



CHRISTOPH GAEDICKE

**DEFORMATION VON SEDIMENTEN
IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN**

**BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE
ANHAND VON SEISMISCHEN PROFILLEN
UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808**

43

GEOMAR REPORT



CHRISTOPH GAEDICKE

**DEFORMATION VON SEDIMENTEN
IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN**

**BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE
ANHAND VON SEISMISCHEN PROFILEN
UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1995

GEOMAR REPORT 43

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



CHRISTOPH GAEDICKE

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 13.7.1994

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhalt	
Abstract	i
Kurzfassung	ii
1. Einleitung und Zielsetzung	1
2. Physiographischer und plattentektonischer Hintergrund	3
3. Datengrundlage	7
4. Stratigraphische und sedimentologische Entwicklung	11
5. Seismo-stratigraphische Gliederung	17
5.1 Becken und <i>Protothrust</i> -Zone	18
Formierung eines Décollements	
Shikoku-Beckensequenz	
Füllung des Nankaigrabens	
Charakteristik der Deformationsfront A	
5.2 Imbrierte Schuppenzone	24
Erste Überschiebungsfläche	
Imbrierte Schuppen 2 - 8	
Charakteristik der Deformationsfront B	
und Grenze der Duplex-Strukturzone	
5.3 Duplex-Strukturzone	31
Bildung eines <i>piggyback</i> -Beckens	
Ausbildung zweier Décollements	
6. Zusammenfassende tektonische Interpretation und Diskussion von Profil NT62-8	37
6.1 Deformationszone A	37
Länge der imbrierten Schuppen	
6.2 Deformationszone B	41
Unterer Duplex (Lower Duplex)	
Oberer Duplex (Upper Duplex)	
7. Methoden der Bilanzierung geologischer Profile	44
7.1 Computergestützte Bilanzierung	47
7.2 Ermittlung der Verkürzungsbeträge kompressiver Strukturen	48
8. Bilanzierung von Profil NT62-8	52
8.1 Verdickung der Beckensedimente in der <i>Protothrust</i> -Zone	52
8.2 Verkürzung in der Deformationszone A	57
8.3 Verkürzung in der Deformationszone B	59
Bilanzierung des Unteren Duplex	
8.4 Fehlerbetrachtung	63
9. Diskussion	66
Abschätzung des akkretierten Volumens im Arbeitsgebiet	
Veränderung der rheologischen Eigenschaften der Sedimente in einem Akkretionskeil	
Veränderung der rheologischen Eigenschaften der Sedimente im Arbeitsgebiet	

Abstract

A new interpretation and computer aided balancing of multichannel profile line NT62-8 across the wedge toe of the Nankai accretionary prism shows three different structural deformation styles. From the Philippine Sea basin landward, the deformation of sediment becomes more complex: the basinward onset of deformation is shown by ductile shortening and thickening above a basal décollement, while the first of a series of eight thrusts marks the change in deformation style to brittle deformation. ODP Site 808 is located above the first thrust and penetrates the whole sedimentary column, through the décollement zone and down to the oceanic crust. Landward of this imbricate thrust zone a second synchronously active deformation zone is evidenced by a second décollement zone which is accompanied by the folding of young slope sequences, uplift and the formation of a piggy-back basin. Two duplexes are developed in this zone.

After balancing, the contraction amount of sediment is calculated to be 14km along the whole deformed part of the profile with a length of 35km. The relative strain increases from 0.18 in the protothrust zone (ductile deformation) to 0.27 in the imbricate thrust zone and up to 0.74 in the duplex structure zone. While the evolution of the piggy-back basin reflects the duration of the contraction process, its age is estimated in two different scenarios to be between 1Ma and 3.2Ma. Comparison of the subduction rate of the Philippine Sea Plate, which is believed to be 33km/m.y., and the contraction of sediment within the investigated part of the Nankai accretionary prism, leads to the assumption that there must be additional, contemporaneous active deformation zones in the landward part of the accretionary prism. In order to compensate the whole plate motion, contraction in the landward part must contribute at least 60% to the total shortening.

In contrast to earlier interpretations the deformation of sediment is believed not to be restricted to the trench axis and to the formation of imbricate thrust slices by simple thrusting, but, is believed to be a dynamic process affecting the whole accretionary prism simultaneously, leading to structural zones of different tectonic styles. Thus, the progressive change of physical properties of sediments during the process of accretion such as dewatering, anomalous compaction, and chemical alteration results in rapidly changing rheology and seems to be responsible for synchronous deformation of sediments in the Nankai accretionary prism, and may be characteristic of active continental margin settings in general.

Kurzfassung

Eine neue Interpretation und eine computergestützte Bilanzierung des mehrkanalseismischen Profils NT62-8 über den Fuß des Nankai Akkretionskeils zeigt drei strukturell unterschiedliche Deformationsstile. Die Deformation der Sedimente wird vom Philippinen Becken landwärts komplexer: die Deformation setzt in einer *Protohrust*-Zone mit duktiler Stauchung der Sedimente ein. Daraus resultiert eine strukturelle Verdickung über einem basalen Décollement. Der Übergang zur bruchhaften Verformung ist durch die Ausbildung der ersten von insgesamt acht Überschiebungen gekennzeichnet. Die ODP Bohrung 808 durchteuft die erste Überschiebung, das Décollement und die Sedimente bis zur ozeanischen Kruste. Ein zweites zeitgleich aktives Décollement ist im landwärtigen Teil von Profil NT62-8 ausgebildet. Deformation in dieser Zone ist durch Faltung junger Sedimente, Erosionsstrukturen, Hebung und der Ausbildung eines *piggyback* Beckens angezeigt. Zwei Duplexe sind die wichtigsten Strukturelemente der Zone.

Nach der Bilanzierung wurde der Verkürzungsbetrag mit 14km auf einer Profillänge von 35km berechnet. Der relative Strain nimmt dabei von 0,18 in der *Protohrust*-Zone (duktile Deformation) über 0,27 in der Imbrikierten Schuppenzone auf 0,74 in der landwärtigen Duplex-Strukturzone zu. Die Entwicklung des *piggyback* Beckens spiegelt die seewärtige Deformation und deren Dauer wider. In zwei Szenarien wird das Alter des Beckens zwischen 1 Mio. Jahre und 3,2 Mio. Jahre abgeschätzt. Aus der Gegenüberstellung der Konvergenzrate der Philippinen See Platte gegen die Eurasische Platte mit 33km/m.y. und des Deformationsbetrages und der Dauer der Deformation folgt der Schluß, daß weitere aktive Deformation im landwärtigen Teil des Nankai Akkretionskeiles stattfinden muß. Um die Plattenkonvergenz zu kompensieren, wird der Anteil an der Gesamtverkürzung mit ca. 60% geschätzt. Durch die Ausbildung eines zweiten Décollements kommt es neben der frontalen Akkretion zur basalen Akkretion von Sedimenten (*accretion by underplating*).

Im Gegensatz zu früheren Interpretationen wird der Deformation als ein dynamischer Prozeß betrachtet, der nicht auf die Grabenachse beschränkt ist. Die Ursache hierfür wird in den sich durch die Plattenkonvergenz ändernden rheologischen Eigenschaften der Sedimente gesucht. Die im Akkretionskeil fortschreitende Veränderung der Rheologie der Sedimente führt zur Ausbildung unterschiedlicher, zeitgleich aktiver struktureller Zonen. Diese Form der Zonierung kann ein Charakteristikum konvergenter Plattenränder im Allgemeinen sein.

1. Einleitung und Zielsetzung

Konvergente Plattenränder sind Zonen mit verheerenden Erdbeben, intensiver Deformation von Sedimenten, intensivem Vulkanismus und außergewöhnlichem topographischen Relief. Die Akkretion von Sedimenten an diesen aktiven Plattenrändern steht am Anfang von Gebirgsbildung und dem Wachstum von Inselbögen. Die Bildung neuer ozeanischer Kruste an mittelozeanischen Rücken und die Subduktion ozeanischer Kruste und auf ihr lagernder Sedimente stellen das größte "Recycling-System" der Geosphäre dar. Große Mengen von tektonisch und thermal mobilisierten Flüssigkeiten werden aus diesem System dem Meer zugeführt. Die Untersuchung der Akkretions- und Subduktionsprozesse an konvergenten Plattenrändern ist ein wesentlicher Schlüssel zum Verständnis plattentektonischer Vorgänge, die mit ihnen in Verbindung stehen, dazu gehören die Entstehung von Erdbeben, die Bildung von Ophioliten und Mélanges und intensiver Vulkanismus.

Aufgrund dieser herausragenden Bedeutung für die Geowissenschaften sind die aktiven Kontinentalränder in den letzten dreißig Jahren verstärkt in den Blickwinkel der Forschung gerückt (zusammenfassend in: Hamilton 1988; von Huene & Scholl 1991). Zahlreiche wissenschaftliche Bohrkampagnen im Rahmen des internationalen Tiefsee-Bohrprojektes (*Deep Sea Drilling Project* - DSDP) und dem nachfolgenden Ozean-Bohrprogramm (*Ocean Drilling Program* - ODP) führten zu Subduktionszonen und Akkretionskeilen (u.a. Barbados, Peru, Cascadia Margin, Chile, Japan). Das Verständnis der vielfältigen plattentektonischen Prozesse wurde in diesem Rahmen ständig erweitert.

Der Nankaitrog und der Nankai-Akkretionskeil vor der japanischen Insel Shikoku waren in diesem Zusammenhang Ziel dreier wissenschaftlicher Bohrfahrten: DSDP Leg 31 (Karig, Ingle et al. 1975), DSDP Leg 87 (Kagami, Karig, Coulbourn et al. 1986) und ODP Leg 131 (Taira, Hill, Firth et al. 1991). Während ODP Leg 131 gelang es mit der Bohrung 808, erstmals durch die frontale Überschiebung und das Décollement eines Akkretionskeils bis in die ozeanische Kruste zu bohren, Proben zu entnehmen und *in situ*-Messungen durchzuführen.

Die rapide technologische Entwicklung auf dem Gebiet der seismischen Registrierung und Signalverarbeitung hat eine ständige Verbesserung der reflexionsseismischen Ausgangsdaten, die für die Interpretation zur Verfügung stehen, zur Folge. Trotz der komplexen Deformationsvorgänge an aktiven Kontinentalrändern sind tiefe Bohrungen in Akkretionskeile für die stratigraphische Zuordnung der seismischen Sequenzen unersetzlich. Computerprogramme machen eine palinspastische Rekonstruktion auch komplizierter geologischer Profile möglich. Erst mit ihrer Hilfe können die interpretierten Strukturen auf ihre geologisch-tektonische Plausibilität überprüft werden und erlangen damit höhere Gültigkeit.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist in diesem Zusammenhang die Erstellung eines Modells der geologischen und tektonischen Vorgänge in einem Teil des Nankai-Akkretionskeils auf der Grundlage einer neuen Interpretation seismischer Daten und den Ergebnissen der ODP Bohrung 808. Dabei soll versucht werden, von einem räumlichen Modell in die räumlich-zeitliche Rekonstruktion der geologischen Vorgänge mit Hilfe einer Bilanzierung zu gelangen. Folgende Fragen wurden verfolgt:

- Lassen sich Veränderungen im Akkretionsgeschehen zeitlich eingrenzen? Welche Konsequenzen ergeben sich aus den möglichen Veränderungen auf die geometrische Konfiguration und Topographie des Akkretionskeils?
- Lassen sich Zonen der Deformation eingrenzen, in denen die Verkürzung der Sedimente über der konvergierenden ozeanische Kruste stattfindet? Welche Arten der Sedimentverformung dominieren in den unterschiedlichen Deformationszonen? Wie lassen sich mögliche Unterschiede der Deformation erklären?
- Können die Volumina der akkretierten und subduzierten Sedimente nach der Bilanzierung abgeschätzt werden?
- Ist die Bestimmung der relativen Konvergenzrate der Philippinen See Platte gegen die Eurasische Platte aus einer Kombination der seismo-stratigraphischer Interpretation mit den Ergebnissen der Bilanzierung tektonischer Prozesse möglich?

Zum Schluß muß die Frage diskutiert werden, ob die Ergebnisse aus dem Nankai-Akkretionskeil auf andere Akkretionssysteme übertragen werden können und welche Konsequenzen sich aus dem Modell für die Deformation von Sedimenten an aktiven Kontinentalränder ergeben.

2. Physiographischer und plattentektonischer Hintergrund

Der Nankaigraben markiert die Grenze zwischen der Philippinen See Platte und der Eurasischen Platte südöstlich des japanischen Inselbogens. Die ozeanische Kruste und ein Teil der auf ihr lagernden hemipelagischen Sedimente des inaktiven *Shikoku backarc basin* (Seno & Maruyama 1984) werden unter den japanischen Inselbogen subduziert, während ein anderer Teil der Sedimente, insbesondere die mächtige terrigene Grabenfüllung unter Ausbildung eines Akkretionskeils akkretiert werden. Südwestlich setzt sich der Nankaitrog im Ryukyu Graben fort, in dem die Philippinen See Platte mit dem West Philippinen Becken, das von dem Shikoku Becken durch den nordwest-südost streichenden Palau-Kyushu Rücken getrennt ist, unter das zur Eurasischen Platte gehörende Ostchinesische Meer subduziert wird. Die nordöstliche Begrenzung des Nankaitrogs wird durch die Izu Kollisionszone bei etwa 35°N gebildet (Shipboard Scientific Party 1991a).

Der nördliche Teil des japanischen Inselbogens wird der Nordamerikanischen Platte, der südliche Teil der Eurasischen Platte zugeordnet. Das Itoigawa-Shizuoka Lineament verläuft von der Izu Kollisionszone in nordwestlicher Richtung über Honshu und bildet in diesem Bereich die Grenze der Eurasischen Platte mit der Nordamerikanischen Platte. Die Subduktion von Teilen der Pazifischen Platte am Japan Graben und an dessen südlicher Fortsetzung dem Izu-Bonin Graben und dem Marianen Graben, die die östliche Begrenzung der Philippinen See Platte darstellen, zeigt die äußerst komplizierte plattentektonische Architektur des japanischen Inselbogens. In Abbildung 2.1 ist die plattentektonische Situation wiedergegeben.

Der Nankaitrog erreicht eine maximale Wassertiefe von 4900 m und ist damit im Vergleich zu anderen Tiefseegräben flach. Das ist (1) in dem geringen Alter der ozeanischen Kruste des Shikoku Beckens begründet, das sich als ein *backarc*-Becken des Izu-Bonin Bogens in zwei Phasen im jüngeren Oligozän bis mittleren Miozän zwischen 25 und 15 Millionen Jahren und im mittleren Miozän zwischen 14 und 12 Millionen Jahren geöffnet hat (Kobayashi 1984; Taira & Ashi 1993) und (2) in dem hohen terrigenen Eintrag und der daraus resultierenden großen Mächtigkeit der Grabensedimente (Moore et al. 1990; Taira et al. 1992a). Die inaktive Shikoku Becken Spreizungsachse streicht nordnordwestlich und wird nordöstlich von ODP Site 808 am Nankaigraben subduziert.

Der Hang des Akkretionskeils ist nicht einheitlich geneigt, sondern durch Stufen gegliedert (siehe hierzu auch Abbildungen 3.1 und 3.2 im folgenden Kapitel). Die ebenen Bereiche sind mit terrigenen Sedimenten gefüllte Becken, dessen größere Tosa Becken (Yoshii et al. 1973) südlich Shikoku und Muroto Trog südöstlich Shikoku als *forearc* Becken (Aoki et al. 1982; Hamilton 1988; Ito & Masuda 1992) dem japanischen Inselbogen vorgelagert sind. Die Genese der ebenen

Bereiche im Arbeitsgebiet ist von den tektonischen Vorgängen am Hangfuß abhängig, auf ihre Entwicklung wird in folgenden Kapiteln gesondert eingegangen. Yamazaki & Okamura (1989) machen die Subduktion von untermeerischen Vulkanen (*seamounts*) für Unebenheiten im Hang verantwortlich. Gestützt wird die Interpretation im wesentlichen von beobachteten magnetischen Anomalien. In den Akkretionskeil sind Canyons wie der Ashizuri Canyon südlich Shikoku und der Shionomisaki Canyon südlich der östlich von Shikoku gelegenen Kii Halbinsel tief eingeschnitten (Taira & Ashi 1993).

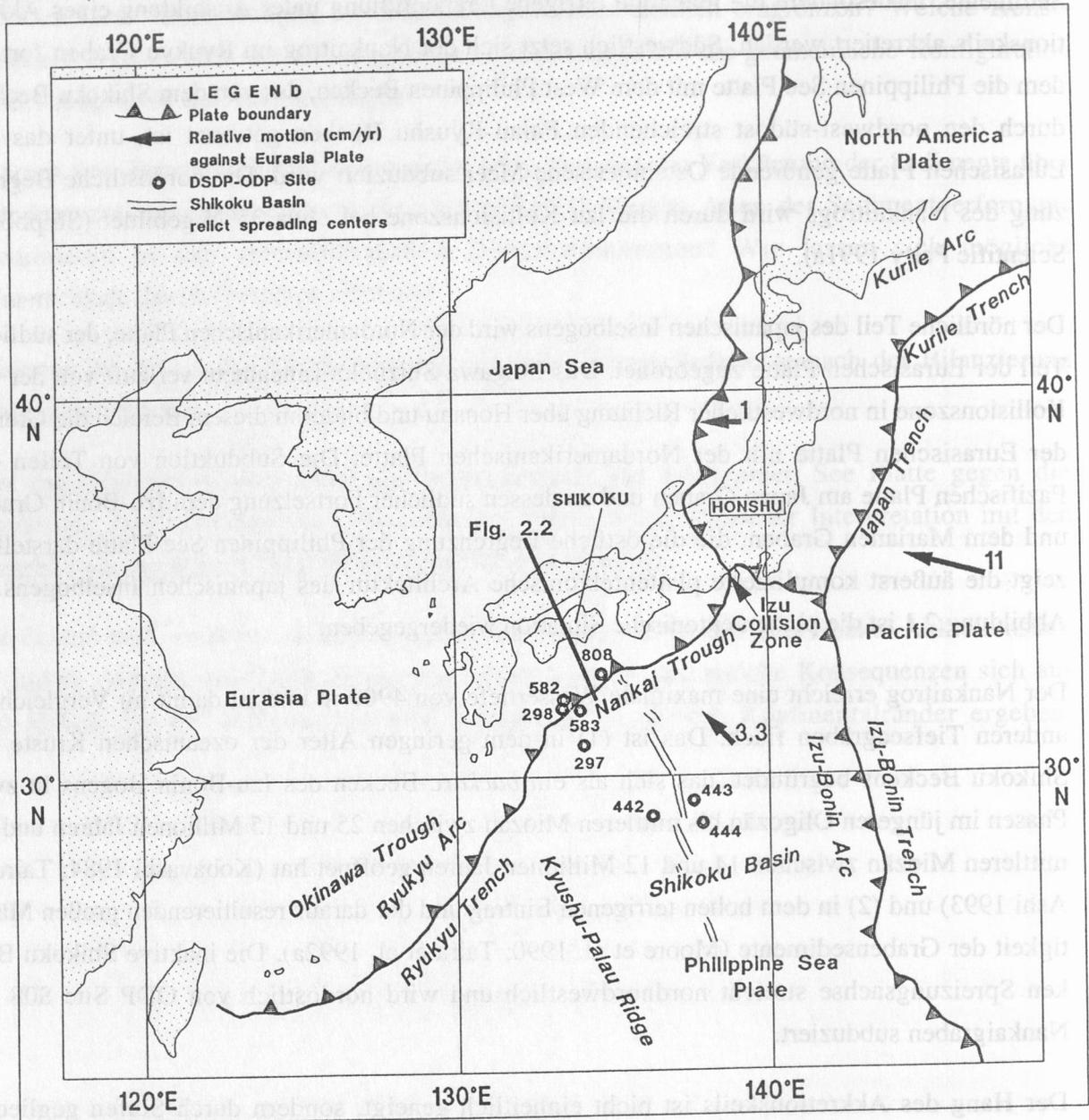


Abb. 2.1: Plattentektonische Situation des japanischen Inselbogens. ISL = Itoigawa-Shizuoka Lineament, der Profilverlauf des geologischen Profils Abb. 2.2 ist eingezeichnet (nach: Shipboard Scientific Party 1991a).

Die Philippinen See Platte ist von Subduktionszonen umgeben. Diese Plattenkonfiguration macht die Bestimmung der Konvergenzrate gegen die Eurasische Platte schwierig (Seno et al. 1993), so daß die relative Plattengeschwindigkeit immer noch Gegenstand von Diskussionen ist. Wie aus Tabelle 2.1 hervorgeht, wird je nach Datengrundlage und Verfahren zur Ermittlung der Konvergenzrate die Geschwindigkeit mit Beträgen zwischen 1,4 und 5,7 cm/yr angegeben.

Tabelle 2.1. Rezente Konvergenzrate der Philippinen See Platte gegen die Eurasische Platte am Nankaigraben nach Verfahren, Autor und Jahr der Veröffentlichung.

Konvergenzrate (cm/yr)	Verfahren	Autor (Jahr)
> 2,7	Erdbeben, <i>slip estimation</i>	Ando (1975)
4,3	Erdbeben	Seno (1977)
2,5	regionales Plattenmodell, magnetische Anomalien	Ranken et al. (1984)
2,7	Wanderung der vulkanischen Front	Seno & Maruyama (1984)
1,4 - 2	DSDP Daten; Sedimentationsrate und Keilkonfiguration	Karig & Angevine (1986)
4,6	<i>seismic slip</i> & NUVEL-1	Seno et al. (1989)
3 - 3,5	ODP Site 808/DSDP Site 582;	Shipboard Scientific Party (1991b)
3,9	Erdbeben, geodätisches Modell	Hashimoto & Jackson (1993)
5,7	globales Plattenmodell NUVEL-1	Seno et al. (1993)

Seit dem Paläozoikum (Taira et al. 1992b) ist die Subduktion ozeanischer Kruste und die Akkretion von Sedimenten auf den Inseln des japanischen Inselbogens dokumentiert. Abbildung 2.2 zeigt ein geologisches Profil durch den Nankai-Akkretionskeil, über Shikoku und Honshu in die Japanische See. Die ältesten Decken werden südöstlich der Japan See von einem paläozoischen Akkretionsgürtel aufgebaut, daran schließt sich südöstlich ein jurassischer Gürtel an, der von der *Median Tectonic Line*, einer Blattverschiebung (*strike slip*) auf Shikoku, in zwei Teile zerlegt ist. Vor der Öffnung der Japan See und der Bildung des japanischen Inselbogens im Unter-Miozän kam es zu einer erneuten Phase der Akkretion deren Ergebnis der kretazisch-tertiäre Shimanto Gürtel ist (Shipboard Scientific Party 1991b; Taira et al. 1992b). In dem Shimanto Gürtel sind imbrikierte Schuppen aus mächtigen Grabenturbiditen und Mélanges aus ozeanischen und *seamount*-Basalten, Riffkalken, Radiolariten und hemipelagischen Tonsteinen aufgeschlossen. Taira et al. (1992b) und Taira & Ashi (1993) deuten den Shimanto Gürtel aufgrund seines strukturellen und lithologischen Aufbaus als den analogen Vorläufer des Nankai-Akkretionskeils.

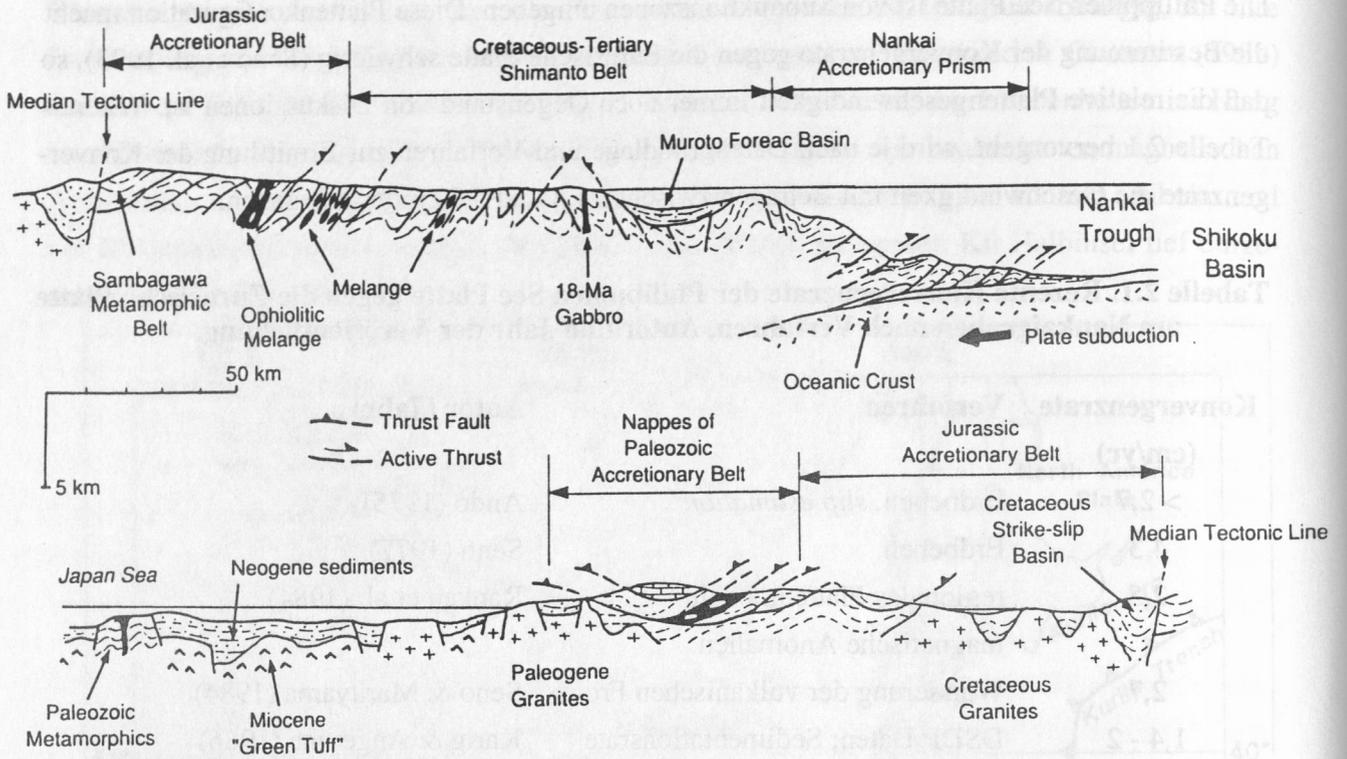


Abb. 2.2: Schematisiertes geologisches Profil durch den südwestlichen japanischen Inselbogen (aus: Shipboard Scientific Party 1991a; Lage des Profils siehe Abb. 2.1).

3. Datengrundlage

Zur geologisch-strukturellen Vorerkundung für ODP Leg 131 mit der Bohrung 808 wurden 1987 sechs hochauflösende (68 Kanal), reflexionsseismische Profile (*multichannel seismic profiles* - mcs: NT62-1 bis NT62-9; Abb. 3.1) und sechs refraktionsseismische Profile über den Nankai-graben und den Hangfuß des Nankai-Akkretionskeils digital aufgezeichnet. Für die refraktionsseismischen Profile (*split spread seismic profiles* - SSP) kamen die Forschungsschiffe R/V *Fred Moore* und R/V *Tansei Maru* zum Einsatz, wobei ein Schiff die Signalquelle und das andere Schiff die Registriereinheit trug. Für die *split spread* Profile lieferten zwei 400 inch³ *water guns* und für die hochauflösenden reflexionsseismischen Profile ein *array* von sechs Luftpulsern mit einem Kammervolumen von insgesamt 1064 inch³ die erforderliche Energie (Moore et al. 1990; Stoffa et al. 1992; Hyndman et al. 1993a).

Die Reflexionen wurden von einer analogen Hydrophonkette mit einem Gruppenintervall von 33,33 m empfangen und digital auf Magnetbänder im SEG-D Format aufgezeichnet. Die Navigation erfolgte mit dem Global Positioning System (GPS) und LORAN C. Die Prozessierung der reflexionsseismischen Daten wurde an der Universität Tulsa/USA auf einer VAX 750 mit einem Seismograph Service Corporation (SSC) Phoenix Processing System durchgeführt. Die Daten wurden korrigiert (*normal moveout*), gestapelt, gefiltert, migriert (*finite difference*) und von Zeit in Tiefe konvertiert (Profile NT62-8). Die Migration und die Tiefenkonversion erfolgten nach den Geschwindigkeitsanalysen der Stapelung und den Zwei-Schiff Refraktionsprofilen (Moore et al. 1990). Die Profile NT62-4, NT62-5, NT62-6 und NT62-7 liegen in ihrer Zeitmigration vor. Abbildung 3.2 zeigt das Profil NT62-8 - das parallel zum tektonischen Schub aufgenommen wurde (Moore et al. 1990) - in der für die vorliegenden Arbeit verwendeten Tiefenmigration. Ab etwa *common mid-point* (CMP) 1600 nimmt wegen der hohen Sensitivität der Prozessierung für seismische Geschwindigkeiten die Zuverlässigkeit der Tiefenangaben ab (G. Moore, pers. Mitteilung Februar 1994).

Die reflexionsseismischen Profile konnten durch weitere Profile N55-1-1 und N55-A direkt im Arbeitsgebiet und die Profile N55-3-1 und N55-A-1 über die DSDP Bohrungen 298, 582 und 583 südwestlich des Arbeitsgebietes (Abb. 3.3; Ocean Resarch Institute 1982) ergänzt werden.

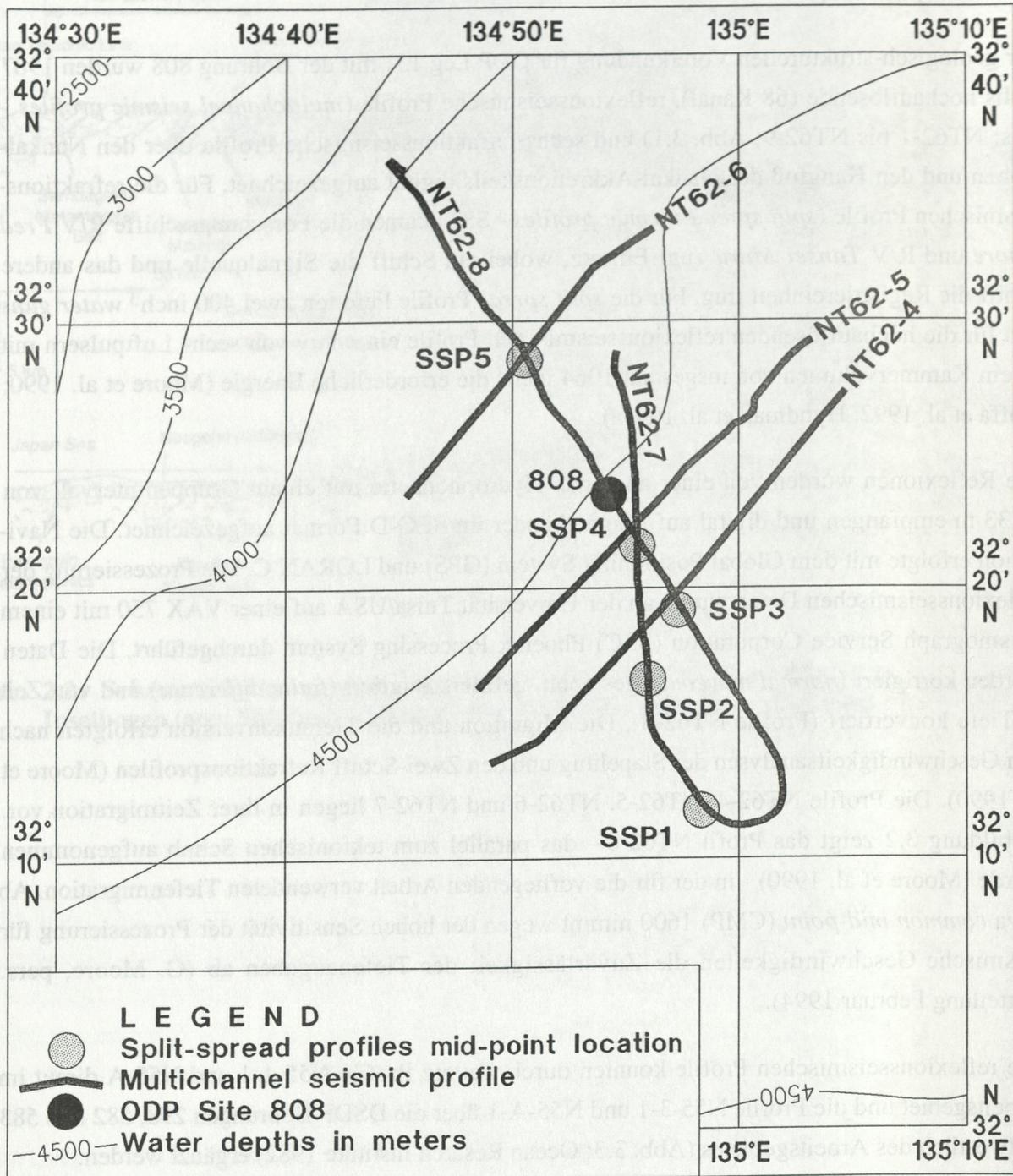


Abb. 3.1: Arbeitsgebiet mit der Lage der ODP Bohrung 808, der Lage der reflexionsseismischen Profile NT62-1 bis NT62-9 und der Lage der Zwei-Schiff Refraktionsprofile (Split Spread Seismic Profiles - SSP).

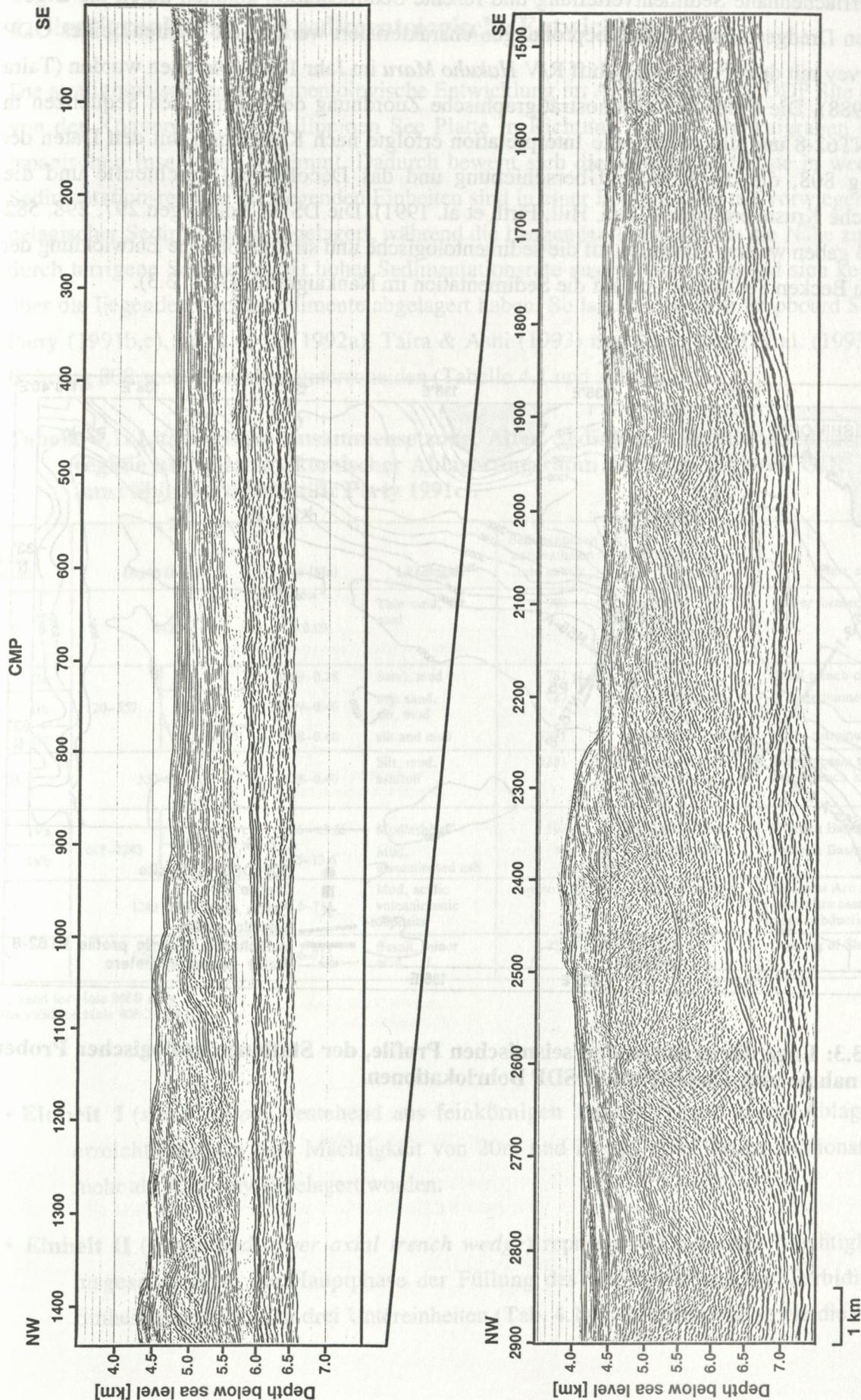


Abb. 3.2: Reflexionsseismisches Profil NT62-8.

Die oberflächennahe Sedimentverteilung und rezente Sedimentation konnten durch die Ergebnisse von Dredge- und Kolbenlotbeprobungen charakterisiert werden, die während eines ODP Site Survey mit dem Forschungsschiff R/V *Hakuho Maru* im Jahr 1986 gewonnen wurden (Taira et al. 1988). Die litho- und chronostratigraphische Zuordnung der seismischen Sequenzen in Profil NT62-8 und die strukturelle Interpretation erfolgte nach Korrelation mit den Daten der Bohrung 808, die die frontale Überschiebung und das Décollement durchteufte und die ozeanische Kruste erreichte (Taira, Hill, Firth et al. 1991). Die DSDP Bohrungen 297, 298, 582 und 583 gaben weitere Hinweise auf die sedimentologische und stratigraphische Entwicklung der Shikoku Becken Sedimente und auf die Sedimentation im Nankaigraben (Abb. 3.3).

