dargestellt ist.



### 4.5.2 Die Karibische Platte im Modell

Die Strukturen der Karibischen Platte zeigen einen komplexeren Aufbau als die Strukturen der abtauchenden Platte. In Abbildung 4.13 ist der landwärtige Bereich bis in 20 km Tiefe vergrößert dargestellt, damit auch kleine Strukturen erkennbar werden.

#### Der Plattenrandkeil

Am Plattenrand erhöhen sich die seismischen Geschwindigkeiten innerhalb des Plattenkeils von 2.2 km/s am MAT über 3.6 km/s etwa 26 km landwärts auf 4.9 km/s an der Oberkante. An seiner Unterkante ist der laterale Gradient größer: Hier weist der Plattenkeil im Bereich der Küste eine Geschwindigkeit von 5.4 km/s auf. Der Plattenkeil wird von einer Sedimentschicht mit variierender Mächtigkeit zwischen wenigen Zehnermetern und maximal 2 km überlagert. Die Geschwindigkeiten dieser Schicht liegen zwischen 1.7 km/s an ihrer Obergrenze und 3.0 km/s an der Basis. Die durchschnittliche Geschwindigkeit ist in Abbildung 4.12 mit 2.3 km/s angegeben.

#### Die Oberkruste

Die Oberkruste der *Nicoya*-Halbinsel wird aus einer nahezu homogenen Schicht aufgebaut, in der die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit 4.5 km/s beträgt. Bis in eine Küstenentfernung von etwa 33 Kilometern ist sie 1.3 km mächtig, während sie im *Valle de Tempisque* durch eine flexurartige Abbiegung eine Mächtigkeit von 3.5 km erreicht. Im Bereich der Flexur ist ein 10 km breites und 380 m tiefes Becken, in dem eine Geschwindigkeit von 4.0 km/s auftritt, in die Oberkruste eingebettet (Abb. 4.13). In 62 km Küstenentfernung beginnt das Hügelland des vulkanischen Bogens. Hier schließt sich ein 2 km tiefes, leicht asymmetrisches Becken mit einer Ausbreitungsgeschwindigkeit der P-Wellen von 2.8 km/s an. Es erstreckt sich an der Oberfläche über etwa 20 km und wird bei 82 km von einer weniger mächtigen (1.3 km) und mit 3.1 km/s etwas schnelleren Schicht abgelöst. Diese läßt sich über die Vulkankette bis Profilkilometer 111 verfolgen. Mit der Verflachung des Geländes geht im Hinterland auch ein Geschwindigkeitswechsel auf durchschnittlich 2.2 km/s einher. In 1.4 km Tiefe setzt sich unter dem asymmetrischen Becken des Vulkanbogens die Oberkrustenschicht mit 4.6 km/s bis Profilkilometer 73 fort. Im weiteren nordöstlichen Verlauf geht sie in eine Schicht über, in der die durchschnittliche Ausbreitungsgeschwindigkeit 4.9 km/s beträgt und deren Unterkante zwischen Tiefen von 3.3 und 4.9 km variiert.

#### Die Mittelkruste

Die Mittelkruste ist die Fortsetzung der Gradientenschicht, die den Plattenkeil aufbaut. In Küstennähe steigen die Geschwindigkeiten deutlich an, so daß auf dem Festland die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in dieser Schicht zwischen 5.5 km/s an seiner Oberkante und 6.0 km/s an der Basis variieren. Der untere Begrenzungshorizont dieser Schicht verändert im Bereich des *Valle de Tempisque* genau wie der entsprechende Horizont der darüberliegenden Schicht der Oberkruste an einer Flexur seine Tiefenlage. Wie in der Oberkruste geht diese Flexur mit einer Zunahme der Mächtigkeit einher.

Im Bereich von *Bagaces* finden in der Mittelkruste zwei Übergänge in der Geschwindigkeit statt: In etwa 3.5 km Tiefe steigt  $v_p$  von 5.5 auf 5.8 km/s; im Gegensatz dazu verringert sich in 10 km Tiefe die Geschwindigkeit von 6.2 auf 5.4 km/s. Die Verringerung der Geschwindigkeit im unteren Drittel der Mittelkruste geht mit einer langgestreckten Zone erniedrigter Geschwindigkeiten einher, die im vulkanischen Bogen bei etwa 100 km Modelldistanz eine maximale Mächtigkeit von 4 km erreicht und im vulkanischen Hinterland auf einen Kilometer Mächtigkeit ausdünn.

### Die Unterkruste und Moho

Die Unterkruste beginnt unterhalb der *Nicoya*-Halbinsel in etwa 9 km Tiefe mit einer Geschwindigkeit von 6.4 km/s. In diesem Bereich wird sie von der Zone erniedrigter Geschwindigkeit begrenzt. Diese Grenze manifestiert sich in einem Geschwindigkeitssprung von 1.0 km/s. Im weiteren Tiefenverlauf übernimmt die abtauchende Platte diese Funktion. Bei Profilkilometer 52 endet die Unterkruste in etwa 40 km Tiefe mit 7.4 km/s am Übergang zum oberen Mantel der an der *Moho* mit einem deutlichen Geschwindigkeitssprung auf 8.1 km/s den beginnt. Zwischen einer Modelldistanz von 87 km und 114 km ändert sich die Tiefenlage der *Moho* von 40 km Tiefe auf 37 km. Dieses Tiefenniveau wird bis zum Profilende beibehalten.

Zusammenfassend zeigt sich, daß das Modell seismischer Geschwindigkeiten die Strukturen der Cocos- und der Karibischen Platte gut abzubilden vermag. Die abtauchende Cocos-Platte ist bis in eine Tiefe von 50 km zu verfolgen. Unterhalb des Forearcs ist eine Zone erniedrigter Geschwindigkeiten zu erkennen, die der abtauchenden Platte aufliegt. Von der Karibischen Platte lassen sich die Ober-, Mittel- und Unterkruste unterscheiden. Während innerhalb der Ober- und Mittelkruste Beckenstrukturen, Flexuren und Niedriggeschwindigkeitszonen aufgelöst werden, ist die Unterkruste nahezu undifferenziert. Die Krustenmächtigkeit der Karibischen Platte liegt im Bereich des vulkanischen Bogens zwischen 38 und 40 km.



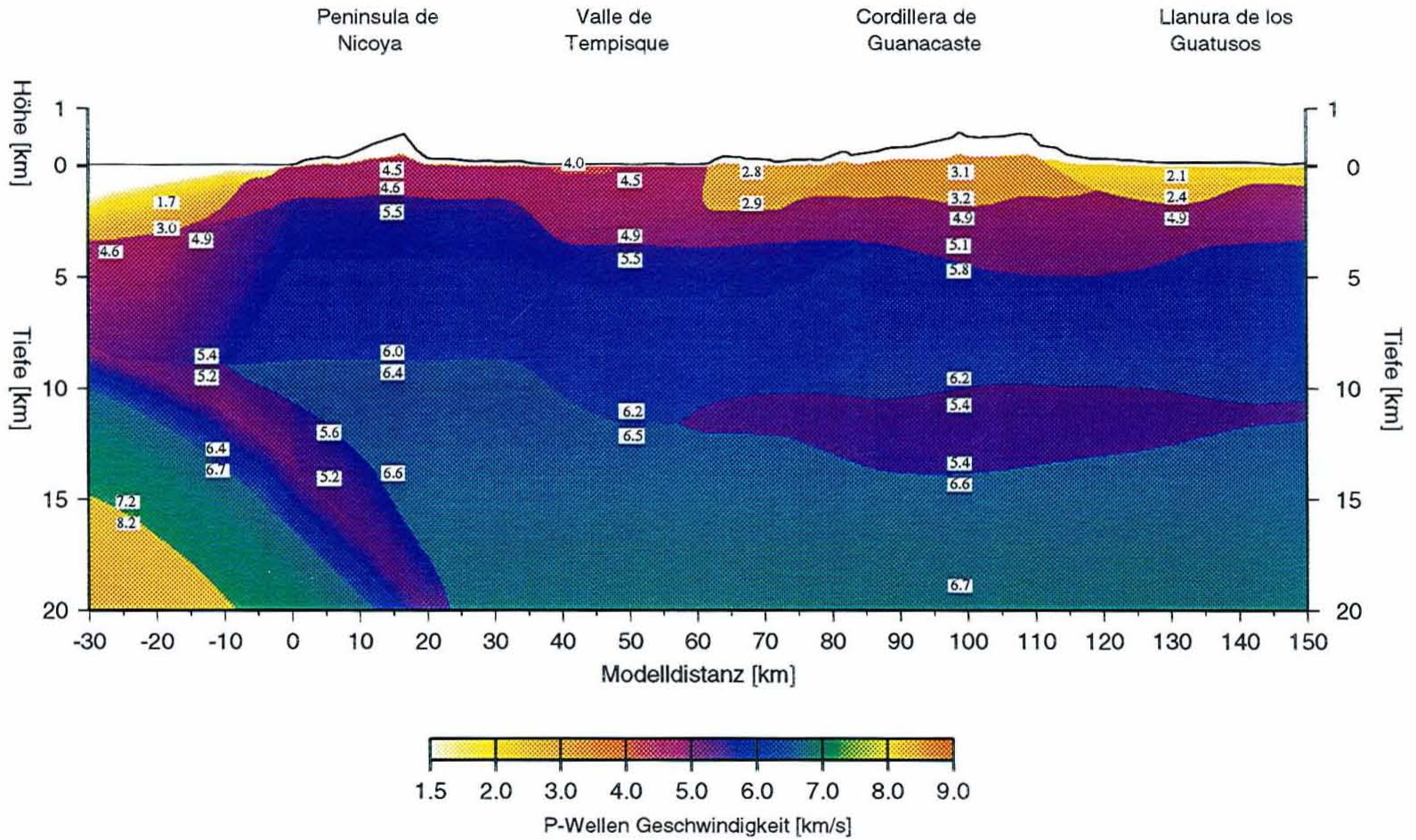


Abbildung 4.13: Landwärtiger Ausschnitt aus dem Gesamtmodell

# Die Validierung des Geschwindigkeitsmodells mit weiteren geophysikalischen Methoden

In Zentralamerika wurden bereits umfangreiche geophysikalische und geologische Studien durchgeführt (siehe Kapitel 2). Die Ergebnisse dieser Studien ermöglichen einen Vergleich mit dem in dieser Arbeit entwickelten Geschwindigkeitsmodell der Kruste und stellen somit einen unabhängigen Zugang zur Validierung des Modells dar. Aus der marinen Reflexionsseismik, einer ODP-Bohrung und gravimetrischen Messungen liegen Daten vor, so daß mit Hilfe der modellierten seismischen Geschwindigkeiten eigene Migrationen sowie ein Vergleich mit der Stratigraphie in Bohrkernen und Schwereberechnungen möglich sind. Aus der Seismologie stehen die Herdkoordinaten und in Ausnahmefällen auch die Herdmechanismen einiger Erdbeben zur Verfügung, so daß eine geodynamische Gesamtinterpretation der bestehenden und neugewonnenen Datensätze möglich ist. In den folgenden Abschnitten werden die einzelnen Studien kurz erläutert und mit dem entwickelten seismischen Geschwindigkeitsmodell verglichen.

## 5.1 Reflexionsseismische Auswertung

Um zu überprüfen, ob und wie die modellierten Geschwindigkeiten aus der Refraktionsseismik mit den Ergebnissen der Reflexionsseismik übereinstimmen, wird aus den zahlreichen steilwinkelseismischen Datensätzen vor der Küste Nicoyas ein repräsentatives Profil ausgewählt und migriert. Zur Verfügung stehen die reflexionsseismischen Linien *Line 10*, *Line 20* und *Line 101*, wobei letztere mit der refraktionsseismischen Linie übereinstimmt (Abb. 5.1). Für die Migration eignet sich die Linie 20 von Shipley et al. [1992] am besten, da sie die beste Datenqualität aufweist, so daß auch die tieferen Strukturen aufgelöst sind. Die unmittelbare Nähe von Linie 20 zu Linie 101 erlaubt eine Übertragung der Ergebnisse. Die Daten liegen von der *University of Texas, Austin* bereits in gestapelter Form vor, d.h., daß jede Spur der gestapelten Sektion aus der Summe aller derjenigen Einzelspuren besteht, die einen gemeinsamen Tiefenpunkt (Common Depth Point) aufweisen. In Abbildung 5.2 ist das Prinzip der CDP-Stapelung schematisch erläutert.

Die Migration der steilwinkelseismischen Daten mit den Geschwindigkeiten aus der weitwinkelseismischen Modellierung ist eine geeignete Methode zum direkten Test des Geschwindigkeitsmodells. Die Testkriterien lauten:

1. Kann die CDP-Lotzeitsektion mit Hilfe der modellierten Geschwindigkeiten in ein plausibles Untergrundabbild migriert werden?
2. Sind die Strukturen des Refraktionsmodells in einer migrierten Tiefensektion wiederzufinden?

Allgemein ist die Migration ein Invertierungsprozeß, bei dem die Elemente mit seismischer Information (Reflexionen, Diffraktionen) in ihre wahre Lage im Raum gebracht werden.



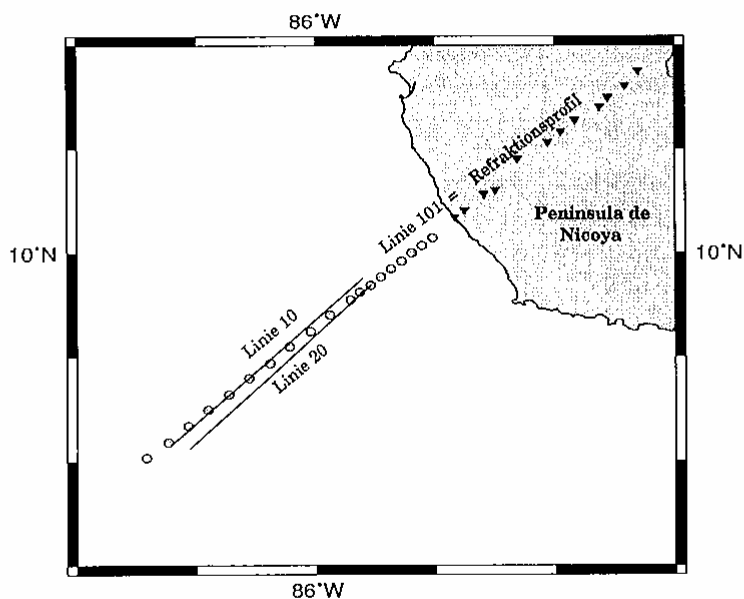


Abbildung 5.1: Lage der reflexionsseismischen Profile Linie 10, Linie 20 sowie des refraktionsseismischen Profils Linie 101. Die grauen Punkte markieren die Position der See-Empfänger, die schwarzen Dreiecke die der Landstationen.

Das Ziel der Migration ist somit ein möglichst lagerichtiges Tiefenbild [Meissner & Stegena 1977]. In der unmigrierten Sektion (oder auch *Lotzeitsektion*) erscheinen die Reflektoren senkrecht unter dem CMP (siehe Abb. 5.2). Bei lateral konstantem Geschwindigkeitsfeld und horizontaler Reflektorlage gibt die Lotzeitsektion die korrekte Lage der Reflektorelemente wieder. Sind diese jedoch stark geneigt bzw. gekrümmt und ist das Geschwindigkeitsfeld lateral inhomogen, werden die Reflektoren nicht mehr an ihrem wahren Ort abgebildet und es kommt zur Ausbildung von Diffraktionshyperbeln. Werden für den Migrationsprozeß realitätsnahe Geschwindigkeiten verwendet, werden die Reflektoren in die richtige Raumlage transferiert und die Diffraktionseffekte vollständig beseitigt. Bei der Wahl von zu hohen oder zu niedrigen Geschwindigkeiten wird die Lotzeitsektion über- oder untermigriert, das heißt, nach oben oder unten geöffnete Diffraktionsreste (sog. *smi-*

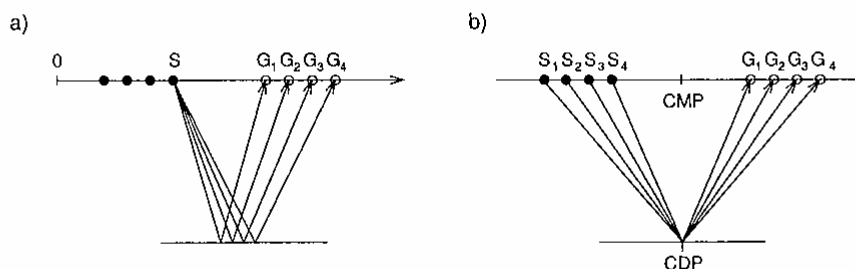


Abbildung 5.2: CDP-Sortierung und Stapelung von reflexionsseismischen Daten nach [Yilmaz 1987] mit „S“ als Schuß und „G“ als Empfänger. (a): Beobachtungsprinzip für die Mehrfachüberdeckung eines Reflektorelementes, (b): CDP-Sortierung als Grundlage für die CDP-Stapelung. CMP ist der gemeinsame Mittelpunkt (Common Mid Point), CDP der gemeinsame Tiefenpunkt (Common Depth Point) für die skizzierte Konfiguration von Schüssen und Empfängern.

les) bleiben erhalten. Um zu entscheiden, ob eine Migration mit den Refraktionsgeschwindigkeiten ein realistisches Abbild der Tiefenstrukturen liefern kann, wird die unmigrierte Stapelsektion mit einer zeitmigrierten Sektion verglichen (Abb. 5.3).

In der Stapelsektion sind störende multiple Reflexionen (kurz: Multiple) vom Meeresboden zu beobachten. Da diese *Multiplen* die Amplituden von primären Reflexionen anderer Grenzflächen unterdrücken und beim Migrationsprozeß wie primäre Reflexionen behandelt werden, ist es sinnvoll, sie vor der Migration herauszufiltern. Dies läßt sich gezielt mit Hilfe eines Wellenzahlfilters geeigneter Neigung, der nur innerhalb eines um die *Multiplen* definierten Fensters angewandt wird, durchführen.

In der zeitmigrierten Sektion sind drei markante Strukturen sichtbar:

1. Die Sedimentschichten der abtauchenden Platte sind durch nahezu parallel verlaufende Reflektoren ohne Diffraktionseffekte charakterisiert (Abb. 5.3 (a)). Im Vergleich zur unmigrierten Stapelsektion werden die Mächtigkeiten und Neigungen durch die Migration nur geringfügig verändert.
2. Der *rough surface*-Reflektor (siehe Abschn. 2.1.3) setzt sich in der Stapelsektion aus einzelnen Diffraktionshyperbeln zusammen. Nach dem Migrationsprozeß sind diese Hyperbeln weitgehend verschwunden und der *rough surface*-Reflektor ist als zusammenhängender, stark strukturierter Horizont zu verfolgen. Allenfalls in einzelnen Teilabschnitten (z.B. zwischen 30 und 35 km) deuten die noch sichtbaren Diffraktionsreste auf eine etwas zu hoch gewählte Migrationsgeschwindigkeit hin.
3. Die Oberkante der abtauchenden Platte liefert in der Sektion keinen durchgehenden Horizont, sondern eine breite Reflexionszone. Die Reflektoren innerhalb dieser Zone zeigen nur in Ausnahmefällen noch Diffraktionsreste, so daß auch hier die Refraktionsgeschwindigkeiten für die Migration geeignet sind. Der *smile* bei etwa 20 km beruht wahrscheinlich auf nicht vollständig beseitigten *Multiplen*.

Insgesamt zeigt sich, daß die Zeitmigration der reflexionsseismischen Sektion mit Hilfe der refraktionsseismischen Geschwindigkeiten erfolgreich durchgeführt werden kann, ohne daß über weite Strecken Effekte der Über- oder Untermigration auftreten.

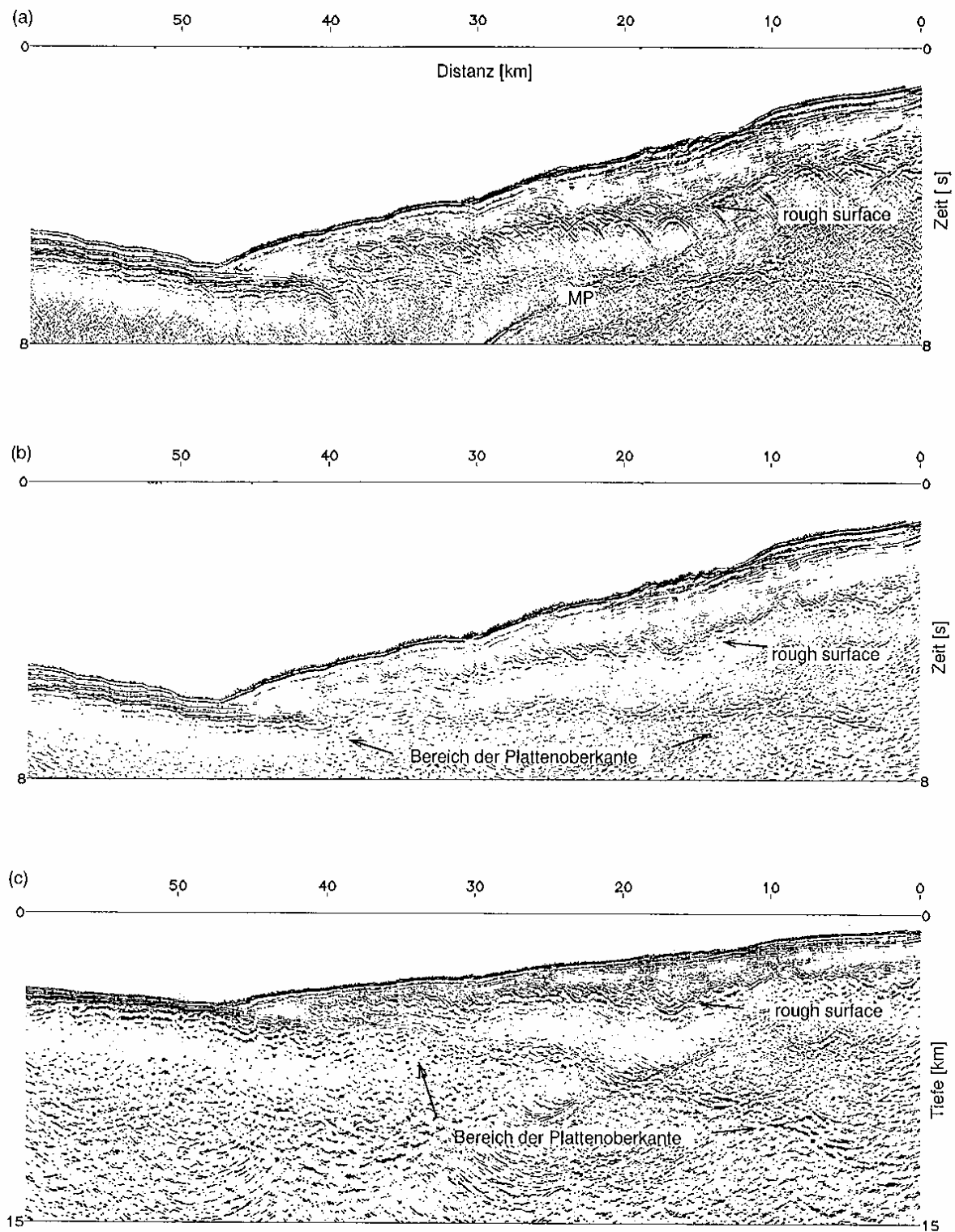


Abbildung 5.3: Vergleich der unmigrierten Stapelsektion Linie 20 (a) mit der zeitmigrierten Sektion von Linie 20 (b). Die tiefenmigrierte Sektion ist darunter abgebildet (c). Beide Migrationen wurden in ProMAX mit der Finiten Differenzen Methode der *Steep-Dip Explicit FD Time/Depth Migration* berechnet. Mit MP sind die multiplen Reflexionen vom Meeresboden bezeichnet.

Für die direkte Vergleichbarkeit mit dem refraktionsseismischen Modell wird die CDP-Sektion mit den gleichen Geschwindigkeiten tiefenmigriert. Die Auswertung der tiefenmigrierten Sektion (CDP-Tiefen Darstellung) erfolgt durch die optische Korrelation der kohärenten Signale (sog. *line drawing* der beobachteten Reflektoren). Dieser Auswertungsschritt wurde bereits an der University of Texas, Austin an mehreren Sektionen aus dieser Region durchgeführt, die mit deren eigenem Geschwindigkeitsmodell migriert worden sind. Bei einem Vergleich der Tiefenlagen des markantesten *rough surface*-Reflektors in den US-amerikanischen Sektionen und in der eigenen tiefenmigrierten Sektion ergeben sich weitgehende Übereinstimmungen. Daher wird im folgenden die detaillierte US-amerikanische Auswertung zusammen mit *line drawings* der Linien 10 und 101 (siehe Abb. 5.1) verwendet und mit dem refraktionsseismischen Geschwindigkeitsmodell verglichen (Abb. 5.4).

