

665 z 995 -1  
25. Juli 1997

**BERICHTE**  
aus dem  
**SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313**

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 68

Nachweis von Gashydraten und freiem Gas  
in den Sedimenten des nordwesteuropäischen  
Kontinentalabhangs mit hochauflösenden  
reflexionsseismischen Methoden und  
HF-OBS-Daten

JÖRG POSEWANG



Nr. 68

**Nachweis von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs mit hochauflösenden reflexionsseismischen Methoden und HF-OBS-Daten**

Jörg Posewang

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung .....</b>	<b>1</b>
<b>1 Einleitung.....</b>	<b>2</b>
<b>2 Forschungsstand .....</b>	<b>4</b>
2.1 Entstehung von Gashydraten .....	4
2.2 Stabilität von Gashydraten.....	5
2.3 Einfluß von Gashydraten auf die Hangstabilität.....	7
2.3 Nachweis von Gashydraten .....	9
<b>3 Untersuchungsgebiete .....</b>	<b>13</b>
3.1 Norwegischer Kontinentalabhang: Storegga-Rutschmasse .....	13
3.2 Barents See Sedimentfächer .....	16
3.3 Kontinentalabhang West Spitzbergens .....	17
<b>4 Untersuchungsmethoden.....</b>	<b>19</b>
4.1 Hochauflösende Reflexionsseismik .....	20
4.1.1 Datenerfassung.....	20
4.1.2 Digitale Datenverarbeitung.....	20
4.2 Hochauflösende Reflexionsseismik mit dem HF-OBS .....	23
4.2.1 Meßeinsatz und Datenerfassung .....	25
4.2.2 Digitale Datenverarbeitung.....	25
4.2.3 Modellierung zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit.....	29
<b>5 Ergebnisse: Strukturen und Geschwindigkeiten .....</b>	<b>33</b>
5.1 Gashydrate und freies Gas an der Storegga Rutschmasse .....	33
5.1.1 Hochauflösende ein- und mehrkanalige Reflexionsseismik.....	33
5.1.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten .....	40
5.1.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren .....	43
5.2 Der Barents See Sedimentfächer .....	46
5.2.1 Mehrkanalige Reflexionsseismik .....	47
5.3 Gashydrate und freies Gas am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens .....	52
5.3.1 Hochauflösende mehrkanalige Reflexionsseismik .....	52
5.3.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten .....	58
5.3.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren .....	60
5.4 Gashydrate und freies Gas am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens .....	64
5.4.1 Hochauflösende mehrkanalige Reflexionsseismik .....	65
5.4.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten .....	68
5.4.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren .....	71
<b>6 Detailuntersuchungen eines BSRs.....</b>	<b>75</b>
<b>7 Diskussion und Ausblick .....</b>	<b>81</b>
7.1 Diskussion der Ergebnisse.....	81
7.2 Korrelation der Ergebnisse zu bisherigen Untersuchungen .....	91
7.3 Berechnung des geothermischen Gradienten über den BSR .....	97
7.4 Verbreitung von Gashydraten am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang.....	101

7.5 Ausblick.....	103
<b>8 Literaturverzeichnis.....</b>	<b>105</b>
<b>Anhang A: Liste der Abkürzungen und Symbole.....</b>	<b>114</b>
<b>Anhang B: Abbildungsverzeichnis.....</b>	<b>116</b>
<b>Anhang C: Tabellenverzeichnis.....</b>	<b>122</b>
<b>Anhang D: seismische Sektionen.....</b>	<b>123</b>
<b>Danksagung.....</b>	<b>137</b>

## Zusammenfassung

Zum Nachweis von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs sind in vier Gebieten hochauflösende reflexionsseismische Untersuchungen durchgeführt worden. Die von einem Luftpulsler angeregten seismischen Signale lagen in einem Frequenzbereich von 50-200 Hz und erreichten Eindringtiefen bis 450 m. Die Signale wurden von einem mehrkanaligen Streamer und von zwei in einem Abstand von ca. 700 m am Meeresboden verankerten **Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Seismometern** (HF-OBS) registriert. Während die mehrkanaligen Aufzeichnungen Informationen über die Struktur und den Aufbau des Meeresbodens erbrachten, dienten die HF-OBS-Daten zur hochauflösenden Bestimmung von Kompressionswellengeschwindigkeiten der Sedimentschichten. Durch die Kombination beider Datensätze konnten Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente im Detail bestimmt werden.

Die Auswertung der seismischen Daten zeigt ein in den Sedimenten des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs fleckenhaftes Vorkommen von Gashydraten und freiem Gas. Die Geschwindigkeitsanalysen ergeben für die vom Gashydrat zementierten Sedimente anomal hohe Geschwindigkeiten bis 1930 m/s. Dabei ist sowohl die Ober- als auch die Unterkante der Gashydratzone aufgelöst worden. Die Gashydratzonen werden bis 200 m mächtig und erreichen in der Regel nicht den Meeresboden. Die gasführenden Schichten an der Untergrenze der Gashydrate weisen signifikant niedrige Geschwindigkeiten von 1200-1400 m/s auf. Über die **Basis der Gas-Reflektion** (BGR) konnte die Mächtigkeit der gasführenden Schichten auf 10-30 m bestimmt werden. Bemerkenswert ist, daß diese Schichten teilweise in der für Gashydrate stabilen Zone erkannt wurden, was durch Änderungen in der Gaszusammensetzung erklärbar ist.

Im Bereich der Storegga Rutschmasse am südwestlichen Kontinentalabhang Norwegens und am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens wird die Untergrenze der Gashydratzone durch einen stark ausgeprägten **Bottom Simulating Reflector** (BSR) angezeigt. Der BSR ist in einigen seismischen Sektionen des Gebiets westlich Spitzbergens vom oberen Kontinentalabhang über eine Strecke von 300 km bis in die Tiefsee zu verfolgen. Detailuntersuchungen haben gezeigt, daß der BSR nicht, wie bisher vermutet, einen kontinuierlichen Horizont darstellt, sondern durch Abschnitte von Schichtgrenzen mit erhöhten Amplituden gekennzeichnet ist. An den Schichtgrenzen hat sich freies Gas konzentriert, das mit dem sich hangaufwärts erstreckenden BSR in höhere Schichten migriert. Durch die Anwendung verschiedener Frequenzfilter kann die Tiefpaßwirkung der gasführenden Schichten auf seismische Signale gezeigt werden. Am BSR dominieren Frequenzen von 60-80 Hz.

Im Bereich des Kontinentalabhangs Südwest Spitzbergens ist freies Gas in Gasaufstiegsbereichen nach oben migriert und hat sich an undurchlässigen Schichtgrenzen innerhalb der für Gashydrate stabilen Zone konzentriert. In den seismischen Sektionen werden diese Bereiche durch lateral begrenzte seismische Anomalien markiert. Unterhalb des Stabilitätsbereiches für Gashydrate haben sich keine gasführenden Schichten ausgebildet, so daß in den seismischen Sektionen kein BSR als Indikator für Gashydrate zu erkennen ist.

Ein weiteres herausragendes Ergebnis ist, daß die Geschwindigkeitsanalysen an der Storegga Rutschmasse zwei separate Schichten mit erhöhten Geschwindigkeiten zeigen, die durch eine Schicht mit erniedrigten Geschwindigkeiten getrennt sind. An den Untergrenzen der beiden Gashydratzonen haben sich BSRs ausgebildet, die in den seismischen Sektionen des unteren Hangbereichs erstmals als Doppel-BSRs erkannt wurden.

# 1 Einleitung

Ein übergeordnetes Forschungsziel der Arbeiten im Sonderforschungsbereich 313 ist die Rekonstruktion großräumiger Sedimentationsprozesse am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang. Seismische Untersuchungen zeigen, daß der Norwegische und der Barents See Kontinentalabhang durch großräumige Hangrutschungen geprägt sind (e.g. Bugge, 1983; Mienert et al., 1993; Vanneste, 1995; Dowdeswell, 1996). Es wird vermutet, daß die Sedimentumlagerungen mit dem Vorkommen von Gashydraten und freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente im Zusammenhang stehen (Bugge, 1987; Bobsien, 1995).

Als Gashydrat bezeichnet man die eisähnliche Festphase eines Gemisches aus Wasser und Gas (überwiegend Methan), das unter hohem Druck, niedrigen Temperaturen und Gassättigung stabil ist und die Sedimente zementiert (e.g. Field und Kvenvolden, 1985; Dillon et al., 1994a). Veränderungen der Druck- und Temperaturbedingungen, die durch Klimaänderungen gesteuert werden, können zu einer Verlagerung des Stabilitätsbereichs für Gashydrate führen. Eine solche Verlagerung hat das teilweise Aufschmelzen der Gashydrate zur Folge. Dadurch können Schwächezonen im Sediment entstehen und riesige Areale von Kontinentalabhängigen ins Rutschen geraten (McIver, 1982; Kayen und Lee, 1990).

Gashydrat zementierte Sedimente sind durch hohe Kompressionswellengeschwindigkeiten bis 2400 m/s (Andreassen et al., 1990) und reines Gashydrat bis 3300 m/s geprägt (Sloan, 1990). Unterhalb der Gashydratzone sammelt sich in einer 10-40 m mächtigen Schicht freies Gas in den Porenräumen der Sedimente. Dadurch fällt die Kompressionswellengeschwindigkeit in diesem Bereich auf Werte unter 1500 m/s ab. Aufgrund des hohen negativen Impedanzkontrastes zwischen Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimentschichten bildet sich in der Seismik ein markanter Reflektor aus. Der als **Bottom Simulating Reflector** (BSR) bezeichnete Horizont verläuft gemäß den Stabilitätsbedingungen für Gashydrate in der Regel parallel zum Meeresboden und kann die vorhandene Schichtung queren (e.g. Andreassen und Hansen, 1995). Weitere Ausführungen zum Nachweis von Gashydraten und über den Stand der Forschung folgen im Kapitel 2 (Forschungsstand).

Im Rahmen der vorliegenden Forschungsarbeit wird ein Schwerpunkt auf den Nachweis möglicher Vorkommen von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs gelegt. Die Untersuchungen konzentrieren sich dabei auf das Gebiet der Storegga Rutschmasse am südwestlichen Kontinentalabhang Norwegens, auf den Kontinentalabhang westlich der Barents See und auf das Gebiet westlich von Spitzbergen bis zum Knipovich Rücken. Im Kapitel 3 (Untersuchungsgebiete) werden die einzelnen Untersuchungsgebiete vorgestellt und auf deren Besonderheiten hingewiesen.

Aufgrund der seismischen Charakteristiken von Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten wurden seismische Verfahren zum Nachweis dieser Sedimenttypen herangezogen. Als Signalquelle kam ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern zum Einsatz und als Aufnehmer dienten ein- bzw. mehrkanalige Streamer. Mit den registrierten Daten können der Aufbau des Meeresbodens und die Strukturen der Ablagerungen detailliert untersucht und über große Strecken verfolgt werden. Da die erzeugten seismischen Signale hochfrequenter (bis 180 Hz) und hochauflösender sind als in den bisherigen Untersuchungen (<80 Hz) an Gashydratzonen entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs, wird in den Ausführungen dieser Arbeit von hochauflösenden reflexionsseismischen Daten gesprochen.

Zur hochauflösenden Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen in den Sedimenten sind an Schlüssellokationen zwei in einem Abstand von ca. 700 m entfernte

Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Hydrophone eingesetzt worden. Diese autark arbeitenden geophysikalischen Meeresbodenmeßsysteme wurden im Rahmen einer Dissertation am SFB313 entwickelt (Bobsien, 1995) und mit der Bezeichnung HF-OBH versehen. Da sich in der Literatur für ähnliche Meeresbodenplattformen der Begriff HF-OBS (Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Seismometer) eingebürgert hat, soll dieser auch in der vorliegenden Arbeit Verwendung finden.

Bei den beiden unterschiedlichen Methoden der Datenaufzeichnung (a: Streamer, b: HF-OBS) handelt es sich um reflexionsseismische Verfahren. Um Verwechslungen zu vermeiden, werden im weiteren Verlauf der Arbeit die Methoden unterschieden nach a) reflexionsseismische Methode und b) HF-OBS-Methode und dementsprechend auch von reflexionsseismischen Profilen/Daten und HF-OBS-Profilen/Daten gesprochen. Eine detailliertere Beschreibung der Meßmethoden und der verwendeten Geräte findet sich im Kapitel 4 (Methodik). Darin wird ebenfalls näher auf die Datenauswertung und das Datenprocessing eingegangen. Insbesondere die Bestimmung der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle aus den HF-OBS-Daten wird einer genaueren Beschreibung unterzogen, da sie einen wichtigen Bestandteil zum Nachweis Gashydrat zementierter und gasführender Sedimente darstellt.

Im Kapitel 5 (Ergebnisse: Strukturen und Geschwindigkeiten) folgt die Beschreibung der Ergebnisse aus den Analysen des umfangreichen Datenmaterials. Durch die Kombination der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle, die aus den HF-OBS-Daten gewonnen werden und den Informationen der seismischen Sektionen über den Aufbau und den Verlauf der Schichtung im Untergrund, werden Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente nachgewiesen. Darüber hinaus sollen durch detaillierte Analysen der seismischen Daten die akustischen Eigenschaften dieser Sedimenttypen bestimmt werden (Kapitel 6).

Die umfassende Diskussion im Kapitel 7 stellt die seismischen Daten der einzelnen Untersuchungsgebiete vergleichend gegenüber, hebt Gemeinsamkeiten und Unterschiede hervor und setzt die Folgerungen in Bezug zu den Untersuchungsergebnissen anderer Wissenschaftler. Desweiteren wird gezeigt, daß die Tiefe des BSRs als alternative Methode zur Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit dienen kann. Abschließend werden aus der Gesamtheit der Daten die potentiellen und nachgewiesenen Vorkommen von Gashydraten entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs zusammengefaßt dargestellt.

## 2 Forschungsstand

Gashydrate wurden erstmals im Jahre 1811 von Sir Humphrey Davy (1811) in ihrer chemischen Zusammensetzung beschrieben. Im Jahre 1934 führten Gashydratbildungen in Gaspipelines erstmals zum Erkennen von natürlichen Gashydraten (Hammerschmidt, 1934). Markl et al. (1970) erkannten Gashydrate in reflexionsseismischen Aufzeichnungen am Blake Outer Ridge. Seitdem ist die Erforschung von Gashydraten erheblich vorangetrieben worden. Direkte Vorkommen und Hinweise auf die Existenz von Gashydraten anhand von reflexionsseismischen Daten, ODP-, DSDP- und industriellen Bohrungen liegen aus zahlreichen Regionen der Weltmeere und den Permafrostböden der nördlichen Hemisphäre vor (Abb.1). Danach überwiegen Gashydratzonen in den Bereichen der Kontinentalränder.

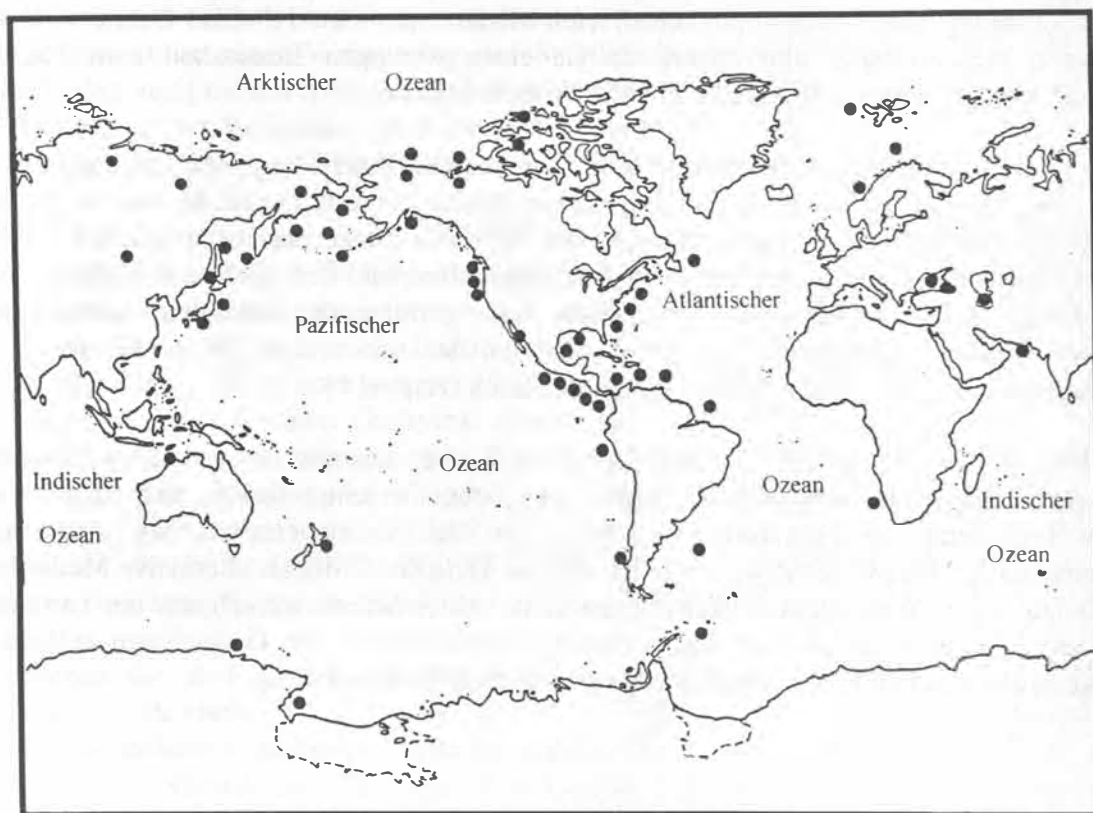


Abbildung 1: Die Übersichtskarte zeigt Gebiete (schwarze Punkte) mit direkten Vorkommen und Hinweisen auf die Existenz von Gashydraten (Kvenvolden, 1993).

### 2.1 Entstehung von Gashydraten

Als Gashydrat wird die eisähnliche Festphase eines Gemisches aus Wasser und Gas bezeichnet, das unter bestimmten Druck- (>300 m Wassertiefe) und Temperaturbedingungen (um 0°C Bodentemperatur) stabil ist und das Sediment zementiert. Dabei dient Wasser als Trägermolekül und Gas in unterschiedlicher Zusammensetzung als Gastmolekül, das in das kubische Kristallgefüge der Wassermoleküle eingebaut wird. Im allgemeinen werden zwei Strukturen von Gashydraten unterschieden (Hitchon, 1974; Davidson, 1978; Sloan, 1990):



- Struktur I: In der symmetrischen Kristallstruktur, die sich aus 46 Wassermolekülen und 8 Gasmolekülen zusammensetzt, wird zu 98-99% Methan und in Spurenelementen Ethan, CO<sub>2</sub> und SO<sub>4</sub> in das Kristallgitter eingebaut.
- Struktur 2: In diese erheblich größeren Kristalle, die aus 136 Wassermolekülen und 8 Gasmolekülen bestehen, können neben Methan, Ethan, CO<sub>2</sub> und SO<sub>4</sub> auch größere Kohlenwasserstoffmoleküle wie Propan und Butan eingebaut werden.

Die in den Gashydraten der Kontinentalabhänge gebundenen Gase entstammen sowohl biogenen als auch thermogenen Quellen. Die Entstehung von Gashydraten läßt sich durch folgende Mechanismen erklären:

- Biogenes Gas wird durch mikrobiologische Prozesse in dem für Gashydrate stabilen Bereich produziert (Kvenvolden, 1993; Gornitz und Fung, 1994). Als Grundvoraussetzungen gelten dafür hohe Sedimentationsraten von >30 m/Ma und ein organischer Kohlenstoffanteil von mindestens 0.5 %. In solchen Quellen werden Gase mit einem Anteil von 98-99% Methan produziert.
- Thermogenes Gas wird durch die hohen Temperaturen in großen Sedimenttiefen produziert. Es steigt als freies Gas oder in Fluiden gelöst auf und kristallisiert in der Gashydratzone aus. Der Aufstieg geschieht entlang von stark geneigten Schichten oder Verwerfungen, die gerade in tektonisch aktiven Gebieten vorkommen (Kvenvolden, 1993). Diese Gase setzen sich zum größten Teil aus Methan und größeren Kohlenwasserstoffen zusammen (Sloan, 1990; Dillon et al., 1992).

## 2.2 Stabilität von Gashydraten

Kvenvolden und Barnard (1983b) haben für die Stabilität eines Gemisches aus Wasser und Methan das in Abbildung 2 dargestellte Phasendiagramm erstellt. Der Schnittpunkt der Eis-Wasser-Phasengrenze mit der Hydrat-Gas-Phasengrenze stellt den Übergangsbereich für die Stabilität eines Wasser-Methan-Gemisches dar. Oberhalb der Hydrat-Gas-Phasengrenze treten Wasser und Methan nur im gasförmigen Zustand auf. Darunter kann das Methan, neben Wasser und freiem Gas, auch in hydratisierter Form vorkommen und stabil sein. Der Verlauf der Stabilitätskurve zeigt an, daß mit steigendem Druck ein Hydrat auch bei höheren Temperaturen stabil ist.

Da die Temperatur mit zunehmender Sedimenttiefe ansteigt, hängt die Stabilität der Gashydrate in erster Linie vom geothermischen Gradienten und vom Druck ab (Field und Kvenvolden, 1985; Lodolo et al., 1993; Dillon et al., 1994b; Max, 1996). Ausgehend von einem geothermischen Gradienten von 27.3°C/1000m, einer Bodenwassertemperatur zwischen 1.5 bis 18°C und einem hydrostatischen Druckgradienten von 1atm/10m haben Kvenvolden und Barnard (1983b) ein Modell erstellt, das den Stabilitätsbereich von Gashydraten an Kontinentalabhängigen widerspiegelt (Abb. 3). Gemäß den Stabilitätsbedingungen können bis zu einer Wassertiefe von 300 m keine Gashydrate gebildet werden. Mit zunehmender Wassertiefe steigt der hydrostatische Druck und entsprechend die Mächtigkeit der Gashydratzone an.

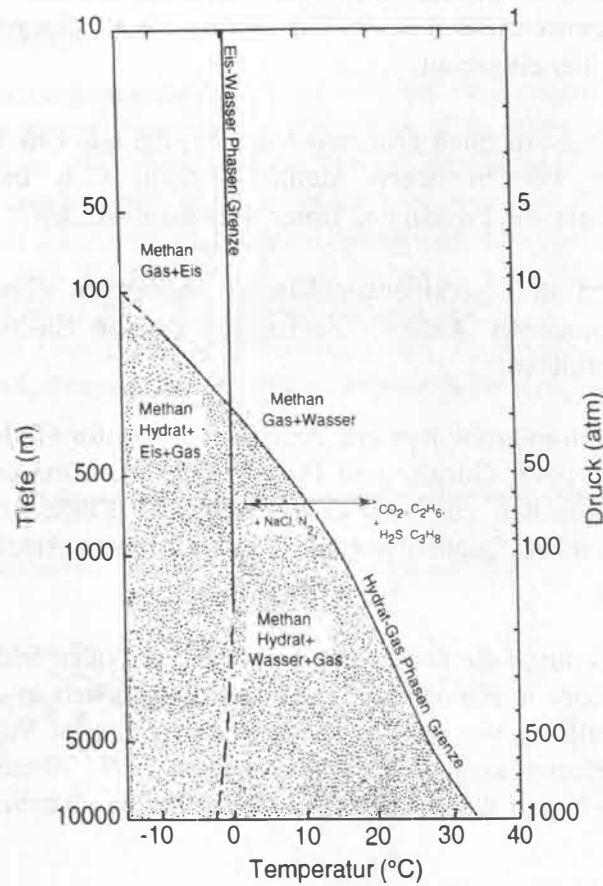


Abbildung 2: Phasendiagramm für die Stabilität eines Methan-Wasser Gemisches (Kvenvolden und Barnard, 1983b).

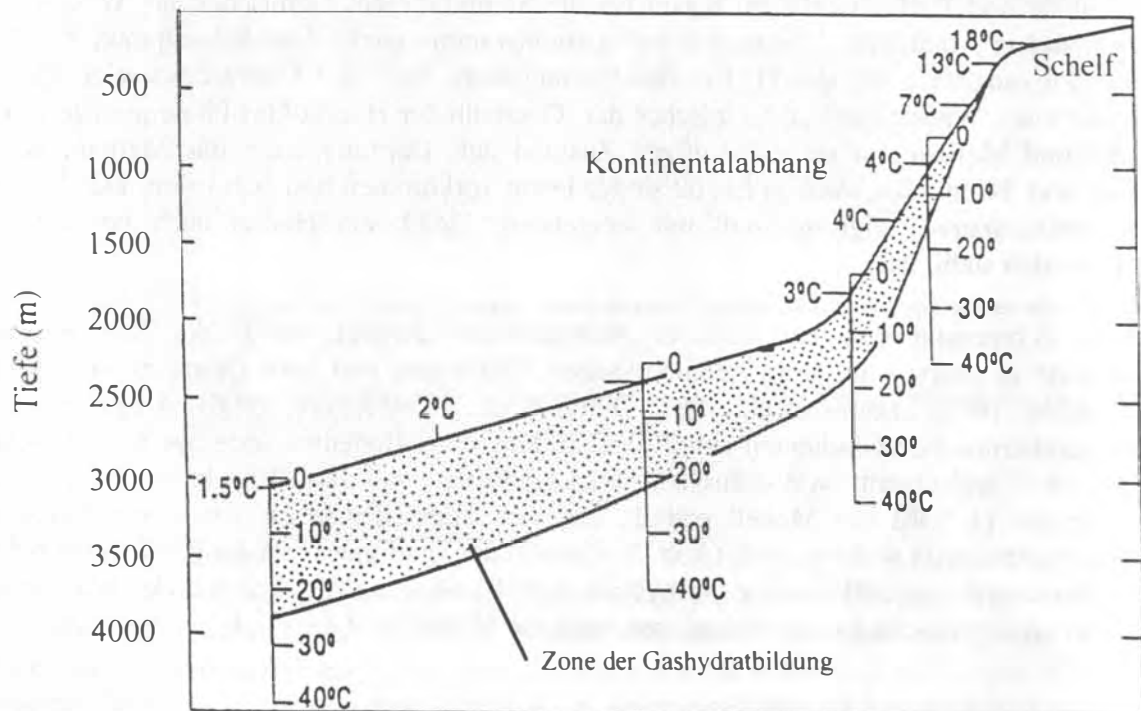


Abbildung 3: Schematische Darstellung der Gashydratzone an Kontinentalabhängigen (Kvenvolden und Barnard, 1983b). Modellparameter: geothermischer Gradient von 27.3°C/1000 m, Bodenwassertemperatur von 1.5 bis 18°C, hydrostatischer Druckgradient von 1 atm/10 m ein.

Die Mächtigkeit und die Tiefenlage von Gashydraten kann in den Sedimenten der Ozeane sehr unterschiedlich sein. Seismische Untersuchungen zeigen, daß sie sich vom Meeresboden aus bis in Tiefen von 1000 m unter dem Meeresboden erstrecken können (Yefremova und Zihchenko, 1994; Ginsburg et al., 1993; MacDonald et al., 1994). In einigen Gebieten ist dabei eine Ausbreitung der Gashydrate von den oberen Kontinentalabhängen bis in die Tiefsee festgestellt worden. Zu den Kontinentalabhängen und den Mittelozeanischen Rücken hin nimmt die Mächtigkeit der Gashydrat führenden Sedimente aufgrund des abnehmenden Drucks bzw. des erhöhten Wärmeflusses ab (Kvenvolden und Barnard, 1983b; Dillon et al., 1994a). In Gebieten mit geringer Hangneigung verläuft die Hydrat-Stabilitätsgrenze in einer nahezu konstanten Tiefe parallel zum Meeresboden. Darunter kann sich eine Schicht mit freiem Gas ausbilden (siehe z.B. Miller et al., 1991; Katzman et al., 1994).

Neben dem geothermischen Gradienten und dem Druck wird die Stabilität der Gashydrate von der Gaszusammensetzung bestimmt. In Laborversuchen wurde festgestellt, daß bei einem Mischungsverhältnis von 70% Methan und 30% Propan das Hydrat in einer Wassertiefe von 540 m noch bei 14.5°C stabil ist (MacLeod, 1982; MacDonald et al., 1994). Vergleicht man diese Angaben mit denen aus dem Phasendiagramm der Abbildung 2, so läßt sich feststellen, daß bei einer Temperatur von 14.5°C das reine Methan-Hydrat erst bei einer Wassertiefe von ca. 1000 m stabil ist. D.h. durch die Verunreinigung mit anderen Kohlenwasserstoffen verschiebt sich die Phasengrenze zu höheren Temperaturen.

Ein weiterer Faktor, der die Stabilität der Gashydrate steuert, ist die Konzentration der Porenwassersalinität in Sedimenten. Durch einen erhöhten Salzgehalt in den Porenräumen der Sedimente wird die Entropie des Wassers, das die Eiskristalle bildet, herabgesetzt. In der Umgebung von Salzdiapiren ist beispielsweise eine Ausdünnung der Hydratschicht beobachtet worden. Dies ist auf die erhöhte Salzkonzentration im Porenwasser und den erhöhten Wärmefluß zurückzuführen (MacLeod, 1982; Dunlap und Hooper, 1990; Dillon et al., 1994b). Im Vergleich zu Süßwasser muß die Temperatur bei Meerwasser, mit einem Salzgehalt von 33 ‰, um 1.1°C verringert werden, damit sich Gashydrate bilden können. (Dickens und Quinby-Hunt, 1994).

### **2.3 Einfluß von Gashydraten auf die Hangstabilität**

Änderungen der beschriebenen Stabilitätsbedingungen können zu einer Verlagerung des Stabilitätsbereiches von Gashydraten führen. Dabei kann Gas sowohl gebunden als auch freigesetzt werden. Diese Vorgänge haben gerade an Kontinentalabhängen eine erhebliche Bedeutung für die Stabilität der Sedimente. Wird mehr Gas gebunden, gewinnt der von Gashydraten zementierte Bereich an Mächtigkeit, so daß das Sediment und damit der Kontinentalabhäng stabilisiert wird. Kommt es jedoch zu einer Auflösung der Gashydrate, wird unter atmosphärischen Bedingungen Wasser und Gas unter einer ca. 164-fachen Volumenvergrößerung freigesetzt (Abb. 4). Das entweichende Gas dringt in die Porenräume der Sedimente ein und erhöht den Porenwasserdruck. Dadurch entstehen Schwächezonen im Sediment, die als potentielle Gleitflächen wirken und riesige Areale von Kontinentalabhängen ins Rutschen bringen können.

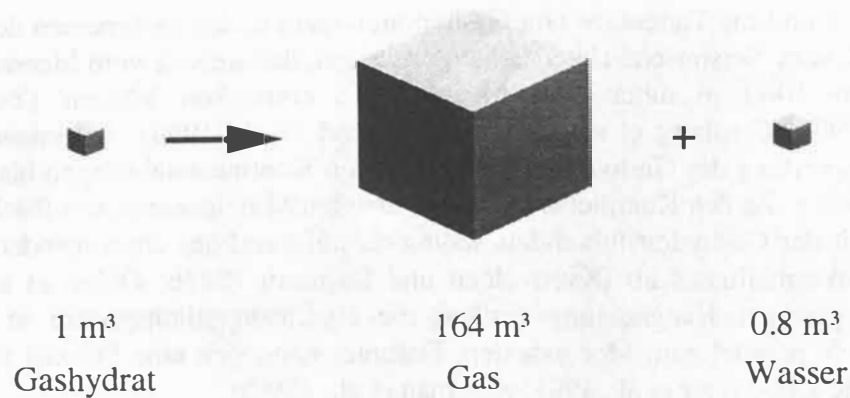


Abbildung 4: Schematische Darstellung der Volumenvergrößerung bei der Auflösung von Gashydraten unter stationären Druck- und Temperaturverhältnissen (Kvenvolden, 1993).

McIver (1982) schlägt für solche Vorgänge das in Abbildung 5 dargestellte Modell vor. Durch einen Meeresspiegelrückgang hat sich der Stabilitätsbereich der Gashydrate zum Meeresboden hin verschoben. Dadurch kommt es zur Dissoziation von Gashydraten im Bereich der Stabilitätsgrenzen zwischen Meeresspiegeln höchst- und niedrigstand. Das entstehende freie Gas migriert hangaufwärts zum Meeresboden und entweicht in die Wassersäule. Die Schwächezone zwischen den Stabilitätsgrenzen wirkt als Gleitfläche, an der Schuttströme und große Blöcke Gashydrat zementierter Sedimente hangabwärts rutschen können.

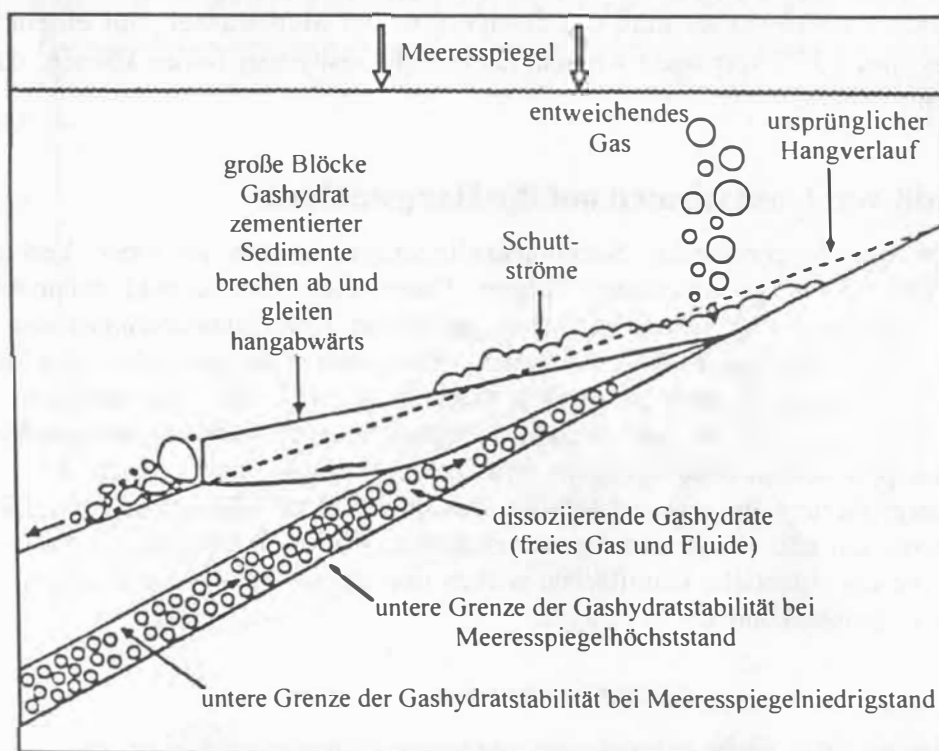


Abbildung 5: Das Modell zeigt die Auswirkungen einer Änderung der Stabilitätsbedingungen für Gashydrate und die daraus resultierenden Sedimentumlagerungen am Kontinentalabhang (McIver, 1982).

Am Kontinentalabhang vor Alaska sind in seismischen Untersuchungen großräumige Hangrutschungen beobachtet worden, deren Gleitfläche mit der Tiefe des Stabilitätsbereichs für Gashydrate korrespondiert (Kayen und Lee; 1987, 1990). Es wird vermutet, daß sich durch den Meeresspiegelrückgang der letzten Eiszeit ein Teil der Gashydrate aufgelöst hat und dadurch Bereiche des Kontinentalabhanges instabil geworden und Sedimentblöcke mit einer Mächtigkeit von bis zu 300 m abgerutscht sind (Kayen und Lee, 1987, 1990). Ähnliche Ereignisse sind möglicherweise an der West- und Ostküste der USA (Field, 1990; Dillon et al. 1994b) und am norwegischen Kontinentalabhang (Bugge, 1983; Jansen et al., 1987; Bugge, 1987) die auslösenden Mechanismen für großräumige Hangrutschungen gewesen.

### 2.3 Nachweis von Gashydraten

Der Nachweis von Gashydrat zementierten oder gasführenden Sedimenten kann durch unterschiedliche Verfahren erfolgen. So kann zum Beispiel anhand von Kernentnahmen das Sediment direkt untersucht werden (Paull et al., 1995), oder durch Messungen des der Porenwassersalinität (Kvenvolden und Kastner, 1990; Ginsburg et al., 1993) auf etwaige Gashydratproduktion im Sedimentporenraum geschlossen werden. In den folgenden Ausführungen sollen die akustischen Eigenschaften gasführender und Gashydrat zementierter Sedimente beschrieben werden.

Gashydrate haben eine ähnliche Struktur wie reines Eis. Mit einer Kompressionswellengeschwindigkeit von bis zu 3300 m/s für reines Methanhydrat und einer Dichte von  $0.8 \text{ g/cm}^3$  im ungesättigten und  $1.2 \text{ g/cm}^3$  im gesättigten Zustand ist die Impedanz von Hydraten höher als die des Meerwassers mit einer Dichte von ca.  $1.026 \text{ g/cm}^3$  und einer Geschwindigkeit von ca. 1500 m/s (Whalley, 1980; Max, 1990; Lee et al., 1993). In Sedimenten wurden bisher Gashydratgeschwindigkeiten von 1700 - 2400 m/s gemessen (Markl und Bryan, 1983; Andreassen et al., 1990; Minshull, 1994; Camerlenghi und Lodolo, 1994). Durch das Migrieren von freiem Gas in die Porenräume der Sedimente sinkt dagegen sowohl die Dichte als auch die Kompressionswellengeschwindigkeit je nach Sättigungsgrad auf Werte, die weit unter denen von Wasser liegen können (Meissner und Stegena, 1977; Purdy, 1985).

Aufgrund des hohen negativen Impedanzkontrastes zwischen Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten bildet sich in der Seismik ein markanter Horizont aus, der als Bottom Simulating Reflector (BSR) bezeichnet wird. Der BSR verläuft gemäß den Stabilitätsbedingungen für Gashydrate parallel zum Meeresboden und kreuzt teilweise die Schichtung im Untergrund. Desweiteren zeichnet er sich durch eine hohe Amplitude und einen zum Meeresboden um  $180^\circ$  phasengedrehten Einsatz aus (Stoll et al., 1971; Collins und Watkins, 1985; Lodolo et al., 1993; Dillon et al., 1993; Katzman et al., 1994; Andreassen et al., 1995).

In Abbildung 6 ist die seismische Sektion eines am 'Blake Outer Ridge' aufgezeichneten Profils dargestellt, das einen ausgeprägten BSR zeigt (Dillon et al., 1994a). Deutlich sind die hohe Amplitude, der zum Meeresboden parallele Verlauf und das Kreuzen der Schichten im Untergrund zu erkennen. Unterhalb des BSRs hat sich freies Gas gesammelt (Paull et al., 1995). Oberhalb des BSRs sind die Amplituden der Reflektoren stark herabgesetzt. Dieses sogenannte akustische 'blinking' wird dadurch hervorgerufen, daß Gashydrate die Sedimente zementieren und somit der Impedanzkontrast der einzelnen Schichten verringert wird und weniger Energie an den Schichtgrenzen reflektiert. Je höher der Sättigungsgrad von Gashydraten in den Porenräumen der Sedimente ist, desto stärker ist das akustische 'blinking' (e.g. Shipley et al., 1979, Dillon et al., 1994a; Katzman et al., 1994). Nach Aussagen von Holbrook et al. (1996) ist das akustische 'blinking' am Blake Outer Ridge nicht auf eine Zementierung der Sedimente durch Gashydrate zurückzuführen, sondern ist durch eine relativ

homogene Sedimentfazies erklärbar. Diese Interpretation ist im allgemeinen sehr umstritten, da die Sedimentkerne des ODP-leg 164 Site 994-997 gerade im diskutierten Tiefenbereich eine hohe Gashydratkonzentration enthielten.

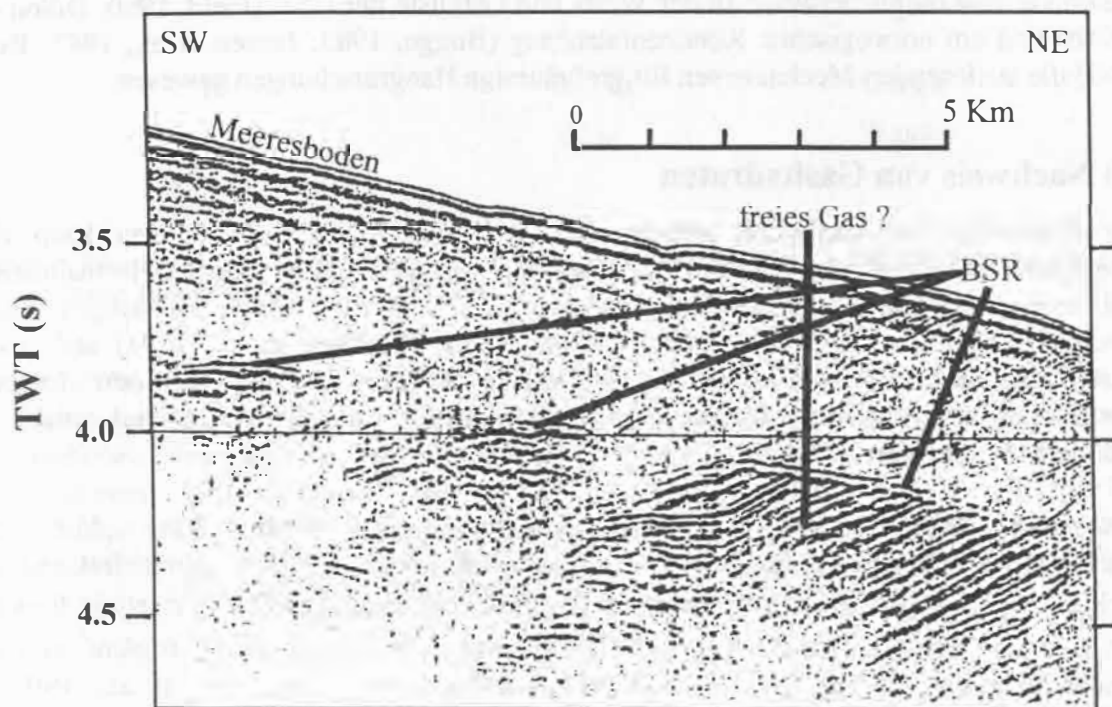


Abbildung 6: Seismische Sektion eines am 'Blake Outer Ridge' aufgezeichneten seismischen Profils (Dillon et al., 1994a). Der BSR (600 ms TWT unter dem Meeresboden) weist erhebliche Änderungen in seiner Amplitude auf und erstreckt sich nur über bestimmte Bereiche. Unterhalb des BSRs hat sich vermutlich freies Gas gesammelt. Oberhalb des BSRs ist das durch die Zementierung der Sedimente entstehende akustische 'blanking' zu erkennen.