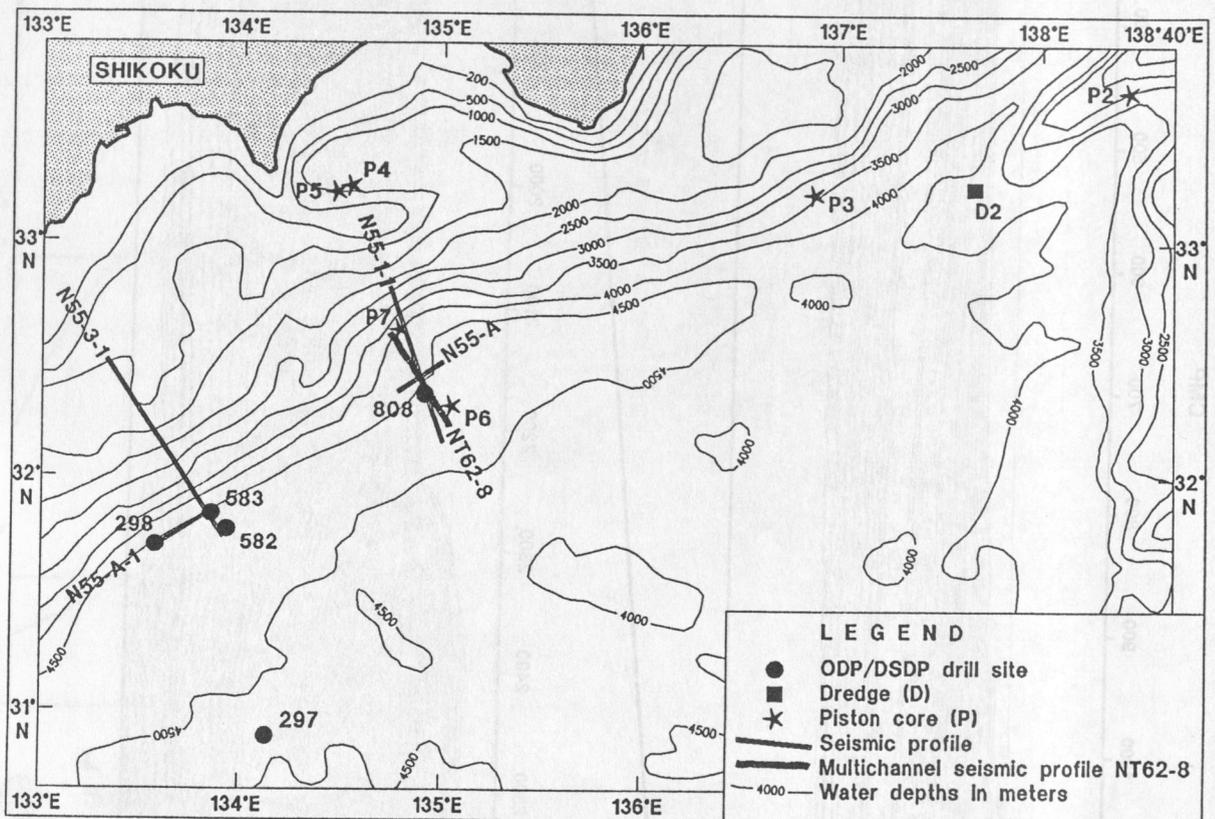


Abb. 3.3: Lage der ergänzenden seismischen Profile, der Stationen geologischer Probenahme und der ODP und DSDP Bohrlokationen.

4. Stratigraphische und sedimentologische Entwicklung

Die stratigraphische und sedimentologische Entwicklung im Arbeitsgebiet um ODP Site 808 sind von der Konvergenz der Philippinen See Platte in Richtung auf den Nankaigraben und den japanischen Inselbogen bestimmt. Dadurch bewegt sich die ozeanische Kruste in wechselnde Sedimentationsregime: die liegenden Einheiten sind in einer Beckenfazies mit vorwiegend hemipelagischer Sedimentation abgelagert, während die hangenden Folgen durch die Nähe zum Hang durch terrigene Sedimente mit hoher Sedimentationsrate ausgewiesen sind und sich keilförmig über die liegenden Beckensedimente abgelagert haben. So lassen sich nach Shipboard Scientific Party (1991b,c), Taira et al. (1992a), Taira & Ashi (1993) und Underwood et al. (1993) in der Bohrung 808 sechs Einheiten unterscheiden (Tabelle 4.1 und Abb. 4.1):

Tabelle 4.1. Lithologische Zusammensetzung, Alter, Sedimentationsraten, Sedimentationsregime und plattentektonischer Ablagerungsraum der Einheiten von ODP Site 808 (aus: Shipboard Scientific Party 1991c).

Unit, subunit	Depth (mbsf)		Age (Ma)	Lithologies	Sedimentation accumulation rate m/m.y.	Characteristic processes	Plate environment
I	0–20		<0.09	Thin sand, silt, mud	902	Downslope Sediment slides, Hemipelagic sed. Turbidity currents	Lower forearc slope-apron
II	IIa	20–121	0.09–0.28	Sand, mud	787	Turbidity currents	Axial trench channels & interchannel
	IIb	121–265*	0.09–0.46	thin sand, silt, mud	787		
	IIc	410–557**	0.28–0.46	silt and mud	1381	Hemipelagic settling	Outer marginal trench
III	557–618		0.28–0.46	Silt, mud, ash/tuff	1381	Turbidity currents, settling of ashes Hemipelagic sed.	Trench-basin transition, incl. outer trench high
IV	IVa	618–824	0.46–<2.65	Mud/ash/tuff	107	Hemipelagic sed., settling of ashes	Shikoku Basin near trench Shikoku Basin away from trench
	IVb	824–1243	<2.65–13.6	Mud, disseminated ash	46		
V	1243–1290		13.6–?15	Mud, acidic volcanoclastic deposits	approx. 33	Acidic volcanism	?Honshu Arc volcanism associated with ridge subduction
VI	1290–1327		13.6–?15	Basalt, minor mud	??	Formation of oceanic crust	Opening of Shikoku Basin

*depths valid for Hole 808B only

**depths valid for Hole 808C only

- **Einheit I** (*slope apron*) bestehend aus feinkörnigen Turbiditen und *slump* Ablagerungen erreicht lediglich eine Mächtigkeit von 20m und ist mit einer Sedimentationsrate von mehr als 900m/my abgelagert worden.
- **Einheit II** (*upper and lower axial trench wedge*) repräsentiert mit einer Mächtigkeit von insgesamt 537m die Hauptphase der Füllung des Nankaigrabens mit Turbiditen. Die Einheit gliedert sich in drei Untereinheiten (Tab. 4.1). Die Korngröße sowie die Mächtig-

keit der einzelnen Turbidite nehmen vom Hangenden zum Liegenden ab (Abb.4.2). In der Untereinheit IIa können gut gradierte Turbidite aus sehr groben bis mittleren Sanden bis 3m mächtig werden, während die Mächtigkeit der überwiegend feinsandigen Turbidite der Untereinheit IIb nur noch 10cm bis 50cm erreicht. In der Untereinheit IIc dominieren feinsandige bis siltige, dünnbankige Turbidite, in die hemipelagische Tone eingeschaltet sind. Die Sedimentationsrate erreicht mit 1381m/my in Untereinheit IIc ein Maximum in der Bohrung 808 (siehe auch: Olafsson 1993). Die Faziesentwicklung der Einheit II zeigt in eindrücklicher Weise den zeittransgressiven Charakter der Grabenfüllung auf.

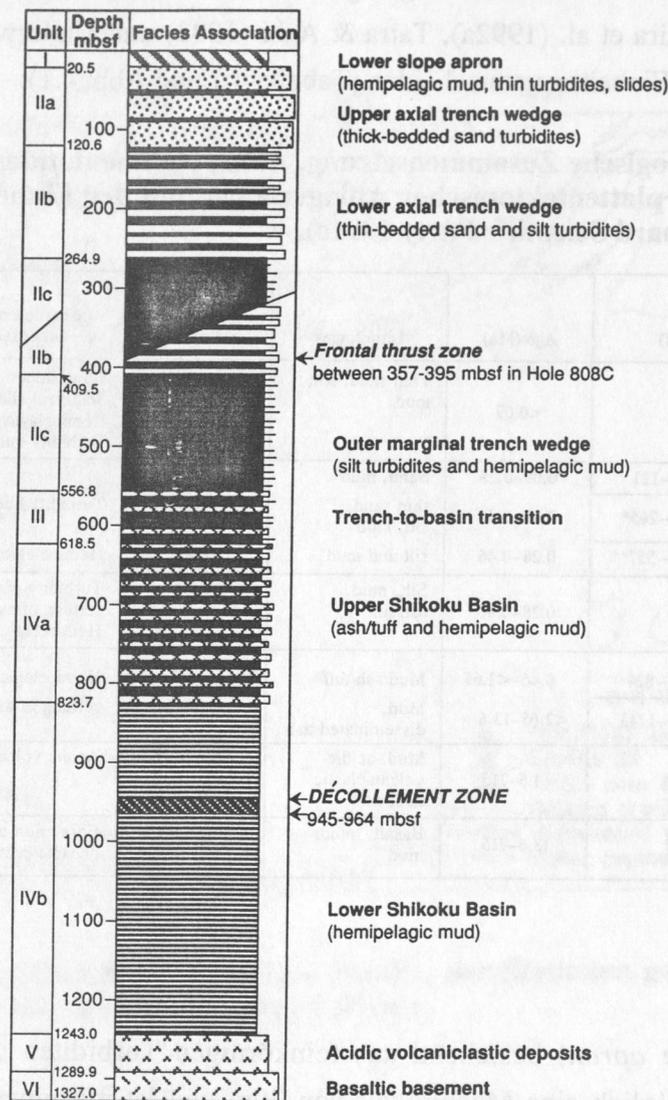


Abb. 4.1: Schematisierte lithostratigraphische Zusammensetzung von ODP Site 808 (Nankaitrog), eine Zuordnung in einen Faziesbereich ist angegeben (aus: Shipboard Scientific Party 1991c).

- **Einheit III** (*trench-to-basin transition*) ist 62m mächtig. Die Einheit zeigt drei unterschiedliche Lithologien: dünne, gradierte, siltige Schichten; stark bioturbate, hemipelagische Tone und vulkanische Aschenlagen. Damit ist der Faziesübergang vom Becken zum Graben charakterisiert. Die Sedimentationsrate auch dieser Einheit wird von Shipboard Scientific Party (1991c) mit 1381m/my angegeben. Die basale Grenze zur Einheit IV hat ein Alter von 0,46 Ma (Olafsson 1993).
- **Einheit IV** (*Shikoku basin sediments*) besteht aus einer 625m mächtigen Abfolge aus bioturbaten, oliv-grauen Tonsteinen. Die Einheit ist nach der Häufigkeit von zwischengeschalteten Aschenlagen in zwei Untereinheiten IVa und IVb gegliedert. Die Aschenlagen nehmen zur liegenden Untereinheit IVb ab. Die Einheit ist mit einer Rate von lediglich 107m/my (Untereinheit IVa) bzw. 46m/my (Untereinheit IVb) sedimentiert worden. Nach Olafsson (1993) liegt die Grenze zwischen pleistozänen und pliozänen Schichten in der hangenden Untereinheit IVa in einer Teufe von 776mbsf. Die Grenze zwischen pliozänen und miozänen Schichten ist in der liegenden Untereinheit IVb in einer Teufe von 956m anzutreffen. Die Sedimente wurden weitgehend unbeeinflusst vom Hang im Becken hemipelagisch abgelagert.

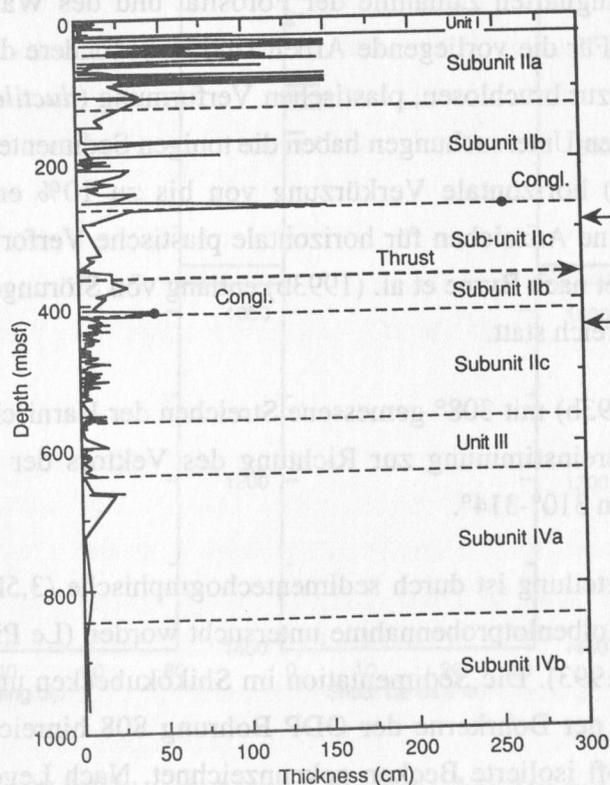


Abb. 4.2: Mächtigkeit von Turbiditen (cm) in Abhängigkeit von der Teufe (mbsf) in ODP Site 808 (aus: Shipboard Scientific Party 1991c).

- **Einheit V** zeigt ein uneinheitliches Erscheinungsbild: weiße, saure, bis 4,5m mächtige Tufflagen und hemipelagischen Tonsteine variierender Farbe lösen einander in einer Gesamtmächtigkeit von 46m ab.
- **Einheit VI** wurde in einer Länge von 37m erbohrt. Der obere Teil der basaltischen Gesteine wird von Siena et al. (1993) wegen zwischengeschalteter tuffiger Tonsteine als ein in die weichen Beckensedimente intrudierter Sill interpretiert. Der untere Teil zeigt das für Kissenlava typische Erscheinungsbild.

Die Bohrung erreichte eine Teufe von 1327m. Neben den lithologischen und stratigraphischen Ergebnissen liegen strukturgeologische und sedimentphysikalische Beobachtungen und Messungen aus Bohrung 808 vor (u.a.: Brückmann et al. 1993; Byrne et al. 1993a,b; Lallemand et al. 1993; Maltman et al. 1993; Morgan & Karig 1993). Die frontale Überschiebung stellt sich in der Bohrung als eine Zone intensiver Scherung zwischen 357mbsf und 395mbsf und durch die Zunahme von Scherbändern (*kink-like bands*) dar (Abb. 4.3; Byrne et al. 1993b). Das Décollement setzt bei 945mbsf mit einem brekziösen-schuppigen Horizont ein und ist durch eine rapide Zunahme der Anzahl von Störungen pro Meter gekennzeichnet. Es endet nach 19m bei 964mbsf mit einer Abnahme der Anzahl von Störungen und dem Auftreten undeformierter Sedimente und der sprunghaften Zunahme der Porosität und des Wassergehalts (Shipboard Scientific Party 1991c). Für die vorliegende Arbeit sind insbesondere die Untersuchungen von Morgan & Karig (1993) zur bruchlosen, plastischen Verformung (*ductile strain*) der Sedimente von Bedeutung. Nach ihren Untersuchungen haben die tonigen Sedimente über dem Décollement eine plastische (duktile) horizontale Verkürzung von bis zu 10% erfahren. Unterhalb des Décollements gibt es keine Anzeichen für horizontale plastische Verformung. Weitere Verkürzung der Sedimente findet nach Byrne et al. (1993b) entlang von Störungen im makroskopischen und mikroskopischen Bereich statt.

Das von Byrne et al. (1993b) mit 308° gemessene Streichen der Harnische und Gleitspuren von Störungen, steht in Übereinstimmung zur Richtung des Vektors der Plattenkonvergenz der Philippinen See Platte von 310° - 314° .

Die heutige Sedimentverteilung ist durch sedimentechographische (3,5kHz) Profile, *side-scan sonar* Aufnahmen und Kolbenlotprobennahme untersucht worden (Le Pichon 1987a,b; Taira et al. 1988; Taira & Ashi 1993). Die Sedimentation im Shikokubecken und im Nankaigraben ist durch die Beschreibung der Bohrkerne der ODP Bohrung 808 hinreichend beschrieben. Der Hang ist durch kleine, oft isolierte Becken gekennzeichnet. Nach Legett et al. (1985) bilden listrische Störungen die charakteristischen Begrenzungen der Becken und zeigen die Genese durch Dehnung im Akkretionskeil an. In den Becken akkumulierten bis 1200 m Sedimente, deren Liefergebiet die nahegelegene Insel Shikoku ist. Die rezente Sedimentationsrate in dem kleinen

„Huckepack“-Becken (*piggyback*), das durch Profil NT62-8 geschnitten wird, kann mit etwa 38cm/1000 Jahre bestimmt werden (Soh 1988).

Am Hang ist die Sedimentation nach Taira & Ashi (1993) kontrolliert durch:

- tektonische Aktivität. Hierdurch kommt es zu Rutschungen ganzer sedimentärer Blöcke (*slumping*), Schlammströmen (*debris flows*) und der Entstehung von Olistostromen.
- Canyons. Durch lange Kanäle, die den Akkretionskeil durchschneiden wie zum Beispiel der Shionomisakicanyon südlich der Kii Halbinsel, wird insbesondere grobes terrigenes Material in kleine *forearc*-Becken transportiert oder dem Graben zugeführt.

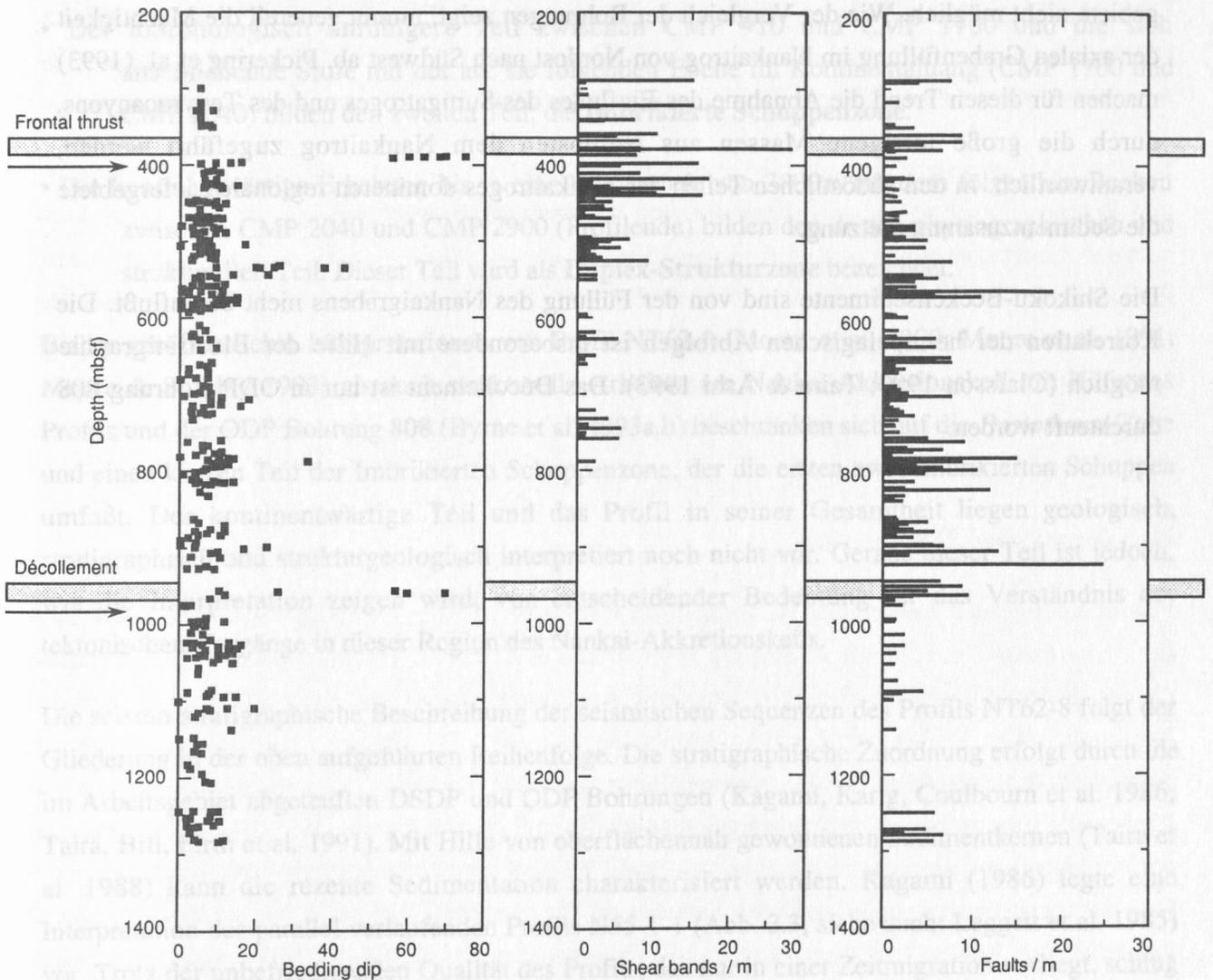


Abb. 4.3: Einfallen der Schichtung, Anzahl der Scherbänder pro Meter und Anzahl der Störungen pro Meter gegen die Tiefe (aus: Scientific Party 1991c).

In den kleinen *forearc*- und *piggyback*-Becken kommt es zu Wechsellagerungen von hemipelagischen, oft foraminiferenreichen Tonen und Turbiditen über basalen Olistostromen oder *slumps*, die die initiale Phase der Beckenbildung anzeigen. Wie hochauflösende seismische Profile zeigen, kann die Sedimentation in den Becken durch Meeresspiegelschwankungen beeinflusst sein (Taira & Ashi 1993).

Pickering et al. (1993) stellen eine stratigraphische Gegenüberstellung und Synthese der DSDP Bohrungen 297 (südlicher Nankaigraben), 442 bis 444 (Shikokubecken), 582 und 583 (südlicher Nankaigraben) und der ODP Bohrung 808 vor. Die Korrelation der Kerne ist insbesondere in den Sedimenten der Grabenfüllung mit einem Alter unter $\approx 5,0$ Ma durch unterschiedliche Liefergebiete nicht möglich. Wie der Vergleich der Bohrungen zeigt, nimmt generell die Mächtigkeit der axialen Grabenfüllung im Nankaitrog von Nordost nach Südwest ab. Pickering et al. (1993) machen für diesen Trend die Abnahme des Einflusses des Surugatoges und des Tenyruccanyons, durch die große terrigene Massen aus Nordosten dem Nankaitrog zugeführt werden, verantwortlich. In den südöstlichen Teilen des Nankaitoges dominieren regionale Liefergebiete die Sedimentzusammensetzung.

Die Shikoku-Beckensedimente sind von der Füllung des Nankaigrabens nicht beeinflusst. Die Korrelation der hemipelagischen Abfolgen ist insbesondere mit Hilfe der Biostratigraphie möglich (Olafsson 1993; Taira & Ashi 1993). Das Décollement ist nur in ODP Bohrung 808 durchteuft worden.

5. Seismo-stratigraphische Gliederung

Das Arbeitsgebiet um ODP Site 808 und Profil NT62-8 läßt sich in drei physiographische Teile gliedern:

- Der seewärtige, nur flach geneigte und tiefste Bereich des Nankaitroges mit einer Wassertiefe von 4720-4790m (CMP 1-910, wenn nicht besonders vermerkt, beziehen sich die Angaben auf Profil NT62-8) wird im Folgenden nach seinen strukturellen und sedimentologischen Merkmalen als **Becken und Protothrust-Zone** bezeichnet.
- Der morphologisch unruhigere Teil zwischen CMP 910 und CMP 1700 und die sich anschließende Stufe mit der auf sie folgenden Ebene im Kontinentalhang (CMP 1700 und CMP 2040) bilden den zweiten Teil, die **Imbrikierte Schuppenzone**.
- Die kontinentwärtige Erhebung bis in eine Wassertiefe von 3800m mit dem folgendem Becken zwischen CMP 2040 und CMP 2900 (Profilende) bilden den dritten physiographischen und strukturellen Teil. Dieser Teil wird als **Duplex-Strukturzone** bezeichnet.

Bisher veröffentlichte Interpretationen von Profil NT62-8 (Moore et al. 1990; Moore et al. 1991; Moore & Shipley 1993) als auch strukturelle Arbeiten am Nankai-Akkretionskeil mit Hilfe des Profils und der ODP Bohrung 808 (Byrne et al. 1993a,b) beschränken sich auf die *Protothrust-Zone* und einen kurzen Teil der Imbrikierten Schuppenzone, der die ersten zwei imbrikierten Schuppen umfaßt. Der kontinentwärtige Teil und das Profil in seiner Gesamtheit liegen geologisch, stratigraphisch und strukturell interpretiert noch nicht vor. Gerade dieser Teil ist jedoch, wie die Interpretation zeigen wird, von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der tektonischen Vorgänge in dieser Region des Nankai-Akkretionskeils.

Die seismo-stratigraphische Beschreibung der seismischen Sequenzen des Profils NT62-8 folgt der Gliederung in der oben aufgeführten Reihenfolge. Die stratigraphische Zuordnung erfolgt durch die im Arbeitsgebiet abgeteufte DSDP und ODP Bohrungen (Kagami, Karig, Coulbourn et al. 1986; Taira, Hill, Firth et al. 1991). Mit Hilfe von oberflächennah gewonnenen Sedimentkernen (Taira et al. 1988) kann die rezente Sedimentation charakterisiert werden. Kagami (1986) legte eine Interpretation des parallel verlaufenden Profils N55-1-1 (Abb. 3.3, siehe auch: Leggett et al. 1985) vor. Trotz der unbefriedigenden Qualität des Profils, das nur in einer Zeitmigration vorliegt, schlug er eine ähnliche Gliederung des Akkretionskeils vor.

5.1 Becken und *Protothrust*-Zone

Die ozeanische Kruste liefert einen prominenten, über das gesamte Profil hervorragend verfolg-
baren Reflektor (Abb. 5.1). Moore et al. (1991) führen das Reflexionsvermögen der ozeanischen
Kruste auf eine basale, 47m mächtige Aschenlage weiter regionaler Verbreitung, zurück, die in
Bohrung 808 von 1243mbsf - 1290mbsf durchteuft wurde. Eine Aufarbeitung der Asche könnte
zudem die Einebnung der ursprünglich rauhen Oberfläche der ozeanischen Kruste zur Folge gehabt
haben, so daß Unebenheiten der Kruste ausgeglichen wurden (Shipboard Scientific Party 1991b).
Die porphyrische, plagioklasreiche, basaltische Kruste (Taira, Firth, Hill et al. 1991) taucht in der
Becken und *Protothrust*-Zone mit einem Winkel von 1.8° von 705mbsf auf 1150mbsf ab. Die vul-
kanoklastischen Ablagerungen werden von den hemipelagischen Shikoku Beckensedimenten
überlagert. Die Beckensedimente lassen sich seismisch in zwei Sequenzen gliedern, deren seis-
mische Grenze nicht mit lithologischen Grenzen aus Bohrung 808 korrelierbar ist:

Die liegende Sequenz liefert ein nahezu transparentes Reflexionsmuster mit einer über die Becken
und *Protothrust*-Zone als auch über die sich kontinentwärts anschließende Imbrikierte Schup-
penzone relativ konstanten Mächtigkeit von 250m bis maximal 290m. Unebenheiten im akustischen
Basement zwischen CMP 570 und CMP 920 (Profil NT62-5) werden durch Mächtigkeitsände-
rungen der Sequenz zum Hangenden ausgeglichen. Die Transparenz der Sequenz hat zur Folge, daß
interne Strukturen, die auf die sedimentäre Fazies oder tektonische Entwicklung der Einheit
schließen ließen, nicht erkennbar sind. Die Sequenz wird dem Mitte- bis Ober-Miozän zugeordnet
(Taira, Firth, Hill et al. 1991).

Formierung eines *Décollements*

Wie in Abbildung 5.1 erkennbar ist, variiert die seismische Grenze zur darüberlagernden Sequenz in
der *Protothrust*-Zone (Moore & Shipley 1993; Byrne et al. 1993a). Seewärts ist die Sequenzgrenze
als ein diskontinuierlicher Reflektor positiver Amplitude ausgebildet, der ab CMP 590 in einen
kontinuierlichen Reflektor negativer Amplitude übergeht. Der Reflektor korreliert mit der in
Bohrung 808 durchteuften basalen Abscherfläche, dem *Décollement*, dessen sedimentologische und
strukturelle Eigenschaften im vorangegangenen Kapitel beschrieben wurden. Das *Décollement* ist
am Nankaitrog auf der gesamten Länge von Profil NT62-8 seismisch verfolgbar und durch den Kon-
trast der transparenten, unterlagernden Sequenz zu der hangenden hemipelagischen Beckensequenz
mit deutlichen Reflexionsmustern ausgebildet (Shipboard Scientific Party 1991b). Auf Besonderhei-
ten im Verlauf des *Décollements* in der Duplex-Strukturzone wird in Kapitel 5.3 eingegangen.

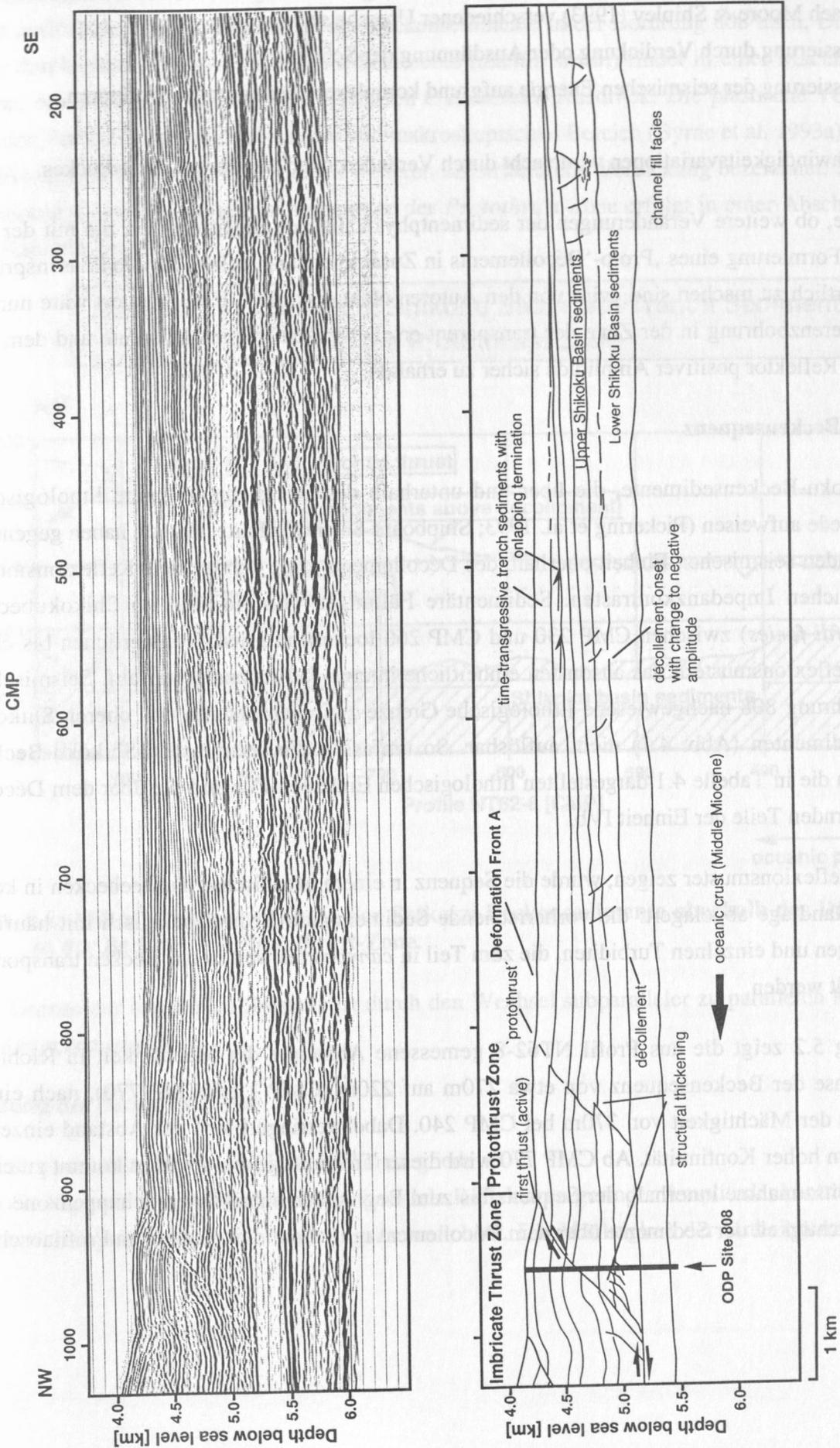


Abb. 5.1: Becken und Protothrust-Zone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

Die Phasenübergänge, die auch in den Profilen NT62-4, NT62-5 und NT62-7 nachweisbar sind, können nach Moore & Shipley (1993) verschiedener Ursache sein:

- (1) Fokussierung durch Verdickung oder Ausdünnung der Schicht
- (2) Fokussierung der seismischen Energie aufgrund komplexer überlagernder Strukturen,
und
- (3) Geschwindigkeitsvariationen verursacht durch Veränderungen des Porenwasserdruckes.

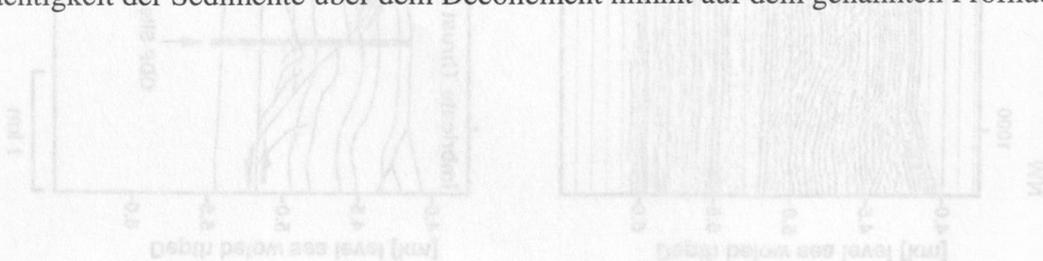
Der Frage, ob weitere Veränderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften, die mit der seawärtigen Formierung eines ‚Proto-‘Décollements in Zusammenhang stehen, für die Phasensprünge verantwortlich zu machen sind, wird von den Autoren nicht diskutiert. Eine Antwort wäre nur mit einer Referenzbohrung in der Zone der transparent erscheinenden Beckensedimente und dem prominenten Reflektor positiver Amplitude sicher zu erhalten.

Shikoku-Beckensequenz

Die Shikoku-Beckensedimente, die über und unterhalb des Décollements keine lithologischen Unterschiede aufweisen (Pickering et al. 1993; Shipboard Scientific Party 1991c), haben gegenüber der liegenden seismischen Einheit oberhalb des Décollements klare subparallele Reflexionsmuster mit deutlichen Impedanzkontrasten. Sedimentäre Füllungen von Kanälen im Shikokubecken (*channel fill facies*) zwischen CMP 230 und CMP 260 lockern mit diskontinuierlichen bis chaotischen Reflexionsmustern das ansonsten einheitliche interne Reflexionsmuster auf. Seismisch ist die in Bohrung 808 nachgewiesene lithologische Grenze zwischen unteren und oberen Shikoku-Beckensedimenten (Abb. 4.1) nicht auflösbar. So umfassen die seismischen Shikoku-Beckensequenzen die in Tabelle 4.1 dargestellten lithologischen Einheiten IVa und die über dem Décollement lagernden Teile der Einheit IVb.

Wie die Reflexionsmuster zeigen, wurde die Sequenz in einem ozeanischen Tiefseebecken in kontinentaler Randlage abgelagert: die vorherrschende Sedimentation ist hemipelagisch mit häufigen Aschenlagen und einzelnen Turbiditen, die zum Teil in *canyons* bis weit in das Becken transportiert und verteilt werden.

Abbildung 5.2 zeigt die aus Profil NT62-8 gemessene Abnahme der Mächtigkeit in Richtung Grabenachse der Beckensequenz von etwa 270m auf 220m (CMP 1 bis CMP 770), nach einem Maximum der Mächtigkeit von 370m bei CMP 240. Dabei verringert sich der Abstand einzelner Reflektoren hoher Kontinuität. Ab CMP 770 wird dieser Trend umgekehrt, und es kommt zu einer Mächtigkeitszunahme innerhalb der Sequenz bis zum Beginn der Imbrikierten Schuppenzone. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimente über dem Décollement nimmt auf dem genannten Profilabschnitt



jedoch kontinuierlich zu. Morgan & Karig (1993, 1995) und Morgan et al. (1994) weisen seismisch nicht auflösbare, laterale Einengung der Beckensedimente in der Bohrung 808 nach. Die Verkürzung durch plastische Verformung der Sedimente (*ductile strain*) findet in einer Mächtigkeitszunahme der Beckensedimente ihren seismisch erkennbaren Ausdruck. Die plastische Verformung und der Verbruch im mikroskopischen und makroskopischen Bereich (Byrne et al. 1993a), der seismisch nicht auflösbar ist, wird hier im weiteren als strukturelle Verdickung bezeichnet. Die Quantifizierung dieser Deformationskomponente der *Protothrust*-Zone erfolgt in einer Abschätzung in den Kapiteln 7 und 8.