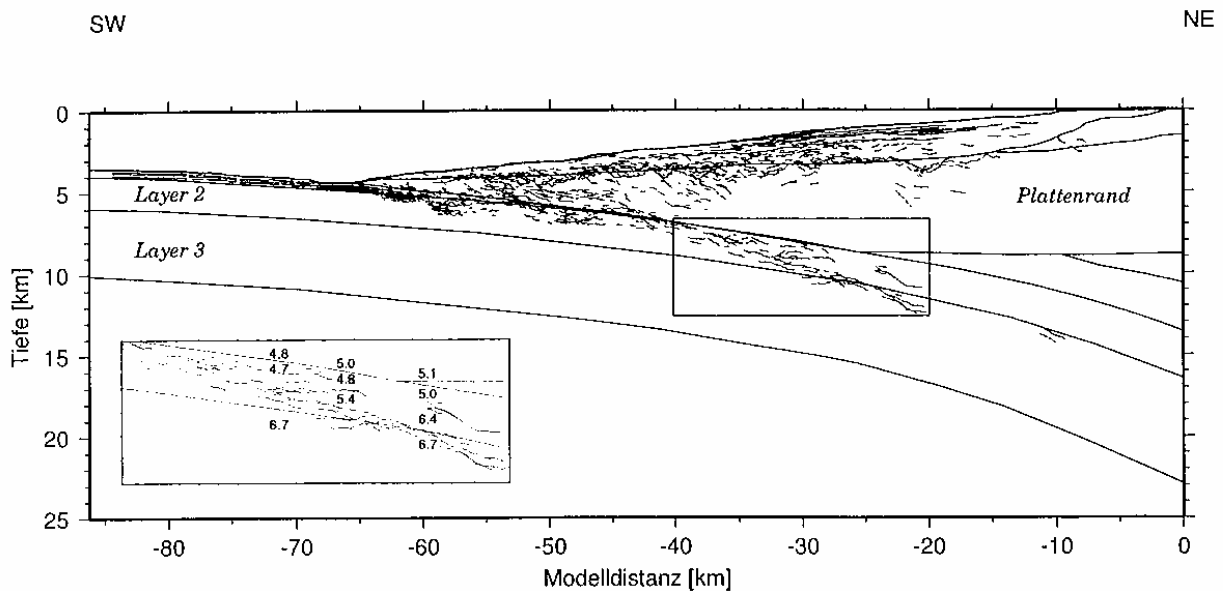


Abbildung 5.4: Strukturen des refraktionsseismischen Geschwindigkeitsmodells im Vergleich zum *line drawing* aus den reflexionsseismischen Sektionen *Linie 10*, *Linie 20* und *Linie 101* [von: G. Christeson, K. McIntosh und T. Shipley, UTIG Austin, Texas]. Kleine Abbildung: Ausschnittsvergrößerung aus der abtauchenden Platte mit  $v_p$  in km/s.

Die Tiefenlage der *rough surface* ist über weite Strecken mit der Abgrenzung der langsamen Hangsedimente ( $v_p \leq 3.2$  km/s) korreliert; kleinräumige Undulationen in den Reflexionen werden im Refraktionsmodell wegen dessen geringeren Auflösungsvermögens (einige 100 m im Seebereich) nicht wiedergegeben. Im Frontbereich des Plattenkeils — etwa ab Modellkilometer -45 bis zum MAT — verwischen die Grenzen des *rough surface*-Reflektors und gehen in das Störungsmuster der Deformationsfront über. Im Geschwindigkeitsmodell ist dieser Bereich durch einen raschen Abfall von  $v_p$  von 4.1 km/s auf 3.2 km/s am MAT wiedergegeben (siehe Abb. 4.12 auf S. 52).

Die Reflexionen der Tiefseesedimente belegen deren durchschnittliche Mächtigkeit von 400 m in nahezu horizontaler Schichtung sowie ihre Komprimierung nach Eintritt in die Subduktionszone. Diese Kompression ist in der Abbildung durch den erhöhten Schwärzungsgrad erkennbar. Im weiteren küstenzugewandten Tiefenverlauf sind plattenparallele Refle-

xionen bis zu einem Kilometer innerhalb der abtauchenden Platte zu beobachten. Sie sind auf die Geschwindigkeitskontraste zwischen der deformierten Front des Plattenkeils, den komprimierten Sedimenten und der abtauchenden Platte zurückzuführen. Die Tatsache, daß die Reflexionen auch innerhalb der Cocos-Platte zu beobachten sind, weist auch hier auf Deformationen und Bruchbildung hin.

Ab Modellkilometer  $-40$  bis  $-20$  queren die Reflexionen die Platte bis an die Grenze zwischen *Layer 2* und *Layer 3* (Abb. 5.4, kleines Bild). Geht man von einer realitätsnahen Modellierung der Geschwindigkeiten aus (wie die Ausführungen zur Zeitmigration nahelegen), kann für dieses Phänomen die Verteilung von  $v_p$  verantwortlich sein: Zwischen der Unterkante des Plattenkeils und der Oberkante der abtauchenden Platte gibt es in dem betreffenden Bereich keinen oder nur einen kleinen, negativen Geschwindigkeitskontrast. Innerhalb von *Layer 2* dagegen steigen die Geschwindigkeiten rapide mit einem Gradienten von  $0.8$  km/s pro Kilometer und springen an der Grenze zwischen *Layer 2* und *Layer 3* von  $6.4$  km/s auf  $6.7$  km/s. Es ist damit wahrscheinlich, daß die großen Amplituden der tiefen Reflexionen die höherliegenden schwachen Reflexionen unterdrücken. Dieser Zusammenhang wird auch schon in den refraktionsseismischen Daten beobachtet, bei denen die Reflexion an der *1/3-Schicht* wesentlich deutlicher erkennbar ist als diejenige an der Plattenoberkante (siehe Abb. 4.7).

Insgesamt wird deutlich, daß das refraktionsseismische Modell die beiden Testkriterien der Reflexionsseismik erfüllt hat: 1. Die mit den refraktionsseismischen Geschwindigkeiten zeitmigrierte Sektion gibt die beobachteten Reflektoren über weite Strecken plausibel wieder, so daß die verwendeten Geschwindigkeiten als sinnvoll angesehen werden können. 2. Das *line drawing* der tiefenmigrierten Sektion korrespondiert gut mit den Strukturen des Refraktionsmodells. Abweichungen sind durch das unterschiedliche Auflösungsvermögen beider seismischer Methoden zu erklären.

## 5.2 ODP-Bohrung Leg 170

Vor der Pazifikküste von Costa Rica wurden im Rahmen des Ocean Drilling Program (ODP) mehrere Bohrungen niedergebracht, bei denen sowohl aus der Cocos-Platte als auch aus dem Plattenrand der Karibischen Platte Bohrkerne gewonnen werden konnten. Die Lokationen der Bohrungen befinden sich in unmittelbarer Nähe zu dem Refraktionsprofil und können folglich mit diesem in Beziehung gesetzt werden. In Abbildung 5.5 sind die stratigraphischen Säulen von drei Bohrungen dargestellt, die an folgenden Lokationen abgeteuft wurden:

- (a) *site 1039*: Cocos-Platte im *Middle America Trench*, unmittelbar vor der Subduktion,
- (b) *site 1040*:  $1.6$  km östlich des MAT,
- (c) *site 1042*:  $6.4$  km landwärts des MAT, etwa  $5.5$  km südöstlich der seismischen Linie CR-20.

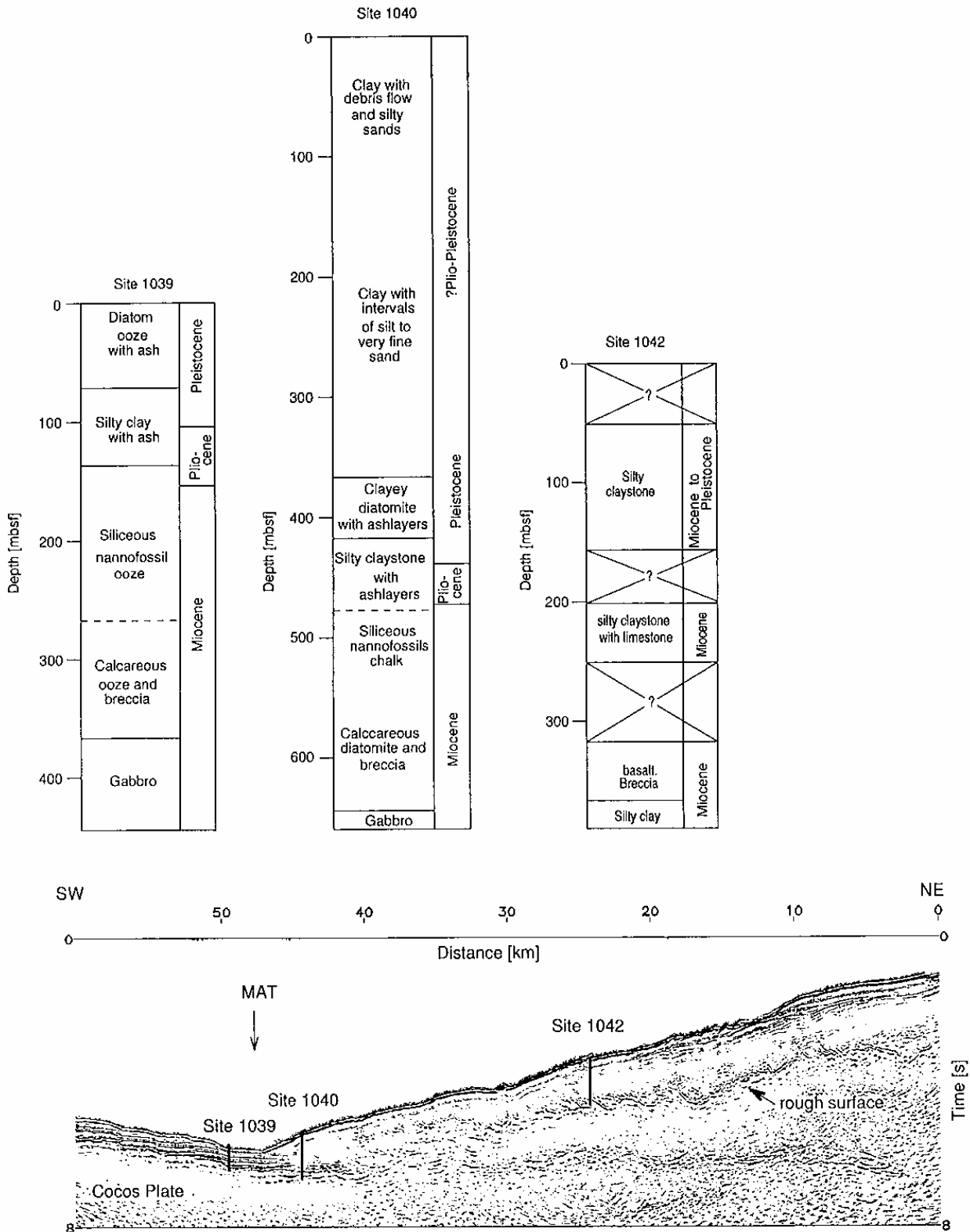


Abbildung 5.5: Stratigraphische Säulen der Bohrkern an den Lokationen 1039, 1040 und 1042, die im Rahmen der ODP-Bohrung Leg170 gewonnen wurden [Kimura et al. 1997]. Darunter sind anhand der reflexionsseismischen Sektion CR-20 die Positionen der Bohrungen angegeben.



Die Bohrung 1039 durchteuft zunächst typische Tiefseesedimente wie Diatomeenschlämme und Tone und reicht bis auf den kristallinen Körper der Cocos-Platte, der an dieser Stelle durch eine Gabbrointrusion charakterisiert ist. Die Mächtigkeit und die P-Wellen-Geschwindigkeiten der Sedimente, die von Kimura et al. [1997] mit 380 m und durchschnittlich 1.55 km/s angegeben werden, sind nahezu identisch mit den modellierten Werten von 400 m Mächtigkeit und 1.6 km/s P-Wellen-Geschwindigkeit.

Bei der Bohrung 1040 werden nach sedimentären Einheiten des inneren Hanges (Tone, Silte und Sande) sowohl das Décollement als auch die vollständige Abfolge der Tiefseesedimente und eine Gabbrointrusion erbohrt. Die oberen Sedimente zeichnen sich durch intensive Scherbeanspruchung und hohen Gasgehalt aus und weisen Geschwindigkeiten um 2.1 km/s auf. Während in der Zone des Décollements keine Geschwindigkeiten bestimmt werden konnten, ist  $v_p$  für die darunterliegenden, subduzierten Tiefseesedimente mit 1.7 bis 1.8 km/s angegeben. Auch hier ergeben sich Übereinstimmungen mit dem Refraktionsmodell, in dem der Beginn des Plattenrandes mit 2.2 km/s und die komprimierten Sedimente der Cocos-Platte mit 1.7 km/s bestimmt sind.

Die Bohrung *site 1042* wurde etwa 5.5 km südöstlich der reflexionsseismischen Linie CR-20, entlang der die restlichen Bohrungen stattfanden, abgeteuft. Der Grund hierfür ist die über 200 m geringere Mächtigkeit der Hangsedimente, da an dieser Lokation der in der Reflexionsseismik beobachtete *rough surface*-Reflektor durchbohrt werden sollte. Daher können an dieser Stelle nur die Werte der Geschwindigkeiten, nicht aber die Mächtigkeiten der Sedimente zwischen der Bohrung und dem Geschwindigkeitsmodell verglichen werden. Die Sedimente, die hauptsächlich aus siltigen Tonen und Kalken bestehen, weisen durchschnittliche Geschwindigkeiten von 2.0 km/s auf. Sie werden von brekziösen Gesteinen abgelöst, die zunächst aus Sandsteinfragmenten mit kalkiger Matrix, danach aus basaltischen Klastika und Kieselschiefer bestehen. Die basaltischen Brekzien werden dem Keil des Plattenrandes (unterhalb der *rough surface*) zugeordnet. Kimura et al. [1997] geben die Geschwindigkeit der Brekzie mit 4.5 km/s an. Die modellierten Geschwindigkeiten weichen von diesen Werten nur geringfügig ab; hier werden für die Hangsedimente 1.7 km/s an der Oberfläche und 3.0 km/s an der Basis festgelegt. Der Keil des Plattenrandes ist im Bereich der Bohrung mit 4.6 km/s modelliert.

### 5.3 Gravimetrische Auswertung

Die gravimetrische Auswertung der modellierten seismischen Geschwindigkeiten bietet eine weitere Möglichkeit, das Modell zu überprüfen. Die Validierung mit Hilfe der Gravimetrie ist trotz der vielen Freiheiten bei der Interpretation von Dichtemodellen sinnvoll. So ist anzunehmen, daß unterschiedlichste Modelle eine sehr ähnliche Schwereanomalie ergeben können. Hat man aber ein spezielles Modell mit Hilfe seismischer Methoden abgeleitet, dann stellt die Gravimetrie eine vom Modell notwendigerweise zu erfüllende Randbedingung dar. Hierzu werden die P-Wellen-Geschwindigkeiten in Dichtewerte umgerechnet und für das resultierende Dichte-Tiefen-Modell ( $\rho - z$ -Modell) die Schwerewirkung berechnet, die mit der beobachteten Schwere (Abb. 5.6) entlang des Profils verglichen werden kann.

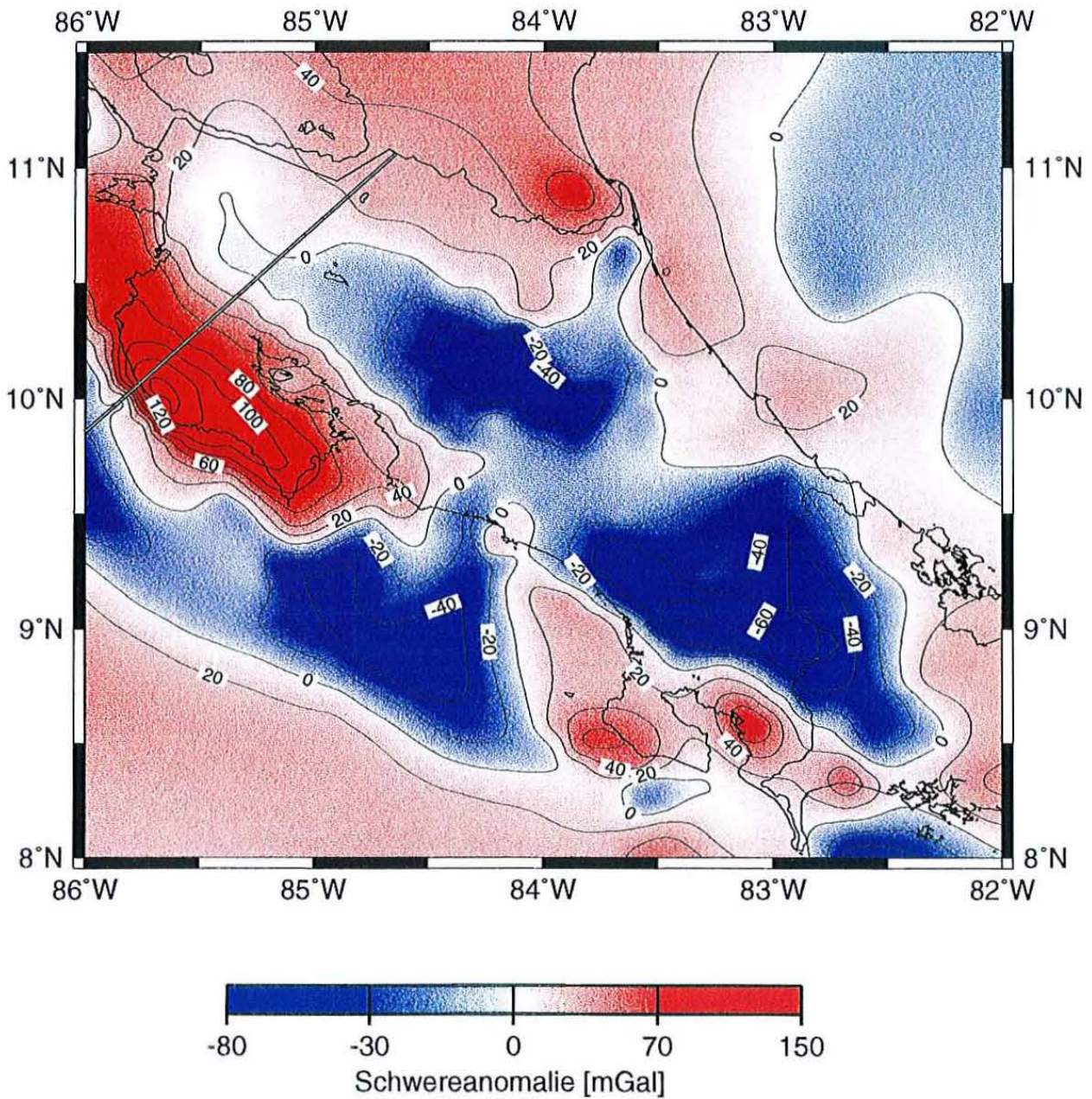


Abbildung 5.6: Schwereanomaliekarte nach Stallings et al. [1995] mit Bougueranomalien für den Landbereich sowie die Freiluftanomalien für die marinen Gebiete mit einer Auflösung von 6 km×6 km. Die Linie markiert die Lage des Refraktionsprofils.

### 5.3.1 Berechnung des Dichtemodells

Das seismische Modell setzt sich aus verschiedenen Gradientenschichten zusammen, deren Gradienten sowohl vertikale als auch laterale Richtungen aufweisen. Um es in ein Dichtemodell transformieren zu können, wird es in geeignete Blöcke unterteilt, in denen die durchschnittliche Geschwindigkeit  $\bar{v}_p$  abgeschätzt werden kann. Für das resultierende Modell, das nun aus zweidimensionalen Dichtepolygonen zusammengesetzt ist, wird nach einem Algorithmus von Cady [1980] die Schwerewirkung berechnet. Es ergeben sich Schwerewerte entlang des Profils, die mit den Werten der tatsächlich gemessenen Schwere verglichen werden.



Die Anpassung der theoretischen Schwerewerte an die gemessenen kann nur durch Variation der Dichtewerte erfolgen, da die Blockgrenzen durch die Lage der  $v_p$ -Schichten im seismischen Modell festgelegt sind. Für ein Startmodell werden zunächst die  $\bar{v}_p$ -Werte in Anlehnung an die modifizierte Beziehung von Nafe & Drake [1957] mit

$$\rho = 1.7 + 0.2 \cdot v_p \quad (5.1)$$

in durchschnittliche Dichtewerte  $\bar{\rho}$  umgesetzt. Die Anpassung an die Daten erfolgt durch die Variation der  $\bar{\rho}$ -Werte jeweils in einem realistischen Rahmen, wobei zur Orientierung eine Datenbank dient [Stadtlander et al. 1999], in der von unterschiedlichen Gesteinstypen Dichtewerte und seismische Geschwindigkeiten zusammengetragen sind. In Abbildung 5.7 ist das Dichtemodell, mit dem die bestmögliche Anpassung erzielt wird, zusammen mit den theoretischen und der gemessenen Schwerewerten dargestellt.

### 5.3.2 Gravimetrische Interpretation

Die aus den berechneten Schwerewerte ermittelte Kurve läßt sich mit dem ermittelten Dichtemodell gut an die Funktion der beobachteten Werte anpassen. Beide zeigen den für Subduktionszonen typischen Verlauf mit negativen Anomalien im marinen Bereich

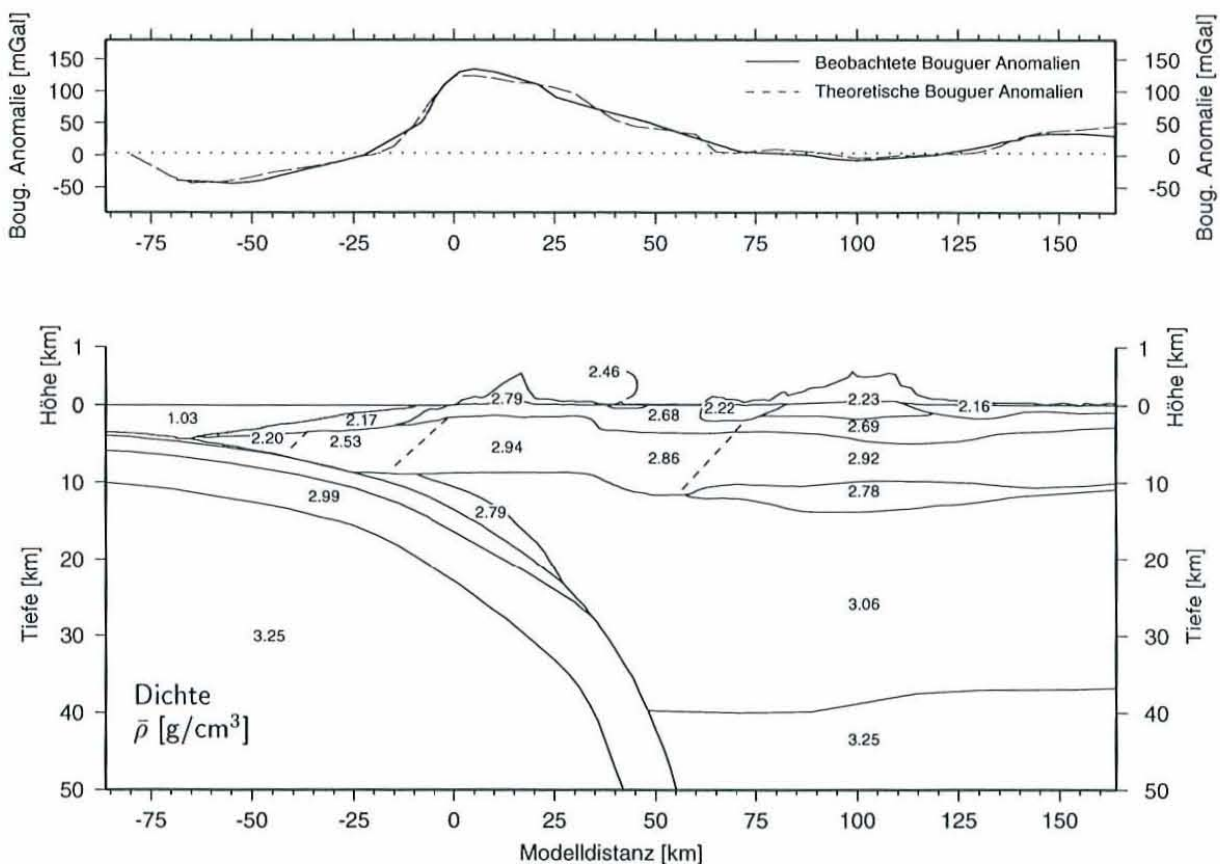


Abbildung 5.7: Dichtemodell entlang der seismischen Profilinie, in dem die jeweilige durchschnittliche Dichte  $\bar{\rho}$  in  $[\text{g}/\text{cm}^3]$  angegeben ist sowie die dazu berechnete Kurve der Schwereanomalie  $[\text{mGal}]$  im Vergleich zur tatsächlich gemessenen Schwere von Stallings et al. [1995].

und einem Anomalieminimum im Bereich der Rinne sowie den landwärtigen Anstieg der Werte. Im Küstenbereich erreichen die Werte ihr Maximum und fallen mit Annäherung an den vulkanischen Bogen bis knapp unter die Null-Linie wieder ab.

Im marinen Bereich wird naturgemäß die Meeresbodentopographie von den Freiluftanomalien wiedergegeben (siehe Abb. 5.8). Der steile Anstieg der Schwerewerte in Landrichtung erklärt sich zum einen aus der Verflachung des Meeres, zum anderen aus der Tatsache, daß sich im küstennahen Bereich bereits die Schwerewirkung der Landmassen bemerkbar macht und damit den Gradienten zusätzlich erhöht.