In Abbildung 6 ist ebenfalls zu erkennen, daß der BSR erhebliche Änderungen in seiner Amplitude aufweist und sich nur über bestimmte Bereiche erstreckt. Dies kann von einer veränderbaren Gashydratkonzentration im Sediment oder von der Interferenz der Signale des BSRs mit den im Untergrund gekreuzten Schichten herrühren (Miller et al., 1991; Dillon et al., 1992; Lee et al., 1994; Andreassen und Hansen, 1995). Andererseits deuten die Ergebnisse von Kernuntersuchungen (Paull et al., 1995) und VSP Messungen (Holbrook et al., 1996) am Blake Outer Ridge darauf hin, daß die Veränderungen der Amplitude des BSRs durch eine Veränderung der unter dem BSR gespeicherten Menge an freiem Gas entsteht. In Extremfällen ist der BSR abschnittsweise überhaupt nicht oder nur als einzelner 'bright spot' zu erkennen (e.g. Minshull und White, 1989; Andreassen et al., 1990), andererseits kann er vom oberen Kontinentalabhang über weite Strecken bis in die Tiefsee verfolgt werden (e.g. Field und Kvenvolden, 1985; Dillon et al., 1994a).

Dillon und Paull (1983) haben ein Modell erstellt, das schematisch den Geschwindigkeits-Tiefen-Verlauf in Gashydrat zementierten Sedimenten widerspiegelt (Abb. 7). Innerhalb des für Gashydrate stabilen Bereiches steigt die Geschwindigkeit stark an, wobei die Mächtigkeit der Schicht erhöhter Geschwindigkeit variieren und lokal auch bis zum Meeresboden reichen kann. Darunter ist ein starker Geschwindigkeitsrückgang zu beobachten, da sich an der Grenze des

für Gashydrate stabilen Bereichs eine Schicht mit freiem Gas ausbilden kann. Diese Schicht kann nach Untersuchungen von Bohrkernen Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern erreichen (Bangs et al., 1993; MacKay et al., 1994; Paull et al., 1995).

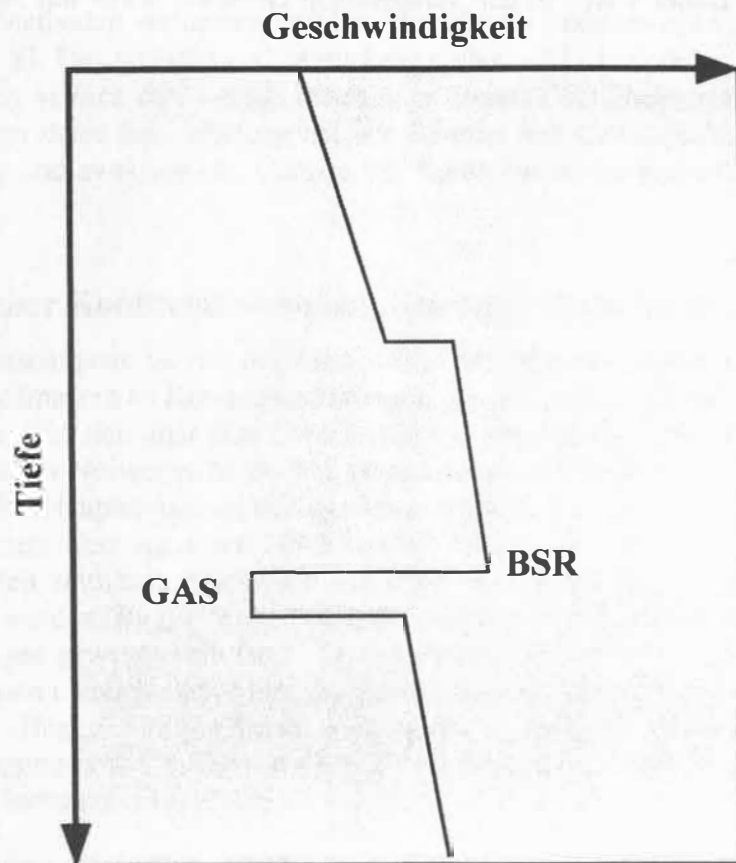


Abbildung 7: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell von Dillon und Paull (1983). Erhöhte Sedimentgeschwindigkeiten geben Gashydrat zementierte Sedimente an, darunter folgt eine Schicht mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten, die auf freies Gas in den Porenräumen der Sedimente schließen läßt.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die Tiefpaßwirkung des freien Gases unterhalb des BSRs auf akustische Signale (Miller et al. 1991; Hyndman und Spence, 1992). Tritt freies Gas in den Porenräumen der Sedimente auf, so werden seismische Signale gedämpft und die Ausbreitungsgeschwindigkeit von P-Wellen stark erniedrigt (Hamilton, 1980). Hohe Frequenzen werden an der gasführenden Schicht gestreut bzw. absorbiert, während tieffrequente Signale den Bereich durchdringen. Wächst die Mächtigkeit der Schicht, so verschiebt sich das Durchlaßfrequenzband zu tieferen Frequenzen und die Ausbreitungsgeschwindigkeit wird weiter herabgesetzt (Anderson und Hampton, 1980). Das heißt, je größer der Gasgehalt und je mächtiger die Schicht mit freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente unterhalb des BSRs ist, desto tiefer ist das Durchlaßfrequenzband dieser Schicht und desto niedriger ist die P-Wellengeschwindigkeit. In seismischen Untersuchungen, bei denen seismische Quellen mit einem Nutzfrequenzband von 10-200 Hz verwendet wurden, konnten unterhalb des BSRs nur noch Frequenzen zwischen 10 und 80 Hz und Geschwindigkeiten unter 1300 m/s festgestellt werden (Andreassen et al., 1990; Lee et al., 1994; Boehm et al., 1995).

In bisherigen seismischen Untersuchungen wurden in der Regel jedoch akustische Signale angeregt, deren Wellenlängen zu groß waren, um die geringmächtigen gasführenden Schichten unterhalb der Gashydratlagen aufzulösen (Bangs et al., 1993; MacKay et al., 1994; Boehm et al., 1995). Nach Sheriff und Geldart (1982) beträgt die vertikale Auflösung  $\frac{1}{4}$  der Wellenlänge des Quellensignals. Daher waren in den vermessenen Gebieten bisher nur Abschätzungen der Mächtigkeit möglich.





### 3 Untersuchungsgebiete

Während der Forschungsreisen mit dem FS 'METEOR' (Hirschleber et al., 1988), dem russischen Forschungsschiff 'Akademik Alexander Karpinskyi' (Mienert, 1994) und FS 'POSEIDON' (Posewang, 1996) sind vier Untersuchungsgebiete im nördlichen Nordatlantik mit seismischen Methoden vermessen worden, die sich von Südnorwegen bis nach Spitzbergen erstrecken (Abb. 8). Das südlichste Untersuchungsgebiet (A1) befindet sich am norwegischen Kontinentalabhang südlich des Vøring Plateaus im Bereich der Storegga Rutschmasse. Nach Norden hin folgen dann das Arbeitsgebiet am Barents See Sedimentfächer südwestlich der Bären Insel (A2) und zwei weitere Gebiete am Kontinentalabhang westlich von Spitzbergen (A3 und A4).

#### 3.1 Norwegischer Kontinentalabhang: Storegga-Rutschmasse

Die Storegga Rutschmasse ist mit insgesamt  $5600 \text{ km}^3$  eine der größten weltweit bekannten submarinen Rutschmassen an Kontinentalabhängen. Sie verläuft am südlichen Hang des Vøring Plateaus und erstreckt sich über eine Distanz von ca. 800 km vom oberen Kontinentalabhang Norwegens bis in das Norwegische Becken (Jansen et al., 1987; Bugge et al., 1988) (Abb. 9). Bisher konnten drei Hauptereignisse nachgewiesen werden. Die erste und mit  $3900 \text{ km}^3$  größte Rutschung ereignete sich vor etwa 30000-50000 Jahren. Die zweite und dritte Rutschung erfolgten in kurzen zeitlichen Abständen vor etwa 6000-8000 Jahren, wobei ca.  $1700 \text{ km}^3$  Material bewegt wurden (Bugge et al., 1987). Es wird angenommen, daß Erdbeben die Auslöser für die Rutschungen gewesen sein kann. Seismologische Messungen im Bereich der Storegga Rutschmasse deuten nämlich darauf hin, daß Beben mit einer Magnitude von 6.0-7.5 in diesem Gebiet auftreten (Bugge, 1983). Weiter wird vermutet, daß eine Änderung von Druck und Temperaturbedingungen die in diesem Gebiet vorkommenden Gashydrate destabilisiert und Instabilitäten im Sediment erzeugt hat.

Während der METEOR-Ausfahrt M26/3 (Suess et al., 1994) sind im nördlichen Bereich der Storegga Rutschmasse in einer Wassertiefe von 890 m hochauflösende weitwinkelreflexionsseismische Messungen durchgeführt worden (Bobsien und Mienert, 1994). Die Geschwindigkeitsanalysen der Daten ergaben, neben der generellen Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe, Zonen mit einer deutlich erniedrigten Geschwindigkeit. Besonders auffallend waren zwei Schichten, deren Geschwindigkeiten mit 1390 bzw. 1420 m/s weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s lagen, was nur durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklärt werden kann (Bobsien, 1995). Darüber hinaus zeigen hochfrequente einkanalige Boomerlaufzeichnungen aus diesem Gebiet, daß die Sedimente von Gasaufstiegskanälen durchbrochen sind, die teilweise bis zum Meeresboden heranreichen (Mienert et al., 1995; Evans et al., 1996). Seitensicht-Sonar Aufzeichnungen lassen Gasaustrittszonen am Meeresboden erkennen, die mit Gasaufstiegskanälen in Zusammenhang stehen (Mienert et al., 1993).

Mit diesen akustischen Untersuchungen konnte das Vorkommen von freiem Gas in den oberen 100 m der Sedimente nachgewiesen werden. Um den Nachweis von Gashydraten und freiem Gas in größeren Tiefen zu ermöglichen und deren Beziehung zu Hangstabilitäten zu untersuchen, sind hochauflösende seismische Messungen an Gashydratzonen des Norwegischen Kontinentalabhanges durchgeführt worden.

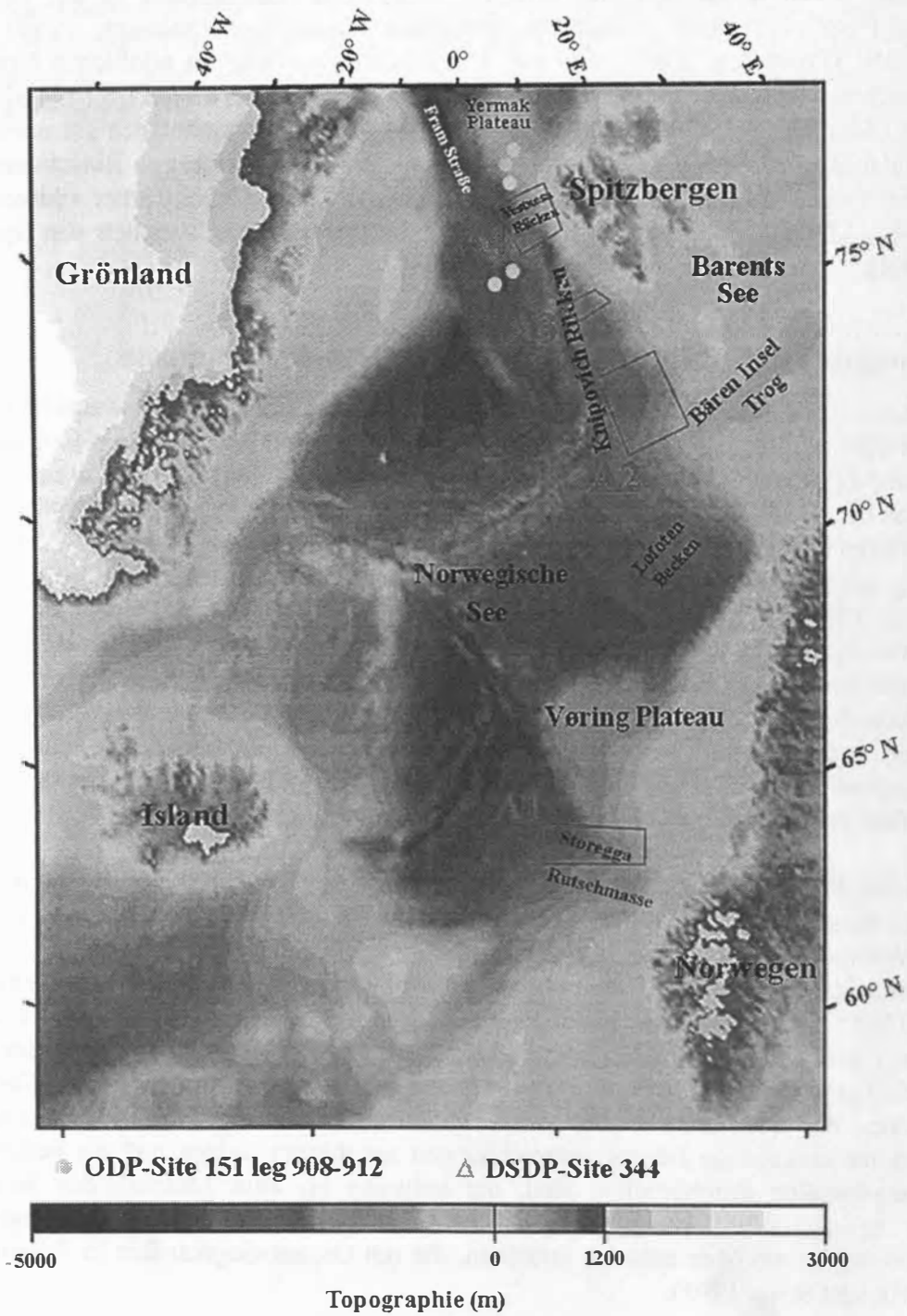


Abbildung 8: Die Übersichtskarte zeigt die Arbeitsgebiete im nördlichen Nordatlantik. A1: Storegga Rutschmasse, A2: Bären Insel Sedimentfächer, A3 und A4: Kontinentalabhang West Spitzbergens.

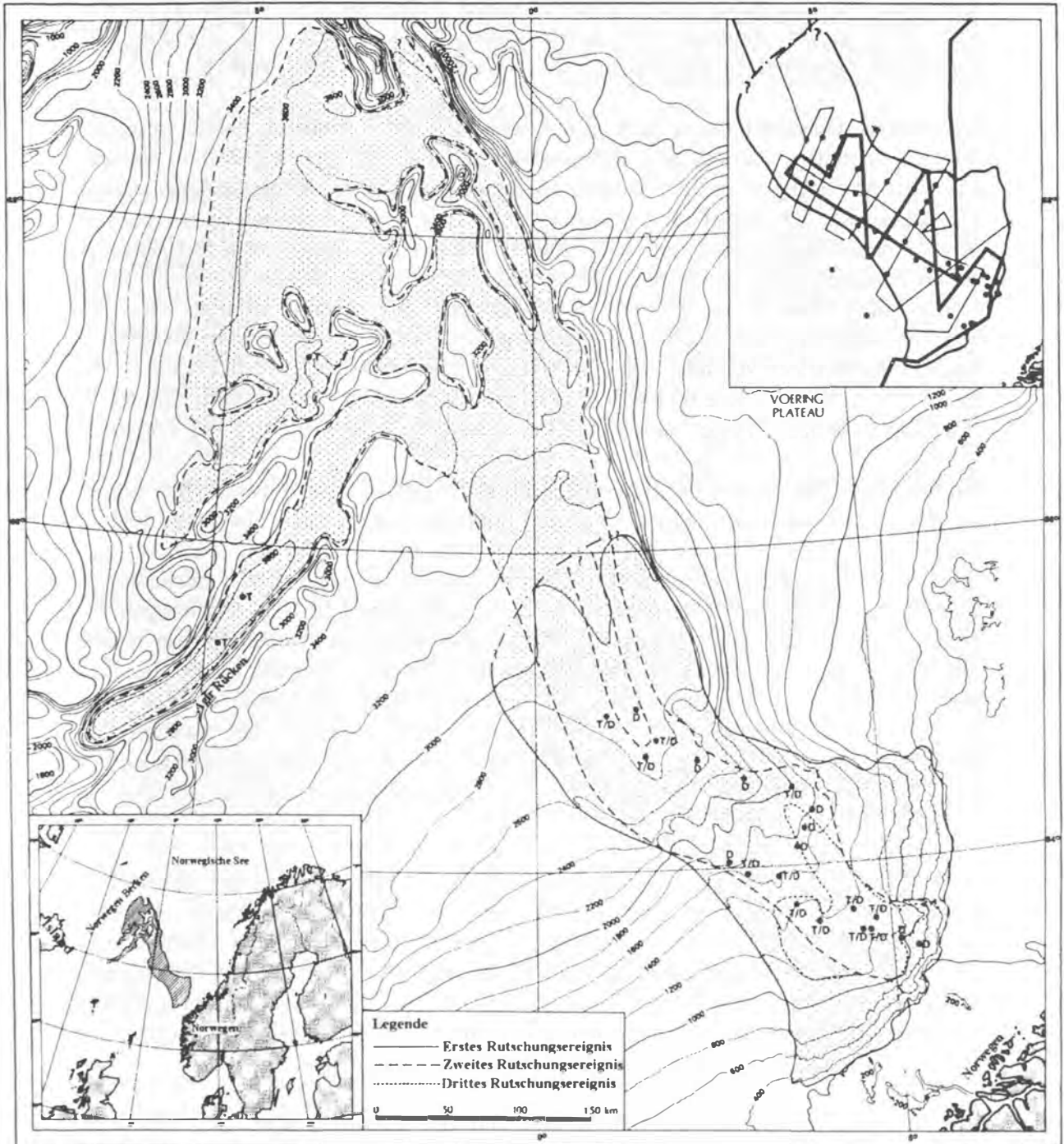


Abbildung 9: Das Gebiet der Storegga Rutschmasse mit den drei Hauptereignissen am Norwegischen Kontinentalabhang (Bugge et al., 1987).

### 3.2 Barents See Sedimentfächer

Die Barents See ist mit einer Fläche von 1.2 Millionen km<sup>2</sup> eines der größten Flachmeere der Welt. Sie wird durch die Landmassen Skandinaviens im Süden, Spitzbergens und des Franz-Josef Lands im Norden sowie Novaya Zemlyas im Osten begrenzt. Nach Westen hin schließt sich die Norwegische See an. Die Barents See ist überwiegend durch Wassertiefen unter 300 m gekennzeichnet. Lediglich in den durch Gletscher ausgewaschenen Rinnen treten Wassertiefen über 400 m auf (Solheim und Kristoffersen, 1984; Myhre und Eldholm, 1988). Das Untersuchungsgebiet A2 befindet sich südwestlich der Bären Insel (Abb. 8).

Seismische Untersuchungen und Bohrungen der Erdölindustrie haben gezeigt, daß am Meeresboden der Barents See während der letzten 440 ka über 250 m Sediment durch Gletscherbewegungen erodiert wurden (Saettem et al., 1992). Diese Sedimente sind von den Gletschern bis zur Schelfkante transportiert worden und haben sich entlang des westlichen Kontinentalabhangs abgelagert. Desweiteren wurden die überwiegend terrigenen Sedimente durch Rinnensysteme kanalisiert und über die Schelfkante hinweg bis in die Tiefseebecken transportiert (Vorren et al., 1989). Daher gilt der gesamte Barents See Schelf und Kontinentalabhang als Hochakkumulationsgebiet, wobei während der Eiszeiten zum Teil Sedimentationsraten von über 100 cm/1000 a festgestellt wurden (Spencer et al., 1984; Laberg und Vorren, 1993). Diese hohen Sedimentationsraten haben dazu geführt, daß der Schelf sich um 34 km/Ma nach Westen ausdehnte (Richardsen et al., 1991; Laberg und Vorren, 1993).

Im südlichen Teil verläuft der Bären Insel Trog, der sich von der südwestlichen Barents See bis an die Schelfkante südlich der Bären Insel erstreckt. Am Auslauf des Trogs bildete sich der Bären Insel Sedimentfächer aus, der eine Fläche von 280000 km<sup>2</sup> bedeckt und von der Schelfkante bis in das 3200 m tiefe Lofoten Becken reicht. Seismische Untersuchungen zeigen, daß die fächerförmigen Ablagerungen durch Schuttströme und Hangrutschungen gestört sind (Laberg und Vorren, 1995; Vanneste, 1995). Dabei sind zwei Hauptereignisse besonders stark ausgeprägt. Eine Rutschung im südlichen Bereich des Sedimentfächers, die über eine Strecke von 400 km ca. 1100 km<sup>3</sup> Sediment umlagerte, läßt sich auf eine Zeit von 330 ka zurückdatieren (Laberg und Vorren, 1993). Das Ausmaß des zweiten ca. 1 Ma zurückliegenden Ereignis läßt sich nicht quantifizieren. Es konnte jedoch festgestellt werden, daß es größere Ausmaße hatte und sich weiter nach Norden fortsetzte als das erste (Knutsen et al., 1992; Vanneste, 1995).

Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Messungen mit dem GLORIA-System und SeaMARC II Daten entlang des norwegischen und des Barents See Kontinentalabhangs zeigen, daß der Meeresboden am Bären Insel Sedimentfächer durch eine Vielzahl von Schuttströmen geprägt ist (Vogt et al., 1991a, b, 1993, 1994a; Dowdeswell und Kenyon, 1995; Laberg und Vorren, 1995). Altersbestimmungen von Sedimentkernen zeigen, daß die jüngsten Schuttströme vor 15000-20000 Jahren ausgelöst wurden (Eidvin et al., 1993). Dieses Alter entspricht einer Zeit, in der der Eisschild letztmalig bis an die Schelfkante heranreichte.

Die teilweise hohen Sedimentationsraten und die Eisauflast der Gletscher während der Eiszeiten haben zu Instabilitäten der Sedimente im Schelfbereich geführt. Seismologische Untersuchungen in diesem Gebiet haben Erdbeben mit einer Magnitude von 5.5-6.5 angezeigt, deren Epizentren im Bereich des aktiven Mohns- und Knipovich Rückens lagen (Kvamme und Hansen, 1989). Sowohl die Erbeben als auch die hohen Sedimentationsraten gelten als auslösende Mechanismen für die am Bären Insel Sedimentfächer beobachteten Hangrutschungen und Schuttströme (Dowdeswell et al., 1996).

Am südwestlichen Barents See Schelf wurden Gashydrate und freies Gas in den Sedimenten nachgewiesen und Gasaustrittszonen am Meeresboden beobachtet (Andreassen et al., 1990; Solheim und Elverhoi, 1993; Laberg und Andreassen, 1996). Veränderungen der Druck- oder Temperaturbedingungen könnten zur Dissoziation der Gashydrate und zur Sedimentinstabilität beigetragen haben. Im Gegensatz zum Schelf konnten am Kontinentalabhang der Barents See bisher keine weitverbreiteten Anzeiger für Gashydrate in den Sedimenten erkannt werden, obwohl die Druck- und Temperaturbedingungen eine Bildung von Gashydraten ermöglichen sollten. Lediglich einige wenige seismische Sektionen zeigen lokale Aufwölbungen und akustisch transparente Zonen und deuten damit auf Migrationsprozesse von Gasen und/oder Flüssigkeiten im Sedimentporenraum hin (Laberg und Vorren, 1993).

### 3.3 Kontinentalabhang West Spitzbergens

Die Arbeitsgebiete A3 und A4 (Abb. 8) befinden sich westlich von Spitzbergen im südlichen Teil der Fram Straße. Die Fram Straße bildet die einzige Tiefenwasser Verbindung zwischen Arktischem und Atlantischem Ozean. Die Arbeitsgebiete erstrecken sich vom Kontinentalabhang Spitzbergens im Osten bis zum Knipovich Rücken im Westen. Der Knipovich Rücken stellt die Verlängerung des Mittelatlantischen Rückens dar, der seit ca. 13 Ma aktiv ist und ozeanische Kruste produziert (Crane et al., 1982; Vogt, 1986). Ein wesentliches Merkmal der beiden Untersuchungsgebiete ist, daß sich der aktive Mittelozeanische Rücken in nur 80 km Entfernung zur Küstenlinie befindet. Dies entspricht im Atlantischen Ozean der geringsten Entfernung zwischen Kontinent und Mittelozeanischem Rücken.

Durch thermische Subsidenz senkte sich die ozeanische Kruste ab. Es sind Sedimentmächtigkeiten von 1-3 km anzutreffen, wobei die Sedimente am Kontinentalabhang Spitzbergens sogar eine Mächtigkeit bis 6 km erreichen (Myhre und Eldholm, 1988). Als Liefergebiete für die überwiegend terrigenen Sedimente gelten Spitzbergen und die Barents See, wobei der West Spitzbergen Strom die Sedimente vom Barents See Kontinentalabhang nach Norden transportiert (Myhre et al., 1982; Eldholm et al., 1987). Dieser Konturstrom fließt entlang des Kontinentalabhanges West Spitzbergens und ist vom Meeresbodenrelief geprägt (Bates und Jackson, 1987). In seismischen Aufzeichnungen sind oberhalb von 3000 m hangparallele Sedimentwellen zu erkennen, die als Konturite interpretiert werden (Eiken und Hinz, 1993). Das Alter der Konturite konnte durch Bohrkerne auf 3-10 Ma abgeschätzt werden (Talwani et al., 1976). Folglich hat sich der Konturstrom unmittelbar nach der Öffnung der Fram Straße entwickelt und seitdem die Sedimentation am westlichen Kontinentalabhang geprägt. Seismische Sektionen zeigen, daß die Sedimente zum Knipovich Rücken an Mächtigkeit verlieren und gegen den Rücken auskeilen. Der Rücken stellt für die Sedimente eine natürliche Barriere dar, und nur vereinzelt ist er vollständig von Sedimenten bedeckt (Myhre und Eldholm, 1988; Eiken und Hinz, 1993).

In der DSDP Bohrung 344 (Abb. 8) am südöstlichen Hang des Knipovich Rückens wurden Sedimente erbohrt, die nicht älter als 3 Ma sind. Diese Sedimente zeigen eiszeitlich geprägte Merkmale, die darauf hindeuten, daß Gletscher während der Eiszeiten bis an die Schelfkante westlich von Spitzbergen heranreichten (Talwani et al., 1976). Diese Interpretation wird dadurch gestützt, daß es auf Spitzbergen große Fjordsysteme gibt, an dessen Ausläufern sich Sedimentfächer gebildet haben, die sich über den Schelfbereich bis zum Kontinentalabhang erstrecken (Schlüter und Hinz, 1978).

Seismische Untersuchungen zeigen, daß im oberen Hangbereich kleinere Schuttströme auftreten, die eine Länge von 10 bis 20 km, eine Breite von 2 bis 3 km und eine Mächtigkeit von 10 bis 30 m haben (Andersen et al., 1994). In tieferen Bereichen deuten chaotische

Reflexionsmuster und Diffraktionen auch auf Hangrutschungen und Schuttströme hin (Schlüter und Hinz, 1978; Eiken und Hinz, 1993). Als Mechanismen für die Hangrutschungen kommen folgende Parameter in Frage (Eiken und Hinz, 1993; Baturin et al., 1994; Elverhoi et al., 1994):

- hohe Sedimentationsraten von 30-50 cm/1000 a
- starke Hangneigungen von über 4° im Bereich der Sedimentfächer
- die Auflast der Gletscher während der Eiszeiten
- flache Erdbeben am Knipovich Rückens

Bisherige reflexionsseismische Untersuchungen zeigen im Bereich des Kontinentalabhanges West Spitzbergens Vorkommen von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten. So konnten von Eiken und Hinz (1993) und Andreassen und Hansen (1995) in seismischen Sektionen BSRs erkannt werden, die vom oberen Kontinentalabhang bis in die Tiefsee zum Knipovich Rücken zu verfolgen sind. Im ODP leg 151 Site 908-912 (Abb. 8) sind am westlichen Kontinentalabhang Spitzbergens und am Yermak Plateau hohe Gaskonzentrationen in den erbohrten Kernen nachgewiesen worden. In Site 909 ist dabei ein hoher Anteil an schweren Kohlenwasserstoffen wie Ethan, Propan und Butan gemessen worden, deren Konzentration mit der Tiefe zunahm. Diese lassen darauf schließen, daß es sich um thermisch produziertes Gas handelt, das aus größeren Tiefen aufgestiegen ist und möglicherweise in dem für Gashydrate stabilen Bereich auskristallisiert ist. Mit einer Bodenwassertemperatur von 0°C, einer Wassertiefe von 600 bis 3400 m und einem gemessenen geothermischen Gradienten von 60-90°C/km sind die Stabilitätsbedingungen für Gashydrate erfüllt (siehe Abb. 2). Demnach könnten sich Gashydrate in diesem Bereich bilden und bis in eine Tiefe von 300 m unter dem Meeresboden stabil sein (Stein et al., 1994). In Weitwinkel-Seitensicht-Sonar Untersuchungen mit dem SeaMARC II System am Vestnesa Rücken und am Yermak Plateau geben Pockmarks am Meeresboden aber auch Hinweise darauf, daß Gas durch die Sedimentsäule migriert und am Meeresboden austritt (Crane, 1989a,b; Vogt et al., 1994b; Crane et al., 1995).

Ziel der seismischen Untersuchungen in den Arbeitsgebieten A3 und A4 war es daher, den BSR und die Gashydrat zementierten und gasführenden Schichten im Detail auf ihre Struktur hin zu untersuchen, um neue Erkenntnisse über die Stabilitätszonen zu erhalten. Wichtig war auch, Aufschluß über die Tiefenlage und Verbreitung der Gashydrate zu gewinnen, um eine Volumenabschätzung der Gashydratvorkommen im Gebiet des Kontinentalabhanges West Spitzbergens vornehmen zu können.

## 4 Untersuchungsmethoden

Hochfrequente seismische Untersuchungen am Nordeuropäischen Kontinentalabhang wurden mit zwei unterschiedlichen seismischen Methoden durchgeführt. In Abbildung 10 ist das Meßprinzip beider Methoden schematisch dargestellt.

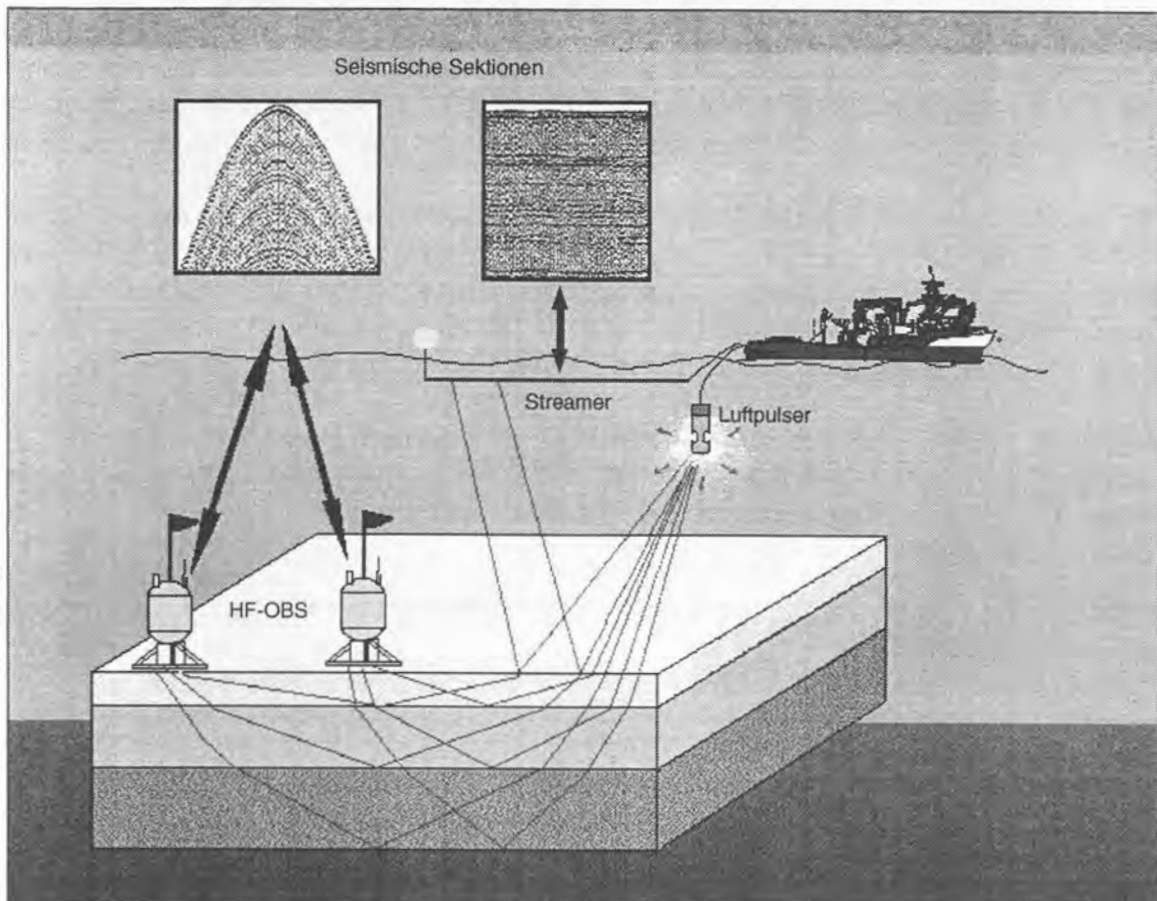


Abbildung 10: Schematische Darstellung der Meßmethoden. a) Quelle (Luftpulser) und Aufnehmer (Streamer) befinden sich in einer Ebene und verändern ihren Abstand zueinander nicht. Dadurch entstehen bei der Datenaufzeichnung kontinuierliche seismische Sektionen. b) Die Position des Empfängers (HF-OBS) ist konstant und die Quelle (Luftpulser) bewegt sich von ihm weg. Die aufgezeichneten Daten entsprechen Laufzeitkurven, deren Krümmungsradius ein Maß für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen ist.

Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden neben der Datenaufzeichnung mit einer Hydrophonkette (Streamer) zwei am Meeresboden verankerte Ozean-Boden-Seismometer (HF-OBS) zur Aufzeichnung hochauflösender reflexionsseismischer Daten verwendet. Bei dieser Meßanordnung ist die Position des Empfängers fest und die Quelle bewegt sich mit konstanter Geschwindigkeit von ihm weg. Dadurch wird kontinuierlich die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger geändert. Durch die großen Wassertiefen von über 800 m werden Reflexionen aus dem unterkritischen Bereich registriert, d.h. es wird im unterkritischen Bereich gemessen. Die aufgezeichneten Daten entsprechen Laufzeitkurven, deren Krümmungsradius ein Maß für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen ist.

## 4.1 Hochauflösende Reflexionsseismik

Die hochauflösenden reflexionsseismischen Daten wurden zum einen 1994 mit dem russischen Forschungsschiff 'Akademik Alexander Karpinskyi' am Norwegischen Kontinentalabhang und am Kontinentalabhang West Spitzbergens aufgezeichnet (Mienert, 1994). Zum anderen stammen sie von Ausfahrten mit FS 'METEOR' (1988) am Barents See Kontinentalabhang und FS 'POSEIDON' (1996) am Norwegischen Kontinentalabhang (Posewang, 1996).

### 4.1.1 Datenerfassung

Während der seismischen Messungen dienten Luftpulser mit unterschiedlichem Kammervolumen als Schallquelle. Das Schußintervall betrug 10 s, was einem Schußabstand von 25 m entspricht. Die seismischen Signale wurden mit Streamern aufgezeichnet, deren aktive Länge und Anzahl an Kanälen variierte. Technische Details sind in Tabelle 1 aufgeführt.

Die Registrierung der digitalen Daten erfolgte mit bordeigenen Anlagen, die die Daten im SEG-Y Format auf Magnetbänder geschrieben haben. Parallel zur digitalen Aufzeichnung ist der erste Kanal gefiltert auf einem Analog Rekorder ausgegeben worden. Aus technischen Gründen wurde dabei ein Bandpaß Filter von 50-250 Hz verwendet. Die analoge Darstellung diente als erste Qualitätskontrolle der Daten und der Überwachung der Ausblendzeiten.

Insgesamt wurden auf den drei Ausfahrten 31 reflexionsseismische Profile mit einer Gesamtlänge von über 2500 km registriert. Die Daten vom Barents See Kontinentalabhang wurden freundlicher Weise von Herrn Dr. F. Theilen vom Institut für Geophysik der Christian Albrechts Universität zur Verfügung gestellt.

	FS 'METEOR' (1988)	FS 'A. A. KARPINSKYI' (1994)	FS 'POSEIDON' (1996)
Quelle	Luftpulser Array (4.98 l) (2.0, 1.2, 0.85, 0.33 l)	einzelner Luftpulser (2 l)	einzelner Luftpulser (2 l)
Schußintervall	10 s	10 s	10 s
Aufnehmer	24-kanaliger Streamer	6-kanaliger Streamer	1-kanaliger Streamer
aktive Länge	600 m	150 m	12 m
Gesamtlänge	1050 m	500 m	50 m
Datenaufzeichnung	analog + digital	analog + digital	analog
Datenformat	SEG-D	SEG-Y	/

Tabelle 1: Technische Angaben zur Datenaufzeichnung

### 4.1.2 Digitale Datenverarbeitung

Die digitale Datenverarbeitung der 24-kanaligen Aufzeichnungen erfolgte an einem Micro Vax II Computersystem mittels eines kommerziellen Softwarepakets der Firma Seismograph Services Limited (SSL). Die 6-kanaligen Daten sind dagegen auf einer SUN-Workstation mit dem GEOSYS Programm der Firma Prakla Seismos GmbH bearbeitet worden. Die nachfolgend beschriebenen Bearbeitungsschritte wurden im Rahmen der digitalen



Datenverarbeitung auf beide Datensätze angewendet. In der Reihenfolge ihrer Anwendung sind im Flußdiagramm (Abb. 11) die einzelnen Auswertungsschritte dargestellt.

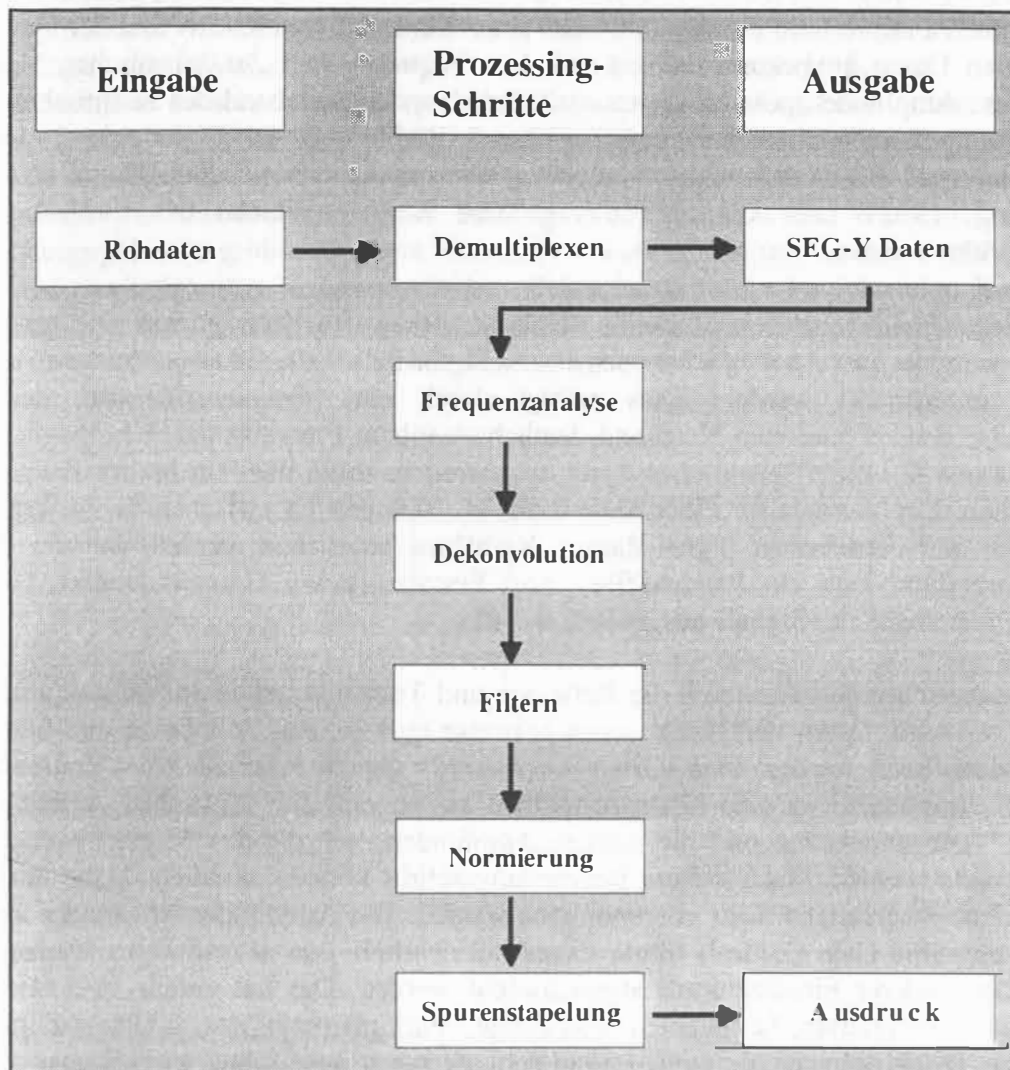


Abbildung 11: Das Flußdiagramm zeigt den Ablauf und die einzelnen Bearbeitungsschritte der digitalen Datenverarbeitung.

Die digitalen Rohdaten wurden von den Magnetbändern ausgelesen und liegen multiplext, das heißt in der zeitlichen Abfolge der Datenpunkte vor. Für die weitere Datenverarbeitung ist es nötig, alle in einem bestimmten Zeitbereich ermittelten Daten zu seismischen Spuren zusammenzufassen und in Reihenfolge wegzuschreiben. Diesen Vorgang des Umsortierens erfüllt das *Demultiplexen*, wobei eine Sortierung nach Kanälen erfolgt.