Sediment Thickness of Shikoku Basin and Trench Sediments in the Protothrust Zone

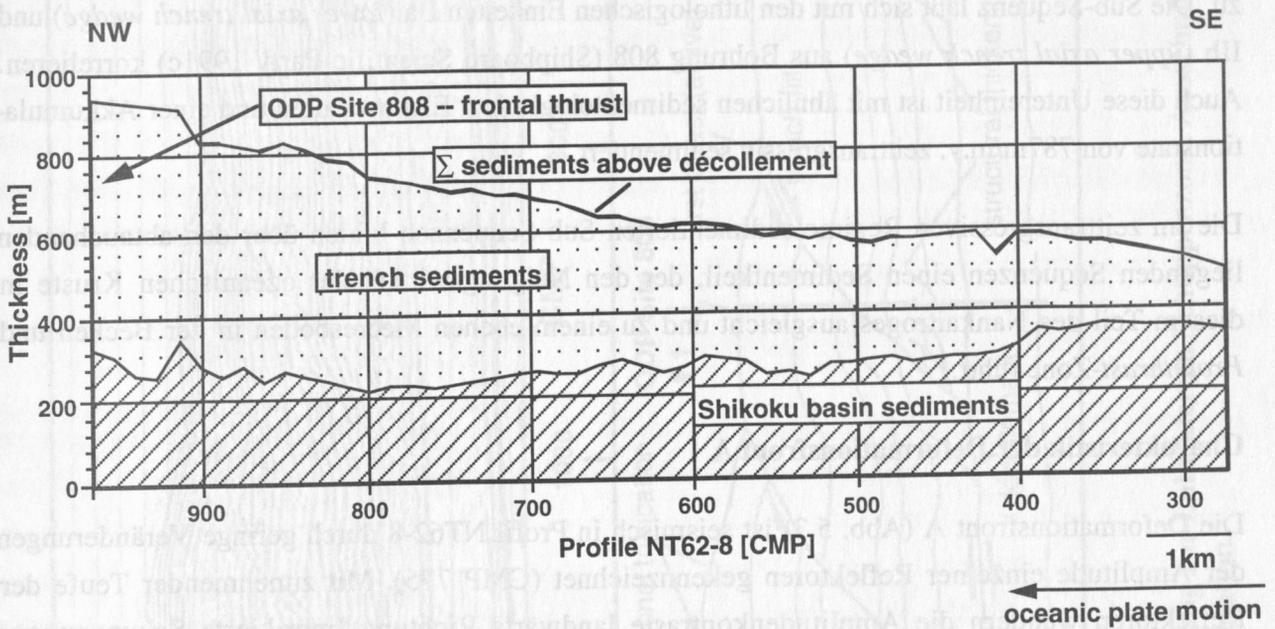


Abb. 5.2: Mächtigkeitsentwicklung der Shikoku-Beckensedimente oberhalb des Décollements in der Becken- und *Protothrust*-Zone.

Die Grenze zur hangenden Sequenz ist durch den Wechsel subparalleler zu parallelen Reflexionsmuster gekennzeichnet.

Füllung des Nankaigrabens

Die Sequenz läßt sich in zwei Untereinheiten gliedern:

(1) die liegende Untereinheit ist durch parallele Reflektoren geringer Amplitudenkontraste, die die Einheit transparent erscheinen lassen, gekennzeichnet. Die Mächtigkeit der Einheit nimmt vom SE

nach NW in Richtung zur Imbrierten Schuppenzone von 50m auf 280m zu. Die Einheit umfaßt durch Korrelation mit den Ergebnissen aus Bohrung 808 (Shipboard Scientific Party 1991c) den Sedimentationsübergang vom Becken zum Graben - entsprechend den lithologischen Einheiten III (*trench-to-basin transition*) und IIc (*outer marginal trench wedge*) in Tabelle 4.1. Alter, Mächtigkeitentwicklung und die sedimentologischen Eigenschaften - insbesondere die Steigerung der Akkumulationsrate auf 1381m/m.y. und die Zunahme von Turbiditen - in Verbindung mit der Migration der Philippinen Platte charakterisieren die Sedimentation als zeittransgressiv.

(2) die hangende Untereinheit hat eine deutliche *onlap*-Terminierung zur liegenden Subsequenz. Die parallelen Reflektoren hoher Kontinuität zeigen starke Amplitudenkontraste. Einzelne Reflektoren lassen sich über die gesamte Becken und *Protothrust*-Zone verfolgen und bieten damit hervorragende Leithorizonte. Die Mächtigkeit nimmt von CMP 1 (15m) bis CMP 905 (315m) um 300m zu. Die Sub-Sequenz läßt sich mit den lithologischen Einheiten IIa (*lower axial trench wedge*) und IIb (*upper axial trench wedge*) aus Bohrung 808 (Shipboard Scientific Party 1991c) korrelieren. Auch diese Untereinheit ist mit ähnlichen sedimentologischen Eigenschaften und einer Akkumulationsrate von 787m/m.y. zeittransgressiv sedimentiert.

Die im zeittransgressiven Regime sedimentierten Sub-Sequenzen bilden über den abtauchenden liegenden Sequenzen einen Sedimentkeil, der den Neigungswinkel der ozeanischen Kruste in diesem Teil des Nankaitrogos ausgleicht und zu einem ebenen Meeresboden in der Becken und *Protothrust*-Zone führt.

Charakteristik der Deformationsfront A

Die Deformationsfront A (Abb. 5.3) ist seismisch in Profil NT62-8 durch geringe Veränderungen der Amplitude einzelner Reflektoren gekennzeichnet (CMP 775). Mit zunehmender Teufe der Reflektoren wandern die Amplitudenkontraste landwärts Richtung Imbrierte Schuppenzone (entsprechend CMP 820). Es ergibt sich ein Gesamtverlauf parallel zur eigentlichen ‚*Protothrust*‘ (CMP 805), an der erstmals ein seismisch erkennbarer Versatz einzelner Reflektoren auftritt. Der Verlauf der Deformationsfront A zeichnet eine Schwächezone vor, ohne daß die Sedimente bereits mit einem seismisch erkennbaren Bruch oder meßbaren vertikalen Versatz reagieren. Die Amplitudenänderung, die für den seismischen Ausdruck der Deformationsfront verantwortlich zu machen ist, deutet auf einen geringen Verbruch der Sedimente, durch den die sedimentphysikalischen Eigenschaften, wie z.B. die Änderung der Porosität (Wanderung von Fluiden?), verändert worden sein müssen.

Der seismisch erkennbare vertikale Versatz tritt erstmals in den oberen Sequenzen an der ‚*Protothrust*‘ auf. Die ‚*Protothrust*‘ ist jedoch keine zusammenhängende, sämtliche Sedimente

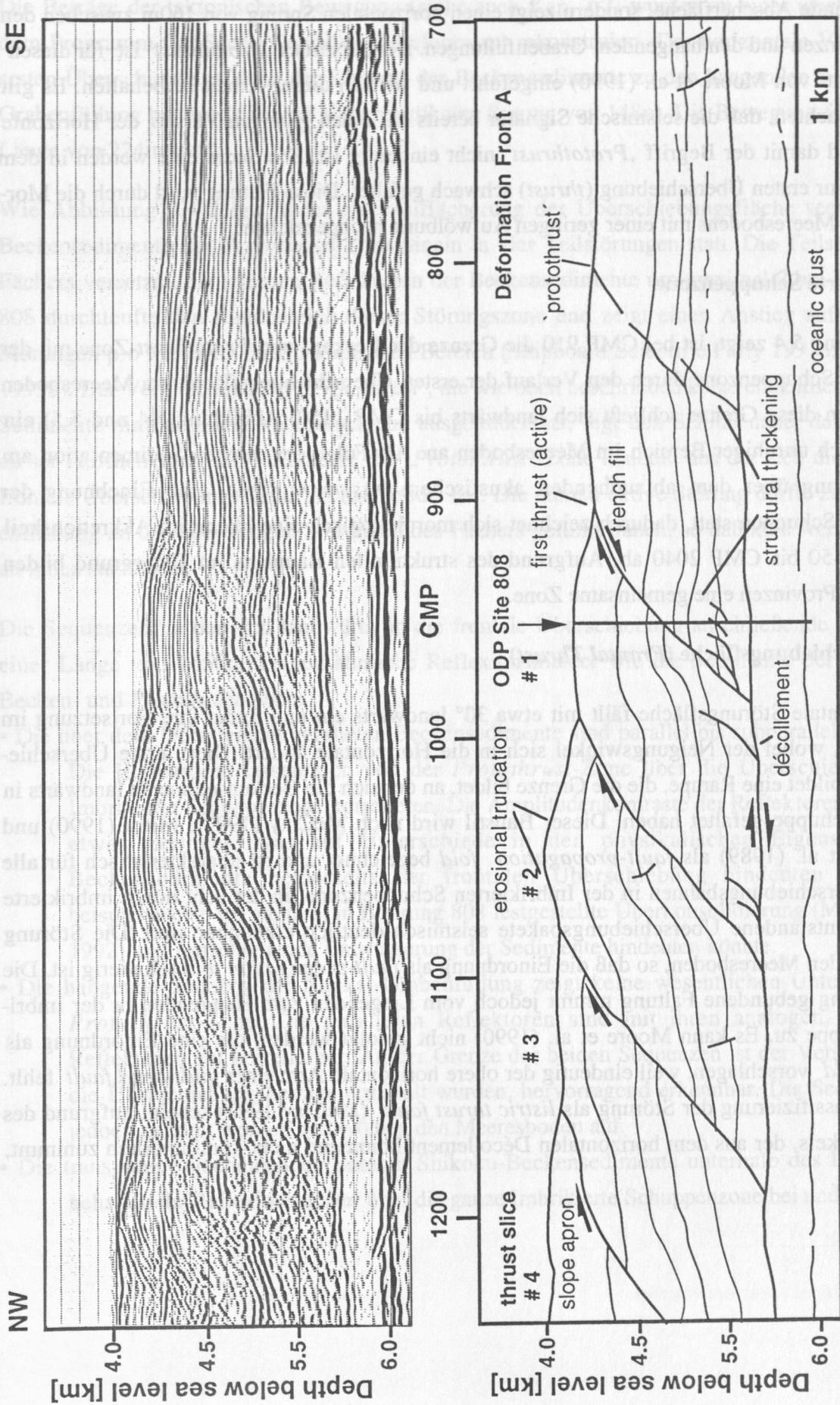


Abb. 5.3: Deformationszone A, Übergang zur Imbrierten Schuppenzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

durchschlagende Abscherfläche, sondern zeigt einen horizontalen Sprung von 160m zwischen den Beckensequenzen und den hangenden Grabenfüllungen. Der Ausdruck ‚*Protothrust*‘ ist für diesen Profilabschnitt von Moore et al. (1990) eingeführt und wird in dieser Arbeit beibehalten. Es gilt jedoch zu beachten, daß die seismische Signatur bereits auf einen geringen Versatz der Horizonte hindeutet und damit der Begriff ‚*Protothrust*‘ nicht eindeutig ist. Die Sedimente werden in dem Bereich bis zur ersten Überschiebung (*thrust*) schwach gefaltet. Diese Faltung wird durch die Morphologie des Meeresbodens mit einer geringen Aufwölbung nachgezeichnet.

5.2 Imbrierte Schuppenzone

Wie Abbildung 5.4 zeigt, ist bei CMP 910 die Grenze der Becken- und *Protothrust*-Zone mit der Imbrierten Schuppenzone durch den Verlauf der ersten Überschiebungsfläche am Meeresboden angezeigt. An diese Grenze schließt sich landwärts bis CMP 1450 (Abbildung 5.4 und 5.5) ein morphologisch unruhiger Bereich im Meeresboden an. Als Folge der raschen Sedimentation am Kontinentalhang über dem abtauchenden akustischem *basement* findet eine Einebnung der imbrierten Schuppen statt, dadurch zeichnet sich morphologisch eine Ebene im Akkretionskeil von CMP 1450 bis CMP 2040 ab. Aufgrund des strukturellen Bauplans im Untergrund bilden jedoch beide Provinzen eine gemeinsame Zone.

Erste Überschiebungsfläche (*Frontal Thrust*)

Die erste frontale Störungsfläche fällt mit etwa 30° landwärts ein und findet ihre Fortsetzung im Décollement, wobei der Neigungswinkel sich in die Horizontale ändert. Diese erste Überschiebungsfläche bildet eine Rampe, die die Grenze bildet, an der sich die Beckensedimente landwärts in der ersten Schuppe gefaltet haben. Dieser Baustil wird nach McClay (1992), Mitra (1990) und Woodward et al. (1989) als *fault-propagation fold* bezeichnet und ist charakteristisch für alle weiteren Überschiebungsbahnen in der Imbrierten Schuppenzone, in der acht durch imbrierte Schuppung entstandene Überschiebungspakete seismisch deutlich erkennbar sind. Die Störung erreicht hier den Meeresboden, so daß die Einordnung als *fault-propagation fold* schwierig ist. Die an die Störung gebundene Faltung nimmt jedoch vom Liegenden zum Hangenden in der imbrierten Schuppe zu. Es kann Moore et al. (1990) nicht gefolgt werden, die eine Einordnung als *fault-bend fold* vorschlagen, weil eindeutig der obere horizontale Arm einer *fault-bend fault* fehlt. Auch die Klassifizierung der Störung als *listric thrust fault* (McClay 1992) scheint aufgrund des Neigungswinkels, der aus dem horizontalen Décollement kommend nicht kontinuierlich zunimmt, nicht zulässig.

Die Beträge der tektonischen Bewegung (siehe auch Kap. 7.2) wurden an einer *workstation* und dem Programm GeoSec[®] (CogniSeisDevelopment) rekonstruiert. Der horizontale Versatz an der ersten Überschiebungsfläche der Sequenz der Beckensedimente zu den hangenden Sequenzen der Grabenfüllung beträgt 168m bei einem vertikalen Sprung von 148m. Die Bewegung fand auf einer Länge von 224m statt.

Wie Abbildung 5.4 zeigt, findet eine Auffächerung der Überschiebungsfläche seewärts in die Beckensedimente der *Protothrust*-Zone hinein in vier Teilstörungen statt. Die Teilstörungen des Fächers versetzen die internen Reflektoren der Beckensedimente um maximal 24m. Die Bohrung 808 durchteufte den Randbereich dieser Störungszone und zeigt einen Anstieg auf bis über 20 Störungen pro Meter im makroskopischen Bereich (Shipboard Scientific Party 1991b; Byrne et al. 1993b). Der Vergleich mit der ‚*Protothrust*‘, die wie oben beschrieben keine einheitliche, sämtliche Sedimente durchtrennende Störungsbahn ausgebildet hat, legt den Schluß nahe, daß es sich bei dieser Auffächerung um Rudimente der ‚*Protothrust*‘-Zone handelt, aus der sich die jetzt aktive frontale Überschiebungsfläche herausgebildet hat. Die einmal aktive Störung dürfte zu einer Streßentlastung an den seewärtigen Störungen des Fächers geführt haben, so daß kein weiterer Versatz an ihnen stattfindet.

Die Sequenzen, in der sich landwärts an die frontale Überschiebung anschließende Schuppe mit einer Länge von 1650m, zeigen ähnliche Reflexionsmuster wie die Sedimente der seewärtigen Becken- und *Protothrust*-Zone:

- Die über dem Décollement gefalteten Beckensedimente sind parallel bis subparallel ausgebildet. Die Reflektoren lassen sich von der *Protothrust*-Zone über die Überschiebung in die Imbrikierte Schuppenzone korrelieren. Die Amplitudenkontraste der Reflektoren sind jedoch etwas geringer, was auf Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften der Beckensedimente beiderseits der frontalen Überschiebung hindeuten und damit beispielsweise für weitere, in Bohrung 808 festgestellte Überkonsolidierung (Maltman et al. 1992) und fortschreitende Entwässerung der Sedimente hindeuten könnte.
- Die hangende Sequenz der Nankai-Grabenfüllung zeigt keine wesentlichen Unterschiede zur *Protothrust*-Zone. Die parallelen Reflektoren sind mit ihren analogen, seewärtigen Reflektoren gut korrelierbar. An der Grenze der beiden Sequenzen ist der Versatz, aus dem die Überschiebungsbeträge ermittelt wurden, hervorragend erkennbar. Die Sedimente sind jedoch gefaltet worden und wölben den Meeresboden auf.
- Die transparent erscheinenden unteren Shikoku-Beckensedimente unterhalb des Décollement, behalten ihr Reflexionsmuster über die ganze Imbrikierte Schuppenzone bei und schwanken

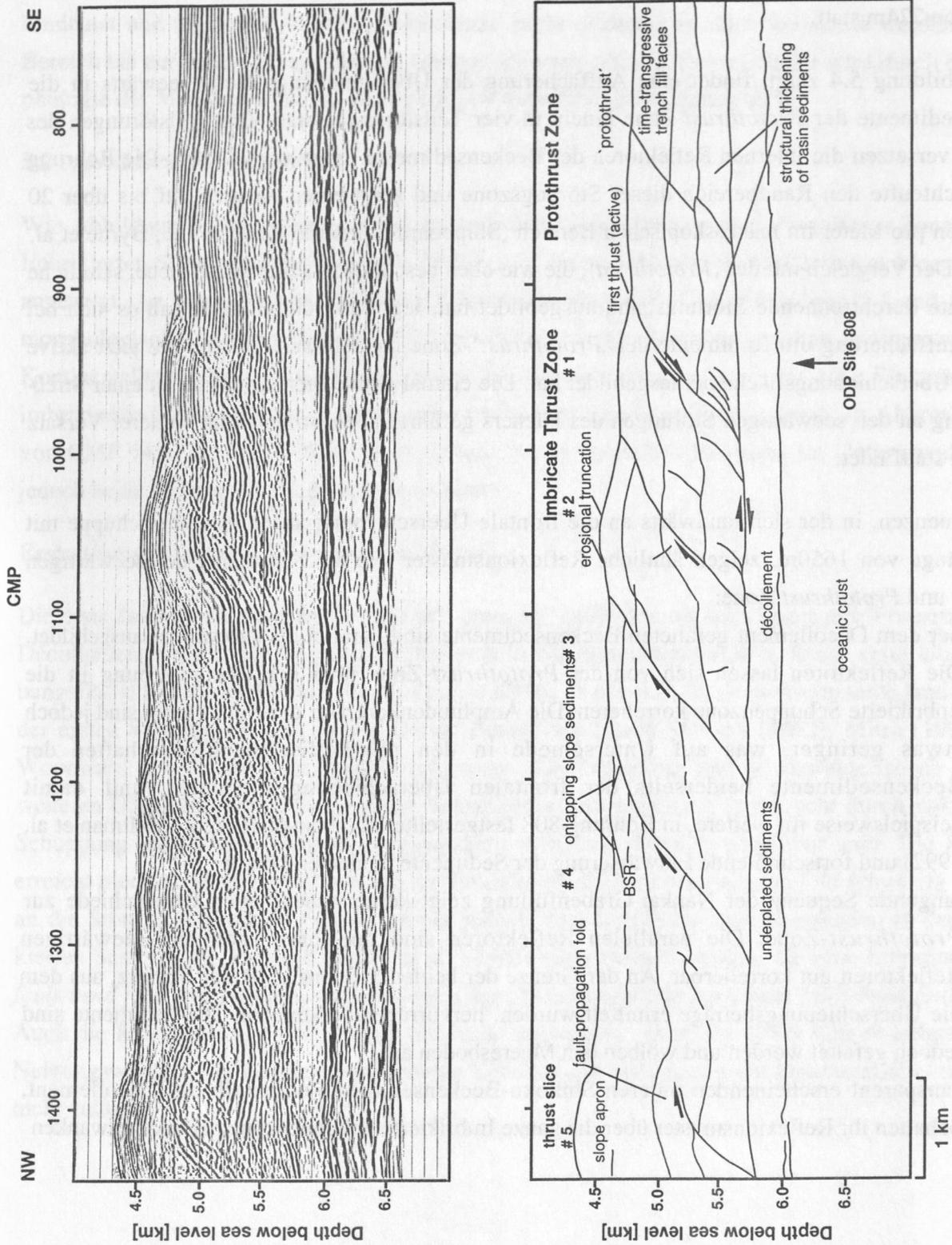


Abb. 5.4: Imbrikierte Schuppen 1-5 der Imbrikierten Schuppenzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

in ihrer Mächtigkeit von 254m bis 292m. Das Décollement stellt sich weiterhin als ein prominenter Reflektor hoher Kontinuität und starker Amplitude dar.

In dem ersten Überschiebungspaket sind in der liegenden Sequenz Störungen erkennbar (ähnlich der oben beschriebenen Auffächerung der ersten *thrust fault*), die nicht die gesamte Sedimentabfolge durchschlagen, sondern in der Beckensequenz blind enden (CMP 1005, CMP 1075 und CMP 1086). Die Nähe der beiden letztgenannten Störungen zur zweiten Überschiebungsfläche und deren geringen Versetzungsbeträge deuten auf die gleiche, oben beschriebene Genese als deaktivierte, rudimentäre Überschiebungen.

Imbrierte Schuppen 2 - 8

Die Interpretation der folgenden Profilabschnitte ist bisher noch nicht veröffentlicht und wird hier zum ersten Mal vorgelegt. In der zweiten imbrierten Schuppe (von CMP 1000 bis CMP 1095) ist die Grenze Beckensedimente - Grabensedimente horizontal um 474m und vertikal um 343m auf einer Scherlänge von 567m gegenüber der ersten Schuppe versetzt worden. Tabelle 5.1 gibt die Überschiebungsbeträge an den Störungen der Imbrierten Schuppenzone zusammenfassend wieder. Das interne Reflexionsmuster zeigt keine Veränderungen zu dem vorhergehenden Überschiebungspaket. Die Reaktivierung älterer Überschiebungsbahnen, wie sie von Platt (1988) vorgeschlagen wurde, führt zu der Hebung der Schuppe. Erosionsstrukturen an der Oberfläche der Schuppe zeigen die noch stattfindende Hebung eindeutig an. An dieser Stelle wird bereits ein Teil der zeittransgressiv sedimentierten Grabenfüllung wieder abgetragen und zurück in den tiefer gelegenen Graben transportiert. So nimmt die Mächtigkeit der in Bohrung 808 erbohrten unteren und oberen Grabenachsensedimente (Einheit IIA und IIB; 100,1m und 122,3m) und der Hangbedeckung (Einheit I; 20,5m) von insgesamt 263,4m durch Erosion um 69m auf 194m ab.

Der *bottom simulating reflector* (BSR) setzt bei CMP 1084 in einer Tiefe von 225m ein und ist im weiteren Verlauf des Profils NT62-8 gut verfolgbar.

Auch in der dritten und vierten Schuppe (CMP 1095 - CMP 1164 und CMP 1164 - CMP 1344) sind die Oberflächen der hangenden Grabensequenz erodiert. In der vierten Schuppe bei CMP 1200 werden die Flanken, der durch *fault-propagation folding* deformierten Sedimente, bereits mit Hangsedimenten weitgehend bedeckt, so daß sich hier offensichtlich ein Gleichgewicht zwischen Hebung, Erosion und Sedimentation eingestellt hat, bzw. die aktive Hebung und Reaktivierung der Überschiebungsbahnen abgeschlossen ist. Ab hier nimmt, wie in der Interpretation von Profil NT62-8 deutlich wird (Abb. 5.5), die Hangbedeckung über den Grabensedimenten bis zur landwärtigen Grenze der Imbrierten Schuppenzone zu.

Die internen Reflexionsmuster, insbesondere die chaotisch erscheinenden Beckensedimente zwischen CMP 1150 und CMP 1215 über dem Décollement der dritten Schuppe, sind nicht mehr so klar wie noch in dem vorhergehenden Überschiebungspaket. Erst im landwärtigen Bereich der Schuppe ab CMP 1215 lassen sich die Reflektoren wieder eindeutig zuordnen. Der Versatz der Sequenzgrenze Beckensedimente - Grabensedimente beträgt für Schuppe 3: 404m horizontal, 279m vertikal auf einer Störungsbahn von 492m Länge und für Schuppe 4: 195m horizontal, 146m vertikal auf einer Störungsbahn von 245m Länge. Die basale Länge der beiden Schuppen beträgt 1941m (Schuppe 3) und 2149m (Schuppe 4).

Tabelle 5.1. Horizontaler und vertikaler Versatz der seismo-stratigraphischen Grenze Shikoku-Beckensedimente/Grabensedimente in der Imbrikierten Schuppenzone (Fehlerabschätzung s. Kap. 8.4).

Thrust #	horizontaler Versatz [m]	vertikaler Versatz [m]
1	168	148
2	474	343
3	404	279
4	195	146
5	74	65
6	251	243
7	166	138
8	149	84
Σ	1881	

Die fünfte Überschiebungsfläche bildet die Grenze zur fünften imbrikierten Schuppe (CMP 1344 - CMP 1470). Diese Störung und die sich landwärts anschließende Falte sind eine deutlich ausgebildete *fault-propagation fold*. Im unteren Bereich werden die Horizonte 74m horizontal und 65m vertikal versetzt, während der obere Bereich der Störung blind ohne weiteren Versatz (*tip line*) endet und die Sequenzen verstärkt gefaltet werden. Bemerkenswert erscheint, daß der geringe Versatz der Schichten mit dieser Ausbildung der *fault-propagation fold* korrespondiert und es sich offenbar um eine frühe Phase der Störungsentwicklung handelt, in der der Baustil der Überschiebung (noch?) klar erkennbar ist. Gründe für den Abbruch der Überschiebung in diesem Entwicklungsstadium müssen in den Parametern wie Veränderung der basalen Reibung, Gesteinsdichte oder den physikalischen Eigenschaften (z.B. Bruchfestigkeit) der Schichten, die die Geometrie von Schuppen beeinflussen (Mitra 1990; Platt 1988), gesucht werden. Da weitere gesteinsphysikalische Daten fehlen, ist die genaue Ursache nicht feststellbar.

Die internen Reflexionsmuster der fünften und der sich anschließenden sechsten Schuppe (CMP 1470 - CMP 1465) sind unverändert zu den der vorhergehenden Schuppen. Auch in der sechsten Schuppe finden sich bei CMP 1465 und CMP 1480 zwei Störungen parallel zu den großen Überschiebungen, deren Entstehung, wie oben diskutiert wurde, interpretiert wird. Die fünfte und sechste Schuppe haben eine basale Länge von 2004m und 2358m. Die Wassertiefe schwankt auf einer Länge von 13,25km (CMP 1450 bis CMP 2245) um 4500m mit +/- 60m relativ wenig. Auf derselben Strecke taucht jedoch der Reflektor, den die ozeanische Kruste erzeugt, mit einem durchschnittlichen Winkel von 3° um 710m von 6060m auf 6770m ab. Dieser Verlauf ist über die Strecke nicht einheitlich, sondern es gibt einen Sprung von CMP 1770 bis CMP 1930, wo die Neigung auf fast 10° zunimmt. Die Becken- und Grabensedimente der siebten imbrierten Schuppe zeichnen den Winkel mit parallel verlaufenden Reflektoren nach. Eine eigene Faltungskomponente ist in dieser Schuppe nicht erkennbar. Die Differenz zum horizontal verlaufenden Meeresboden wird mit Hangsedimenten ausgeglichen, die über der achten Schuppe mit 1010m ihre maximale Mächtigkeit erreichen.

Die seismo-stratigraphischen Grenzen in den beiden letzten Schuppen der Imbrierte Schuppenzone sind erst nach der Erstellung eines Modells und dessen computergestützten Bilanzierung gezogen worden (siehe hierzu auch Kapitel 7 und 8). Die parallelen Reflektoren haben hohe Kontinuität, und die Becken- und Grabensequenzen sind nur ungenügend nach ihren internen Reflexionsmustern unterscheidbar.

Der Trend zu längeren Schuppen bei zunehmendem Überschiebungsalter und Entfernung zur Deformationszone A setzt sich in der siebten und achten Schuppe mit basalen Längen von 4434 m und 4594 m fort. Die Gründe für diese Entwicklung werden im folgenden Kapitel diskutiert.

Charakteristik der Deformationsfront B und Grenze der Duplex-Strukturzone

Im Zentralbereich der achten Schuppe, zwischen CMP 1965 und CMP 2035 ist die Migration des Profils unbefriedigend. Das hat eine chaotisch erscheinende Zone zur Folge, die alle Sequenzen umfaßt. Die sich beiderseits der Zone anschließenden, klar erkennbaren Reflektoren zeigen jedoch ein Einfallen weg von dieser Zone. Werden prominente Reflektoren über den Bereich hinweg korreliert, ergibt sich eine Falte, deren südöstliche Flanke mit $\approx 16^\circ$ und deren nordwestliche Flanke mit $\approx 9^\circ$ einfällt. Von dieser Faltung ist auch die hangende Sequenz der jüngsten Hangsedimente erfaßt. Die Faltung auch dieser jüngsten sedimentären Bedeckung ist damit als aktiver Deformationsprozeß ausgewiesen. Dieser Bereich des Akkretionskeils ist in Abbildung 5.6 dargestellt. Er wird als Deformationsfront B bezeichnet.



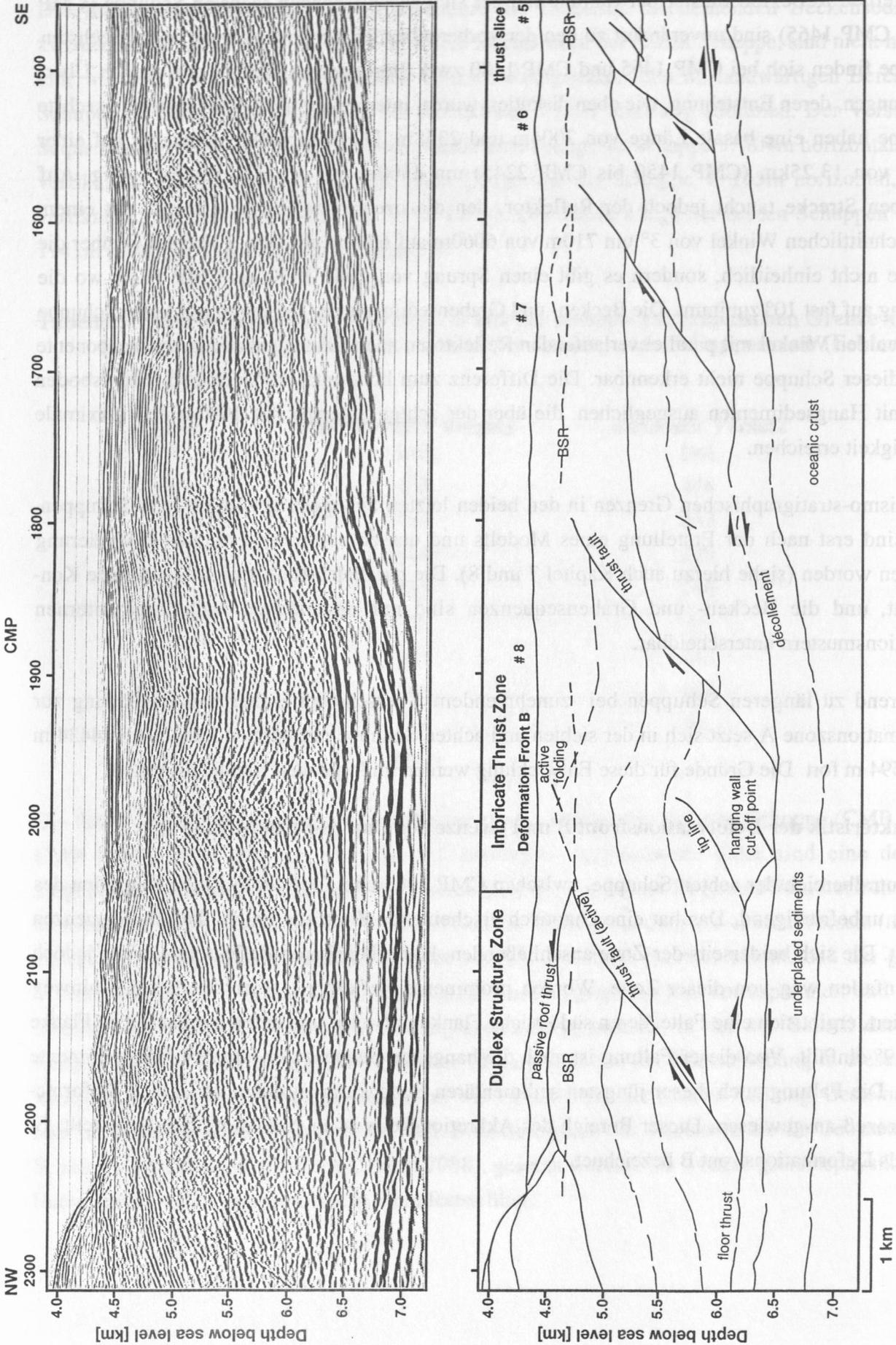


Abb. 5.5: Imbrikierte Schuppen 5-8 der Imbrikierten Schuppenzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

Bei CMP 2055 fällt die Überschiebungsbahn, die die Grenze zur Duplex-Strukturzone bildet, mit einem Winkel von 28° auf das Décollement zu. Der Bezugsreflektor (Grenze Becken/Graben-sedimente) wird durch die Überschiebung horizontal um 832 m und vertikal um 496m verstetzt. Die Länge des horizontalen Versatzes, der auf einer Scherlänge von 923m stattfindet und fast das doppelte der zweiten und längsten Überschiebungsbahn (474m) der Imbrierten Schuppenzone ausmacht, weist auf einen neuen tektonischen Baustil hin.

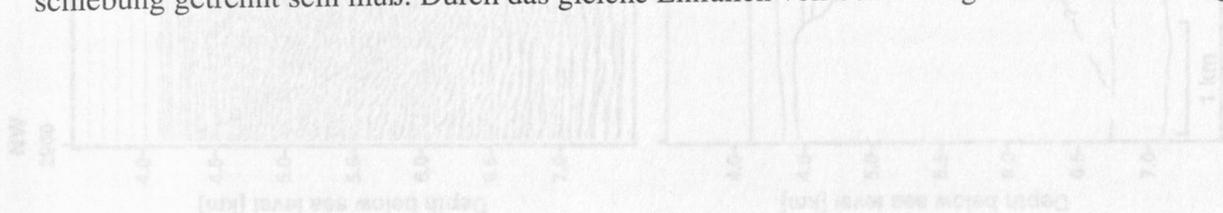
5.3 Duplex-Strukturzone

Die Sequenzen landwärts der Überschiebung sind gefaltet. Auch hier sind sämtliche Schichten in die Faltung einbezogen, so daß die Morphologie des Meeresbodens die Faltung durch zwei wellenförmige Unebenheiten mit einer Höhe von etwa 48 m nachzeichnet (Abb. 5.7). Die Unebenheiten sind noch nicht vollständig durch sedimentäre Füllungen ausgeglichen. Die Quelle der Sedimente ist vor allem landwärts zu suchen, wo mit einer markanten Änderung der Hangneigung auf 12° die Wassertiefe auf einer Strecke von 2700 m (CMP 2445 bis CMP 2400) sprunghaft um 535m auf 3800m abnimmt.

Die Reflektoren unter dieser Schwelle zeigen ein generelles nordwestliches Einfallen gegen den Hang mit einem Winkel von $\approx 18^\circ$. In dem oberen Bereich sind die Reflektoren umgebogen und bilden eine Falte, die seewärts von einer Überschiebung mit gleichem Einfallswinkel begrenzt wird. Die Reflektoren werden an dem Steilhang geschnitten. Diese Konfiguration spiegelt einen aktiven Erosionsprozeß am Meeresboden wider. Ein Gleichgewicht zwischen Hebung, Erosion und Sedimentation hat sich noch nicht etablieren können, so daß von einer heute aktiven, nicht unerheblichen Hebungskomponente in diesem Bereich des Akkretionskeils auszugehen ist.