Ein weiterer Grund ist der große laterale Dichtegradient am Plattenrand, der auf die rasche Zunahme der P-Wellen Geschwindigkeiten zurückzuführen ist. Im Dichtemodell wird dieser Gradient in der Mittelkruste mit drei Blöcken angenähert, deren Dichtewerte von  $2.20 \text{ g/cm}^3$  am *Middle America Trench* auf  $2.94 \text{ g/cm}^3$  auf Nicoya ansteigen. In der Oberkruste trägt der Dichtesprung von  $2.17 \text{ g/cm}^3$  der Hangsedimente auf  $2.79 \text{ g/cm}^3$

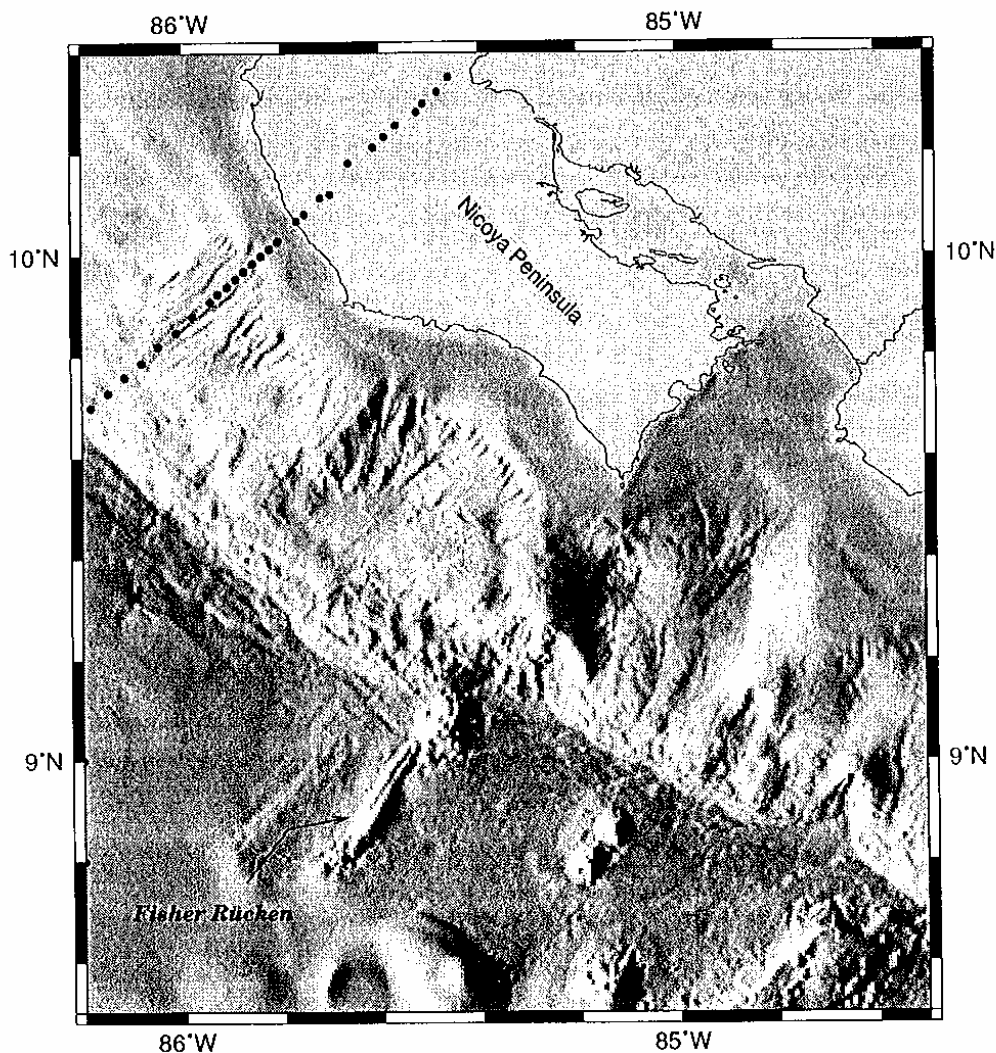


Abbildung 5.8: Meeresbodentopographie vor der pazifischen Küste von Costa Rica nach von Huene et al. [1995]. Die schwarzen Punkte markieren die Lage des Geschwindigkeits- bzw. des Dichtemodells.

der Nicoya-Basalte ebenfalls zum steilen Anstieg der Schwerekurve bei. Das küstennahe Schweremaximum, das für Subduktionszonen typisch ist [Kösters et al. 1997], wird allgemein auf die Schwerewirkung des Plattenrandes zurückgeführt, der im Zuge der Subduktion von der abtauchenden Platte gestaucht und angehoben wird. Dieser Mechanismus deutet sich in den räumlichen Strukturen der Verteilung von Dichte- und Wellengeschwindigkeiten im Modell durch die Flexuren in der Ober- und Mittelkruste von Nicoya an. Auffällig ist jedoch, daß sich das Schwerehoch im wesentlichen auf die Halbinsel beschränkt und im Süden und Osten mit einem ähnlich großen Gradienten begrenzt wird (Abb. 5.6). Im Dichtemodell sind die Ober- und Mittelkrustenblöcke von Nicoya und dem Valle de Tempisque mit unterschiedlichen Dichtewerten angenähert (Oberkruste: 2.79 und 2.68 g/cm<sup>3</sup>, Mittelkruste: 2.94 und 2.86 g/cm<sup>3</sup>). Da nur so die Schwerekurve bestmöglich angepaßt werden konnte, ist das lokale Schwerehoch auf Nicoya möglicherweise durch die intensive tektonische Beanspruchung von Ober- und Mittelkruste im Valle de Tempisque zu erklären. Die hier stattfindenden Auf- und Abschiebungen sowie Rotationsbewegungen erzeugen eine breite Schwächezone, so daß die Dichtewerte des Krustenmaterials erniedrigt werden. Im Refraktionsmodell sind die Ober- und Mittelkrustenschichten von Nicoya und dem Valle de Tempisque mit gleichen Startwerten an den Schichtoberkanten und gleichen Geschwindigkeitsgradienten, aber in unterschiedlichen Tiefen modelliert. Als weiterer Grund ist ein Materialwechsel in der Ober- und Mittelkruste möglich.

Mit dem zunehmenden Eintauchwinkel der subduzierten Platte nimmt auch ihre Schwerewirkung ab und beeinflußt damit den kontinuierlichen Abfall der Anomalienkurve in Richtung des vulkanischen Bogens. Das relative Minimum im Zentrum des vulkanischen Bogens wird durch die kleinen Dichtewerte der oberflächennahen Vulkanite, aber auch durch die Dichteinversion von tiefliegenden Magmenkörpern hervorgerufen. Das Dichtemodell in Abbildung 5.7 zeigt die vertikale Abfolge der Dichtewerte im vulkanischen Bogen, wobei die Dichteinversion in 8 km Tiefe mit Beginn der Zone erniedrigter Geschwindigkeiten modelliert ist.

## 5.4 Seismologische Auswertung

In diesem Abschnitt soll das refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell unter seismologischen Gesichtspunkten betrachtet werden. Die allgemeine Seismizität Costa Ricas und der bisherige Stand der Forschung in diesem Bereich sind bereits im Abschn. 2.3 beschrieben worden. Für die folgende Betrachtung wird speziell der Norden von Costa Rica im Gebiet des seismischen Profils herausgegriffen. In Abbildung 5.9 sind alle verfügbaren Erdbebendaten<sup>1</sup> dieses Gebietes seit der Jahrhundertwende dargestellt. Der Großteil der Daten besteht aus den räumlichen Koordinaten der lokalisierten Beben; von einigen Beben stehen auch die Herdflächenlösungen zur Verfügung. Um den Zusammenhang zwischen den erdbebenerzeugenden tektonischen Spannungsrichtungen und der zweidimensionalen Darstellung der Herdflächenlösungen zu verdeutlichen, wird in Abbildung 5.10 eine schematische Übersicht hierzu gegeben.

---

<sup>1</sup>PDE-Katalog (Preliminary Determination of Epicenters) des US- Geological Survey (USGS), CMT-Harvard Katalog (Centroid-Moment-Tensor), lokales seismologisches Netz in Costa Rica, betrieben von OVSICORI-UNA (Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica) und dem ICE (Instituto Costarricense de Electricidad sowie von Pacheco & Sykes [1992]



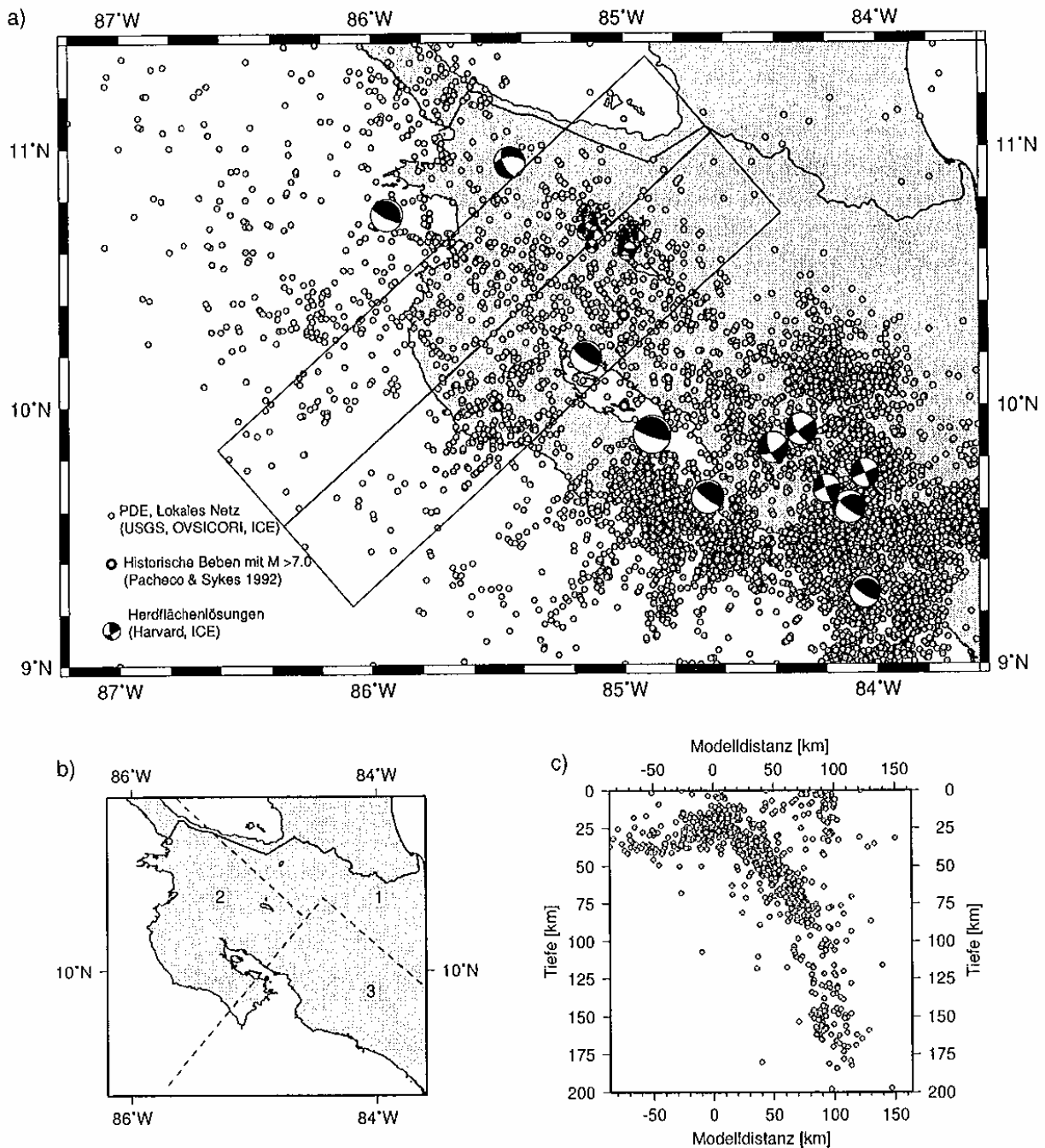


Abbildung 5.9: Die räumliche Verteilung von Erdbeben im Norden Costa Ricas. (a) Kartendarstellung der Erdbebenverteilung mit den vorhandenen Herdflächenlösungen; die Linie markiert die Lage des Refraktionsprofils. (b) Einteilung des nördlichen Costa Rica in Bereiche mit niedriger (1), mittlerer (2) und hoher (3) Beben­tätigkeit. (c) Die Beben innerhalb des Rechteckes in (a) sind auf die refraktionsseismische Profillinie projiziert und im  $x - z$ -Diagramm aufgetragen.

Der überwiegende Anteil der Erdbeben­daten stammt aus dem lokalen seismischen Netz in Costa Rica (OVSICORI-UNA). Da die Stationsverteilung sich auf das Landesinnere konzentriert und sich auf der *Nicoya*-Halbinsel nur wenige Stationen befinden, sind die räumlichen Koordinaten der westlich von *Nicoya* lokalisierten Beben nur bedingt vertrauenswürdig (persönliche Mitteilung von M. Protti). Die übrigen Beben liegen innerhalb des Netzes und wurden mit Hilfe eines Geschwindigkeitsmodells lokalisiert, das für die obere

Kruste dem Modell von Matumoto et al. [1977], für die untere Kruste und dem oberen Mantel dem Modell von Zhao et al. [1992] folgt [Protti et al. 1996]. Da das verwendete Modell horizontal geschichtet ist, sind die Lokalisationen im Bereich der abtauchenden Platte vermutlich mit Fehlern behaftet. Trotzdem läßt sich ein allgemeiner Trend erkennen. Den Lokalisationen im PDE- und Harvard-Katalog liegen weniger differenzierte, weltweite Geschwindigkeitsmodelle zugrunde. Die in dieser Arbeit verwendeten Daten aus diesen Katalogen sind daher um die Beben mit der Standardtiefe von 33 km bereinigt.

Im Norden von Costa Rica lassen sich drei Bereiche mit unterschiedlicher seismischer Aktivität unterscheiden (Abb. 5.9 (b)): Geringes Auftreten von Erdbeben nordöstlich des vulkanischen Bogens (Bereich 1), mittlere Beben­tätigkeit auf *Nicoya* und im sich daran anschließenden *Valle de Tempisque* sowie dem vulkanischen Bogen (Bereich 2) und hohe Seismizität südöstlich von *Nicoya*, im Forearc und der *Cordillera Central* (Bereich 3). Nach Protti et al. [1995] ist Bereich 2 zwar weniger seismisch aktiv als Bereich 3; dafür treten jedoch starke Beben mit einer bisher maximalen Magnitude ( $M_s$ ) von 7.7 auf. Darüberhinaus liegen auch drei der historischen Beben mit  $M_s \geq 7$  in diesem Sektor. Im Bereich 3 ist die maximale Magnitude  $M_s \leq 7.0$  und keines der historischen großen Erdbeben ist in diesem Sektor lokalisiert [Pacheco & Sykes 1992]. Wie in Abschn. 2.3 bereits erläutert wurde, ist die seismische Aktivität in den verschiedenen Bereichen wahrscheinlich mit dem Kopplungsgrad der beiden konvergenten Platten korreliert.

Das refraktionsseismische Profil liegt zum überwiegenden Teil im Bereich mit mittlerer

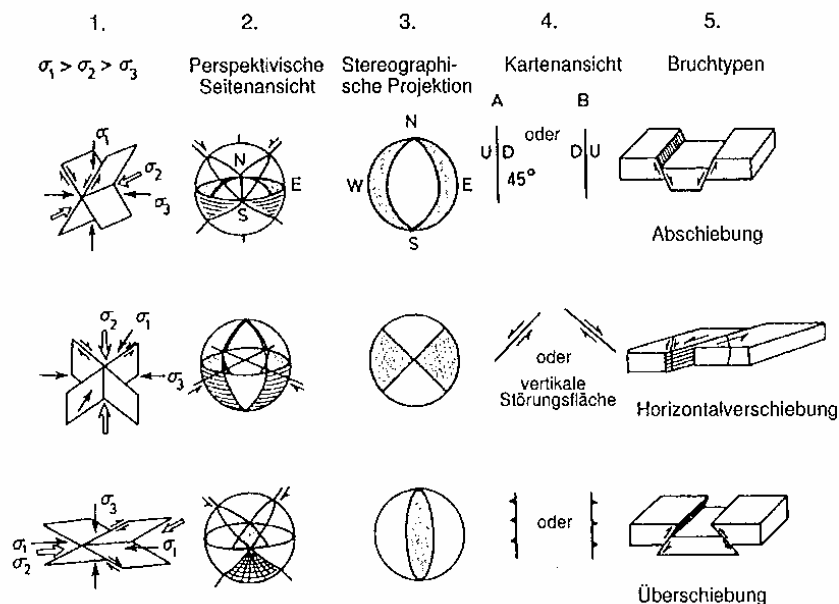


Abbildung 5.10: Zusammenhang zwischen dem erdbebenerzeugenden Spannungsfeld, der Raumlage der Bruchflächen, den Herdflächenlösungen und den zugehörigen Bruchtypen. Spalte 1 zeigt das Verhältnis der Spannungsrichtungen  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  und  $\sigma_3$ , Spalte 2 verdeutlicht die perspektivische Seitenansicht der Bruchflächen innerhalb der sog. Herdkugel, in Spalte 3 sind die Herdflächenlösungen (= stereographische Projektion der unteren Herdkugelhemisphäre) abgebildet, wobei die schwarzen Flächen Kompression, die weißen Extension anzeigen. In den Spalten 4 und 5 sind die zugehörigen geologischen Bruchtypen als Kartenansicht und als Blockbild gezeigt (nach: [Howell 1989]).

Bebentätigkeit (Bereich 2). Er endet landseitig etwa in Höhe der *Quesada Sharp Contortion*, die die abrupte Verflachung der abtauchenden Cocos-Platte nach Süden markiert (Protti et al. [1995]; siehe auch Kap. 2.3). Die seeseitige südliche Begrenzung von Bereich 2 verläuft etwa parallel zum *Fisher Rücken* und befindet sich in der Region, in der wahrscheinlich die Grenze der am *Galapagos Rift* und der am *East Pacific Rift* gebildeten ozeanischen Kruste verläuft (siehe auch Abb. 2.4 und Abb. 2.5).

Obwohl nur wenige Herdflächenlösungen aus dem Gebiet veröffentlicht sind, ist eine allgemeine Tendenz erkennbar: Die im Küstenbereich auftretenden Beben (einschließlich der Beben im Golf von Nicoya) sind überwiegend auf Überschiebungen zurückzuführen und damit als Subduktionsbeben zu klassifizieren (siehe auch Abb. 5.10). Bei Annäherung an den vulkanischen Bogen treten Erdbeben an Blattverschiebungen auf. Diese Partitionierung der Bewegung in Störungssystemen unterschiedlicher Kinematik ist typisch für sogenannte *schräge* Subduktionszonen, bei der der Bewegungsvektor der abtauchenden Platte nicht im rechten Winkel, sondern spitzwinklig zur Tiefseerinne (MAT) steht (siehe auch Abb. 2.1); (z.B. Pinet & Cobbold [1992], Avé Lallemant [1996]). Im Bereich der Vulkane treten oberhalb von 20 km Tiefe Erdbebenschwärme auf, die auf die aktive Vulkantätigkeit zurückzuführen sind (siehe Bebenschwärme in Höhe der vulkanischen Front, die sich durch kleine Magnituden auszeichnen). Der Durchmesser der Herdflächenlösungen in Abbildung 5.9 proportional zur Magnitude des Erdbebens dargestellt.

In Abbildung 5.11 wird das refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell mit der Tiefenverteilung der Erdbeben verglichen. Die Erdbebenverteilung gibt den Verlauf der abtauchenden Platte trotz der oben erwähnten Fehllokalisierungen in guter Näherung wieder. Im Küstenbereich bei *Marbella* bis etwa Modellkilometer 25 häufen sich die Erdbeben eher

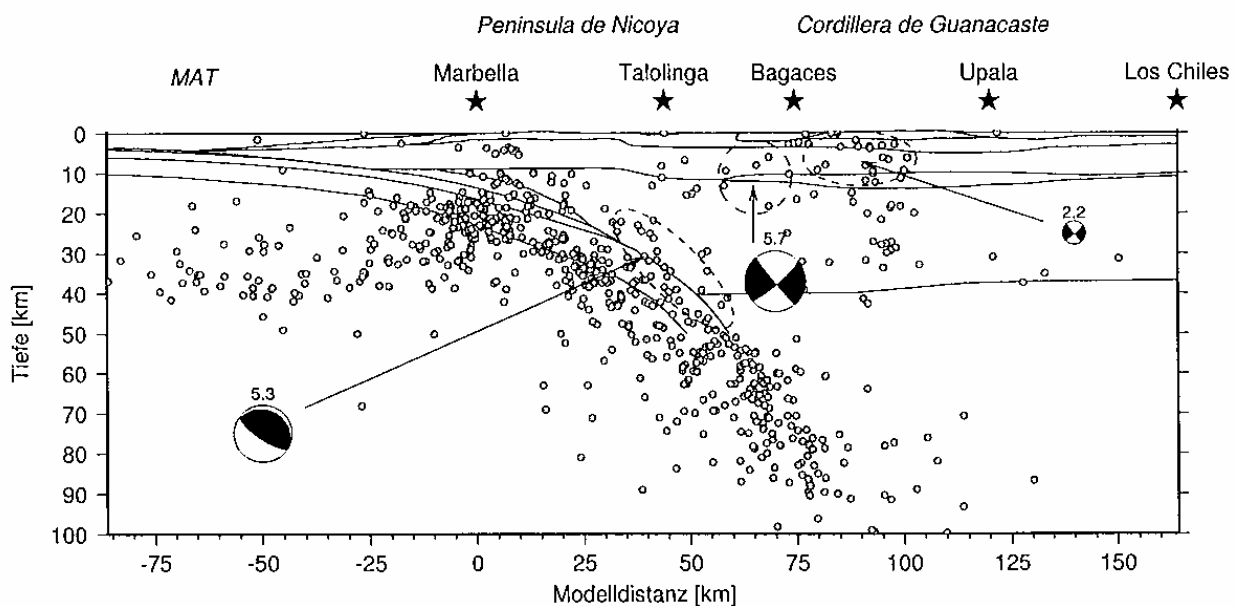


Abbildung 5.11: Das refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell mit projizierten Erdbeben bis in 100 km Tiefe. Die Herdflächenlösungen und die zugehörigen Magnituden sind exemplarisch für die gekennzeichneten  $x,z$ -Bereiche angegeben. Sie stammen aus dem Harvard-Katalog, von White et al. 1991 und aus dem lokalen Netz des ICE.

an der modellierten Plattenunterkante, während im weiteren Tiefenverlauf die Oberkante nachgezeichnet ist. Der von Protti et al. [1995] angegebene Wert für den Subduktionswinkel bis in 60 km Tiefe beträgt  $23^\circ$ , während das Refraktionsmodell bis in 50 km Tiefe einen Winkel von  $21^\circ$  aufweist. Die exemplarisch abgebildete Herdflächenlösung gibt den allgemeinen erdbebenerzeugenden Mechanismus in den Tiefen zwischen 30 und 40 km wieder. Die Subduktionsbeben weisen Magnituden ( $M_s$ ) zwischen 5.3 und 6.2 auf. In der Oberkruste in etwa 5 km Tiefe ist ein Erdbebencluster auf *Nicoya* auffällig. Über ihre Herdmechanismen existieren keine Angaben; es ist allerdings aufgrund geologischer Beobachtungen zu vermuten, daß diese Beben an Abschiebungen stattfinden, die im Zuge der allgemeinen Hebung der Halbinsel aktiv sind (z.B. Hare & Gardner [1985]). Signifikante Erdbebencluster sind außerdem im vulkanischen Bogen (*Cordillera de Guanacaste*) oberhalb von 20 km Tiefe und bei etwa 30 km Tiefe zu beobachten. Von den Unterkrustenbeben liegen keine Angaben über ihre Herdmechanismen vor, während die Beben in der Ober- und Mittelkruste durch in der Regel dextrale Horizontalverschiebungen entstehen [Carr & Stoiber 1977, White 1991]. Die Magnituden der oberflächennahen Erdbebenschwärme sind meistens kleiner als 3 (I. Boschini L., persönliche Mitteilung) und sind auf die vulkanische Aktivität der Region zurückzuführen.

## 5.5 Zusammenfassung

Das refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell wurde auf unterschiedliche Weise getestet, indem seine Vorhersagen für reflexionsseismische, bohrlochgeophysikalische, gravimetrische und seismologische Analysen untersucht wurden. Alle Methoden bestätigen das abgeleitete Modell grundsätzlich. Es hat sich gezeigt, daß die refraktionsseismisch ermittelten Geschwindigkeiten für die Migration von Stapelsektionen aus diesem Gebiet verwendet werden können und daß die abgebildeten Strukturen im Modell konsistent mit den reflexionsseismischen Beobachtungen sind. Das Modell wird in seinem seewärtigen Teil bestätigt, wobei die Reflexionen hauptsächlich Informationen über die abtauchende Cocos-Platte und den Plattenrandkeil mit der jeweiligen Sedimentbedeckung liefern und mit den modellierten Strukturen in Einklang zu bringen sind. Reflexionen aus dem oberen Drittel der abtauchenden Platte sind unmittelbar hinter dem MAT auf Deformationsprozesse innerhalb der Platte zurückzuführen, während der fehlende Geschwindigkeitskontrast zwischen Plattenkeil und Cocos-Platte diejenigen Reflexionen verursacht, die die Plattenoberkante schneiden und nachfolgend den *1/3-Horizont* nachzeichnen.

Ebenfalls im seewärtigen Teil bieten die ODP-Bohrungen von Leg 170 weitere Unterstützung zur Validierung des Modells. Die Mächtigkeit und P-Wellen-Geschwindigkeiten der abgeteufte Einheiten sind im Rahmen der Meßgenauigkeit im Bohrloch sowie dem Auflösungsvermögen der seismischen Daten im Modell wiederzufinden.

Die gravimetrische Auswertung des Modells ergibt, daß die auf der Grundlage der seismischen Geschwindigkeiten berechnete Schwere sich gut an die gemessene Schwerekurve anpassen läßt. Das markanteste Merkmal hierbei ist das außerordentliche Schwerehoch auf der Halbinsel *Nicoya*, das neben der Stauchung und Anhebung des Plattenrandes durch die Subduktion vor allem auf eine breite Schwächezone und öglicherweise einen Materialwechsel im *Valle de Tempisque* innerhalb der Ober- und Mittelkruste hindeutet.