Idealisiert kann die seismische Spur als Konvolution des Quellsignals mit der Impulsantwort des Untergrundes modelliert werden, wenn man die Störenergien äußerer und innerer Quellen außer Betracht läßt (Yilmaz, 1987). Wäre das vom seismischen Erreger erzeugte Signal ein Spike, so ergäbe sich direkt die Impulsantwort als ideales Bild des Untergrundes. Da von der seismischen Quelle jedoch nicht alle dafür erforderlichen Frequenzen des weißen Rauschens erzeugt werden können, sondern nur ein limitiertes Frequenzband, bildet das Quellsignal einen Wellenzug aus, welcher sich an jedem Impedanzkontrast abfaltet. Dies beschränkt die Auflösung, da dicht aufeinander folgende Einsätze nicht voneinander getrennt werden können.

Die Dekonvolution ist derjenige Bearbeitungsschritt, der die zeitliche Auflösung verbessert, indem der Grund-Wellenzug komprimiert wird. Dieser Prozeß wirkt also der Konvolution entgegen und wird als inverses Filtern oder *Spike-Dekonvolution* bezeichnet.

Die *Frequenzanalyse* wird durchgeführt, um einen Eindruck von der Art und der Qualität der seismischen Daten zu bekommen und um den Frequenzgehalt der seismischen Signale zu bestimmen. Amplitudenspektren zeigen, daß das Hauptfrequenzband des seismischen Signals der 6-kanaligen Aufzeichnungen zwischen 50 und 180 Hz liegt. Die Signale der 24-kanaligen Aufzeichnungen weisen dagegen ein Hauptfrequenzband auf, das zwischen 30 und 100 Hz liegt (Posewang, 1992). Dies kann auf das größere Kammervolumen des Luftpulser-Arrays zurückgeführt werden.

Die aufgezeichnete seismische Zeitreihe beinhaltet neben den Nutzsignalen eine ganze Reihe von Störenergien. Um ein möglichst rauschfreies Signal zu erhalten, müssen letztere so gut wie möglich unterdrückt werden. Dies erfolgt durch eine *Frequenzfilterung*, denn viele Störimpulse weisen eine vom Nutzband deutlich trennbare Frequenz auf. Um möglichst viele Informationen aus einer seismischen Spur zu gewinnen, sollte man ein breites Frequenzband untersuchen. Der verwendete Filter kann dabei als Kompromiß zwischen der zu erzielenden Auflösung und dem besten Signal-Rausch Verhältnis angesehen werden. Bei der digitalen Datenbearbeitung kam ein Bandpaßfilter zum Einsatz, dessen Grenzfrequenzen nach dem Hauptfrequenzband der Signale ausgewählt wurden.

Da die seismischen Signale durch die Reflexion und Transmission an Impedanzkontrasten an Energie verlieren, haben tiefe Reflexionen teilweise eine geringe Amplitude und können nur schwer identifiziert werden. Der *Normierungsprozess* gleicht innerhalb eines Zeitfensters die gesamten Amplituden an eine Norm-Amplitude an, so daß die schwachen Amplituden aus größerer Tiefe angehoben und die starken Amplituden, wie die des Meeresbodeneinsatzes, abgeschwächt werden. Nach diesem Bearbeitungsschritt können allerdings keine qualitativen Amplitudenbetrachtungen mehr vorgenommen werden. Die Amplitudenverstärkung mit einem AGC (Automatic Gain Control) führte dazu, daß oberhalb von ausgeprägten Horizonten die Amplituden anderer Einsätze stark abgeschwächt werden. Das hat gerade in Bereichen mit Gashydrat zementierten Sedimenten zur Folge, daß oberhalb des BSRs das natürliche akustische 'blanking' verstärkt wird, was zu Fehlinterpretationen führen kann. Daher wurde für den Amplitudenangleich von der Verwendung des AGCs abgesehen.

Zur Verbesserung des Signal-Rausch Verhältnisses sind jeweils zwei bis vier aufeinanderfolgende Spuren aufgestapelt worden. Dadurch werden die Amplituden der echten Einsätze verstärkt und das Untergrundrauschen durch destruktive Interferenz unterdrückt. Die *Spurenstapelung* konnte jedoch nur in Gebieten angewendet werden, in denen der Meeresboden und die unterhalb des Meeresbodens folgenden Schichten eine geringere Hangneigung als  $1^\circ$  aufweisen. Bei zu starker Neigung würden sich die Amplituden der echten Einsätze ebenfalls destruktiv überlagern.

### ***Geschwindigkeitsanalyse***

Eine genaue Kenntnis der seismischen Geschwindigkeiten kann Informationen über die Untergrundverhältnisse, sowie über Sedimenttypen und mögliche Vorkommen von Gashydraten und freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente geben. Durch die Anordnung der einzelnen Kanäle im Streamer entsteht ein Laufzeitunterschied zwischen dem ersten und den nachfolgenden Kanälen, so daß die Einsätze der aufgenommenen Signale auf einem Hyperbelast liegen (Abb. 12). Unter Verwendung der richtigen Geschwindigkeit werden bei der *Geschwindigkeitsanalyse* die Einsätze in die Horizontale überführt d.h. NMO (Normal Move-Out) korrigiert und so die NMO Geschwindigkeit ermittelt. Zusätzlich können die

korrigierten Signale auch noch aufgestapelt und mehrere solcher Spuren nebeneinander dargestellt werden. Dort, wo maximale Kohärenz der aufgestapelten Energie vorliegt, kann man die korrekte Stapelgeschwindigkeit ablesen (Abb. 12). Bei den Geschwindigkeitsanalysen stellte sich heraus, daß der Laufzeitunterschied zwischen dem ersten und dem letzten Kanal zu klein ist um exakte Analysen durchzuführen. Dies hat seine Ursache im Verhältnis von Streamerlänge zur Wassertiefe. Wird die Wassertiefe zu groß, so nimmt der Laufzeitunterschied zwischen dem ersten und dem letzten Kanal ab und der Krümmungsradius des Hyperbelastes wird immer größer. Geschwindigkeitsanalysen sind nur in Bereichen sinnvoll, in denen die Wassertiefe kleiner als die zweifache aktive Länge des Streames ist d.h. in diesem Fall in Wassertiefen kleiner 300 bzw. 1200 m. Da die Wassertiefen in den Untersuchungsgebieten größer als diese Grenzwerte waren, sind mit diesem Verfahren keine Sedimentgeschwindigkeiten bestimmt worden. Daher kommt dem im folgenden Kapitel 4.2 beschriebenen und erfolgreich eingesetzten Verfahren zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit im Sediment eine besondere Bedeutung zu.

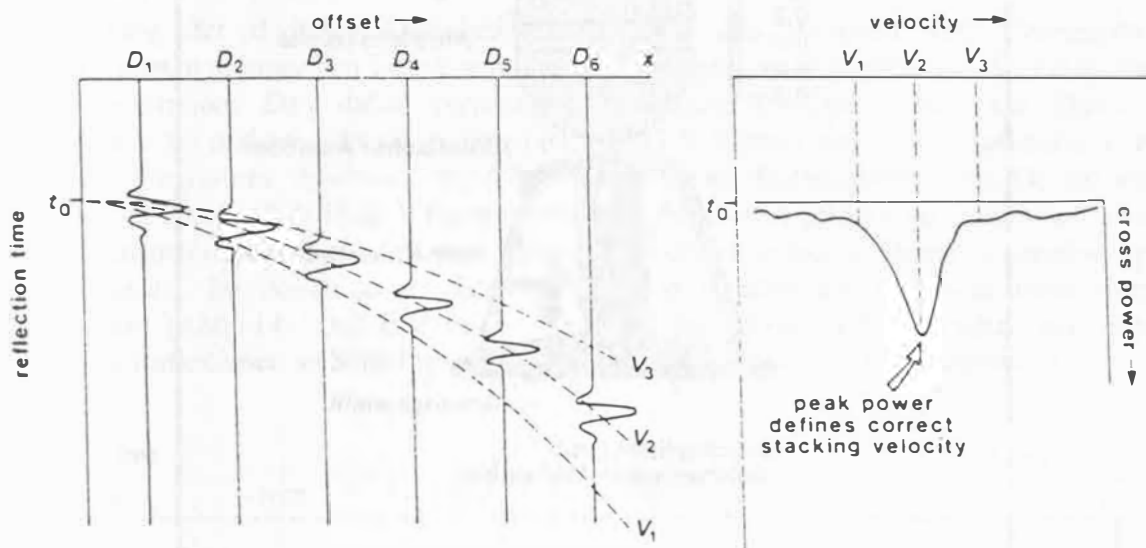


Abbildung 12: Prinzip der Geschwindigkeitsanalyse über die NMO-Korrektur aus Keary und Brooks (1984). Die auf einer Hyperbel liegenden Einsätze (links) werden für verschiedene Geschwindigkeiten NMO korrigiert. Bei der aufgestapelten Sektion ergibt sich für die korrekte Geschwindigkeit die maximale Energie.

## 4.2 Hochauflösende Reflexionsseismik mit dem HF-OBS

Das Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Seismometer (HF-OBS) ist ein seismisches Meßsystem, das am Meeresboden verankert wird und dort autark arbeitet (Bobsien, 1995). Der Aufbau des Systems ist in Abbildung 13 schematisch dargestellt. Das HF-OBS besteht aus einem Metallgestell, an dem sich der Registrierylinder, ein akustischer Auslöser und ein elektrochemischer Auslöser befinden. An dem Rahmen sind drei Hydrophone befestigt, die mit Kabeln an die Registriereinheit angeschlossen sind. Am unteren Teil des Metallrahmens ist ein Ankergewicht über einen Draht mit den beiden Auslösehaken verbunden. Oberhalb des Gestells ist ein Auftriebskörper montiert, der nach Beendigung der Messungen das Aufschwimmen des gesamten Systems gewährleistet. Um das HF-OBS an der Wasseroberfläche besser orten zu können, sind eine Blitzlampe, ein Peilsender und eine Positionsfahne am Auftriebskörper befestigt. Das Hydrophon für den akustischen Auslöser, das akustische Signale empfängt und entsprechende Antwortsignale aussendet, ist ebenfalls an der oberen Halbkugel des Auftriebskörpers angebracht. Auf den Aufbau der einzelnen Einheiten

und die Kenndaten des Systems soll hier nicht näher eingegangen werden, da sie bei Bobsien (1995) im Detail nachzulesen sind.

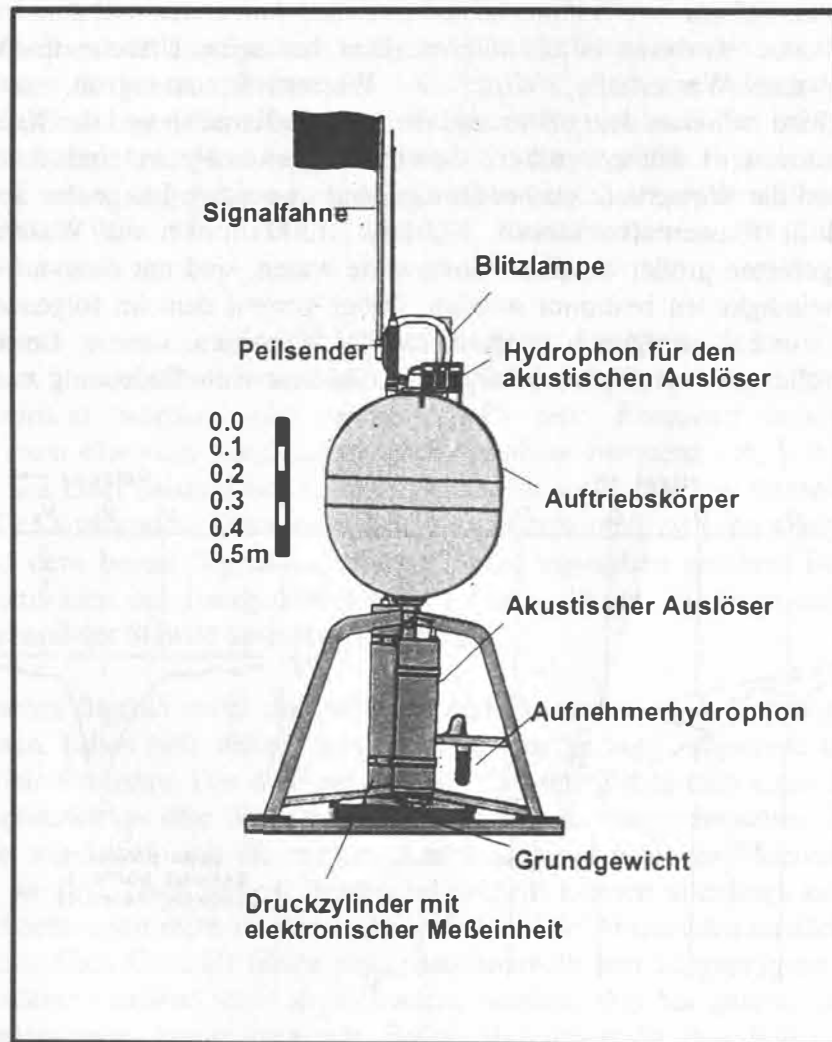


Abbildung 13: Schematische Darstellung des Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Seismometers (HF-OBS) (aus Bobsien, 1995).

Das Meßprinzip basiert auf der Aufzeichnung von seismischen Signalen, die an Schichtgrenzen von Sedimenten aus unterschiedlichen Entfernungen reflektiert werden (Abb. 10). Dabei werden von einer seismischen Quelle ausgestrahlte Signale von zwei in einem Abstand von ca. 700 m am Meeresboden verankerten HF-OBS-Systemen registriert. Als seismische Quelle wurde ein Lufpulsor mit einem Kammervolumen von zwei Litern und einem Schußintervall von 10 s verwendet.

Entlang des Norwegischen Kontinentalabhanges (Abb. 8, A1) und des Kontinentalabhanges West Spitzbergens (Abb. 8, A3 und A4) sind die HF-OBS-Systeme an drei ausgewählten Lokationen eingesetzt worden. Die Auswahl der Absatzpositionen erfolgte anhand von analog aufgezeichneten Einspurabspielungen reflexionsseismischer Daten, wobei die Auswahlkriterien ein ebener Meeresboden, ein horizontaler paralleler Verlauf der abgelagerten Sedimentschichten und eine tiefe Eindringung der seismischen Signale waren. Diese Auswahlkriterien gewährleisteten eine Korrelation der Geschwindigkeitsinformationen beider HF-OBS-Systeme bis in 400m Tiefe, ohne daß Hangneigungen in die Geschwindigkeitsanalyse einbezogen werden müssen.

### 4.2.1 Meßeinsatz und Datenerfassung

Vor dem Einsatz der HF-OBS-Systeme findet eine Zeitsynchronisation statt. Die interne Uhr der Registriereinheit wird mit dem DCF Signal eines GPS-Empfängers abgeglichen. Anschließend erfolgt die Programmierung der Registriereinheit, wobei die Gesamtdauer der Aufzeichnungen zwei Stunden betrug. Während der Messungen werden die von der seismischen Quelle abgestrahlten Signale von den am HF-OBS-Gestell befestigten Hydrophonen aufgenommen und in der Registriereinheit im 'PASSCAL'-Format auf DAT-Magnetbandkassetten gespeichert. Um später den Schußpunkten bestimmte Zeiten zuordnen zu können, wird parallel dazu im Labor das DCF-Signal und der Triggerimpuls des Luftpulsers registriert. Für jeden Schußpunkt werden die Navigationsdaten über die bordeigene GPS-Anlage abgespeichert. Am Ende der Messungen findet erneut ein Zeitabgleich statt, um mögliche Abweichungen der inneren Uhr (Zeit-Drift) der Registriereinheit korrigieren zu können.

### 4.2.2 Digitale Datenverarbeitung

Am Anfang der digitalen Datenbearbeitung steht das Auslesen und Übertragen der aufgezeichneten seismischen Daten von den DAT-Magnetbandkassetten auf die Festplatte der SUN-Workstation. Das dafür verwendete Programm (*ref2segy*) liest die Daten aus, demultiplext sie und schreibt sie in einem REF SEG-Y Format weg. Anschließend erfolgt mit Hilfe des Programms '*hf-divide*' die Überführung dieses Datensatzes in ein für die weitere Bearbeitung kompatibles SEG-Y Format. In dieses Programm gehen eine Steuerdatei und eine Navigationsdatei ein und es wird eine Unterteilung der seismischen Daten in einzelne Spuren vorgenommen. Im Anschluß an diese Bearbeitung werden die Daten in ihrer Rohform ausgedruckt (Abb. 14). Der Ersteinsatz entspricht dem direkten Wasserschall und darunter folgen die Reflexionen an Schichtgrenzen mit Impedanzkontrasten im Untergrund.

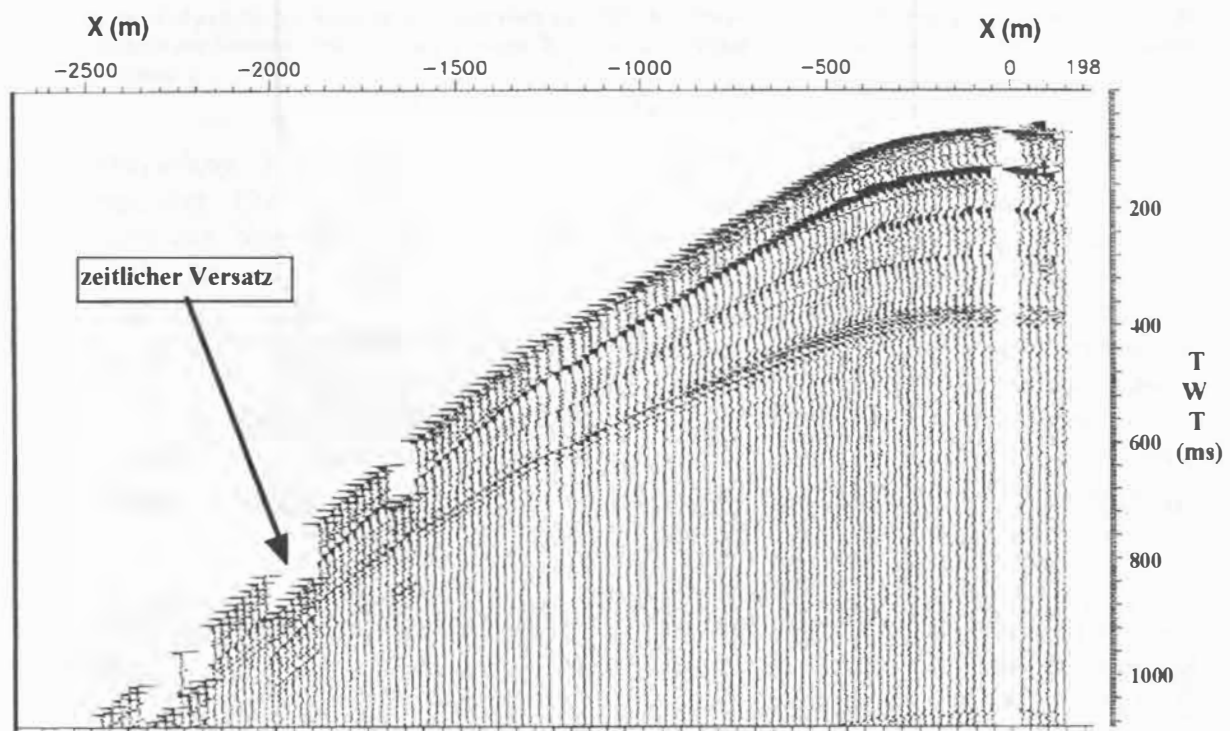


Abbildung 14: Unbearbeitete Rohdatensektion des HF-OBS-Profiles 1 an der Storegga Rutschmasse. Aus Darstellungsgründen ist nur der linke Hyperlast des Datensatzes gezeigt. Neben dem direkten Wasserschall ist eine Abfolge seismischer Signale zu erkennen. In bestimmten Bereichen der Hyperbeln sind einige Einsätze um einen konstanten Faktor verschoben, der korrigiert werden muß.

Bei der Betrachtung der Laufzeitkurven wird deutlich, daß die Einsätze in bestimmten Bereichen um einen konstanten Faktor verschoben sind. Durch mehrmaliges Einlesen der Daten konnte festgestellt werden, daß die zeitlichen Versätze nicht an bestimmte Spuren gebunden sind, sondern nach jedem Einlesen an anderer Stelle auftraten. Damit liegt die Ursache für die zeitlichen Versätze nicht in der Aufzeichnungseinheit, sondern in der Abspieleinheit. Diese Fehler konnten von der Hersteller Firma weder erklärt noch beseitigt werden, so daß ein weiteres Programm zur Korrektur der zeitlichen Versätze entwickelt werden mußte. Desweiteren entsprechen die Laufzeitkurven noch nicht der Form von Hyperbeln, da die Berechnung der Schußpunktabstände aus den Navigationsdaten nicht exakt ist.

Als nächster Bearbeitungsschritt folgt die Berechnung der korrekten Schußpunktabstände auf der Grundlage des direkten Wasserschalls und eine Korrektur der Seegangseinflüsse (*event-detect*, *swell-correct*, *distance-correct*; vgl. Bobsien, 1995). Anschließend nimmt das neu entwickelte Programm '*depth-correct*' eine zeitliche Korrektur der Einsätze vor um die Zeitversatz der Einsätze zu beheben. Auf der Grundlage der Beziehung (vgl. dazu Abb. 15)

$$v^2 t^2 = x^2 + h^2 \quad (\text{mit } v \text{ Wasserschallgeschwindigkeit, } t \text{ Laufzeit, } x \text{ Offset, } h \text{ Höhe})$$

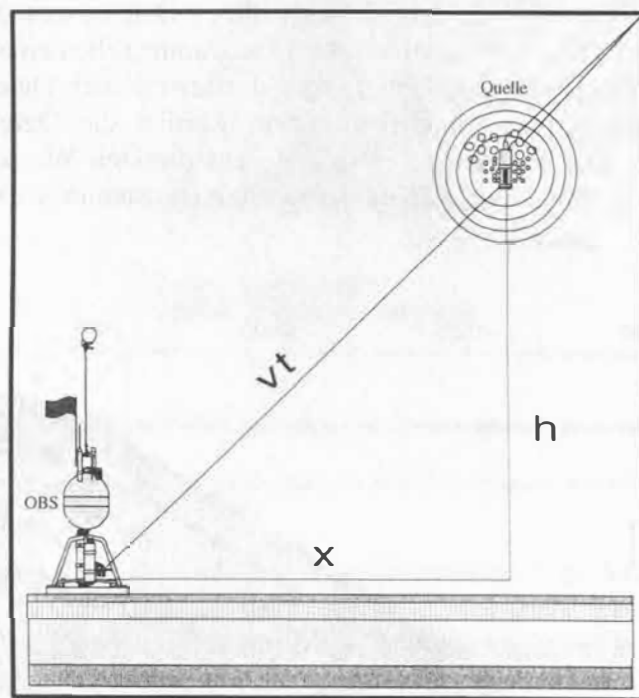


Abbildung 15: Berechnung der Laufzeit zwischen HF-OBS und Quelle. Die Laufzeit wird aus der Schußpunktentfernung (x), der Wasserschallgeschwindigkeit (v) und der Höhe (h) der Quelle über Grund bestimmt.

kann die theoretische Laufzeit der Signale von der Quelle zum HF-OBS berechnet werden. Die Wasserschallgeschwindigkeit (v) wird entweder mit CTD-Messungen (Konduktivität-Temperatur-Druck) bestimmt, oder kann über die Beziehung von Anderson (1971) berechnet werden, in die der Druck, die Temperatur und die Salinität einfließen. Die Höhe (h) entspricht der Wassertiefe, die an Bord des Forschungsschiffes zusammen mit den Navigationsdaten als Lottiefe gespeichert wird. In der geringsten x-Entfernung (x = 0) kann so eine Kontrolle der Laufzeit im Apex der Hyperbel vorgenommen werden. Unter Eingabe der berechneten Schußpunktabstände wird anschließend die synthetische Laufzeit für alle Einsätze berechnet.

Aus einem Laufzeitvergleich der gemessenen Einsätze mit den synthetischen Werten bestimmt das Programm die Korrekturfaktoren, um die zeitlich verschobenen Einsätze geändert werden müssen. Diese Werte gehen in die Navigationsdatei des 'hf-divide'-Programms ein und die Berechnung des SEG-Y Datensatzes kann erneut erfolgen. Das Resultat sind die in Abbildung 16 dargestellten kontinuierlichen Laufzeitkurven.

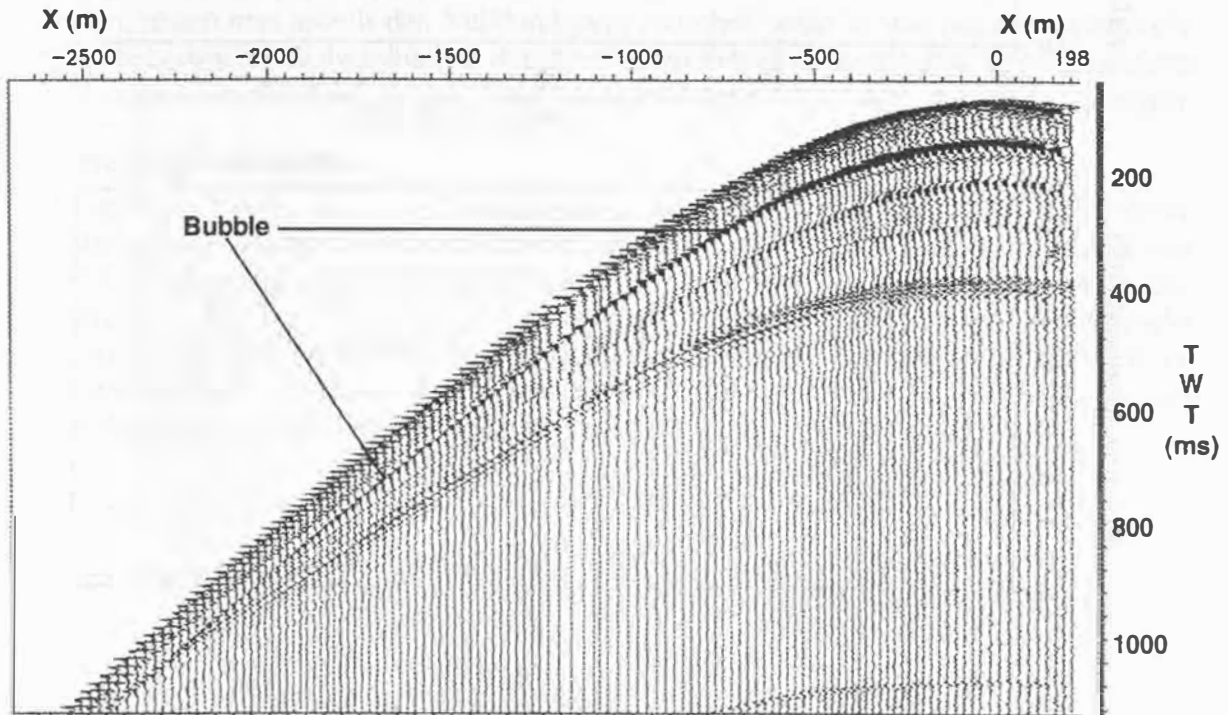


Abbildung 16: Unbearbeitetes Rohdatenseismogramm des HF-OBS-Profiles 1 an der Storegga Rutschmasse nach der Laufzeitkorrektur der Einsätze. Parallel zum direkten Wasserschall verläuft der Bubble, der mit größerem Offset andere Hyperbeln schneidet.

Zur Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses folgt als nächster Arbeitsschritt das Datenprozessing. Die in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Methoden der Dekonvolution, des Filterns und der Normierung der Streamer-Daten werden ebenfalls auf diese Datensätze angewendet. Bei der Betrachtung der Laufzeitkurven in Abbildung 16 fällt ein amplitudenstarker Einsatz auf, der in konstantem Abstand zum Ersteinsatz mehrfach zu beobachten ist und mit größerer Laufzeit in seiner Amplitude abnimmt. Dieser Scheinhorizont entsteht beim Schießen des Luftpulsers durch das Oszillieren der entweichenden Luftblase in der Wassersäule ('Bubble'). Durch seinen parallelen Verlauf zum Meeresboden kreuzt er mit größerem Offset andere Hyperbeln, die in diesen Bereichen nicht mehr eindeutig identifizierbar sind. Um den Störeinfluß des Bubbles zu unterdrücken wurden die Filterparameter neu gewählt.

Um den Frequenzgehalt des 'Bubbles' zu bestimmen, wurde aus der seismischen Spur der Bereich zwischen 120 und 140 ms unter dem Meeresbodeneinsatz extrahiert und gesondert betrachtet (Abb. 17). Das Amplitudenspektrum zeigt, daß der größte Teil der Energie des 'Bubbles' zwischen 0 und 80 Hz liegt. Daher wurden die Filtergrenzen des Bandpaß-Filters auf 80 und 180 Hz festgelegt, was die Nutzbandbreite der Signale zwar erheblich beschneidet, die qualitative Auswertung der Laufzeithyperbeln jedoch erst ermöglicht. Abbildung 18 zeigt die Laufzeitkurven nach dem Datenprozessing. Neben der Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses konnte der Einsatz des 'Bubbles' stark unterdrückt werden. In dieser Form sind die Laufzeitkurven zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeiten genutzt worden.

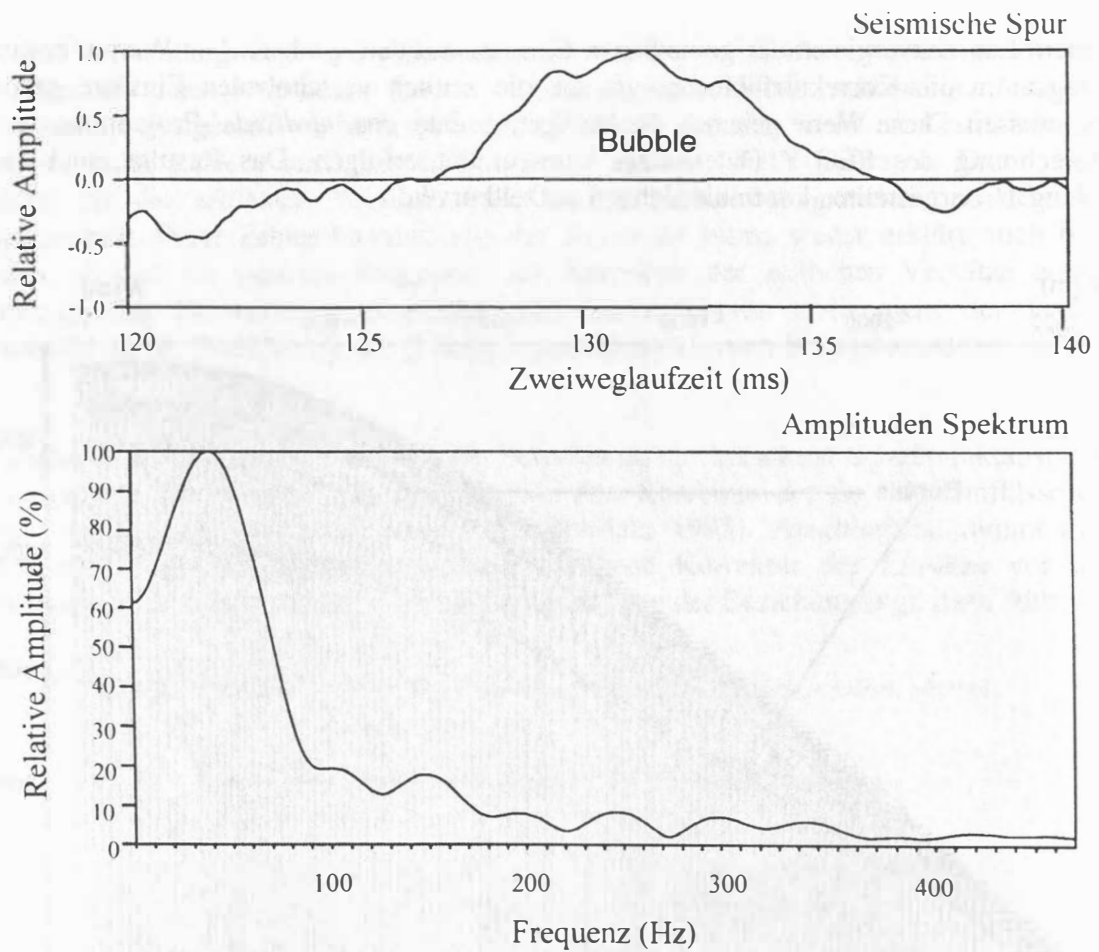


Abbildung 17: Frequenzanalyse des 'Bubbles' in Schußpunkt 247 von HF-OBS Profil 1 an der Storegga Rutschmasse. Das Amplitudenspektrum zeigt, daß der 'Bubble' durch Frequenzen geprägt ist, die unterhalb von 80 Hz liegen.

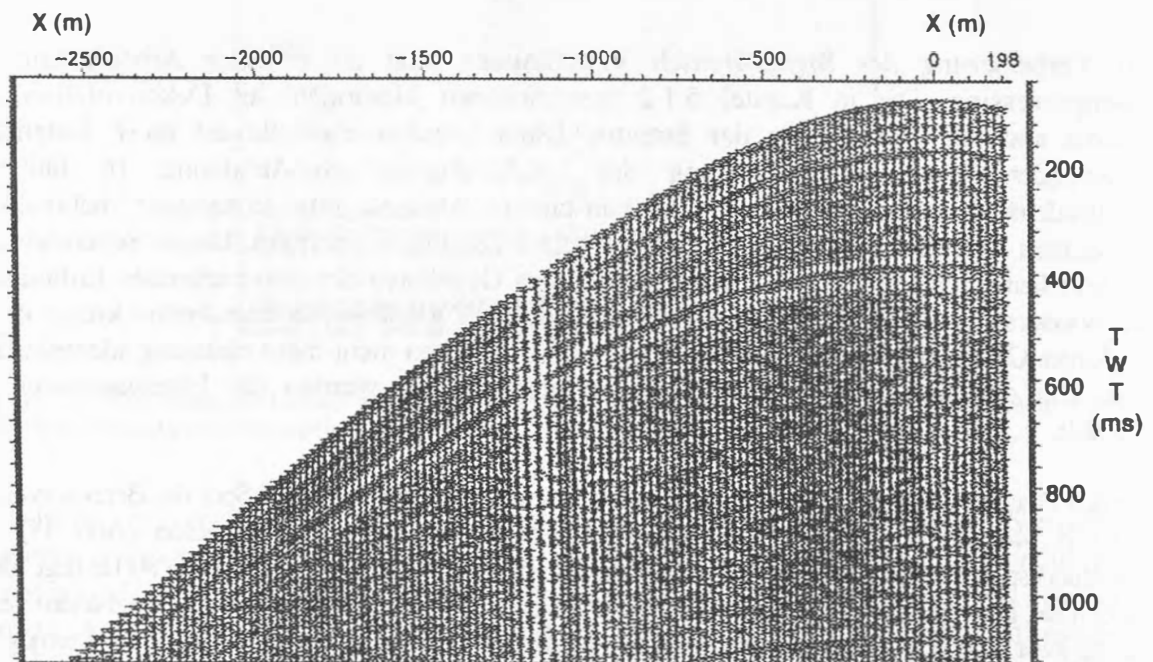


Abbildung 18: Laufzeitkurven des HF-OBS Profils 1 an der Storegga Rutschmasse nach dem Datenprozessing. Neben der Verbesserung des Signal-Rausch Verhältnisses konnte der Einsatz des Bubbles stark unterdrückt werden.



### 4.2.3 Modellierung zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit

Die mit der Meßanordnung der HF-OBS Einsätze aufgezeichneten Daten entsprechen Laufzeitkurven, deren Krümmungsradius ein Maß für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen ist. Nach der digitalen Datenbearbeitung und dem Ausdrucken der Laufzeitkurven folgt das Markieren von Horizonten, deren Amplituden gut zu erkennen und deren Hyperbeln ungestört möglichst weit zu verfolgen sind. Die markierten Horizonte werden digitalisiert, indem man jeweils den Nulldurchgang zwischen positiver und negativer Halbwelle pickt, um bei etwaigen Schwankungen der Amplituden Fehler zu vermeiden. Der digitalisierte Datensatz wird anschließend in das Raytracing Programm 'MacRay' importiert (Luetgert, 1992).

Das Programm basiert auf der Strahlentheorie (e.g. Cerveny et al., 1977). In einem vorzugebenden Schichtmodell werden den einzelnen Schichten Geschwindigkeiten zugeordnet (Abb. 19). Für das vorgegebene Modell berechnet das Programm für jede Schicht synthetische Laufzeitkurven. Bei der Berechnung der Strahlenverläufe wird eine punktförmige Quelle angenommen, die sich am Meeresboden befindet, und von der die Strahlen ausgehen. Beim Modellieren der HF-OBS Daten werden somit Schußpunkt und Quelle vertauscht, was wegen der Umkehrbarkeit von Strahlenverläufen zulässig ist.

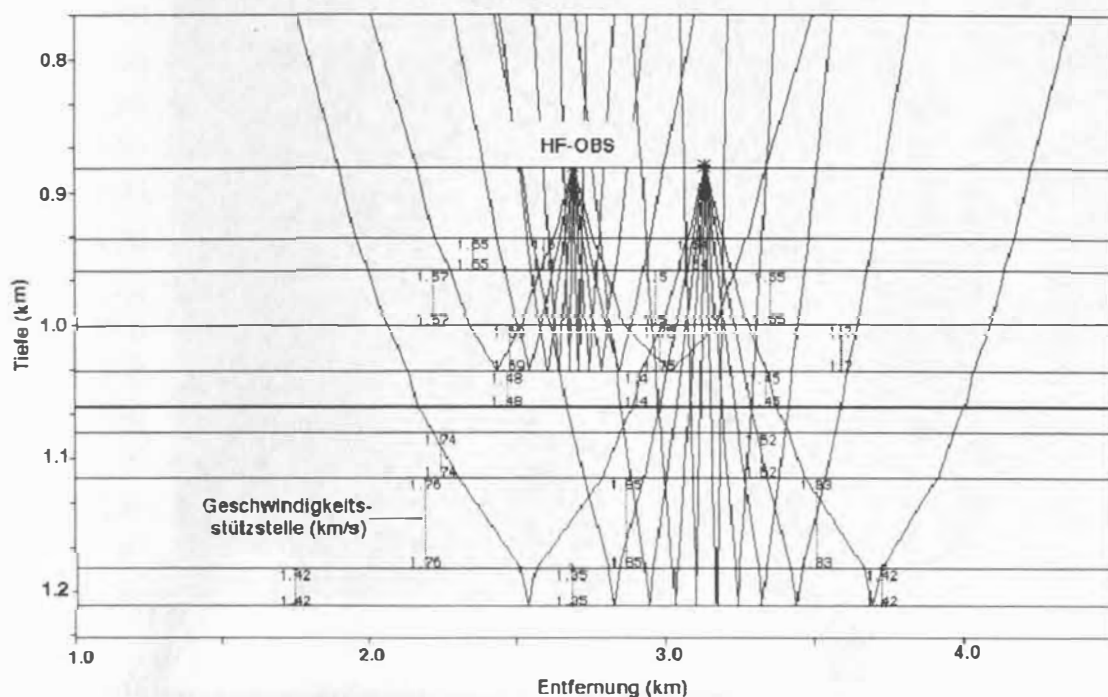


Abbildung 19: Schichtmodell zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit aus HF-OBS-Daten. Es besteht aus 10 horizontal gelagerten Schichten, wobei für zwei Schichten die berechneten Strahlenverläufe eingezeichnet sind. Die Strahlen gehen von den beiden HF-OBS-Positionen am Meeresboden aus. Die Geschwindigkeitsstützstellen geben die mittlere Geschwindigkeit von Kompressionswellen in den Sedimentschichten an.

Als Startmodell wird der Meeresboden verwendet. Die Wassertiefe entlang des HF-OBS Profils entspricht der Lottiefe des Registrierprotokolls, die in das 'MacRay' importiert wird. Die Wasserschallgeschwindigkeit ist aus CTD-Messungen bekannt, oder kann über die bekannten Parameter: Druck, Temperatur, Salzgehalt berechnet werden (Anderson, 1971). Der Geschwindigkeitswert wird als Geschwindigkeitsstützstelle in das Schichtmodell übertragen. Nun berechnet das Raytracing Programm die synthetische Laufzeitkurve für den Meeresbodeneinsatz, die in den realen Daten der direkten Welle entspricht. Bei richtiger

Eingabe von Wassertiefe und Wasserschallgeschwindigkeit sollten sich im Laufzeitmodell die berechnete und die digitalisierte Laufzeitkurve überdecken (Abb. 20). Ausgehend von diesem Startmodell wird anschließend nach der 'Top-Down' Methode das Gesamtmodell schichtweise abgearbeitet. Dabei werden die synthetischen Laufzeitkurven mit den gemessenen Laufzeitkurven zur Kongruenz gebracht (Abb. 20). Durch Variation von Schichtmächtigkeit und Intervallgeschwindigkeit nähert man mit einem iterativen Verfahren die berechneten Laufzeitkurven den Meßwerten an. Das gesuchte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (Abb. 21) ergibt sich durch die Übereinstimmung aller Laufzeitkurven. Das Verfahren ist im Detail bei Bobsien (1995) beschrieben. Nach dem gleichen Auswerteverfahren wird auch die zweite HF-OBS Station bearbeitet. So erhält man zwei unabhängige Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle.