Die Sequenzen zwischen der Décollement Zone (siehe unten) und der Erosionsfläche zeigen gleiche Reflexionsmuster: Landwärts der Überschiebung (CMP 2055) sind parallele bis subparallele Reflektoren bis etwa CMP 2540 verfolgbar. Daran schließt sich ein Übergangsbereich mit diffusen bis chaotischen Reflexionsmustern an, bevor die Reflektoren ab etwa CMP 2640 wieder klarer werden und mit ähnlichem Winkel um 20° Richtung NW einfallen. Die Interpretation in diesem Profilabschnitt gestaltet sich dementsprechend schwierig:

Die Mächtigkeit der Sedimente unter der Schwelle beträgt maximal 3140m. Demgegenüber beträgt die Mächtigkeit der Becken- und Grabensequenz in der achten Schuppe der Imbrierten Schuppenzone nur 905m. Der Vergleich legt eine Stapelung der Sedimente nahe, so daß sich die Abfolge der Becken- und Grabensedimente wiederholt und durch eine parallel zur Schichtung verlaufende Überschiebung getrennt sein muß. Durch das gleiche Einfallen von Schichtung und Überschiebungsbahn



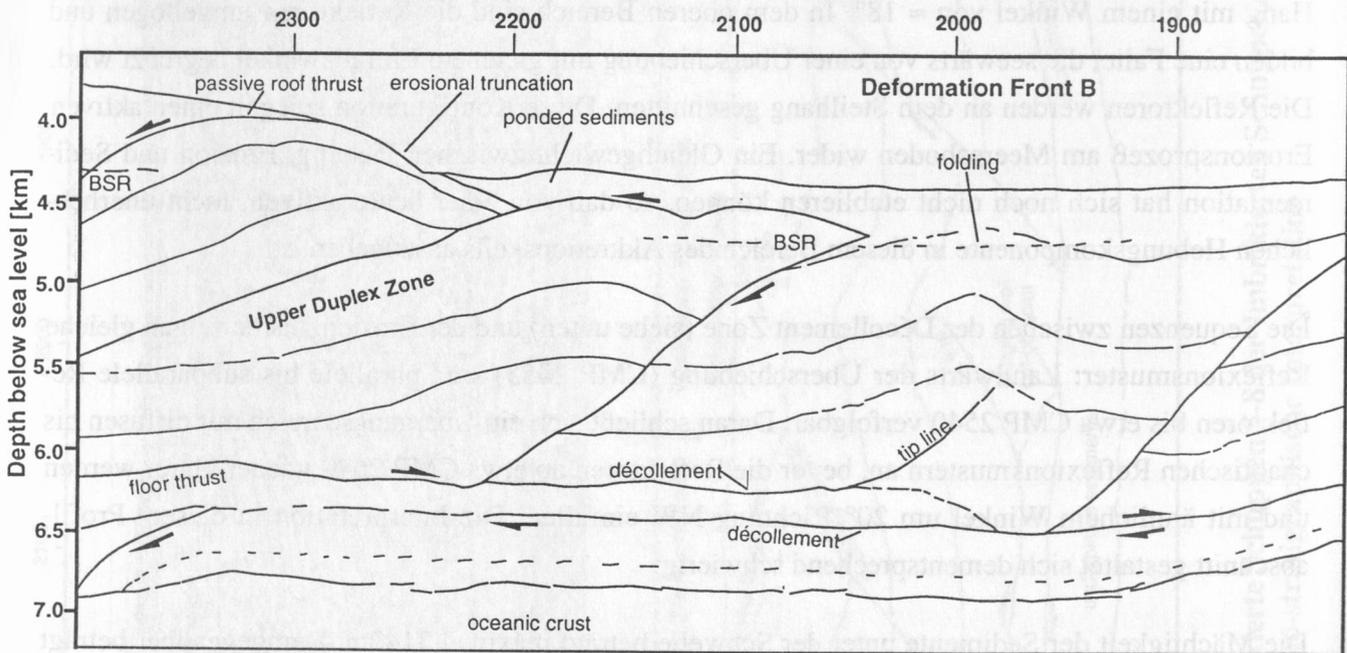
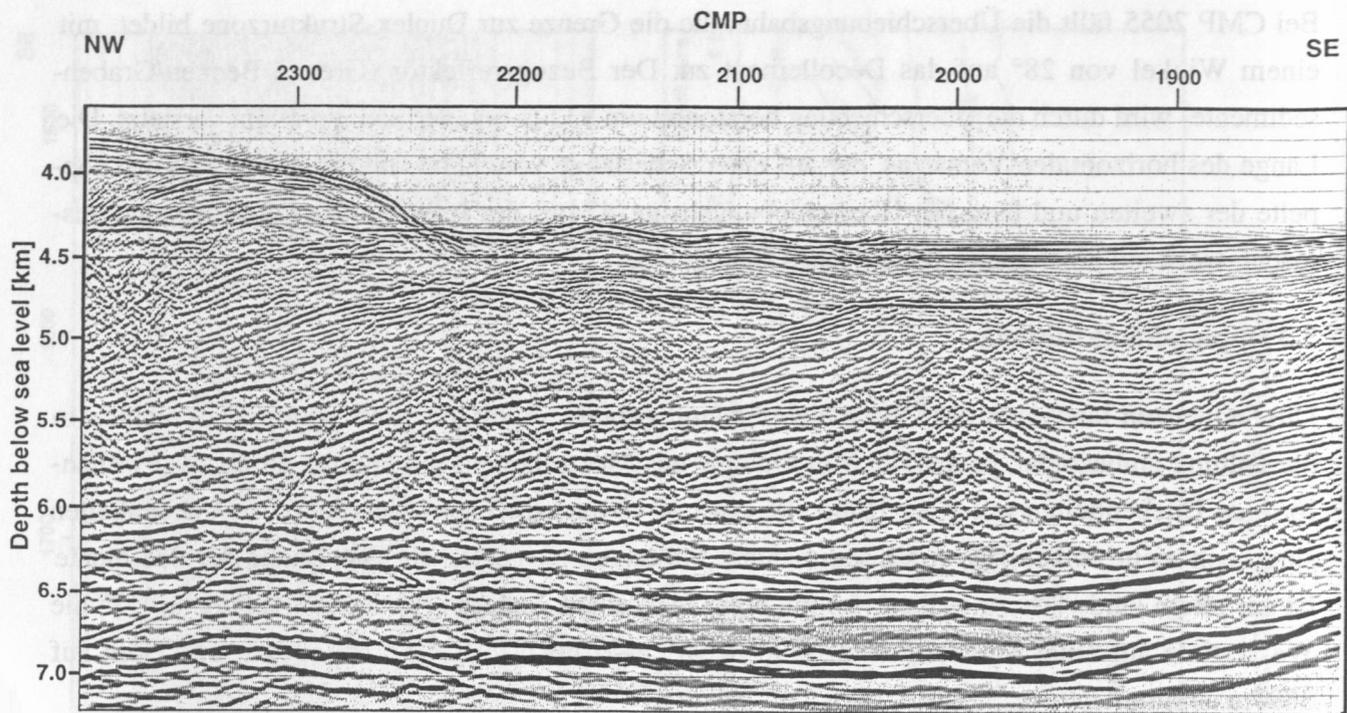


Abb. 5.6: Deformationsfront B, Übergang zwischen Imbrikiertes Schuppenzone und Duplex-Strukturzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

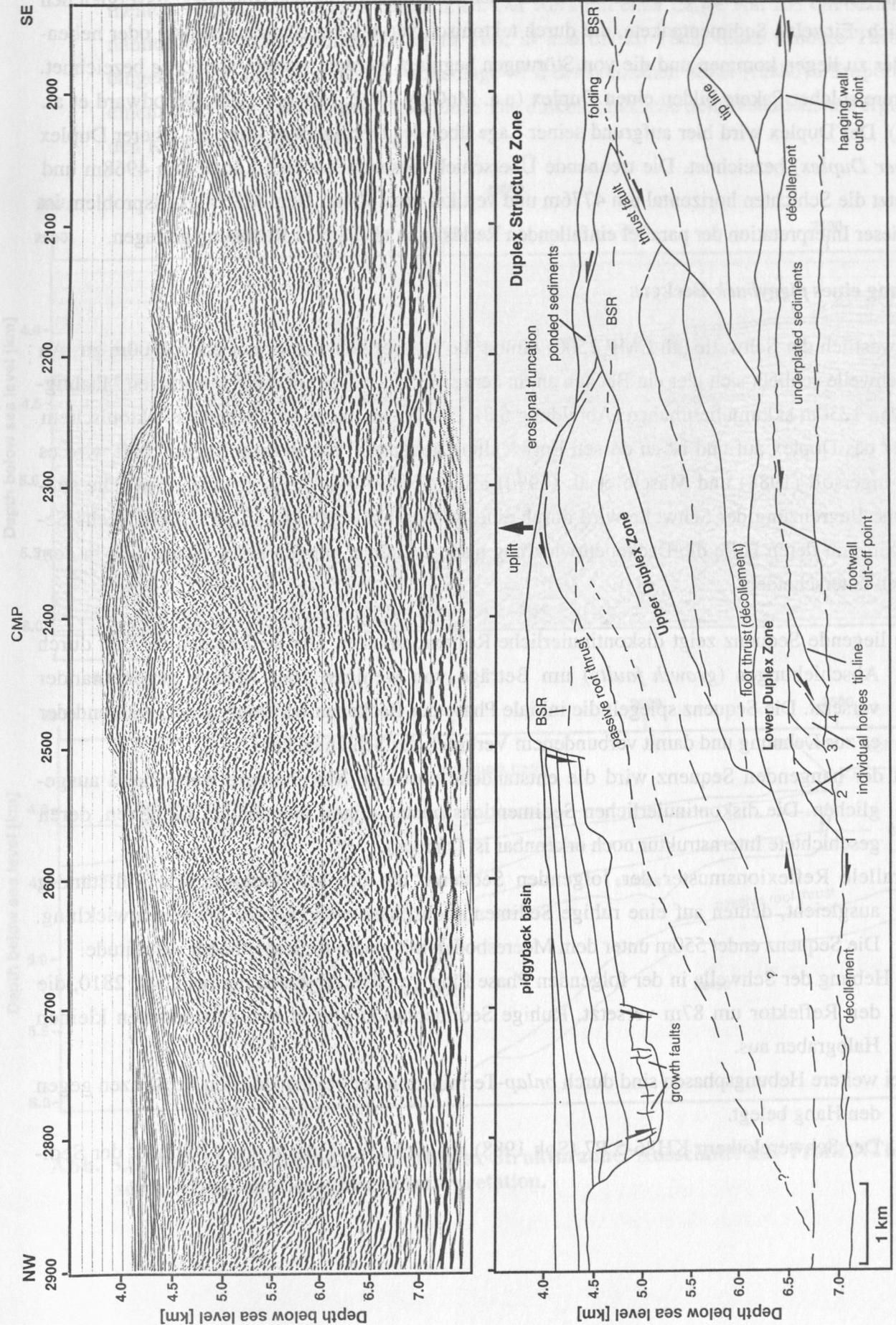


Abb. 5.7: Duplex-Strukturzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

ist eine genaue Zuordnung der Reflektoren erst nach der Bilanzierung und Mächtigkeitsvergleichen möglich. Einzelne Sedimentpakete, die durch tektonisch verursachte Stapelung über- oder nebeneinander zu liegen kommen und die von Störungen begrenzt werden, werden als *horse* bezeichnet. Mehrere solcher Pakete bilden einen Duplex (u.a. McClay 1992; Hatcher 1990; Woodward et al. 1989). Der Duplex wird hier aufgrund seiner Lage über der Décollement Zone als Oberer Duplex (*Upper Duplex*) bezeichnet. Die trennende Überschiebungsbahn hat eine Länge von 4968m und versetzt die Schichten horizontal um 4776m und vertikal um 1304m. Dem Mächtigkeitsproblem ist bei dieser Interpretation der parallel einfallenden Reflektoren als Duplex Rechnung getragen.

Bildung eines *piggyback*-Beckens

Nordwestlich der Schwelle (ab CMP 2500) nimmt die Wassertiefe wieder auf etwa 4100m zu. An die Schwelle schließt sich hier ein Becken an, in dem sich Sedimente mit einer maximalen Mächtigkeit von 1230m akkumuliert haben (Abbildung 5.8). Das Becken liegt dem liegenden tektonischem Gerüst des Duplex auf und ist an dessen Entwicklung gekoppelt. Durch diese Eigenschaft wird es nach Ingersoll (1988) und Mascle et al. (1990) als *piggyback*-Becken gekennzeichnet. Die südöstliche Begrenzung der Schwelle wird durch eine Abschiebung gebildet (CMP 2493). Sechs Sequenzen, mit deren Hilfe die Beckenentwicklung nachgezeichnet werden kann, lassen sich in dem Becken unterscheiden:

- Die liegende Sequenz zeigt diskontinuierliche Reflexionsmuster. Die Reflektoren werden durch Abschiebungen (*growth faults*) um Beträge von wenigen 10er Metern gegeneinander versetzt. Die Sequenz spiegelt die initiale Phase der Beckenentwicklung wider, während der es zur Dehnung und damit verbundenem Verbruch der Schichten kam.
- Mit der hangenden Sequenz wird die entstandene unruhige Morphologie weitgehend ausgeglichen. Die diskontinuierlichen Sedimentationsmuster zeigen sedimentäre Einheiten, deren geschichtete Internstruktur noch erkennbar ist (*slumps*).
- Parallele Reflexionsmuster der folgenden Sequenz, die die Morphologie nun vollständig ausgleicht, deuten auf eine ruhige Sedimentationsphase während der Beckenentwicklung. Die Sequenz endet 550m unter dem Meeresboden mit einem Reflektor hoher Amplitude.
- Die Hebung der Schwelle in der folgenden Phase führt zu einer Abschiebung bei CMP 2810, die den Reflektor um 87m versetzt. Ruhige Sedimentation gleicht den entstandenen kleinen Halbgraben aus.
- Zwei weitere Hebungsphasen sind durch *onlap*-Termination der beiden jüngsten Sequenzen gegen den Hang belegt.

Der Schwerelotkern KH86-5 P7 (Soh 1988) aus einer Wassertiefe von 4100m ist der Sedi-



Depth below sea level [km]

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

Depth below sea level [km]

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

mentoberfläche des Beckens entnommen. Der Kern mit einer Länge von 263 cm besteht aus nannofossil- und diatomeenhaltigem Ton, in den bis zu 18cm dicke sandige Turbidite eingeschaltet sind. Eine basale Aschenlage wird der holozänen Kikai-Akahoya Eruption mit einem Alter von 6400 Jahren zugeordnet. Die durchschnittliche Sedimentationsrate ergibt für den Kern etwa 38cm/1000 Jahre.

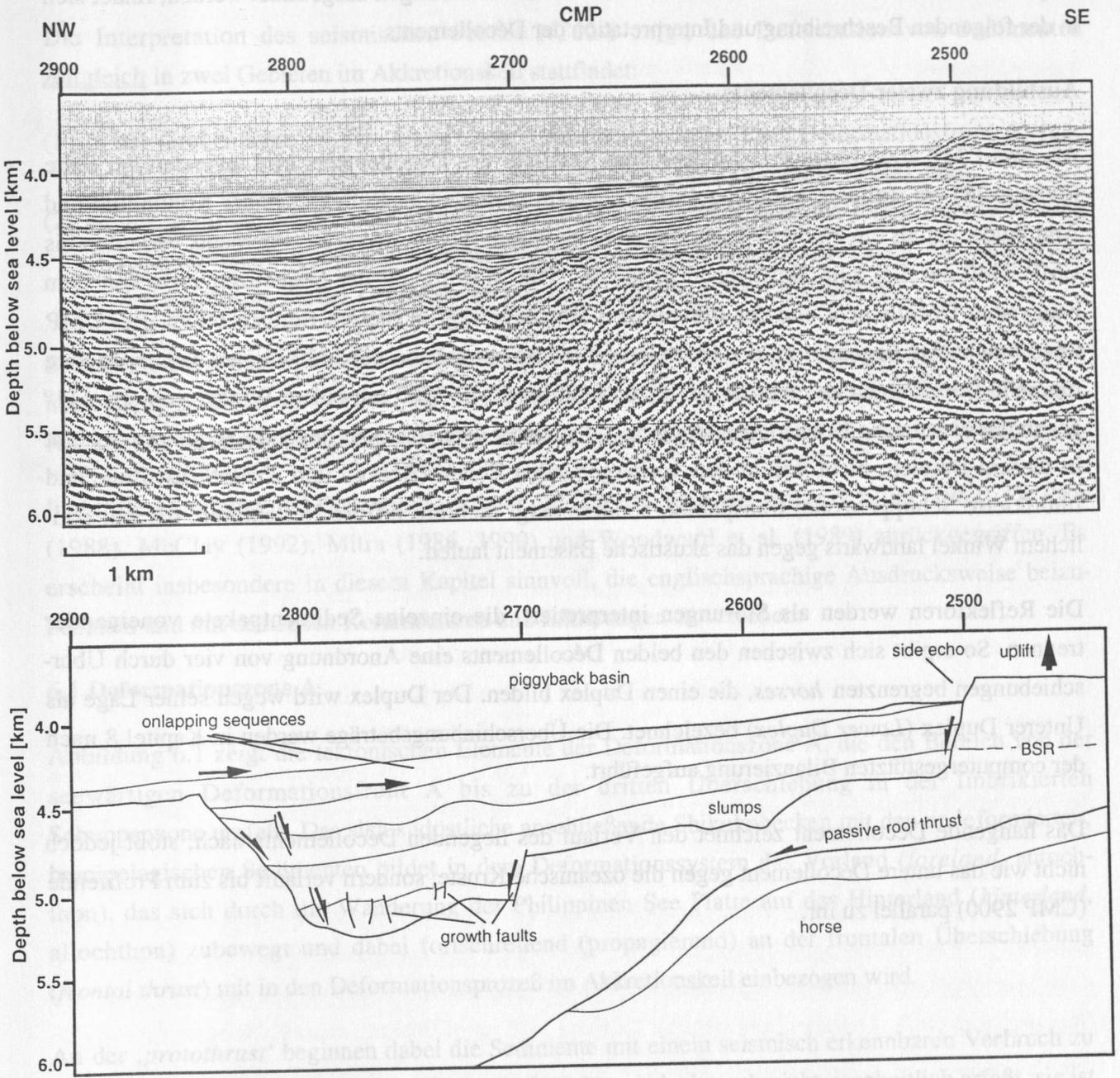


Abb. 5.8: Piggyback-Becken in der Duplex-Strukturzone. Ausschnitt aus Profil NT62-8 und seine seismo-stratigraphische Interpretation.

Die Entwicklung des *piggyback*-Beckens zeichnet in eindrucksvoller Weise die wechselvolle Geschichte der Duplex-Strukturzone nach und belegt in Verbindung mit den oben aufgeführten Merkmalen, wie Faltung und Erosionsstrukturen, die anhaltende tektonische Aktivität dieser Zone. Der Schlüssel zum Verständnis der tektonischen Vorgänge im Arbeitsgebiet, in dem sowohl an der frontalen Überschiebung und der mit ihr zusammenhängenden Deformationszone A als auch in der Duplex-Strukturzone und der Deformationszone B aktive Störungen ausgebildet werden, findet sich in der folgenden Beschreibung und Interpretation der Décollements.

Ausbildung zweier Décollements

Ab etwa CMP 2005 beginnt 190m über dem Reflektor des Décollements im Liegenden der Falte (Schuppe 8) ein weiterer, parallel zum Décollement verlaufender Reflektor hoher Kontinuität und Amplitude, der als ein zweiter Abscherhorizont interpretiert wird. Beide Décollements verlaufen bis CMP 2440 parallel zum akustischen *basement*. Die Mächtigkeit der Sequenzen zwischen dem hangenden Décollement und der ozeanischen Kruste beträgt in diesem Bereich 600m. Bei CMP 2440 knickt das liegende, zu der frontalen Überschiebungsbahn der Imbrierten Schuppenzone führende Décollement ab, und der Reflektor stößt bei CMP 2550 mit einem Winkel von etwa 11° gegen die ozeanische Kruste (Abbildung 5.7). Die unter dem Horizont liegende Sequenz erscheint in diesem Bereich, nicht wie in den vorhergehenden Zonen (Becken und *Protothrust*-Zone und Imbrierte Schuppenzone) transparent, sondern zeigt mehrere diffuse Reflektoren, die mit ähnlichem Winkel landwärts gegen das akustische Basement laufen.

Die Reflektoren werden als Störungen interpretiert, die einzelne Sedimentpakete voneinander trennen. So ergibt sich zwischen den beiden Décollements eine Anordnung von vier durch Überschiebungen begrenzten *horses*, die einen Duplex bilden. Der Duplex wird wegen seiner Lage als Unterer Duplex (*Lower Duplex*) bezeichnet. Die Überschiebungsbeträge werden in Kapitel 8 nach der computergestützten Bilanzierung aufgeführt.

Das hangende Décollement zeichnet den Verlauf des liegenden Décollements nach, stößt jedoch nicht wie das untere Décollement gegen die ozeanische Kruste, sondern verläuft bis zum Profilende (CMP 2900) parallel zu ihr.

6. Zusammenfassende tektonische Interpretation und Diskussion von Profil NT62-8

In dem folgenden Kapitel werden die strukturellen Merkmale der einzelnen Zonen in einem tektonischen Gesamtmodell für das Arbeitsgebiet zusammengefaßt und diskutiert.

Die Interpretation des seismischen Profils NT62-8 zeigt, daß Deformation von Sedimenten zeitgleich in zwei Gebieten im Akkretionskeil stattfindet:

- (1) in der Grabenachse an der ‚klassischen‘ Deformationsfront (hier: Deformationsfront A) (u.a. Moore et al. 1990, 1991; Taira et al. 1992; Shipboard Scientific Party 1991a), und
- (2) an der in dieser Arbeit erstmals postulierten Deformationsfront B, die durch rezente Faltung gekennzeichnet ist und sich seismo-stratigraphisch durch Erosionsstrukturen, die Formierung von Duplexen, zweier Décollements und eines *piggyback*-Beckens ausweist.

Synchrone Deformation an aktiven Kontinentalrändern und in rezenten Akkretionskeilen ist bislang noch nicht beschrieben worden. Boyer (1992) beschreibt jedoch den geometrischen Baustil des Alberta und Montana Thrust Belts (Rocky Mountains), der auf synchrone Deformation hindeutet.

In der Beschreibung und Diskussion wird auf die Terminologie von Boyer & Elliot (1982), De Paor (1988), McClay (1992), Mitra (1986, 1990) und Woodward et al. (1989) zurückgegriffen. Es erscheint insbesondere in diesem Kapitel sinnvoll, die englischsprachige Ausdrucksweise beizubehalten und mit deutschen Kommentaren und Erklärungen zu versehen.

6.1 Deformationszone A

Abbildung 6.1 zeigt die tektonischen Elemente der Deformationszone A, die den Bereich von der seewärtigen Deformationsfront A bis zu der dritten Überschiebung in der Imbrierten Schuppenzone umfaßt. Das sich südöstliche anschließende Shikokubecken mit den undeformierten, hemipelagischen Sedimenten bildet in dem Deformationssystem das Vorland (*foreland*, autochthon), das sich durch die Wanderung der Philippinen See Platte auf das Hinterland (*hinterland*, allochthon) zubewegt und dabei fortschreitend (propagierend) an der frontalen Überschiebung (*frontal thrust*) mit in den Deformationsprozeß im Akkretionskeil einbezogen wird.

An der ‚*protothrust*‘ beginnen dabei die Sedimente mit einem seismisch erkennbaren Verbruch zu reagieren. Von der ‚*protothrust*‘ werden die Schichten jedoch noch nicht ganzheitlich erfaßt, sie ist deshalb als eine *tip line* anzusehen, an der der Störungsbetrag gegen Null geht. Die ‚*protothrust*‘ bildet die potentielle, zukünftige frontale Überschiebung und zeigt damit die Migration der Deformation in Richtung *foreland* an. Wesentliches Merkmal der Deformationszone A bis zur frontalen

Structural Elements of Nankai Accretionary Complex Deformation Zone A

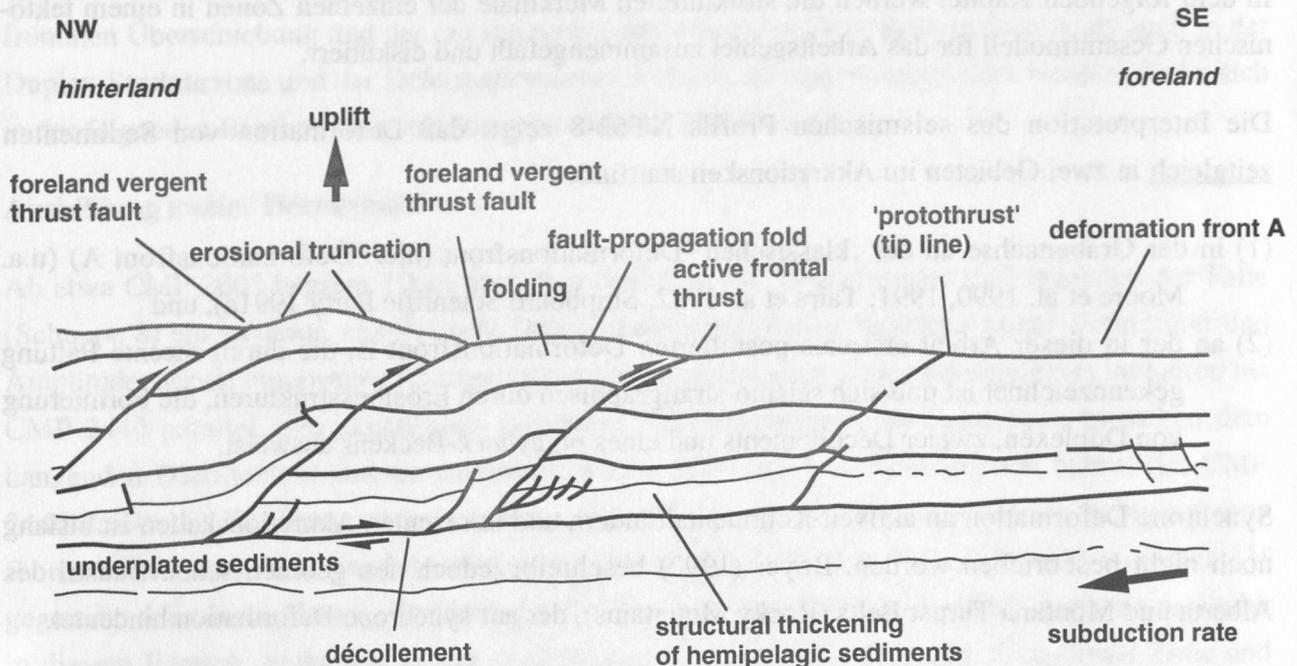


Abb. 6.1: Strukturelle Merkmale und tektonische Elemente der Deformationsfront A.

Überschiebung ist die strukturelle Verdickung insbesondere der Beckensedimente über dem liegenden Abscherhorizont (Décollement), die auf *ductile strain* (Morgan & Karig 1993, 1995; Morgan et al. 1994) und seismisch nicht auflösbare Verbruch der Sedimente (Byrne et al. 1993b) zurückzuführen ist. Das Décollement hat sich nach Karig (1986a) in den inkompetenten, tonigen Schichten der Beckensedimente, die einen hervorragenden Gleithorizont liefern, etabliert und bleibt seiner Lage über der ozeanischen Kruste landwärts bis in die Duplex Struktur Zone treu.

Die frontale Überschiebung (*frontal thrust*) ist die erste von acht Überschiebungsbahnen, an denen das Décollement seinen schichtparallelen Verlauf aufgibt und mit einem Winkel von etwa 30° in einer Störung (*thrust fault*) die Schichten in einen Liegendblock (*footwall*) und einen Hangendblock (*hanging wall*) teilt. Dabei schiebt sich der *hanging wall* unter Bildung einer Falte besonders in den oberen Schichten auf den *footwall*. Durch Wiederholung dieses Vorganges sind acht imbrizierte Schuppen entstanden, die zur Imbrizierten Schuppenzone zusammengefaßt werden.

Die einzelnen Schuppen (*thrust slices*) werden als *fault-propagation folds* interpretiert. *Fault-propagation folds* enden in einer *tip line*, in der der Versatzbetrag gegen Null geht und von einer größer werdenden Faltungskomponente abgelöst wird. Wesentlicher Unterschied zwischen beiden Bau-

stilen ist der obere schichtparallele Verlauf der Störung einer *fault-bend fold* (McClay 1992), der in dem vorhandenen Störungsmuster der Imbrierten Schuppenzone nicht vorhanden ist. Der verschiedenen Baustile sind in Abbildung 6.2 dargestellt.

Durch Überschiebung an der frontalen Störung sind die zweite und dritte Überschiebung reaktiviert worden (Platt 1988), was zur Hebung der folgenden Schuppen führt und durch Ausbildung von Erosionsstrukturen an dem Meeresboden belegt ist.

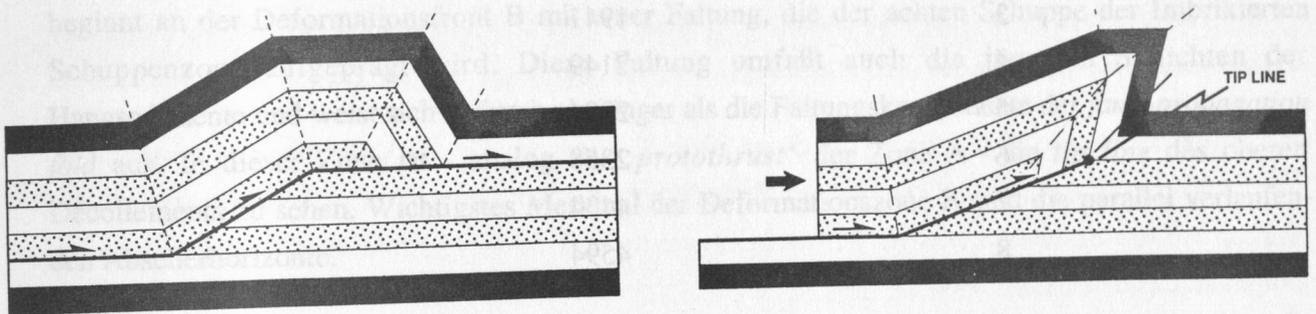


Abb. 6.2: Tektonische Baustil von *fault-bend fold* (links) und *fault-propagation fold* Störungen. Deutlich erkennbar ist der schichtparallele obere Arm einer *fault-bend fold* (aus: McClay 1992).

Länge der imbrierten Schuppen

Platt (1988, 1990) berechnet die Geometrie von Akkretionskeilen aus basaler Reibung, Mächtigkeit der Sedimente vor der Deformation und deren lithologische und gesteinsphysikalischen Eigenschaften. Die Länge der Schuppen ist nach den Berechnungen im wesentlichen von der initialen Mächtigkeit abhängig. Darunter ist die Mächtigkeit der undeformierten Schichten zum Zeitpunkt der beginnenden Deformation zu verstehen. In anisotropen Sandkastenmodellen, in denen der Schichtaufbau nicht homogen, sondern aus unterschiedlichen Schichten mit differenzierten physikalischen Eigenschaften erfolgt, konnten Lui et al. (1992) diese Berechnungen durch Veränderung der initialen Mächtigkeit bestätigen: bei zunehmender initialer Mächtigkeit, entstehen bei gleicher basaler Reibung lange Schuppen. Geringe initiale Mächtigkeit erzeugt entsprechend kurze Schuppen in einem *imbricate complex*. Dabei wandert die Deformation in Richtung Vorland. Mit der Heraushebung neu entstehender Schuppen verändert sich die Lage der Grabenachse. Sie migriert parallel der Deformationsfront auf das (autochthone) Vorland.

Im Arbeitsgebiet wird ein genereller Trend (der nur von der fünften Schuppe durchbrochen wird) zu längeren Schuppen mit zunehmendem Alter der Überschiebung, was mit abnehmender Entfernung von der Deformationszone B gleichbedeutend ist, gemessen. In Tabelle 6.1 ist die basale Länge der Schuppen der Imbrikierten Schuppenzone wiedergegeben.

Tabelle 6.1. Basale Länge der Schuppen der Imbrikierten Schuppenzone im Nankai Akkretionskeil mit zunehmender Entfernung von der Deformationszone A

imbrikierte Schuppe	basale Länge
#	[m]
1	1651
2	1662
3	1941
4	2149
5	2004
6	2358
7	4434
8	4594

Folgt man den Untersuchungen von Lui et al. (1992) und wendet sie auf den Nankai-Akkretionskeil an, müßte die initiale Mächtigkeit vom *hinterland* in Richtung *foreland* abgenommen haben, um den Trend zu kürzerer Schuppenlänge zu erhalten. Eine abnehmende initiale Mächtigkeit Richtung Becken ist für die in zeittransgressivem Regime sedimentierten Grabensedimente nur denkbar durch:

- (1) eine signifikante Änderung der Sedimentationsrate bei konstanter Migrationsgeschwindigkeit der Grabenachse. Eine Veränderung der Sedimentationsrate im Graben ist durch ODP Bohrung 808 nicht bestätigt worden.
- (2) eine Veränderung der Geschwindigkeit, mit der sich die Grabenachse auf das *foreland* zubewegt, so daß weniger mächtige Sequenzen in den Deformationsprozeß einbezogen werden.

Die Migrationgeschwindigkeit des Grabens wiederum ist von der Plattengeschwindigkeit und dem Deformationsstil, der die Plattenbewegung kompensiert, abhängig. Da es jedoch keine Anzeichen für eine Veränderung der Plattengeschwindigkeit gibt (siehe hierzu Kapitel 2), liegt der Schluß nahe, daß der Deformationsstil der beiden Deformationsfronten Veränderungen unterlegen war. Die Deformationszone B ist, im Vergleich zur Deformationszone A, durch sehr lange Überschiebungsbahnen in der Lage, große Bewegungen der Platte auf das *hinterland* zu kompensieren, ohne mit einer progradierenden Migration auf das *foreland* zu reagieren. Das Ergebnis ist eine quasi stationäre Grabenachse in der sich mächtige Sedimentabfolgen akkumulieren können. Wird dieser Deformationsstil geändert und eine Aufteilung der Kompensation der Plattenbewegung auf eine

weitere Deformationszone mit imbricierenden Schuppen etabliert oder - wenn eine solche Zone schon vorhanden ist - ihr Anteil an der Kompensation beträchtlich erhöht wird, kommt es durch die größer werdenden Mächtigkeiten zur Ausbildung längerer Schuppen. Erst durch die schnellere Migration der Deformationszone A in das *foreland* ist es möglich, geringer mächtige Schichten von der Deformation zu erfassen, wodurch die Schuppenlänge abnimmt. Daraus folgt, daß sich der heute zu beobachtende Deformationsstil im Akkretionskeil zugunsten der Bildung eines imbrikierten Fächers in Richtung *foreland* verändert hat, ohne daß jedoch die Deformation an der Zone B zum Erliegen kam.

6.2 Deformationszone B

Die Deformationszone B, deren strukturelle Elemente in Abbildung 6.3 zusammengefaßt sind, beginnt an der Deformationsfront B mit einer Faltung, die der achten Schuppe der Imbrikierten Schuppenzone aufgeprägt wird. Diese Faltung umfaßt auch die jüngsten Schichten der Hangsedimente und weist sich dadurch als jünger als die Faltungskomponente der *fault-propagation fold* aus. In dieser Zone ist - analog zur ‚*protothrust*‘ der Zone A - die *tip line* des oberen Décollements zu sehen. Wichtigstes Merkmal der Deformationszone B sind die parallel verlaufenden Abscherhorizonte.

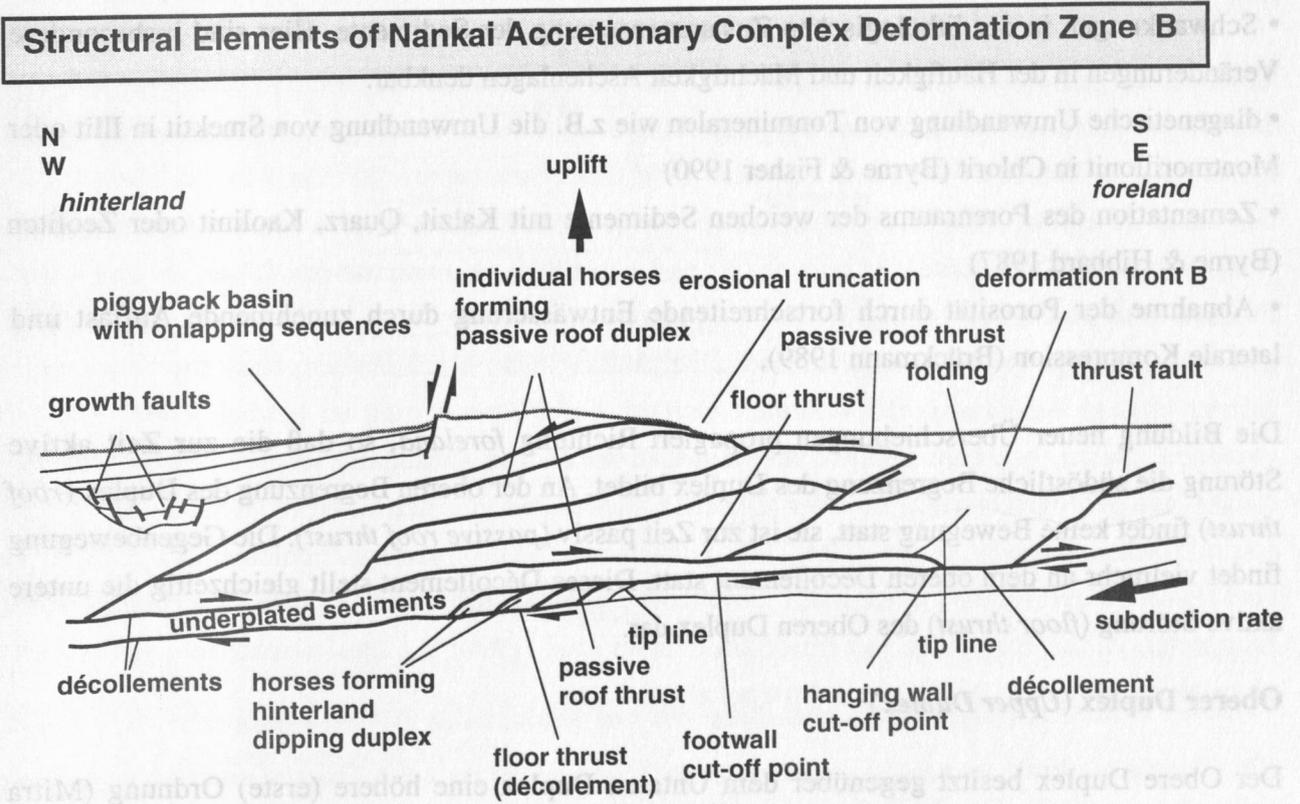


Abb. 6.3: Strukturelle Merkmale und tektonische Elemente der Deformationsfront B.

Unterer Duplex (*Lower Duplex*)

Duplexe zweiter Ordnung entstehen nach Mitra (1986) oft in den Wurzelzonen von Thrust-Systemen und bilden dort das liegende tektonische Element einer Großstruktur, wie einer Falte oder in dem hier vorliegenden Fall eines (großen) Duplex erster Ordnung. Der Untere Duplex hat sich in den Shikoku-Beckensedimenten ausgebildet, die die liegende Einheit unter dem Décollement der *Protothrust-Zone* und der Imbrikierten Schuppenzone darstellen und potentiell mit der ozeanischen Kruste unter den japanischen Inselbogen abtauchen. In den vorhergehenden Zonen hat sich die Lage des Décollements zur ozeanischen Kruste nicht verändert.

Die Lage des Scherhorizontes wird durch den Widerstand der Sedimente gegen tektonische Beanspruchung, bevor sie mit Verbruch reagieren, bestimmt (u.a. Davis et al. 1983; Karig 1986b; Platt 1990). Der Widerstand an Décollements in Akkretionskeilen mit hohem klastisch-sedimentären Anteilen ist nach Byrne & Fisher (1990) abhängig von der Lithologie und der Porosität der Sedimente.

Aufgrund der beschränkten Datengrundlage kann die Ursache für die Veränderung des sedimentmechanischen Eigenschaften, die zu dem beobachteten Verlaufswchsel des Décollements und dem Sprung auf die Grenze ozeanische Kruste/Sediment im Akkretionskeil führen, nicht geklärt werden. Folgende Ursachen sind denkbar:

- Schwankungen in der lithologischen Zusammensetzung der Sedimente. Hier sind insbesondere Veränderungen in der Häufigkeit und Mächtigkeit Aschenlagen denkbar.
- diagenetische Umwandlung von Tonmineralen wie z.B. die Umwandlung von Smektit in Illit oder Montmorillonit in Chlorit (Byrne & Fisher 1990)
- Zementation des Porenraums der weichen Sedimente mit Kalzit, Quarz, Kaolinit oder Zeoliten (Byrne & Hibbard 1987)
- Abnahme der Porosität durch fortschreitende Entwässerung durch zunehmende Auflast und laterale Kompression (Brückmann 1989).