Das Modell zeigt die Strukturen des nördlichen Costa Rica, das sich durch mittlere Seis-

mizität, aber gehäuftes Auftreten von starken Erdbeben auszeichnet. Die Verteilung der Erdbeben korreliert mit der Geometrie der abtauchenden Platte. Der modellierte Verlauf der ozeanischen Kruste reicht bis in 50 km Tiefe und kann konsistent mit der Bebenverteilung bis in eine Tiefe von 100 km extrapoliert werden. Der Subduktionswinkel beträgt im modellierten Bereich  $21^\circ$ . Darüber hinaus treten Häufungen von Erdbeben in der Oberkruste auf *Nicoya* sowie im vulkanischen Bogen auf. Die Häufungen der Beben in diesen Gebieten lassen sich mit dem jeweiligen strukturellen Stil (Abschiebungen und Hebung auf *Nicoya* und Horizontalverschiebungen im und vor dem vulkanischen Bogen, siehe auch Abschn. 2.2.2) vereinbaren.



## Diskussion der Ergebnisse

In dieser Arbeit wurde ein refraktionsseismisches Modell der Krustenstrukturen im Norden von Costa Rica erarbeitet und mit unterschiedlichen Methoden validiert. Das Ergebnis ist ein Profilschnitt, der einen Blick in die Tiefe eines konvergenten Plattenrandsystems gestattet. Die neugewonnenen Erkenntnisse erlauben eine bessere Beschreibung der Charakteristika und ein tieferes Verständnis dieser Subduktionszone. Mit dem Geschwindigkeitsmodell werden auch die tiefen Strukturen der Nicoya-Halbinsel und dem Festland von Costa Rica aufgelöst. Somit können auch für diesen Bereich des komplizierten Mosaiks der Karibischen Platte Aussagen getroffen werden. Im folgenden wird das Modell aus geologisch-geodynamischer Perspektive diskutiert.

### 6.1 Die Subduktion der Cocos-Platte

Das Geschwindigkeitsmodell liefert im Forearc-Bereich folgende Elemente, die unmittelbar mit der Subduktion der Cocos-Platte in Beziehung stehen:

1. Zwischen dem *Middle America Trench* und der Küste von Nicoya weist der Plattenrand der hangenden Karibischen Platte hohe Geschwindigkeiten der P-Wellen auf, die für kristallines Gestein typisch sind (an der Oberkante maximal 4.9 km/s, an der Unterkante maximal 5.2 km/s),
2. auf der abtauchenden Cocos-Platte befindet sich im Bereich der Küste zwischen einer Tiefe von 8 und 23 km ein Körper, der deutlich niedrigere Geschwindigkeiten als seine unmittelbare Umgebung aufweist,
3. die Geschwindigkeitsschichten der Ober- und Mittelkruste auf der Nicoya-Halbinsel weisen Flexuren und geringere Mächtigkeiten als die benachbarten Schichten im *Valle de Tempisque* auf; diese Strukturen unterstützen die Interpretation einer aktiven Hebung der Halbinsel,
4. der Abtauchwinkel der Cocos-Platte zwischen dem MAT und der Küste beträgt  $\beta = 6.3^\circ$ ,
5. die Mächtigkeit der Tiefseesedimente auf der Cocos-Platte beträgt 400 m.

Mit Hilfe verschiedener Parameter haben von Huene & Scholl [1991] und Lallemand et al. [1994] eine weltweite Typenklassifizierung für konvergente Plattenränder in *Akkretionäre*, *Intermediär-Akkretionäre* und *Nicht-Akkretionäre* Systeme vorgenommen. Die wesentlichen diskriminierenden Parameter hierbei sind die orthogonale Konvergenzgeschwindigkeit  $v$  der abtauchenden Platte, die Mächtigkeit der Sedimente in der Rinne  $T_s$ , der Winkel der Neigung des inneren Hanges  $\alpha$ , der Abtauchwinkel  $\beta$  und der Versatzbetrag der ozeanischen Abschiebungen am äußeren Hang  $z$  (Abb. 6.1).

Zusammen mit den aus dem Modell bekannten Größen und der von De Mets [1990] bestimmten Konvergenzrate der Cocos-Platte lassen sich alle Parameter berechnen: Mit

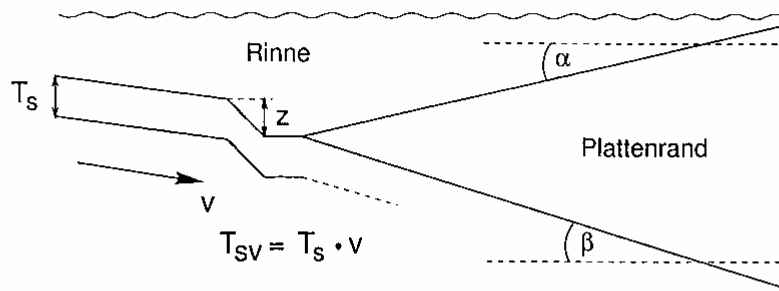


Abbildung 6.1: Parameter zur Typenklassifizierung konvergenter Plattenränder nach Lallemand et al. [1994]:  $v$  = orthogonale Konvergenzgeschwindigkeit,  $T_s$  = Sedimentmächtigkeit,  $\alpha$  = Neigungswinkel des inneren Hanges,  $\beta$  = Abtauchwinkel,  $z$  = Versatzbetrag der ozeanischen Abschiebungen.  $T_{sv}$  ergibt sich aus dem Produkt von  $T_s$  und  $v$ .

7.2 cm/Jahr (relativ) und einem Azimuth von  $25^\circ$  für den Bewegungsvektor der Cocos-Platte sowie der Streichrichtung des MAT von  $306^\circ$  ergibt sich für die orthogonale Konvergenzgeschwindigkeit  $v$  ein Wert von 7.1 cm/Jahr. Die Sedimentmächtigkeit  $T_s$  beträgt im Modell 0.4 km; aus  $v$  und  $T_s$  ergibt sich für den Sedimentfluß  $T_{sv}$  ein Wert von  $28 \text{ km}^2/\text{Mio. Jahre}$ . Zwischen dem MAT und der Küste von Nicoya nimmt der Hangneigungswinkel  $\alpha$  einen Wert von  $4.5^\circ$  an; der Abtauchwinkel  $\beta$  beträgt im gleichen Bereich  $6.3^\circ$ . Der Versatzbetrag der ozeanischen Abschiebungen  $z$  beträgt unmittelbar am MAT 170 m.

In Abbildung 6.2 sind die aus dem Modell abgeleiteten Parameter („Modellparameter“) in Relation zu den Werten von weltweit untersuchten und bereits klassifizierten Subduktionszonen dargestellt. Hieraus wird deutlich, daß die Werte innerhalb einer Typenklasse stark schwanken. Ihre Mittelwerte zeigen aber dennoch deutliche Unterschiede. Die Modellparameter bestätigen in keinem Falle den *Akkretionären* Typus, da ihre Werte in der Regel — trotz großer Streuungen — außerhalb der vorkommenden Wertebereiche liegen. Eine klare Zuordnung zu einem der beiden anderen Typen ist dagegen schwierig, da hier die Modellwerte in einigen Parametern sowohl zum *Intermediär-Akkretionären* als auch zum *Nicht-Akkretionären* Randtypus passen. Berücksichtigt man jedoch die Streubreite in beiden Typenklassen, deuten die Modellwerte eher eine Zugehörigkeit zum *Intermediär-Akkretionären* Typus an.

Der *Intermediär-Akkretionäre* Rand ist bei Lallemand et al. [1994] als konvergenter Plattenrand definiert, bei dem 80% der Sedimente subduziert werden, während von Huene & Scholl [1991] diesen Typus als „akkretionären Rand mit kleinem Sedimentprisma zwischen 5 und 40 km Breite“ bezeichnen. Beide Definitionen treffen aber auf die Subduktion der Cocos-Platte vor Costa Rica nicht zu, da hier

1. die Sedimente zu 100% subduziert werden; dies wird sowohl durch das Modell als auch durch die ODP-Bohrungen bestätigt [Kimura et al. 1997],
2. kein typisches Sedimentprisma zu identifizieren ist. Diese Aussage geht auf die für sedimentäre Gesteine zu hohen P-Wellen-Geschwindigkeiten im Keil zurück. Das gleiche Ergebnis liefert auch die Verteilung der magnetischen Anomalien in diesem Gebiet, die eine Fortsetzung des magmatischen Komplexes von Nicoya bis an den MAT signalisiert [Barckhausen et al. 1998a].

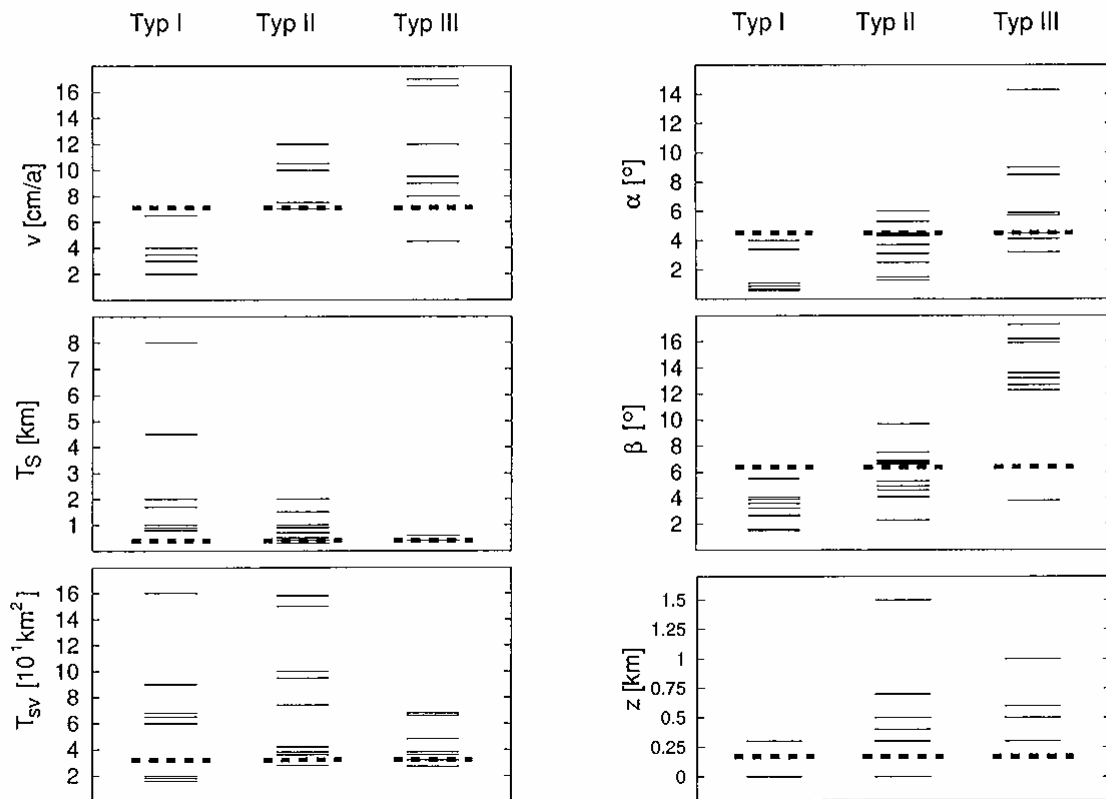


Abbildung 6.2: Einteilung von konvergenten Plattenrändern nach Lallemand et al. [1994] mit Hilfe von Klassifizierungsparametern (siehe Text). Typ I bezeichnet den *Akkretionären Rand*, Typ II den *Intermediär-Akkretionären Rand*, Typ III charakterisiert den *Nicht-Akkretionären Rand*. Die Werte der aus dem Modell abgeleiteten Parameter (fette gestrichelte Linien) werden für alle Typenklassen in Beziehung zu den an weltweit untersuchten Subduktionszonen gemessenen Parameterwerten (dünne durchgezogene Linien) gesetzt.

Im Sinne von Lallemand et al. [1994] zeichnen sich *Nicht-Akkretionäre* Plattenränder durch vollständige Subduktion der Sedimente, den Versatz der Rinne und/oder der vulkanischen Front, hohe Konvergenzraten der Platten, kleine Sedimentmächtigkeiten, große Abtauchwinkel und eine rauhe Topographie der subduzierenden Platte aus. Die *Nicht-Akkretionäre* Subduktion wird häufig mit tektonischer Erosion verbunden, die sowohl frontal als auch basal erfolgen kann [Ballance et al. 1989, von Huene et al. 1991, Lallemand et al. 1994]. Als Folge dieser Volumendehimierung ist die Subsidenz des vorderen Randbereiches zu beobachten, die ihrerseits die Versteilung des Hanges mit sich bringt. Diese Kriterien sind am Plattenrand im Norden von Costa Rica nur zum Teil erfüllt; im folgenden werden die hier bekannten Fakten kurz genannt:

1. Wie bereits ausgeführt wurde, ist die vollständige Subduktion der Sedimente vor Costa Rica gegeben.
2. Ein nur leichter Versatz der quartären vulkanischen Achse nach Nordosten im Norden von Costa Rica wurde von Kussmaul et al. [1994] postuliert (siehe auch Abschn. 2.1.1), wohingegen die Lage des *Middle America Trench* seit dem Miozän stabil geblieben ist.
3. Mit ihrer absoluten Geschwindigkeit von 92 mm/Jahr bewegt sich die Cocos-Platte

im globalen Vergleich gesehen relativ schnell.

4. Verglichen mit weltweiten Beobachtungen liegt die Mächtigkeit der Sedimente mit 400 m an der unteren Vorkommengrenze [Lallemand et al. 1994].
5. Die Topographie der Cocos-Platte vor Costa Rica ist nicht einheitlich; nördlich der *rough/smooth boundary* (und im Bereich des hier diskutierten Modells) ist sie glatt und nahezu relieflos, während sie südlich dieser Grenze rauh ist und ein starkes Relief aufweist [von Huene et al. 1995] (siehe auch Kap. 2.1.2, Abb. 2.5 auf S. 11). Der Versatzbetrag an der Abschiebung zum MAT ist mit etwa 170 m verhältnismäßig klein.
6. Das Refraktionsmodell zeigt im Küstenbereich von *Nicoya* in der Oberkruste ein leichtes seewärtiges Abknicken der Geschwindigkeitsschicht, was auf eine kleine Absenkung des Hanges hindeutet. Diese Interpretation wird auch durch die ODP-Bohrungen Leg 170 gestützt, die auf Subsidenz vor *Nicoya* hinweisen [Meschede et al. 1998b]. Typische Abschiebungsmuster innerhalb des Plattenkeils, wie sie beispielsweise vor Chile ausgeprägt sind [Reichert & CINCA Working Group 1997], werden hier allerdings nicht beobachtet.

Es zeigt sich also, daß der Plattenrand im Bereich des Refraktionsmodells individuelle Eigenschaften aufweist, die eine einfache Zuordnung zu den oben beschriebenen Subduktionstypen verhindern. Es gibt Hinweise auf eine leichte basale Erosion (Punkt 6), aber auch auf den Verbleib der Sedimente im Krustenbereich. An dieser Stelle ermöglichen die modellierten Strukturen und Geschwindigkeiten weitere Aussagen über den Charakter der Subduktion. Der Niedriggeschwindigkeitskörper, der im Bereich der *Nicoya*-Halbinsel der abtauchenden Platte aufliegt, steht wahrscheinlich mit den vollständig subduzierten Sedimenten in Verbindung. Aus dem Modell läßt sich die Fläche dieser Struktur abschätzen<sup>1</sup>. Es ergibt sich ein Flächeninhalt von etwa 175.5 km<sup>2</sup>. Setzt man diesen Wert, der nur als grobe Näherung dienen kann, mit dem oben bestimmten Sedimentfluß  $T_{sv}$  ins Verhältnis, erhält man die Zeitdauer, in der sich ein solcher Körper aus den subduzierten Sedimenten bilden kann:

$$\frac{A}{T_{sv}} = \frac{175.5 \cdot 10^6 \text{ m}^2}{28.3 \text{ m}^2/\text{Jahr}} = 6.2 \cdot 10^6 \text{ Jahre} \quad (6.1)$$

Die Bildungszeit hat also eine Größenordnung von etwa 6 Mio. Jahren und könnte somit seit dem oberen Miozän gebildet worden sein.

Offensichtlich verbleiben die vollständig subduzierten Sedimente in einer Tiefe zwischen etwa 8 und 23 km. Dieses „Sedimentdepot“ befindet sich in dem Bereich, in dem der Abtauchwinkel der Platte größer, und damit Akkumulationsraum für die Sedimente geschaffen wird. Darüber hinaus sind an der Oberfläche signifikante Hebungsprozesse mit gleichzeitig stattfindender Abschiebungstätigkeit dokumentiert:

1. – Die stratigraphische Abfolge von Tief- und Flachwassersedimenten,  
– die Terrassenformation im marinen und fluviatilen Bereich und  
– die morphotektonische Gesamtgliederung

dokumentieren eine tiefgründige Änderung im tektonischen Regime seit dem Miozän (siehe Abschn. 2.2.1, Abb. 2.11 auf S. 18).

<sup>1</sup>Annäherung des Körpers durch ein Dreieck mit den Seitenlängen 35 km, 20.5 km und 54 km, so daß der Flächeninhalt  $A = 175.5 \text{ km}^2$  beträgt.

2. Die Geschwindigkeitsschichten im Refraktionsmodell sind im *Nicoya*-Bereich herausgehoben (siehe oben und Abb. 4.12).

Ein weiteres Indiz für den Verbleib der subduzierten Sedimente in Bereichen der oberen und mittleren Kruste ist das bereits diskutierte geochemische Signal der neogenen bis quartären Vulkanite: Die niedrigen Werte der petrogenetischen Indikatoren Beryllium ( $^{10}\text{Be}$ ) und Bor (B) weisen darauf hin, daß die subduzierten Sedimente dem Stoffkreislauf zum größten Teil verloren gehen (siehe Abschn. 2.1.1). Da in den Vulkaniten trotzdem geringe Konzentrationen von sowohl  $^{10}\text{Be}$  als auch von B nachweisbar sind, wird offenbar, daß ein sehr kleiner Anteil der subduzierten Sedimente dem Mantel zugeführt und in die Magmengenese integriert wird. Das gleiche Ergebnis liefert die Sedimentbilanzierung durch die Analyse von Thorium- und Radonisotopen in den Effusiva [Reagan et al. 1998].

Insgesamt zeigen die Strukturen der Subduktionszone vor Costa Rica zwar Hinweise auf basale tektonische Erosion; es existieren andererseits Phänomene, die die Akkretion von Sedimenten anzeigen. Eine mögliche Erklärung hierfür ist die sukzessive Akkumulation der subduzierten Sedimente und basal erodierten Materials in Tiefen zwischen 8 und 23 km.

Es stellt sich allerdings die Frage, wie insbesondere die subduzierten Sedimente entlang der Strecke vom MAT bis in den Akkumulationsraum transportiert werden können. Einen Hinweis geben die Reflektoren innerhalb der bereits subduzierten ozeanischen Kruste: Sie kreuzen die modellierte Oberkante und zeigen im oberen Krustendrittel intensive Deformationszonen (siehe Abb. 5.4). Die durch die tektonische Beanspruchung erzeugten Spalten oder — im Extremfall — Horst- und Grabenstrukturen können die Sedimente aufnehmen und im Zuge der fortschreitenden Subduktion weiter transportieren. Gleichzeitig ist damit auch ein denkbarer Mechanismus zur basalen Erosion erklärt: Durch ihre leicht vergrößerte Oberfläche vermag die abtauchende Platte nach dem Prinzip einer Feile den hangenden Plattenrand basal zu erodieren [von Huene & Scholl 1991].

Die in dieser Arbeit geführte Diskussion zur Subduktion der Cocos-Platte verdeutlicht, daß zur Klassifizierung konvergenter Plattenränder die von Lallemand et al. [1994] und von Huene & Scholl [1991] zusammengestellten Parameter allein nicht ausreichen. Durch die Abbildung der Strukturen mit Hilfe refraktionsseismischer Modellierung und der Interpretation geologischer und geophysikalischer Befunde wird am Beispiel von Costa Rica gezeigt, daß grundlegende Prozesse der Subduktion präziser charakterisiert und verstanden werden können.

## 6.2 Die geodynamische Entwicklung der Halbinsel Nicoya

Aus dem zweidimensionalen refraktionsseismischen Modell allein sind naturgemäß keine Aussagen zur Geodynamik dieses Gebietes zu erwarten. Seine Geschwindigkeitsverteilung bietet jedoch in Verbindung mit weiteren, bereits bekannten Fakten neue Ansatzpunkte zur geodynamischen Interpretation. Wie bereits ausgeführt wurde, ist die Halbinsel *Nicoya* und das benachbarte *Valle de Tempisque* in der Ober- und Mittelkruste durch zwei Geschwindigkeitsschichten aufgebaut. Ihre Mächtigkeiten nehmen durch eine flexurartige Struktur im Übergang zum *Valle de Tempisque* deutlich zu. Im weiteren nordöstlichen Verlauf des Profils werden die Schichten der Ober- und Mittelkruste fortgesetzt, wobei sie im Übergangsbereich zum vulkanischen Bogen nicht nur mit vertikalem, sondern auch mit lateralem Geschwindigkeitsgradienten modelliert sind (siehe Abb. 4.13). Insgesamt sind

innerhalb dieser Schichten die Ausbreitungsgeschwindigkeiten unter dem vulkanischen Bogen und seinem Hinterland größer als unter *Nicoya* und dem *Valle de Tempisque*. Darüber hinaus verändert sich hier auch die Schichtstruktur der Geschwindigkeiten von zwei auf vier Schichten in der Ober- und Mittelkruste.

Diese Veränderungen sind in demselben Gebiet zu beobachten, in dem auch das außerordentliche Schwerehoch auf *Nicoya* ostwärts in eine negative Bougueranomalie übergeht (siehe Abb. 5.6 auf S. 64). In Abschn. 5.3 wird als ein möglicher Grund für die positive Anomalie auf *Nicoya* die Stauchung und Anhebung des Plattenrandes durch die Subduktion diskutiert. Der relativ steile Abfall der Schwerekurve im *Valle de Tempisque* ist einerseits auf den langwelligen Einfluß der abtauchenden Platte zurückzuführen; ein weiterer Grund ist die Veränderung der Geschwindigkeits- und Dichtewerte, die vermutlich als Folge der subsidenzbegleitenden Abschiebungen und Rotationsbewegungen (Abb. 6.3) verringert sind.

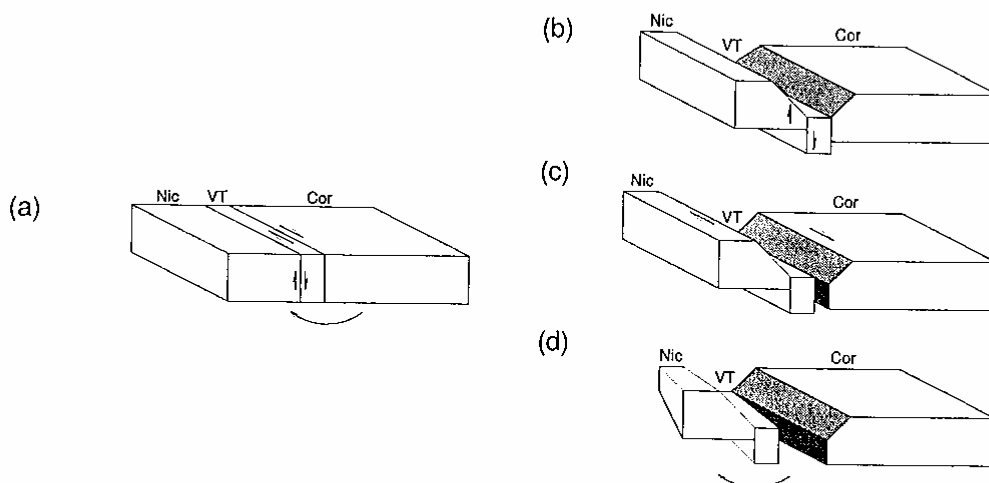


Abbildung 6.3: Schematische Darstellung der Bewegungen, die in der Ober- und Mittelkruste von der Halbinsel *Nicoya* und des *Valle de Tempisque* seit dem Miozän stattgefunden haben. Ausgangssituation mit schematischer Darstellung aller Bewegungen (a), Extensionsbewegungen (b), Seitenverschiebungen (c) und Rotation (d). Die Sequenz der Blockbilder gibt nicht den zeitlichen Bewegungsablauf wieder. Nic = *Nicoya*, VT = *Valle de Tempisque*, Cor = *Cordillera*.

Die auffällige Beschränkung des Schwerehochs auf die Halbinsel und sein benachbartes Becken sowie der Schichtwechsel am Rande des vulkanischen Bogens sind aber möglicherweise auch Hinweise darauf, daß hier zwei unterschiedliche Krustensegmente nebeneinander liegen.

Ein weiteres Indiz ist das Störungsmuster in diesem Gebiet, das im Übergang zum vulkanischen Bogen parallel zum MAT dextrale Seitenverschiebungen aufweist (Abb. 2.12). An diesen wird die gesamte Halbinsel *Nicoya* und das *Valle de Tempisque* nach Nordwesten verschoben. GPS-Messungen belegen diesen Trend [Kellogg & Vega 1995]. Ihnen zufolge bewegt sich die Halbinsel an diesen Störungen mit einer relativen Geschwindigkeit von etwa 6 mm/Jahr. Der Charakter der Störungen, die *Nicoya* zu allen Seiten begrenzen, verursachen neben der Einengung, Heraushebung mit begleitender Extension und lateraler Verschiebung durch die schräge Subduktion eine Rotation der Halbinsel und damit der Öffnung des *Golfo de Nicoya* und des *Valle de Tempisque* an Land.