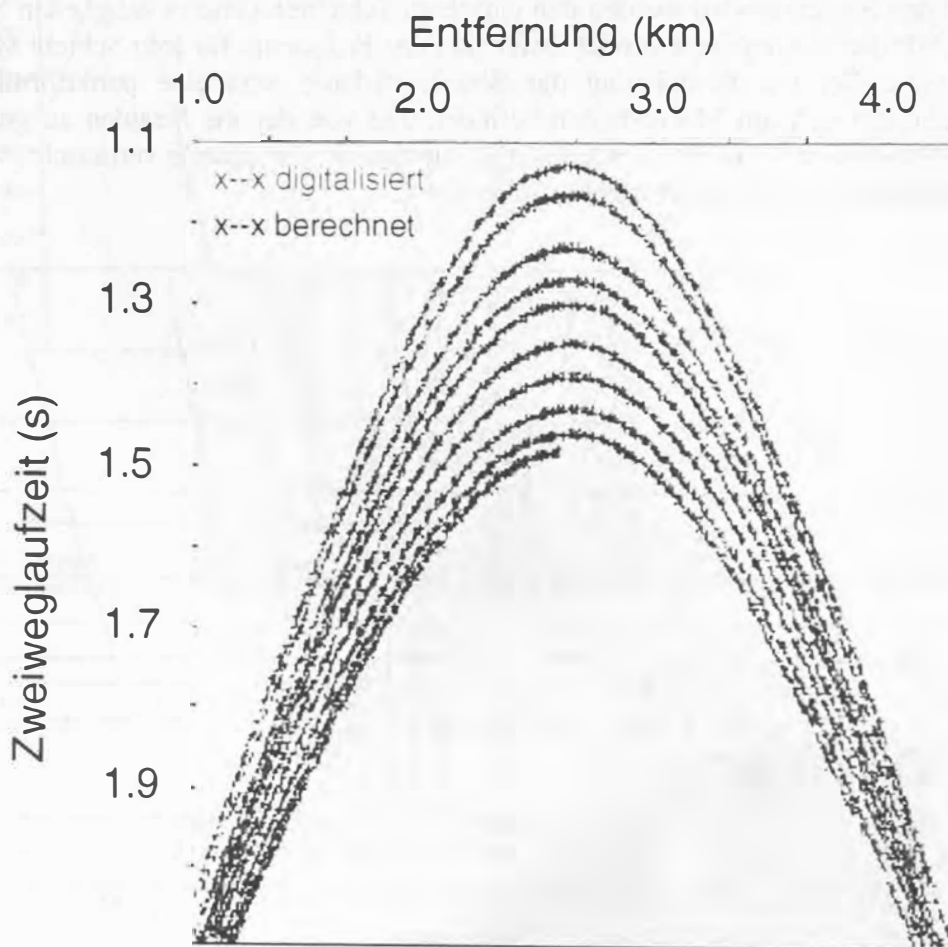


Abbildung 20: Gemessene Laufzeitkurve (x) und berechnete Laufzeitkurve (-), die bei der Wahl der korrekten Schichtmächtigkeit und Geschwindigkeit im Schichtmodell zur Übereinstimmung gebracht werden.

Da die Positionen der HF-OBS-Stationen ebenfalls mit den Streameraufzeichnungen überdeckt wurden, können die seismischen Sektionen der HF-OBS-Daten in die Einspurabspielungen der Streamerdaten eingehängt werden. Überträgt man die an beiden HF-OBS-Stationen markierten Horizonte auf die Einspurabspielungen der Streamerdaten, so kann kontrolliert werden, ob die Geschwindigkeitsbestimmung in beiden Modellen für die gleichen Schichten erfolgte. Ist dies der Fall, so setzt sich in einer abschließenden Modellrechnung das vorzugebende Schichtmodell

aus den berechneten Schichtmodellen beider HF-OBS-Stationen zusammen (Abb. 19). Dazu werden die Tiefenlagen der Schichtgrenzen und die Geschwindigkeitstützstellen an den HF-OBS-Positionen in das Schichtmodell übertragen und nicht mehr verändert. Anschließend werden die berechneten und die gemessenen Laufzeitkurven angenähert, indem die Schichtmächtigkeit und die Geschwindigkeit im Bereich zwischen den HF-OBS-Stationen variiert wird. Wichtig ist dabei, daß sich die berechneten Strahlenverläufe im Bereich zwischen den HF-OBS-Stationen überdecken (siehe Abb. 19). Durch Änderungen der Schichtmächtigkeit oder Geschwindigkeit ändern sich auch an beiden Stationen die Strahlenverläufe und somit die berechneten Laufzeithyperbeln. Dadurch besteht eine gute Kontrolle über die zu variierenden Parameter.

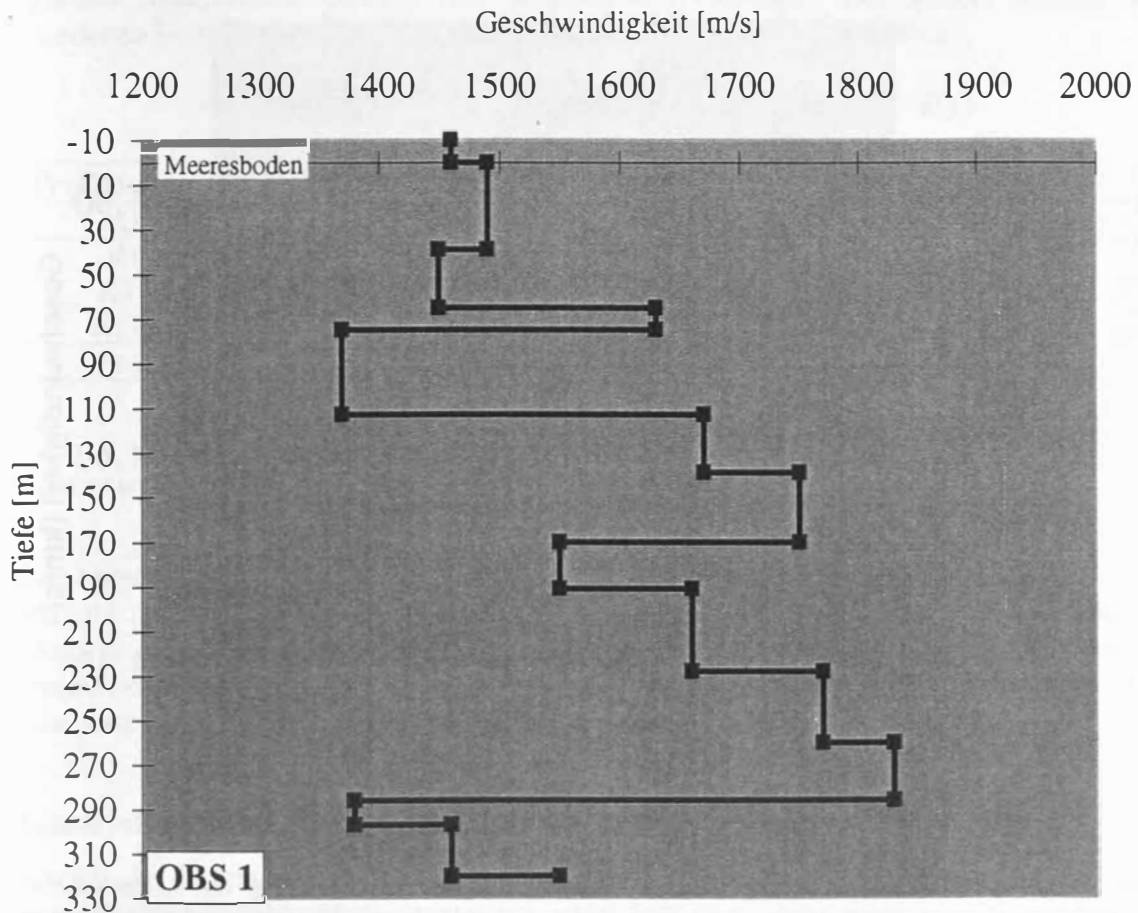


Abbildung 21: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an einer HF-OBS-Station.

Als Resultat liegt ein zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell vor, daß die Verteilung der Geschwindigkeit und den Verlauf der Schichtmächtigkeiten zwischen den beiden HF-OBS-Stationen widerspiegelt. In Abbildung 22 ist das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zweier HF-OBS-Stationen dargestellt, wobei den Geschwindigkeitswerten ein Farbcode zugeordnet wurde.

Durch den Einsatz von zwei in einem Abstand von 700-800 m am Meeresboden verankerten HF-OBS-Systemen konnte ein detailliertes und hochauflösendes zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell entwickelt werden, das die Verteilung von freiem Gas und Gashydraten in den Sedimenten zwischen den HF-OBS-Stationen widerspiegelt. Während gashaltige Sedimente sich durch extrem niedrige Kompressionswellengeschwindigkeiten (unter

1500 m/s) auszeichnen (Anderson und Hampton, 1980), weisen Gashydrat zementierte Sedimente stark erhöhte Geschwindigkeiten (bis ca. 2400 m/s) auf (e.g. Andreassen et al., 1990).

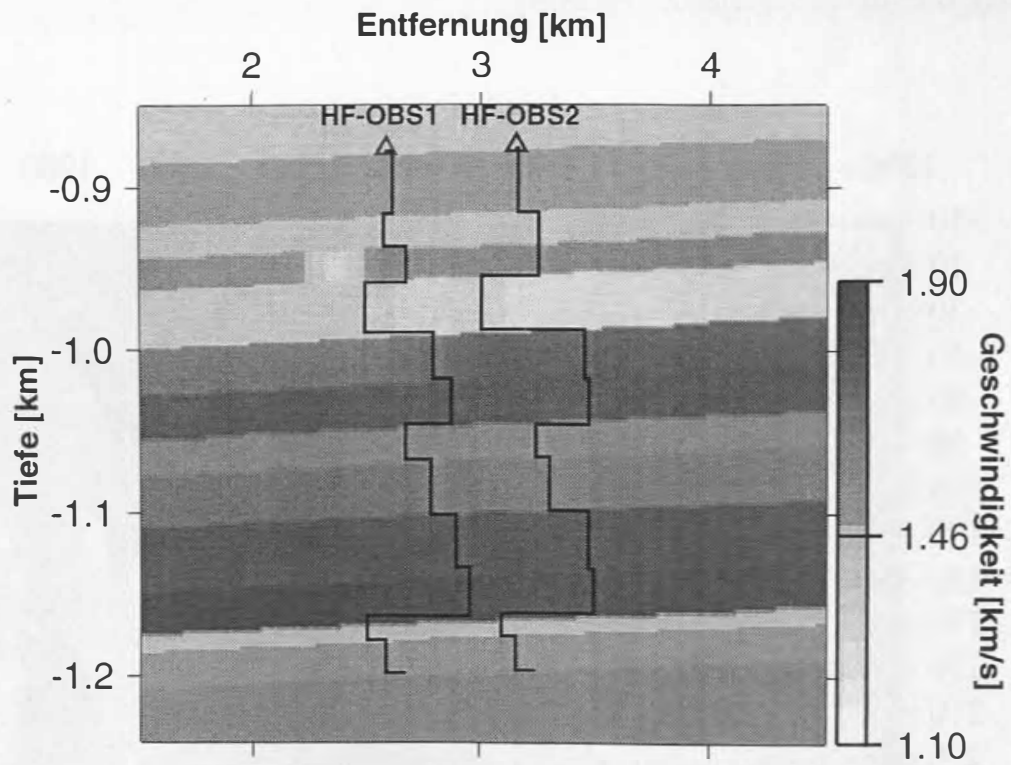


Abbildung 22: Zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das die Verteilung der Kompressionswellengeschwindigkeit im Meeresboden zwischen zwei HF-OBS-Stationen widerspiegelt. Den Geschwindigkeitswerten wurden über einen Farbcodiertabellen Farben zugeordnet.

## 5 Ergebnisse: Strukturen und Geschwindigkeiten

In diesem Kapitel werden Ergebnisse von hochauflösenden seismischen Untersuchungen am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang vorgestellt. Dazu sind Einspurabspielungen von Profilausschnitten der ein- und mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten exemplarisch ausgewählt worden, die Hinweise auf Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente liefern. Während die mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten Informationen über den Aufbau und die Struktur der Sedimentschichten liefern, geben die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle der HF-OBS-Daten die Geschwindigkeitsverteilungen im Sediment wieder. Die Kombination der unterschiedlichen Datensätze führt schließlich zum Nachweis von Gashydraten und freiem Gas in den untersuchten Gebieten. Die Daten wurden auf verschiedenen Forschungsreisen registriert und sind in der Tabelle 2 aufgelistet:

Profilbezeichnung	Forschungsreise	Arbeitsgebiet
M1 - M7	FS 'METEOR'-M17/2 (1988)	Bären Insel Sedimentfächer
K1 - K6 K7 - K16 K17 - K24	FS 'A.A. Karpinskyi' (1994)	Storegga Rutschmasse Südwest Spitzbergen Nordwest Spitzbergen
P14 - P18	FS 'POSEIDON' (1996)	Storegga Rutschmasse

Tabelle 2: Profilnummern, Forschungsreisen und Arbeitsgebiete.

In den Abbildungen der seismischen Sektionen ist bei Ost-West laufenden Profilen links Westen und rechts Osten, während in den Nord-Süd Profilen links Norden und rechts Süden ist. Anders laufende Profile werden gekennzeichnet. Die angegebenen Schußpunkte entsprechen den Schußpunkten entlang eines Profils. Mit einem Schußpunktabstand von 25 m kann die jeweilige Entfernung zum Profilanfang berechnet werden.

### 5.1 Gashydrate und freies Gas an der Storegga Rutschmasse

Im Bereich der Storegga Rutschmasse wurden insgesamt sieben reflexionsseismische Profile und ein HF-OBS-Profil aufgezeichnet (Abb. 23). Davon werden seismische Sektionen der Profile K5, P15, P16 und die Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Stationen vorgestellt. Bei dem Profil 'K5' handelt es sich um ein mehrkanaliges digital registriertes reflexionsseismisches Profil und 'K6' bezeichnet das HF-OBS-Profil. Die Profile mit den Bezeichnungen 'P15' und 'P16' sind analog aufgezeichnet worden.

#### 5.1.1 Hochauflösende ein- und mehrkanalige Reflexionsseismik

Das nahezu hangparallel verlaufende Profil K5 befindet sich an der nördlichen Flanke der Storegga Rutschmasse (Abb. 23) und ist von Nordwesten nach Südosten aufgezeichnet worden. In Abbildung 24 ist die seismische Sektion der Schußpunkte 200-600 des Profils dargestellt. Der Meeresboden verläuft nahezu ungestört horizontal in einer Wassertiefe zwischen 850 und 870 m. Im allgemeinen ist eine parallele, söhliche Lagerung der Sedimentschichten zu erkennen. Die Eindringtiefe der seismischen Signale beträgt ca. 0.6 s TWT.

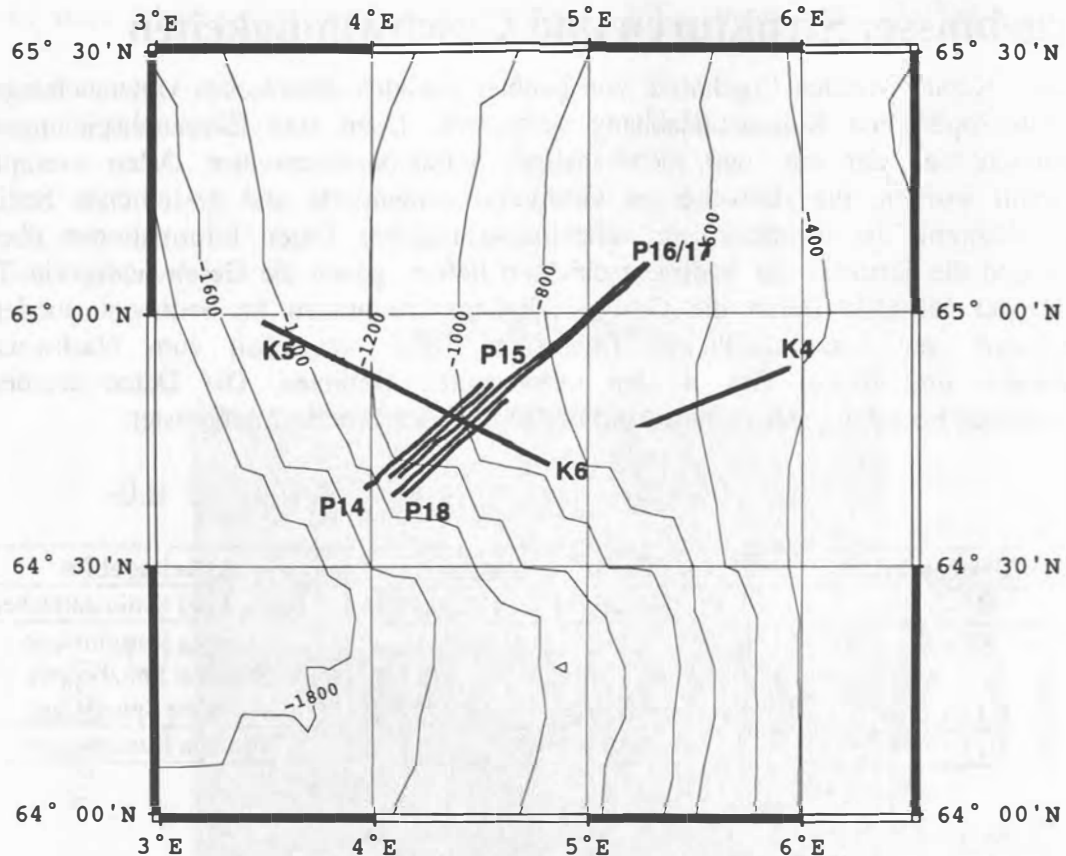


Abbildung 23: Profilplan im Gebiet der Storegga Rutschmasse. Die seismischen Sektionen der Profile K5, P15, P16 werden vorgestellt. Bei dem Profil 'K5' handelt es sich um ein mehrkanaliges digital registriertes reflexionsseismisches Profil und 'K6' bezeichnet das HF-OBS-Profil. Die Profile mit den Bezeichnungen 'P15' und 'P16' sind analog aufgezeichnet worden.

Auffallend sind zwei amplitudenstarke Horizonte, die die seismische Sektion in drei Schichtsequenzen mit unterschiedlichen Reflektionscharakteristiken unterteilt. Der erste amplitudenstarke Horizont verläuft in ca. 0.125 s TWT unterhalb des Meeresbodens. Darüber sind die Reflexionen an Schichtgrenzen bis zum Meeresboden schwach ausgeprägt und dicht aufeinander folgend. Der zweite amplitudenstarke Horizont tritt in einer Tiefe von 0.375 s TWT auf und ist durch einen zum Meeresboden um 180° phasengedrehten Einsatz gekennzeichnet (in Abb. 24 markiert mit a). Dies läßt auf eine Geschwindigkeitsinversion schließen, die möglicherweise mit dem Vorkommen von freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente in Zusammenhang steht. Zwischen den beiden amplitudenstarken Horizonten sind ebenfalls Reflexionen mit starker Amplituden zu erkennen, die allerdings durch breitere Phasen und einen größeren Abstand zueinander geprägt sind. Im untersten Abschnitt sind nur noch sehr langwellige Anteile in den Reflexionen zu erkennen. Diese Beobachtung läßt auf eine Veränderung im Frequenzgehalt der seismischen Signale schließen. Vermutlich hat die Tiefpaßwirkung von freiem Gas zu einer Frequenzerniedrigung der Signale geführt.

Eine weitere Auffälligkeit dieser seismischen Sektion sind zwei vertikal laufende akustisch transparente Zonen. Sie sind an den Schußpunkten 250 und 480 aus Tiefen >1.7 s TWT bis nahe zum Meeresboden zu verfolgen und haben eine Breite von ca. 120 m. Die transparenten Bereiche durchbrechen die Schichtungen und wölben an den Flanken die Reflexionshorizonte auf. Vermutlich handelt es sich bei diesen Strukturen um Gasaufstiegskanäle, durch die freies Gas aus großen Tiefen bis in den Bereich des Meeresbodens migriert. Depressionen, die auf einen möglichen Gasaustritt am Meeresboden hindeuten, lassen sich nicht erkennen.

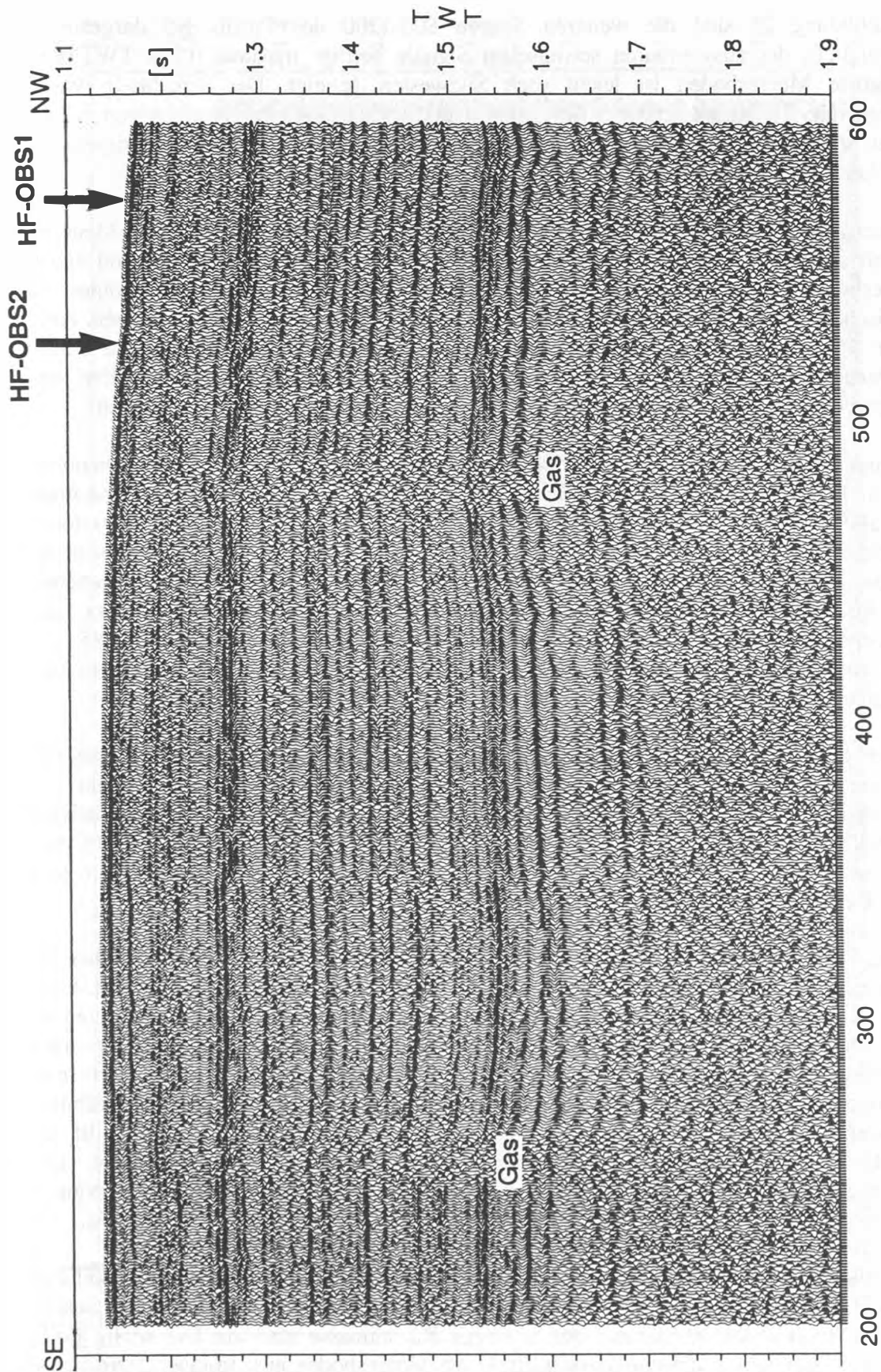


Abbildung 24: Seismische Sektion der Schußpunkte 200-600 von Profil K5. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe 0.125 s und 0.375 s TWT unter dem Meeresboden zeichnen sich zwei amplitudenstarke Horizonte ab, die eine Tiefpaßwirkung auf die seismischen Signale haben. Der untere Horizont ist durch ein zum Meeresboden phasengedrehtes Signal charakterisiert (a). Vertikal verlaufende transparente Bereiche deuten auf Gasauftiegszonen hin.

In Abbildung 25 sind die weiteren Spuren 800-1200 des Profils K5 dargestellt. Die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale beträgt maximal 0.7 s TWT und der ungestörte Meeresboden ist leicht nach Südwesten geneigt. Die Schichtung weist mit zunehmender Tiefe eine geringere Neigung auf und verläuft bei einer Laufzeit von 1.7 s TWT nahezu sählig. Die im vorigen Profilausschnitt hervorgehobene Frequenzerniedrigung mit der Tiefe läßt sich auch in dieser seismischen Sektion wiedererkennen.

Hervorzuheben ist ein Horizont, der in einer Tiefe von 0.35 s TWT parallel zum Meeresboden verläuft und die Schichtung kreuzt. Er zeichnet sich durch hohe Amplituden und einen zum Meeresboden um 180° phasengedrehten Einsatz aus. Oberhalb des Horizontes ist ein akustisches 'blanking' mit einer Mächtigkeit von ca. 0.06-0.07 s TWT zu erkennen. Aufgrund dieser Merkmale wird der Horizont als BSR interpretiert. Verfolgt man den BSR nach Südosten zum Profilanfang, so ist er mit dem amplitudenstarken, zum Meeresboden um 180° phasengedrehten Horizont (0.375 s TWT) des vorigen Profilausschnittes korrelierbar.

Bei genauer Betrachtung des BSRs ist zu erkennen, daß der Horizont keine gleichbleibende Amplitude hat, sondern in einigen Bereichen gestört ist. Von Südosten kommend endet der BSR abrupt bei Schußpunkt 890 (in Abb. 25 markiert mit a). Anschließend ist er mit einem zeitlichen Versatz von 0.01 s TWT ab Schußpunkt 920 weiter verfolgbar. In diesem Bereich sind die Amplituden der bis zu 0.04 s TWT darunter liegenden Reflektoren angehoben und teilweise stark variabel. Zwischen den Schußpunkten 970 und 1000 ist eine ähnliche Beobachtung zu machen, wobei die Horizonte unterhalb des BSRs bis 1.85 s TWT durchbrochen sind (markiert mit b). Möglicherweise handelt es sich bei diesen Strukturen um Gasaufstiegskanäle, die bis zum BSR reichen, ihn aber nicht durchbrechen.

Die Abbildung 26 zeigt einen Ausschnitt des von Nordosten nach Südwesten aufgezeichneten Profils P15, das Profil K5 kreuzt. Der Meeresboden erstreckt sich von Schußpunkt 1400 bis 2200 nahezu horizontal und ungestört in einer Tiefe von 1150 m und fällt anschließend nach Südwesten auf eine Tiefe von 1300 m ab. Während die Schichten bis zu einer Tiefe von 0.1 s TWT dem Meeresboden folgen, zeigen die Sedimentschichten darunter über den gesamten Bereich eine sählige parallele Lagerung.

Der auch im Profil K5 erkennbare BSR kreuzt im südwestlichen Teil der seismischen Sektion die Schichtung in einer Tiefe von 0.35 s TWT und läuft parallel zum Meeresboden. Unterhalb des BSRs sind die Amplituden der Reflexionen in einem bis zu 0.15 s TWT mächtigen Bereich stark erhöht. Eine Vielzahl von vertikalen transparenten Gasaufstiegszonen deutet auch hier auf freies Gas hin, das nach oben migriert und sich unterhalb des BSRs akkumuliert. In diesem Zusammenhang ist der in einer Tiefe von 1.9 s TWT auftretende Horizont zu erwähnen. Von Südosten kommend zeichnet sich der Reflektor durch hohe Amplituden aus, die ab dem Schußpunkt 2350 nach Nordosten hin abrupt abnehmen (markiert mit a). Die Amplitudenabnahme ist dadurch zu erklären, daß ein Großteil der seismischen Energie an den Schichtgrenzen der gasführenden Sedimentlagen unterhalb des BSRs absorbiert wird.

In Abbildung 27 ist eine seismische Sektion des Profils P16 dargestellt, daß parallel zu Profil P15 verläuft (Abb. 23). Der Meeresboden ist nach Südwesten geneigt und fällt bei Schußpunkt 770, im Bereich der Abrißkante der Storegga Rutschmasse steil ab. Die sählig gelagerten Schichten streichen in diesem Bereich direkt am Meeresboden aus. In einer Tiefe von 0.35 s TWT unter dem Meeresboden ist auch in dieser Sektion ein BSR erkennbar. Er ist allerdings nur schwach ausgeprägt und läßt sich im unteren Hangbereich bis zum Schußpunkt 900 verfolgen. Eine Amplitudenanhebung an Schichtgrenzen unterhalb des BSRs ist nicht zu erkennen. Möglicherweise ist die Mächtigkeit gasführender Schichten zu gering, um sie mit den angeregten seismischen Signalen auflösen zu können, i.e. <3-5 m.



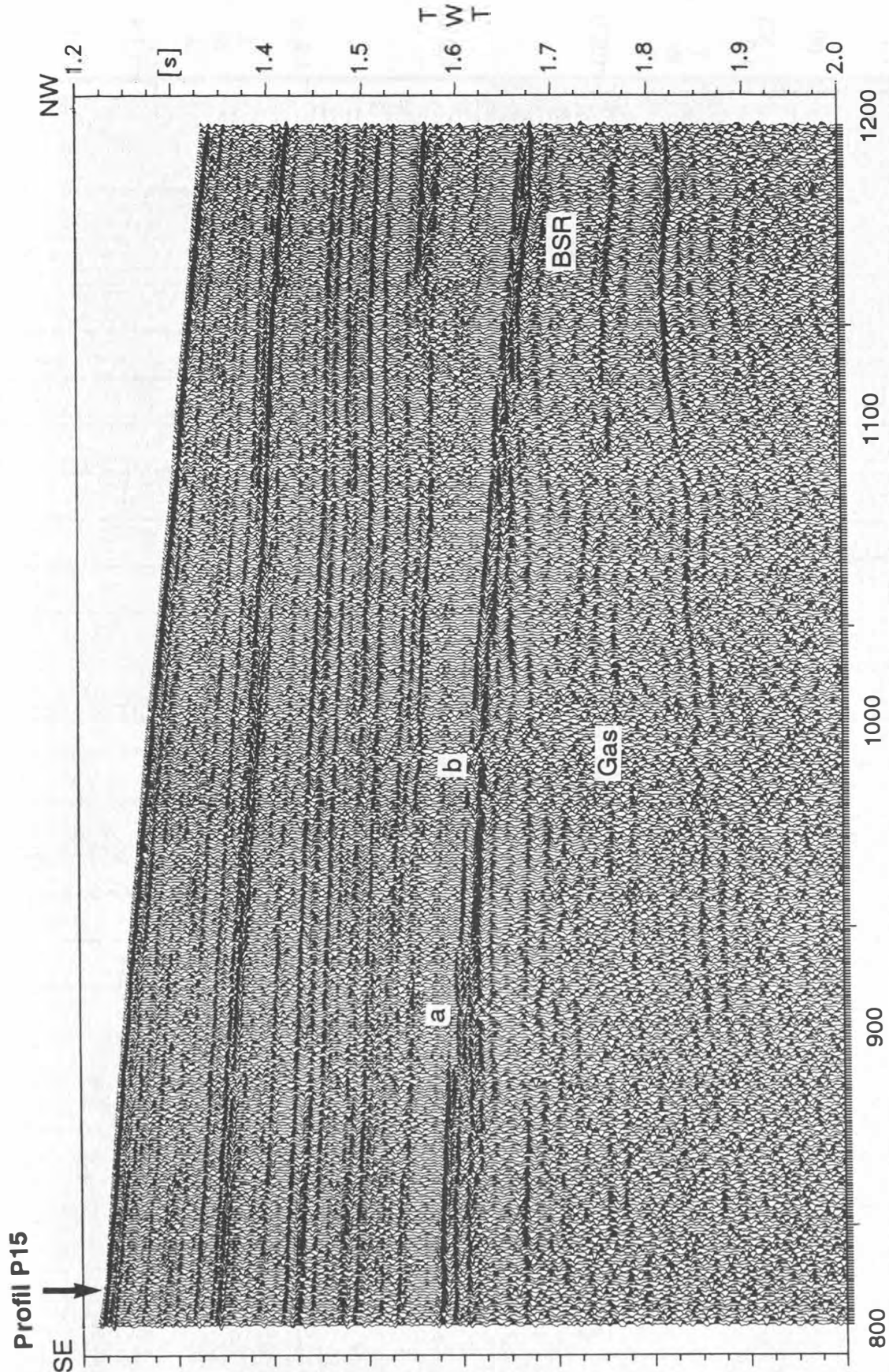


Abbildung 25: Seismische Sektion der Schußpunkte 800-1200 von Profil K5. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.35 s TWT unter dem Meeresboden verläuft ein BSR, der die Schichtung kreuzt. Er hat keine gleichbleibende Amplitude, sondern ist in einigen Bereichen gestört (a, b). Oberhalb des BSRs ist ein akustisches 'blanking' zu erkennen. Transparente vertikal verlaufende Zonen werden als Gasaufstiegskanäle interpretiert. Aufsteigendes Gas sammelt sich unterhalb des BSRs und führt zur Amplitudenanhebung der seismischen Signale an Schichtgrenzen. Damit stellt der BSR die Grenze zwischen Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten dar.

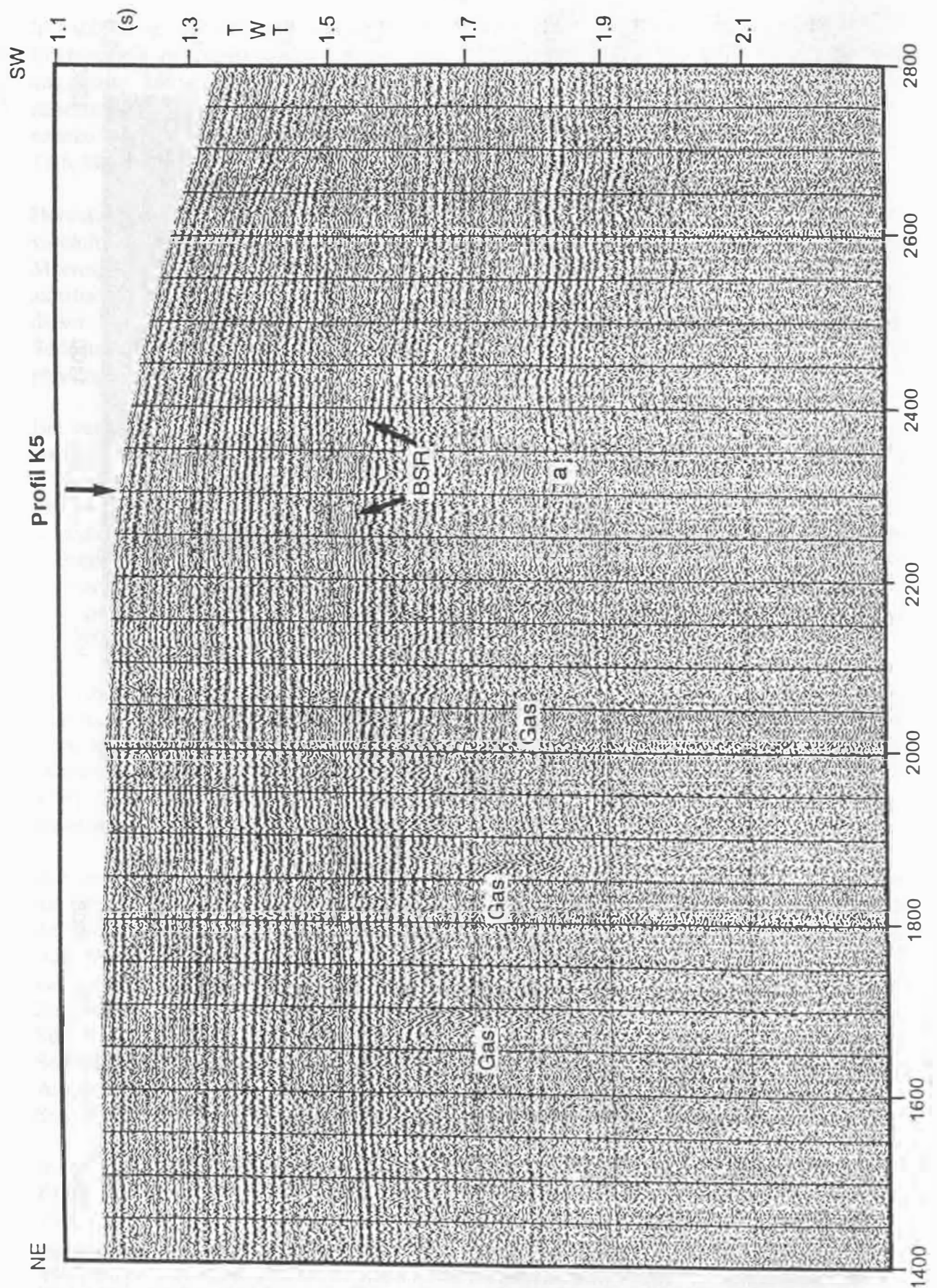


Abbildung 26: Seismische Sektion der Schußpunkte 1400-2800 von Profil P15. Die Daten sind mit einem einkanaligen Streamer analog aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.35 s TWT ist eine BSR zu erkennen, der parallel zum Meeresboden verläuft und die Schichtung kreuzt. Unterhalb des BSRs deuten erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen, vertikal verlaufende transparente Kanäle und Amplitudenabnahmen an Reflexionen (a) auf freies Gas im Sediment hin.

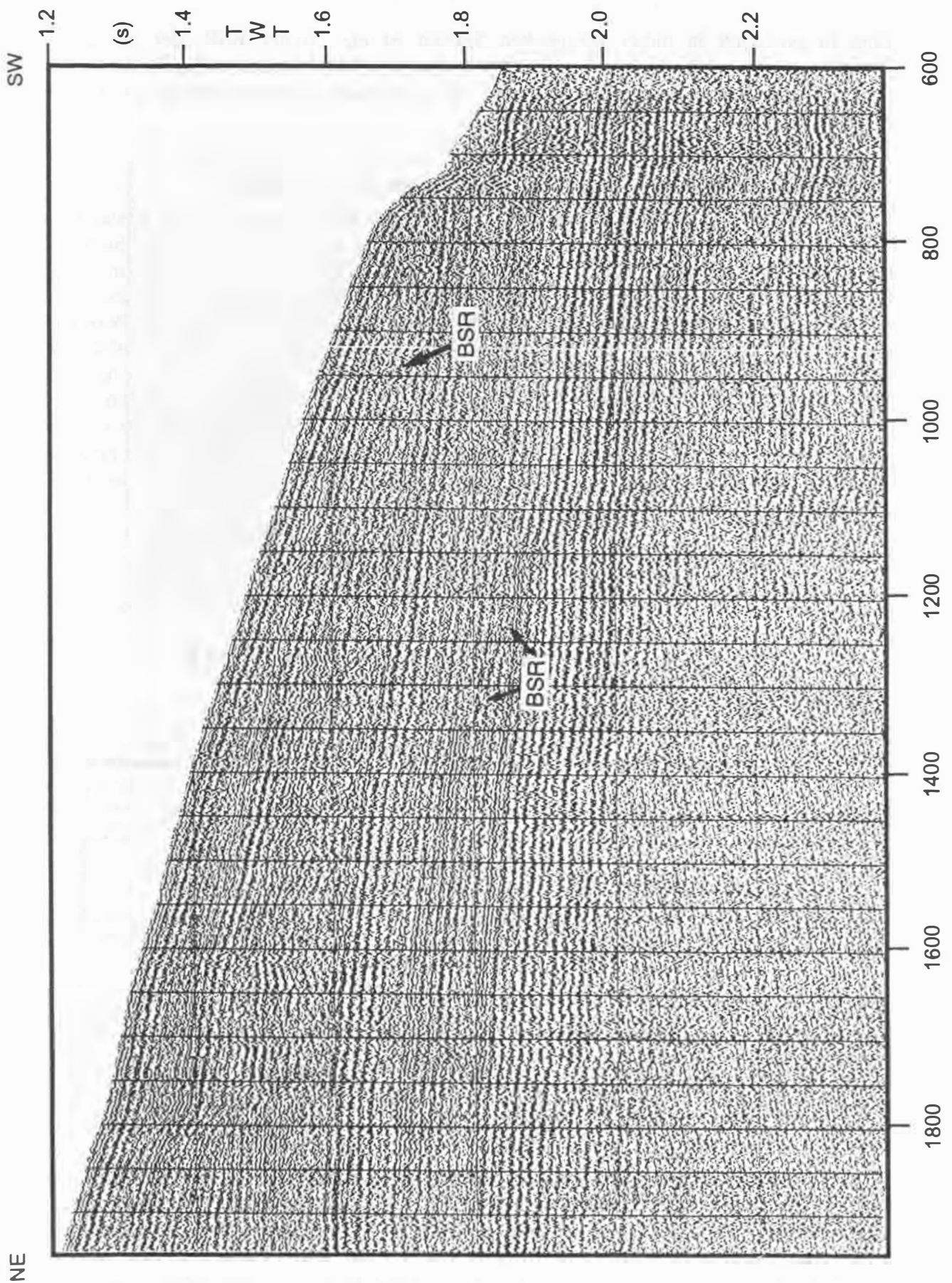


Abbildung 27: Seismische Sektion der Schußpunkte 600-1950 von Profil P16. Die Daten sind mit einem einkanaligen Streamer analog aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In der Sedimentsäule hat sich ein Doppel-BSR ausgebildet. Ein BSR verläuft in einer Tiefe von 0.1 s TWT unter dem Meeresboden und ist besonders deutlich im unteren Hangbereich zu erkennen. Der zweite BSR tritt in einer Tiefe von 0.35 s TWT unter dem Meeresboden auf und ist nur schwach ausgeprägt.

Eine Besonderheit in dieser seismischen Sektion ist ein zweiter BSR, der im unteren Hangbereich in einer Tiefe von nur 0.1 s TWT unter dem Meeresboden auftaucht. Er verläuft ebenfalls parallel zum Meeresboden und kreuzt die Schichtung. Hangaufwärts geht er in die am Meeresboden ausstreichende Schichtung über.

### 5.1.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten

Entlang des HF-OBS-Profiles K6 wurden zwei HF-OBS-Plattformen in einem Abstand von 650m am Meeresboden verankert (Abb. 24, 28) (HF-OBS-Station 1 und HF-OBS-Station 2) bezeichnet werden. Die Wassertiefe betrug 878 m an HF-OBS-Station 1 und 876 m an HF-OBS-Station 2. Im detaillierten Profilplan der Abbildung 28 ist zu erkennen, daß die Profile K6 und K5 im Bereich der HF-OBS-Stationen übereinander liegen. Daher konnten die Positionen der HF-OBS-Systeme auf das Profil K5 übertragen (Abb. 23 und 24) und die HF-OBS-Daten mit den entsprechenden seismischen Sektionen verknüpft werden. Ein horizontaler Meeresboden, die söhlige Lagerung der Sedimente und eine Signaleindringung von 0.6 s TWT waren ideale Voraussetzungen für den Einsatz der HF-OBS-Systeme. Abbildung 29 zeigt die Korrelation der HF-OBS-Station 1 mit der seismischen Sektion des Profils K5, wobei eine gute Übereinstimmung der beiden Datensätze insbesondere im Tiefenbereich des BSRs bei 0.35 s TWT festzustellen ist.