Die Bildung neuer Überschiebungen propagiert Richtung *foreland*, so daß die zur Zeit aktive Störung die südöstliche Begrenzung des Duplex bildet. An der oberen Begrenzung des Duplex (*roof thrust*) findet keine Bewegung statt, sie ist zur Zeit passiv (*passive roof thrust*). Die Gegenbewegung findet vielmehr an dem oberen Décollement statt. Dieses Décollement stellt gleichzeitig die untere aktive Störung (*floor thrust*) des Oberen Duplex dar.

Oberer Duplex (*Upper Duplex*)

Der Obere Duplex besitzt gegenüber dem Unteren Duplex eine höhere (erste) Ordnung (Mitra 1986). Das liegende Sedimentpaket (*horse*) hat eine Länge von über 7km. Die Überschiebung des hangenden über den liegenden *horse* fand auf entsprechenden Längen (*slip length*) von fast 5km

statt. Der Duplex bildet die Front gegenüber der Imbrierten Schuppenzone, die für die Deformationszone B das *foreland* bildet und einer zweiten Deformation unterzogen wird. Die obere Grenze ist hier eine *passive roof thrust*, an der die hangende Sequenz nicht bewegt wird, sondern von dem Duplex lediglich unterschoben wird (McClay 1992). Die hangende Sequenz erscheint dadurch dem *foreland* anzugehören. Die basale Störung des Duplex endet blind als *tip line* in den zum *foreland* gehörenden Sequenzen. Diese *tip line* des Oberen Duplex wird in der ‚chaotisch‘ reflektierenden Zone der achten imbrierten Schuppe vermutet, damit wäre die Wanderung der Deformation in Richtung *foreland* belegt. *Passive roof duplexes* kennzeichnen nach Baby et al. (1992) die frontalen Regionen (Deformationsfronten) von Orogenen und sind an tektonisch entstandenen Keilen oft zu beobachten. Die landwärtige Fortsetzung des Duplex ist aufgrund der seismischen Auflösung der Strukturen in Profil NT62-8 nicht bestimmbar.

7. Methoden der Bilanzierung geologischer Profile

Die Bilanzierung geologischer Profile ist ein wichtiges analytisches Werkzeug in der Geologie. Tektonisch-strukturelle Daten und Interpretationen deformierter geologischer Körper werden durch Rückrotation in einen vor-deformierten Zustand auf ihre kinematisch-dynamische Abwickelbarkeit überprüft. Dabei ermöglicht die Bilanzierung (oder Restauration) geologischer Karten, seismischer Profile und Bohrdaten eine Transformierung in geometrisch korrekte Profile (Jones 1988; Rowan & Kligfield 1989; Oncken et al. 1993). Der Anwender kann mit der Bilanzierung kontrollieren, ob die Interpretation der Ausgangsdaten den geologischen Verhältnissen in der Natur entsprechen.

Die Bilanzierung wurde in den sechziger Jahren in der Erdöl- und Lagerstättenexploration zur Interpretation von geologischen Strukturen unter der Erdoberfläche entwickelt (Bally et al. 1966; Dahlstrom 1969). Fragen nach den Migrationswegen von Kohlenwasserstoffen und nach der Lage von Speichergesteinen machten die Rekonstruktion deformierter Schichten in ihre ursprünglichen Lagerungsverhältnisse notwendig. Die Methode fand schnell Anwendung im Studium von Orogenen und Dehnungsgebieten. Heute wird die Bilanzierung von durch Dehnung oder Kompression deformierten Körpern in fast allen geologischen Bereichen angewendet. Die Bilanzierung mehrphasiger Körper, wie Salz- und Schlammdiapiren oder stratiformen Evaporiten ist jedoch noch nicht möglich (Oncken et al. 1993).

Bilanzierung geologischer Körper folgt der Annahme, daß Translation, Rotation und Scherung, die den Körper aus einer unbekanntem Ausgangskonfiguration, nach festen geometrischen - und damit mathematisch faßbaren - Regeln in den jetzt sichtbaren deformierten Zustand versetzt haben. Werden diese Regeln auf den deformierten Körper angewendet, läßt er sich in seinen undeformierten Ausgangszustand transformieren oder besser **palinspastisch rekonstruieren**. Dieser ursprüngliche Zustand muß geologisch, stratigraphisch und strukturell plausibel sein. Ist diese Plausibilität nicht gegeben, die angewendeten Regeln einer Überprüfung jedoch standhalten, muß der deformierte Körper in dem Ausgangsprofil verändert werden. Eine Veränderung ist hierbei jedoch nur bei ‚weichen‘ Daten, wie zum Beispiel den Konstruktionen von stratigraphischen Grenzen und Störungen aus geologischen Karten oder zwischen Bohrungen und den Interpretationen von seismischen Profilen, zulässig. ‚Harte‘ Daten, wie gemessene Einfallswinkel von Schichten und Störungen sind als solche selbstverständlich nicht veränderbar. Das Verfahren von der Datenerhebung über die Interpretation, die Erstellung von Modellen (Mount et al. 1990) bis zum bilanzierten, geologisch-plausiblen Profil ist in Abbildung 7.1 dargestellt.

Ein bilanziertes Profil repräsentiert den ursprünglichen undeformierten Zustand eines geologischen Körpers, der eine Deformation durch Faltung oder bruchhafte Verformung erfahren hat. Die Bilan-

zierung ist sowohl für Extension und Kompression möglich, ohne daß Material zugefügt oder entfernt werden darf (Jones 1988). Diese Voraussetzung hat folgende Konsequenzen:

- Profileinheiten (z.B. Schichtpakete) müssen im rekonstruierten Zustand die gleichen Flächen bzw. Volumina wie im deformierten Zustand einnehmen. Geologisch plausible Erosion von Material, die synkinematisch stattfand, bleibt von dieser Regel unberührt.
- Die Schichtmächtigkeiten und -längen zwischen rekonstruiertem und deformiertem Profil sind gleich.
- Jedes gestörte Element kann entlang einer Störungsfläche an den Ort seiner Herkunft zurückversetzt werden.

Strategy for Producing Balanced Geological Cross Sections

Compile and Examine Data

- Seismic Profiles
- ODP Site Survey Data
- Drilling Results

Interpretation of Seismic Data

Formulation of Working Hypothesis

- structurally
- stratigraphically

Generation of Balanced Cross Section

Comparison of Balanced Section to Data

Balanced Solution

Abb. 7.1: Schematisierte Vorgehensweise bei der Bilanzierung geologischer Profile (modifiziert nach: Mount et al. 1990) .

Die Anforderungen an Profile, die palinspastisch rekonstruiert werden sollen, sind hoch. Wichtigste Voraussetzung ist ein parallel zur Deformationsrichtung ausgerichteter Profilverlauf. Falten und

Störungen müssen also senkrecht geschnitten werden. Werden die Strukturen nicht senkrecht geschnitten, treten die größten Fehler nicht etwa durch falsch ermittelte Versetzungsbeträge auf, sondern durch falsche Projektion von Strukturelementen entlang des Streichens (Woodward et al. 1989).

Daten aus Bohrungen und geologischen Karten können nach verschiedenen Verfahren (Woodward et al. 1989; Ramsay & Huber 1987; De Paor 1988) auf die Profilebene projiziert werden. Das Profil muß die wichtigsten strukturellen und tektonischen Merkmale des zu untersuchenden Gebietes widerspiegeln. Seismische Profile müssen Tiefensektionen sein, da Zeitsektionen Winkel und Längen nicht der Wirklichkeit entsprechend wiedergeben (Rowan & Kligfield 1989).

Die Notwendigkeit der Bilanzierung geologischer Profile soll an einem Beispiel kurz erläutert werden:

Abbildung 7.2.(1) erfüllt die wesentlichen Punkte eines nach den Geländebeobachtungen konstruierten Profils durch deformierte Schichten (nach: Ramsay & Huber 1987): die Schichtung und Überschiebungsbahnen geben ein für kompressive, tektonische Beanspruchung scheinbar typisches Profil wieder, das geologisch richtig konstruiert erscheint.

Das Profil wurde mit Hilfe des Computerprogramms GeoSec[®] (CogniSeisDevelopment) bilanziert, die Rekonstruktion ist aber auch mit einfachen graphischen Mitteln möglich. Das Ergebnis ist in Abbildung 7.2.(2) dargestellt und folgt den oben aufgestellten Grundsätzen der Bilanzierung:

- Schichtmächtigkeiten oder Flächen, die in dem Ausgangsprofil konstant sind, bleiben erhalten,
- die Schichtlängen bleiben unverändert, und
- die Schichten werden entlang der vorhandenen Störungsbahnen an ihre ursprüngliche Position versetzt.

Der Verkürzungsbetrag ließe sich schnell ermitteln. Trotzdem ist das Profil geologisch nicht plausibel:

Die Überschiebungsbahnen im rekonstruierten Profil verändern ihr Einfallen von Ost nach West um mehr als 90°. Die Pfeile geben die Relativbewegungen an den Störungen wieder: bei der östlichen Störung handelt es sich eindeutig um eine Rampe, an der der westliche *hanging wall* über den östlichen *footwall* aufgeschoben würde, während die westliche Störung zu einer entgegengesetzten Konfiguration führte. Für diese Änderung des kinematischen und dynamischen Bewegungsablaufs kann es keine geologisch plausible Erklärung geben. Folglich ist der Verlauf der Störungen im Ausgangsprofil geologisch falsch konstruiert. An diesem Beispiel wird deutlich, daß erst durch eine bilanzierende Rekonstruktion ein geologisches Profil durch deformierte Schichten auf seine Plausibilität überprüft und damit seine Richtigkeit bewiesen werden muß. In dem vorliegenden

Beispiel, muß die Modellvorstellung und Interpretation an den Geländebefunden überprüft und wo möglich und nötig modifiziert werden.

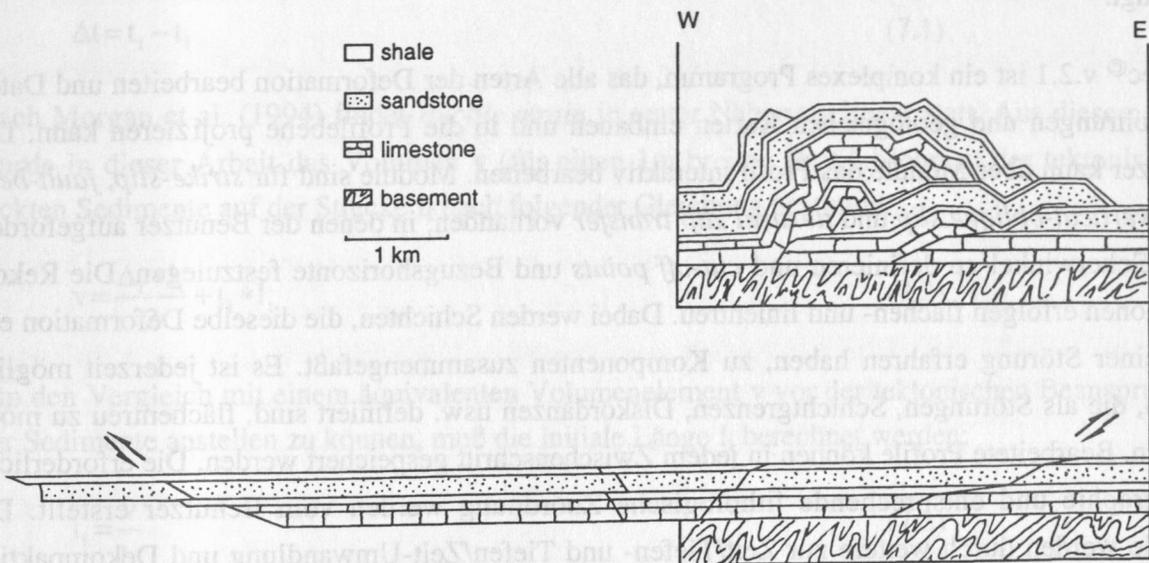


Abb. 7.2: Beispiel der Bilanzierung eines durch Kompression deformierten geologischen Körpers (nach: Ramsay & Huber 1987).

Besonders in Extensionengebieten muß die tektonische Rekonstruktion um die Dekompaktion der Schichten ergänzt werden (Rowan & Kligfield 1989). Kompaktion liefert hier eine nicht zu vernachlässigende Komponente an der Verformung von Sedimenten in Beckenstrukturen und scheint für antithetische Störungen (Gibbs 1984) und eine Verflachung von listrischen Störungen mitverantwortlich zu sein (Rowan & Kligfield 1989).

7.1 Computergestützte Bilanzierung

Rekonstruktionen geologischer Profile sind bei komplexen geologischen Strukturen mit manuellen graphischen Methoden zeitaufwendig und unpräzise (Moretti & Larrère 1989). Um jedoch auch komplexe geologische Strukturen aus Extensions- und Kompressionsgebieten, die eventuell eine mehrphasige Deformationsgeschichte (z.B. die Inversion von Becken) erfahren haben und deshalb schrittweise rekonstruiert werden müssen, bilanzieren zu können, sind in den letzten Jahren Computerprogramme zur Bilanzierung entwickelt worden (Moretti & Larrère 1989; Moretti et al. 1990; Schultz-Ela 1991; De Paor & Bradley 1988; Mount et al. 1990). Dabei werden zwei Verfahren unterschieden (Jones 1988):

- Rekonstruktion des deformierten geologischen Körpers in den ursprünglichen undeformierten Ausgangszustand, und
- Vorwärtsmodellierung eines undeformierten oder auch konstruierten Körpers in die beobachtete heutige Geometrie, bei der der Anwender interaktiv Störungsverläufe, Scherwinkel und -beträge einfügt.

GeoSec[®] v.2.1 ist ein komplexes Programm, das alle Arten der Deformation bearbeiten und Daten aus Bohrungen und geologischen Karten einbauen und in die Profilebene projizieren kann. Der Benutzer kann über Module das Profil interaktiv bearbeiten. Module sind für *strike-slip*, *fault-bend fault*, *vertical-oblique slip* und *flexural slip transfer* vorhanden, in denen der Benutzer aufgefordert wird, Scherwinkel zu definieren und *cut-off points* und Bezugshorizonte festzulegen. Die Rekonstruktionen erfolgen flächen- und linientreu. Dabei werden Schichten, die dieselbe Deformation entlang einer Störung erfahren haben, zu Komponenten zusammengefaßt. Es ist jederzeit möglich Linien, die als Störungen, Schichtgrenzen, Diskordanzen usw. definiert sind, flächentreu zu modifizieren. Bearbeitete Profile können in jedem Zwischenschritt gespeichert werden. Die erforderliche Stratigraphie und entsprechende lithologische Zuordnung werden vom Benutzer erstellt. Die Module werden durch weitere zur Zeit/Tiefen- und Tiefen/Zeit-Umwandlung und Dekompaktion ergänzt. Dekompaktion erfolgt nach Porositäts-Tiefen Beziehungen von Sclater & Christie (1980), Schmoker & Halley (1982) und Baldwin & Butler (1985). Es ist in der Version 2.1 nicht möglich, eigene gemessene Porositäts/Tiefen-Beziehungen in die Stratigraphie zu integrieren und damit besonderen tektonischen Regimen, in denen Überkonsolidierung zu Abweichungen von Standardkurven führt, Rechnung zu tragen.

7.2 Ermittlung der Verkürzungsbeträge kompressiver Strukturen

Um eine dynamische Rekonstruktion geologischer Körper vornehmen zu können, die eine kompressive Deformation erfahren haben, müssen die Beträge der Deformation bestimmt werden. Im Arbeitsgebiet sind folgende kompressive Strukturelemente unterscheidbar:

- (1) strukturelle Verdickung (Becken- und *Protothrust Zone*)
- (2) Faltung (besonders in der Imbrikierten Schuppenzone) und
- (3) Überschiebung (*thrusting*/Imbrikierte Schuppenzone und Duplex-Strukturzone).

Die Verkürzung der Sedimente im Akkretionskeil verteilt sich auf verschiedene Deformationszonen. Es wurden für die vorliegende Arbeit Modelle entwickelt, mit deren Hilfe die Verkürzungsbeträge der oben genannten Strukturelemente ermittelt werden können.

- (1) Die strukturelle Verdickung von Sedimenten ist in seismischen Profilen nicht entlang von Störungen durch den Versatz von Bezugshorizonten meßbar. Die diffuse Verdickung von Sedimenten ist jedoch insbesondere bei Anwesenheit von weichen wasserreichen Schichten ein wesentliches Merkmal von Akkretionskeilen (Brown et al. 1990; Byrne et al. 1993; Morgan et al.

1994; Morgan & Karig 1995). Um den Anteil an der Gesamtverkürzung abschätzen zu können, muß die initiale Mächtigkeit t_i der Sedimente vor der diffusen Deformation ermittelt werden (Abbildung 7.3.(1)). Wird t_i von der Mächtigkeit der tektonisch verdickten Sedimente t_t abgezogen, erhält man den Differenzbetrag Δt :

$$\Delta t = t_t - t_i \quad (7.1)$$

Nach Morgan et al. (1994) findet *ductile strain* in erster Näherung linear statt. Aus diesem Grund wurde in dieser Arbeit das Volumen v (für einen 1m breiten Profilabschnitt) der tektonisch verdickten Sedimente auf der Strecke l_t nach folgender Gleichung bestimmt:

$$v = \frac{\Delta t * l_t}{2} + t_i * l_t \quad (7.2)$$

Um den Vergleich mit einem äquivalenten Volumenelement v vor der tektonischen Beanspruchung der Sedimente anstellen zu können, muß die initiale Länge l_i berechnet werden:

$$l_i = \frac{v}{t_i} \quad (7.3)$$

Der Betrag der Verkürzung Δl_t ist jetzt nach folgender Gleichung zu ermitteln:

$$\Delta l_t = l_i - l_t \quad (7.4)$$

Durch Einsetzen können die Gleichungen 7.1 bis 7.4 zusammengefaßt werden:

$$\Delta l_t = \frac{(t_t - t_i) * l_t}{2 t_i} + \frac{t_i * l_t}{t_i} - l_t \quad (7.5)$$

daraus ergibt sich:

$$\Delta l_t = -\frac{l_t}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i} \right) \quad (7.6)$$

Die Berechnung der Verkürzung durch strukturelle Verdickung der Sedimente ist nur im Idealfall nach den oben aufgeführten Gleichungen möglich. Die Fehler, die sich aus dem hochdynamischen System eines Grabens mit hohen Sedimentationsraten und zeittransgressiven Sedimenten ergeben, werden in Kapitel 8 abgeschätzt.

(2) Die Bestimmung des Verkürzungsbetrages der auf Faltung Δl zurückzuführen ist, erfolgt durch den Vergleich der Länge l_1 , die von der Schichtgrenze einer gefalteten Schicht gegeben ist, und deren senkrechte Projektion auf die horizontale Länge l_2 (Abbildung 7.3.(2), Woodward et al. 1989).

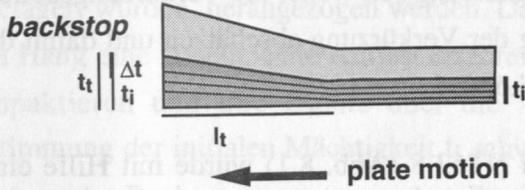
$$\Delta l = l_1 - l_2 \quad (7.7)$$

Um den Veränderungen der Mächtigkeit bei der Faltung im Faltenkern Rechnung zu tragen, erfolgt die Bestimmung nach der flächentreuen Bilanzierung durch Vergleich der deformierten mit der restorierten Fassung eines Profils.

(3) Eine exakte stratigraphische Zuordnung der Horizonte geologischer Profile (in seismischen Aufzeichnungen entsprechende Zuordnung der Reflektoren) ist Voraussetzung für die Bestimmung des horizontalen Versatzes ΔH durch Überschiebungen (*thrusting*). Dazu gehört auch die Bestimmung der Abrißpunkte von Bezugshorizonten (*hangingwall-* und *footwall cut-off points*). Der horizontale Versatz ΔH ergibt sich aus der Länge der Horizontalen eines rechtwinkligen ‚Dreiecks‘ zwischen den beiden Abrißpunkten des stratigraphischen Bezugshorizontes (Abbildung 7.3.(3)). Die Länge des lotrechten Schenkels entspricht dem vertikalen Versatz ΔV . Die (meist nicht gerade) ‚Hypotenuse‘ verläuft parallel der Überschiebung. Sie gibt die Strecke s wieder, auf der sich der Bezugshorizont bewegt hat (*slip length*). Bei dem im Arbeitsgebiet vorkommenden Deformationsstil (*fault-propagation fold*) findet eine Verkürzung der Schichten meist in einer Kombination von Faltung und Überschiebung statt.

Calculation of Contraction

(1) structural thickening



$$\Delta t = t_t - t_i$$

$$v = \frac{\Delta t \cdot l_t}{2} + t_i \cdot l_t$$

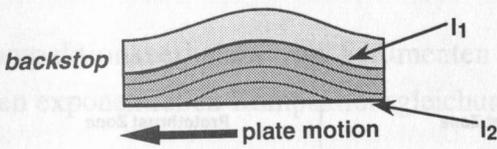
$$l_i = \frac{v}{t_i}$$

$$\Delta l_t = l_i - l_t$$

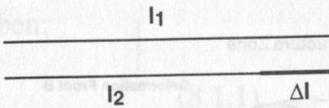
- only valid for basin sediments
- t_i = thickness of undeformed basin sediments
 - t_t = thickness of thickened basin sediments
 - Δt = difference in thickness
 - l_t = length of thickened basin sediments
 - l_i = length of undeformed basin sediments
 - v = sediment volume (1m slice)
 - Δl_t = shortening amount by structural thickening

$$\Delta l_t = \frac{(t_t - t_i) \cdot l_t}{2t_i} + \frac{t_i \cdot l_t}{t_i} - l_t = -\frac{l_t}{2} \cdot \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right)$$

(2) folding

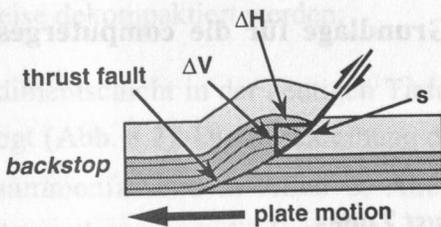


- l_1 = length of undeformed body (stratigraphic surface)
- l_2 = length of deformed body
- Δl = shortening amount



$$l_1 - l_2 = \Delta l$$

(3) thrusting & (2) folding



- ΔH = horizontal displacement (shortening)
- ΔV = vertical displacement
- s = slip length

Abb. 7.3: Darstellung der zur Abschätzung der Verkürzung verwendeten geometrischen Beziehungen in einem geologischen Körper: (1) strukturelle Verdickung, (2) Faltung, (3) Überschiebung.

8. Bilanzierung von Profil NT62-8

Die Bilanzierung von Profil NT62-8, das parallel zur Plattenbewegung und senkrecht zum Graben verläuft (Moore et al. 1990), soll zeigen, ob der in den vorangegangenen Kapiteln interpretierte tektonischen Baustil geologisch plausibel ist. Die Bilanzierung soll weiter die Verkürzungsbeträge in den Deformationszonen liefern, um die Aufteilung der Verkürzung abschätzen und damit den zeitlichen Verlauf der Deformation rekonstruieren zu können.

Die geologisch-strukturelle Interpretation von Profil NT62-8 (Abb. 8.1) wurde mit Hilfe eines Digitalisierers in das Computerprogramm GeoSec[®] v.2.1 (CogniSeis Development) eingelesen. Der zur Verfügung stehende Papierausdruck des Profils hat eine Gesamtlänge von 485cm, entsprechend einer Profillänge von 48,3km. Digitalisiert wurden stratigraphische Grenzen, tektonische Elemente, wie z.B. Störungen, die Topographie des Meeresbodens und Hilfslinien als Tiefen- und Längenmarkierungen. Die Hilfslinien dienten insbesondere zur Kontrolle, wenn, wegen der Länge des Papierausdrucks, die Lage des Ursprungs neu definiert werden mußte oder wenn einzelne Elemente - z.B. Störungen oder die stratigraphische Zuordnungen einzelner Reflektoren - in ihrem Verlauf neu festgelegt wurden, weil die Interpretation revidiert wurde. Die stratigraphische Korrelation erfolgte mit Hilfe der ODP Bohrung 808. Auf die möglichen Fehlerquellen und deren Abschätzung und Berechnung wird in Kapitel 8.5 zusammenfassend eingegangen.

Line NT62-8 - Interpretation

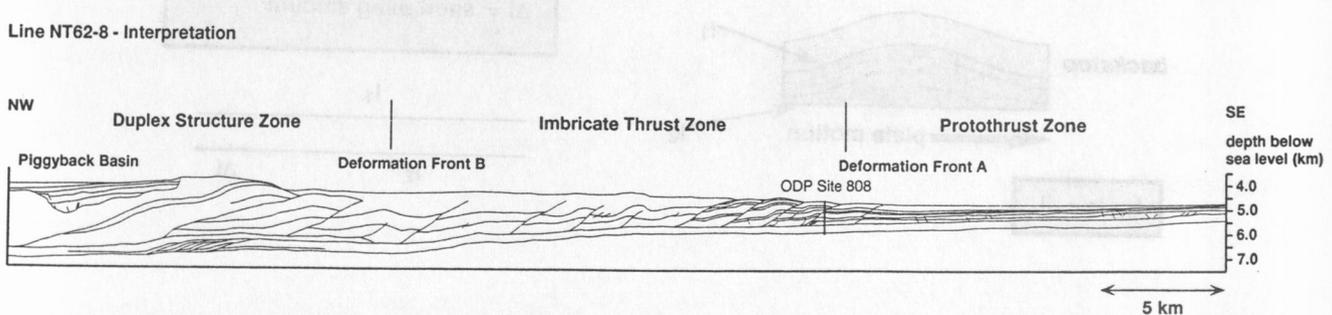


Abb. 8.1: Interpretation von Profil NT62-8 als Grundlage für die computergestützte Bilanzierung.

8.1 Verdickung der Beckensedimente in der Protothrust Zone

Die strukturellen Veränderungen der Sedimente durch *ductile strain* finden nach Karig (1986b), Byrne et al. (1993a,b), Morgan & Karig (1993, 1995) und Morgan et al. (1994) im subseis-

mischen, makroskopischen und mikroskopischen Bereich statt. Seismisch sind die Veränderungen lediglich durch Mächtigtkeitszunahme der Beckensedimente in der *Protothrust*-Zone erkennbar, sodaß die Verkürzungsbeträge aus dem seismischen Aufzeichnungen nicht direkt ermittelt werden können, sondern entsprechend Abbildung 7.4(1) berechnet werden müssen. Für die Berechnung können nur die hemipelagischen Beckensedimente, die mit relativ konstanter Sedimentationrate abgelagert wurden, herangezogen werden. Da die Beckensedimente mit abnehmender Entfernung vom Hang eine zunehmende Auflast erfahren und durch diese Auflast in fortschreitendem Maße kompaktieren und ihre Dichte über die Abnahme des Porenvolumens verändern, ist die Bestimmung der initialen Mächtigkeit t_i schwierig. Byrne et al. (1993a) führen die Mächtigtkeitsabnahme der Beckensedimente vor dem Beginn der strukturellen Verdickung allein auf die Kompaktion durch zunehmende Auflast zurück. Bray & Karig (1988) hingegen machen im südlichen Nankaitrog Schwankungen der Sedimentationsrate für 57% der Mächtigtkeitsunterschiede der Shikoku Beckensedimente um DSDP Site 542 (DSDP Leg 87) verantwortlich. Ihren Untersuchungen zur Folge sind lediglich 43% der Mächtigtkeitsänderung auf zunehmende Auflast zurückzuführen. Vergleiche der Mächtigkeit der Beckensedimente in den Profilen NT62-4, NT62-5, NT62-7 und NT62-8 deuten auf eine eher konstante Sedimentationsrate der Beckensedimente im Arbeitsgebiet hin.

Um den Anteil der Kompaktion besser abschätzen zu können, wurde ein von Allen & Allen (1990) beschriebenes Dekompaktionsmodell aus der Beckenanalyse auf die geringste beobachtete Mächtigkeit der Beckensedimente angewendet (siehe auch: Guidish et al. 1985; Lawrence et al. 1990; Issler 1992).

Das Kompaktionsverhalten von Sedimenten läßt sich nach Athy (1930) annähernd mit der folgenden exponentiellen Kompaktionsgleichung beschreiben:

$$\Phi(y) = \Phi_0 * e^{(-\beta y)} \quad (8.1.1)$$

dabei ist Φ_0 die Porosität in einem Meter Tiefe, Φ die Porosität in der Tiefe y und β eine materialtypische Konstante oder Kompaktionskoeffizient (siehe auch: Brückmann 1989). Um eine Kontrolle der Mächtigtkeitsabnahme durch Kompaktion zu erhalten, können kompaktierte Sedimente schrittweise dekompaktiert werden:

Eine Sedimentschicht in der heutigen Tiefe y_1 und y_2 wird dabei nach oben in die Lage y'_1 und y'_2 bewegt (Abb. 8.2). Die Beschreibung des Verfahrens mit den zugehörigen Gleichungen findet sich zusammenfassend in Allen & Allen (1990). Die allgemeine Dekompaktionsgleichung beschreibt mathematisch die Entfernung oder Mächtigkeit von Schichten unter Berücksichtigung der exponentiellen Porositäts-Tiefenbeziehung. „Die Lösung ist eine numerische Iteration, die die Gleichung ideal für Berechnungen mit dem Computer macht“ (Allen & Allen 1990).

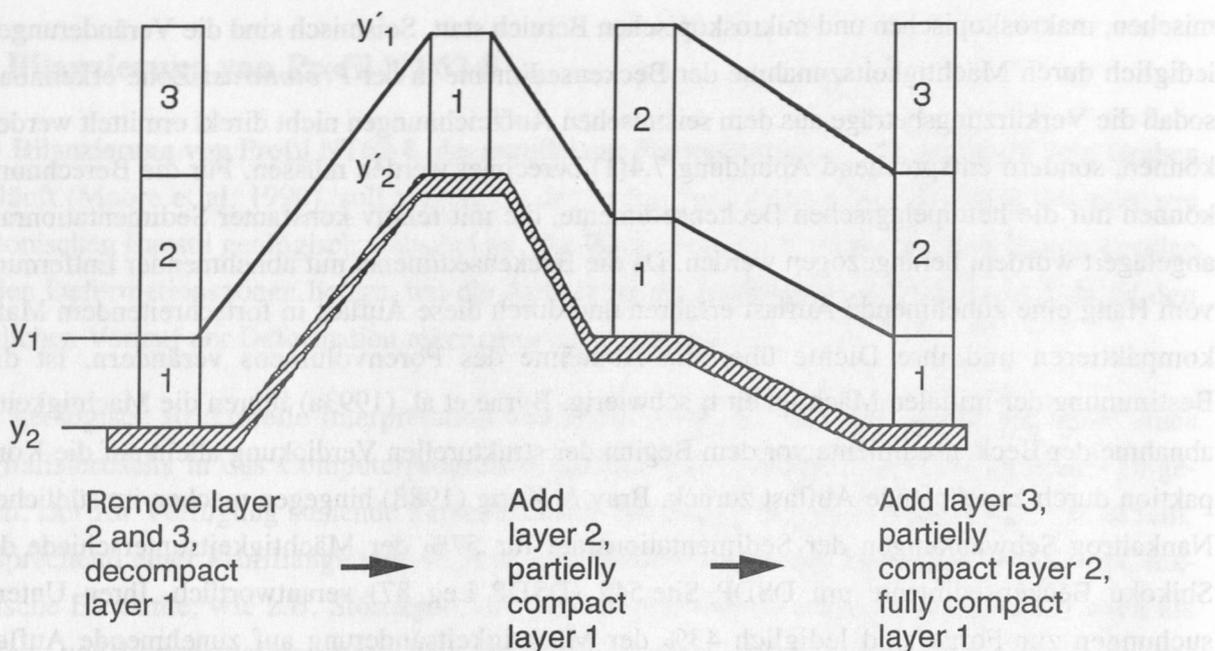


Abb. 8.2: Konzept der iterativen Dekompaktion (nach: Allen & Allen 1990).

Die geringste in Profil NT62-8 gemessene Mächtigkeit der Beckensedimente von 231m mit einer Auflast von insgesamt 509m wurde zur Abschätzung des Anteils der Kompaktion an der Mächtigkeitsabnahme nach der oben beschriebenen vorgehensweise schrittweise dekompaktiert. Die Auflast wurde dazu in zwei Schichten mit Mächtigkeiten von 100m und 409m unterteilt. Der Kompaktionskoeffizient β beträgt für siltigen Ton $5,9 \cdot 10^{-4}$ (Brückmann 1989) und die Porosität in einem Meter Tiefe Φ_0 67%. Die Lithologie entspricht annähernd der der Beckensedimente aus Bohrung 808. Nach Entfernung von 409m Sediment nimmt die Mächtigkeit der Schicht von 231m auf 289m zu. Die Mächtigkeit der darüberlagernde Schicht nimmt bei gleicher Entlastung von 100m auf 140m zu. Wird dieses Ergebnis mit der beobachteten Mächtigkeitsentwicklung der Shikoku-Beckensedimente verglichen (Abb. 8.3), so ergibt sich ein ähnlicher Verlauf. Der beobachtete Gradient ist jedoch steiler als in der mathematisch erzeugten Dekompaktionskurve. Das kann zum Einem bedeuten, daß die Mächtigkeitsabnahme nicht allein auf Kompaktion zurückzuführen ist, sondern Veränderungen in der Sedimentationsrate wie Bray & Karig (1988) beschrieben haben, für den Verlauf mitverantwortlich sind. Zum Anderen besteht die Möglichkeit, daß das Konsolidierungsverhalten der Sedimente nicht der oben angenommenen Standardkurve folgt, sondern eine schnellere Kompaktion mit entsprechender Abnahme der Porosität stattfindet. Die Klärung der Frage kann nur mit einer Referenzbohrung erreicht werden.

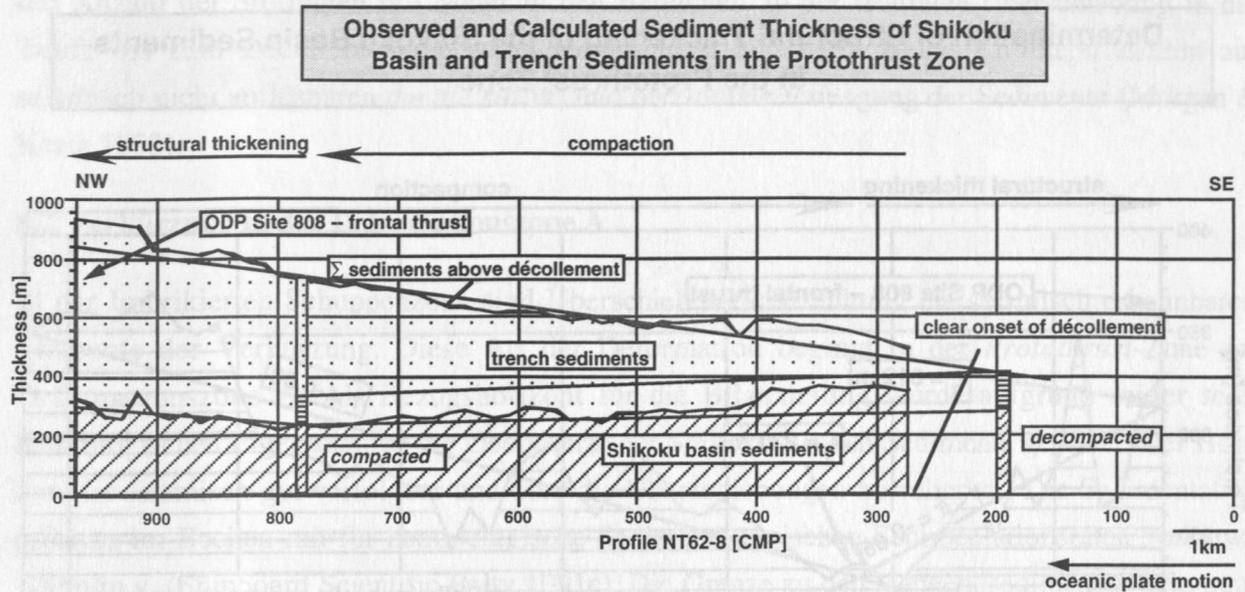


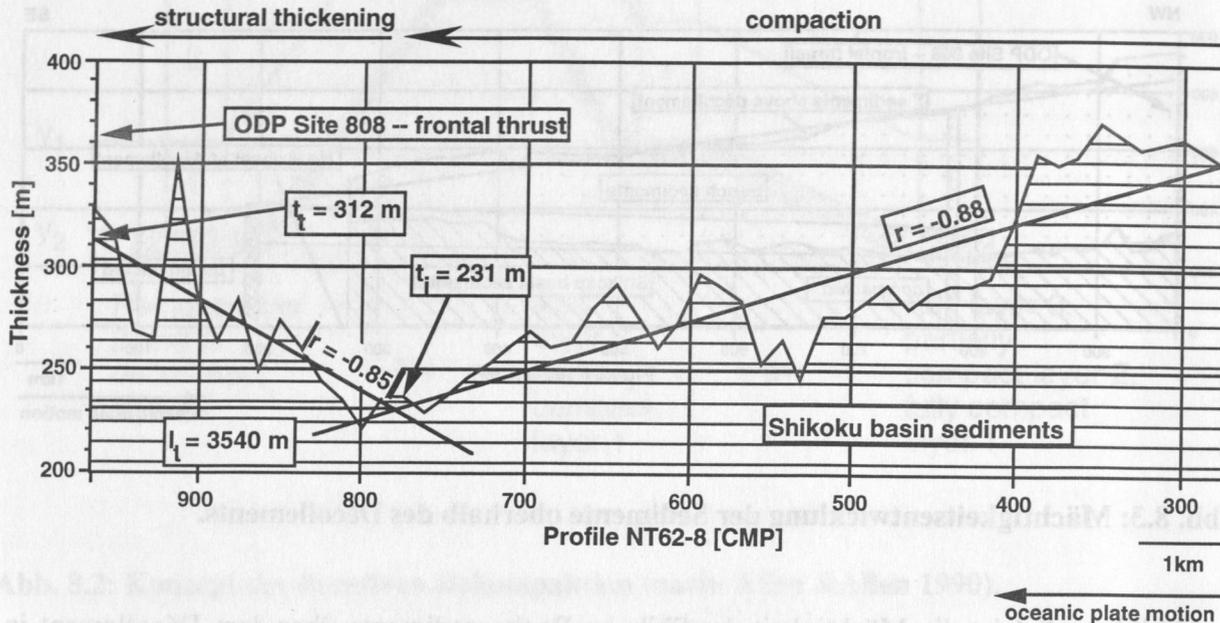
Abb. 8.3: Mächtigkeitentwicklung der Sedimente oberhalb des Décollements.