Die Ausbildung der dextralen Blattverschiebungen im Forearc-Bereich ist auf die leicht schiefe Subduktion der Cocos-Platte (Differenzwinkel  $\delta \simeq 11^\circ$ ) zurückzuführen. Ein weiterer Motor dieser Bewegung ist die Indentation des Cocos-Rückens seit dem späten Miozän. Multipliziert man den Versatzbetrag der dextralen Seitenverschiebung von etwa 6 mm/Jahr mit dem Zeitraum von 6 Mio. Jahren, ergibt sich eine Strecke von ca. 36 km. Führt man eine Parallelverschiebung der Südostküste von *Nicoya* um 36 km dem Störungssinn entsprechend durch und berücksichtigt dabei die Rotationsbewegung *Nicoyas*, gelangt man zur Halbinsel *Herradura*. Diese wird — wie *Nicoya* — zum größten Teil von dem jurassisch-kretazischen Komplex mafischer Magmatite und Tiefseesedimente aufgebaut. Im Vergleich zu den übrigen Komplexen entlang der pazifischen Küste von Costa Rica weisen die Gesteine von *Nicoya* und *Herradura* die größte geochemische Übereinstimmung auf [Hauff et al. 1998]. Das Szenario einer Nordwestverschiebung von *Nicoya* führt zu der These, daß die beiden Halbinseln einem gemeinsamen Krustenblock entstammen. Da sie beide ozeanischen Ursprungs sind, könnten sie der durch die schiefe Subduktion abgescherte Randbereich des südlichen Sockels der Karibischen Platte sein (Abb. 6.4). Diese These läßt sich gut mit den entwicklungsgeschichtlichen Modellen der Karibischen Platte vereinbaren, die die mafischen Komplexe entlang Costa Ricas Pazifikküste mit dem ozeanischen Sockel in Verbindung setzen (z.B. Duncan & Hargraves 1984, Pindell & Barrett 1990, Meschede & Frisch 1998]. Ähnliche Prozesse werden für den südöstlichen Rand der Karibischen Platte bei Trinidad und Venezuela angenommen, wo durch die Subduktion der Südamerikanischen Platte Forearc-Terrane angedockt werden [Avé Lallemant 1996].

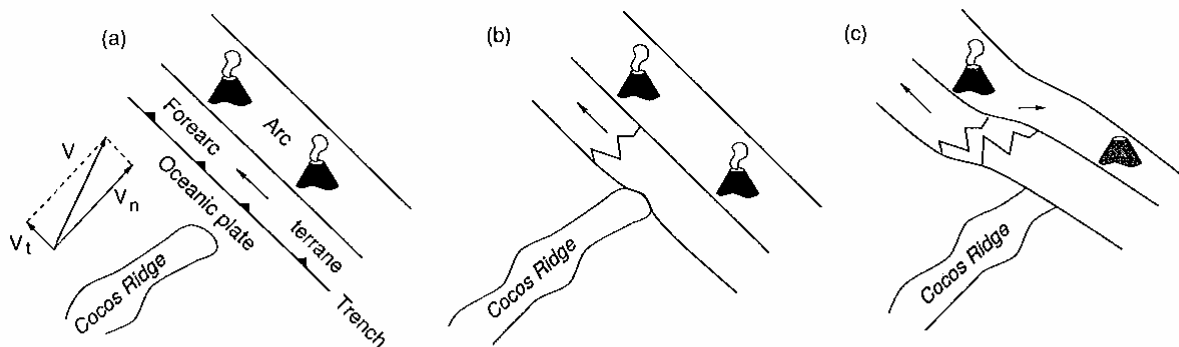


Abbildung 6.4: Hypothetische Forearc-Bewegungen entlang der pazifischen Küste von Costa Rica. Der Konvergenzvektor  $V$  der Cocos-Platte läßt sich in einen zum MAT orthogonalen Anteil  $V_n$  und eine tangentielle Komponente  $V_t$  mit zum MAT paralleler Richtung zerlegen. Seine Länge und Richtung entsprechen der Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit des Terrans (14 mm/Jahr bei 72 mm/Jahr relativer Konvergenzgeschwindigkeit).

Die NW-Bewegung des hier vorgeschlagenen Terrans am pazifischen Plattenrand ist seit dem Bestehen und der Subduktion der Cocos-Platte (etwa 22 bis 25 Millionen Jahre [Lonsdale & Klitgord 1978, Barckhausen et al. 1998b]) denkbar. Die Indentation des Cocos-Rückens vor etwa 5 Millionen Jahren könnte den Prozeß beschleunigt und durch die Veränderung des Streiffeldes den Bruch des Forearc Terrans in die beiden Halbinseln verursacht haben. Ein Indiz hierfür ist die heutige breite Störungszone in Zentral-Costa Rica (TIFZ, siehe Abb. 2.12 auf S. 19), an welcher der südliche Teil Costa Ricas nach

Osten bewegt wird. Auf der Pazifikseite schließt sich seewärtig die sinistrale *East Nicoya Fracture Zone* (ENFZ) an, die für die Westrotation von *Nicoya* verantwortlich ist.

Zusammen mit den in Abschnitt 6.1 diskutierten Charakteristika der Subduktionszone vor Costa Rica und den Interpretationen zur Halbinsel *Nicoya* ist auf der Basis des refraktionsseismischen Geschwindigkeitsmodells eine Vorstellung dieses konvergenten Plattenrandsystems entstanden. In dem Versuch, möglichst viele der hier diskutierten Fakten und Hypothesen schematisch abzubilden, wird in Abbildung 6.5 ein dreidimensionales Blockbild gezeigt, das um die Profillinie des Geschwindigkeitsmodells konstruiert wurde. Die Schichtstrukturen der einzelnen Regionen sind dem Modell entnommen, während z.B. die Störungen innerhalb der abtauchenden ozeanischen Kruste aufgrund des Reflektormusters der reflexionsseismischen Daten und die Abschiebungs- bzw. Blattverschiebungssysteme aus geologischen Befunden hinzugefügt sind. Die Strukturen der ozeanischen Platte deuten den diskutierten Mechanismus der basalen Erosion und des Sedimenttransportes an. Im Forearc sind die Strukturen der Halbinsel *Nicoya* und des *Valle de Tempisque* als *Forearc terrane* bezeichnet, wobei das Tempisque-Becken das *Forearc basin* darstellt. Unterhalb von *Nicoya* liegt der abtauchenden Platte ein Körper mit erniedrigten Geschwindigkeiten auf. Dieser Körper wird als Akkumulationsraum für die subduzierten Sedimente und des basal erodierten Materials gedeutet.

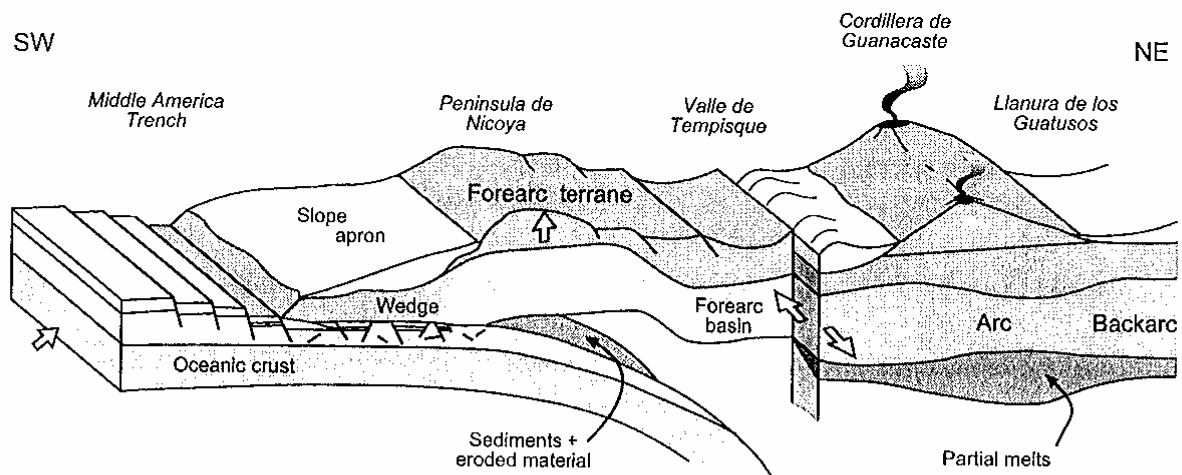


Abbildung 6.5: Schematisches Abbild des konvergenten Plattenrandsystems im Norden Costa Ricas. Dieser Darstellung liegt das zweidimensionale refraktionsseismische Geschwindigkeitsmodell zugrunde.

Die dextrale Seitenverschiebung zwischen dem *Valle de Tempisque* und der *Cordillera de Guanacaste*, die durch GPS-Messungen, geologische Kartierungen und Satellitenbilddaufnahmen belegt ist, fällt mit der Änderung der Geschwindigkeitsverteilungen im Modell zusammen. In der unteren Mittelkruste bzw. im Übergangsbereich zur Unterkruste des vulkanischen Bogens befindet sich in etwa 10 km Tiefe ein zweiter Niedriggeschwindigkeitskörper. Seine Existenz deutet auf Schmelzen in dieser Region hin. Verbindungen zur Oberfläche in Form von Geschwindigkeitsanomalien direkt unterhalb der Vulkane konnten mit den refraktionsseismischen Messungen und Modellierungen nicht erkundet werden.

## 6.3 Der Krustentypus im Norden Costa Ricass

Bislang gibt es in der Literatur keine einheitliche Festlegung der südlichen Grenze des kontinentalen *Chortis*-Blockes (siehe auch S. 5). Damit ist die Zugehörigkeit des nördlichen Costa Rica zur ozeanischen Lithosphäre unklar. Ähnlich wie bei den geodynamischen Fragen kann das refraktionsseismische Modell allein auch hier keine Antwort geben. Es zeigt allerdings zuverlässig die Tiefenlage der seismischen *Moho* unterhalb des vulkanischen Bogens zwischen 38 und 40 km. Hiermit werden die von Matumoto et al. [1977] und Case et al. [1990] angenommene Werte von 43 km bzw. maximal 45 km bestätigt bzw. leicht nach unten korrigiert (siehe auch Abb. 2.3 auf S. 8).

Die ermittelte Krustenmächtigkeit ist um etwa das 6-fache größer als die durchschnittlichen Werte für ozeanische Kruste und liegt damit im Mächtigkeitsbereich von kontinentaler Kruste. Es stellt sich nun die Frage, zu welchem Krustentypus das nördliche Costa Rica im Bereich des refraktionsseismischen Profils gehört:

1. Zu kontinentaler Kruste, wie sie in Nicaragua zu finden ist (Fortsetzung des *Chortis*-Blockes),
2. zu verdickter ozeanischer Kruste als Fortsetzung des karibischen ozeanischen Plateaus oder
3. zu einer „Mischkruste“, die im Kollisionsbereich von südlicher ozeanischer Kruste mit dem kontinentalen *Chortis*-Block gebildet wurde.

Zum Vergleich wird die in dieser Arbeit modellierte Geschwindigkeits-Tiefenverteilung von Nord-Costa Rica mit den Geschwindigkeitsstrukturen des mächtigen ozeanischen *Ontong Java* Plateaus (ebenfalls ca. 40 km) und des mittelamerikanischen kontinentalen *Chortis*-Blockes im Bereich von Nicaragua gegenübergestellt (Abb. 6.6)<sup>2</sup>. In beiden Fällen erreichen die übernommenen Werte nicht die Genauigkeit, mit der die  $v-z$ -Funktion des nördlichen Costa Rica angegeben werden kann. Trotzdem ist der allgemeine Trend gut erkennbar. Es zeigt sich, daß die Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen nahe beieinander liegen. Alle weisen eine Krustenmächtigkeit zwischen 38 und 41 km auf und variieren unterhalb von 18 km um maximal 0.6 km/s (diese Varianzangabe berücksichtigt nur die hier aufgetragenen Funktionen, nicht aber die Ungenauigkeit beim Abtasten der Originalabbildungen). Die größte Abweichung ergibt sich in einer Tiefe zwischen etwa 10 und 15 km: Hier zeigt das Profil von Costa Rica eine Zone mit erniedrigten Geschwindigkeiten, die in den Profilen des Plateaus und des *Chortis*-Blockes nicht wiedergegeben sind. Eine Erklärung für die Zone niedriger Geschwindigkeiten könnten Schmelzen im Übergangsbereich zwischen Mittel- und Unterkruste sein (siehe auch Abschn. 6.2). Somit ist dieser Niedriggeschwindigkeitskörper ein Spezifikum des sich hier befindlichen vulkanischen Bogens. Die Unterkruste beginnt mit einem scharfen Geschwindigkeitskontrast von 5.4 auf 6.6 km/s. Dies stimmt gut mit der Geschwindigkeitsstruktur im vulkanischen Bogen Nicaraguas überein (von 5.7 auf 6.5 km/s in einer Tiefe von 14 km), die den Übergang zur Unterkruste markiert<sup>3</sup>.

<sup>2</sup>Die Geschwindigkeits-Tiefenfunktion des Plateaus entstammt einem AGU-Poster von Araki et al. [1998] sowie den mündlichen Angaben von E. Araki. Die  $v-z$ -Funktion des *Chortis*-Blockes ist Kim et al. [1982] entnommen.

<sup>3</sup>pers. Mitteilung von C. Walther

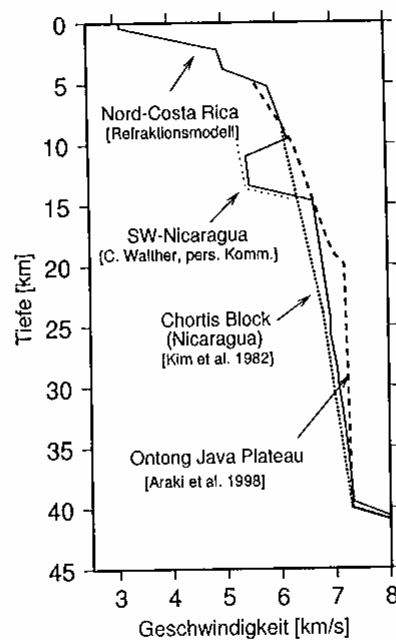


Abbildung 6.6: Geschwindigkeitsstruktur im Bereich des vulkanischen Bogens im Norden von Costa Rica (durchgezogene Linie) im Vergleich zur Struktur des ozeanischen *Ontong Java Plateaus* (gestrichelte Linie) nach Araki et al. [1998] und des *Chortis-Blockes* in Nicaragua nach Kim et al. [1982] (gepunktete Linie) und C. Walther (fein gepunktete Linie).

Während die Geschwindigkeiten in der Unterkruste sowohl in Costa Rica als auch im *Chortis-Block* von etwa 6.6 km/s auf 7.3 km/s an der Krusten-Mantelgrenze ansteigen, ist im *Ontong Java Plateau* die breite Hochgeschwindigkeitszone der Unterkruste auffällig (über 25 Tiefenkilometer ist  $v_p = 7.3$  km/s). Das Geschwindigkeits-Tiefenprofil beschreibt das Zentrum des Plateaus, wo die für ozeanische Plateaus ungewöhnliche Krustenmächtigkeit von 40 km identifiziert ist. Zu seinen Rändern hin nimmt die Mächtigkeit deutlich ab (auf etwa 30 km) [Araki et al. 1998].

Trotz der erwähnten Unterschiede in den Geschwindigkeits-Tiefenprofilen ist ihre allgemeine Ähnlichkeit so groß, daß aus ihnen keine eindeutige Aussage bezüglich der Krusten-zugehörigkeit von Nord-Costa Rica möglich ist. Nach den Angaben in Abbildung 6.6 liegt der Charakter des Costa Rica-Profiles zwischen verdickter ozeanischer Plateau-Kruste und kontinentaler Kruste.

Für den Fall, daß der Norden Costa Ricas Teil des karibischen ozeanischen Plateaus ist, läßt die hohe Krustenmächtigkeit die Formulierung folgender Hypothesen zu:

- (a) Das Refraktionsprofil erfaßt das Zentrum des Plateaus,
- (b) das Profil liegt im Randbereich eines ungewöhnlich mächtigen Plateaus oder
- (c) das Profil befindet sich im Randbereich eines Plateaus, wobei dieser durch seine Kollision mit kontinentaler Kruste zusammengeschoben worden ist und damit an Mächtigkeit zugenommen hat.

Die unmittelbare Nähe des kontinentalen *Chortis-Blockes* und des *Middle America Trench* widerspricht Hypothese (a), da diese die Frage nach dem Verbleib der ozeanischen Ränder

aufwirft. Mit Hypothese (b) wird dieses Problem umgangen; allerdings postuliert diese These eine periphere Plateaumächtigkeit von 40 km, was selbst bei dem weltweit größten ozeanischen Plateau (*Ontong Java* mit  $1.86 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  [Araki et al. 1998]) nicht gegeben ist. Somit ist diese Hypothese ebenfalls als unwahrscheinlich einzustufen. Hypothese (c) scheint daher in diesem Zusammenhang die plausibelste Möglichkeit zu sein.

Wenn das Refraktionsprofil kontinentale Kruste wiedergibt, endet der nördliche *Chortis*-Block nicht, wie bislang vermutet wurde, an der Verbindung zwischen dem *Hess-Escarpment* in der Karibik und der *Santa Elena*-Störung im NW von Costa Rica (siehe Abb. 2.12 auf S. 19), sondern weiter südlich. Die Grenze liegt dann möglicherweise in der Region der transisthmischen Scherzone (TIFZ). In diesem Bereich nimmt auch die Krustenmächtigkeit nach Case et al. [1990] deutlich ab (siehe Abb. 2.3 auf S. 8). Wie beim *Chortis*-Block handelt es sich dann im Norden Costa Ricas um einen reifen magmatischen Bogen auf kontinentaler Kruste, was die hohe Krustenmächtigkeit erklären kann. Ein weiteres Indiz für die Fortsetzung kontinentaler Kruste könnte die quartäre Struktur der *Nicaragua*-Depression sein, die die mittelamerikanische Vulkankette von El Salvador bis Costa Rica begleitet (Abb. 2.3); es ist wahrscheinlich, daß diese Struktur bis Zentral-Costa Rica verläuft, da im Refraktionsmodell nordöstlich des vulkanischen Bogens eine Beckenstruktur sichtbar ist, die durch niedrige Geschwindigkeiten charakterisiert ist (Abb. 4.13 auf S. 55). Dagegen ist sie im südlichen Costa Rica nicht mehr zu identifizieren. Die möglichen Gründe hierfür sind das Ende der kontinentalen Kruste oder der Einfluß des Cocos-Rückens auf das regionale tektonische Spannungsfeld, so daß hier Hebung und Einengung anstelle von Krustenextension auftritt. Ein Vergleich der Krustengeschwindigkeiten in Nord- und Süd-Costa Rica weisen darüber hinaus deutliche Unterschiede auf [Stavenhagen 1998].

Als dritte Erklärungsmöglichkeit für die Krustenstruktur in Nord-Costa Rica ist eine tektonisierte „Mischkruste“ denkbar. Diese kann im Zuge einer Kollision des ozeanischen Plateaus im Süden und normaler kontinentaler Kruste im Norden durch die Verzahnung der beiden Krusten entstehen. Mögliche Schwächezone für den Verzahnungsprozeß sind bei der kontinentalen Kruste Bereiche, die partielle Schmelzen enthalten. Beim ozeanischen Plateau kommen als prädestinierte Scherhorizonte die obere und untere Grenze der originären ozeanischen Kruste in Frage, die nach Mauffret & Leroy [1997] zwischen einer oberen basaltischen Schicht und einer unteren Schicht aus angelagertem Material liegt. Im Kollisionsbereich beider Krusten werden deren jeweilige Ränder zusammengeschoben bzw. in ihren Schwächezonen abgeschert und verzahnt.

Wie Hypothese (c) zur Version des ozeanischen Plateaus fordert die These der „Mischkruste“ eine ausgeprägte Kompressions- und Deckentektonik. Diese ist an der Oberfläche jedoch strukturell sowie aufgrund der tertiären und quartären Sedimentbedeckung nicht zu beobachten. Die in dieser Arbeit vorgestellten seismischen Arbeiten geben ebenfalls keinerlei Hinweise, was aber auch mit dem begrenzten Auflösungsvermögen des Modells erklärbar ist. Auf der Basis des bisherigen Kenntnisstandes bietet daher die Hypothese der südwärtigen Fortsetzung des kontinentalen *Chortis*-Blockes die geologisch-geodynamisch plausibelste und einfachste Lösungsmöglichkeit.

## Zusammenfassung und Ausblick

Der konvergente Plattenrand an der pazifischen Küste von Costa Rica ist ein komplexes geodynamisches System mit vielen bislang unklaren Mechanismen und Strukturen. Mit den Zielen,

- (a) den Subduktionsprozeß und seine Auswirkungen auf die hangende Platte besser zu verstehen,
- (b) die tiefen Strukturen des *Forearcs* zu erkunden und geologisch-geodynamisch erklären zu können sowie
- (c) Aussagen zum krustalen Aufbau der Karibischen Platte im Norden Costa Ricas zu treffen,

wurden in dieser Arbeit die Krustenstrukturen mit Hilfe von refraktionsseismischen Daten modelliert. Der hierzu verwendete Datensatz beruht auf kombinierten, weitwinkelseismischen Messungen entlang einer Profillinie, die vom *Middle America Trench* bis an die Grenze von Nicaragua reicht und damit alle Krustenbereiche erfaßt, die für die genannten Fragestellungen studiert werden müssen.

Die kombinierten weitwinkelseismischen Messungen bestanden aus einem Onshore/Offshore-Experiment, bei dem die seismischen Signale auf See erzeugt und sowohl von See-Empfängern als auch von seismischen Landstationen registriert wurden. Ferner wurden bei einem Landexperiment entlang der Profillinie des Onshore/Offshore-Experimentes an 5 äquidistanten Schußpunkten chemische Sprengungen gezündet. Beim Landexperiment wurde im Vergleich zum Onshore/Offshore-Experiment die 4-fache Anzahl von Registrierstationen verwendet.

Mit Hilfe des so gewonnenen Datensatzes wurde durch Laufzeit- und Amplitudenmodellierung ein P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell entlang des seismischen Profils erarbeitet. In diesem Modell ist das Geschwindigkeitsfeld der P-Wellen mit seinen vertikalen und lateralen Variationen abgebildet. Zur Validierung der modellierten Strukturen und Geschwindigkeiten wurden diese mit den Daten und Ergebnissen von reflexionsseismischen, gravimetrischen und seismologischen Studien in diesem Gebiet getestet. Eine in unmittelbarer Nähe zum seismischen Profil abgeteufte ODP-Bohrung vervollständigte die Datengrundlage für weitere Testmethoden.

### Der seewärtige Teil des Modells

Das Modell bildet die ozeanische Kruste der abtauchenden Cocos-Platte vor der Küste der Halbinsel *Nicoya* ab. Die ozeanische Kruste ist 7 km mächtig und taucht vom *Middle America Trench* bis in 50 km Tiefe mit einem Winkel von  $21^\circ$  ab. Dieser Wert ist mit der Verteilung der Erdbeben sowie dem von Protti et al. [1995] angegebenen Subduktionswinkel von  $23^\circ$  bis in 60 km Tiefe konsistent.



Die Zeit- und Tiefenmigration einer reflexionsseismischen Sektion aus dem seewärtigen Untersuchungsgebiet, die mit den refraktionsseismisch ermittelten Geschwindigkeiten durchgeführt werden, ergeben keine Widersprüche. Das *line drawing* der tiefenmigrierten Sektion korrespondiert gut mit den Strukturen des Refraktionsmodells und veranschaulicht darüber hinaus Deformation und Bruchbildung innerhalb der abtauchenden ozeanischen Kruste.

Der Plattenrandkeil zeichnet sich unterhalb der Sedimentbedeckung durch vergleichsweise hohe Geschwindigkeiten aus (maximal 4.9 km/s an der Obergrenze, 5.4 km/s an der Basis). Diese Geschwindigkeitsverteilung wird dahingehend interpretiert, daß der kristalline *Nicoya-Komplex* bis an den *Middle America Trench* heranreicht und demzufolge keine Sedimente frontal akkretiert werden. Zu dem gleichen Ergebnis führt die Analyse der Verteilung der magnetischen Anomalien [Barckhausen et al. 1998a] und die ODP-Bohrung Leg 170 [Kimura et al. 1997].

### Der landwärtige Teil des Modells

Zusammen mit dem *Valle de Tempisque* läßt sich die Halbinsel *Nicoya* mit zwei Geschwindigkeitsschichten in der Ober- und Mittelkruste modellieren. Ihre Mächtigkeiten nehmen zwischen der Halbinsel und dem sich östlich anschließenden Tal durch eine Flexur deutlich zu. Diese Krustenstruktur wird mit der Hebung *Nicoyas* und der Subsidenz des *Valle de Tempisque* [Harc & Gardner 1985; Calvo & Bolz 1994] in Zusammenhang gebracht. Als Ursache für die Vertikalbewegungen wird die Existenz eines Körpers diskutiert, der unterhalb von *Nicoya* der Oberkante der abtauchenden ozeanischen Kruste aufliegt. Im seismischen Modell stellt sich dieser Körper als Zone mit erniedrigten Geschwindigkeiten dar. Dieser Körper wird als Akkumulation von subduzierten Sedimenten und basal erodiertem Material des Plattenrandes interpretiert. Hierfür lassen sich folgende Argumente angeben:

- Die Sedimente der Cocos-Platte werden vollständig subduziert (siehe oben).
- Die chemische Zusammensetzung der neogenen Effusiva der Vulkane in Nord-Costa Rica impliziert, daß die subduzierten ozeanischen Sedimente nicht oder nur marginal an der Magmenzusammensetzung beteiligt sind [Leeman & Carr 1995, Reagan et al. 1998].
- Die Oberfläche der bereits subduzierten Cocos-Platte wird durch die tektonische Beanspruchung deformiert und reliefiert (siehe oben) und kommt damit als Mechanismus für basale tektonische Erosion in Frage [von Huene & Scholl 1991; Lallemand et al. 1994].