#### OBS-Positionen 1 und 2 auf Profil 5 und 6

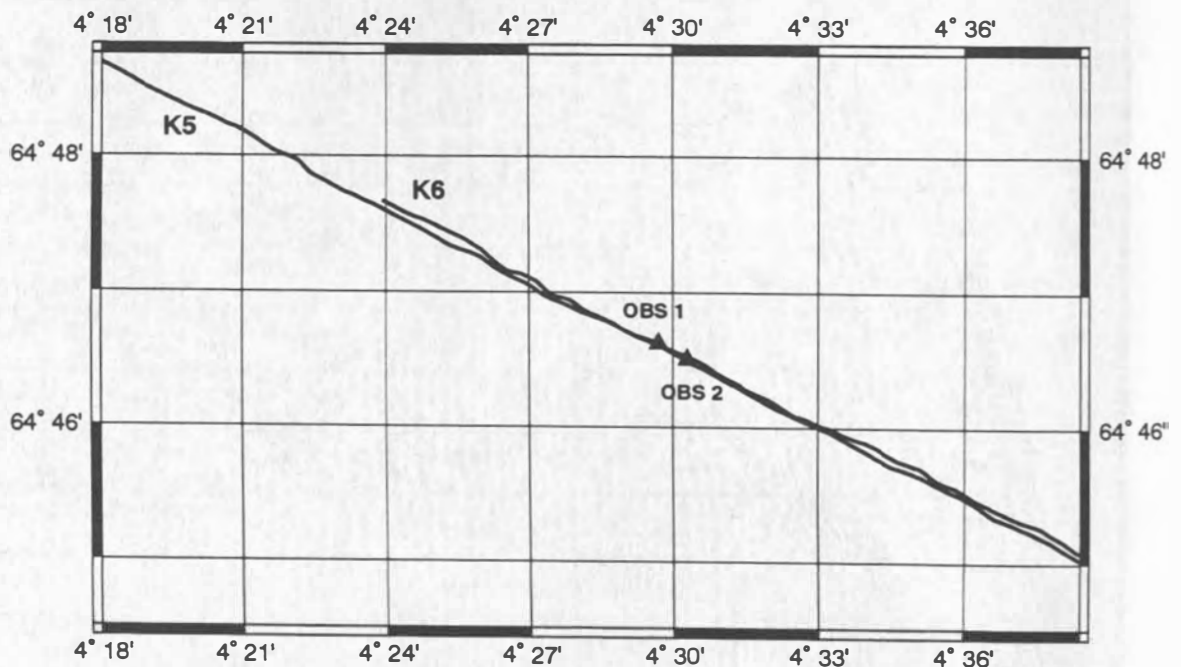


Abbildung 28: Vergrößerter Profilplan aus dem Bereich der HF-OBS-Stationen 1 und 2. In Höhe der HF-OBS-Stationen liegen die Profile K5 und K6 direkt übereinander.

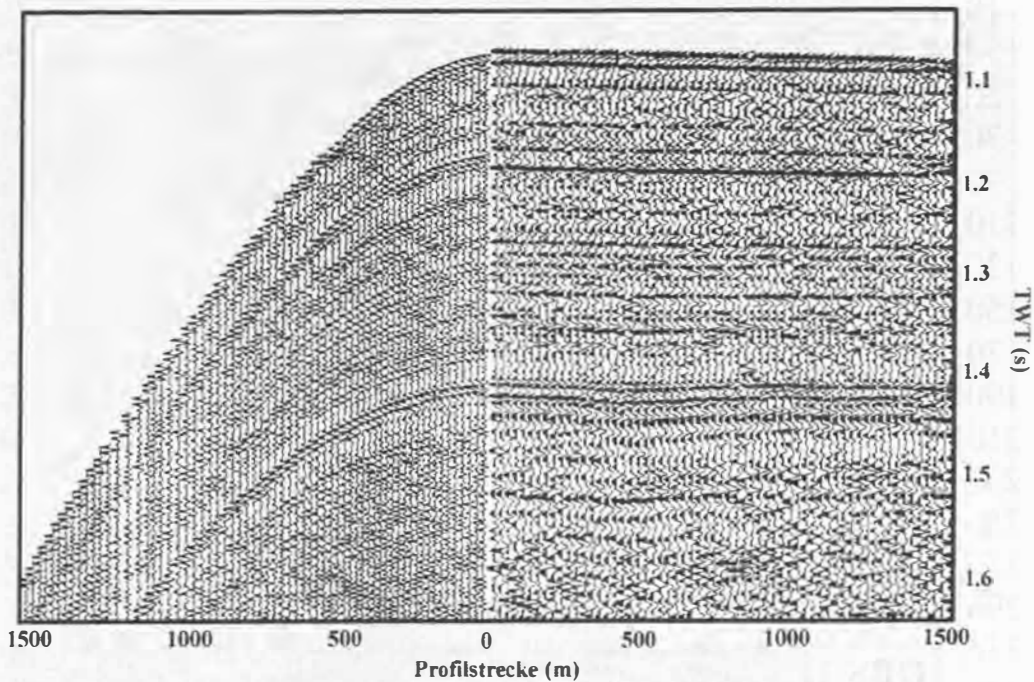


Abbildung 29: Korrelation der HF-OBS 1-Daten mit der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K5. Die unterschiedliche Signalform in beiden Datensätzen wird durch die unterschiedlichen Filtergrenzen des verwendeten Bandpaßfilters hervorgerufen (HF-OBS/links: 80-180 Hz. Mehrkanalseismik/rechts: 50-180 Hz).

Für die Geschwindigkeitsbestimmung wurden über eine Entfernung von 2.7 km 13 Reflexionshorizonte in den seismischen Sektionen angerissen und digitalisiert. Das Resultat der Geschwindigkeitsberechnung ist den Abbildungen 30 (HF-OBS-Station 1) und 31 (HF-OBS-Station 2) dargestellt. Die horizontale Null-Linie stellt den Übergang vom Wasserkörper zur Sedimentsäule dar. Die Wasserschallgeschwindigkeit wurde durch CTD-Messungen auf 1460 m/s bestimmt und von Bobsien (1995) übernommen.

Die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle sind durch zwei Schichten mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten und zwei Sedimentschichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten charakterisiert. Mit Werten zwischen 1300 m/s (HF-OBS 2) und 1320 m/s (HF-OBS 1) liegt die erste Niedergeschwindigkeitszone in einer Tiefe von 72 m bis 111 m mit einer Mächtigkeit von 39 m. Eine zweite ca. 15 m mächtige Schicht mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten (1320-1350 m/s) tritt in einer Tiefe von 285 m auf. Die Geschwindigkeitswerte liegen weit unter der Wasserschallgeschwindigkeit und lassen sich nur durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Die Untergrenze der tiefer liegenden gasführenden Schicht wird durch den Geschwindigkeitsanstieg von 1350 m/s über 1450 m/s auf 1540 m/s angezeigt. Damit konnte die Basis der gasführenden Schicht erfolgreich dokumentiert werden. Für den entsprechenden Horizont in den reflexionsseismischen Daten wird ein neuer Begriff des BGR (**B**asis der **G**as-**R**eflexion) eingeführt (Camerlenghi, 1996).

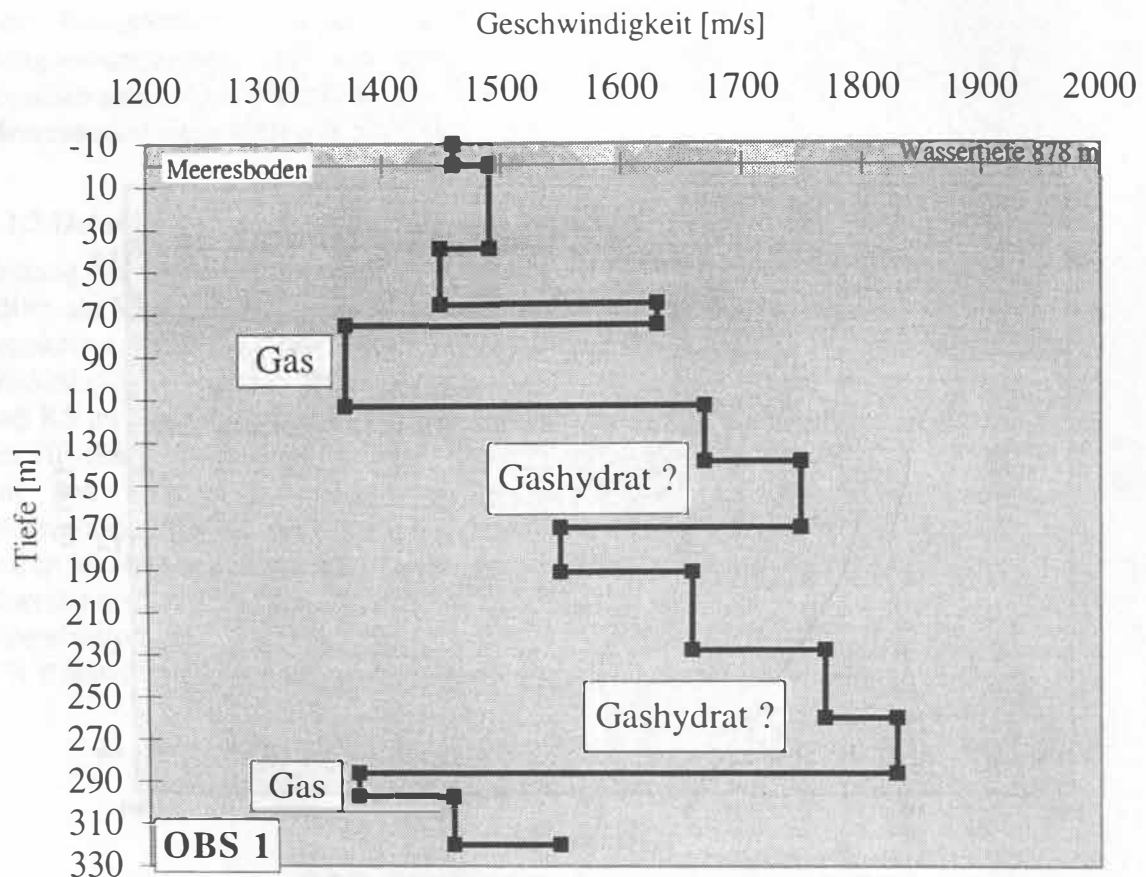


Abbildung 30: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 1. Es sind zwei Schichten mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten zu erkennen, die weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s liegen. Diese lassen sich durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Zonen mit anomal erhöhten Geschwindigkeiten bis zu 1820 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin.

Zwischen den beiden Niedergeschwindigkeitszonen haben sich zwei ca. 60 m mächtige Schichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten ausgebildet. An HF-OBS-Station 1 treten in der oberen Schicht Werte bis 1740 m/s und in der unteren Schicht Werte bis 1820 m/s auf, wobei der Geschwindigkeitsanstieg stufenförmig verläuft. An HF-OBS-Station 2 steigt die Geschwindigkeit dagegen an jeder Schicht steil auf Werte um 1800 m/s an (Abb. 31). Aufgrund der hohen Geschwindigkeiten werden diese beiden Sedimentsequenzen als Gashydrat zementierte Sedimente interpretiert. Die Hochgeschwindigkeitsbereiche sind durch eine Niedergeschwindigkeitszone getrennt, die Geschwindigkeitswerte zwischen 1520 und 1600 m/s aufweist und eine Mächtigkeit von 60 m hat.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß an der Storegga Rutschmasse sowohl Gashydrat zementierte als auch gasführende Sedimente vorkommen. Die Basis der Gashydrat zementierten Sedimente bildet ein BSR, der in einer Tiefe von 0.35 s TWT parallel zum Meeresboden verläuft und teilweise die Schichtung kreuzt. Darunter hat sich freies Gas in den Porenräumen der Sedimente gesammelt, das durch Gasaufstiegskanäle aus größerer Tiefe nach oben migriert. Die Mächtigkeit der gasführenden Schichten variiert und erreicht im unteren Hangbereich ein Maximum von 0.15 s TWT. Die Gasaufstiegskanäle durchbrechen teilweise den BSR und lassen sich bis zum Meeresboden verfolgen. Dadurch kann das freie Gas auch in höhere Lagen migrieren. Bemerkenswert ist die Ausbildung eines zweiten BSRs, der in einer Tiefe von 0.1 s TWT unter dem Meeresboden verläuft. In diesen seismischen Untersuchungen ist es erstmals gelungen, einen Doppel-BSR nachzuweisen, auf deren Genese in der Diskussion (Kapitel 7) eingegangen wird.

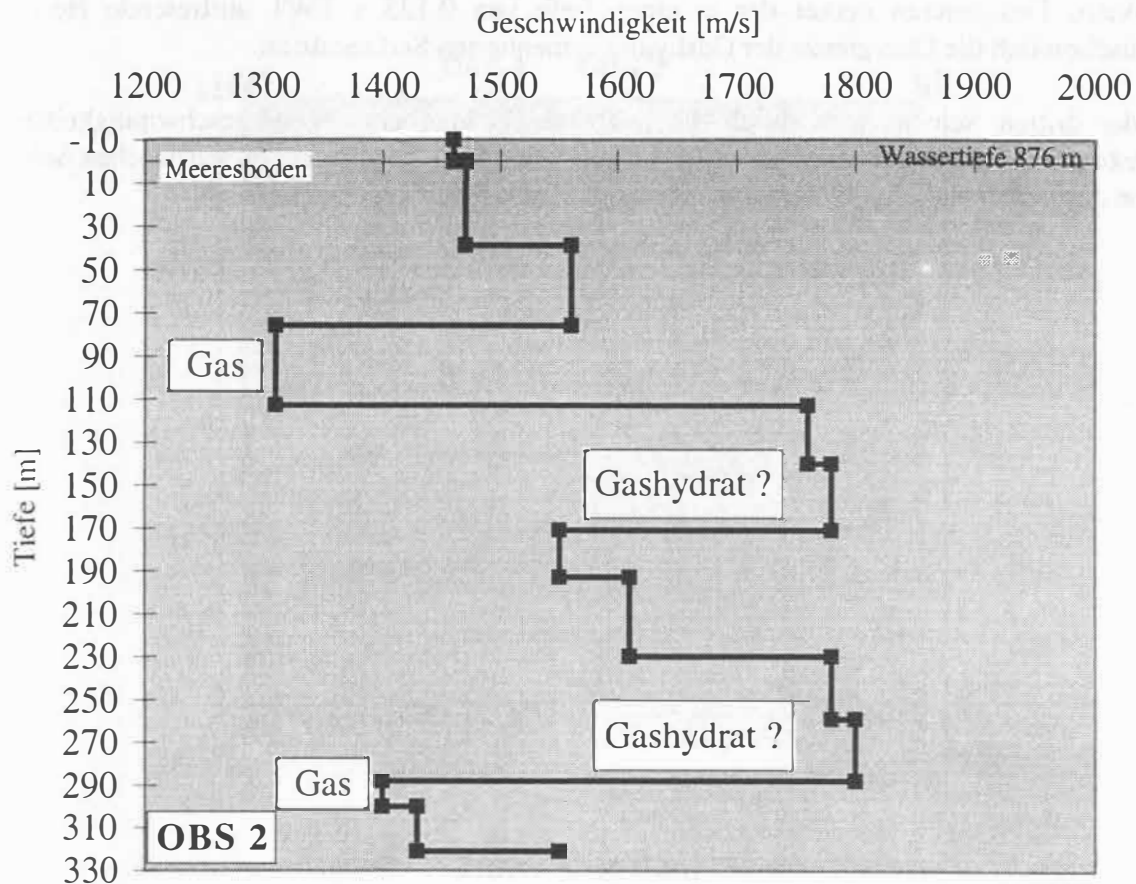


Abbildung 31: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 2. Es sind zwei Schichten mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten zu erkennen, die weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s liegen. Diese lassen sich durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Zonen mit anomal erhöhten Geschwindigkeiten bis zu 1800 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin.

### 5.1.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren

Ein Vergleich der beiden Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle zeigt (Abb. 30 und 31), daß an der HF-OBS-Station 1 in einer Tiefe 40-65 m unter dem Meeresboden eine Schicht mit einer Geschwindigkeit von 1450 m/s ermittelt worden ist. Darunter folgt ein Abschnitt mit 1610 m/s. An HF-OBS-Station 2 konnte in diesem Bereich nur eine Schicht mit einer mittleren Geschwindigkeit von 1560 m/s aufgelöst werden. In größeren Tiefen sind die Tiefenlagen und Mächtigkeiten der Schichten dagegen wieder in guter Übereinstimmung.

Ein zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell erweitert die Geschwindigkeitsverteilung an und zwischen den HF-OBS-Stationen in einem Profilabschnitt. Abbildung 32 zeigt das zweidimensionale Modell mit dem entsprechenden Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils P5. Die Kurven der einzelnen Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle wurden auf die seismische Sektion übertragen.

Im 2D-Modell werden die Gashydrat zementierten Sedimentschichten durch die dunkel rote Färbung angezeigt. Sie sind durch eine orange gefärbte Schicht mit niedrigeren Geschwindigkeiten getrennt. Oberhalb und unterhalb der Gashydrat zementierten Sedimente treten Schichten mit einer blauen Färbung auf, die gasführende Sedimente anzeigen. In der seismischen Sektion werden diese Geschwindigkeitskontraste durch amplitudenstarke Horizonte markiert. Es wird deutlich, daß der in einer Tiefe von 0.375 s TWT unter dem

Meeresboden verlaufende BSR tatsächlich die Basis der Gashydrat zementierten Sedimente markiert. Desweiteren deutet der in einer Tiefe von 0.125 s TWT auftretende Horizont wahrscheinlich die Obergrenze der Gashydrat zementierten Sedimente an.

In der dritten Schicht wird durch die hellblaue Färbung eine Niedergeschwindigkeitslinse angezeigt. Diese Zone wurde mit einem Fragezeichen versehen, da in der seismischen Sektion keine Anzeichen auf eine Phasenumkehr innerhalb der Schicht zu erkennen ist.





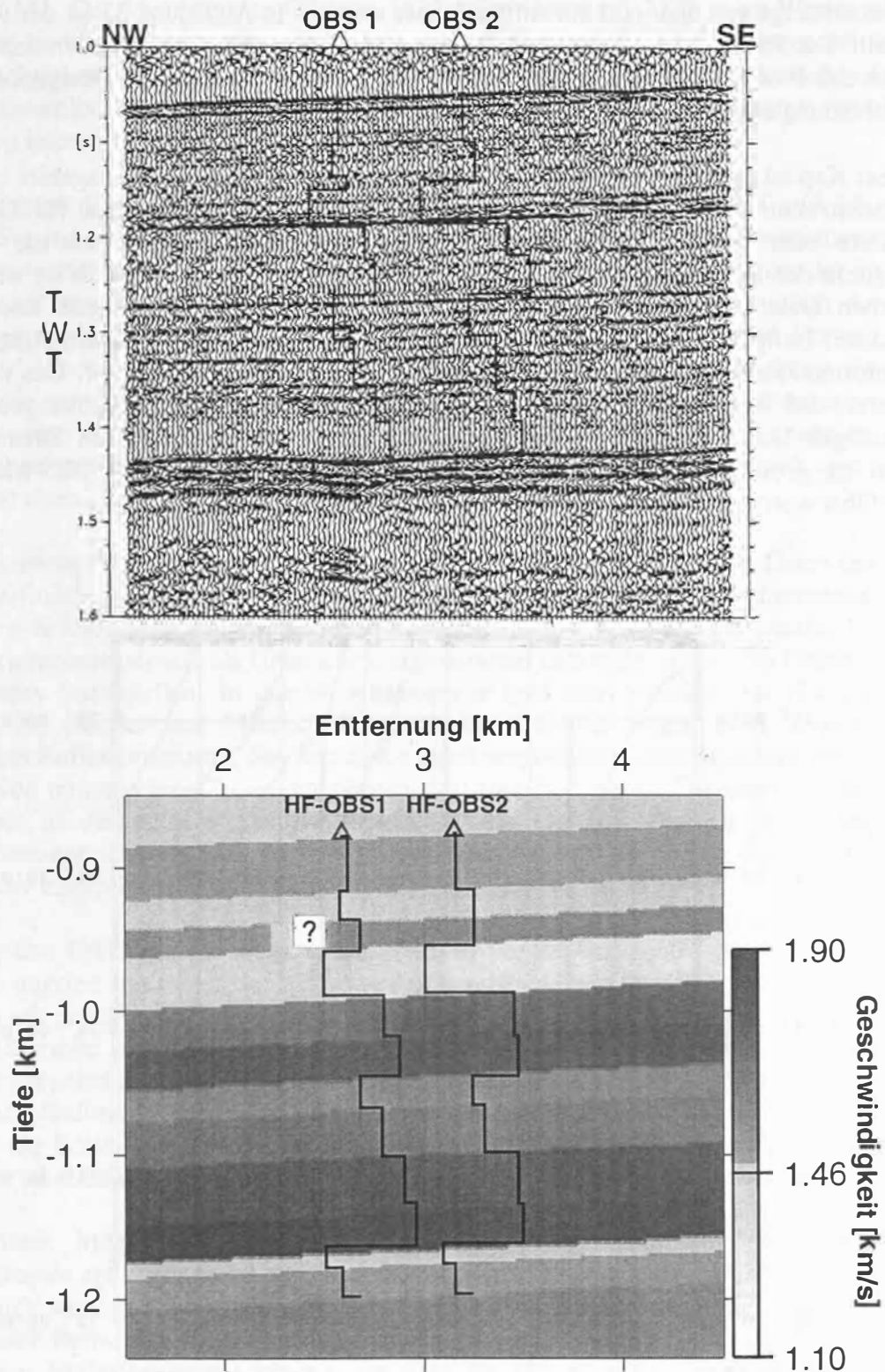


Abbildung 32: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells und der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K5. Die dunkel rote Färbung zeigt Schichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten an, die als Gashydrat zementierte Sedimente interpretiert werden. Die blaugefärbten Bereiche deuten auf gasführende Schichten hin. Durch die Übertragung der Geschwindigkeits-Tiefen Kurven auf die seismische Sektion kann der BSR als Untergrenze der Gashydrat zementierten identifiziert werden. In der dritten Schicht wird durch die hellblaue Färbung eine Niedergeschwindigkeitslinse angezeigt. Diese Zone wurde mit einem Fragezeichen versehen, da in der seismischen Sektion keine Anzeichen auf eine Phasenumkehr innerhalb der Schicht zu erkennen ist.

## 5.2 Der Barents See Sedimentfächer

Am Barents See Sedimentfächer sind sieben mehrkanalige reflexionsseismische Profile mit einer Gesamtlänge von über 600 km aufgezeichnet worden. In Abbildung 33 ist der Profilplan dargestellt. Die Profile M2, M7, M5, M3 laufen nahezu hangparallel von Norden nach Süden. Lediglich das Profil M1 ist von Osten nach Westen gerichtet. Die kurzen Querprofile stellen eine Verbindung zwischen den Längsprofilen her.

In diesem Kapitel werden seismische Sektionen mit denen für dieses Arbeitsgebiet typischen Reflexionsstrukturen vorgestellt, die hinsichtlich möglicher Charakteristika für Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente untersucht wurden. Anzumerken ist, daß die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale mehr als doppelt so hoch ist wie in den seismischen Daten der anderen Untersuchungsgebiete, was mit der höheren Energie des verwendeten Luftpulsar-Arrays zu erklären ist. Desweiteren liegen aus diesem Arbeitsgebiet keine Informationen über die Geschwindigkeitsverteilungen im Sediment vor. Das liegt zum einen daran, daß Wassertiefen von 1000-2400 m keine Geschwindigkeitsberechnungen mit den mehrkanaligen Daten erlauben, da die Wassertiefe im Vergleich zur aktiven Streamerlänge (600 m) zu groß ist. Zum anderen sind in diesem Bereich keine HF-OBS-Messungen durchgeführt worden.

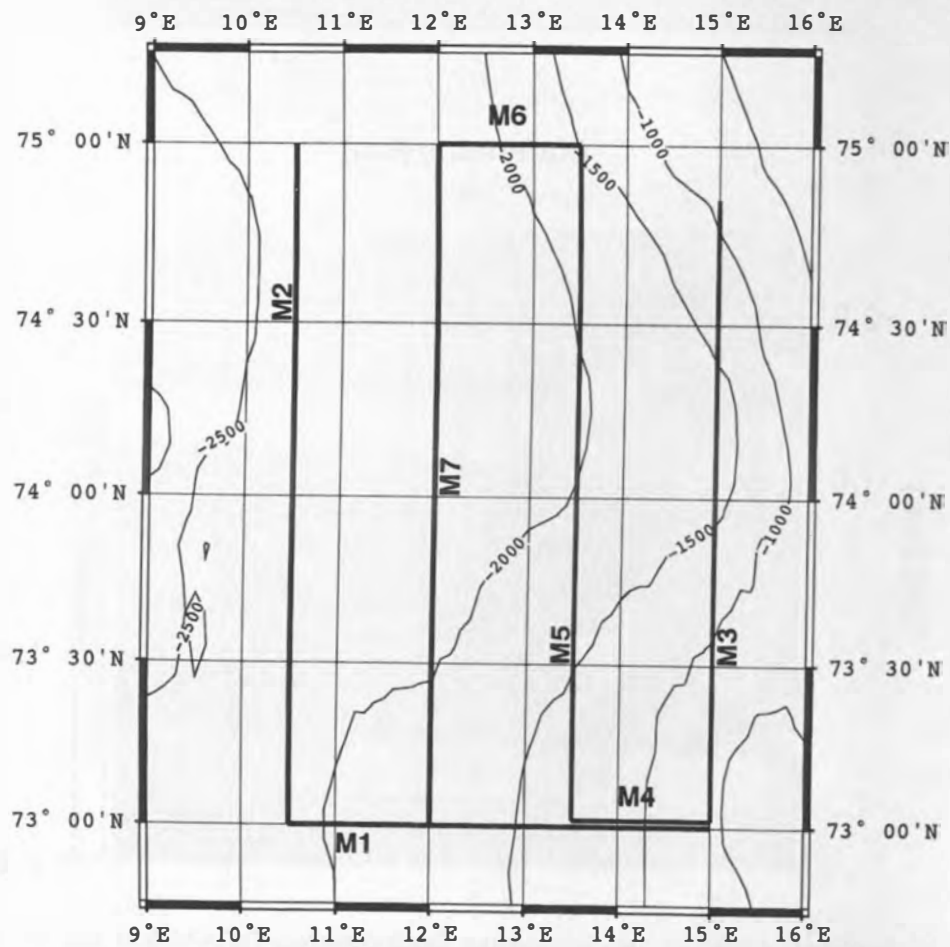


Abbildung 33: Profilplan der am Barents See Sedimentfächer aufgezeichneten Profile

### 5.2.1 Mehrkanalige Reflexionsseismik

Abbildung 34 zeigt die seismische Sektion der Schußpunkte 1-950 aus dem westlichen Teil von Profil M1. Der Meeresboden fällt von 1875 m im Osten auf 2225 m im Westen ab. Die Schichtung im Untergrund weist mit zunehmender Tiefe eine geringere Neigung auf und die Schichtmächtigkeiten nehmen nach Westen hin ab. Im unteren Bereich der seismischen Sektion treten aufgewölbte Strukturen mit starken Reflexionen auf, die als inaktive basaltische Intrusionen interpretiert werden (Vanneste, 1995).

Auffallend ist in diesem Profilausschnitt eine Schicht, die zwischen 3.2 s TWT und 3.8 s TWT auftritt. Sie ist durch ein transparentes, zum Teil chaotisches Reflexionsmuster und Diffraktionen charakterisiert. Nach unten wird sie von einem Horizont begrenzt, der im Osten stark gestört ist und nach Westen hin abrupt endet. Die Schicht ist vermutlich durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden (Laberg und Vorren, 1993; Laberg und Vorren, 1995; Vanneste, 1995). Nach oben wird diese Schicht durch Horizonte begrenzt, die zum Teil stark gestört und aufgewölbt sind. Im äußersten Westen der seismischen Sektion werden die Horizonte zwischen den Schußpunkten 1-300 von transparenten Zonen durchbrochen und sind an deren Flanken nach oben gebogen. Darüber hat sich eine weitere Schicht mit chaotischem Reflexionsmuster ausgebildet.

Die beschriebenen seismischen Strukturen lassen sich auch in den seismischen Daten des Profils M2 wiederfinden. In Abbildung 35 sind die oberen 0.75 s TWT der Sedimentsäule einer seismischen Sektion vom Anfang des Profils M2 (Schußpunkte 1-180) dargestellt. Legt man die Reflexionscharakteristik als Unterscheidungsmerkmal zugrunde, so ist eine Dreiteilung des Untergrundes festzustellen. In der oberen Sequenz sind eine Vielzahl von Horizonten zu erkennen, die parallel zum Meeresboden verlaufen. Darunter folgen zwei Sequenzen mit chaotischem Reflexionsmuster. Sie sind durch einen amplitudenstarken Horizont getrennt, der teilweise von transparenten Zonen durchbrochen ist (markiert mit a). Die transparenten Zonen reichen bis in die mittlere Sequenz hinein, in der sie sich deutlich vom chaotischen Reflexionsmuster abheben. Der Horizont, der die mittlere von der oberen Sequenz trennt, ist oberhalb der transparenten Zonen aufgewölbt.

Eine mögliche Erklärung für diese Strukturen sind Gasaufstiegszonen, durch die freies Gas nach oben migriert und sich in den transparenten Bereichen der mittleren Sequenz sammelt. Ein Vergleich mit den Daten der Storegga Rutschmasse zeigt jedoch, daß gasführende Schichten an ihrer Oberseite amplitudenstarke Reflexionen aufweisen, die einen zum Meeresboden um 180° phasengedrehten Einsatz erkennen lassen. Diese charakteristischen Merkmale für gasführende Sedimente sind in der seismischen Sektion des Profils M1 nicht zu erkennen. Daher ist die Entstehung der transparenten Zonen vermutlich nicht durch den Aufstieg von freiem Gas zu erklären.

Eine weitere Möglichkeit der Erklärung wäre der Aufstieg von Schlammdiapiren. Schlammdiapire entstehen durch den kanalisierten Aufstieg von Fluiden. Durch einen erhöhten Auflastdruck werden Flüssigkeiten aus den Porenräumen der Sedimente gepreßt und steigen auf. Bei der Betrachtung des Profilausschnittes in Abbildung 35 sind zwei Schichten mit chaotischem Reflexionsmuster erkannt worden, die auf rutschungsgeprägte Ablagerungen hindeuten. Die Rutschungsereignisse erfolgten vermutlich zeitlich eng aufeinander. Dadurch kam es zu einer rapiden Erhöhung des Auflastdrucks auf die untere Sedimentschicht. Als Folge ist der Porenwasserdruck in der unteren Schicht erheblich gestiegen, und die Porenraumflüssigkeiten sind aus den Porenräumen entwichen und nach oben migriert.

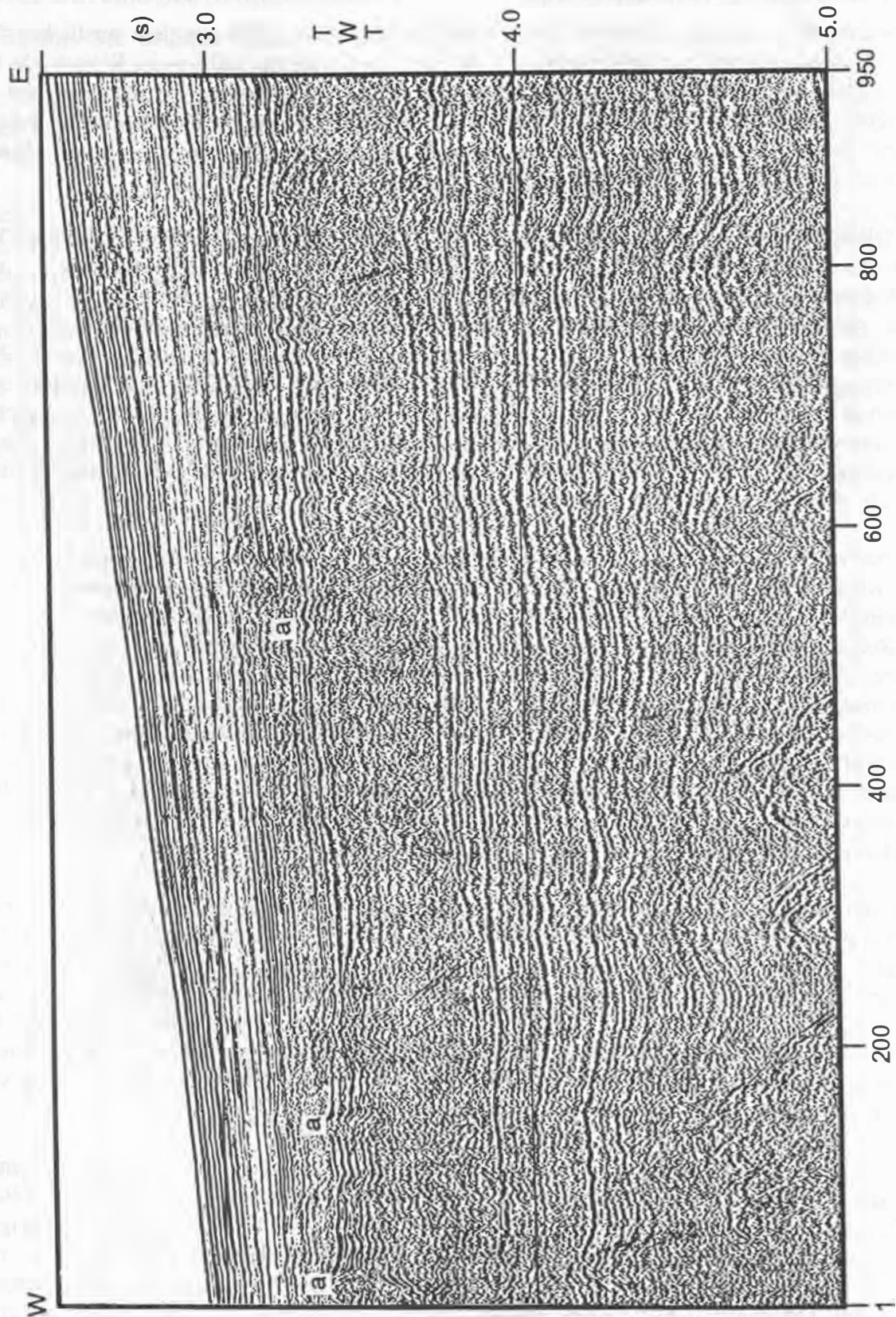


Abbildung 34: Seismische Sektion der Schußpunkte 1-950 von Profil M1. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.2 s TWT und 3.8 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. Nach oben wird die Sequenz von Schichten begrenzt, die im äußersten Westen durch transparente Zonen durchbrochen sind (a).

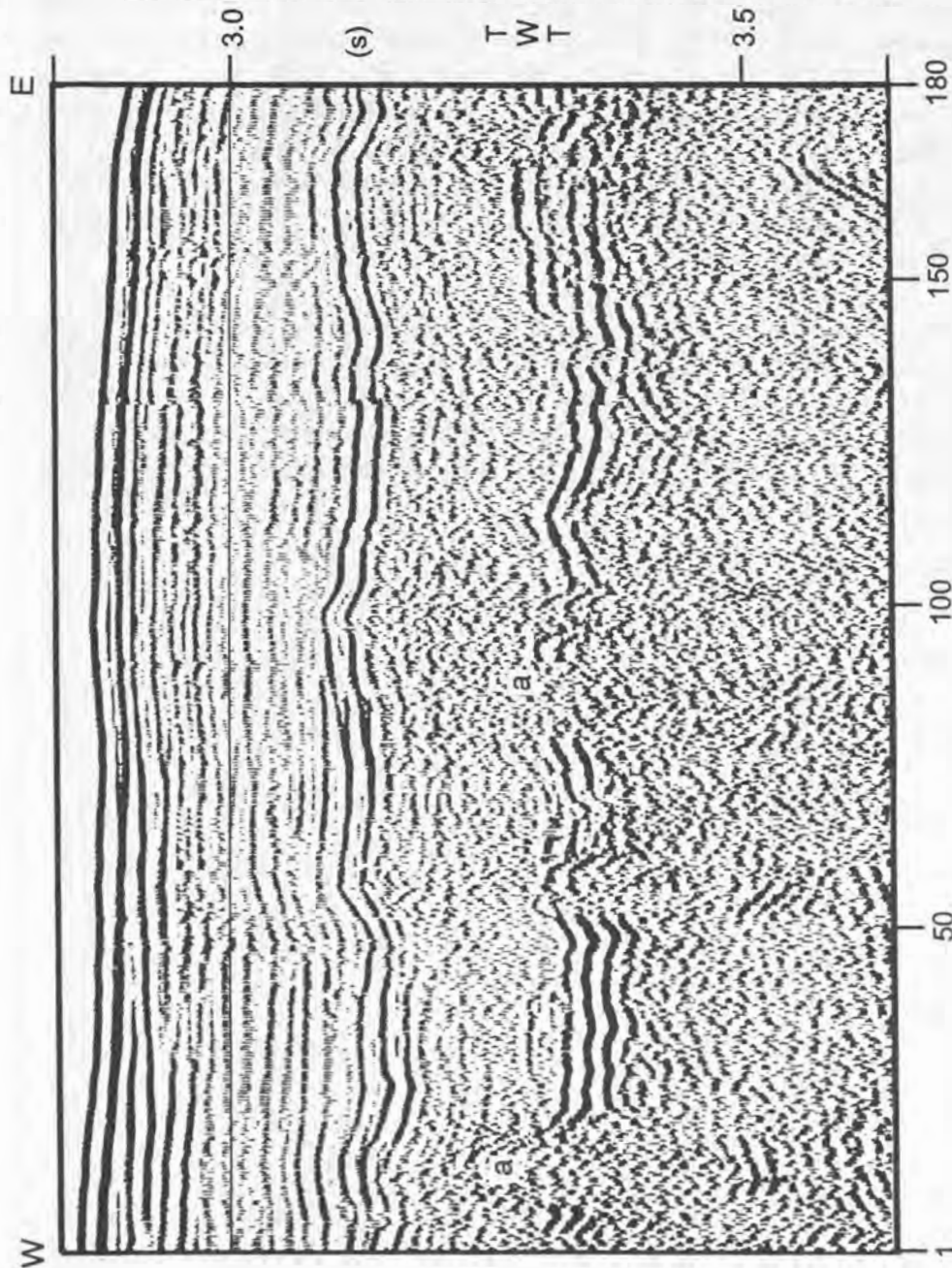


Abbildung 35: Seismische Sektion des Profils M2 von den oberen 0.75 s TWT der Sedimentsäule zwischen den Schußpunkten 1-180. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe von 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind Horizonte zu erkennen, die zwei Sequenzen mit chaotischem Reflexionsmuster trennen. Die Horizonte sind durch transparente Zonen gestört (a), die sich bis in die obere chaotische Sequenz durchprägen und den darüber liegenden Horizont aufwölben.

Entgegen den Beobachtungen der Profile M1 und M2 lassen sich in den seismischen Daten des Profils M7 Strukturen erkennen, die auf gasführende Sedimente hindeuten. Abbildung 36 zeigt eine seismische Sektion der Schußpunkte 7000-7800. In der Schicht zwischen 3.1 s TWT und 4.0 s TWT deuten chaotische Reflexionsmuster auch hier auf rutschungsgeprägte Ablagerungen hin. Die Obergrenze der Schicht bilden Horizonte, die streckenweise aufgewölbt und zwischen den Schußpunkten 7500 und 7530 von einer transparenten Zone durchbrochen sind (markiert mit a). Verfolgt man in diesem Bereich den Verlauf der Horizonte, so ist sowohl eine Veränderung der Amplituden als auch eine Frequenzänderung festzustellen. Zwischen den Schußpunkten 7200-7400 und einer Laufzeit von 2.9 s TWT bis 3.1 s TWT sind die Amplituden an den Schichtgrenzen erhöht. Nach Norden und Süden nehmen die Amplituden der seismischen Signale wieder ab (markiert mit b). Desweiteren ist der Abstand der Reflexionen größer als in den angrenzenden Bereichen, was auf eine Frequenzerniedrigung der seismischen Signale schließen läßt. Diese Indizien können als Hinweise für das Vorkommen von freiem Gas gewertet werden.

Im Untersuchungsgebiet am Barents See Sedimentfächer lassen sich eine Vielzahl von Aufstiegsbereichen, aufgewölbten Horizonten und transparenten Zonen erkennen, jedoch keine Hinweise auf das Vorkommen Gashydrat zementierter Sedimente gewinnen. Daher wird in diesem Kapitel auf die Präsentation weiterer Profilausschnitte verzichtet. Es sei auf den Anhang D verwiesen, in dem weitere Beispiele seismischer Sektionen gezeigt werden.