In Abbildung 8.4 ist die Mächtigkeit der Shikoku-Beckensedimente über dem Décollement in Abhängigkeit von der Entfernung zur frontalen Überschiebung (Profilkilometer 16, CMP 961) aufgetragen. Das Décollement ist in dem Bereich zwischen Profilkilometer 0 bis 2,5 (CMP 1 bis CMP 151) noch nicht ausgebildet, so daß die Mächtigkeit der Sequenz in diesem Profilabschnitt nicht bestimmt werden kann. Die Mächtigkeit nimmt bis Kilometer 12,75 (CMP 765) ab. Aus den Datenpaaren bis Profilkilometer 12,75 wurde eine lineare Regressionslinie abgeleitet. Eine weitere Gerade ergibt sich aus der linearen Regression der Datenpaare in Richtung der frontalen Überschiebung. Der Schnittpunkt der beiden Geraden wird als die Wende zwischen dem Effekt der Kompaktion der Sedimente und der strukturellen Verdickung interpretiert. Der Schnittpunkt ergibt die initiale Mächtigkeit $t_i = 231\text{m}$. Der Schnittpunkt der Regressionslinie mit der Ordinatenachse gibt die tektonisch (*ductile strain*) bedingte Verdickung $t_t = 312\text{m}$ auf der Strecke $l_t = 3540\text{m}$ wieder. Werden die Werte in Gleichung 7.6

$$\Delta l_t = -\frac{l_t}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i} \right) \quad (7.6)$$

eingesetzt, kann die strukturelle Verdickung Δl_t der Shikoku-Beckensedimente mit 621m berechnet werden. Nach Gleichung 7.3 wird die initiale Länge $l_i = 4161\text{m}$ vor der Deformation

Determination of Structural Thickening of the Shikoku Basin Sediments in the Protothrust Zone



$$\Delta l_t = \frac{(t_t - t_i) \cdot l_t}{2t_i} + \frac{t_i \cdot l_t}{t_i} - l_t = -\frac{l_t}{2} \cdot \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \quad (\Delta l_t = 621\text{m} \pm 351\text{m})$$

Abb. 8.4: Bestimmung der initialen Mächtigkeit t_i und der auf der Strecke l_t strukturell verdickten Mächtigkeit t_t .

berechnet. Daraus folgt eine Verkürzung in der *Protothrust*-Zone - durch strukturelle Verdickung der Beckensedimente im seismisch nicht auflösbaren Bereich - um **14,9%**.

Der Wert stimmt relativ gut mit der von Morgan & Karig (1993) durch Röntgen-Strukturanalyse (*X-ray pole figure goniometry*) der tonigen Beckensedimente bestimmten bruchlosen Verformung (*ductile strain*) der Sedimente überein. Nach ihren Untersuchungen werden die Beckensedimente über dem Décollement vor der frontalen Überschiebung um 10% lateral verkürzt, wobei das Décollement als eine Grenze wirkt, unter der keine Verformung stattfindet. Auch Byrne et al. (1993b) schätzen die Verkürzung der Sedimente vor der frontalen Überschiebung mit etwa 10% ab.

Wieweit die hangenden Grabensedimente von dieser Art der Verkürzung mitbetroffen sind, läßt sich aus der Analyse seismischer Daten nicht klären. Aus Abbildung 4.3 geht jedoch hervor, daß in den oberen 250m, die die lithologischen Einheiten I, IIa und IIb umfassen, keine *deformation bands* und Störungen auftreten. *Deformation bands* finden sich vor allem in den lithologischen Einheiten IIc und IIb im Hangenden und Liegenden der frontalen Überschiebung. Wohingegen

die Anzahl der Störungen pro Meter in den Bereichen ab der frontalen Überschiebung in die Tiefe bis zum Décollement zunimmt (Maltman et al. 1993). Beide Parameter deuten auf seismisch nicht auflösbaren *ductile strain* und horizontale Einengung der Sedimente (Morgan & Karig 1993).

8.2 Verkürzung in der Deformationszone A

In der Imbrikierten Schuppenzone sind Überschiebung und Faltung die seismisch erkennbaren Elemente der Verkürzung. Diese Art der Deformation beginnt in der *Protothrust*-Zone der Deformationszone A. Als Bezugshorizont für die Bilanzierung wurde aufgrund seiner sedimentologischen Eigenschaften die Obergrenze der Shikoku Becken Sedimente gewählt: Der Horizont ist seismisch gut verfolgbar und über die Überschiebungen korrelierbar. Die Sedimentation erfolgte im Becken mit für hemipelagische Sedimente typischen Sedimentationsraten von etwa 100m/m.y. (Shipboard Scientific Party 1991c). Die Grenze zu den Hangendsedimenten bekommt damit den Charakter einer Zeitmarke. Im Gegensatz dazu sind die überlagernden Grabensedimente durch die Bewegung der Philippinen See Platte in Richtung Graben als Sedimentationsgebiet zeittransgressiv abgelagert worden. Die Reflektoren sind nicht isochron, sondern spiegeln die Lage und Entfernung während der Sedimentation zum Hang und zur Grabenachse als Akkumulationsgebiet wider.

Die Identifikation der Abrißpunkte (*hangingwall* und *footwall cut-off point*) Überschiebungsbahnen sind Voraussetzung für die Rückrotation des Hangendblocks (*hangingwall*) an den Liegendblock (*footwall*). An der Störung sollte der Bezugshorizont nach erfolgter Rückrotation keinen Versatz mehr aufweisen, und die Mächtigkeiten der Beckensedimente beiderseits der Störungen sollten identisch sein. Ist das nicht der Fall, ist zu überprüfen, ob die Interpretation des seismischen Profils korrekt ist oder ob andere Möglichkeiten der Interpretation denkbar wären, die ein befriedigenderes Ergebnis lieferten. Entspricht das Ergebnis den geometrisch-stratigraphischen Anforderungen, können die Versetzungsbeträge entsprechend Abbildung 7.4.(3) und die Faltungskomponente entsprechend Abbildung 7.4.(2) ermittelt werden. Die Rekonstruktion des Profils erfolgt Schuppe für Schuppe vom *foreland* zum *hinterland*, entsprechend von der jüngsten zur ältesten Überschiebung der Deformationszone A.

Die linien- und flächentreue Rückrotation der ersten drei Schuppen ist in Abbildung 8.5.(1-3) beispielhaft dargestellt: es kommt zu Mächtigkeitsänderungen in den Beckensedimenten. Diese Änderungen zeichnen die strukturelle Verdickung der *Protothrust*-Zone nach und deuten eventuell auf weitere seismisch nicht auflösbare Deformation und Materialverlagerung in den einzelnen imbrikierten Schuppen. Der *ductile strain*, dem die Sedimente nach der frontalen Überschiebung ausgesetzt sind, ist allein aus dem seismischen Profil nicht quantifizierbar und wird aus diesem Grund nicht berücksichtigt. Die Rekonstruktion des Gesamtprofils und die Darstellung der Deformationsbeträge aufgeschlüsselt nach Faltungs- und Überschiebungskomponenten findet sich

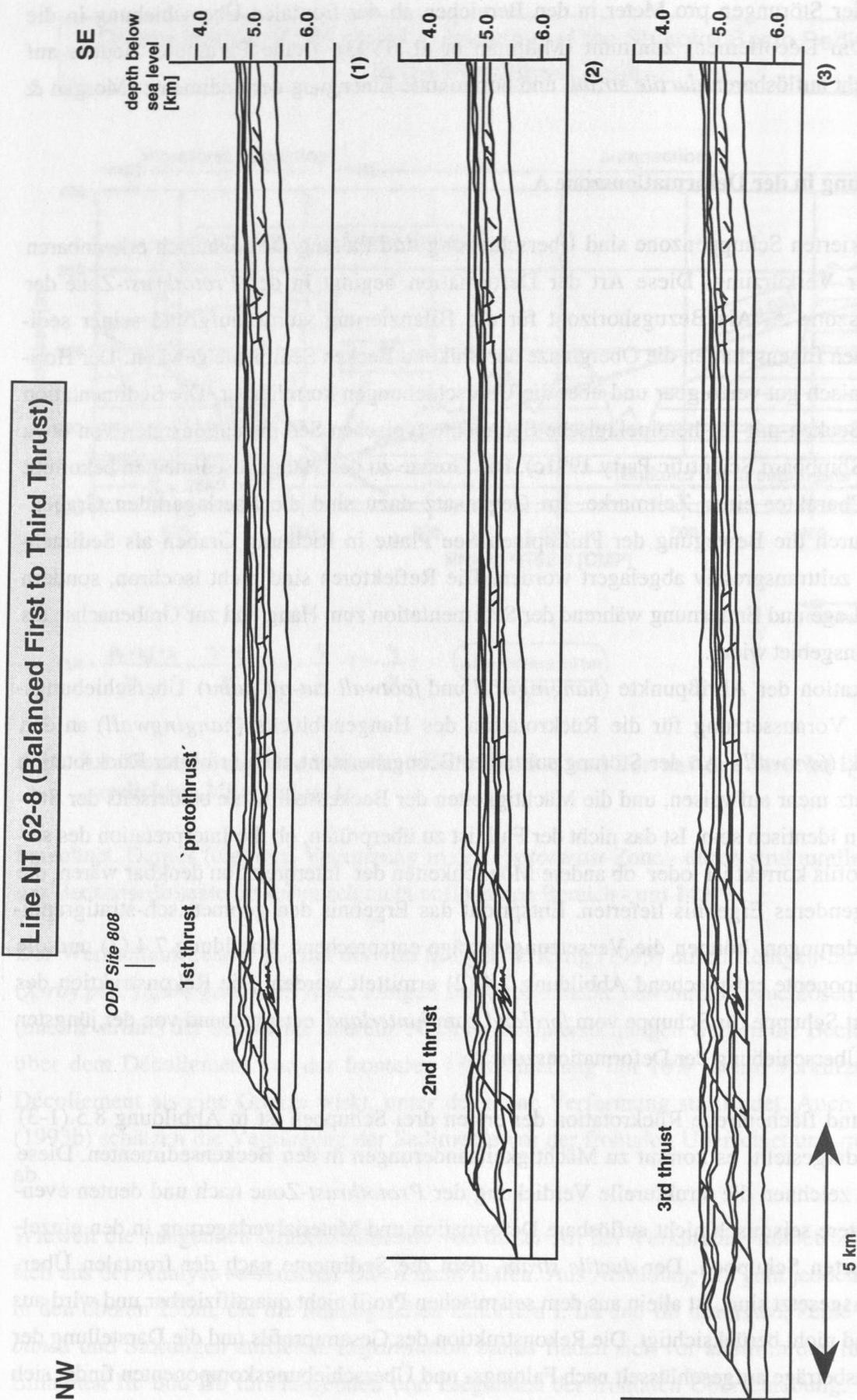


Abb. 8.5 (1-3): Bilanzierung der imbrikierten Schuppen 1-3 der Imbrikierten Schuppenzone von Profil NT62-8.

in Abbildung 8.6. Die Verkürzung der Beckensedimente beträgt in den Schuppen 1-8 $\Sigma\Delta H = 1881\text{m}$ durch Überschiebung und $\Sigma\Delta l = 397\text{m}$ durch Faltung, die Gesamtverkürzung beträgt $\Sigma = 2278\text{m}$. Die Beckensedimente wurden durch *fault-propagation folding* an der frontalen Überschiebung auf eine Länge von 20793m - entsprechend der Länge der Imbrikierten Schuppenzone im deformierten Zustand aus Profil NT62-8 - zusammengeschoben. Das entspricht einem Anteil von 9.9% an der ursprünglichen errechneten Länge von 23071m oder an der nach der Rekonstruktion gemessenen Länge von 23036m. Die Hangsedimente sind bei der Bilanzierung nicht berücksichtigt, weil deren Ablagerung nach der Deformation stattfand. Neben der postkinematischen Sedimentation spielt Erosion von Material nach der Heraushebung der Schuppen, wie sie zwischen der ersten und zweiten Schuppe durch eine Stufe im restauriertem Zustand erkennbar ist (Abb. 8.5.(2)), für die oberflächennahe Sedimentverteilung eine wichtige Rolle, die jedoch die Bilanzierung und die Ermittlung der Verkürzungsbeträge der Beckensedimente nicht beeinflußt und aus diesem Grunde in diesem Zusammenhang nicht weiter betrachtet werden soll.

Vor der Deformation der Beckensedimente durch *fault-propagation folding* an der frontalen Überschiebung (Deformationsfront A) durchliefen die Sedimente bereits die Protothrust Zone und haben in der Zone die oben beschriebene strukturelle Verdickung erfahren. Um die Ausgangslänge der Sedimente für das Shikoku Becken zu errechnen, muß also der Anteil der strukturellen Verdickung von 14.9% oder 3397m zu der restaurierten Länge von 23036m der Imbricate Thrust Zone addiert werden, woraus sich eine Länge von 26468m der heutigen Imbricate Thrust Zone vor jeglicher kompressiver Deformation ergibt. Die Summe der Verkürzung struktureller Verdickung und Überschiebung beträgt 5675m oder 21,4%.

8.3 Verkürzung in der Deformationszone B

Die Unterscheidung der parallel verlaufenden Reflektoren in der Duplex-Strukturzone nach stratigraphischen Grenzen und tektonischen Elementen (siehe auch vorhergehende Kapitel) macht eine Bilanzierung ungleich schwieriger als in der Imbrikierten Schuppenzone. Wesentlich bei der Interpretation und Festlegung der Abrißpunkte war die Abschätzung der Mächtigkeit der Beckensedimente. Es ist dabei jedoch zu beachten, daß die Länge der Überschiebungsbahnen und damit verbunden auch der Überschiebungsbeträge nicht unbedingt von der Interpretation der stratigraphische Abfolge und der Teufe der Störungen abhängt. Die Bilanzierung des **Oberen Duplex** findet sich in Abbildung 8.6. Die horizontale Verkürzung der beiden Störungsflächen summiert sich auf $\Sigma\Delta H = 5608\text{m}$, die Faltungskomponente wurde wegen der ungenügenden stratigraphischen Kontrolle nur für den liegenden *horse* mit lediglich $\Delta l = 70\text{m}$ bestimmt, daraus ergibt sich eine Summe der Verkürzung durch Überschiebung von **5678m** in der Duplex-Strukturzone. Die Duplex-Strukturzone hat im deformierten Zustand eine Länge von 11036m, dem steht eine nach der Rekonstruktion gemessene Länge von 16790m und eine errechnete

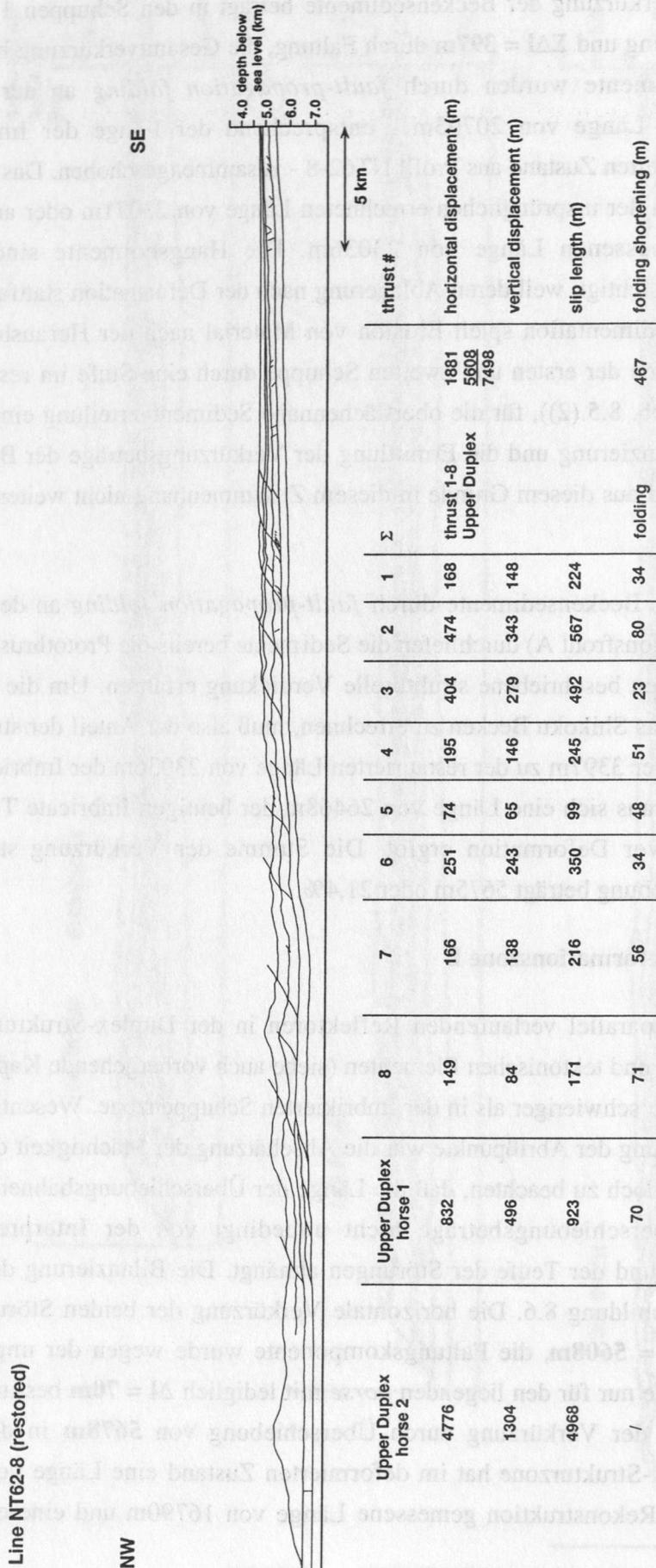


Abb. 8.6: Bilanzierung von Profil NT62-8. Die horizontalen und vertikalen Überschiebungsbeträge, die Faltungskomponente und die Längen der Bewegungsbahnen sind angegeben. Die Fehler sind in Kapitel 8.4 zusammenfassend betrachtet.

Tabelle 8.1: Verteilung der Verkürzungsbeträge auf die strukturellen Zonen im Arbeitsgebiet. Die Anteile an der Gesamtverkürzung sind angegeben. Die Berechnung der Fehler findet sich in Kapitel 8.4.

	Deformierte Länge [m]	Verkürzung durch: tektonische Verdickung		thrusting		folding		rekonstruierte Länge [m]	Gesamt-Verkürzung	
		[m]	[%] *	[m]	[%] *	[m]	[%] *		[m]	[%] *
Protothrust-Zone	3540	621 ±351	14.9 ±8.4	0	0	0	0	4161	621 ±351	14.9 ±8.4
Imbrikierte Schuppenzone	20793	3397 ±1970	12.8 ±7.4	1881 ±209	7.1 ±0.8	397 ±96	1.5 ±0.4	26468	5675 ±2275	21.4 ±8.6
Duplex-Strukturzone	11036	2490 ±1444	12.9 ±7.5	5608 ±1427	29.2 ±7.4	70 ±21	0.4 ±0.1	19204	8168 ±2892	42.5 ±15.0
Summe	35369	6508 ±3774	13.1 ±7.5	7489 ±1636	15.0 ±3.3	467 ±115	0.9 ±0.2	49833	14464 ±5525	29.0 ±11.0
Anteil an der Gesamtverkürzung		6508 ±3774	45.0 ±26.1**	7489 ±1636	51.7 ±11.3**	467 ±115	3.2 ±0.8**		14464 ±5525	100 ±38.2**

* Bezug auf rekonstruierte Länge

** Bezug auf Gesamtverkürzung

	def. Länge/ Verkürzung
Protothrust-Zone	5.70
Imbrikierte Schuppenzone	3.66
Duplex-Strukturzone	1.35
Durchschnitt	2.45

Imbrikierte Schuppenzone
Duplex-Strukturzone

13 ±1.4**
38.7 ±9.8**

Länge von 16714m gegenüber. Die Verkürzung der ankommenden Beckensedimente durch Überschiebung in der Duplex-Strukturzone beträgt danach 33,8% bzw. 34%. Entsprechend der Imbricate Thrust Zone muß zu der bilanzierten Länge die tektonische Verdickung von 14,9% (= 2490m) addiert werden, um die Länge vor der Deformation mit 19204m berechnen zu können.

Der Akkretionskeil hat von dem Beginn der Kompression in der *Protothrust*-Zone bis in die Duplex-Strukturzone eine Länge von 35369m. Die Verkürzung summiert sich auf 14464m. Davon entfallen 7489m (51,7%) auf *thrusting* in den Deformationzonen A und B, 6508m (45,0%) auf strukturelle Verkürzung in der Protothrust Zone und lediglich 467m (3,2%) auf Faltung. Die Beträge sind in Tabelle 8.1 zusammengefaßt. Erwartungsgemäß nimmt das Verhältnis der deformierten Länge (= Profillänge) zur Verkürzung von der *Protothrust*-Zone über die Imbrierte Schuppenzone in die Duplex-Strukturzone ab.

Bilanzierung des Unteren Duplex

Die Bilanzierung des liegenden **Unteren Duplex** und die Zone der zwei aktiven Décollements ist in Abbildung 8.7 wiedergegeben. Auch für diesen Profilbereich gilt die oben angesprochene Schwierigkeit in der Festlegung zwischen der stratigraphischen und strukturellen Elemente. Die gewählte Interpretation ist jedoch strukturgeologisch abwickelbar und erfüllt damit die Anforderungen an ein bilanzierbares Profil.

Der horizontale Versatz an den vier Störungen im Unteren Duplex addiert sich nach der Bilanzierung auf ca. 3,5km (Tab. 8.2.). Ohne weitere Untersuchungen kann keine Aussage darüber getroffen werden, was die Überschiebungslänge an den einzelnen Störungen kontrolliert. Sie schwankt nach den Messungen zwischen 595m und 1076m.

Tabelle 8.2. Horizontaler Versatz im Unteren Duplex.

Thrust #	horizontaler Versatz [m]
1	595
2	1076
3	820
4	991

Σ	3482
---	------

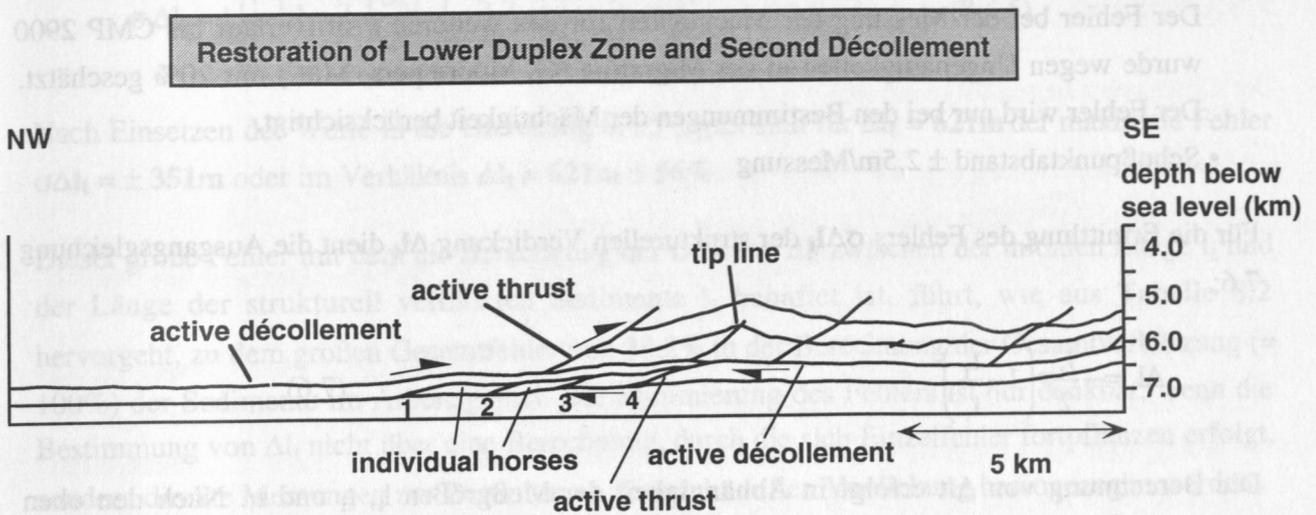


Abb. 8.7: Bilanzierung des Unteren Duplex und der zwei Décollements in der Duplex-Strukturzone.

8.4 Fehlerbetrachtung

Die Messungen der Längen von Störungen, stratigraphischen Elementen oder Mächtigkeiten aus dem seismischen Profil sind mit Fehlern behaftet. Die Fehler der Messungen gehen nach den Gesetzen der Fehlerfortpflanzung in weitere Berechnungen z.B. bei der Berechnung der strukturellen Verdickung ein. Ein Teil der Fehler kann nur abgeschätzt werden. So ist der Fehler, der in einem tiefenmigrierten seismischen Profilen nur sehr aufwendig systematisch erfaßbar. Leichter abschätzbar sind die Fehler, die sich aus der Digitalisierung und den Entfernungsmessungen mit dem Programm GeoSec[®] ergeben. Folgende Fehler wurden geschätzt und bei den Berechnungen berücksichtigt:

- Messung mit GeoSec[®] $\pm 1\text{m/Messung}$ (horizontal); hierzu wurden wiederholt Messungen durchgeführt, die zu sehr guten Übereinstimmungen führten.
- Messung der Mächtigkeit (Dicke der Schwärzung und Ungenauigkeit bei der Festlegung der stratigraphischen Zuordnung der Reflektoren durch Linienstärke) $\pm 10\text{m/Messung}$ (vertikal) (es gilt zu beachten, daß für die Ermittlung der Mächtigkeit einer Schicht zwei Messungen erforderlich sind).
- Migrationsfehler 10%. Der Wert hat nur Gültigkeit in der Imbrierten Schuppenzone bis etwa CMP 1600. Die Migration des Profils in der Becken- und *Protothrust*-Zone ist durch die sehr gute Geschwindigkeitskontrolle durch die refraktionsseismischen Profile nach G. Moore (pers. Mitt.) als gut zu betrachten. Aus diesem Grund wird für den Fehler der strukturellen

Verdickung auf die oben aufgeführten, relativ groß geschätzten Einzelfehler zurückgegriffen. Der Fehler bei der Messung der Mächtigkeit für den weiteren Profilverlauf bis CMP 2900 wurde wegen Ungenauigkeiten in der Migration (G. Moore pers. Mitt.) mit 20% geschätzt. Der Fehler wird nur bei den Bestimmungen der Mächtigkeit berücksichtigt.

- Schußpunktabstand $\pm 2,5\text{m/Messung}$

Für die Ermittlung des Fehlers $\sigma\Delta l_t$ der strukturellen Verdickung Δl_t dient die Ausgangsgleichung 7.6:

$$\Delta l_t = -\frac{l_t}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \quad (7.6)$$

Die Berechnung von Δl_t erfolgt in Abhängigkeit der Meßgrößen l_t , t_t und t_i . Nach den oben aufgeführten Abschätzungen der Fehler ergibt sich für:

- Länge der strukturell verdickten Sedimente $l_t = 3540\text{m}$ $\sigma l_t = \pm 7\text{m}$ (zwei Messungen sind mit den Fehlern Schußpunktabstand und Längenmessung behaftet)
- Mächtigkeit der verdickten Sedimente $t_t = 312\text{m}$ $\sigma t_t = \pm 20\text{m}$
- initiale Mächtigkeit $t_i = 231\text{m}$ $\sigma t_i = \pm 20\text{m}$

Um den Fehler $\sigma\Delta l_t$ berechnen zu können, werden zunächst für die drei Variablen l_t , t_t und t_i die partiellen Ableitungen gebildet:

$$\frac{\partial \Delta l_t}{\partial l_t} = -\frac{1}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \quad (8.4.1)$$

$$\frac{\partial \Delta l_t}{\partial t_t} = \frac{\partial}{\partial t_t} \left[-\frac{l_t}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \right] = \frac{\partial}{\partial t_t} \left[-\frac{l_t}{2} - \frac{l_t t_t}{2 t_i} \right] = -\frac{l_t t_t}{2 t_i^2} \quad (8.4.2)$$

$$\frac{\partial \Delta l_t}{\partial t_i} = \frac{\partial}{\partial t_i} \left[-\frac{l_t}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \right] = \frac{\partial}{\partial t_i} \left[-\frac{l_t}{2} + \frac{l_t t_t}{2 t_i} \right] = \frac{l_t t_t}{2 t_i^2} \quad (8.4.3)$$

Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz kann der Standardfehler von Δl_t aus der Wurzel der aufsummierten Fehlerquadrate der Variablen nach folgender Formel ermittelt werden:

$$\sigma \Delta l_t = \pm \sqrt{\left(\left[-\frac{1}{2} * \left(1 - \frac{t_t}{t_i}\right) \right] \sigma_{l_t} \right)^2 + \left(-\frac{l_t t_t}{2 t_i^2} \sigma_{t_t} \right)^2 + \left(\frac{l_t t_t}{2 t_i^2} \sigma_{t_i} \right)^2 } \quad (8.4.4)$$

Um die Rechnung zu vereinfachen, kann der maximale Fehler $\sigma\Delta l_t$ aus der Summe der Beträge der Einzelfehler berechnet werden:

$$\sigma \Delta l_t = \pm \left[\left| - \left(1 - \frac{l_t}{l_i} \right) \frac{\sigma_{lt}}{2} \right| + \left| - \frac{l_t}{2t_i^2} \sigma_{ui} \right| + \left| \frac{l_t}{2t_i} \sigma_{u} \right| \right] \quad (8.4.5)$$

Nach Einsetzen der Werte in die Gleichung 8.4.5 ergibt sich für $\Delta l_t = 621\text{m}$ der maximale Fehler $\sigma \Delta l_t = \pm 351\text{m}$ oder im Verhältnis $\Delta l_t = 621\text{m} \pm 56\%$.

Dieser große Fehler mit dem die Berechnung der Differenz Δl_t zwischen der initialen Länge l_i und der Länge der strukturell verdickten Sedimente l_t behaftet ist, führt, wie aus Tabelle 8.2 hervorgeht, zu dem großen Gesamtfehler von 38,2% in der Berechnung der Gesamtverkürzung (= 100%) der Sedimente im Arbeitsgebiet. Die Minimierung des Fehlers ist nur denkbar, wenn die Bestimmung von Δl_t nicht über eine Berechnung, durch die sich Einzelfehler fortpflanzen erfolgt, sondern direkte Messungen zur Bestimmung der strukturellen Verdickung herangezogen werden.

Die Fehler mit denen die Messungen der Überschiebungsbeträge und der Faltungskomponente behaftet sind, erscheinen demgegenüber verhältnismäßig klein und liegen in einem vertretbaren Bereich. Es ist jedoch wünschenswert insbesondere im landwärtigen Teil ab etwa CMP 1600 durch verfeinerte Datenaufbereitung die Fehler zu minimieren.

9. Diskussion

Der Diskussion liegen folgende zentralen Thesen zu Grunde:

- Die tektonischen Vorgänge im Nankai-Akkretionskeil sind gesteuert durch die Konvergenz der Philippinen See Platte gegen den japanischen Inselbogen.
- Die auf der Platte lagernden Sedimente, die nicht akkretiert sind, werden unterhalb des basalen Décollements gemeinsam mit der ozeanischen Kruste subduziert.
- Die über den Décollements lagernden Sedimente kompensieren die Plattenkonvergenz in Deformationszonen des Akkretionskeils mit duktiler Verkürzung und Überschiebungen. Im Arbeitsgebiet findet die Kompensation in strukturell verdickten Sedimenten, imbrikierten Fächern und Duplexen ihren Ausdruck. Die Sedimente dienen so dem Wachstum des Akkretionskeils.
- Der zeitliche Ablauf hängt von der Plattenkonvergenz der Philippinen See Platte gegen die Eurasische Platte ab.

Vor dem Hintergrund dieser Thesen werden die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit diskutiert und in Abbildung 9.1 zusammengefaßt:

- (1) Die Verkürzung der Sedimente über den Décollements erfolgt im Arbeitsgebiet in der *Proto-thrust*-Zone, der Imbrikierten Schuppenzone und der Duplex-Strukturzone durch duktile Deformation und Überschiebung. Alle drei Zonen sind gleichzeitig aktiv. Die Verkürzung summiert sich auf $\approx 14,4\text{km}$ (siehe hierzu auch Tabelle 8.2 und Tabelle 9.1).
- (2) Die Entwicklung des *piggyback*-Beckens der Duplex-Strukturzone ist von der aktiven seewärtigen Deformation der Sedimente kontrolliert. In dem Becken haben sich $\approx 1,23\text{km}$ Sedimente akkumuliert. Es liegen keine Daten zur Sedimentationsrate über die gesamte Mächtigkeit der Beckensedimente vor. Um das Alter des Beckens abschätzen zu können, werden zwei Sedimentationsraten zu Grunde gelegt, die die möglichen Extremwerte darstellen:
 - Im Nankaitrog werden die Sedimente aus Norden entlang der Grabenachse und vom Hang angeliefert. Daher liegt die Sedimentationsrate der Grabensedimente der ODP Bohrung 808 mit $1,3\text{km/m.y.}$ extrem hoch. Bei Annahme dieser Sedimentationsrate ergäbe sich ein Mindestalter des Beckens von $\approx 1\text{ Ma}$. Von dem Alter könnte die Dauer der aktiven Deformation seewärts des Beckens mit ebenfalls $\approx 1\text{m.y.}$ abgeleitet werden (Szenario I).
 - Die rezente Sedimentationsrate, die sich aus dem Alter des lediglich 263cm langen Schwerelotkerns KH86-5 P7 (Soh 1988) aus dem zentralen Teil des *piggyback*-Beckens ergibt, beträgt $38\text{cm}/1000\text{ Jahre}$. Rechnet man diesen niedrigen Wert auf die Gesamtmächtigkeit der Beckensedimente hoch, ergäbe sich ein Höchstalter des Beckens von etwa $3,2\text{ Ma}$, was einer Dauer der

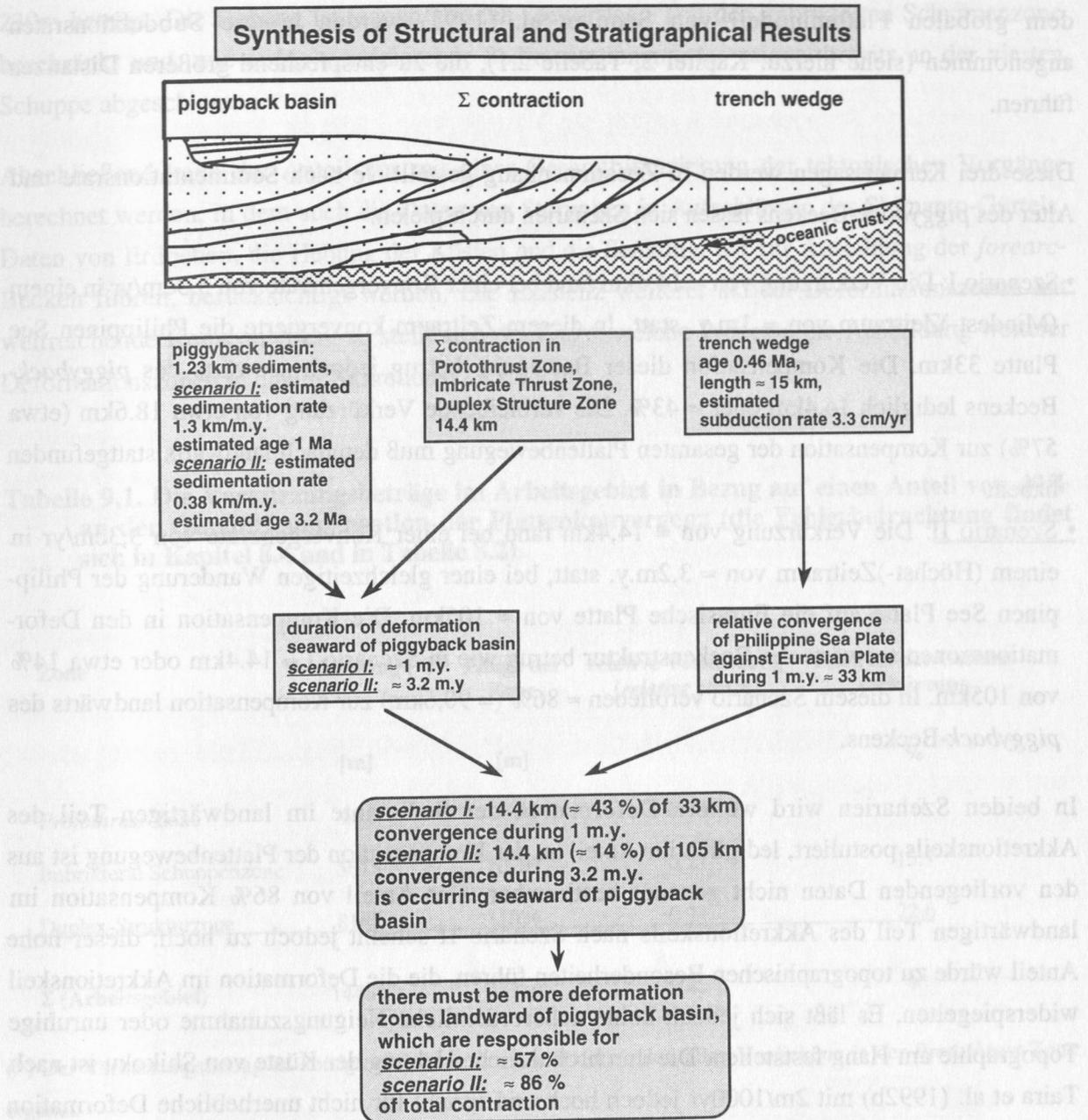


Abb. 9.1: Synthese der strukturellen und stratigraphischen Ergebnisse von Profil NT62-8 und ODP Bohrung 808.

aktiven, seewärtigen Deformation von ebenfalls \approx 3,2m.y. entspräche (Szenario II).