Im Übergangsbereich zwischen dem vulkanischen Vorland und dem vulkanischen Bogen verändern sich im seismischen Geschwindigkeitsmodell sowohl die vertikalen und lateralen Geschwindigkeitsgradienten als auch die Schichtstruktur. Im gleichen Gebiet zeigt sich in der beobachteten Schwere [Stallings et al. 1995] wie auch in den Schweremodellierungen entlang des seismischen Profils ein Übergang: Auf eine ungewöhnlich große und räumlich scharf begrenzte positive Schwereanomalie auf *Nicoya* folgt eine für aktive Plattenränder typische negative Anomalie im vulkanischen Bogen. Diese Veränderungen werden als Folge der NW-Bewegung von *Nicoya* als Forearc-Terran gedeutet. Aufgrund lithologischer

und geochemischer Ähnlichkeiten der Halbinseln entlang der pazifischen Küste Costa Ricas sowie der zum MAT parallel verlaufende Blattverschiebungssysteme wird *Nicoya* als Fragment eines großen Forearc-Terran gedeutet, das im Zuge der Indentation des Cocos-Rückens zerbrochen ist. Da dieses Terran aus ozeanischem Krustenmaterial aufgebaut ist (*Nicoya-Komplex*), handelt es sich wahrscheinlich um den abgescherten südwestlichen Rand der Karibischen Platte. Ähnliche Bewegungen werden am südöstlichen Rand der Karibischen Platte beobachtet, wo wie vor Costa Rica eine leicht schiefe Subduktion stattfindet und im Zuge dessen Forearc-Terrane angedockt werden [Avé Lallemant 1996].

Im vulkanischen Bogen ist in etwa 10 km Tiefe eine Zone mit erniedrigter Geschwindigkeit modelliert. Dieses Phänomen wird als Hinweis auf Schmelzen zwischen der Mittel- und Unterkruste interpretiert.

### Einordnung der Subduktionszone Costa Rica

Konvergente Plattenränder können mit Hilfe von Klassifizierungsparametern (z.B. Abtauchwinkel, Hangneigung, Sedimentmächtigkeiten, Konvergenzrate), die durch die weltweite Untersuchung von Subduktionszonen gemessen wurden, in die drei Typenklassen der *Akkretionären*, *Intermediär-Akkretionären* und *Nicht Akkretionären* Systeme eingeordnet werden [von Huene & Scholl 1991, Lallemant et al. 1994]. Der quantitative Vergleich dieser charakterisierenden Parameter mit den entsprechenden Werten der Subduktionszone vor Costa Rica ergibt, daß dieser aktive Plattenrand sowohl einem *Intermediär-Akkretionären* und einem *Nicht Akkretionären* System zugeordnet werden kann. Als Erklärungsmöglichkeit hierfür wird in dieser Arbeit die Akkumulation der vollständig subduzierten Sedimente sowie erodierten Materials des Plattenrandes unterhalb der Halbinsel *Nicoya* diskutiert (siehe oben). Dies bedeutet, daß in der Subduktionszone von Costa Rica nicht frontal oder unterhalb des Keiles vom Plattenrand basal akkretiert wird. Ferner gibt es im untersuchten Gebiet Anzeichen für leichte basale tektonische Erosion, da der innere Hang leicht subsidiert und von Abschiebungen erfaßt wird. Ferner zeigt die Oberkante der ozeanischen Kruste durch den Subduktionsprozeß verursachte Deformation und Strukturierung. Damit ist die Subduktionszone Costa Ricas ein System, in dem gleichzeitig Akkretion unterhalb des *Forearc* und leichte basale Erosion stattfindet. Mit der Erfassung dieser Prozesse wird die Subduktion präziser charakterisiert als durch die oben beschriebene Typenklassifizierung von Lallemant et al. [1994] und von Huene & Scholl [1991].

### Nord-Costa Rica: Ozeanische Kruste (Plateau), kontinentale Kruste oder eine „Mischkruste“?

Die Krustenmächtigkeit der Karibischen Platte wird mit Hilfe des entwickelten Modells im Norden von Costa Rica auf 38 bis 40 km festgelegt. Hiermit wird der von Case et al. [1990] und Matumoto et al. [1977] angenommene Wert von 40 bis 45 km grundsätzlich bestätigt bzw. leicht nach unten korrigiert. Der Vergleich des Geschwindigkeits-Tiefenprofils aus dem vulkanischen Bogen in Nord-Costa Rica mit Profilen eines mächtigen ozeanischen Plateaus (*Ontong Java*) sowie kontinentaler Kruste des *Chortis*-Blockes ergibt große Ähnlichkeiten in der Geschwindigkeitsverteilung. Alle Profile zeigen eine Krustenmächtigkeit von etwa 40 km. Dafür stehen folgende Erklärungsmöglichkeiten zur Diskussion:

1. Die Kruste in Nord-Costa Rica gehört zur tektonisierten, verdickten Peripherie eines ozeanischen Plateaus.
2. Der kontinentale *Chortis*-Block endet nicht, wie bislang angenommen wurde, in Nicaragua, sondern erstreckt sich über den Norden Costa Ricas bis zur transisthmischen Scherzone (TIFZ) nach Südosten.
3. Der Norden von Costa Rica liegt in der Kollisionszone zwischen dem ozeanischen Plateau der Karibik und dem kontinentalen *Chortis*-Block, in der sich die beiden Krustentypen zu einer Art „Mischkruste“ verzahnen.

Bislang konnten weder in der Geologie noch in der Geschwindigkeitsverteilung des erarbeiteten Modells Hinweise auf Kompressions- und Deckentektonik identifiziert werden. Vielmehr sprechen die unmittelbare Nähe des kontinentalen *Chortis*-Blockes mit gleicher Mächtigkeit, die Fortsetzung des Vulkanismus und die seismisch identifizierte Beckenstruktur im *Backarc* eher für Hypothese 2.

Mit dieser Arbeit wird gezeigt, daß die Strukturen des konvergenten Plattenrandes mit refraktionsseismischer Modellierung detailliert abgebildet werden können. Die Kombination mit weiteren geologischen und geophysikalischen Befunden ermöglicht die geologisch-geodynamisch Interpretation des entwickelten Modells. Hiermit wird ein Beitrag zum verbesserten Verständnis des komplexen Subduktionssystems in Costa Rica geliefert.

## Ausblick

Das in dieser Arbeit entwickelte Modell seismischer Geschwindigkeiten bietet einen Profilschnitt durch die tiefen Strukturen des konvergenten Plattenrandsystems Costa Ricas. Bedingt durch die Geometrie der seismischen Experimente entlang einer Linie werden jedoch die peripheren Bereiche dieses Profils nicht aufgelöst. Im südwestlichen marinen Teil der seismischen Linie ist dies für die Auswertung und Diskussion der Strukturen nicht von Bedeutung, da die Cocos-Platte mit ihren Charakteristika ausreichend abgebildet wird. Das nordöstliche landseitige Ende des seismischen Profils dagegen befindet sich auf der Karibischen Platte in bislang unerforschem Gebiet. Um die Frage nach dem Krustentypus im Norden Costa Ricas genauer beantworten zu können, müßte das seismische Profil bis zur karibischen Küste Nicaraguas verlängert werden, da es sich hier mit großer Wahrscheinlichkeit um einen kontinentalen Sockel handelt. Ein direkter Vergleich wäre somit möglich. Mit hochauflösenden steilwinkelseismischen Messungen im Grenzgebiet von Costa Rica und Nicaragua könnten auch mesozoische Kompressions- und Deckenstrukturen detektiert werden, deren Existenz im Falle der diskutierten Plattenkollisionen postuliert werden.

## Danksagung

An erster Stelle danke ich Prof. Manfred Strecker und James Mechie (GFZ), die diese Arbeit betreut haben. Beide haben mit konstruktiven Diskussionen diese Arbeit begleitet und viele wertvolle Hinweise und Ratschläge bei der Durchsicht des Manuskriptes gegeben. Insbesondere James Mechie möchte ich herzlich für seine fortwährende Betreuung und die gute Zusammenarbeit danken.

Bei Albrecht Schulze möchte ich mich besonders dafür bedanken, daß er mir zur Bearbeitung dieses Themas Mut gemacht und sie mir innerhalb seiner Arbeitsgruppe „Seismische Tiefensondierung“ am GeoForschungsZentrum Potsdam ermöglicht hat.

Prof. Jürgen Wohlenberg (RWTH Aachen) und Prof. Onno Oncken (FU Berlin) danke ich für ihre Bereitschaft zur Übernahme des Korreferats.

Manfred Stiller möchte ich an dieser Stelle herzlich für seine Hilfe und Diskussionen bei allen Fragen zur Reflexionsseismik und anderen Themen danken.

In dieser Arbeit wurden neben den eigenen Daten auch die Datensätze einiger Kooperationspartner verwendet. In diesem Zusammenhang möchte ich mich bei Alexander Stavenhagen und Ernst Flüh (beide GEOMAR), und besonders bei Gail Christeson und Kirk McIntosh, University of Texas (USA), für den regen und unkomplizierten Daten- und Meinungsaustausch bedanken. Ebenfalls eine große Hilfe waren die Erdbebendaten von Marino Protti (OVSICORI UNA, Costa Rica) und Ileana Boschini, Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), Costa Rica.

Den Mitgliedern der TICOSECT-Arbeitsgruppe möchte ich für ihre Kooperation danken; insbesondere Udo Barckhausen (BGR), Folkmar Hauff (GEOMAR Kiel), Martin Meschede (Universität Tübingen), Hartmut Seyfried (Universität Stuttgart) und Christian Walther (GEOMAR), die durch eigene Daten, Anregungen und Diskussionen zu dieser Arbeit beigetragen haben.

Für die Zusammenarbeit in freundschaftlicher Atmosphäre danke ich der gesamten Arbeitsgruppe aus dem Projektbereich 2.2. Insbesondere bei Klaus Bauer, Trond Ryberg, Regina Patzwahl und Kristof Schuster möchte ich für ihre ständige Hilfs- und Diskussionsbereitschaft ganz herzlich bedanken. Steffen Grunewald danke ich für seine Hilfe bei allen Rechnerproblemen.

Besonders bei Ariane Siebert, Manuela Dziggel (beide GFZ) und Kirstin Deutschewitz (Universität Potsdam) bedanke ich mich herzlich für ihre Unterstützung bei der Anfertigung der Abbildungen.

Bei der Durchsicht des Manuskriptes haben mir viele Hinweise von Ralf Engbert, Regina Patzwahl, James Mechie, Manfred Stiller, Monika Sobiesiak, Reimund Evers und Katharina Gödde geholfen. Ihnen hierfür nochmals ganz herzlichen Dank.

Bei Jens Bribach, Karl Otto und allen anderen, die an der Vorbereitung und Durchführung der Feldexperimente beteiligt waren, möchte ich mich an dieser Stelle bedanken.

Diese Arbeit ist am GeoForschungsZentrum Potsdam im Rahmen des Projektes TICOSECT entstanden, das durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) unter den Aktenzeichen SCHU 824/4-1, SCHU 824/4-2 und ME 1570/3-1 gefördert wurde.

# Literaturverzeichnis

- [Aki & Richards 1980] Aki, K., and Richards, P.G., Quantitative Seismology, Theory and Methods. *Freeman and Co., New York* (1980).
- [Araki et al. 1998] Araki, E., Mochizuki, K., Suyehiro, K., Taira, A., Yoneshima, S., Shinohara, M., Miura, S., and Hino, R., Seismic Structure of Ontong Java Plateau Crust, *EOS, Trans. AGU* **79** (45) F869 (1998).
- [Astorga 1997] Astorga Gättgens, A., El puente-istmo de America Central y la evolucion de la Placa Caribe (con enfasis en el Mesozoico). In: *Profil* **12** (Institut für Geologie und Paläontologie Univers. Stuttgart) (1997).
- [Ave Lallemand 1996] Ave Lallemand, H.G., Displacement Partitioning and Arc-Parallel Extension: Example from the Southeastern Caribbean Plate Margin. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P., (eds.) *Subduction Top to Bottom, American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **96** (1996).
- [Ballance et al. 1989] Ballance, P.F., Scholl, D.W., Vallier, T.L., Stevenson, A.J., Ryan, H., and Herzer, R.H., Subduction if a late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of a normal and accelerated tectonic erosion. *Tectonics* **8**, **5** (1989) 953-962.
- [Barckhausen et al. 1998a] Barckhausen, U., Roeser, H.A., and von Huene, R., Magnetic signature of upper plate structures and subducting seamounts at the convergent margin off Costa Rica. *J. Geophys. Res.* **103** (1998) 7079-7093.
- [Barckhausen et al. 1998b] Barckhausen, U., Ranero, C., von Huene, R., and Meschede, M., Revised Tectonic Boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica and the Analogous Segmentation of the Continent. *Tectonics*, submitted (1998).
- [Birch 1961] Birch, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part I. *J. Geophys. Res.* **65** (1961) 1083-1102.
- [Brown & Musett 1981] Brown, G.C., and Musett, A.E., The inaccessible Earth. *George Allen and Unwin, London* (1981).
- [Buffer 1982] Buffer, R.T., Geologic structure of the forearc region off the west coast of Costa Rica in the vicinity of the Nicoya Peninsula - results of a multifold seismic reflection survey: UT-IG-Tr-39. *Technical Bulletin, Univers. of Texas* (1982).
- [Burbach et al. 1984] Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D., and Matumoto, T., Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.* **89** (1984) 7719-7735.
- [Cady 1980] Cady, J.W., Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms *Geophysics* **45**, **10** (1980) 1507-1512.
- [Calvo & Bolz 1994] Calvo, C., and Bolz, A., Der älteste kalkalkaline Inselbogen-Vulkanismus in Costa Rica. Marine Pyroklastika der Formation Loma Chumico (Alb bis Campan). In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Carr & Stoiber 1977] Carr, M.J., and Stoiber, R.E., Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88** (1977) 151-156.
- [Carr & Stoiber 1990] Carr, M.J., and Stoiber, R.E., Volcanism. In: [Dengo & Case 1990].
- [Case et al. 1990] Case, E.R., MacDonald, W.D., and Fox, P.J., Caribbean crustal provinces; Seismic and gravity evidence. In: [Dengo & Case 1990].
- [Case & Holcombe 1980] Case, E.R., and Holcombe, T.L., Geologic-tectonic map of the Caribbean region. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map 1-1100, scale 1:2,500,000* (1980).

- [Corrigan et al. 1990] Corrigan, J., Mann, P., and Ingle, J.C. Jr., Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panamá–Costa Rica. *Geol. Soc. Am. Bull.* **102** (1990) 628-652.
- [De Boer 1979] De Boer, J., The outer arc of the Costa Rican orogen, (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas). *Tectonophysics* **56** (1979) 221-259.
- [De Mets 1990] De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., Current plate motions. *Geophys. Journ. Intern.* **101** (1990) 425-478.
- [Dengo 1962] Dengo, G., Estudio Geológico de la Región de Guanacaste. *Instituto Geografico de Costa Rica, San José* (1962).
- [Dengo 1969] Dengo, G., Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* **29** (1969) 311-320.
- [Dengo 1985] Dengo, G., Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. In: Nairn, A.E.M., and Stehli, F.G., (eds.), *The ocean basins and margins, 7: New York, Plenum Press* (1985) 123-180.
- [Dengo & Case 1990] Dengo, G., and Case, J.E. (eds.), *The Caribbean Region. Boulder, Colorado, Geol. Soc. of America, The Geology of North America H* (1990).
- [Dewey 1991] Dewey, J.W., and Suárez, G., Seismotectonics of Middle America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., and Blackwell, D.D., (eds.), *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geophys. Soc. of America Decade Map 1* (1991).
- [Donnelly et al. 1990] Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C., and Lopez-Ramos, E., Northern Central America; The Maya and Chortis blocks. In: [Dengo & Case 1990].
- [Draper & Dengo 1990] Draper, G., and Dengo, G., History of geological investigation in the Caribbean region. In: [Dengo & Case 1990].
- [Duncan & Hargraves 1984] Duncan, R.A., and Hargraves, R.B., The Caribbean region in the mantle references frame. In: Bonini, W., Hargraves, R.B., and Shagam, R., (eds.), *The Caribbean–South America plate boundary and regional tectonics. Geol. Soc. Am. Mem.* **162** (1984) 89-121.
- [Escalante 1990] Escalante G., The geology of southern Central America and western Colombia. In: [Dengo & Case 1990].
- [Gebrande & Miller 1985] Gebrande, H., and Miller, H., Refraktionsseismik. In: Bender, F., (ed.), *Angewandte Geowissenschaften: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften 3*, Enke Verlag Stuttgart (1985).
- [Hare & Gardner 1985] Hare, P.W., and Gardner, T.W., Geomorphic indicators of vertical tectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Hack, J., and Morisawa, M., (eds.), *Tectonic Geomorphology: Proceedings, 15th, Geomorphology Symposia series* Binghamton, New York (1985) 76-104.
- [Hauff et al. 1997] Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H.U., and Werner, R., A Mid Cretaceous Origin for the Galápagos Hotspot: Volcanical, Petrological and Geochemical Evidence from Costa Rican Oceanic Crustal Segments. *Geol. Rdsch.* **86** (1997) 141-155.
- [Hey 1977] Hey, R.N., A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics. *Earth Planet. Sci Let* **37** (1977) 321-325.
- [Hinz et al. 1996] Hinz, K., von Huene, R., and Ranero, C.R., Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data. *Tectonics* **15**, **1** (1996) 54-66.
- [Howell 1989] Howell, D.G., Tectonics of Suspect Terranes, Mountain building and continental growth. *Topics in the Earth Sciences*, **3**, Chapman & Hall (1989).
- [Kellogg & Vega 1995] Kellogg, J.N., and Vega, V., Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constrains from Global Positioning System geodetic studies and gravity. In: [Mann 1995].
- [Kelly et al. 1976] Kelly, K.R., Ward, R.W., Treitel, S., and Alford, R.M., Synthetic Seismograms: A Finite-Difference Approach. *Geophysics* **41**, **1** (1976) 2-27.
- [Kim et al. 1982] Kim, J.J., Matumoto, T., and Latham, G.V., A crustal section of northern Central America as inferred from wide-angle reflections from shallow earthquakes. *Seism. Soc. Am. Bull.* **72** (1982) 925-940.



- [Kimura et al. 1997] Kimura, G., Silver, E.A., Blum, P., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **170** (1997)
- [Kösters et al. 1997] Kösters, M., Götze, H.J., Schmidt, S., Fritsch, J., and Arenda, M., Gravity field of a continent–ocean transition mapped from land, air and sea. *EOS Trans. AGU* **78** (1997) 13-14,16.
- [Kolarsky et al. 1995] Kolarsky, R.A., Mann, P., and Montero, W., Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. In: [Mann 1995].
- [Krawinkel & Seyfried 1994] Krawinkel, J., and Seyfried, H., A review of plate–tectonic processes involved in the formation of the southwestern edge of the Caribbean Plate. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Kuijpers 1980] Kuijpers, E.P., The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. *Tectonophysics* **68** (1980) 233-255.
- [Kusssmaul et al. 1994] Kusssmaul, S., Tournon, J., and Alvarado, G., Evolution of the Neogene to Quarternary igneous rocks of Costa Rica. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Ladd et al. 1990] Ladd, J.W., Holcombe, T.L., Westbrook, G.K., and Edgar, N.T., Caribbean marine geology; active margins of the plate boundary. In: [Dengo & Case 1990].
- [Landisman et al. 1967] Landisman, M., Müller, S., and Fuchs, K., Further evidence for the sialic low-velocity zone in continental areas. In: Internat. Symposium on Geophysical Theory and Computers, 3d, Cambridge *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **13** (1967) 367-368.
- [Lallemand et al. 1994] Lallemand, S.E., Schnürle, P., and Malavieille, J., Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *J. Geophys. Res.* **99**, B6 (1994) 12,033-12,055.
- [Leeman & Carr 1990] Leeman, W.P., and Carr, M., Geochemical constrains on subduction processes in the Central American Volcanic Arc: Implications of boron geochemistry. In: [Mann 1995].
- [Leeman 1995] Leeman, W.P., Boron and Other Fluid–Mobile Elements in Volcanic Arc Lavas: Implications for Subduction Processes. In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P., (eds.), *Subduction top to bottom: Geophys. Soc. of America, Geophysical Monograph* **95** (1995).
- [Le Fevre & McNally 1984] Le Fevre, L., and McNally, K., Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone. *J. Geophys. Res.* **90** (1984) 4495-4510.
- [Lonsdale & Klitgord 1978] Lonsdale, P., and Klitgord, K.D., Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89** (1978) 981-999.
- [MacDonald 1972] MacDonald, W.E., Continental crust, crustal evolution, and the Caribbean. In: Shagam, R., Hargraves, R.B., and others, (eds.), *Studies in Earth and space sciences; A memoir in honor of Harry Hammod Hess: Geol. Soc. of America, The Geology of North America Memoir* **132** (1972) 351-362.
- [MacDonald 1990] MacDonald, W.D., Survey of Caribbean paleomagnetism. In: [Dengo & Case 1990].
- [Mann et al. 1990] Mann, P., Schubert, C., and Burke, K., Review of Caribbean neotectonics. In: [Dengo & Case 1990].
- [Mann 1995] Mann, P., (ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. *Boulder, Colorado, Geophys. Soc. of America Special Paper* **295** (1995).
- [Mauffret & Leroy 1997] Mauffret, A., and Leroy, S., Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics* **283** (1997) 61-104.
- [Matumoto et al. 1977] Matumoto T., Ohtake, G., Lathman, G., and Umana, J., Crustal structure in southern central America. *Bull. Seism. Soc. Am.* **67** (1977) 121-134.
- [McCann & Pennington 1990] McCann, W.R., and Pennington, W.D., Seismicity, earthquakes, and the margin of the Caribbean Plate. In: [Dengo & Case 1990].
- [Meissner & Stegena 1977] Meissner, R., and Stegena, L., Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung. *Gebrüder Borntraeger, Berlin* (1977).

- [Meschede 1998] Meschede, M., The impossible Galápagos connection: Geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate. *Geol. Rdsch.* **87** (1998) 200-205.
- [Meschede et al. 1998] Meschede, M., Barckhausen, U., and Worm, H.U., Extinct spreading on the Cocos Ridge. *Terra Nova* (1998) in press.
- [Meschede & Frisch 1998] Meschede, M., and Frisch, W., A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* (1998) in press.
- [Militzer 1987] Militzer, H., and Weber, F., (eds.), *Angewandte Geophysik, Band 3, Seismik. Akademie Verlag Berlin* (1987).
- [Molnar & Sykes 1969] Molnar, P., and Sykes, L.R., Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. of Am. Bull.* **51** (1969) 1711-1786.
- [Montero 1994] Montero, W., Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Mutter & Mutter 1993] Mutter, C.Z. and Mutter, J.C., Variation in thickness of layer 3 dominate crustal structure. *Earth Planet. Sci Lett.*, **117** (1993) 295-317.
- [Nafe & Drake 1957] Nafe, J.E., and Drake, C.L., Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and velocity of compressional and shear waves. *Geophysics*, **23** (1957) 523-552.
- [Pacheco & Sykes 1992] Pacheco, J.E. and Sykes, L.R., Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bull. Seism. Soc. Am.* **82(3)** (1992) 1306-1349.
- [Pindell & Barrett 1990] Pindell J.L., and Barrett, S.F., Geological evolutions of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective. In: [Dengo & Case 1990].
- [Pinet & Cobbold 1992] Pinet, N., and Cobbold, P.R., Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics* **206** (1992) 371-388.
- [Ponce & Case 1987] Ponce, D.A. and Case, J.E., Geophysical Interpretation of Costa Rica. In: Mineral Resource Assessment of the republic of Costa Rica. *U.S. Geological Survey, Dirección General de Geología, Minas e Hidrocarburos and Universidad de Costa Rica, USGS, Miscellaneous Investigations Series, Map I-1865* (1987).
- [Protti et al. 1995] Protti, M., Güendel, F., and McNally, K., Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. In: [Mann 1995].
- [Protti et al. 1996] Protti, M., Schwartz, S.Y., and Zandt, G., Simultaneous Inversion for Earthquake Locations and Velocity Structure Beneath Central Costa Rica. *Bull. Seism. Soc. Am.* **86 (1A)** (1996) 19-31.
- [Reagan et al. 1998] Reagan, M.K., Herrstrom, E.A., Clark, S.K., Time Scales of Crust Recycling Beneath Costa Rica and Nicaragua, *EOS, Trans. AGU* **79 (45)** F1003 (1998).
- [Reichert & CINCA Working Group 1997] Reichert, C., and CINCA Working Group, Results of the marine geo-scientific survey SO-104/CINCA. In: José Corvalán Díaz, *Univers. Católica Del Norte* (ed.) *Simposio Geología Marina de Chile, ACTAS* **3** (1997) 1818-1822.
- [Sandmeier 1990] Sandmeier, K.J., Untersuchung der Ausbreitungseigenschaften seismischer Wellen in geschichteten und streuenden Medien. *Dissertation an der Fakultät f. Physik, Univ. Karlsruhe* (1990).
- [Seyfried et al. 1991] Seyfried, H., Astorga G., A., Amann, H., Calvo, C., Kolb, W., Schmidt, H., and Winsemann, J., Anatomy of an evolving island arc: tectonic and eustatic control in the south Central American forearc area. In: MacDonald, D.I.M., (ed.), *Sea-level changes at active plate margins: Processes and products: Sec. Publs. Int. Assoc. Sed.* **12** (1991).
- [Seyfried & Hellmann 1994] Seyfried, H., and Hellmann, W., (eds.), Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica and Western Panamá. *Profil* **7** Institut für Geologie und Paläontologie Universität Stuttgart (1994).
- [Sheriff 1989] Sheriff, R.E., *Geophysical Methods. Prentice Hall Inc.* (1989).
- [Shipley & Moore 1986] Shipley, T.H., and Moore, G.F., Sediment accretion, subduction and de-watering at the base of slope off Costa Rica: A seismic reflection view of the decollement. *J. Geophys. Res.* **91** (1986) 2019-2028.