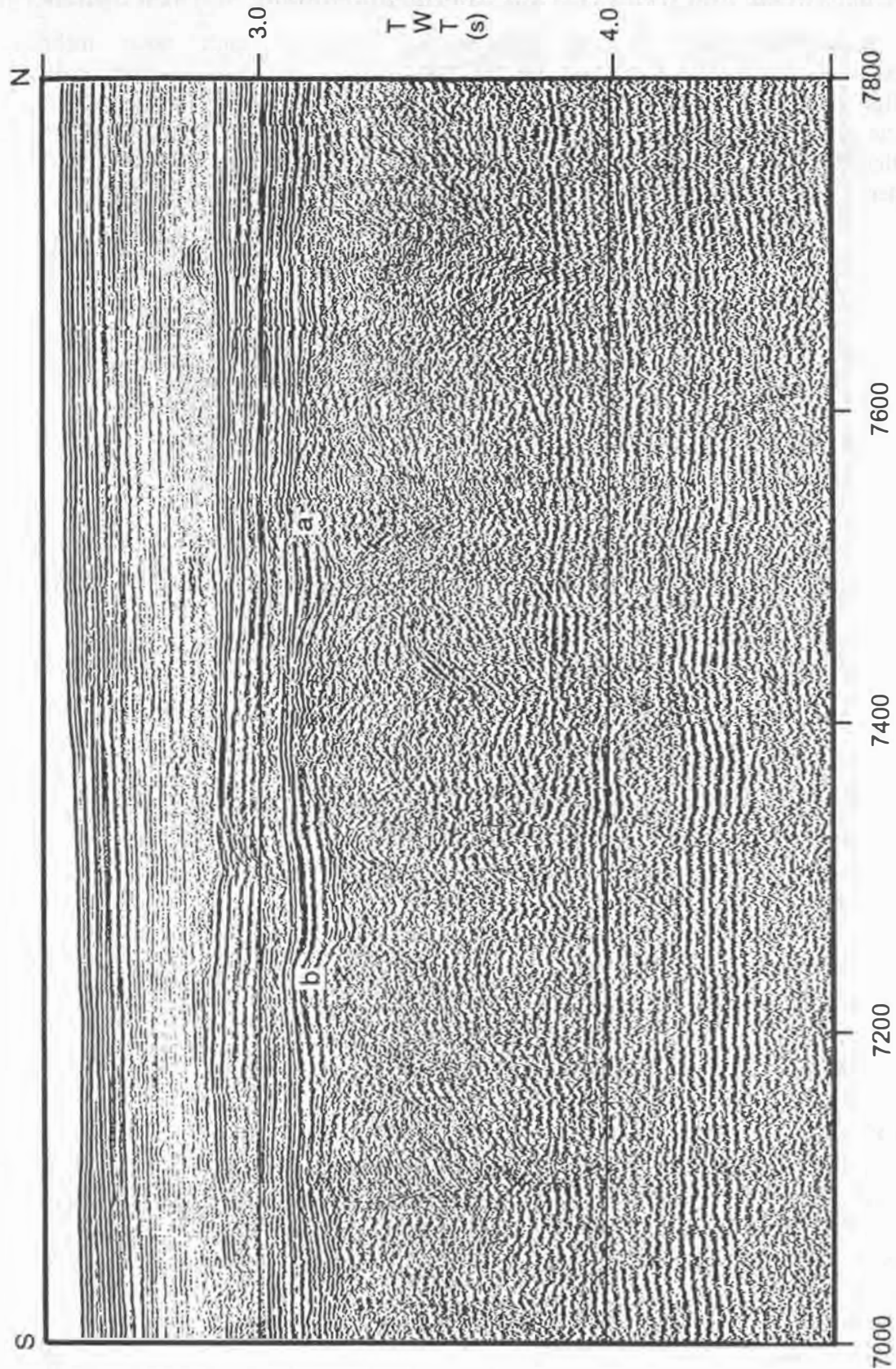


Abbildung 36: Seismische Sektion des Profils M7 zwischen den Schußpunkten 7000-7800. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe zwischen 2.9 s TWT und 3.1 s TWT lassen Aufwölbungen (a) und erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen und Frequenzerniedrigungen der seismischen Signale (b) auf gasführende Schichten schließen.

### 5.3 Gashydrate und freies Gas am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens

Am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens sind insgesamt neun mehrkanalige reflexionsseismische (K7-K15) und ein HF-OBS-Profil (K16) aufgezeichnet worden. Der Profilplan (Abb. 37) zeigt, daß die langen Profile (ca. 100 km) vornehmlich in Ost-West Richtung, d.h. hangnormal verlaufen. Ergänzend zu diesen Profilen ist im Becken zwischen Kontinentalabhang und Knipovich Rücken ein engeres Netz von kurzen Profilen vermessen worden.

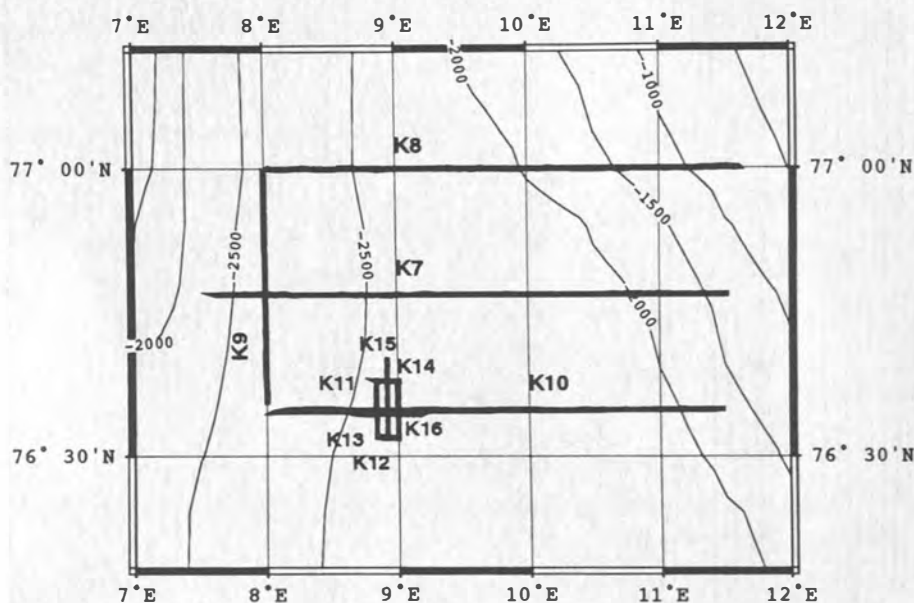


Abbildung 37: Profilplan im Bereich des Kontinentalabhangs Südwest Spitzbergens.

#### 5.3.1 Hochauflösende mehrkanalige Reflexionsseismik

Im Bereich des Kontinentalabhangs südwestlich von Spitzbergen sind in den mehrkanaligen reflexionsseismischen Aufzeichnungen keine Anzeichen für Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkannt worden. Das soll exemplarisch an einer seismischen Sektion des Profils K7 gezeigt werden. Im Tiefseebecken zwischen Kontinentalabhang und Knipovich Rücken sind dagegen eine Vielzahl von seismischen Anomalien, diapirischen Strukturen und transparenten Zonen identifiziert worden, die auf ein Vorhandensein von freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente hindeuten.

In Abbildung 38 ist die seismische Sektion der Schußpunkte 1900-2400 von Profil K7 dargestellt. Dieser Profilausschnitt ist ausgewählt worden, da er den Übergang vom Kontinentalabhang zum Tiefseebecken zeigt (markiert mit a). Ein BSR, der parallel zum Meeresboden verläuft, würde gerade in diesem Bereich eine Vielzahl von Horizonten kreuzen und so leicht zu identifizieren sein.



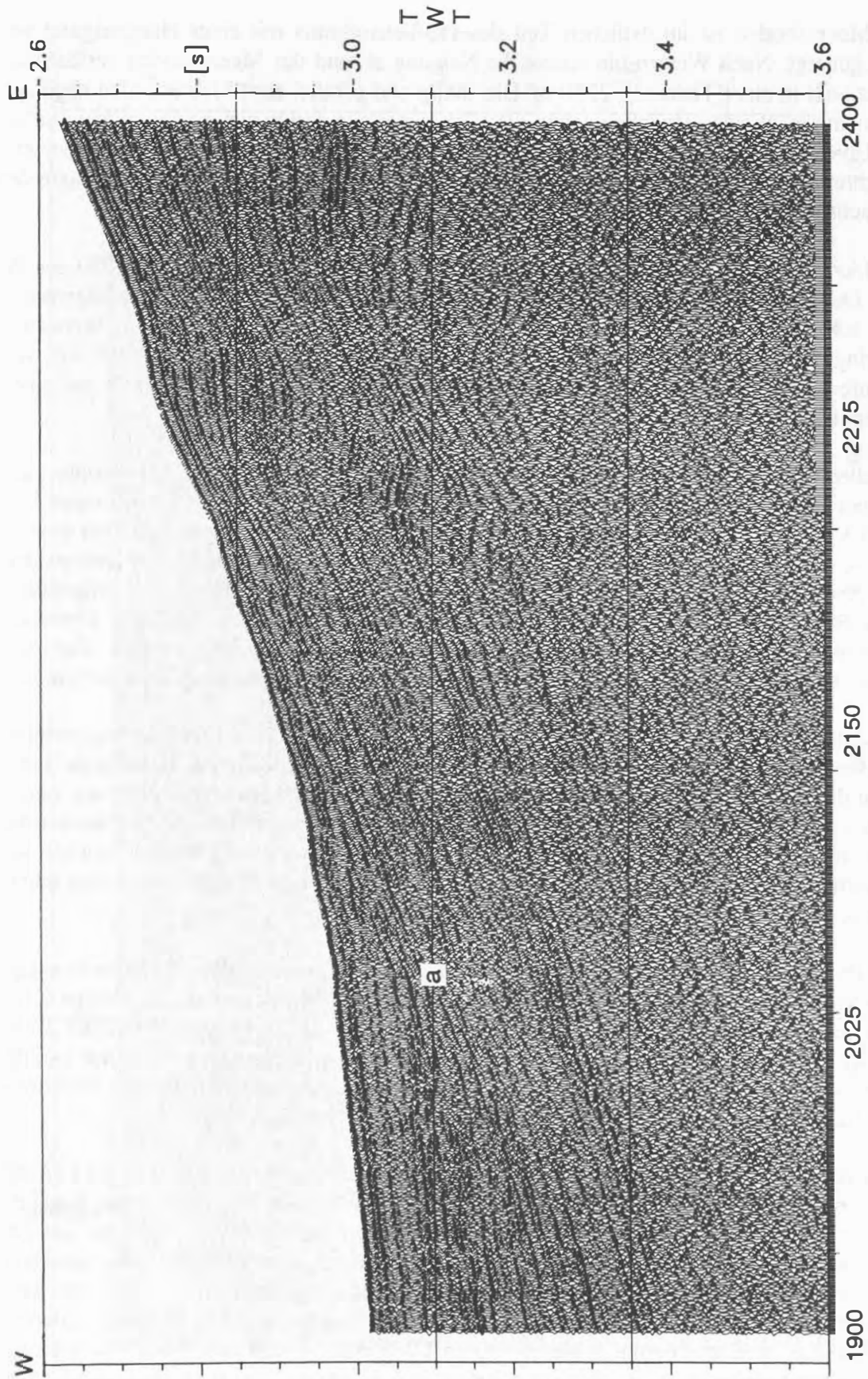


Abbildung 38: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1900-2400 von Profil K7. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es ist der Übergang zwischen Kontinentalabhang und Tiefseebecken gezeigt (a). Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

Der Meeresboden ist im östlichen Teil des Profilausschnitts mit einer Hangneigung von  $3^\circ$  stark geneigt. Nach Westen hin nimmt die Neigung ab und der Meeresboden verläuft nahezu horizontal in einer Tiefe von 2250 m. Die sählig und parallel zum Meeresboden abgelagerten Sedimente im Westen streichen gegen die stark geneigten Sedimente im Osten aus und zeigen den Übergang zwischen Tiefseebecken und Kontinentalabhang an (a). Es ist weder ein die Schichtung kreuzender BSR, noch eine ausgeprägte Zunahme von Reflexionsamplituden zu beobachten, die auf das Vorkommen von freiem Gas oder Gashydraten hindeutet.

Abbildung 39 zeigt die seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 680-1070 des Profils K10. Der Meeresboden verläuft horizontal in einer Tiefe von ca. 2275 m. Im allgemeinen ist eine sählige parallele Schichtung der einzelnen Sedimentschichten zu erkennen. Die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale beträgt maximal 0.45 s TWT. Die vertikal verlaufende transparente Zone bei Schußpunkt 760 ist laut Registrierprotokoll auf einen ca. einminütigen Ausfall des Luftpulsers zurückzuführen.

Auffallend sind mehrere seismische Anomalien und aufgewölbte Horizonte in der Sedimentsäule. Eine dieser Strukturen tritt im äußersten Westen des Profils bei einer Laufzeit von 3.3 s TWT auf (markiert mit a). Die seismische Anomalie erstreckt sich über eine Breite von ca. 1.5 km und zeichnet sich durch hohe Amplituden und einen zum Meeresboden um  $180^\circ$  phasengedrehten Einsatz aus. Oberhalb der Anomalie sind die Horizonte aufgewölbt. Die Aufwölbung prägt sich mit einer Höhe von ca. 5 m bis zum Meeresboden durch. Unterhalb der Anomalie ist über die gesamte Breite eine akustisch transparente Zone sichtbar. Zur östlichen Flanke der Zone sind die Schichten durchbrochen und die Horizonte nach oben gebogen.

Im weiteren Verlauf der seismischen Sektion haben sich drei Strukturen ausgebildet, die ähnliche Reflektionscharakteristika aufweisen, aber in unterschiedlichen Tiefenlagen auftreten. Vermutlich handelt es sich bei diesen Strukturen um Gasaufstiegszonen, in denen freies Gas aus der Tiefe zum Meeresboden migriert. Unterhalb von undurchlässigen Sedimentschichten sammelt sich das Gas, da es am weiteren Aufstieg gehindert wird. In solchen Bereichen werden die seismischen Signale komplett absorbiert und es bilden sich seismische Anomalien und breite akustisch transparente Zonen aus.

Die Profile K11-K15 wurden ebenfalls in diesem Bereich des Untersuchungsgebiets aufgezeichnet. In den Abbildungen 40-43 sind die seismischen Sektionen der Profile K11-K14 dargestellt. In allen Profilausschnitten verläuft der Meeresboden horizontal in einer Tiefe von 2275 m. Die Schichtung ist in den seismischen Sektionen einheitlich sählig und parallel. Es lassen sich eine Vielzahl von Aufwölbungen und Gasaufstiegszonen in der Sedimentsäule identifizieren, die nach oben durch seismische Anomalien begrenzt sind.

Die größte Aufstiegszone befindet sich in der seismischen Sektion des Profils K14 (Abb. 43). In einer Tiefe von 0.4 s TWT unter dem Meeresboden erreicht die Zone einen Durchmesser von 2.4 km und durchbricht die Schichtung bis in eine Tiefe von 0.2 s TWT. An den Flanken sind die Horizonte steil nach oben gebogen und darüber aufgewölbt, was sich bis zum Meeresboden durchprägt. Im Apex der Aufwölbung sind die Reflexionen in einem schmalen Bereich durchbrochen und zeigen einen leichten Knick nach unten. Darüber ist wiederum eine transparente Zone zu erkennen, die bis 0.05 s TWT unter dem Meeresboden zu verfolgen ist (markiert mit a).

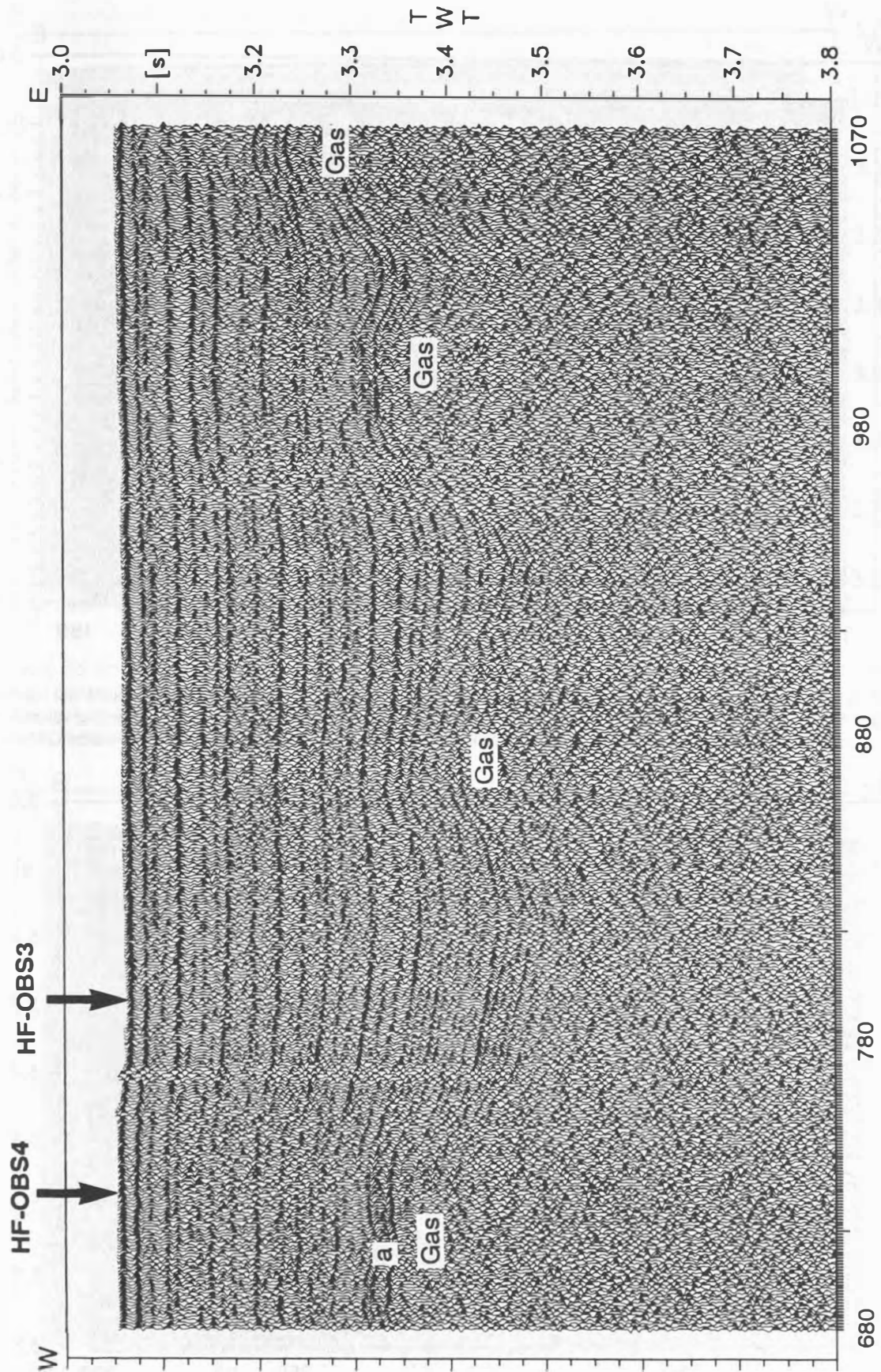


Abbildung 39: Seismische Sektion der Schußpunkte 680-1070 von Profil K10. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Seismische Anomalien (a) und transparente Bereiche deuten auf Gasauftiegszonen hin.

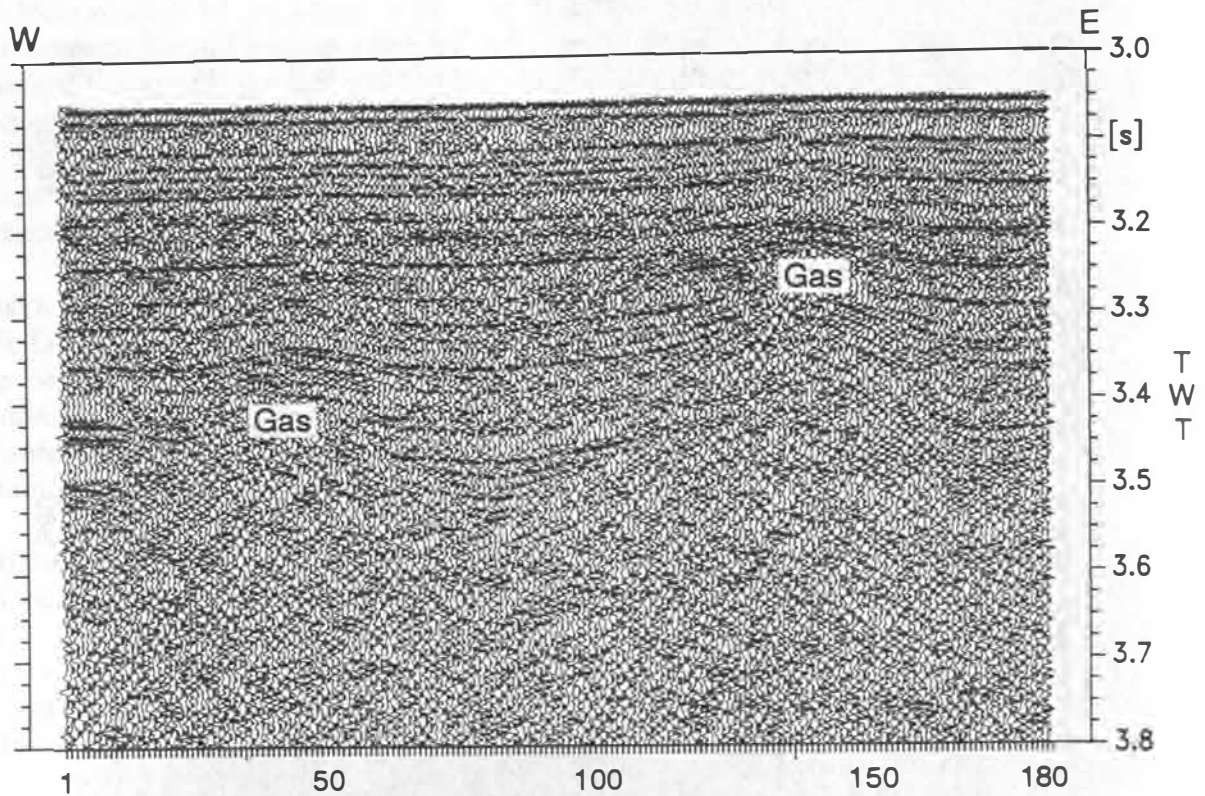


Abbildung 40: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-180 von Profil K11. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin.

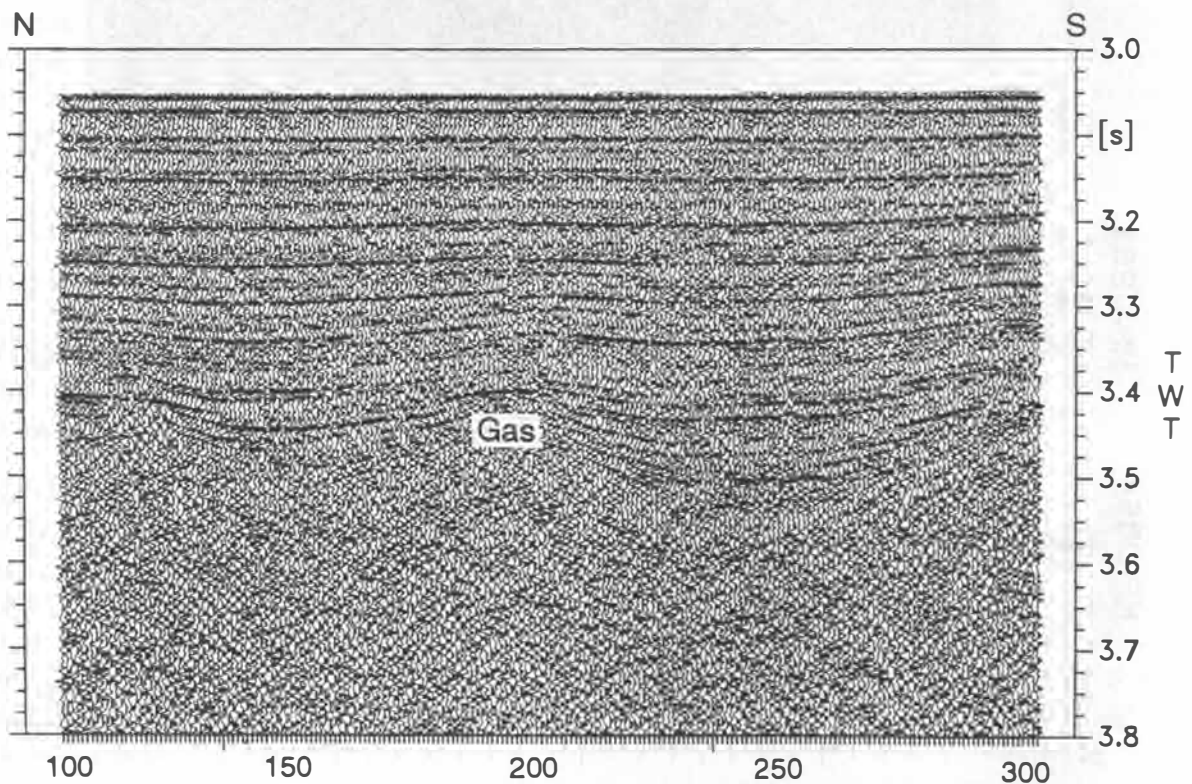


Abbildung 41: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 100-300 von Profil K12. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin.

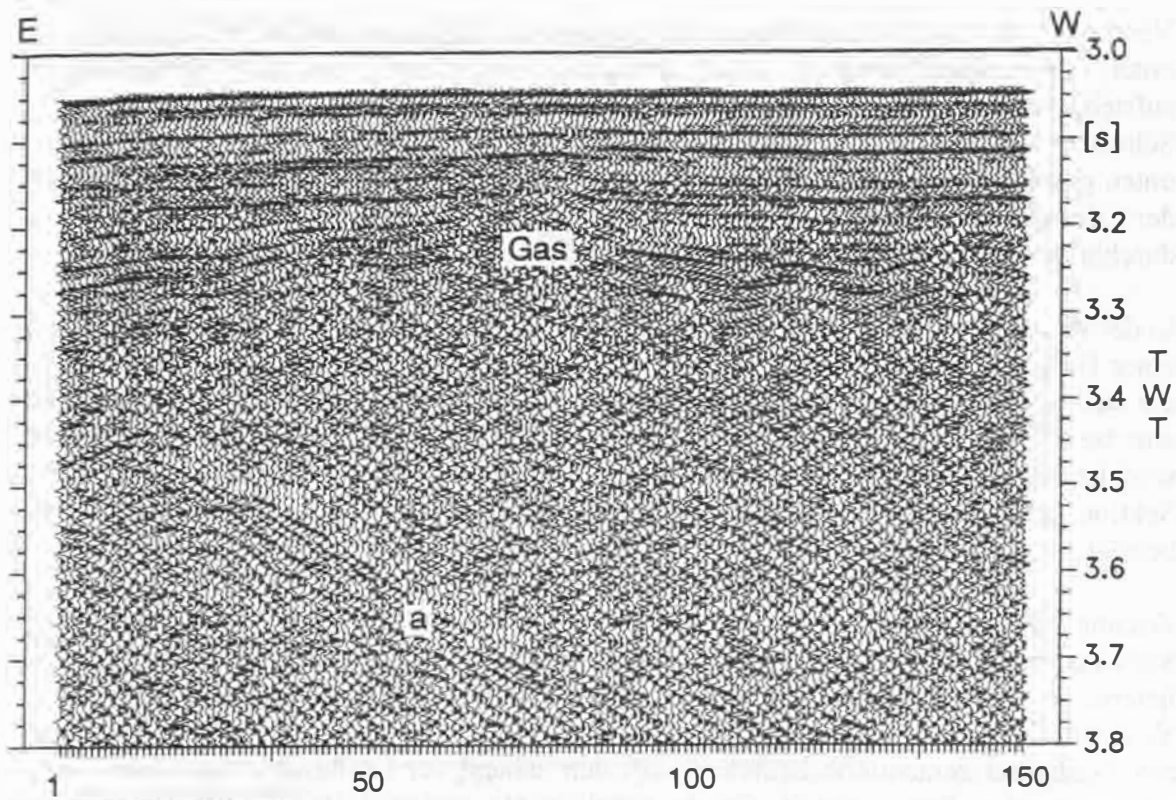


Abbildung 42: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-150 von Profil K13. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin. Im äußersten Westen sind in einer Tiefe von 0.4 s TWT (a) die Reflexionen des basaltischen Basements zu erkennen.

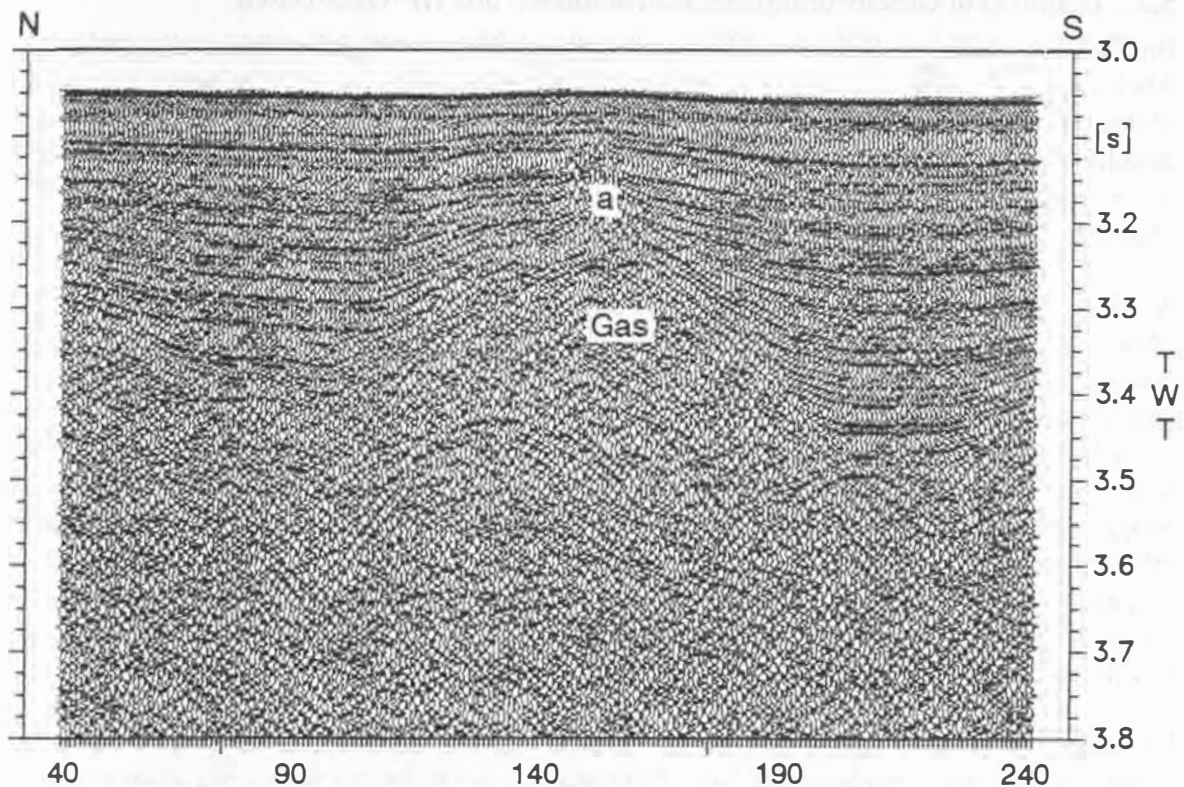


Abbildung 43: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 40-240 von Profil K14. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten (a) und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin.

Vermutlich ist diese Beobachtung damit zu erklären, daß freies Gas aufgestiegen ist und sich unter einer undurchlässigen Schicht gesammelt hat. Durch die zunehmende Menge an aufsteigendem Gas hat sich der Druck unterhalb der Deckschicht solange erhöht, bis eine Schwächezone entstanden ist, durch die das Gas weiter nach oben migrieren konnte. Die nach unten geknickten Horizonte zeigen an, daß freies Gas aufsteigt und in Folge der Erniedrigung der Kompressionswellengeschwindigkeit in Zonen mit freiem Gas den Horizont im durchbrochenen Bereich scheinbar tiefer legt.

In der seismischen Sektion des Profils K13 (Abb. 42) sind zwischen den Schußpunkten 1-90 in einer Tiefe von 0.4 s TWT unter dem Meeresboden amplitudenstarke Reflexionen zu erkennen, die steil nach Osten geneigt sind (markiert mit a). Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um eine basaltische Intrusion am Knipovich Rücken. Da die Horizonte darüber nicht aufgewölbt sind, ist das Ereignis älter als die darüber abgelagerten Sedimente und inaktiv. Diese seismische Sektion zeigt an, daß die Sedimentbedeckung im Tiefseebecken z.T. weniger als 400 m beträgt.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die seismischen Sektionen am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente liefern. Im Tiefseebecken zwischen Kontinentalabhang und Knipovich Rücken deuten eine Vielzahl von Aufwölbungen und Aufstiegskanälen dagegen auf Vorkommen von freiem Gas hin. Gashydrat zementierte Sedimente konnten anhand der seismischen Sektionen hier nicht erkannt werden. Daher sind die Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Daten in diesem Bereich im Hinblick auf den Nachweis von Gashydratzonen von größter Bedeutung.

### 5.3.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten

Im Tiefseebecken zwischen dem Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens und dem Knipovich Rücken sind entlang des Profils K16 die HF-OBS-Stationen 3 und 4 in einem Abstand von 980m am Meeresboden verankert worden. Die Positionen der HF-OBS-Stationen sind im detaillierten Profilplan der Abbildung 44 abzulesen. Auf dem parallel verlaufenden Profil K10 (Abb. 39) sind die HF-OBS-Positionen markiert. Die Wassertiefe beträgt ca. 2275 m. Der Meeresboden verläuft horizontal und die Schichtung ist söhlig und parallel.

An der HF-OBS-Station 3 (Abb. 44) sind insgesamt 12 Schichten modelliert worden (Abb. 45). Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zeigt bis in eine Tiefe von 240 m einen Anstieg der Geschwindigkeiten (Abb. 45). Dabei ist in 70 m Tiefe ein Geschwindigkeitssprung von 1530 m/s auf 1710 m/s zu erkennen. Anschließend steigt die Geschwindigkeit auf Werte bis 1930 m/s an. Die anomal hohen Geschwindigkeiten werden auf Gashydrat zementierte Sedimente zurückgeführt, die vermutlich die Zone zwischen 70 und 240 m einnehmen. Möglicherweise sind die hohen Geschwindigkeiten aber auch durch Faziesänderungen zu erklären. In der Diskussion im Kapitel 7 wird näher auf die beiden Interpretationsmöglichkeiten eingegangen. Unterhalb der Hochgeschwindigkeitszone fällt die Geschwindigkeit langsam bis 1730 m/s ab. Im Rahmen der Auflösbarkeit schließen diese Werte das Vorkommen von gasführenden Sedimenten unterhalb der Gashydratschicht aus.

Mit einer Mächtigkeit von 170 m konnte im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten in diesem Bereich die mächtigste Schicht Gashydrat zementierter Sedimente ermittelt werden. Darüber hinaus sind mit einer maximalen Geschwindigkeit von 1930 m/s in dieser Zone die höchsten Geschwindigkeitswerte errechnet worden.

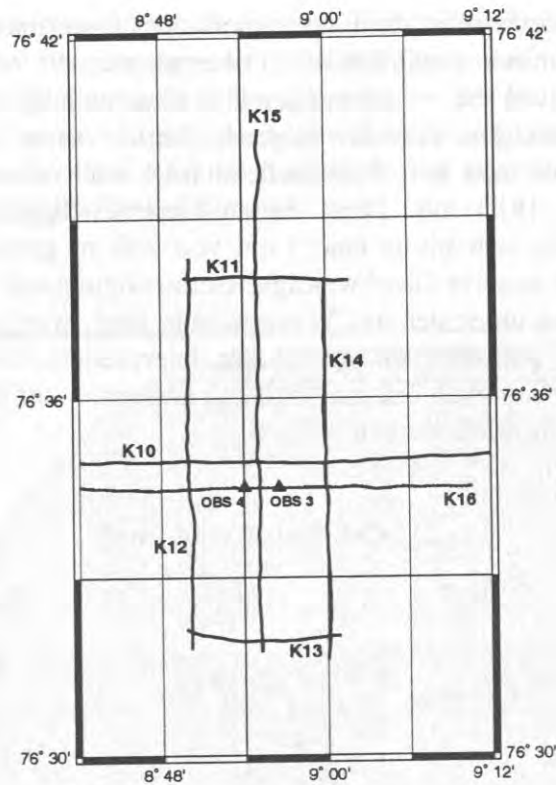


Abbildung 44: Detaillierter Profilplan an den HF-OBS-Stationen 3 und 4.

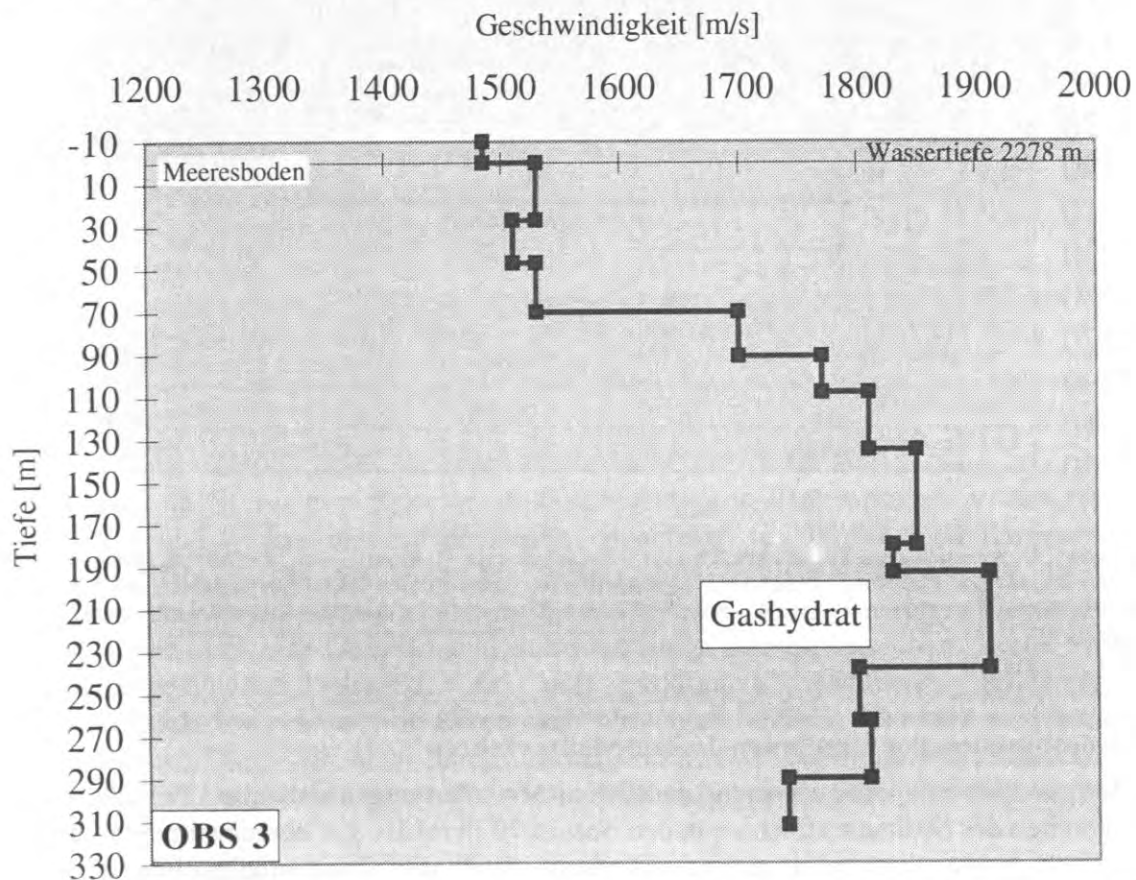


Abbildung 45: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 3. Im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten konnten hier mit 1930 m/s die höchsten Geschwindigkeiten und mit einer Mächtigkeit von 170 m die stärksten Sedimentpakete Gashydrat zementierter Sedimente ermittelt werden. Unterhalb der Gashydratschicht sind keine gasführenden Sedimente aufgelöst worden.

Durch die seismische Anomalie ist die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale an der HF-OBS-Station 4 limitiert (vgl. Abb. 39). Daher wurden nur 9 Schichten modelliert (Abb. 46). Bis in eine Tiefe von 66 m schwanken die Geschwindigkeitswerte leicht um einen Mittelwert von 1530 m/s. Die darunter folgende Schicht weist eine starke Zunahme der Geschwindigkeit bis 1740 m/s auf. Anschließend folgt nach einem leichten Rückgang ein Anstieg auf Werte bis 1810 m/s. Diese hohen Geschwindigkeiten lassen auch hier auf Gashydrate schließen, die sich bis in eine Tiefe von 208 m gebildet haben. Unterhalb der Gashydratschicht ist eine massive Geschwindigkeiterniedrigung auf 1330 m/s zu erkennen. Da die Geschwindigkeit weit unter der des Wasserschalls liegt, wird dieser ca. 20 m mächtige Bereich als Schicht mit gasführenden Sedimenten interpretiert. Unterhalb der gasführenden Schicht steigt die Geschwindigkeit erst auf 1510 m/s und später auf 1620 m/s an. Damit konnte auch hier der BGR dokumentiert werden.

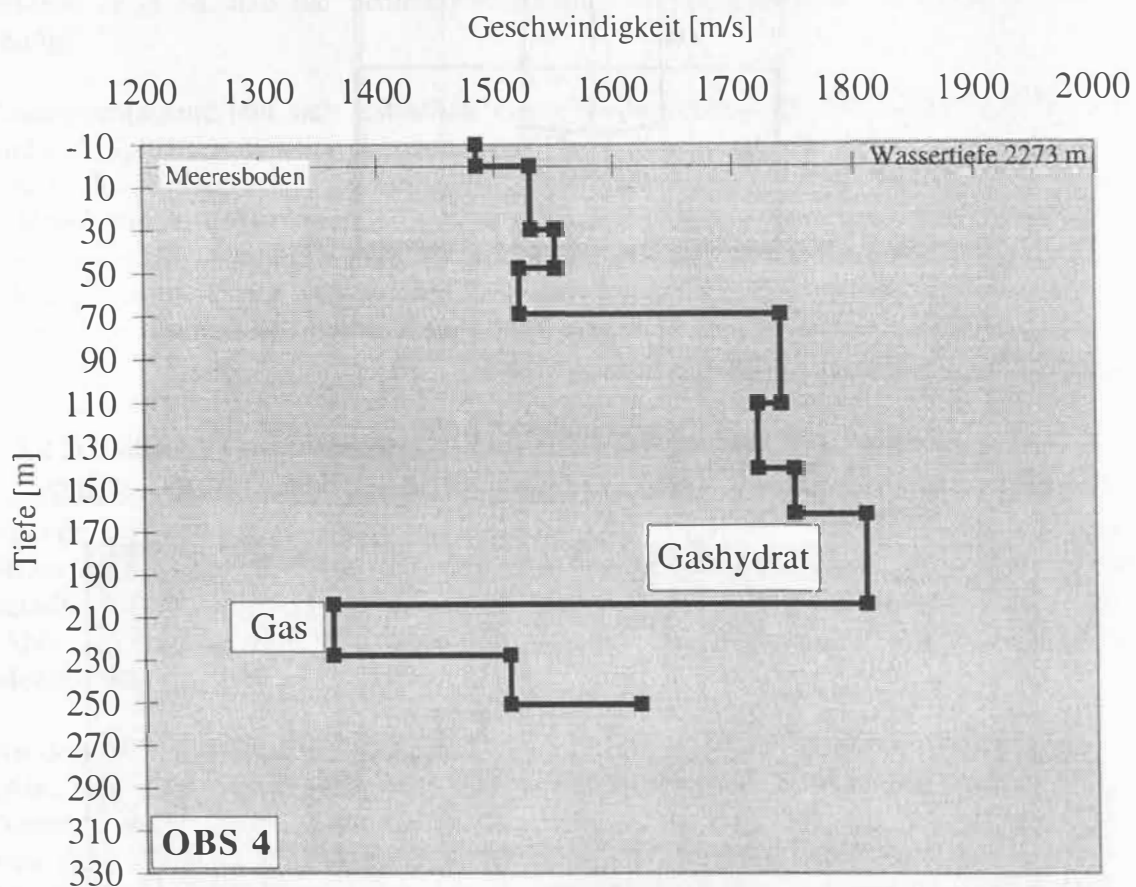


Abbildung 46: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 4. Anomal hohe Geschwindigkeiten von 1740-1810 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin. Darunter hat sich eine gasführende Schicht mit Geschwindigkeiten von 1330 m/s ausgebildet. Mit dem Geschwindigkeitsanstieg unterhalb dieser Schicht konnte der BGR aufgelöst werden.