(3) Das Alter der Basis der Grabensedimente (Einheit II) beträgt in ODP Bohrung 808 0,46Ma. Die Grenze der Sedimentation der Grabenfüllung liegt heute \approx 15km seewärts der Bohrung 808. Die Philippinen See Platte bewegte sich demnach - bei angenommener konstanter Geschwindigkeit während der letzten 0,46m.y. - mit einer relativen Rate von \approx 3,3cm/yr auf die Eurasische Platte zu (siehe auch: Shipboard Scientific Party 1991b). Bei einer Subduktionsrate von 3,3cm/yr konvergiert die Philippinen See Platte in einer Million Jahre 33km gegen die Eurasische Platte. In

dem globalen Plattenmodell von Seno et al. (1993) werden höhere Subduktionsraten angenommen (siehe hierzu: Kapitel 2, Tabelle 2.1), die zu entsprechend größeren Distanzen führten.

Diese drei Kernaussagen werden in Zusammenhang gestellt. Je nach Sedimentationsrate und Alter des *piggyback*-Beckens lassen sich Szenarien durchspielen:

- Szenario I: Die Verkürzung von $\approx 14,4\text{km}$ fand bei einer Konvergenzrate von $3,3\text{cm/yr}$ in einem (Mindest-)Zeitraum von $\approx 1\text{m.y.}$ statt. In diesem Zeitraum konvergierte die Philippinen See Platte 33km . Die Kompensation dieser Bewegung betrug jedoch seewärts des *piggyback*-Beckens lediglich $14,4\text{km}$ oder $\approx 43\%$. Die verbleibende Verkürzung von etwa $18,6\text{km}$ (etwa 57%) zur Kompensation der gesamten Plattenbewegung muß demnach landwärts stattgefunden haben.
- Szenario II: Die Verkürzung von $\approx 14,4\text{km}$ fand bei einer Konvergenzrate von $3,3\text{cm/yr}$ in einem (Höchst-)Zeitraum von $\approx 3,2\text{m.y.}$ statt, bei einer gleichzeitigen Wanderung der Philippinen See Platte auf die Eurasische Platte von $\approx 105\text{km}$. Die Kompensation in den Deformationszonen seewärts der Beckenstruktur betrug wie in Szenario I $\approx 14,4\text{km}$ oder etwa 14% von 105km . In diesem Szenario verblieben $\approx 86\%$ ($= 90,6\text{km}$) zur Kompensation landwärts des *piggyback*-Beckens.

In beiden Szenarien wird weitere Deformation der Sedimente im landwärtigen Teil des Akkretionskeils postuliert, lediglich ihr Anteil an der Kompensation der Plattenbewegung ist aus den vorliegenden Daten nicht genauer bestimmbar. Der Anteil von 86% Kompensation im landwärtigen Teil des Akkretionskeils nach Szenario II scheint jedoch zu hoch: dieser hohe Anteil würde zu topographischen Besonderheiten führen, die die Deformation im Akkretionskeil widerspiegeln. Es läßt sich jedoch keine außerordentliche Neigungszunahme oder unruhige Topographie am Hang feststellen. Die durchschnittliche Hebung der Küste von Shikoku ist nach Taira et al. (1992b) mit $2\text{m}/1000\text{yr}$ jedoch hoch und spricht für nicht unerhebliche Deformation im landwärtigen Teil des Kontinentalrandes. Es streichen jedoch keine Störungen an der Oberfläche aus. So scheint ein Anteil von etwa 60% ($+26\%$, -3%) der Gesamtkompensation im landwärtigen Teil eine realistische Schätzung zu sein. Im Arbeitsgebiet finden nach dieser Schätzung 40% der Kompensation der Plattenkonvergenz statt. Die Verteilung dieses Anteils auf die strukturellen Zonen im Arbeitsgebiet ist in Tabelle 9.1 wiedergegeben. Wird ein Anteil von $\approx 16\%$ an der Gesamtdeformation für die Imbrikierte Schuppenzone zu Grunde gelegt, kann das Alter der Zone mit $\approx 1\text{Ma}$ abgeschätzt werden. Die beiden jüngsten Überschiebungen haben danach ein Alter von $\approx 115\text{ka}$. Die zweite imbrikierte Schuppe wurde in dem Zeitraum um etwa 350m gehoben, was einer durchschnittlichen Hebung von $3\text{m}/1000\text{yr}$ entspricht. Ein Vergleich der Sedimentmächtigkeit über den Shikoku-Beckensedimenten der *Protothrust*-Zone zeigt, daß von diesen 350m etwa 120m nach der Hebung erodiert wurden, so daß die heutige Mächtigkeit

230m beträgt. Die Hebung ist jedoch auf den seewärtigen Teil der Imbrierten Schuppenzone beschränkt und, wie *onlap*-terminierende Sedimentationsmuster zeigen, bereits an der vierten Schuppe abgeschlossen.

Abschließend kann der Anteil nur mit einer Gesamtbilanzierung der tektonischen Vorgänge berechnet werden, in dem auch die Daten von Störungen in Aufschlüssen des Shimanto-Gürtels, Daten von Erdbeben, die Hebung der Küsten und die Senkung, die zur Ausbildung der *forearc*-Becken führen, berücksichtigt werden. Die Existenz weiterer aktiver Deformationszonen hat weitreichende Konsequenzen: so stellt sich die Frage, welche Prozesse die Ausbildung weiterer Deformationszonen in einem Akkretionskeil steuern.

Tabelle 9.1. Die Verkürzungsbeträge im Arbeitsgebiet in Bezug auf einen Anteil von 40% an der Gesamtkompensation der Plattenkonvergenz (die Fehlerbetrachtung findet sich in Kapitel 8.4 und in Tabelle 8.2).

Zone	Verkürzung (*)	Länge der Zone	relative Verkürzung (<i>relative strain</i>)	Anteil an der Gesamtverkürzung
	[m]	[m]		%
<i>Protothrust</i> -Zone	621	3540	0.18	1.7
Imbrierte Schuppenzone	5675	20793	0.27	15.7
Duplex-Strukturzone	8168	11036	0.74	22.6
Σ (Arbeitsgebiet)	14464	35369	0.40	40

(*) Der Verkürzungsbetrag ist korrigiert und um den Anteil der strukturellen Verdickung in der *Protothrust*-Zone ergänzt.

Abschätzung des akkretierten Volumens im Arbeitsgebiet

Die Akkretion von Sedimenten in einem Akkretionskeil kann (1) durch frontale Anlagerung am Hangfuß (*frontal accretion*) und (2) durch Anlagerung an der landwärtigen Basis eines Akkretionskeils (*accretion by underplating*) stattfinden (von Huene & Scholl 1991). Für die Volumenabschätzung der Sedimente durch frontale Akkretion müssen die Plattengeschwindigkeit, die Verteilung und Dauer der Deformation im Akkretionskeil und die landwärtigen Grenze der frontalen Akkretion bekannt sein, diese Grenze bezeichnen von Huene & Scholl (1991) als *active buttress*. Der *active buttress* ist als die Grenze definiert, ab der die unterschobenen Sedimente von den akkretierten Sedimenten durch das Décollement abgelöst sind. Neben dem

active buttress können ähnliche Grenzen in einem Akkretionskeil existieren, die auch als ein Widerlager (*backstop*) fungieren.

Die Imbrikierte Schuppenzonen erfüllt die Voraussetzung, um die Volumenberechnung der akkretierten Sedimente zu ermöglichen:

- der *active buttress* der Zone wird durch die Grenze zur Duplex-Strukturzone gebildet,
- in der Zone werden $\approx 16\%$ der Konvergenz der Philippinen See Platte von $3,3\text{cm/yr}$ kompensiert,
- daraus läßt sich das Alter der Zone von $\approx 1\text{ Ma}$ ableiten.

Das Volumen der Imbrikierten Schuppenzone beträgt für einen 1 km breiten Streifen parallel zu Profil NT62-8 $\approx 30\text{ km}^3$, die Strukturen und das Volumen werden hier vereinfachend als konstant für den Ausschnitt des Akkretionskeils betrachtet. Das Gesamtvolumen von etwa 30 km^3 setzt sich aus $\approx 17\text{ km}^3$ Shikoku-Beckensedimenten und aus $\approx 13\text{ km}^3$ Graben- und Hangsedimenten zusammen. Aus dem Alter der Zone und damit der Dauer der Akkretion von 1 m.y. kann das Volumen der Anlagerung durch frontale Akkretion mit $\approx 30\text{ km}^3/\text{m.y.}$ abgeschätzt werden (Abb. 9.2).

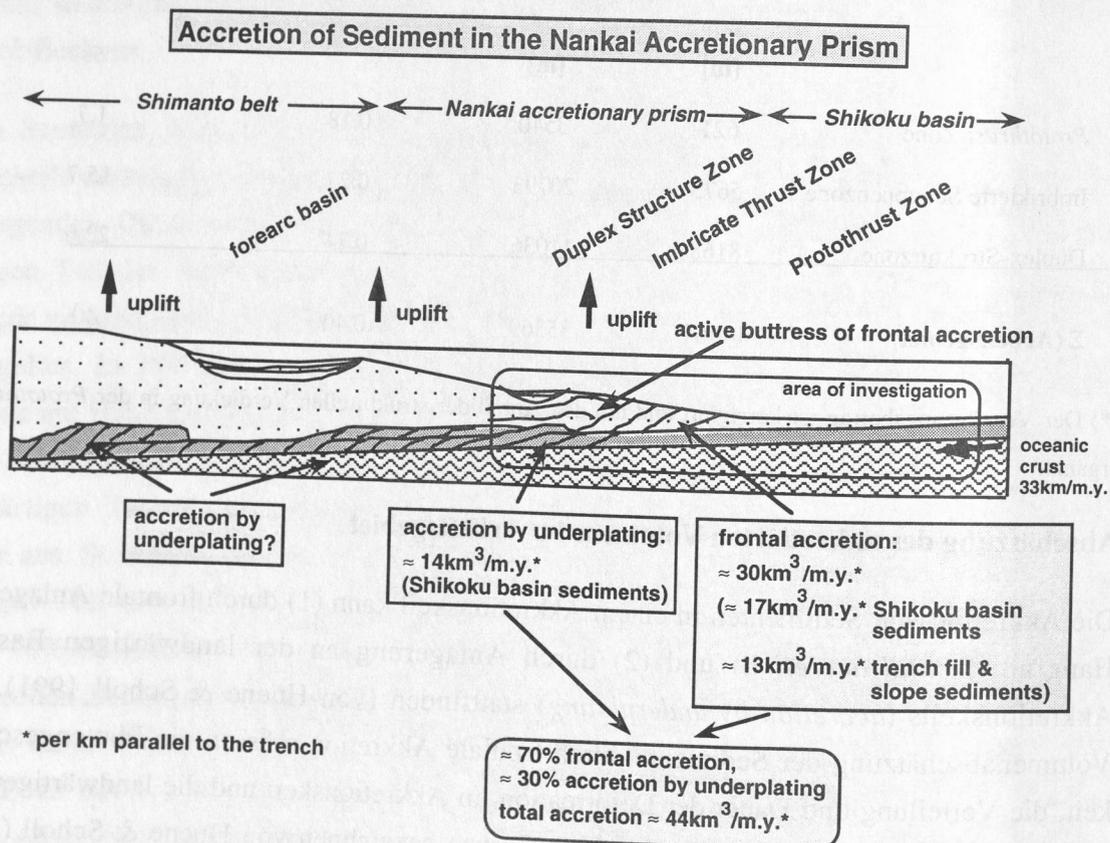


Abb. 9.2: Abschätzung des Volumens, das durch frontale Anlagerung (*frontal accretion*) und durch Unterschiebung (*accretion by underplating*) an den Akkretionskeil angelagert wird. Das Volumen ist auf einen Kilometer Grabenlänge bezogen.

Durch den hervorragend ausgebildeten Reflektor, den das Décollement in der *Protothrust*- und in der Imbrikierten Schuppenzone bildet, sind im Nankai-Akkretionskeil die frontal akkretierten Sedimente von den unterschobenen (*underplated*) Sedimenten gut unterscheidbar. Bei der Konvergenzrate von 33km/m.y. werden auf einem Kilometer Grabenlänge Shikoku-Beckensedimente mit einem Volumen von $\approx 14\text{km}^3/\text{m.y.}$ unter den Akkretionskeil unterschoben. Mit der Bildung des Unteren Duplex und der Änderung des Verlaufs des Décollements in der Duplex-Strukturzone werden die Sedimente durch *underplating* an den Akkretionskeil angelagert. Durch diesen Prozeß addiert sich das Volumen der akkretierten Sedimente auf $\approx 44\text{km}^3/\text{m.y.}$ (*frontal accretion*: $\approx 30\text{km}^3/\text{m.y.}$ & *accretion by underplating* $14\text{km}^3/\text{m.y.}$; Abb. 9.2). Das Volumen des Unteren Duplex reicht bei weitem jedoch nicht aus, um die Akkretion durch *underplating* über einen längeren Zeitraum zu erklären. Die Anlagerung von Material durch Unterschiebung würde jedoch Hebung im landwärtigen Teil des Akkretionskeils und des Shimanto Belts erklären. Neben dieser Möglichkeit kann ein Teil des Materials gemeinsam mit der ozeanischen Kruste unter den Inselbogen subduziert werden. Sämtliche Volumenberechnungen sind unkorrigiert und berücksichtigen insbesondere keine Porositätsänderungen und die damit verbundene Entwässerung der Sedimente oder Änderungen der Sedimentationsrate durch z.B. klimatische Veränderungen.

Bemerkenswert erscheint bei den Berechnungen, daß mit $\approx 40\%$ Anteil an der frontalen Akkretion die Graben- und Hangsedimente wesentlich zum akkretierten Volumen im Nankai-Akkretionskeil beitragen. Dieses Material ist aus der Erosion der ‚Paläo-Akkretionskeile‘ hervorgegangen, die jetzt den Japanischen Inselbogen aufbauen. Hier zeichnet sich ein ‚Recyclingsystem‘ ab, das sich selbst durch die Plattenkonvergenz über geologische Zeiträume speist.

Der Volumenabschätzungen durch von Huene & Scholl (1991), die die Subduktion von $18\text{km}^3/\text{m.y.}$ Sedimente (*solid*, d.h. um die Porosität korrigiert) am Nankaitrog annehmen, ist nach den hier vorliegenden Berechnungen zu hoch. In der heutigen Situation kommt es durch frontale Akkretion zur Anlagerung von $30\text{km}^3/\text{m.y.}$ und *underplating* und der damit verbundenen Ausbildung von imbrikierten Schuppen und Duplexen zur Anlagerung weiterer $14\text{km}^3/\text{m.y.}$ Sedimente an den Nankai-Akkretionskeil (Abb. 9.2).

Veränderung der rheologischen Eigenschaften der Sedimente in einem Akkretionskeil

Die Deformation von Gesteinen hängt von deren rheologischen Eigenschaften ab (Hatcher 1990; Lui et al. 1992; Suppe 1985). Die mechanischen Eigenschaften von Sedimenten sind im wesentlichen kontrolliert von:

- der Schichtenfolge: Mächtigkeit und Zusammensetzung von Aschenlagen, biogenen und terrigenen Sedimenten und Turbiditen,
- der mineralogischen Zusammensetzung: Menge und Art der Tonminerale, grob- und feinklastischer Anteil,

- dem Korngefüge, zum Beispiel die Einregelung von Tonmineralen,
- der Porosität, hierbei ist auch zu beachten, ob vorhandener Porenraum diagenetisch verändert werden kann (z.B. durch Zementation).

In den Shikoku-Beckensedimenten sind Aschenlagen häufig (Karig & Ingle et al. 1975; Kagami, H., D. E. Karig & W. T. Coulbourn et al. 1986; Taira, A., I. Hill & J. Firth et al. 1991). Ihre stratigraphische Lage und regionale Verteilung sind jedoch über das Shikokubecken nicht gleichbleibend. Vulkanische Aschen sind nach ihrer Ablagerung chemischen Veränderungen unterlegen, die nach Masuda et al. (1993) von der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers und der Temperatur abhängig sind. Der Wärmefluß im Nankaitrog und -Akkretionskeil ist verglichen mit dem anderer Subduktionszonen mit mehr als 130mW/m^2 extrem hoch (Yamano et al. 1982; Nagihara et al. 1989; Shipboard Scientific Party 1991b; Yamano et al. 1992). Durch diesen hohen Wärmefluß setzen die diagenetischen und niedrigmetamorphen Mineralumwandlungen in entsprechend geringer Teufe der ODP Bohrung 808 ein: die Umwandlung vulkanischer Aschen unter Bildung von Smektit beginnt bei 200m (24°C), die Zeolithe Heulandit (Klinoptilolit) treten in einer Teufe von 660m bei 60°C und Analcim bei 810m entsprechend 75°C (Masuda et al. 1993) erstmals auf. Die Mineralneubildungen und -umwandlungen verändern nach Masuda et al. (1993) die Zusammensetzung des Porenwassers und setzen H_4SiO_4 frei, das für weitere Reaktionen zu Verfügung steht. Vrolijk (1990) hebt die Bedeutung von Smektit aus der Alteration vulkanischer Aschen für die Bildung von strukturell schwachen Zonen hervor. Byrne & Fisher (1990) bestätigen den geringen Scherwiderstand von Smektit gegenüber tektonischer Beanspruchung. Schwächezonen haben demnach nicht nur ihre Ursache in hohem Porendruck, sondern auch in der Umwandlung von Mineralen.

Das Korngefüge und die Porosität sind vom Grad der Konsolidierung der Sedimente abhängig. In Akkretionskeilen ist neben der senkrecht wirkenden Kompaktionskomponente eine laterale, von der Plattenbewegung induzierte Komponente wirksam (Behrmann & Kopf 1993). Das Korngefüge wiederum ist wesentlich für die Permeabilität und mögliche Entwässerung der Sedimente verantwortlich. Das Décollement in Bohrung 808 wirkt - wie der Anstieg in der Porosität zeigt - als eine Barriere für weitere Entwässerung der liegenden Shikoku-Beckensedimente (Shipboard Scientific Party 1991b), so daß es zu Überkonsolidierung der Sedimente unterhalb des Décollements kommt. Störungszonen können jedoch, wie J. C. Moore et al. (1991) am Barbados-Akkretionskeil darstellen, als bevorzugte Migrationswege für Fluide wirken. Durch Zementation wiederum können Störungen und Klüftungen früherer Deformationsphasen verheilen und damit hohe Bruchfestigkeit erlangen.

Der hohe Wärmefluß, der steigende lithostatische Druck aus der zunehmenden Auflast und der zunehmende laterale Druck der konvergierenden Platte führen schnell zur Metamorphose der Sedimente, durch die weiteres Wasser aus dem Kristallgitter der Minerale freigesetzt wird (u.a.

Byrne & Hibbard 1987) und damit eine weitere Komponente zur Veränderung der mechanischen Eigenschaften der Gesteine liefert. Metamorphe Gesteine reagieren auf tektonische Beanspruchung, wie Taira et al. (1992b) für der Gesteine im Shimanto Belt zeigen, mit bruchhafter Verformung (*brittle structures*). Die im Shimanto Belt auf Shikoku aufgeschlossenen Gesteine haben nach dem Wachstum von Zirkonen eine Maximaltemperatur von 260°C erfahren (Taira et al. 1992b).

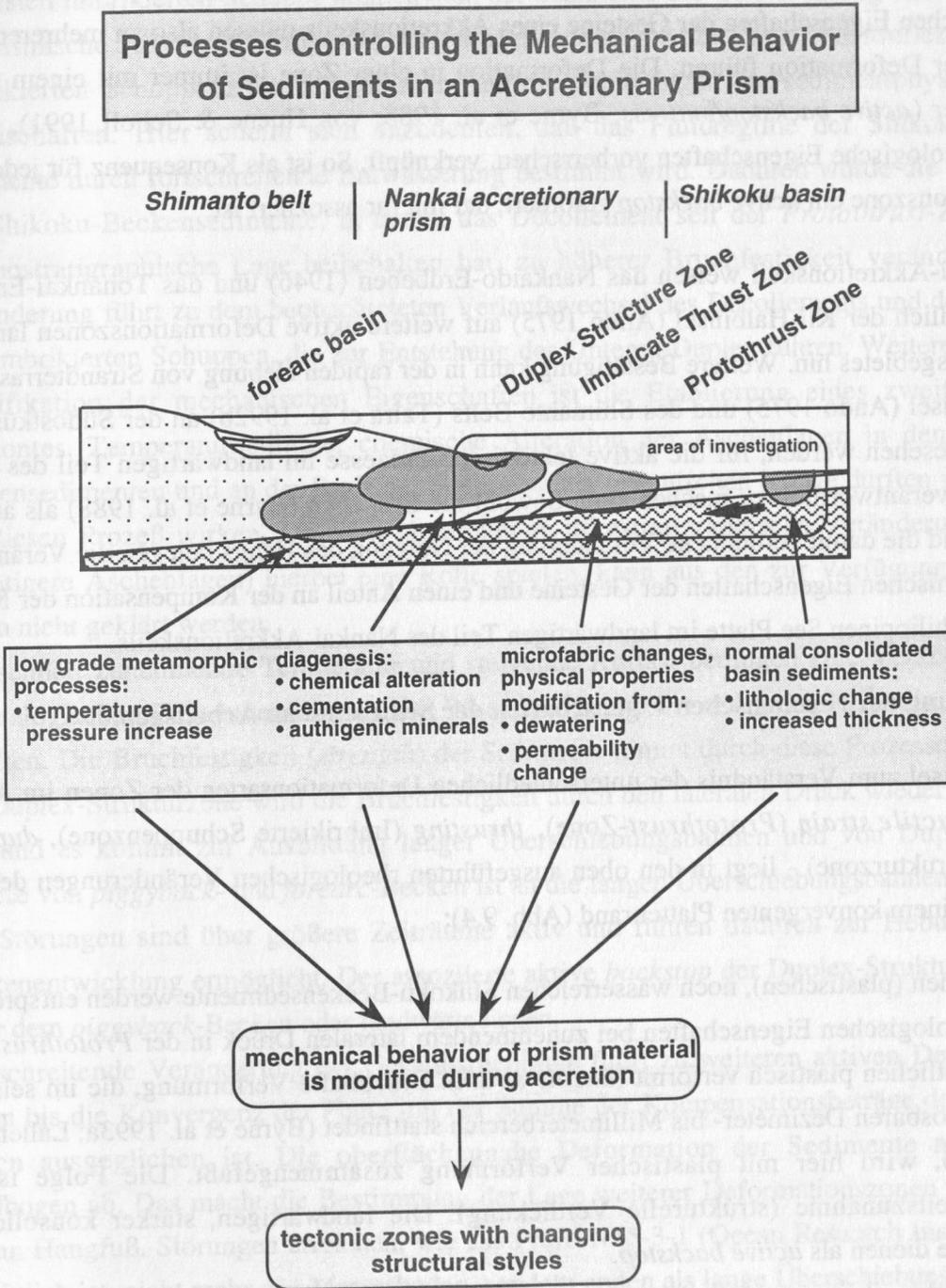


Abb. 9.3: Darstellung der Prozesse, die zu einer Veränderung der mechanischen Eigenschaften der Sedimente in einem Akkretionskeil führen können.

Akkretionskeile stellen daher dynamische Systeme dar, in denen die mechanischen Eigenschaften der Sedimente in besonderer Weise verändert werden. Abbildung 9.3 gibt eine Übersicht über diese in Akkretionskeilen wirksamen Prozesse, die die mechanischen Eigenschaften beeinflussen. Die Veränderungen der mechanischen Eigenschaften haben unterschiedliches Deformationsverhalten der Gesteine zur Folge: *ductile strain* dominiert in weichen Sedimenten mit hoher Porosität, während bruchhafte Deformation (*brittle deformation*) in konsolidierten Gesteinen vorherrscht. Die sich durch die beschriebenen Prozesse in Raum und Zeit verändernden mechanischen Eigenschaften der Gesteine eines Akkretionskeils müssen also zu mehreren Zonen synchroner Deformation führen. Die Deformation in einer Zone ist immer mit einem aktiven Widerlager (*active backstop/buttress*; Byrne et al. 1988; von Huene & Scholl 1991), in dem andere rheologische Eigenschaften vorherrschen, verknüpft. So ist als Konsequenz für jede aktive Deformationszone ein *active backstop* gefordert, der mit ihr assoziiert ist.

Im Nankai-Akkretionskeil weisen das Nankaido-Erdbeben (1946) und das Tonankai-Erdbeben (1944) südlich der Kii-Halbinsel (Ando 1975) auf weitere aktive Deformationszonen landwärts des Arbeitsgebietes hin. Weitere Bestätigung kann in der rapiden Hebung von Strandterrassen der Kii-Halbinsel (Ando 1975) und des Shimanto Belts (Taira et al. 1992b) an der Südostküste von Shikoku gesehen werden, für die aktive tektonische Prozesse im landwärtigen Teil des Akkretionskeils verantwortlich zu machen sind. Sowohl die Erdbeben (Byrne et al. 1988) als auch die Hebung und die damit verbundene Veränderung der Neigung des Hangs belegen die Veränderung der mechanischen Eigenschaften der Gesteine und einen Anteil an der Kompensation der Konvergenz der Philippinen See Platte im landwärtigen Teil des Nankai-Akkretionskeils.

Veränderung der rheologischen Eigenschaften der Sedimente im Arbeitsgebiet

Der Schlüssel zum Verständnis der unterschiedlichen Deformationsarten der Zonen im Arbeitsgebiet - *ductile strain* (*Protothrust*-Zone), *thrusting* (Imbrikierte Schuppenzone), *duplexing* (Duplex-Strukturzone) - liegt in den oben ausgeführten rheologischen Veränderungen der Sedimente an einem konvergenten Plattenrand (Abb. 9.4):

- Die weichen (plastischen), noch wasserreichen Shikoku-Beckensedimente werden entsprechend ihren rheologischen Eigenschaften bei zunehmendem lateralen Druck in der *Protothrust*-Zone im wesentlichen plastisch verformt (*ductile strain*). Bruchhafte Verformung, die im seismisch nicht auflösbaren Dezimeter- bis Millimeterbereich stattfindet (Byrne et al. 1993a; Lallemand et al. 1993), wird hier mit plastischer Verformung zusammengefaßt. Die Folge ist eine Mächtigkeitzunahme (strukturelle Verdickung). Die landwärtigen, stärker konsolidierten Sedimente dienen als *active backstop*.
- Das Ende der ‚*Protothrust*‘ markiert der Übergang, an dem die mechanischen Eigenschaften der Sedimente (z.B. durch Entwässerung oder andere diagenetische Prozesse) soweit verändert sind,

daß die Sedimente der Imbrikierten Schuppenzone auf den lateralen Druck der konvergierenden Platte zum größten Teil mit Bruch (*brittle deformation*) reagieren. Ob in dieser Zone noch *ductile strain* bei der Deformation eine Rolle spielt, kann ohne weitere Informationen über die physikalischen Eigenschaften der Sedimente nicht geklärt werden. Störungen im subseismischen Bereich sind jedoch zu erwarten, weil sich die rheologischen Eigenschaften beiderseits der ‚*Protothrust*‘ nur langsam verändern und damit das Deformationsverhalten der Sedimente der ersten imbrikierten Schuppe ähnlich dem der Sedimente der ODP Bohrung 808 ist, in dem subseismische Störungen häufig sind. Amplitudenänderungen des Décollementreflektors in der Imbrikierten Schuppenzone belegen zum Teil die Änderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften. Hier scheint sich anzudeuten, daß das Fluidregime der Shikoku-Beckensedimente durch fortschreitende Entwässerung bestimmt wird. Dadurch würde die Rheologie der Shikoku-Beckensedimente, in denen das Décollement seit der *Protothrust*-Zone seine chronostratigraphische Lage beibehalten hat, zu höherer Bruchfestigkeit verändert. Diese Veränderung führt zu dem beobachteten Verlaufswechsel des Décollements und der Bildung von imbrikierten Schuppen, die zur Entstehung des Unteren Duplex führen. Weitere Folge der Modifikation der mechanischen Eigenschaften ist die Etablierung eines zweiten Scherhorizontes. Temperaturbedingte, chemische Alteration der Aschenlagen in den Shikoku-Beckensedimenten und an der Basis der Sedimente zur ozeanischen Kruste dürften verstärkend auf diesen Prozeß wirken. Ob auch kleinräumige lithostratigraphische Veränderungen (z.B. mächtigere Aschenlagen) hierbei eine Rolle spielen, kann aus den zur Verfügung stehenden Daten nicht geklärt werden.

- Die schnell zunehmende Temperatur und steigende Auflast bedingen eine Veränderung der mineralogischen Zusammensetzung, des Porendrucks und der sedimentphysikalischen Eigenschaften. Die Bruchfestigkeit (*strength*) der Sedimente nimmt durch diese Prozesse zu. Erst in der Duplex-Strukturzone wird die Bruchfestigkeit durch den lateralen Druck wieder überschritten, und es kommt zur Ausbildung langer Überschiebungsbahnen und von Duplexen. Die Genese von *piggyback*- und *forearc*-Becken ist an die langen Überschiebungsbahnen gekoppelt. Die Störungen sind über größere Zeiträume aktiv und führen dadurch zur Hebung, die die Beckenentwicklung ermöglicht. Der assoziierte aktive *backstop* der Duplex-Strukturzone muß unter dem *piggyback*-Becken oder landwärts liegen.
- Fortschreitende Veränderung der Gesteinsrheologie führt zu weiteren aktiven Deformationszonen bis die Konvergenz der Platte mit der Summe der Kompensationsbeträge der einzelnen Zonen ausgeglichen ist. Die oberflächennahe Deformation der Sedimente nimmt zum Inselbogen ab. Das macht die Bestimmung der Lage weiterer Deformationszonen schwieriger als am Hangfuß. Störungen erreichen, wie aus Profil N55-3-1 (Ocean Research Institute 1982) ersichtlich ist, nicht mehr den Meeresboden, sondern enden als lange Überschiebungsbahnen im Keil (*blind thrust*). Die Heraushebung der Küste kann auf Akkretion von Sedimenten an der Basis des landwärtigen Akkretionskeils zurückgeführt (*accretion by underplating*). Neben

Hebung und *blind thrusting* zeigen Störungen in den Aufschlüssen niedrigmetamorpher, känozoischer Gesteine des Shimanto Belts auf Shikoku die Deformation der Gesteine mit hoher Bruchfestigkeit im Zentimeter- bis Meterbereich an (Taira et al. 1992b). Erdbeben (Ando 1975) deuten auf eine seismogene Zone (Byrne et al. 1988) an der Grenze Akkretionskeil-ozeanische Kruste, deren Entstehung auf Veränderungen der Gesteinsrheologie durch Metamorphose zurückzuführen ist.

Modes of Deformation in the Nankai Accretionary Prism

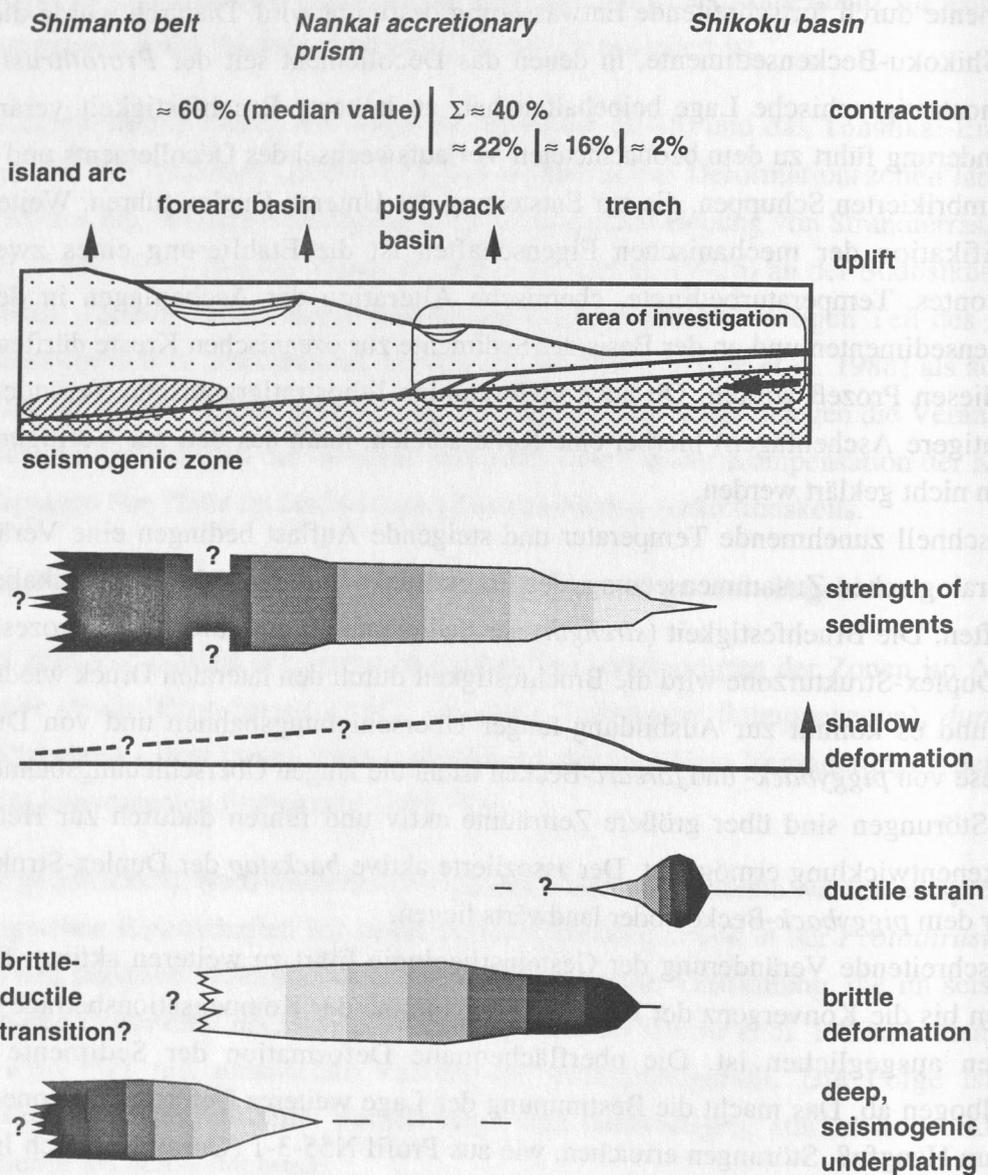


Abb. 9.4: Arten der Deformation an einem konvergenten Plattenrand in Abhängigkeit von den sich verändernden rheologischen Eigenschaften der Gesteine.

Der Zeitraum während dessen individuelle Deformationszonen aktiv sind, kann aus dem Anteil der Zone an der Gesamtkompensation der Plattenkonvergenz berechnet werden. Wie die abnehmende Länge der acht Schuppen der Imbrierten Schuppenzone von Profil NT62-8 (siehe hierzu auch Kapitel 6) deutlich zeigt, ist der Anteil dieser Deformationszonen an der Gesamtkompensation der Plattenbewegung über lange Zeiträume jedoch nicht konstant. Besonders in dem seawärtigen Bereich eines Akkretionskeils werden Veränderungen der Sedimentationsrate, der Sedimentzusammensetzung und Modifikationen der physikalischer Eigenschaften der Sedimente von besonderer Bedeutung für die Dauer der tektonischen Aktivität einer Zone sein.

Die räumliche Verteilung der Verkürzung in einer Deformationszone beschränkt sich nicht auf einen ‚Punkt‘: so werden die Schuppen im Arbeitsgebiet nach der Bildung der Überschiebungsbahnen an der Deformationszone A noch auf einer Länge von etwa 6km herausgehoben, wie Erosionsstrukturen am Meeresboden belegen. Auch die Deformation der Sedimente in dieser Zone stellt sich als ein dynamischer Prozeß dar, der sich über größere Bereiche des Akkretionskeils erstreckt, obwohl die Schuppenzone bereits als aktives Widerlager (*backstop*) des *ductile strain* der *Protothrust*-Zone dient.

Vergleiche mit weiteren seismischen Profilen über den Nankai-Akkretionskeil (Aoki et al. 1982; Ocean Research Institute 1982; Leggett et al. 1985; Moore et al. 1990) zeigen eine ähnliche stufige, topographische Gliederung des Hangs. Insbesondere Profil N55-3-1 mit einer Länge von etwa 100km (Ocean Research Institute 1982) westlich des Arbeitsgebietes läßt eine klare strukturelle Zonierung erkennen, die auf synchrone Deformation hinweist. Der generelle tektonische Baustil mit mehreren Deformationszonen bleibt also über weite Bereiche des Nankai-Akkretionskeils erhalten. Eine direkte Korrelation der strukturellen Einheiten von Profil NT62-8 ist über die Entfernung von etwa 120km jedoch nicht möglich. Es muß daher davon ausgegangen werden, daß die strukturellen Elemente wie das *piggyback*-Becken von Profil NT62-8 kleinräumiger angelegt sind und mit ihnen regionalen Besonderheiten (zum Beispiel Relief der ozeanischen Kruste oder Aschenlagen in den Beckensedimenten) Rechnung getragen wird. Leggett et al. (1985) beschreiben kleine Becken mit holozänen Sedimenten, die parallel zum Streichen des Nankaigrabens angelegt, sind und bestätigen damit die Annahme kleinräumiger struktureller Veränderungen. Nach der vorliegenden Arbeit spielen insbesondere der Charakter der Deformation der Sedimente und die tektonischen Vorgänge im Akkretionskeil eine wesentliche Rolle bei der Topographie des Hangs (Abb. 9.5). Aoki et al. (1982) unterstützen diese Annahme, sie stellen heraus, daß Schwellen im Hang (Profil K54-1-2 westlich Profil N55-3-1) auf aktive Deformation landwärts des Nankaigrabens zurückzuführen sind, ohne jedoch die Deformation genauer lokalisieren zu können oder strukturell zu beschreiben.