- [Shipley et al. 1992] Shipley, T.H., McIntosh, K.D., Silver, E.A., and Stoffa, P.L., Three dimensional Seismic Imaging of the Costa Rica Accretionary Prism: Structural Diversity in a small Volume of the Lower Slope. *J. Geophys. Res.* **97** (1992) 4439-4459.
- [Sprechmann et al. 1994] Sprechmann, P., Astorga, A., Calvo, C., and Fernandez, A., Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Stadtlander et al. 1999] Stadtlander, R., Mechie, J., and Schulze, A., Deep structure of the southern Ural Mountains as derived from Wide-Angle Seismic Data. *Geophys. J. Int.* (1999), in press.
- [Stallings et al. 1995] Stallings, T.C., Aiken, C.L.V., and Kellogg, J.N., Gravity Anomaly Map of Southern Central America. In: Mann, P. (ed.) *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Boulder, Colorado, Geophys. Soc. of America Special Paper 295* (1995) Plate 1.
- [Stavenhagen 1998] Stavenhagen, A., Die Projekte TICOSECT und COTCOR: Refraktionsseismische Untersuchungen on- und offshore Costa Rica. *Dissertation an der Univ. Kiel* (1998).
- [Stoffa et al. 1991] Stoffa, P.L., Shipley T.H., Dean, D.F., Kessinger, W., Elde, R., Silver, E., Reed, D., and Aguilar, A., Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica Accretionary Wedge: field program and migration examples. *J. Geophys. Res.* **95** (1991) 21693-21712.
- [Tajima & Kikuchi 1995] Tajima, F., and Kikuchi, M., Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes. In: [Mann 1995].
- [Telford et al. 1990] Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., Applied Geophysics, Second Edition. *Cambridge University Press* (1990).
- [Tera et al. 1986] Tera, F.L., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J., and Middleton, R., Sediment incorporation in island arc magmas: Inferences from  $^{10}\text{Be}$ . *Geochim. Cosmochim. Acta* **50** (1986) 535-550.
- [Tournon 1994] Tournon, J., The Santa Elena Peninsula: an ophiolitic nappe and a sedimentary volcanic relative autochthonous. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [von Huene & Scholl 1991] von Huene, R. and Scholl, D.W., Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophys.* **29** (1991) 279-316.
- [von Huene & Flüh 1994] von Huene, R., and Flüh, E.R., A review of geophysical studies along the Middle America Trench off Costa Rica and the problematic seaward terminus of continental crust. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [von Huene et al. 1995] von Huene, R., Bialas, J., Flüh, E.R., Cropp, B., Csernok, T., Fabel, E., Hoffmann, J., Emeis, K., Holler, P., Jeschke, G., Leandro M., C., Preéz Fernández, I., Chavarria S., J., Florez H., A., Escobedo Z., D., Léon, R., and Barrios L., O., Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica. In: [Mann 1995].
- [Weyl 1980] Weyl, R., Geology of Central America. *Gebrüder Borntraeger Berlin* (1980).
- [White 1991] White, R.A., Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. In: Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., and Blackwell, D.D., (eds.), *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geophys. Soc. of America Decade Map 1* (1991).
- [Winsemann 1994] Winsemann, J., Architecture of Late Cretaceous to Eocene trench slope turbidite systems, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: [Seyfried & Hellmann 1994].
- [Ye et al. 1996] Ye, S., Bialas, J., Flüh, E.R., Stavenhagen, A., von Huene, R., Leandro, G., and Hinz, K., Crustal structure of the Middle America Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data. *Tectonics*, **15**, 5 (1996) 1006-1021.
- [Yilmaz 1987] Yilmaz, Ö., Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics. *Society of Exploration Geophysicists* (1987).
- [Zhao et al. 1992] Zhao, D., Hasegawa, A., and Horiuchi, S., Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *J. Geophys. Res.* **97** (1992) 19909-19928.

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Die Subduktionszone von Costa Rica . . . . .	2
2.1	Die Lage und Begrenzungen der Karibischen Platte . . . . .	5
2.2	Der krustale Aufbau der Karibischen Platte . . . . .	6
2.3	Der vulkanische Bogen in Mittelamerika . . . . .	8
2.4	Die südliche Cocos-Platte und ihre Krustenalter . . . . .	10
2.5	Die Meeresbodentopographie vor Costa Rica . . . . .	11
2.6	Subduktionssegmente in Nicaragua und Costa Rica . . . . .	12
2.7	Allgemeine Strukturen der Subduktionszone (Seismik) . . . . .	13
2.8	Die strukturelle Gliederung Costa Ricas . . . . .	15
2.9	Die geologischen Einheiten Costa Ricas . . . . .	16
2.10	Geologische Karte des nordwestlichen Costa Rica . . . . .	17
2.11	Geomorphologische Provinzen auf der Halbinsel <i>Nicoya</i> . . . . .	18
2.12	Tektonische Karte von Costa Rica . . . . .	19
3.1	Das Onshore/Offshore-Experiment TICOSECT . . . . .	23
3.2	Beispielhafter Strahlenverlauf beim Onshore/Offshore-Experiment . . . . .	23
3.3	Das Landexperiment COTCOR . . . . .	24
3.4	Beispielhafter Strahlenverlauf beim Landexperiment . . . . .	25
3.5	Powerspektren aus verschiedenen Zeitfenstern von Station 2 . . . . .	27
3.6	Vergleich zwischen ungefilterter und gefilterter Sektion (St.2) . . . . .	28
3.7	Powerspektren aus verschiedenen Zeitfenstern von Los Chiles . . . . .	30
4.1	Laufzeitkurven und Strahlenwege . . . . .	32
4.2	Eindimensionales Startmodell bei <i>Marbella</i> . . . . .	33
4.3	Schematische Darstellung der Laufzeitmodellierung . . . . .	34
4.4	Typischer Aufbau von ozeanischer Kruste . . . . .	37
4.5	Position der Datenbeispiele beim Onshore/Offshore-Experiment . . . . .	39
4.6	Datenbeispiel des OBH 3 . . . . .	41
4.7	Datenbeispiel der Station 2 . . . . .	44
4.8	Datenbeispiel der Station 12 . . . . .	45

4.9	Datenbeispiel der Station 23 . . . . .	46
4.10	Datenbeispiel der Schüsse bei <i>Los Chiles</i> . . . . .	48
4.11	Datenbeispiel der Schüsse bei <i>Bagaces</i> . . . . .	50
4.12	Das P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell . . . . .	52
4.13	Landwärtiger Ausschnitt aus dem Gesamtmodell . . . . .	55
5.1	Die Lage der seismischen Profile . . . . .	57
5.2	CDP-Sortierung und Stapelung von reflexionsseismischen Daten . . . . .	57
5.3	Vergleich einer migrierten Sektion mit einer unmigrierten Sektion . . . . .	59
5.4	Vergleich refraktionsseismischer Strukturen und line drawing . . . . .	60
5.5	Stratigraphische Säulen der ODP-Bohrung Leg170 . . . . .	62
5.6	Schwereanomalienkarte . . . . .	64
5.7	Das Dichtemodell und die modellierte Schwere . . . . .	65
5.8	Meeresbodentopographie vor <i>Nicoya</i> . . . . .	66
5.9	Die räumliche Verteilung von Erdbeben im Norden Costa Ricas . . . . .	68
5.10	Schematische Erläuterung von Herdflächenlösungen . . . . .	69
5.11	Das $v_p$ -Modell mit projizierten Erdbeben . . . . .	70
6.1	Parameter zur Typenklassifizierung konvergenter Plattenränder . . . . .	74
6.2	Einteilung von konvergenten Plattenrändern . . . . .	75
6.3	Schematische Darstellung der Bewegungen <i>Nicoyas</i> . . . . .	78
6.4	Hypothetische Forearc-Bewegungen in Costa Rica . . . . .	79
6.5	Schematisches Abbild des konvergenten Plattenrandsystems . . . . .	80
6.6	Vergleich der $v_p$ -Profile verschiedener Krustentypen . . . . .	82
A.1	Daten des OBS 6 . . . . .	A-2
A.2	Daten des OBS 8 . . . . .	A-3
A.3	Daten der Station 1 . . . . .	A-4
A.4	Daten der Station 5 . . . . .	A-5
A.5	Daten der Station 6 . . . . .	A-6
A.6	Daten der Station 14 . . . . .	A-7
A.7	Daten der Station 18 . . . . .	A-8
A.8	Daten der Station 21 . . . . .	A-9
A.9	Daten der Schüsse bei <i>Marbella</i> . . . . .	A-10
A.10	Daten der Schüsse bei <i>Talolinga</i> . . . . .	A-11
A.11	Daten der Schüsse bei <i>Upala</i> . . . . .	A-12





## – Anhang –

# Datenbeispiele

Im folgenden sind weitere Datenbeispiele mit den Ergebnissen der Laufzeit- und Amplitudenmodellierung zusammengestellt. Wie in Kapitel 4 wird im Teilbild (a) jeweils eine Seismogramm-Sektion mit den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten abgebildet. Im Teilbild (b) folgen synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung. Schließlich werden in Teilbild (c) die zu den synthetischen Laufzeiten gehörenden Strahlenwege im Modell dargestellt.

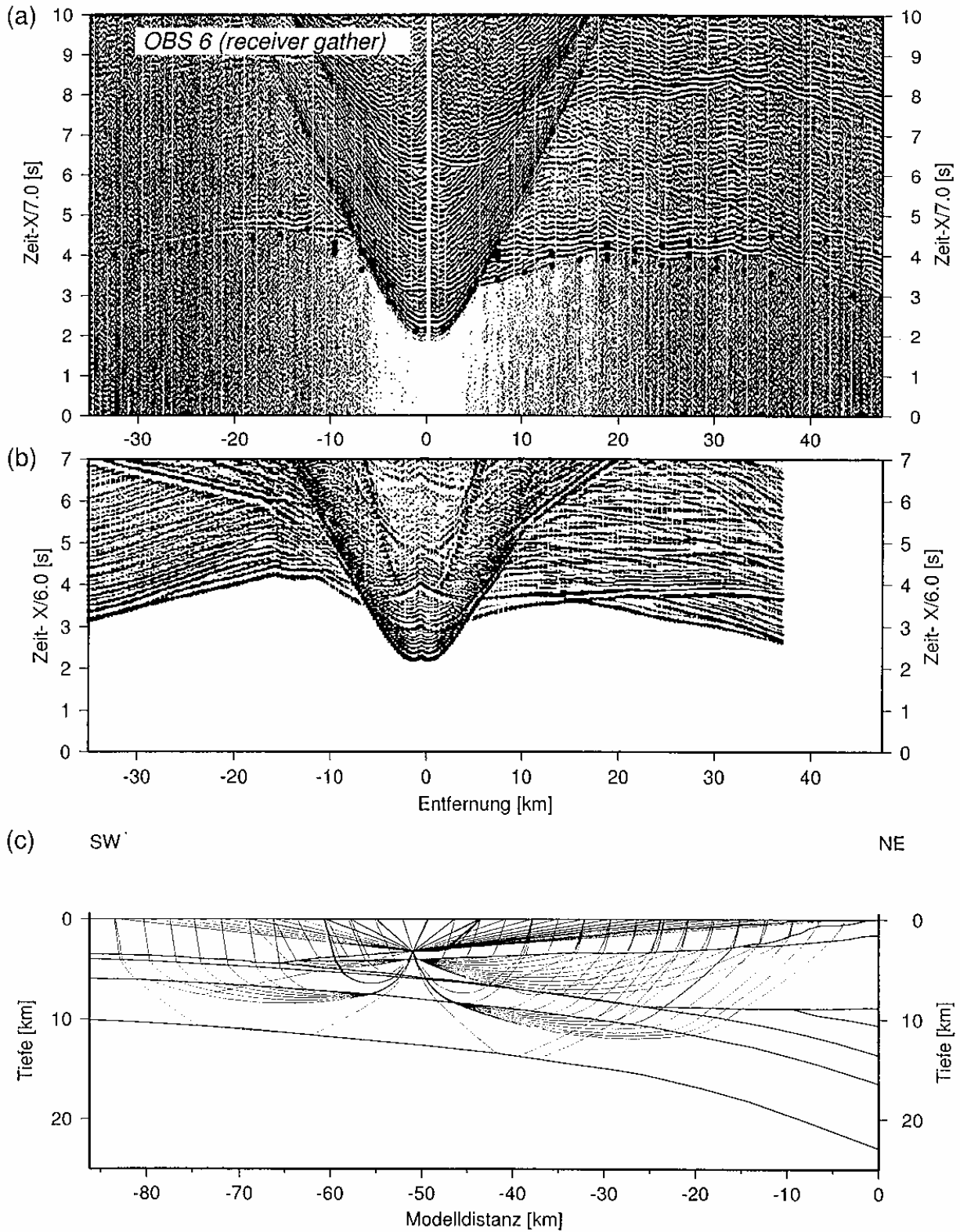


Abbildung A.1: Daten des OBS 6. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

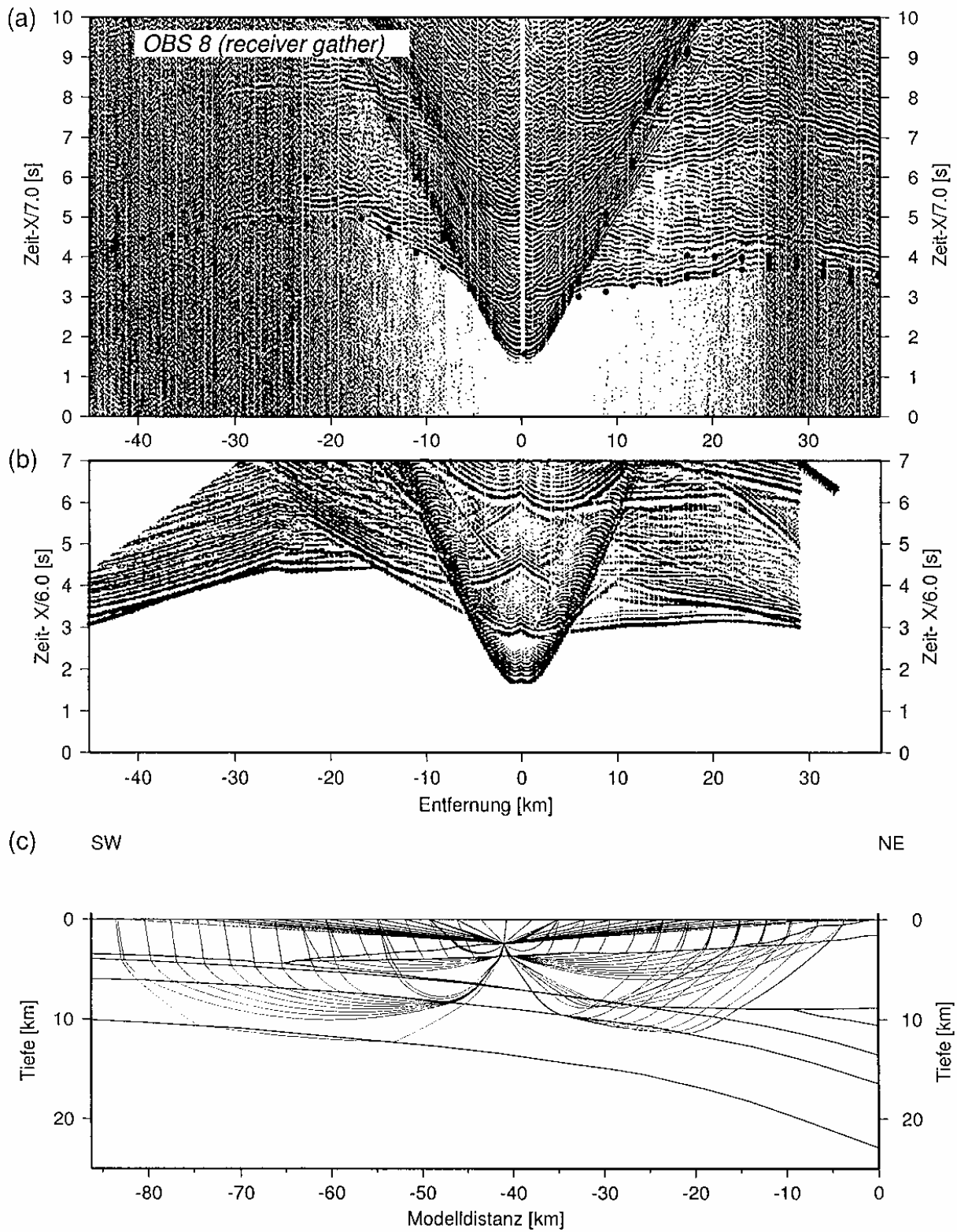


Abbildung A.2: Daten des OBS 8. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

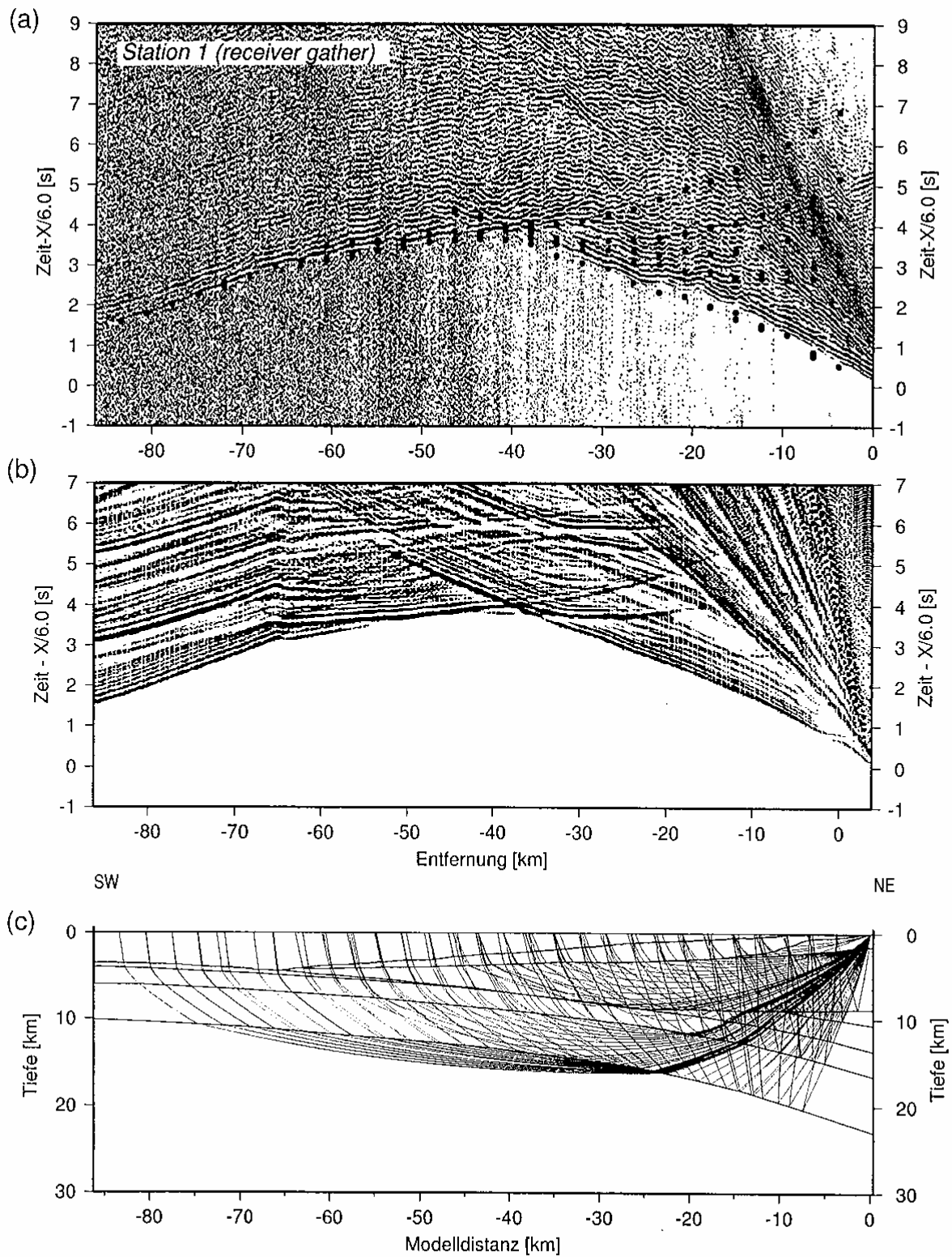


Abbildung A.3: Daten der Station 1. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

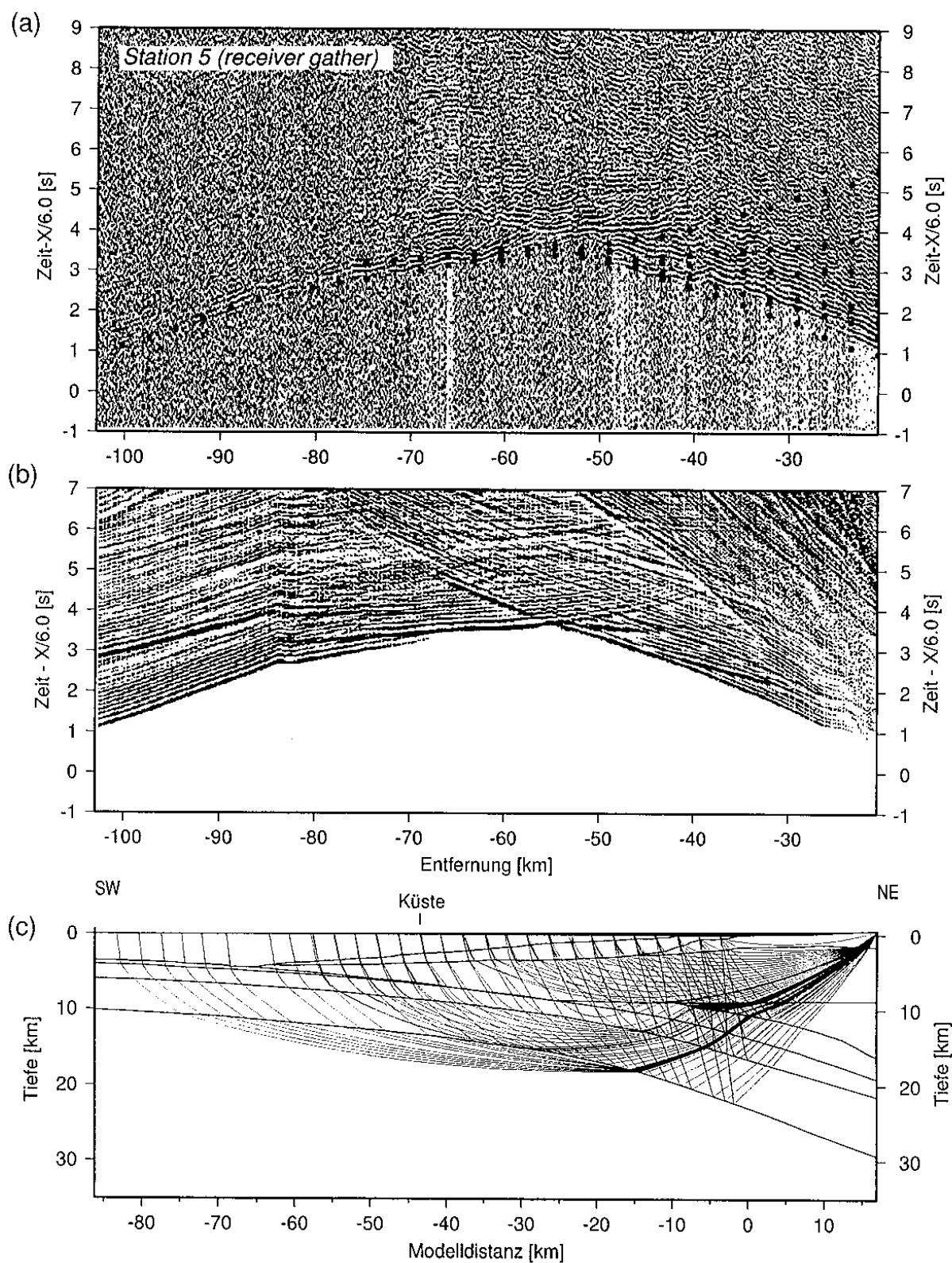


Abbildung A.4: Daten der Station 5. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

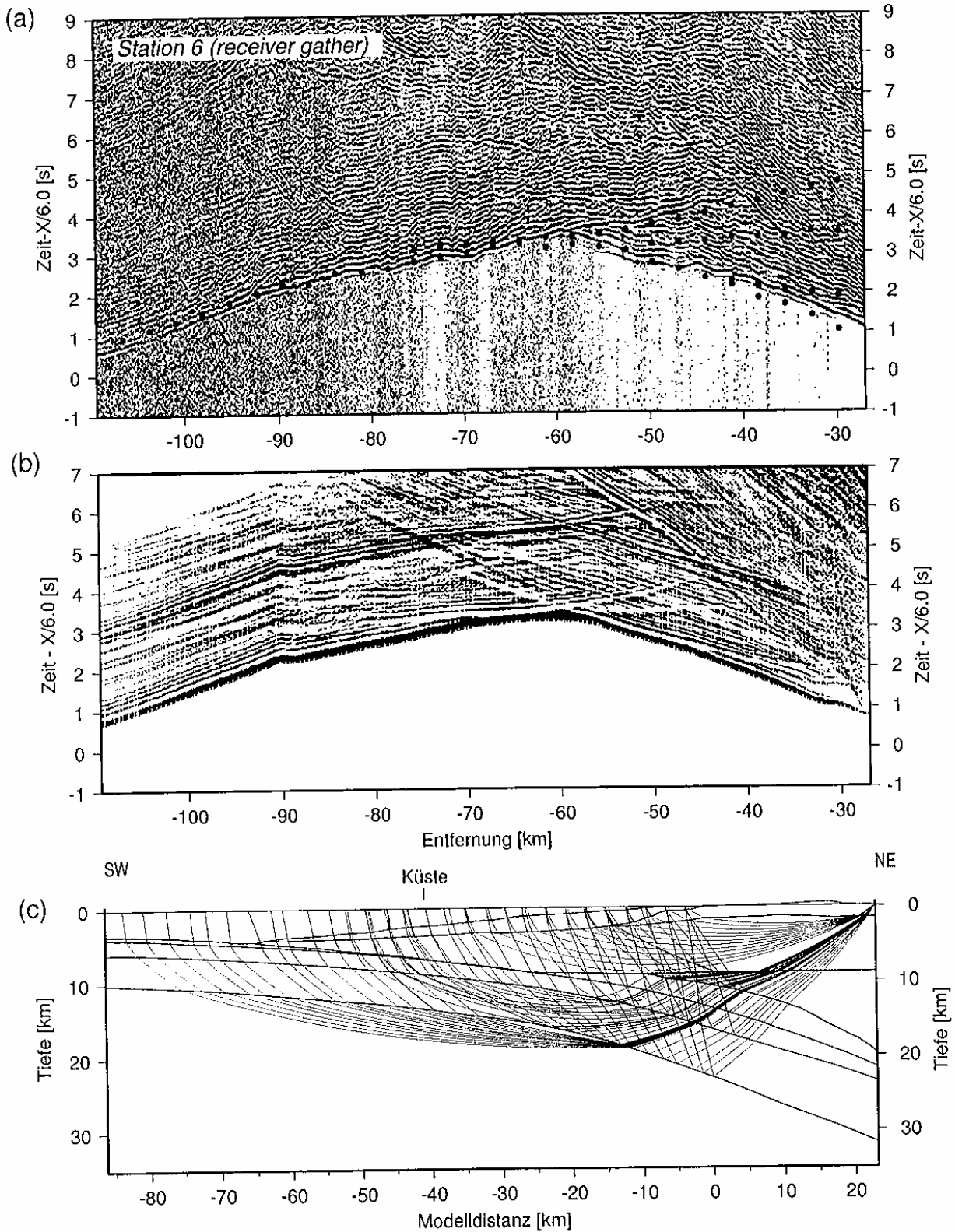


Abbildung A.5: Daten der Station 6. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.