### 5.3.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren

Der Vergleich beider Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle zeigt, daß die Tiefenlagen und Mächtigkeiten der Sedimentschichten in den oberen 70 m relativ gut übereinstimmen. Darunter sind jedoch große Schwankungen zu erkennen. Auch die Geschwindigkeitswerte weisen erhebliche laterale Inhomogenitäten auf. Daher ist zur Erstellung des zweidimensionalen Modells innerhalb der Schichten mit lateralen Geschwindigkeitsgradienten gerechnet worden.



Im detaillierten Profilplan der Abbildung 44 ist erkennbar, daß sich die Profile K10 und K16 nicht überdecken. Bei der Übertragung der HF-OBS-Daten auf das Profil K10 konnte festgestellt werden, daß die Horizonte trotz der Abweichung der Profile gut korrelierbar sind (Abb. 47). Daher sind die Geschwindigkeitswerte der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle in das Profil K10 einbezogen worden. Das Resultat sind die in der seismischen Sektion (Abb. 48) eingezeichneten Geschwindigkeits-Tiefen Kurven.

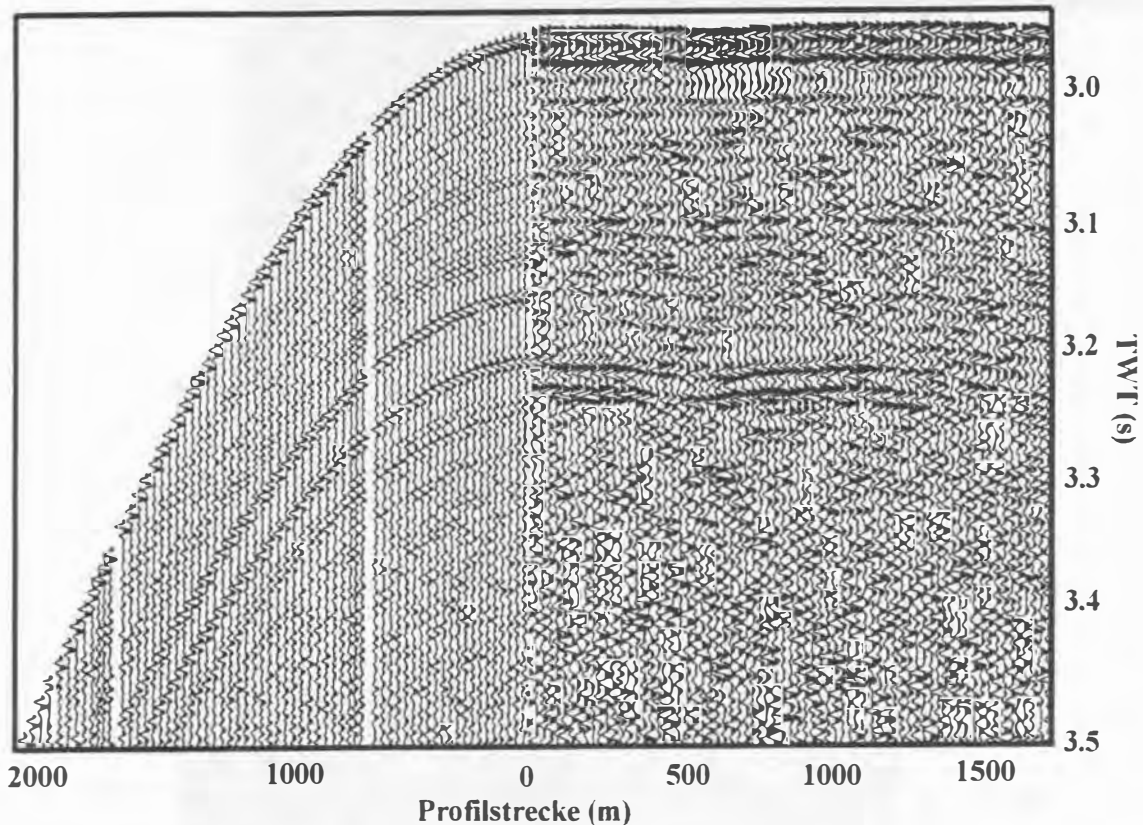


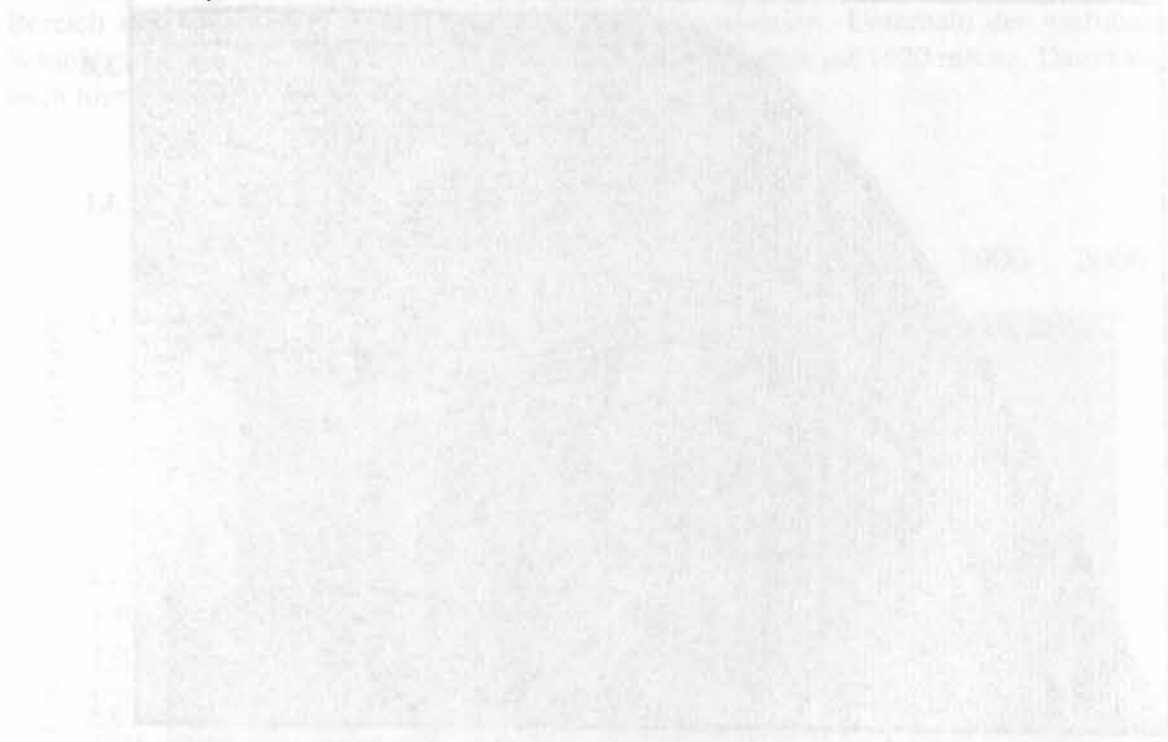
Abbildung 47: Einhängen der HF-OBS-Daten der Station 4 in die seismische Sektion des Profils K10. Trotz der Distanz beider Profile (vgl. Abb. 44) ist in Teilbereichen eine gute Korrelation der Schichttiefen zu erkennen und die Horizonte lassen sich übertragen. Die unterschiedliche Signalform in beiden Datensätzen wird durch die unterschiedlichen Filtergrenzen des verwendeten Bandpaßfilters hervorgerufen (HF-OBS/links: 80-180 Hz. Mehrkanalseismik/rechts: 50-180 Hz) (Als Quelle diente jeweils ein zwei Liter Luftpulser).

In Abbildung 48 ist das zweidimensionale Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an den HF-OBS-Stationen 3 und 4 und der entsprechende Ausschnitt des Profils K10 dargestellt. Die dunkelrote Färbung gibt die Gashydrat zementierten Sedimente wieder, die im rechten Bildbereich stark ausgeprägt sind. Nach Westen hin verblassen die roten Farben zu mehr orangen Tönen, was eine Geschwindigkeiterniedrigung anzeigt. Der blaue Streifen markiert die Niedergeschwindigkeitszone, die auf gasführende Sedimente hindeutet. Die Schichtmächtigkeiten nehmen von Osten nach Westen ab, und die Schichten sind leicht nach oben gewölbt. Dies läßt sich durch aufsteigendes Gas erklären, das sich unter der undurchlässigen Deckschicht sammelt und die darüber liegenden Sedimentschichten aufwölbt und staucht.

Es wird deutlich, daß die seismische Anomalie durch die gasführende Schicht hervorgerufen wird. Eine Übertragung der bekannten Geschwindigkeiten an den Kreuzpunkten anderer Profile und ein Vergleich der Reflexionscharakteristiken seismischer Anomalien zeigt, daß der

Untergrund im gesamten untersuchten Bereich des Tiefseebeckens durch Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente geprägt sein sollte.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß durch die Auswertung der HF-OBS-Daten sowohl Hoch- als auch Niedriggeschwindigkeitszonen nachgewiesen werden konnten. Die Schichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten bis 1930 m/s werden als Gashydrat zementierte Sedimente interpretiert. Unterhalb der Gashydratzone hat sich keine Schicht mit freiem Gas ausgebildet. Lediglich im Bereich von seismischen Anomalien deuten Geschwindigkeiten von 1300-1400 m/s auf gasführende Sedimente hin. Daher ist in den seismischen Sektionen an der Basis der Gashydratzone kein BSR zu erkennen.



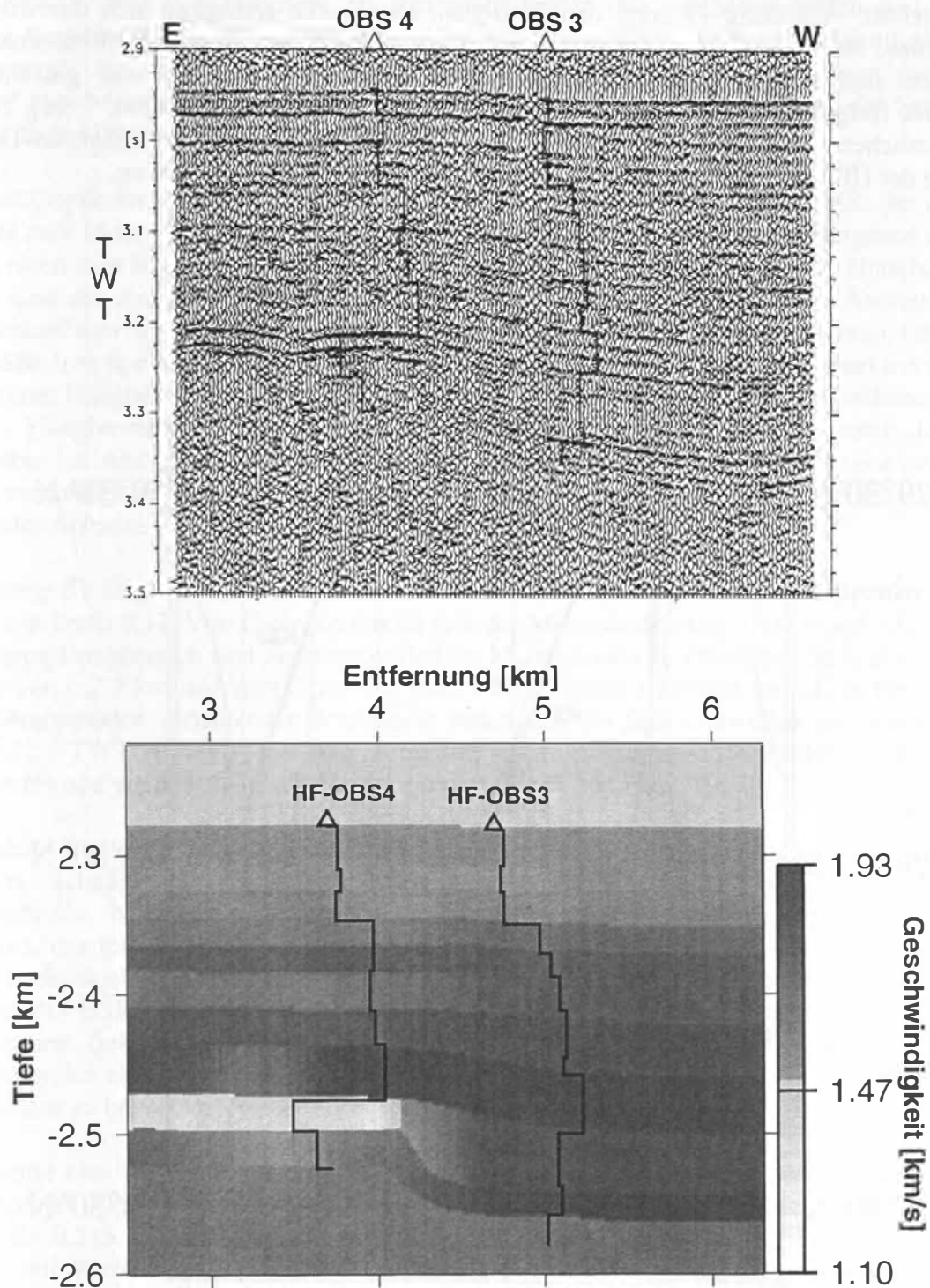


Abbildung 48: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells an den HF-OBS-Stationen 3 und 4 mit der entsprechenden seismischen Sektion von Profil K10. Die dunkelrote Färbung gibt die Gashydrat zementierten Sedimente an, die im rechten Bildbereich stark ausgeprägt sind. Die hellblaue Färbung markiert die gasführende Schicht. Von Osten nach Westen nehmen die Geschwindigkeiten und die Schichtmächtigkeiten ab und die Schichten sind leicht nach oben gewölbt. Dies läßt sich durch aufsteigendes Gas erklären, das sich unter einer undurchlässigen Deckschicht sammelt. Die Geschwindigkeitswerte der HF-OBS-Stationen wurden auf die seismische Sektion übertragen, dargestellt durch die Kurven an den HF-OBS-Positionen. Es wird deutlich, daß die seismische Anomalie durch die gasführende Schicht hervorgerufen wird.

### 5.4 Gashydrate und freies Gas am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens

Am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens wurden sieben mehrkanalige reflexionsseismische Profile (K17-K19 und K21-K24) und ein HF-OBS-Profil (K20) aufgezeichnet. Abbildung 49 zeigt den Profilplan. Die Profile erstrecken sich überwiegend hangnormal, das heißt, sie verlaufen vornehmlich in Ost-West Richtung. In seismischen Sektionen sind bereits deutliche Hinweise auf Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente festgestellt worden (Eiken und Hinz, 1993; Andreassen und Hansen, 1995). Durch die seismischen Sektionen der parallelen Profile K17-K19 und die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle der HF-OBS-Stationen werden die bisherigen Untersuchungen gestützt.

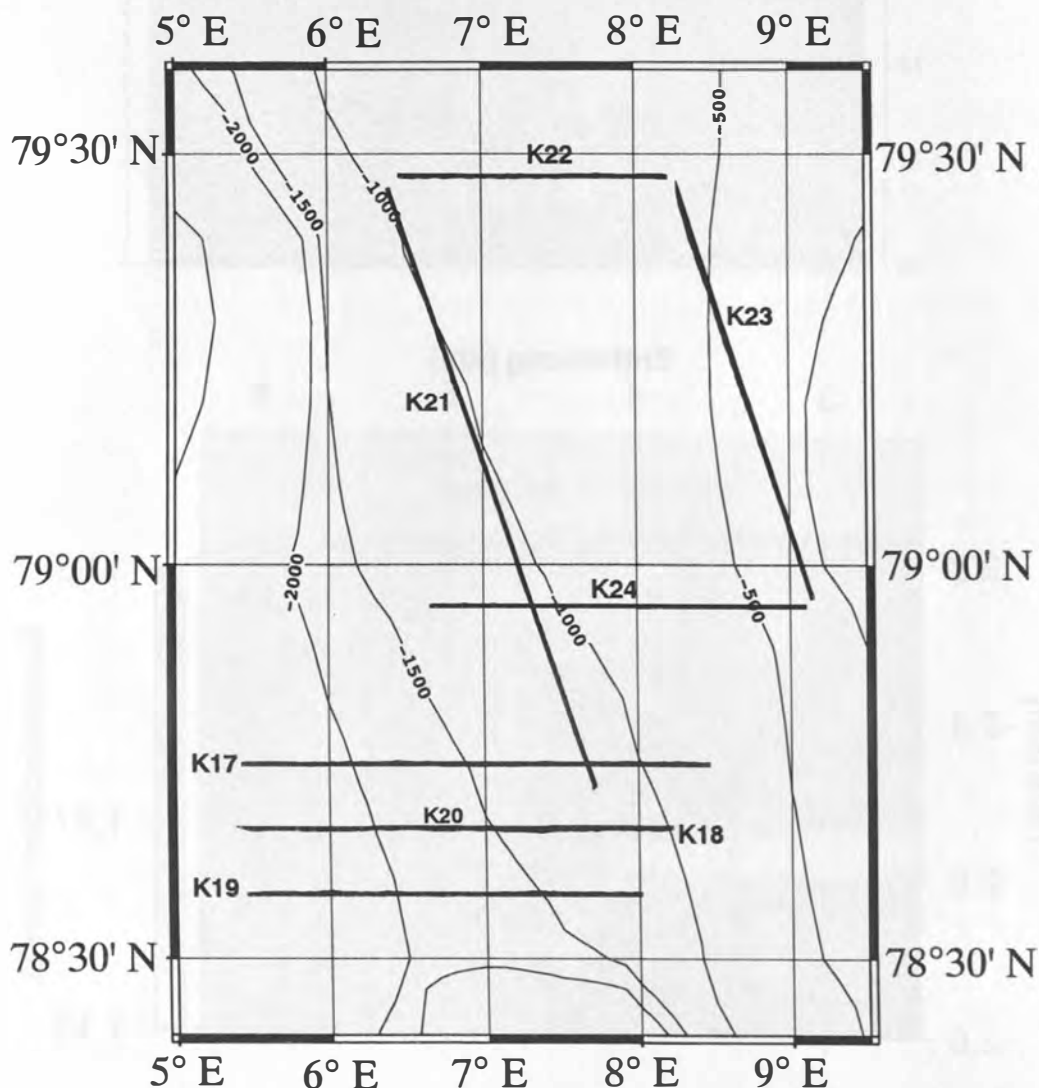


Abbildung 49: Profilplan der reflexionsseismischen Untersuchungen am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens.

### 5.4.1 Hochauflösende mehrkanalige Reflexionsseismik

In Abbildung 50 ist die hochauflösende seismische Sektion der Schußpunkte 900 bis 1300 des Profils K18 dargestellt. Der Meeresboden ist stark nach Osten geneigt und verläuft zwischen 1480 m und 1950 m Wassertiefe. Im äußersten Westen fällt der Meeresboden steil in das Tiefsee Becken zwischen dem Kontinentalabhang und dem nördlichen Ausläufer des Knipovich Rückens ab. Im oberen Bereich der Sedimentsäule zeigt die Schichtung einen parallelen Verlauf zum Meeresboden. Mit zunehmender Eindringtiefe nimmt die Neigung der Schichten jedoch ab, und die Schichtmächtigkeiten dünnen nach Westen hin aus.

Die auffälligste Struktur in der seismischen Sektion ist ein stark ausgeprägter BSR, der nahezu parallel zum Meeresboden verläuft (Abb. 50). Er kreuzt die Schichtung im Untergrund und ist durch einen zum Meeresboden um  $180^\circ$  phasengedrehten Einsatz charakterisiert. Unterhalb des BSRs sind die Amplituden der Schichtgrenzen stark erhöht, und es ist eine Änderung des Frequenzgehalts der seismischen Signale zu niedrigen Frequenzen hin zu beobachten. Oberhalb des BSRs tritt in einigen Bereichen ein schwaches akustisches 'blanking' auf (markiert mit b). Im unteren Hangbereich zeichnet sich der BSR als kontinuierlicher Horizont ab, während er im oberen Hangbereich teilweise nur durch die erhöhten Amplituden der Horizonte darunter erkennbar ist. Analog zu der Interpretation der Daten an der Storegga Rutschmasse stellt der BSR vermutlich auch hier die Basis der Gashydrat zementierten Sedimente mit darunter folgenden Schichten mit freiem Gas in den Porenräumen der Sedimente dar.

Abbildung 51 zeigt die hochauflösende seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 950-1350 von Profil K17. Von Osten kommend fällt der Meeresboden von 1300 m auf 1720 m ab. Im oberen Hangbereich sind Sedimentwellen am Meeresboden zu erkennen, die eine maximale Länge von ca. 2 km und Amplitude von 0.05 s TWT haben (markiert mit a). In der parallel zum Meeresboden verlaufenden Schichtung lassen sich die Sedimentwellen bis in eine Tiefe von 0.32 s TWT verfolgen. Sie sind vermutlich durch hangparallele Tiefenwasserströmungen entstanden und werden als Konturite interpretiert (Eiken und Hinz, 1993).

Auffallend sind amplitudenstarke, zum Meeresboden phasengedrehte Horizonte. Sie verlaufen ab dem Schußpunkt 1060 hangaufwärts in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden. Nach oben werden die Horizonte durch einen schwach ausgeprägten BSR begrenzt, der teilweise die Schichtung kreuzt. Darüber ist in einem 0.04 s TWT mächtigen Bereich ein akustisches 'blanking' zu erkennen. Im Unterschied zum nahezu kontinuierlichen Verlauf des BSRs im unteren Hangbereich des Profils K18, zeichnet sich der BSR in dieser seismischen Sektion deutlich stufenförmig ab (Abb. 51). Bei Schußpunkt 1110 ist beispielsweise eine Stufe mit einer Sprunghöhe von 0.05 s TWT in den amplitudenstarken Horizonten zu beobachten (markiert mit b).

Betrachtet man die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale, so läßt sich ab dem Schußpunkt 1050 eine starke Veränderung feststellen. Im Westen beträgt die Eindringtiefe mehr als 0.575 s TWT. Östlich des Schußpunktes 1050 nimmt die Eindringtiefe dagegen abrupt auf Werte von 0.45 s TWT ab (markiert mit c). Damit steht die Eindringtiefe der seismischen Signale in direktem Zusammenhang mit dem Auftreten des BSRs. Das freie Gas in den Porenräumen der Sedimente unterhalb des BSRs führt zu einer starken Streuung der seismischen Energie und damit zu einer Abnahme der Eindringtiefe seismischer Signale.

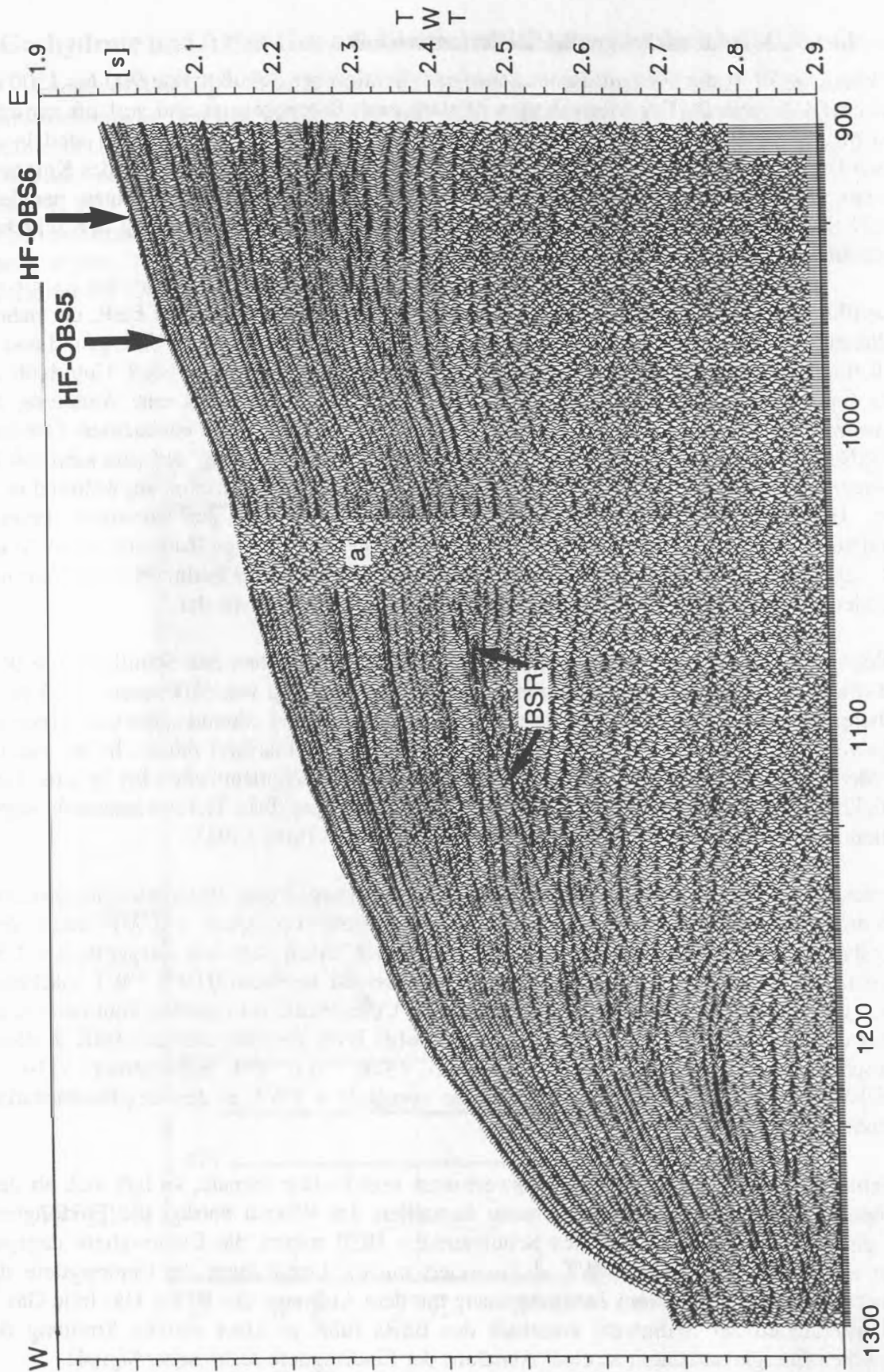


Abbildung 50: Seismische Sektion der Schußpunkte 900-1300 von Profil K18. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulsler mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von ca. 0,28 s TWT unter dem Meeresboden verläuft ein BSR, der entlang des gesamten Profilausschnitts zu verfolgen ist. Die vertikal verlaufende transparente Zone im zentralen Bereich der Abbildung ist auf einen vierminütigen Ausfall des Luftpulsers zurückzuführen (a). Oberhalb des BSRs tritt ein schwaches akustisches 'blanking' auf (b).

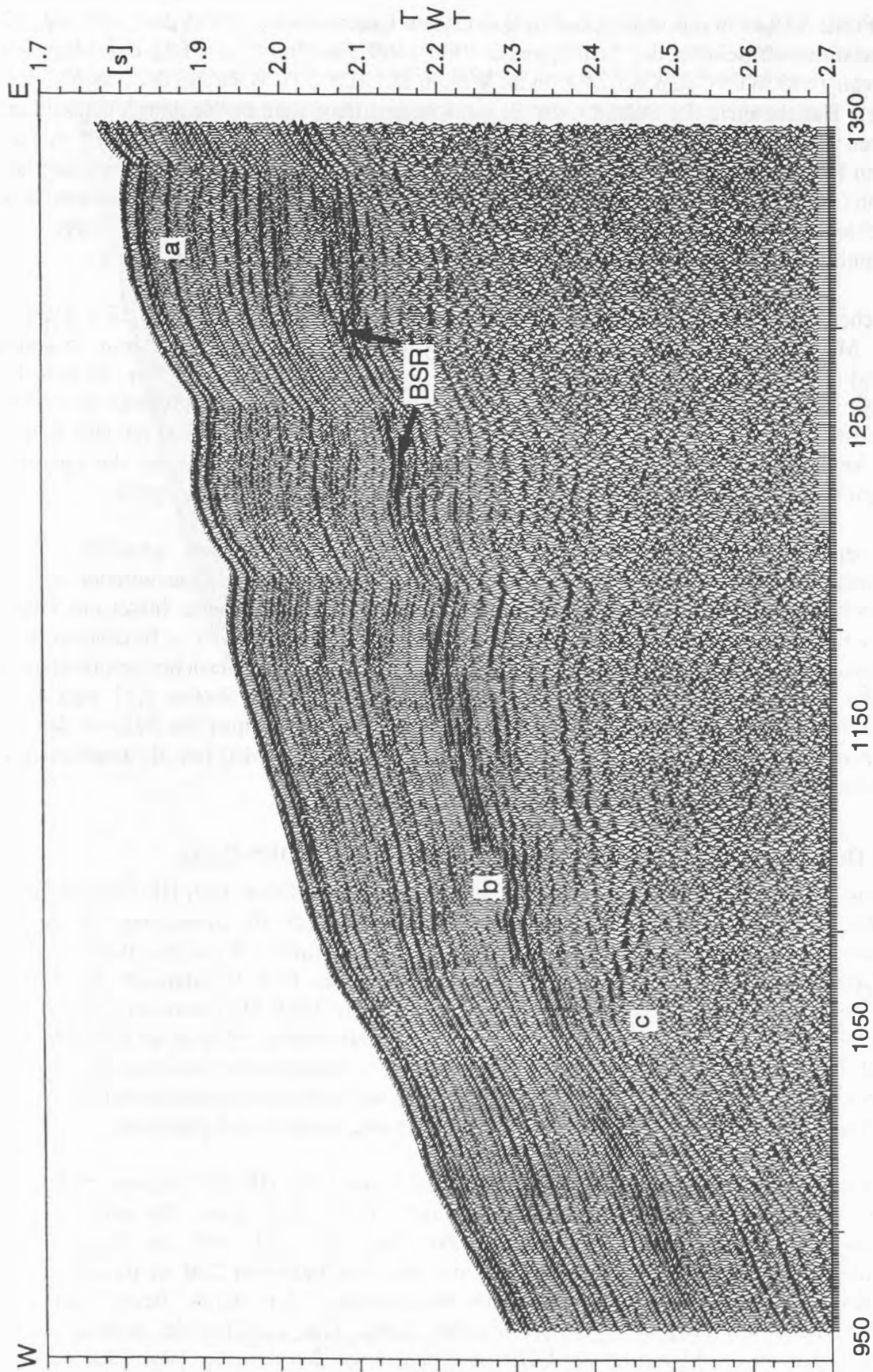


Abbildung 51: Seismische Sektion der Schußpunkte 950-1350 von Profil K17. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Im oberen Hangbereich sind Sedimentwellen (a) und in einer Tiefe von 0.25 s TWT ein schwach ausgeprägter BSR zu erkennen, der bei Schußpunkt 1060 abrupt endet. Unterhalb des BSRs sind die Amplituden der Horizonte erhöht und erscheinen stufenförmig (b). Im unteren Hangbereich tritt kein BSR auf und die Eindringtiefe der seismischen Signale nimmt im Vergleich zum oberen Hangbereich zu (c).

Das Profil K19 stellt das südlichste Profil in diesem Untersuchungsgebiet dar (Abb. 49, 52). In der seismischen Sektion der Schußpunkte 1000-1400 von Profil K19 fällt der Meeresboden steil von 1650 m im Osten auf 2400 m im Westen ab (Abb. 52). Während der Meeresboden im oberen Hangbereich der seismischen Sektion ungestört erscheint, deuten Diffraktionen im unteren Hangbereich auf Ablagerungen von Rutschungsereignissen hin (markiert mit a). Im oberen Hangbereich nimmt die Neigung der Schichtung mit zunehmender Eindringtiefe ab und ist von 0.4 s TWT unter dem Meeresboden an leicht aufsteigend. Von Osten kommend sind die Schichten in dieser Tiefe bis nahe zum Meeresboden zu verfolgen und enden abrupt. Vermutlich handelt es sich bei dieser Struktur um die Abrißkante einer Rutschung.

Zwischen den Schußpunkten 1140 bis 1190 bildet sich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden ein stark ausgeprägter BSR ab, der sich von dem chaotischen Reflexionsmuster der umliegenden Sedimente abhebt. Hangaufwärts kreuzt er die Schichtung, ist aber bis zum Schußpunkt 1250 nur noch schwach zu erkennen. Unterhalb des BSRs ist keine Anhebung der Amplituden an Schichtgrenzen festzustellen. Entweder hat sich unter dem BSR kein freies Gas in den Porenräumen der Sedimente gesammelt oder die gasführende Schicht ist geringmächtiger als das Auflösungsvermögen der seismischen Signale.

Die seismischen Sektionen der Profile K17-K19 haben deutlich gemacht, daß am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens Gashydrat zementierte und gasführende Sedimente fleckenhaft auftreten. Die Basis der Gashydrat zementierten Sedimente bildet ein BSR, der unterschiedliche Erscheinungsformen aufweist. Während er in den reflexionsseismischen Aufzeichnungen des Profils K18 im unteren Hangbereich als kontinuierlicher amplitudenstarker Horizont zu verfolgen ist, tritt er im oberen Hangbereich der Profile K17 und K18 als schwacher Horizont mit stufenförmigem Verlauf auf. In der seismischen Sektion des Profils K19 zeigt der BSR die geringste Ausdehnung und ist teilweise sogar nur als amplitudenstarke seismische Anomalie zu erkennen.

#### 5.4.2 Detaillierte Geschwindigkeitsinformationen aus HF-OBS-Daten

Entlang des HF-OBS-Profiles K20 sind in einem Abstand von 820 m zwei HF-OBS-Plattformen am Meeresboden verankert worden (HF-OBS 5, HF-OBS 6). Abbildung 53 zeigt den detaillierten Profilplan mit den Positionen der HF-OBS-Stationen. Es ist zu erkennen, daß das HF-OBS-Profil K20 und das reflexionsseismische Profil K18 im Bereich der HF-OBS-Stationen nahezu kongruent sind. Die Lokationen der HF-OBS-Stationen auf Profil K18 sind in Abbildung 50 mit Dreiecken markiert. Die Wassertiefe beträgt 1509 m an HF-OBS-Station 6 und 1531 m an HF-OBS-Station 5. Damit ist der Meeresboden zwischen den HF-OBS-Stationen um 2.4° nach Westen geneigt. Zur Berechnung der Geschwindigkeiten wurden über eine Strecke von 5 km an jeder Station 13 Horizonte angerissen und digitalisiert.

In Abbildung 54 ist das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der HF-OBS-Station 5 dargestellt. Neben der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind zwei Bereiche mit einer Geschwindigkeitsinversion zu erkennen. Zwischen 80 und 110 m Tiefe fällt die Geschwindigkeit von 1720 m/s auf 1660 m/s ab. Unterhalb von 230 m ist ein markanter Geschwindigkeitsrückgang auf 1380 m/s festzustellen, der durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklärt werden kann. Die gasführende Schicht hat eine Mächtigkeit von ca. 12 m und der BGR wird hier durch den darunter folgenden Anstieg der Geschwindigkeit auf Werte von 1600-1650 m/s markiert. Zwischen diesen beiden Niedergeschwindigkeitszonen hat sich eine Schichtung ausgebildet, die anomal hohe Geschwindigkeiten bis 1840 m/s aufweist. In diesem 120 m mächtigen Bereich sollten Gashydrat zementierte Sedimente auftreten.



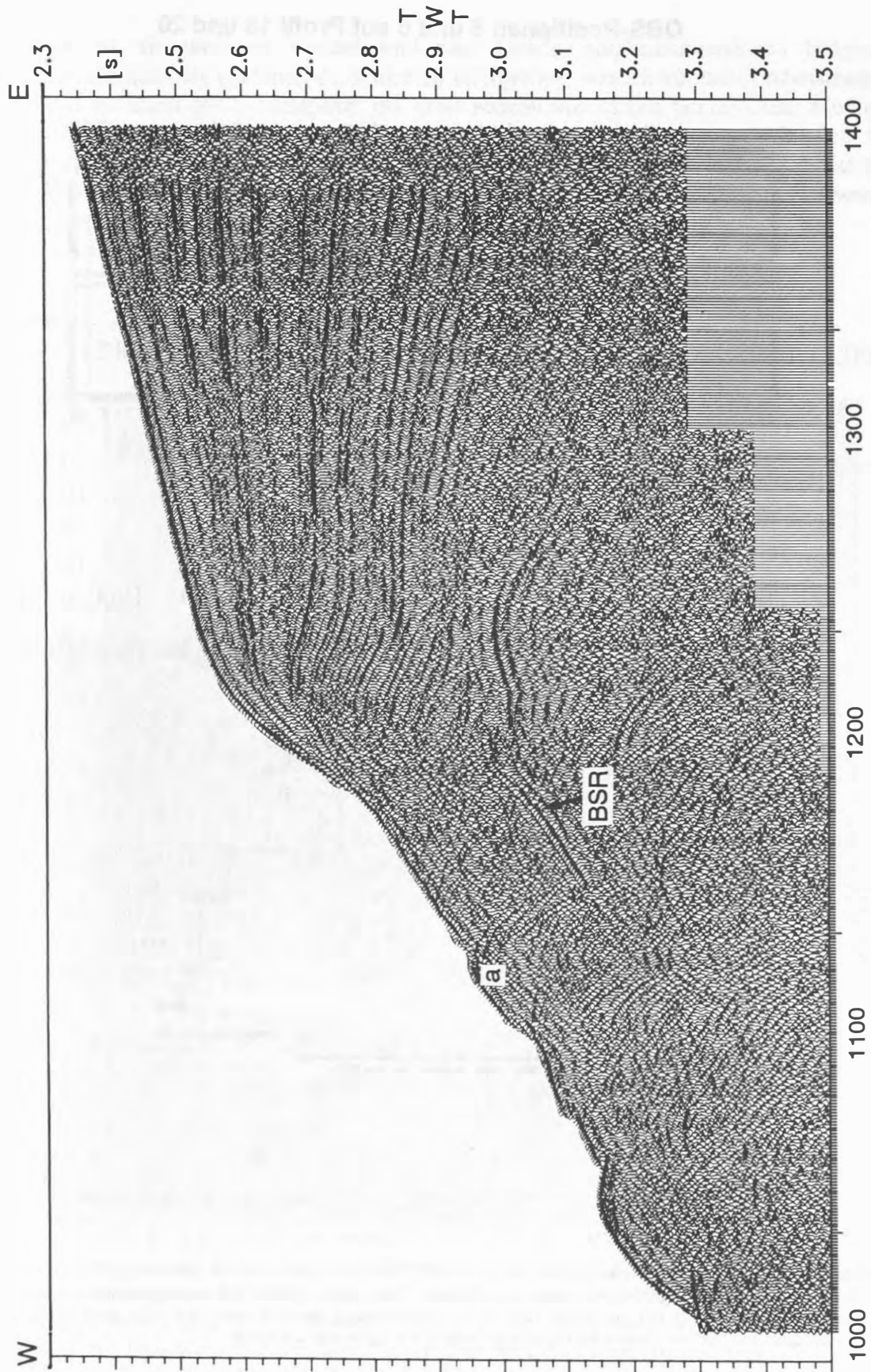


Abbildung 52: Seismische Sektion der Schußpunkte 1000-1400 von Profil K19. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulsor mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Zwischen den Schußpunkten 1140 bis 1190 hat sich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden ein starker BSR ausgebildet, der hangaufwärts nur noch schwach zu erkennen ist und die Schichtung kreuzt. Diffraktionen am Meeresboden des unteren Hangbereichs (a) und ein chaotisches Reflexionsmuster deuten auf rutschungsgeprägte Ablagerungen hin. Die transparenten vertikalen Zonen im linken Bildbereich sind Artefakte, die auf das unregelmäßige Schießen des Luftpulsers zurückzuführen sind.

## OBS-Positionen 5 und 6 auf Profil 18 und 20

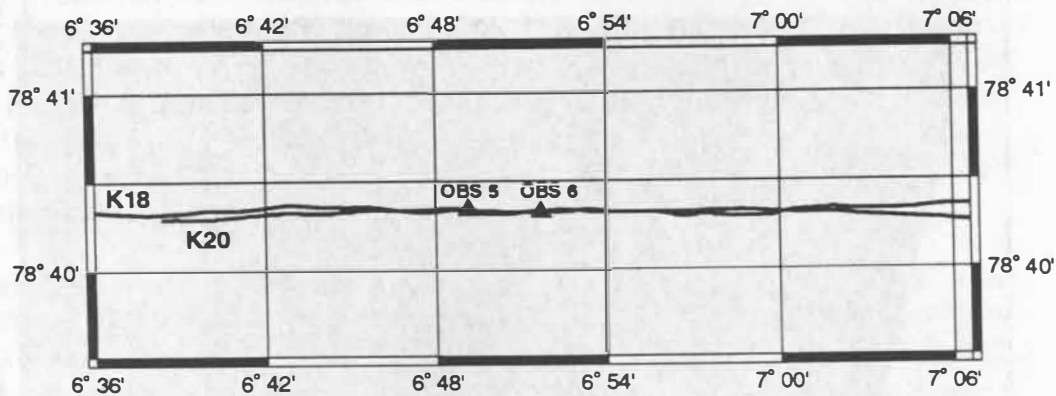


Abbildung 53: Detaillierter Profilplan aus dem Bereich der HF-OBS-Stationen 5 und 6.