Aus der Diskussion ergeben sich eine Reihe neuer offener Fragen:

- Lassen sich die Faktoren, wie die Veränderungen der sedimentphysikalischen Eigenschaften, Veränderungen des Porendrucks und diagenetische und metamorphe Prozesse, die die rheologischen Eigenschaften der Sedimente eines Akkretionskeils steuern, quantifizieren?
- Welche tektonischen Strukturen sind mit diesen Prozessen in der Konvergenzzone assoziiert?
- Wie hoch ist der Anteil von *brittle deformation* und von *underplating* in dem landwärtigen Teil eines Akkretionskeils?
- Ist *ductile strain* lediglich auf die *Protothrust-Zone* beschränkt oder gibt es auch noch signifikante duktile Verkürzung der Sedimente im landwärtigen Teil eines Akkretionskeils?

Zur Beantwortung der Fragen ist es notwendig, die Konvergenzzone als Ganzes zu betrachten und sich nicht nur auf den Graben und Hangfuß mit den frontalen Deformationsprozessen zu beschränken. Die aufgeschlossenen Mélanges ehemaliger Akkretionskeile müssen gleichberechtigt neben Ergebnissen der Erdbebenforschung, Modellierung metamorpher und diagenetischer Prozesse und Ergebnissen von Referenzbohrungen betrachtet werden.

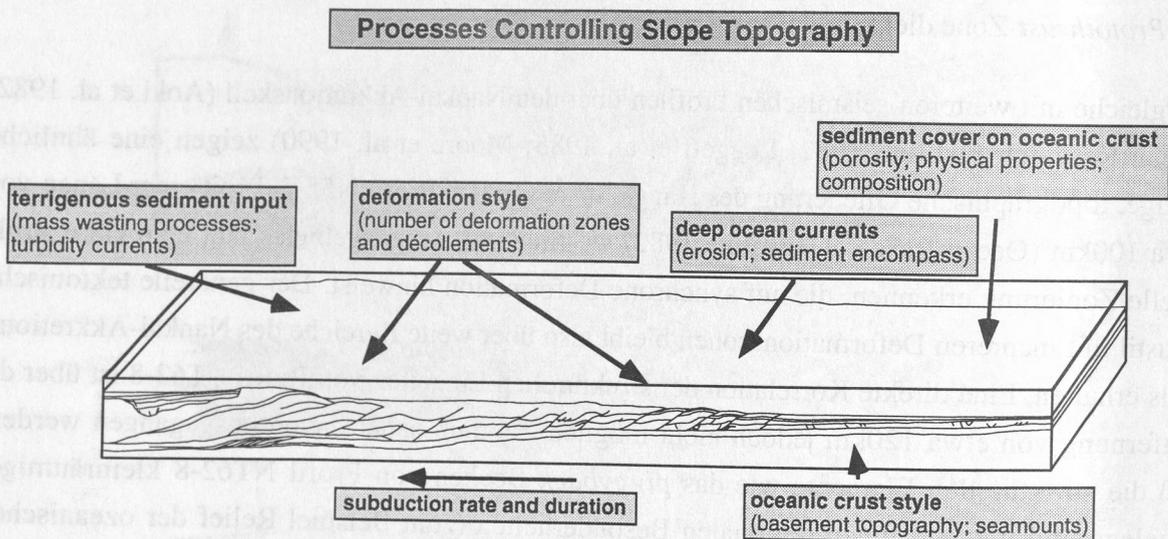


Abb. 9.5: Darstellung der endogenen und exogenen Prozesse, die die Topographie des Meeresbodens im Arbeitsgebiet bestimmen.

10. Zusammenfassung und Ausblick

Der Fuß des Nankai-Akkretionskeils um ODP Bohrung 808 läßt sich seismo-stratigraphisch in drei Teile gliedern (Abb. 10.1):

- In der Becken- und *Protothrust*-Zone etabliert sich in den hemipelagischen Shikoku Beckensedimenten ein Scherhorizont (*Décollement*). Die hemipelagischen Sedimente werden seewärts der frontalen Überschiebung, die die Grenze zur landwärts folgenden Imbrikierten Schuppenzone markiert, durch *ductile strain* tektonisch verdickt. Über den Shikoku Beckensedimenten lagert sich ein mächtiger Keil aus turbiditischen, terrigenen Grabensedimenten ab.
- In der Deformationszone A reagieren die Sedimente mit der Ausbildung von Überschiebungsbahnen (*thrusts*) auf den tektonischen Druck. Acht imbrikierte Schuppen bilden die Imbrikierte Schuppenzone.

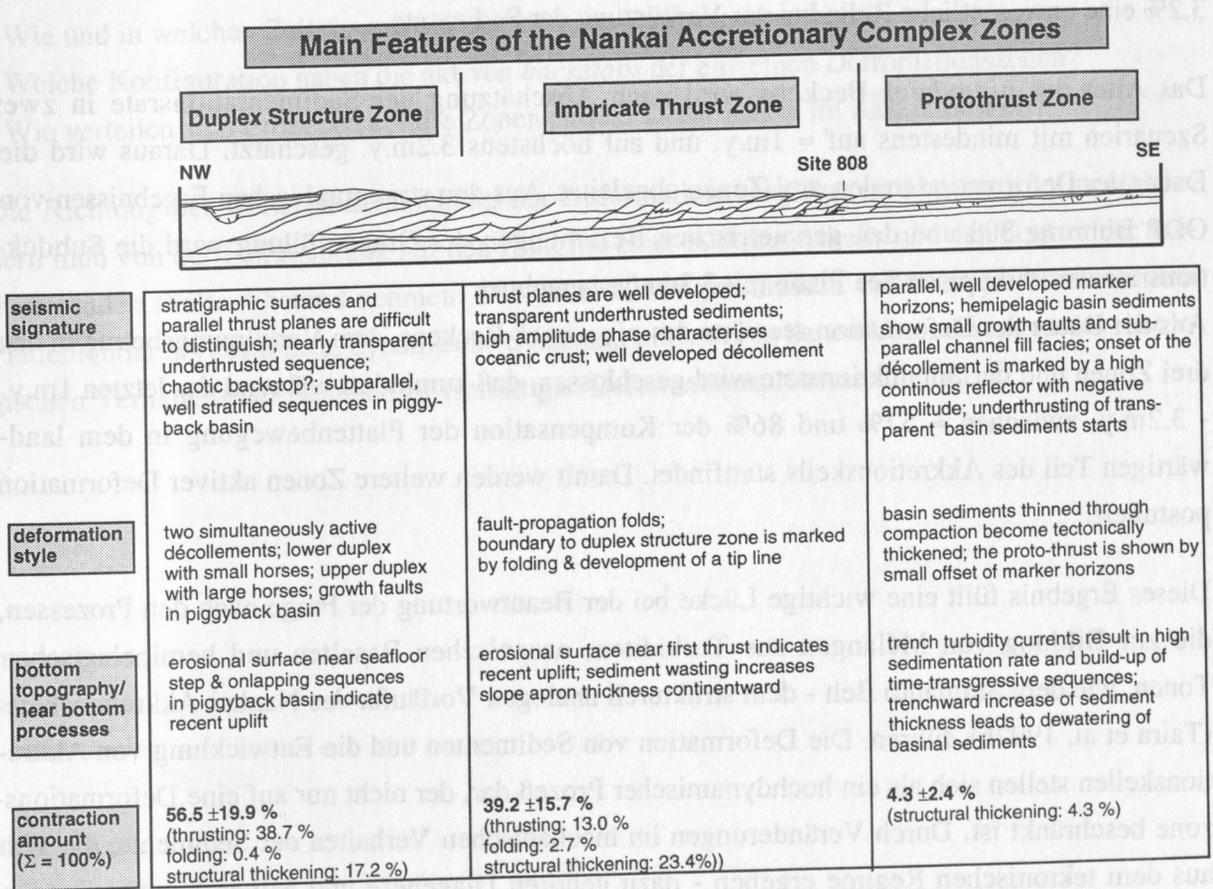


Abb. 10.1: Zusammenfassung der seismischen Signatur, des Deformationsstils, der Topographie und der Verkürzung in den drei strukutrllen Zonen von Profil NT62-8.

- Die Duplex-Strukturzone ist durch die Ausbildung zweier Décollements, eines liegenden Duplex zweiter Ordnung und eines hangenden Duplex erster Ordnung charakterisiert. Die Geschichte der Verkürzung spiegelt sich in einem *piggyback*-Becken, das dem hangenden Duplex aufliegt, wider. Erosionsstrukturen, Beckenentwicklung und Faltung der jüngsten Hangbedeckung weisen die Zone als rezent aktiv aus.

Das seismische Profil NT62-8 wurde bilanziert. Das bilanzierte Profil ist strukturell und stratigraphisch plausibel und entspricht den Anforderungen an ein bilanziertes geologisches Profil.

Die Kompensation der Bewegung der Philippinen See Platte erfolgt im Arbeitsgebiet zeitgleich durch Verkürzung (Einengung) der Sedimente in den drei Zonen. Die Beträge der Verkürzung wurden nach der Bilanzierung ermittelt und summieren sich auf 14,4km. Die strukturelle Verdickung durch *ductile strain* der hemipelagischen Shikoku Beckensedimente hat mit fast 45% einen wesentlichen Anteil an der Gesamtverkürzung im Arbeitsgebiet. Überschiebung in der Duplex-Strukturzone hat einen Anteil von 38,7% und Überschiebung in der Imbricate Thrust Zone (Deformationszone A) einen Anteil von 13% an der Gesamtverkürzung. Faltung spielt mit lediglich 3,2% eine unwesentliche Rolle bei der Verkürzung der Sedimente.

Das Alter des *piggyback*-Beckens wird nach Abschätzung der Sedimentationsrate in zwei Szenarien mit mindestens auf $\approx 1\text{m.y.}$ und auf höchstens 3.2m.y. geschätzt. Daraus wird die Dauer der Deformation in den drei Zonen abgeleitet. Aus den stratigraphischen Ergebnissen von ODP Bohrung 808 und den geometrischen Beziehungen der Grabenfüllung wird die Subduktionsrate der Philippinen See Platte mit $3,3\text{cm/yr}$ berechnet.

Aus der Dauer der Deformation seewärts des *piggyback*-Beckens, dem Verkürzungsbetrag in den drei Zonen und der Subduktionsrate wird geschlossen, daß zumindest während der letzten $1\text{m.y.} - 3.2\text{m.y.}$ zwischen $\approx 57\%$ und 86% der Kompensation der Plattenbewegung in dem landwärtigen Teil des Akkretionskeils stattfindet. Damit werden weitere Zonen aktiver Deformation postuliert.

Dieses Ergebnis füllt eine wichtige Lücke bei der Beantwortung der Frage nach den Prozessen, die zur Bildung von Mélanges aus Turbiditen, ozeanischen Basalten und hemipelagischen Tonen, wie dem Shimanto Belt - dem strukturell analogen Vorläufer des Nankai-Akkretionskeils (Taira et al. 1992b), führen. Die Deformation von Sedimenten und die Entwicklung von Akkretionskeilen stellen sich als ein hochdynamischer Prozeß dar, der nicht nur auf eine Deformationszone beschränkt ist. Durch Veränderungen im mechanischen Verhalten der Sedimente, die sich aus dem tektonischen Regime ergeben - dazu gehören Diagenese und Mineralumwandlungen durch Metamorphose, Veränderungen der sedimentphysikalischen Parameter und das Entweichen von Flüssigkeiten - kann sich die Kompensation der Plattenbewegung auf mehrere Zonen verteilen.

Die Postulierung synchroner Deformation in verschiedenen Bereichen eines Akkretionskeils wirft ein neues Licht auf die komplexen Vorgänge an konvergenten Plattenrändern. Die jetzige Fokussierung der Untersuchungen auf den Graben und den Hangfuß des Nankai-Akkretionskeils - und auch anderer Akkretionskeile - erfaßt nicht die tektonischen Vorgänge, die an konvergenten Plattenrändern stattfinden. Es gilt jetzt zu überprüfen, ob die Kompensation der Plattenbewegung im Nankai-Akkretionskeil auf regionale Besonderheiten wie zum Beispiel den hohen Anteil klastisch-terrigen Sedimente zurückzuführen ist, oder ob das hier entwickelte Modell synchroner Deformation auf andere Akkretionskeile anwendbar ist.

Hat das Modell Gültigkeit, eröffnet sich eine Fülle neuer Fragen, die im Zusammenhang mit konvergenten Plattenrändern stehen:

- Lassen sich die Veränderungen der mechanischen Eigenschaften der Sedimente eines Akkretionskeils modellieren?
- Welche Bedeutung haben die landwärtigen Deformationszonen auf den Fluidhaushalt eines Akkretionskeils?
- Wie und in welchen Zeiträumen bilden sich neue Deformationszonen?
- Welche Konfiguration haben die aktiven *backstops* der einzelnen Deformationszonen?
- Wie verteilen sich Erdbeben auf die Zonen aktiver Deformation im Akkretionskeil?

Die Richtung der weiteren Erforschung der Deformationsvorgänge an aktiven Kontinentalrändern muß von der Fokussierung auf den Hangfuß eines Akkretionskeils und den Graben der subduzierenden Platte Abstand nehmen. Die Untersuchungen müssen vielmehr die konvergenten Plattenränder als komplexe, dynamische Systeme umfassen, in denen Veränderungen des rheologischen Verhaltens der Gesteine zu vielfältigen Deformationsprozessen führen.

Brown, K. M., A. Mascle & J. H. Bairmann, 1990: Mechanisms of extension and subsequent thickening in the Barbados Ridge accretionary complex: balanced cross sections across the wedge toe. In Moore, J. C. & A. Mascle et al., Proc. ODP. Sci. Res., vol. 119, College Station, TX, 209-226.

Brickmann, W., 1939: Typische Kompaktionszonen in einem Akkretionskeil (Barbados Ridge). Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, Nr. 3.

Brickmann, W., K. Moran & R. Taylor, 1993: Accretionary complex and microtectonic development in the accreted sediment from the Nankai Trough. In Hill, T. A., A. Taira & J. V. Firth et al., Proc. ODP. Sci. Res., vol. 131, College Station, TX, 221-226.

Danksagung

Mein herzlichster Dank gilt Dr. Warner Brückmann, der eine hervorragende Projektbetreuung geleistet hat.

Besonders danken möchte ich Prof. Dr. Roland von Huene für die fruchtbaren Diskussionen in der Endphase der Arbeit und die große Freiheit, die mir die eigene Ausgestaltung des Themas ermöglichte.

Der Diskussion mit Prof. Dr. Tim Byrne in Connecticut verdanke ich eine wichtige zündende Idee. Prof. Dr. Greg Moore aus Hawaii sei für die Bereitstellung der seismischen Daten gedankt.

Die freundliche und spannende Atmosphäre und die ständige Hilfsbereitschaft der Mitarbeiter in den Abteilungen Paläo-Ozeanologie, Marine Geodynamik und Marine Umweltgeologie waren wichtige Voraussetzung für das Gelingen der Arbeit.

Herr Dr. Wolfgang Thießen stand mir bei Fehlerbetrachtung hilfreich zur Seite. Für ihre Anregungen und ihre Hilfe bei der Korrektur danke ich Dr. Martin Weinelt, Ortrud Runze und Andreas Aichinger. Sigrid Körsgen erstellte mit viel Geduld die Karten.

Meiner Frau Ute und meinen Kindern Esther und Rahel danke ich für die Gelassenheit mit der sie mich immer wieder auf den Boden der Tatsachen zurückholten. Die Neugier meiner Kinder überrascht mich immer wieder neu.

Meiner Mutter danke ich für ihre Unterstützung und ihr großes Interesse während meiner gesamten Ausbildung.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die vorliegende Arbeit mit dem Projekt: Akkretion von Sedimenten an konvergenten Plattenrändern: Sedimentärer Massentransfer und mechanische Prozesse (BR1075/1-3) finanziell unterstützt.

Literaturverzeichnis

- Allen, P. A. and J. R. Allen, 1990: Basin Analysis - Principles & Applications. Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Ando, M., 1975: Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- Aoki, Y., T. Zamano & S. Kato, 1982: Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections. In: Watkins, J. S. & C. L. Drake (Eds.) *Studies in Continental Margin Geology*. AAPG Memoir, **34**, 309-322.
- Athy, L. F., 1930: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bull.*, **14**, 1, 1-24.
- Baby, P., G. Hérail, R. Salinas & T. Sempere, 1992: Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from geological section balancing: example from foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean Zone. *Tectonics*, **11**, 3, 523-536.
- Baldwin, B. & C. O. Butler, 1985: Compaction curves. *AAPG Bull.*, **69**, 4, 622-626.
- Bally, A. W., P. L. Gordy & G. A. Stewart, 1966: Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Canad. Petr. Geol.*, **8**, 229-237.
- Behrmann, J. & A. Kopf, 1993: Textures and microfabrics in fine-grained muds and mudstones from Site 808, Nankai accretionary prism. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 45-55.
- Boyer, S. E., 1992: Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and the northwest Montana thrust belts. In: K.R. McClay (Ed.) *Thrust Tectonics*, London: Chapman & Hall, 377-390.
- Boyer, S. E. & D. Elliott, 1982: Thrust systems. *AAPG Bull.*, **66**, 9, 1196-1230.
- Bray, C. J. & D. E. Karig, 1988: Dewatering and extensional deformation of Shikoku Basin hemipelagic sediments in the Nankai Trough. *Pure Appl. Geophys.*, **128**, 3/4, 725-746.
- Bray, C. J. & D. E. Karig, 1985: Porosity of sediments in the accretionary prisms and some implications for dewatering processes. *J. Geophys. Res.*, **90**, B1, 768-778.
- Brown, K. M., A. Mascle & J. H. Behrmann, 1990: Mechanics of accretion and subsequent thickening in the Barbados Ridge accretionary complex: balanced cross sections across the wedge toe. In: Moore, J. C. & A. Mascle et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **110**, College Station, TX, 209-226.
- Brückmann, W., 1989: Typische Kompaktionsabläufe mariner Sedimente und ihre Modifikation in einem rezenten Akkretionskeil (Barbados Ridge). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, Reihe A, Nr. 5.
- Brückmann, W., K. Moran & E. Taylor, 1993: Acoustic anisotropy and microfabric development in the accreted sediment from the Nankai Trough. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 221-233.

- Byrne, D. E., D. M. Davis & L. R. Sykes, 1988: Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, **7**, 4, 833-857.
- Byrne, T. & J. Hibbard, 1987: Landward vergence in accretionary prisms: the role of the backstop and the thermal history. *Geology*, **15**, 1163-1167.
- Byrne, T. & D. Fisher, 1990: Evidence for a weak and overpressured décollement beneath sediment-dominated accretionary prisms. *J. Geophys. Res.*, **95**, B6, 9081-9097.
- Byrne, T., A. Maltman, E. Stephenson, W. Soh & R. Knipe, 1993a: Deformation structures and fluid flow in the toe of the Nankai accretionary prism. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 83-101.
- Byrne, T., W. Brückmann, W. Owens, S. Lallemand & A. Maltman, 1993b: Structural synthesis: correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 365-378.
- Dahlstrom, C. D. A., 1969: Balanced cross sections. *Canad. J. Earth Sci.*, **6**, 743-757.
- Davis, D., J. Suppe & F. A. Dahlen, 1983: Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**, B2, 1153-1172.
- DePaor, D. G., 1988: Balanced Section in thrust belts - Part 1: Construction. *AAPG Bull.*, **72**, 1, 73-90.
- DePaor, D. G. & D. C. Bradley, 1988: Balanced sections in thrust belts - Part 2: computerized line and area balancing. *Geobyte*, **5/88**, 33-37.
- Gibbs, A. D., 1984: Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, **141**, 609-620.
- Guidish, T. M., C. G. Kendall, I. Lerche, D. J. Toth & R. F. Yazab, 1985: Basin evaluation using burial history calculations: an overview. *AAPG Bull.*, **69**, 1, 92-105.
- Hamilton, W. B., 1988: Plate tectonics and island arcs. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1503-1527.
- Hashimoto, M. & D. D. Jackson, 1993: Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese Islands. *J. Geophys. Res.*, **98**, B9, 16149-16166.
- Hatcher Jr., R. D., 1990: *Structural Geology - Principles, Concepts, and Problems*. Columbus/Ohio: Merrill Publishing Company.
- Hyndman, R. D., G. F. Moore & K. Moran, 1993a: Velocity, porosity, and pore-fluid loss from the Nankai subduction zone accretionary prism. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 211-220.
- Hyndman, R. D., K. Wang, T. Yuan & G. D. Spence, 1993b: Tectonic sediment thickening, fluid expulsion, and the thermal regime of subduction zone accretionary prisms: the Cascadia margin off Vancouver Island. *J. Geophys. Res.*, **98**, B12, 21865- 21876.
- Ingersoll, R. V., 1988: Tectonics of sedimentary basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1704-1719.

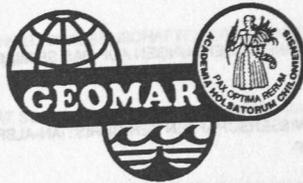
- Issler, D. R., 1992: A new approach to shale compaction and stratigraphic restoration, Beaufort-Mackenzie basin and Mackenzie corridor, northern Canada. *AAPG Bull.*, **76**, 8, 1170-1189.
- Ito, M. & F. Masuda, 1992: The evolution of Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins along Japanese margin. In: Watkins, J. S., F. Zhiqiangh & K. J. McMillen (Eds.) *Geology and Geophysics of Continental Margins*. AAPG Memoir, **53**, Tulsa, OK, 303-315.
- Jones, P. B., 1988: Balanced cross-sections - an aid to structural interpretation. *Geophys.: The Leading Edge of Explor.*, **8/88**, 29-31.
- Kagami, H., 1986: The accretionary prism of the Nankai Trough off Shikoku, southwestern Japan. In: Kagami, H., D. E. Karig & W. T. Coulbourn et al., 1986: *Init. Rep. DSDP*, vol. **87**, Washington, U.S. Govt. Printing Office, 941-956.
- Kagami, H., D. E. Karig & W. T. Coulbourn et al., 1986: *Init. Rep. DSDP*, vol. **87**, Washington, U.S. Govt. Printing Office.
- Karig, D. E., 1986a: Physical properties and mechanical state of accreted sediments in the Nankai Trough, Southwest Japan Arc. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **166**, 117-133.
- Karig, D. E., 1986b: The framework of deformation in the Nankai Trough. In: Kagami, H., D. E. Karig & W. T. Coulbourn et al., *Init. Rep. DSDP*, vol. **87**, Washington, U.S. Govt. Printing Office, 927-940.
- Karig, D. E. & J. C. Ingle Jr. et al., 1975: *Init. Rep. DSDP*, vol. **31**, Washington, U.S. Govt. Printing Office.
- Karig, D. E. & C. L. Angevine, 1986: Geological constraints on subduction rates in the Nankai Trough. In: Kagami, H., D. E. Karig & W. T. Coulbourn et al., *Init. Rep. DSDP*, vol. **87**, Washington, U.S. Govt. Printing Office, 789-796.
- Karig, D. E. & N. Lundberg, 1990: Deformation bands from the toe of Nankai accretionary prism. *J. Geophys. Res.*, **95**, B6, 9099-9109.
- Kobayashi, K., 1984: Subsidence of the Shikoku back-arc basin. *Tectonophysics*, **102**, 105-117.
- Lallemant, S. J., T. Byrne, A. Maltman, D. Karig & P. Henry, 1993: Stress tensors at the toe of the Nankai accretionary prism: an application of inverse methods to slickenlined faults. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 103-122.
- Lawrence, D. T., M. Doyle & T. Aigner, 1990: Stratigraphic simulation of sedimentary basins: concepts and calibration. *AAPG Bull.*, **74**, 3, 273-295.
- Leggett, J., Y. Aoki & T. Toba, 1985: Transition from frontal accretion to underplating in a part of the Nankai Trough accretionary complex off Shikoku (SW Japan) and extensional features on the lower trench slope. *Mar. Pet. Geol.*, **2**, 131-141.
- Le Pichon, X., T. Iiyama, H. Chamley, J. Charvet, M. Faure, H. Fujimoto, T. Furuta, Y. Ida, H. Kagami, S. Lallemant, J. Leggett, A. Murata, H. Okada, C. Rangin, V. Renard, A. Taira & H. Tokuyama, 1987a: Nankai Trough and the fossil Shikoku Ridge: results of Box 6 Kaiko survey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 186-198.

- Le Pichon, X., T. Iiyama, H. Chamley, J. Charvet, M. Faure, H. Fujimoto, T. Furuta, Y. Ida, H. Kagami, S. Lallemand, J. Leggett, A. Murata, H. Okada, C. Rangin, V. Renard, A. Taira & H. Tokuyama, 1987b: The eastern and western ends of Nankai Trough: results of Box 5 and Box 7 Kaiko survey. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 199-213.
- Lui, H., K. R. McClay & D. Powell, 1992: Physical models of thrust wedges. In: McClay (Ed.) *Thrust Tectonics*, London: Chapman & Hall, 71-81.
- Maltman, A. J., T. Byrne, D. Karig, S. Lallemand & ODP Leg 131 Shipboard Party, 1992: Structural geological evidence from ODP Leg 131 regarding fluid flow in the Nankai prism, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 463-468.
- Maltman, A. J., T. Byrne, D. E. Karig, S. Lallemand, R. Knipe & D. Prior, 1993: Deformation structures at Site 808, Nankai accretionary prism, Japan. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, 123-133.
- Mascle, A., L. Endignoux & T. Chennouf, 1990: Frontal accretion and piggyback basin development at the southern edge of the Barbados Ridge accretionary complex. In: Moore, J. C., A. Mascle et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **110**, College Station, TX, 17-28.
- Masuda, H., H. Tanaka, T. Gamo, W. Soh & A. Taira, 1993: Major-element chemistry and alteration mineralogy of volcanic ash, Site 808 in the Nankai Trough. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, 175-183.
- McClay, K. R., 1992: Glossary of thrust tectonic terms. In: K.R. McClay (Ed.) *Thrust Tectonics*, London: Chapman & Hall, 419-433.
- Mitra, S., 1986: Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *AAPG Bull.*, **70**, 9, 1087-1112.
- Mitra, S., 1990: Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG Bull.*, **74**, 6, 921-945.
- Moore, G. F., T. H. Shipley, P. L. Stoffa, D. E. Karig, A. Taira, S. Kuramoto, H. Tokuyama & K. Suyehiro, 1990: Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res.*, **95**, B6, 8753-8765.
- Moore, G. F., D. E. Karig, T. H. Shipley, A. Taira, P. L. Stoffa & W. T. Wood, 1991: Structural framework of the ODP 131 area, Nankai Trough. In: Taira, A., I. Hill, J. Firth et al., *Proc. ODP, Init. Repts.*, vol. **131**, College Station, TX, 15-20.
- Moore, G. F. & T. H. Shipley, 1993: Character of the décollement in the Leg 131 area, Nankai Trough. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP. Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 73-80.
- Moore, J. C., K. M. Brown, F. Horath, G. Cochrane, M. MacKay & G. Moore, 1991: Plumbing accretionary prisms: effects of permeability variations. In: Tarney, J., K. T. Pickering, R. J. Knipe & J. F. Dewey (Eds.) *The Behavior and Influence of Fluids in Subduction Zones (335 A)*. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 275-288.
- Moretti, I. & M. Larrère, 1989: LOCACE - Computer-aided construction of balanced geological cross sections. *Geobyte*, **10/89**, 16-24.

- Moretti, I., S. Wu & A. W. Bally, 1990: Computerized balanced cross-section LOCACE to reconstruct an allochthonous salt sheet, offshore Louisiana. *Mar. Petr. Geol.*, **7**, 371-377.
- Morgan, J. K. & D. E. Karig, 1993: Ductile strains in clay-rich sediments from Hole 808C: preliminary results using X-ray pole figure goniometry. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 141-155.
- Morgan, J. K. & D. E. Karig, 1995: Kinematics and a balanced and restored cross-section across the toe of the eastern Nankai accretionary prism. *J. Struct. Geol.*, **17**, 1, 31-45.
- Morgan, J. K., D. E. Karig & A. Maniatty, 1994: The estimation of diffuse strains in the toe of the western Nankai accretionary prism: a kinematic solution. *J. Geophys. Res.*, **99**, B4, 7019-7032.
- Mount, V. S., J. Suppe & S. C. Hook, 1990: A forward modeling strategy for balancing cross sections. *AAPG Bull.*, **74**, 5, 521-531.
- Nagihara, S., H. Kinoshita & M. Yamano, 1989: On the high heat flow in the Nankai Trough area - a simulation study on a heat rebound process. *Tectonophysics*, **161**, 33-41.
- Ocean Research Institute (ed.), 1982: Multi-channel seismic reflection data across Nankai Trough. *IPOD-Japan Basic Data Series*, vol. **4**, University of Tokyo.
- Olafsson, G., 1993: Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Nankai trough. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 3-14.
- Oncken, O., D. Roeder & C. v. Winterfeld, 1993: Balanced geological cross sections (Short course during the 83rd annual meeting of the GV, 1993). Berlin, GFZ (unpubl.).
- Pickering, K. T., M. B. Underwood & A. Taira, 1993: Stratigraphic synthesis of the DSDP-ODP sites in the Shikoku basin, Nankai Trough, and accretionary prism. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 313-330.
- Platt, J. P., 1988: The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. *Geol. Rundschau*, **77**, 2, 577-589.
- Platt, J. P., 1990: Thrust mechanics in highly overpressured accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, **95**, B6, 9025-9034.
- Ramsay, J. G. & M. I. Huber, 1987: *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2: Folds and Fractures. London: Academic Press.
- Ranken, B., R. K. Cardwell & D. E. Karig, 1984: Kinematics of the Philippine Sea Plate. *Tectonics*, **3**, 555-575.
- Rowan, M. G. & R. Kligfield, 1989: Cross section restoration and balancing as an aid to seismic interpretation in extensional terranes. *AAPG Bull.*, **73**, 8, 955-966.
- Schultz-Ela, D. D., 1991: Practical restoration of extensional cross sections. *Geobyte*, **6**, 6, 15-22.
- Sclater, J. G. & P. A. F. Christie, 1980: Continental stretching: an explanation of the post-Mid Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J. Geophys. Res.*, **85**, B7, 3711-3739.

- Schmoker, J. W. & R. B. Halley, 1982: Carbonate porosity versus depth: A predictable relation for South Florida. *AAPG Bull.*, **66**, 12, 2561-2570.
- Seno, T., 1977: The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, **42**, 206-226.
- Seno, T., 1979: Pattern of intraplate seismicity in southwest Japan before and after great interplate earthquakes. *Tectonophysics*, **57**, 267-283.
- Seno, T. & S. Maruyama, 1984: Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- Seno T., Y. Ogawa, H. Tokuyama, E. Nishiyama & A. Taira, 1989: Tectonic evolution of the triple junction off central Honshu for the past 1 million years. *Tectonophysics*, **160**, 91-116.
- Seno, T., S. Stein & A. E. Gripp, 1993: A model for motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, B10, 17941-17948.
- Shipboard Scientific Party, 1991a: Geological background and objectives. In: Taira, A., I. Hill & J. Firth et al., *Proc. ODP Init. Repts.*, vol. **131**, College Station, TX, 5-14.
- Shipboard Scientific Party, 1991b: Sediment deformation and hydrogeology at the Nankai accretionary prism: synthesis of ODP Leg 131 shipboard results. In: Taira, A., I. Hill & J. Firth et al., *Proc. ODP Init. Repts.*, vol. **131**, College Station, TX, 273-285.
- Shipboard Scientific Party, 1991c: Sedimentology Site 808. In: Taira, A., I. Hill & J. Firth et al., *Proc. ODP Init. Repts.*, vol. **131**, College Station, TX, 81-99.
- Siena, F., M. Coltorti, E. Saccani & C. Vaccaro, 1993: Petrology of the basaltic rocks of the Nankai Trough basement. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., *Proc. ODP Sci. Res.*, vol. **131**, College Station, TX, 197-207.
- Soh, W., 1988: Description of piston core samples of KH 86-5 cruise. In: Taira, A. & Scientific Members of the Expedition: Preliminary Report of the Hakahu Maru Cruise KH 86-5, Tokyo: Ocean Research Institute, 103-160.
- Stoffa, P. L., W. T. Wood, T. H. Shipley, G. F. Moore, E. Nishiyama, M. A. B. Botelho, A. Taira, H. Tokuyama & K. Suyehiro, 1992: Deepwater high-resolution expanding spread and split spread seismic profiles in the Nankai Trough. *J. Geophys. Res.*, **97**, B2, 1687-1713.
- Suppe, J., 1985: *Principles of Structural Geology*. England Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- Taira, A. & Scientific Members of the Expedition, 1988: Preliminary report of the Hakuho Maru Cruise KH 86-5 Ocean Research Institute, Tokyo.
- Taira, A., I. Hill & J. Firth et al., 1991: *Proc. ODP Init. Repts.*, vol. **131**, College Station, TX.
- Taira, A., I. Hill, J. Firth, U. Berner, W. Brückmann, T. Byrne, T. Chabernaud, A. Fisher, J. P. Foucher, T. Gamo, J. Gieskes, R. Hyndman, D. Karig, M. Kastner, Y. Kato, S. Lallemand et al., 1992a: Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism: Synthesis of shipboard results of ODP Leg 131. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 431-450.
- Taira, A., T. Byrne & J. Ashi, 1992b: *Photographic Atlas of an Accretionary Prism: Geologic Structures of the Shimanto Belt, Japan*. Tokyo: Univ. of Tokyo Press.

- Taira, A. & J. Ashi, 1993: Sedimentary facies evolution of the Nankai forearc and its implications for the growth of the Shimanto accretionary prism. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., Proc. ODP. Sci. Res., vol. **131**, College Station, TX, 331-342.
- Underwood, M. B., R. Orr, K. Pickering & A. Taira, 1993: Provenance and dispersal patterns of sediments in the turbidite wedge of Nankai Trough. In: Hill, I. A., A. Taira & J. V. Firth et al., Proc. ODP. Sci. Res., vol. **131**, College Station, TX, 15-34.
- von Huene, R. & D. W. Scholl, 1991: Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. Rev. Geophys., **29**, 3, 279-316.
- Vrolijk, P., 1990: On the mechanical role of smectite in subduction zones. Geology, **18**, 703-707.
- Woodward, N. B., S. E. Boyer & J. Suppe, 1989: Balanced Geological Cross-Sections: An Essential Technique in Geological Research and Exploration. Amer. Geophys. Union, Short Course in Geology, **6**.
- Yamano, M., S. Uyeda, Y. Aoki & T. H. Shipley, 1982: Estimates of heat flow derived from gas hydrates. Geology, **10**, 339-343.
- Yamano, M., J.-P. Foucher, M. Kinoshita, A. Fisher, R.D. Hyndman & ODP Leg 131 Shipboard Scientific Party 1992: Heat flow and fluid flow regime in the eastern Nankai accretionary prism. Earth Planet. Sci. Let., **109**, 451-462.
- Yamazaki, T. & Y. Okamura, 1989: Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan. Tectonophysics, **160**, 207-229.
- Yoshii, T., W. J. Ludwig, N. Den, S. Murauchi, M. Ewing, H. Hotta, P. Buhl, T. Asanuma & N. Sakajiri, 1973: Structure of southwest Japan margin off Shikoku. J. Geophys. Res., **78**, 14, 2517-2525.



GEOMAR REPORTS

- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp.
In German
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp.
In German and English
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp.
In German and English
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 5 THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp.
In German with English summary
- 6 SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENOUS STRUCTURES - INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA.
Edited by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at
Kiel - Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp.
In English
- 7 JENS MATTHIESSEN
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp.
In German with English summary
- 8 DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGEHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp.
In German with English summary
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 10 UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN
ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary
- 11 FS POSEIDON - EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65° N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND)
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app.
In German with some English chapters
- 12 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp.
In German and English
- 13 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON
SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE
Neogloboquadrina pachyderma (sin.). 1992. 104 pp.
In German with English summary
- 14 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp.
In German with some English chapters
- 15 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE:
RECORDS AND MODELLING 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY
PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 351 pp.
In English
- 16 MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary
- 17 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN
EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03F0055 A+B. 1993. 108 pp.
In German with English summary
- 18 TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS.
Hrsg. von / ed. by ERWIN SUESS. 1993. 106 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German

- 19 THOMAS DICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD
IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp.
In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp.
In German and English
- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNO MORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp.
In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄO GEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *BOLBOFORMA* - EIN BEITRAG ZUR REKONSTRUKTION UND
DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTIÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV - Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993): SEDIMENT DISTRIBUTION ON THE REYKJANES RIDGE NEAR 59°N
Edited by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM PLIOZÄNEN UND QUARTÄREN
NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp.
In German with English summary
- 25 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp.
In German and English
- 26 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND TRENCH
UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGNIMBRITE TL, GRAN CANARIA:
THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp.
In English with German summary
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app.
In English
- 29 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7. - 19.9.1994
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994.
Some chapters in German, some in English
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS,
PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSØ, 5.-25.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINLT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM - VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE,
SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 85 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A. HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN
DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES SKAGERRAKS (NE NORDSEE)
IM SPÄTHOLOZÄN. 1994.
In German with English summary
- 35 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE.
DEEP WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340,000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER
KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC REFLECTION AND
DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp.
In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108pp.
In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL, ALASKA. 1995. 93 pp.
In German with English summary

- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1994. 1995.
In German and English
- 41 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2.-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp.
Some chapters in German, some in English
- 42 R/V PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": Vladivostok - Vladivostok, September 23 - October 22, 1994.
Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV and EVGENIY LELIKOV. 1995. 48 + 33 pp.
In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN
PROFILIEN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808. II + 89 pp.
In German with English summary
- 



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Das Tätigkeitsfeld: die Weltmeere
- Das Untersuchungsobjekt: den Meeresboden, Antrieb und Tagebuch der Erdgeschichte
- Die Einbindung von GEOMAR in die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

The GEOMAR seal portrays:

- The area of research: the world's oceans
- The object to be investigated: the seafloor, driving force and diary of the earth's history
- The connection of GEOMAR to the Christian Albrechts University in Kiel

GEOMAR

Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 725391, 7202293, 725650

GEOMAR

Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel/Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 725391, 7202293, 725650