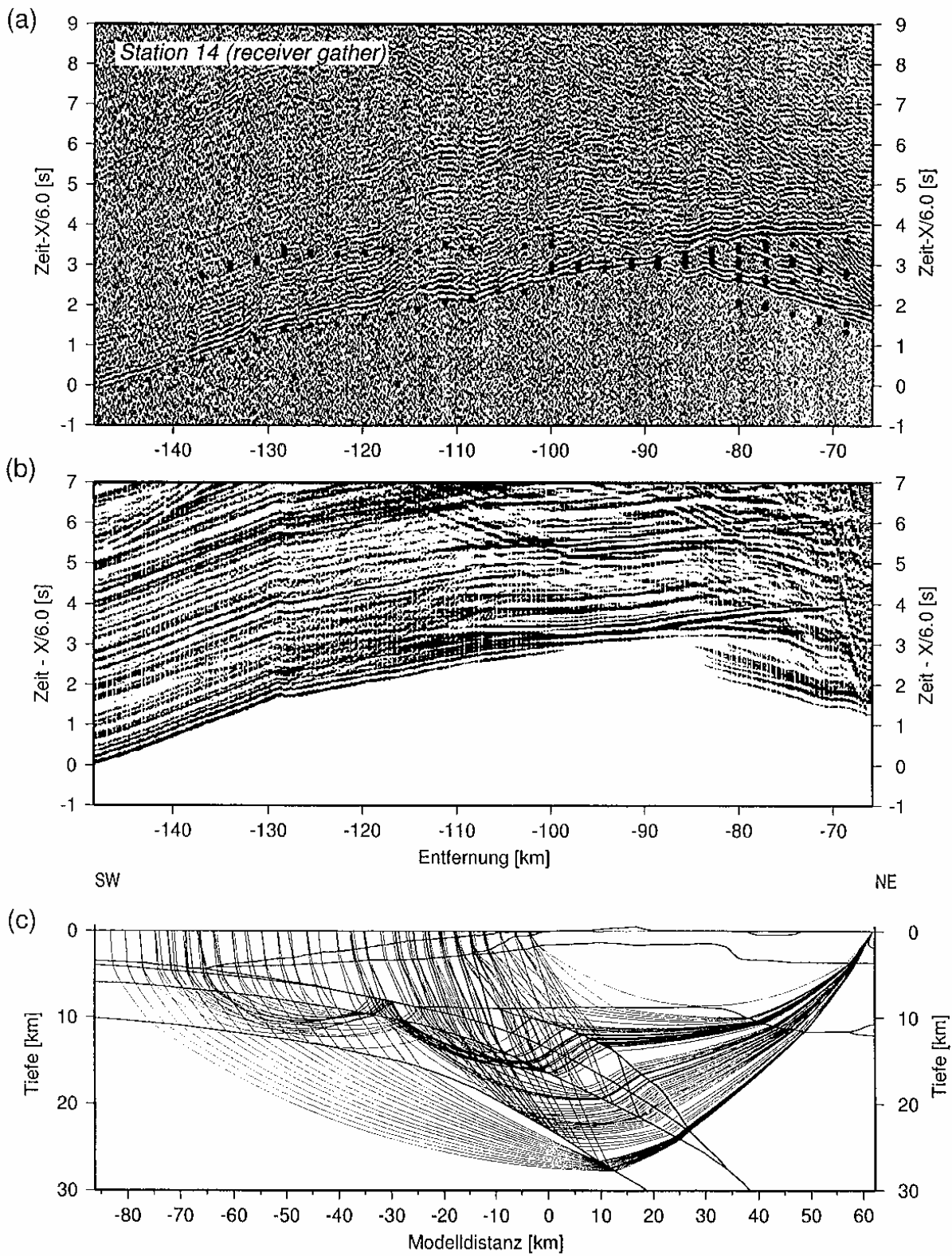


Abbildung A.6: Daten der Station 14. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

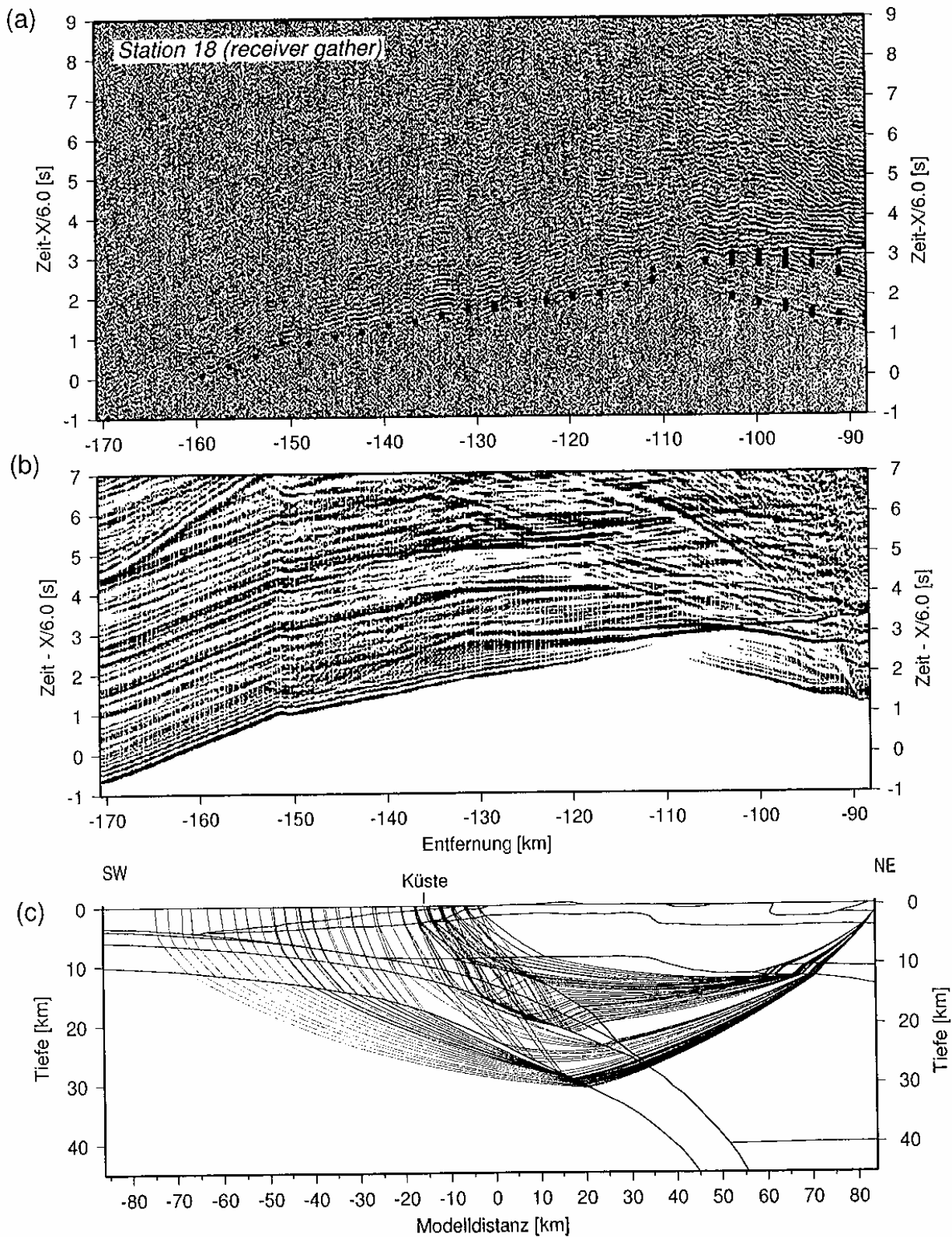


Abbildung A.7: Daten der Station 18. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

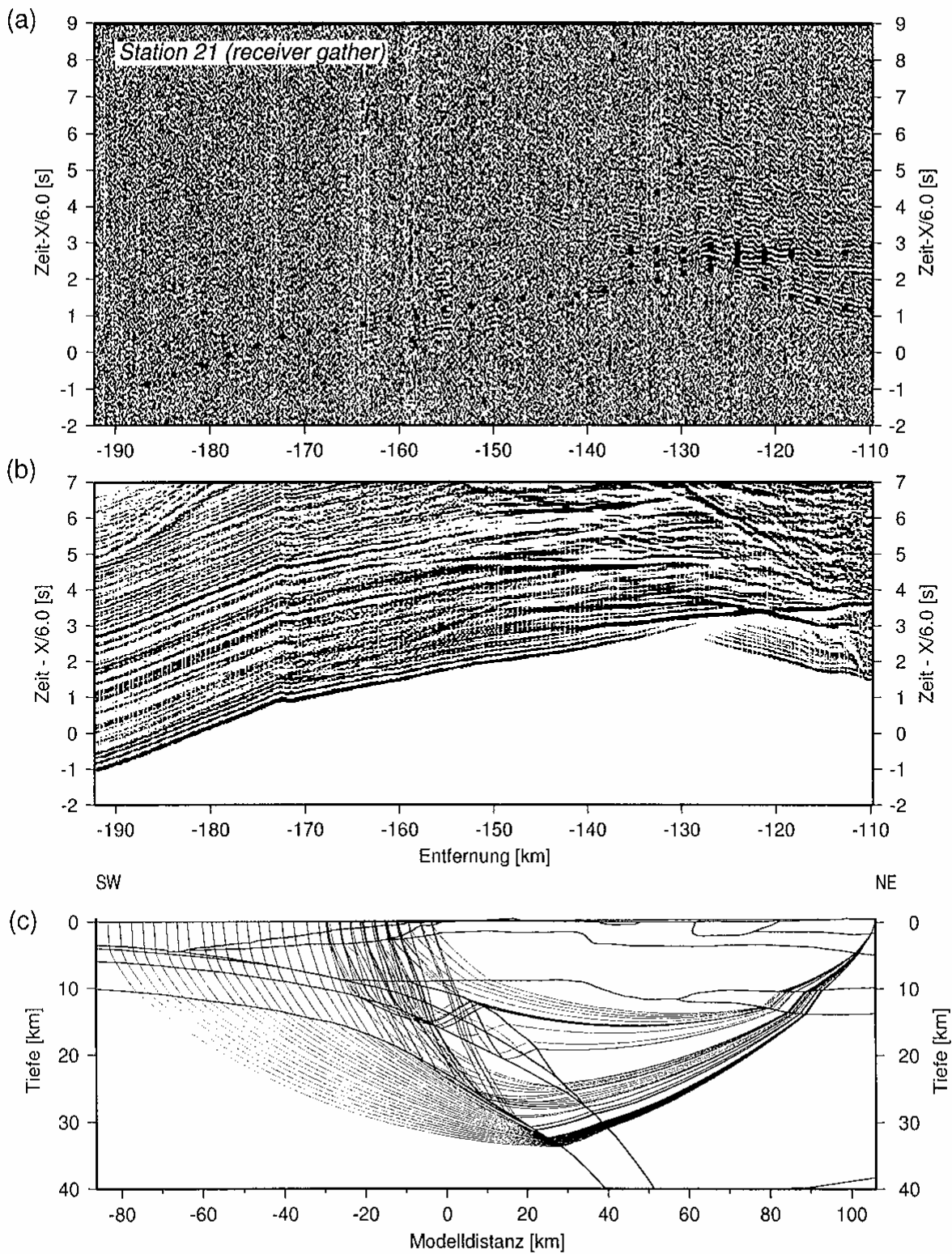


Abbildung A.8: Daten der Station 21. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mittels Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte). (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

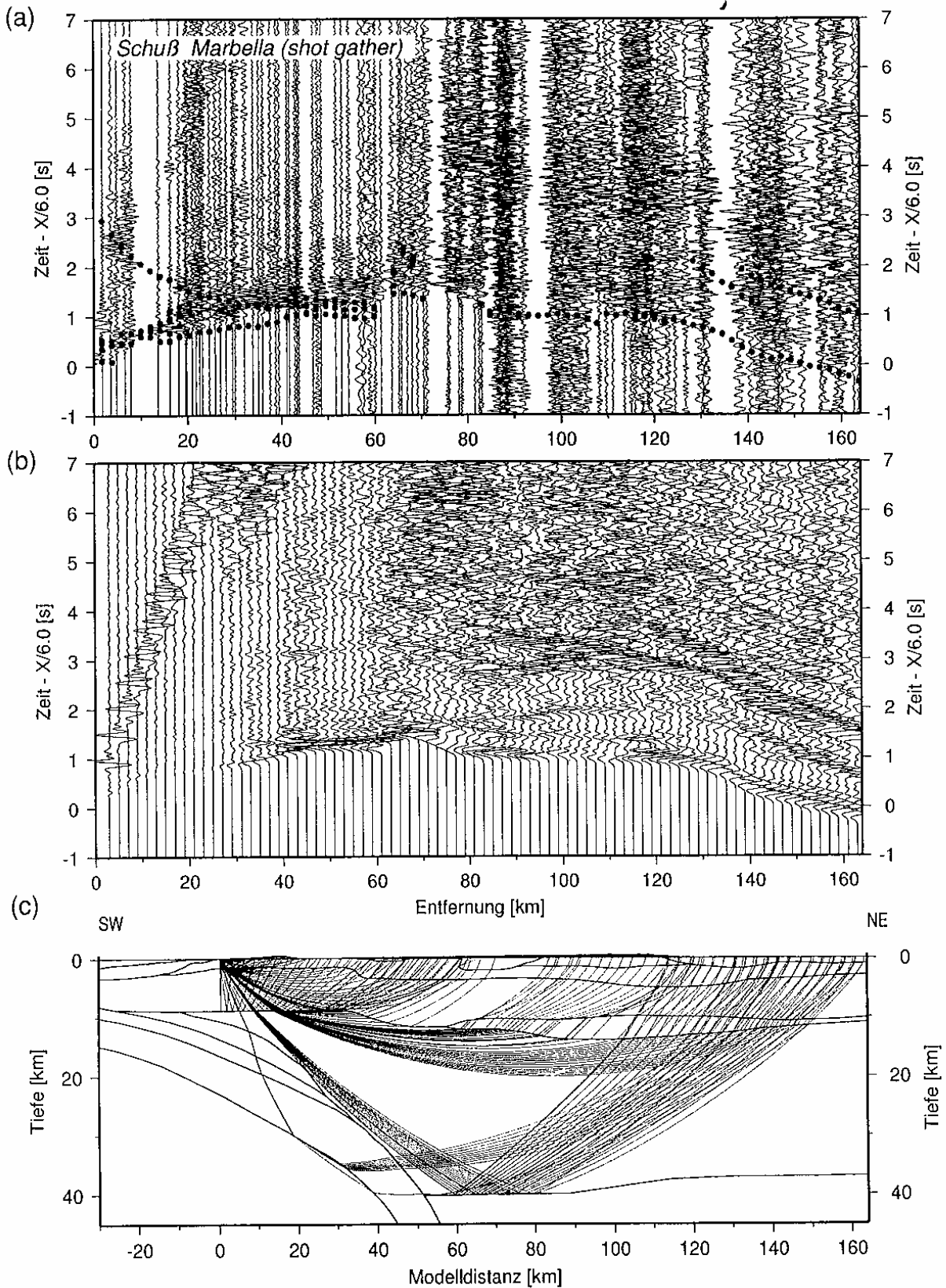


Abbildung A.9: Daten der Schüsse bei *Marbella*. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mit Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

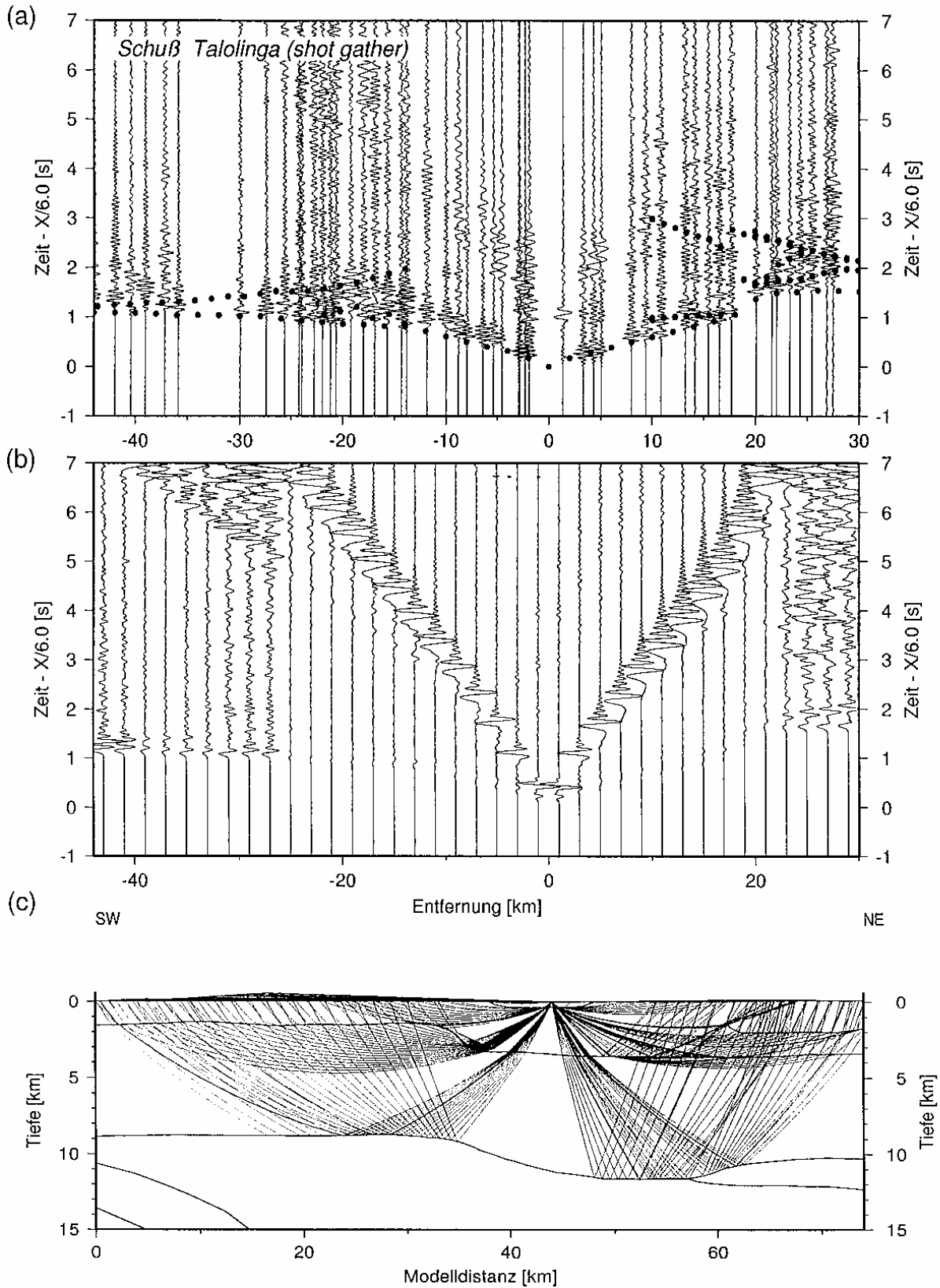


Abbildung A.10: Daten der Schüsse bei *Talolinga*. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mit Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.

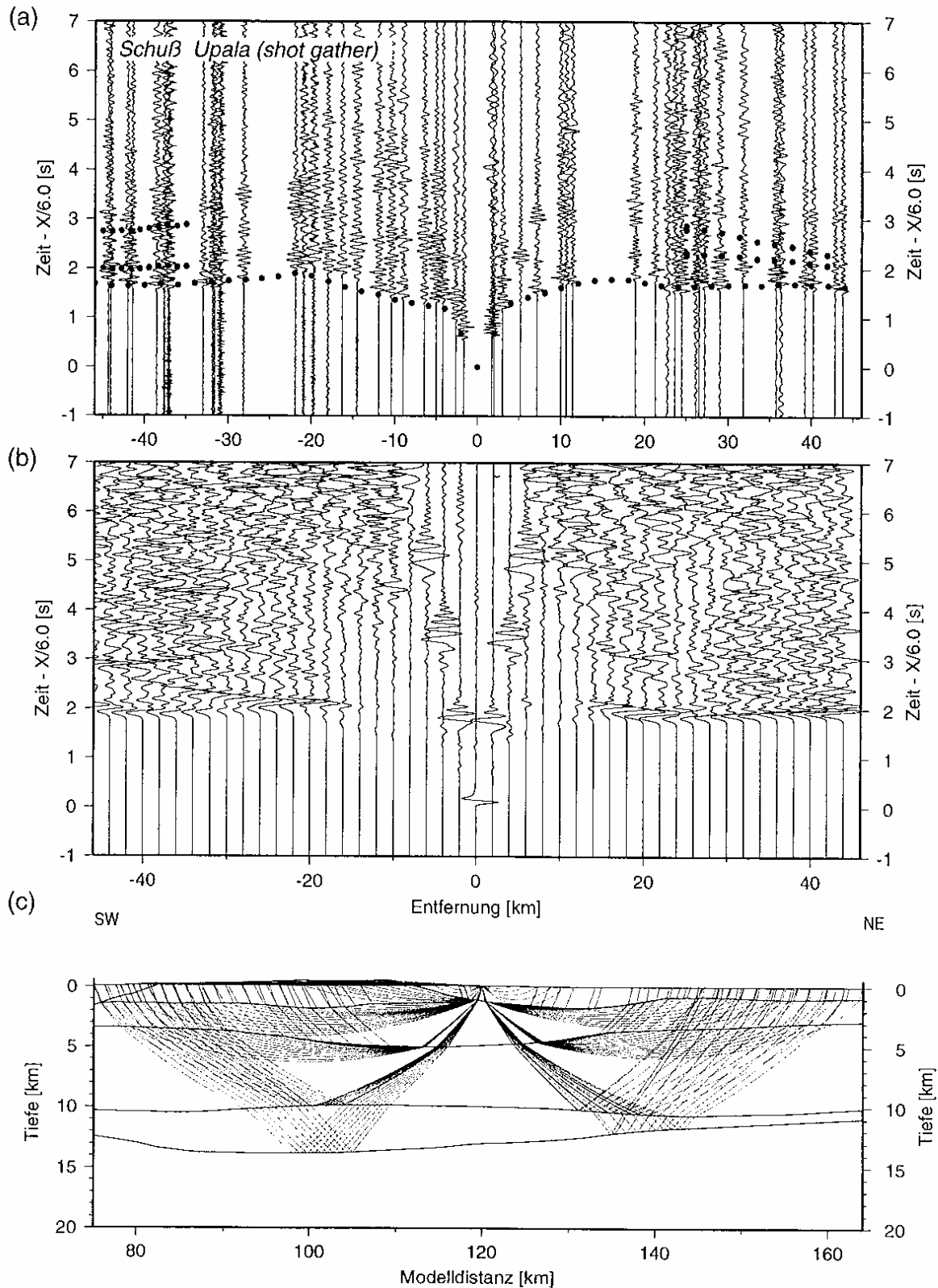


Abbildung A.11: Daten der Schüsse bei *Upala*. (a) Seismogramm-Sektion mit den identifizierten Phasen und den mit Ray Tracing theoretisch berechneten Laufzeiten (schwarze Punkte), (b) Synthetische Seismogramme aus der F.D.-Modellierung, (c) Strahlenwege im Modell beim Ray Tracing.