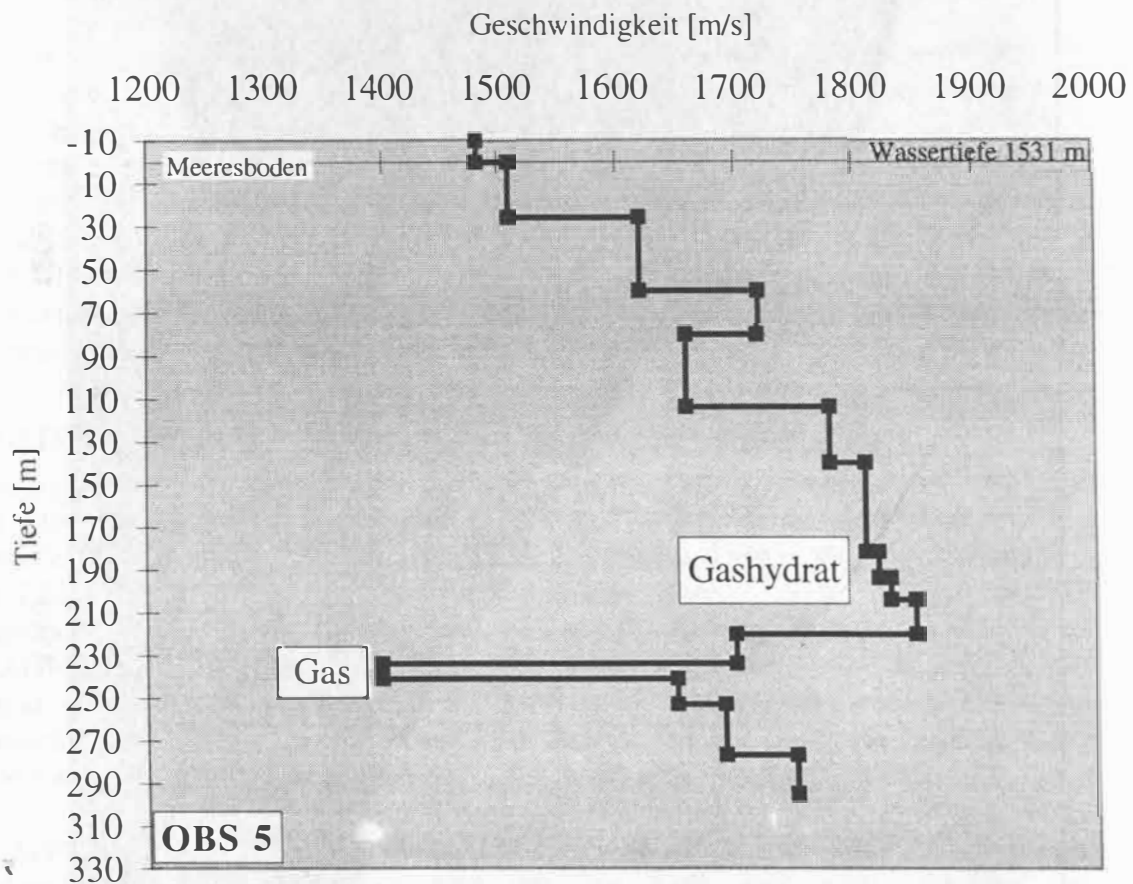


Abbildung 54: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 5. Neben der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind zwei Geschwindigkeitsinversionen zu erkennen. Der untere Niedergeschwindigkeitsbereich deutet mit Geschwindigkeiten von 1380 m/s auf freies Gas in den Porenräumen der Sedimente hin. Die darüber auftretenden Geschwindigkeiten bis 1840 m/s lassen auf Gashydrat zementierte Sedimente schließen.

Abbildung 55 zeigt das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 6. Direkt unter dem Meeresboden ist der erste Niedergeschwindigkeitsbereich zu erkennen. In der 20 m mächtigen Schicht fällt die Geschwindigkeit auf 1220 m/s ab, was auf gasführende Sedimente hinweist. Anschließend steigt die Geschwindigkeit auf Werte von 1540 m/s und darunter auf 1720 m/s an, wobei dieser Wert möglicherweise schon durch Gashydrat zementierte Sedimente

zu erklären ist. Im weiteren Verlauf sind zwei Geschwindigkeitsinversionen festgestellt worden, die ebenfalls als gasführende Schichten interpretiert werden können. Dazwischen hat sich ein 103 m mächtiges Schichtpaket mit einer nahezu konstanten hohen Geschwindigkeit von 1800-1820 m/s gebildet, was auf Gashydrat zementierte Sedimente schließen läßt. Unterhalb dieses Schichtpakets fällt die Geschwindigkeit zwischen 210 m und 228 m auf 1340 m/s ab. Den BGR bildet der Geschwindigkeitsanstieg, der auf diese Niedergeschwindigkeitszone folgt (Abb. 55).

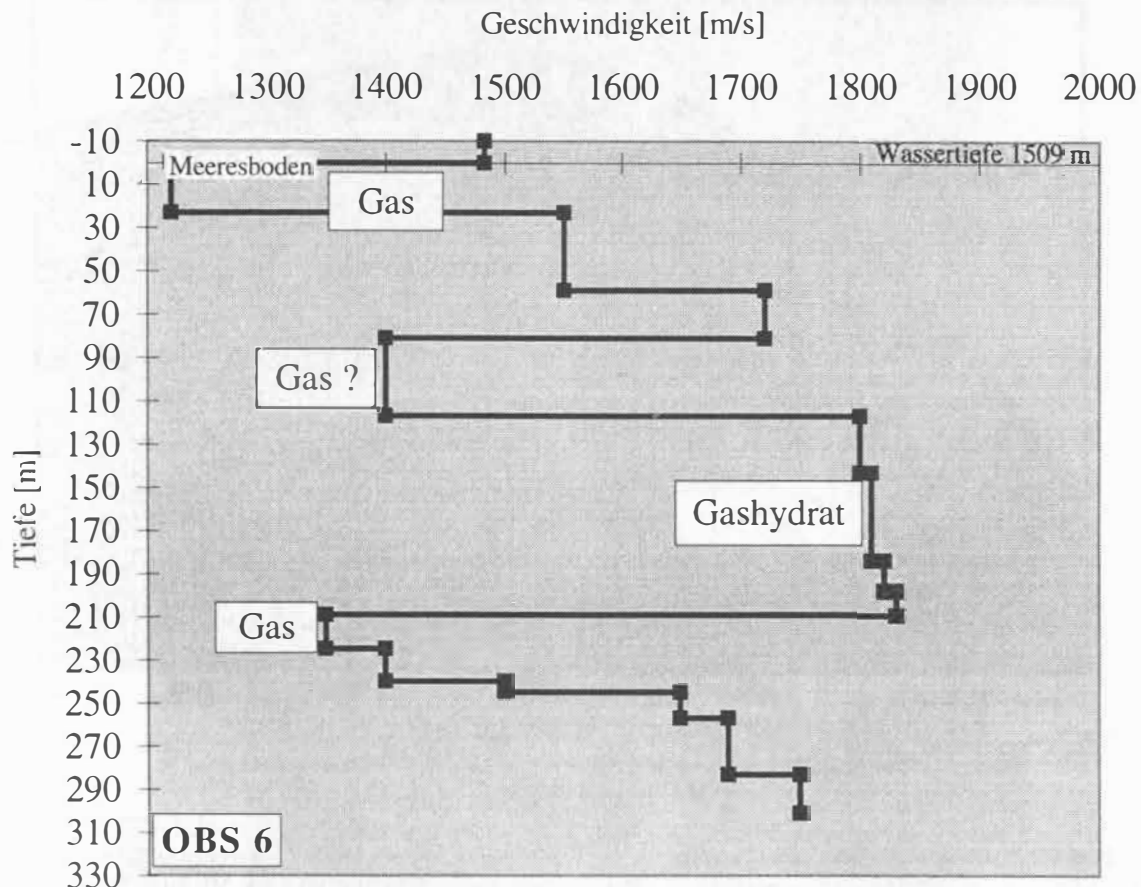


Abbildung 55: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 6. Drei Niedergeschwindigkeitsbereiche mit Werten zwischen 1220-1400 m/s deuten auf gasführende Sedimente hin. Zwischen 107 und 210 m Tiefe hat sich ein Schichtpaket mit Geschwindigkeiten bis 1820 m/s gebildet, das den Bereich der Gashydrat zementierten Sedimente markiert.

### 5.4.3 Kombination der Ergebnisse beider Meßverfahren

Da sich die Profile K18 und K20 laut detailliertem Profilplan (Abb. 53) überdecken, können die HF-OBS-Daten mit dem Profil K18 korreliert werden. Abbildung 56 zeigt das Einhängen der seismischen Sektion von HF-OBS-Station 5 (links) in die entsprechende Sektion des Profils K18 (rechts). Es ist eine gute Übereinstimmung in der Tiefenlage der Horizonte und der Mächtigkeit der Schichten festzustellen. Daher sind die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle der HF-OBS-Stationen auf die seismische Sektion übertragen worden (Abb. 57, oben).

Im unteren Teil der Abbildung 57 ist das zweidimensionale Geschwindigkeits-Tiefen-Modell dargestellt. Die drei blau gefärbten Bereiche markieren die Niedergeschwindigkeitszonen der gasführenden Schichten. Die dunkelrot gefärbten Bereiche zwischen 1.6 und 1.8 km Tiefe geben die Zone der Gashydrat zementierten Sedimente wieder. Die Mächtigkeit dieses

Schichtpakets nimmt von Osten nach Westen stark zu, während die gasführende Schicht darunter stufenförmig an Mächtigkeit verliert. Die Niedergeschwindigkeitszone im zentralen Bereich der Abbildung ist möglicherweise eine Gaslinse, die sich in den Signalen der seismischen Sektion jedoch nicht abzeichnet. Daher wurde sie im ein- und zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell mit einem Fragezeichen versehen.

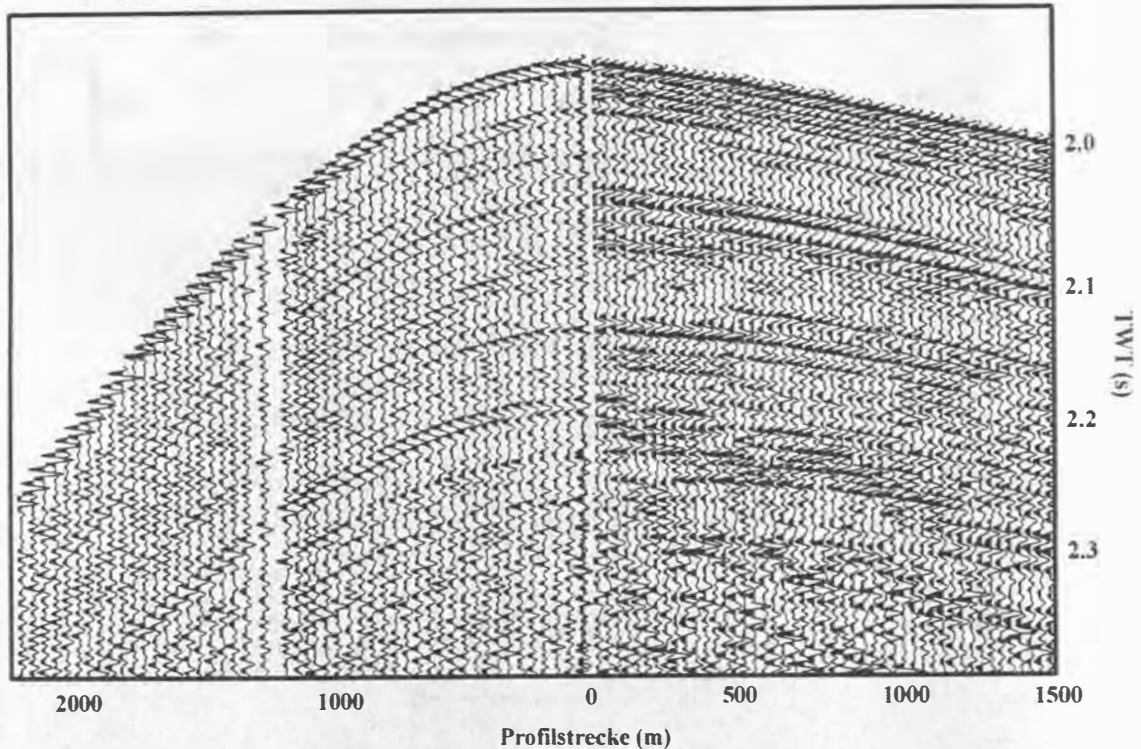


Abbildung 56: Einhängen der seismischen Sektion von HF-OBS-Station 5 (links) in die entsprechende Sektion des Profils K18 (rechts). Es ist eine gute Übereinstimmung in der Tiefenlage der Horizonte und der Mächtigkeit der Schichten festzustellen. Die unterschiedliche Signalform in beiden Datensätzen wird durch die unterschiedlichen Filtergrenzen des verwendeten Bandpaßfilters hervorgerufen (HF-OBS/links: 80-180 Hz. Mehrkanalseismik/rechts: 50-180 Hz).

Die Korrelation des Geschwindigkeits-Tiefen-Verlaufs mit der seismischen Sektion (Abb. 57) zeigt, daß der BSR die Basis der Gashydrat zementierten Sedimente markiert. Die gasführende Schicht mit dem stufenförmigen Verlauf darunter ist in der seismischen Sektion durch die Anhebung der Amplituden an Schichtgrenzen erkennbar.

Der Übergang der blauen zur orangen Färbung am Meeresboden markiert den Wechsel von gasführenden zu gasfreien Sedimenten. Der Wechsel von 1220 m/s nach 1530 m/s wird durch eine Phasenumkehr der seismischen Signale entlang eines Horizonts angezeigt (Abb. 58) (0.0175 s TWT unter dem Meeresboden), kann allerdings in der großskaligen seismischen Sektion im oberen Bildbereich (Abb. 57) nur schwer identifiziert werden. Es ist darauf hinzuweisen, daß die gasführende Schicht nicht bis zum Meeresboden reicht, weil am Meeresboden keine Phasenumkehr auftritt. Bei der Geschwindigkeitsberechnung wurde die mittlere Geschwindigkeit der oberen 20 m der Sedimentsäule berechnet, da im Bereich zwischen Meeresboden und 20 m (0.033 s TWT) Tiefe keine weiteren Schichtgrenzen in den HF-OBS-Daten aufgelöst werden konnten (vgl. Abb. 56, links).

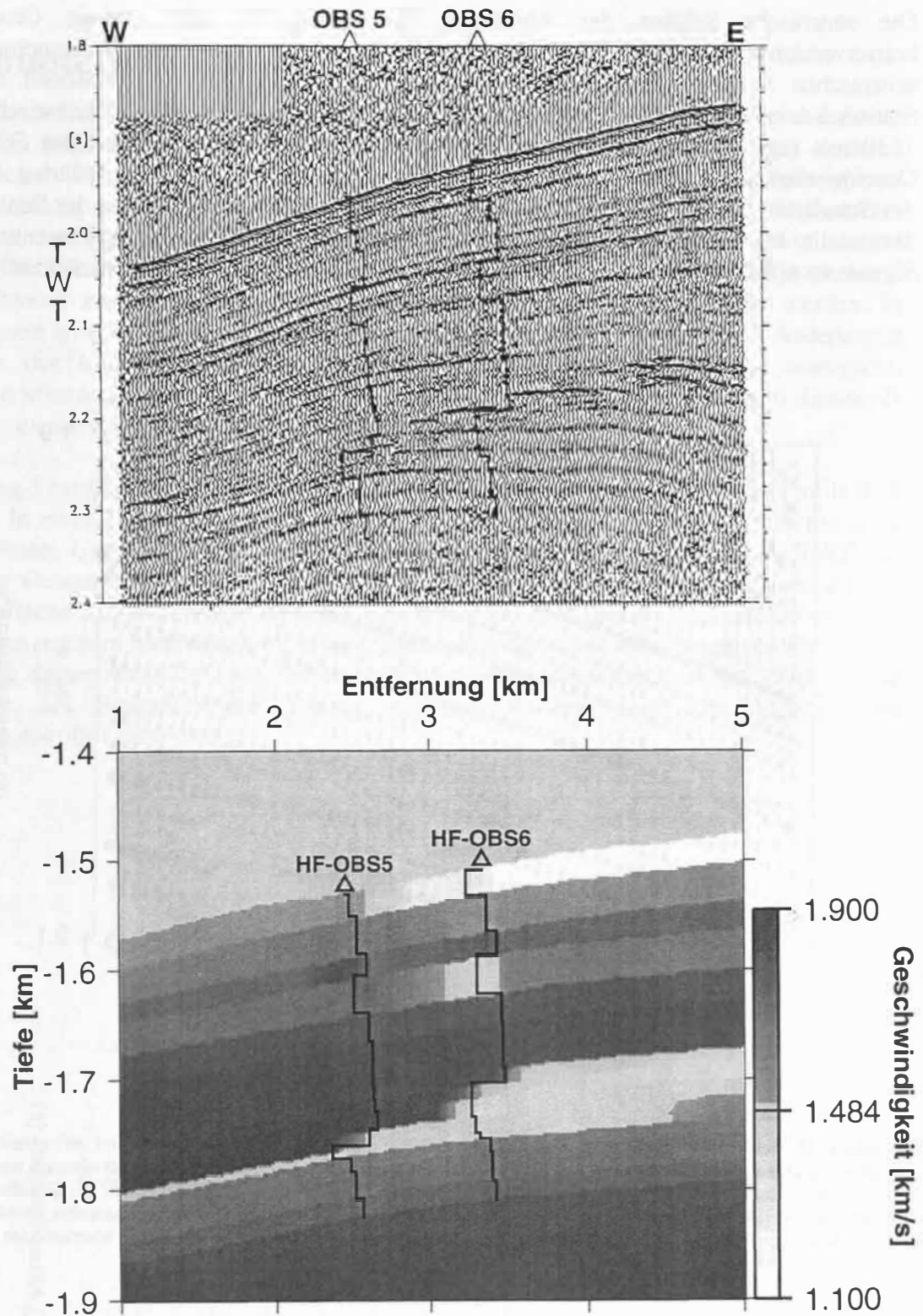


Abbildung 57: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells (unten) und der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K18 (oben). Die drei blauen Schichten markieren die gasführenden Sedimente. Die dunkelrot gefärbten Zonen zwischen 1.6 und 1.8 km Tiefe geben den Bereich Gashydrat zementierten Sedimente wieder. Die Mächtigkeit des Schichtpakets nimmt von Osten nach Westen stark zu, während die gasführende Schicht darunter stufenförmig an Mächtigkeit verliert. Die Niedergeschwindigkeitszone im zentralen Bereich der Abbildung ist möglicherweise eine Gaslinse, die sich in den Signalen der seismischen Sektion jedoch nicht abzeichnet. Daher wurde sie im ein- und zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell mit einem Fragezeichen versehen. Die Geschwindigkeitskurven in der seismischen Sektion zeigen, daß der BSR an der Basis der Gashydrat zementierten Sedimente verläuft.

Die seismische Sektion der Abbildung 58 verdeutlicht, daß laterale Geschwindigkeitsinversionen innerhalb von Sedimentschichten durch detaillierte Untersuchungen der seismischen Sektionen nachweisbar sind. Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der OBS-Station 5 zeigt direkt unterhalb des Meeresbodens eine Schicht mit einer Geschwindigkeit von 1530 m/s (vgl. Abb. 54). Demgegenüber ist an der OBS-Station 6 für diese Schicht eine Geschwindigkeit von 1220 m/s errechnet worden (vgl. Abb. 55). Im vergrößerten Ausschnitt der Schußpunkte 900-960 des Profils K18 (Abb. 58) ist die obere Sequenz der Sedimentsäule dargestellt. In dem roten Kästchen ist im Verlauf eines Horizonts eine Phasenumkehr der Signale zu erkennen, die auf die starke laterale Geschwindigkeitsänderung zurückzuführen ist.

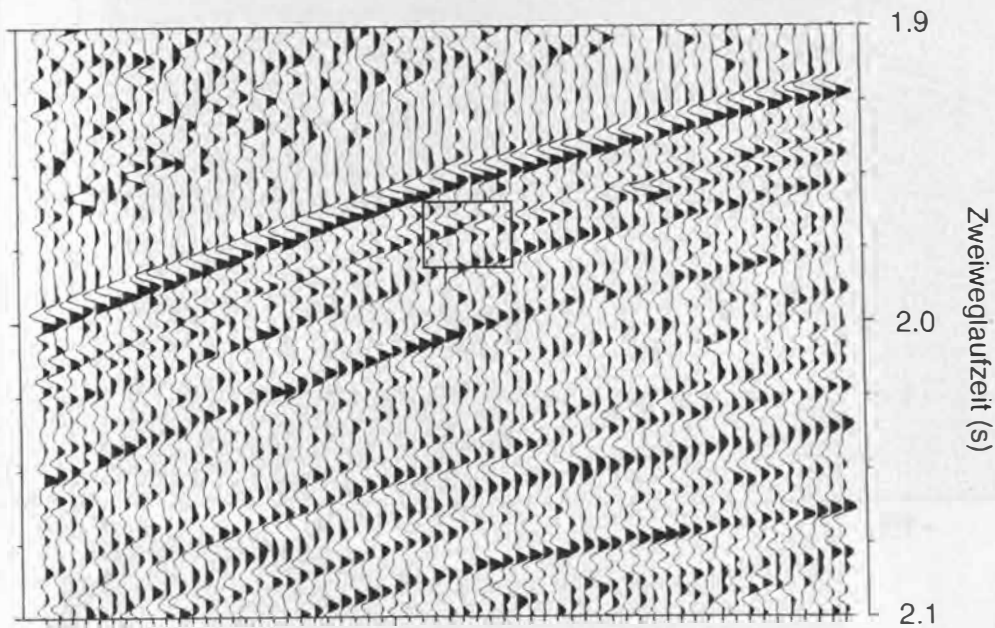


Abbildung 58: Seismische Sektion der Schußpunkte 900-960 von Profil K18. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es ist die obere Sequenz des Meeresbodens dargestellt. Im roten Kästchen ist eine Phasenumkehr der Signale zu erkennen, die auf eine laterale Geschwindigkeitsinversion zurückzuführen ist. Diese ist im zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Abbildung 57 durch den Übergang von einer blauen zur orangen Färbung am Meeresboden markiert.

## 6 Detailuntersuchungen eines BSRs

Hochauflösende reflexionsseismische Daten (50-180 Hz) aus dem Arbeitsgebiet Nordwest Spitzbergens zeigen einen stark ausgeprägten BSR. Im Unterschied zu den anderen Arbeitsgebieten ist der BSR in den seismischen Sektionen des Profils K18 vom oberen Kontinentalabhang (ca. 500 m Wassertiefe) bis in die Tiefsee (2500 m Wassertiefe) kontinuierlich verfolgbar. Neben den Strukturbestimmungen von Gasaufstiegszonen anhand seismischer Profile konnten mit den Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Stationen 5 und 6 Gashydrat zementierte und gasführende Sedimentschichten nachgewiesen werden. In diesem Kapitel wird der BSR und die ihn umgebenden Sedimente im Detail auf Änderungen der Phasen, der Amplituden und des Frequenzgehalts der seismischen Signale untersucht. Vergrößerte seismische Sektionen aus dem Bereich der HF-OBS-Stationen 5 und 6 dienen als Hilfsmittel, um die charakteristischen Merkmale zu bestimmen.

In Abbildung 59 sind die Seismogramme 900-905 einer unbearbeiteten Sektion des Profils K18 dargestellt. In einer Tiefe von 1.86 s TWT erscheint der Einsatz des Meeresbodens mit einer positiven Phase. Unterhalb dieses Wellenzugs folgt in einem Abstand von 0.02 s TWT der Einsatz der Geistreflexion. Der Geist stellt die Reflexion der seismischen Signale an der Wasseroberfläche dar. Durch den negativen Impedanzkontrast zwischen Wassersäule und Luft ist der Wellenzug zum Meeresboden phasengedreht und beginnt mit einer negativen Phase. Zur Überprüfung dieser Annahme kann mit einer Wasserschallgeschwindigkeit von 1500 m/s die Schlepftiefe des Streamers auf 15 m berechnet werden, was den Angaben des Registrierprotokolls entspricht.

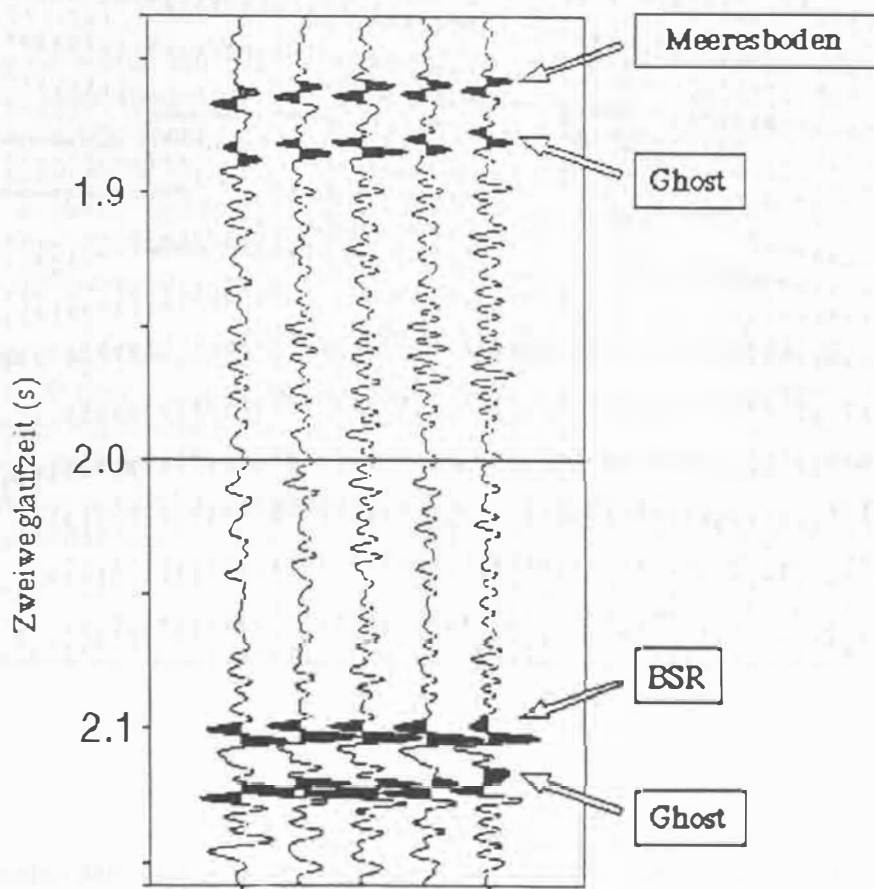


Abbildung 59: Vergrößerte unbearbeitete seismische Sektion der Schußpunkte 900-904 des Profils K18. Der BSR zeigt ein zum Meeresboden phasengedrehtes Signal.

In einer Tiefe von 0.24 s TWT ist der BSR zu erkennen, der einen zum Meeresboden um  $180^\circ$  phasengedrehten Einsatz zeigt (Abb. 59). Die Geschwindigkeitsberechnungen aus den HF-OBS-Daten haben ergeben, daß oberhalb des BSRs eine Zone mit anomal hohen Geschwindigkeiten (bis 1850 m/s) und darunter eine Niedergeschwindigkeitszone (1330 m/s) liegt. Der Geschwindigkeitskontrast zwischen Gashydrat zementierten oben und gasführenden Sedimenten unten führt zu einem negativen Impedanzkontrast von -0.14 bzw. -0.17 und damit zu einer Phaseninversion. Die Berechnung des Impedanzkontrastes folgt in der Diskussion (Kapitel 7). Der Geist des BSRs ist wiederum phasengedreht zum BSR und somit in Phase zum Meeresboden erkennbar.

Abbildung 60 verdeutlicht, daß der BSR nicht nur durch einen zum Meeresboden um  $180^\circ$  phasengedrehten Einsatz sondern auch durch eine Phaseninversion an den vom BSR gekreuzten Horizonten charakterisiert ist. Abbildung 60 zeigt die vergrößerte seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 900-960 des Profils K18. Da der BSR die Untergrenze der Gashydrat zementierten Sedimente darstellt, verläuft er entsprechend den P-T-Bedingungen parallel zum hangaufwärts gerichteten Meeresboden. Der BSR ist von 2.2 s TWT im linken Bildbereich bis 2.14 s TWT im rechten Bildbereich zu erkennen. In der Sequenz dazwischen kreuzt er mehrere Schichtungen.

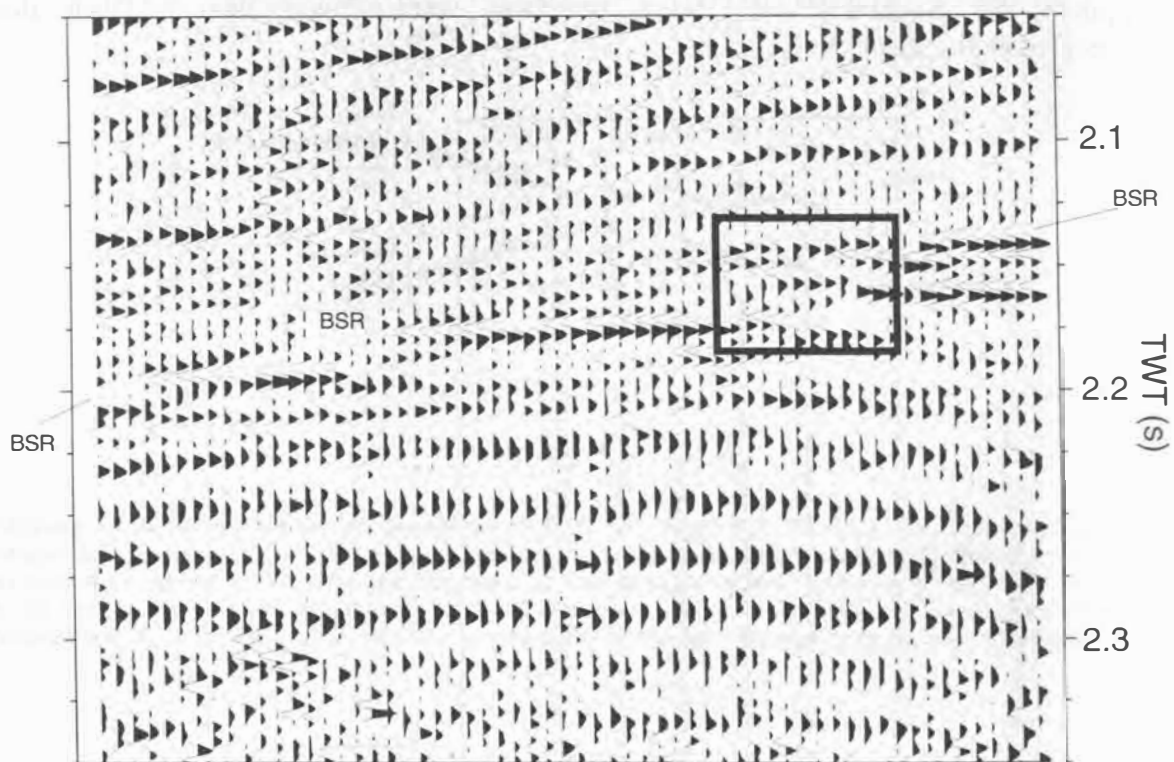


Abbildung 60: Vergrößerte seismische Sektion der Schußpunkte 900-960 des Profils K18. Der BSR verläuft von 2.2 s TWT im Westen bis 2.14 s TWT im Osten und kreuzt mehrere Schichtungen. Die Signale der Reflexionen sind im markierten Kasten durch konstruktive Interferenz mit dem Signal des BSRs erhöht und durch destruktive Interferenz nahezu ausgelöscht.



Infolge konstruktiver oder destruktiver Interferenz der Signale kommt es an den Schnittpunkten des BSRs mit den Reflexionen der Schichtgrenzen zu einer starken Anhebung oder Auslöschung der Amplituden. Dies ist in Abbildung 60, insbesondere in dem markierten Kasten zu erkennen. Damit stellt der BSR nicht, wie bisher vermutet, einen kontinuierlichen Horizont dar, sondern ist durch Abschnitte von Schichtgrenzen mit erhöhten Amplituden gekennzeichnet. Folglich sind auch die hohen Amplituden unterhalb des BSRs nicht nur mit dem Vorkommen von freiem Gas und dem damit verbundenen starken negativen Impedanzkontrast zu erklären, sondern lassen sich teilweise auf die konstruktive Interferenz mit den Signalen des BSRs zurückführen.

Während bei der Betrachtung der Abbildungen 59 und 60 die Änderungen der Amplituden und Phasen der seismischen Signale im Vordergrund standen, soll nun auf die Frequenzänderungen eingegangen werden. Die Reflexionen unterhalb des BSRs werden nämlich durch langwellige niederfrequente Signale geprägt. Diese Beobachtung wird damit erklärt, daß die hochfrequenten Anteile seismischer Signale an den Schichtgrenzen der gasführenden Sedimente unterhalb des BSRs absorbiert werden. Durch die Anwendung unterschiedlicher Bandpaßfrequenzfilter (50-180 Hz, 120-180 Hz, 50-100 Hz) kann die Tiefpass-Wirkung der gasführenden Schichten veranschaulicht und der Frequenzgehalt der seismischen Signale oberhalb und unterhalb des BSRs bestimmt werden.

In den Abbildungen 61-63 ist die seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18 dargestellt. Die Filtergrenzen des Bandpaßfilters wurden zum Datenprozessing der einzelnen Sektionen variiert. In der seismischen Sektion der Abbildung 60 ist ein Bandpaßfilter von 40-200 Hz verwendet worden. Die Eindringtiefe der seismischen Signale beträgt über 0.5 s TWT. Der BSR ist in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden identifizierbar.

In Abbildung 61 wurde ein Bandpaßfilter mit Grenzfrequenzen zwischen 100 und 200 Hz benutzt. Vom Meeresboden aus sind unterhalb von 0.3 s TWT keine Reflexionen mehr zu erkennen und die Horizonte enden in dieser Tiefe im allgemeinen abrupt. Der BSR ist in der Darstellung nicht mehr eindeutig identifizierbar. In einer Tiefe von 0.25 s TWT sind die Amplituden an Schichtgrenzen jedoch stark erhöht, was dem Tiefenbereich des BSRs entspricht. Diese Abbildung zeigt, daß die Signale unterhalb des BSRs durch Frequenzen geprägt sind, die kleiner 100 Hz liegen.

Daher wurde in der seismischen Sektion der Abbildung 62 ein 40-100 Hz Bandpaßfilter verwendet. Es ist deutlich zu erkennen, daß sich der BSR von der Schichtung abhebt und die Eindringtiefe der seismischen Signale auf mehr als 0.5 s TWT zunimmt. Folglich haben die gasführenden Schichten unterhalb des BSRs eine Tiefpaßwirkung auf die seismischen Signale. Frequenzanalysen des BSRs, die an einer Vielzahl von Spuren entlang dieses und der anderen Profile durchgeführt wurden, zeigen, daß am BSR Signalfrequenzen zwischen 60 und 80 Hz dominieren.

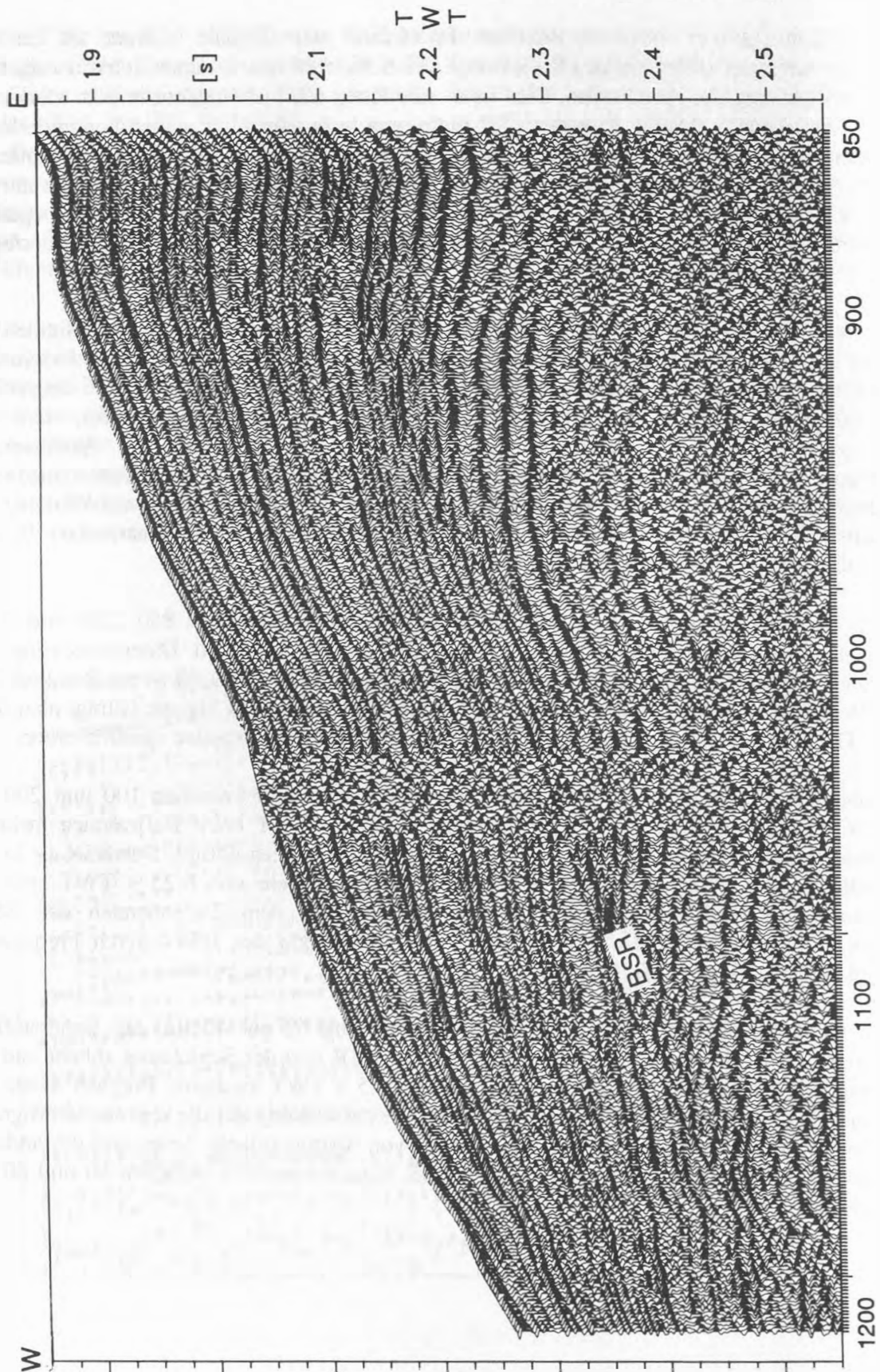


Abbildung 61: Seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 50-180 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Der BSR ist deutlich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden zu erkennen.

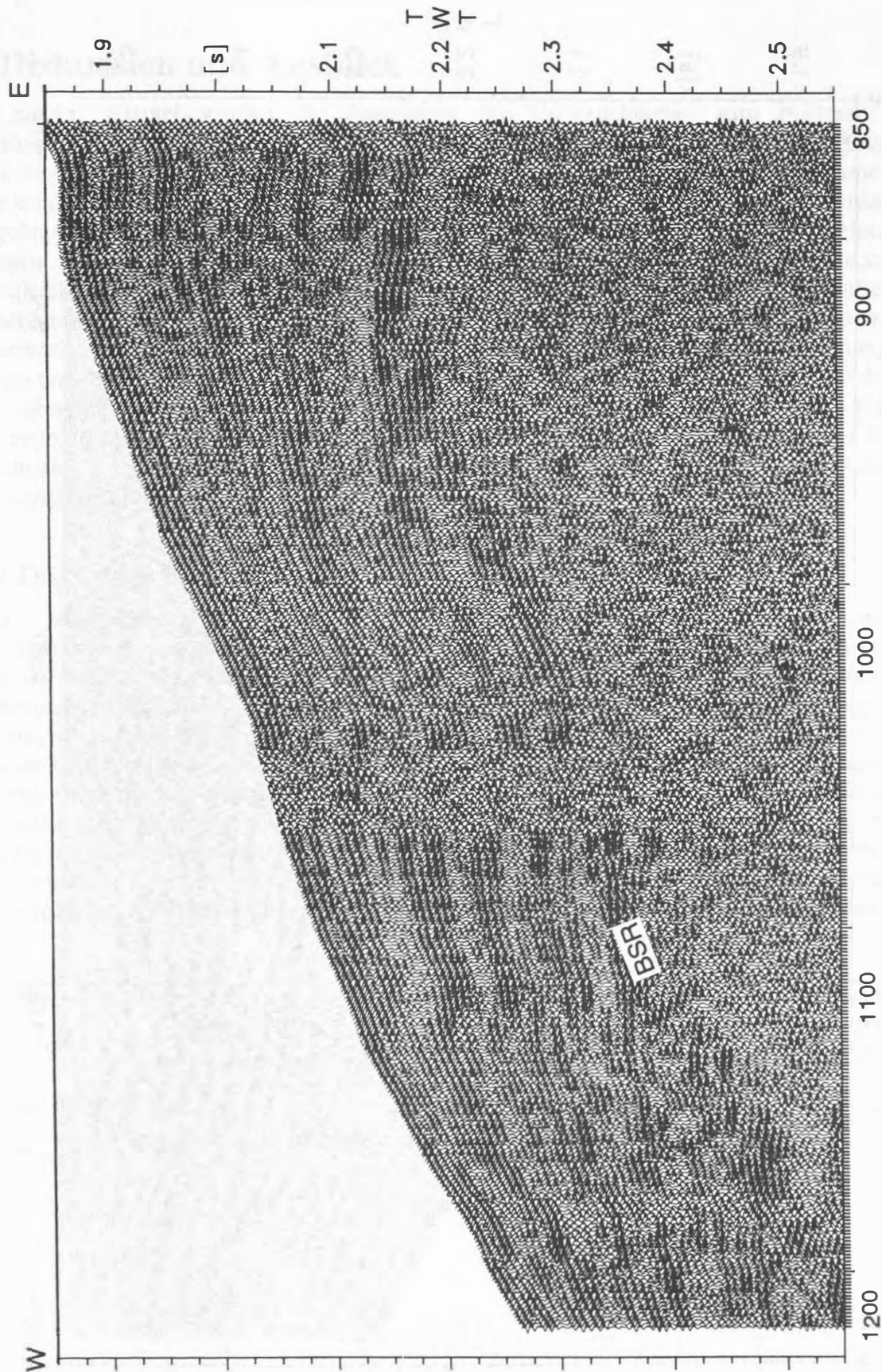


Abbildung 62: Seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 120-180 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Die Eindringtiefe der auswertbaren seismischen Signale beträgt 0.3 s TWT und der BSR ist nicht eindeutig zu identifizieren. Daraus läßt sich schließen, daß die Frequenzen der seismischen Signale unterhalb der gasführenden Schichten niedriger als 100 Hz sein müssen.

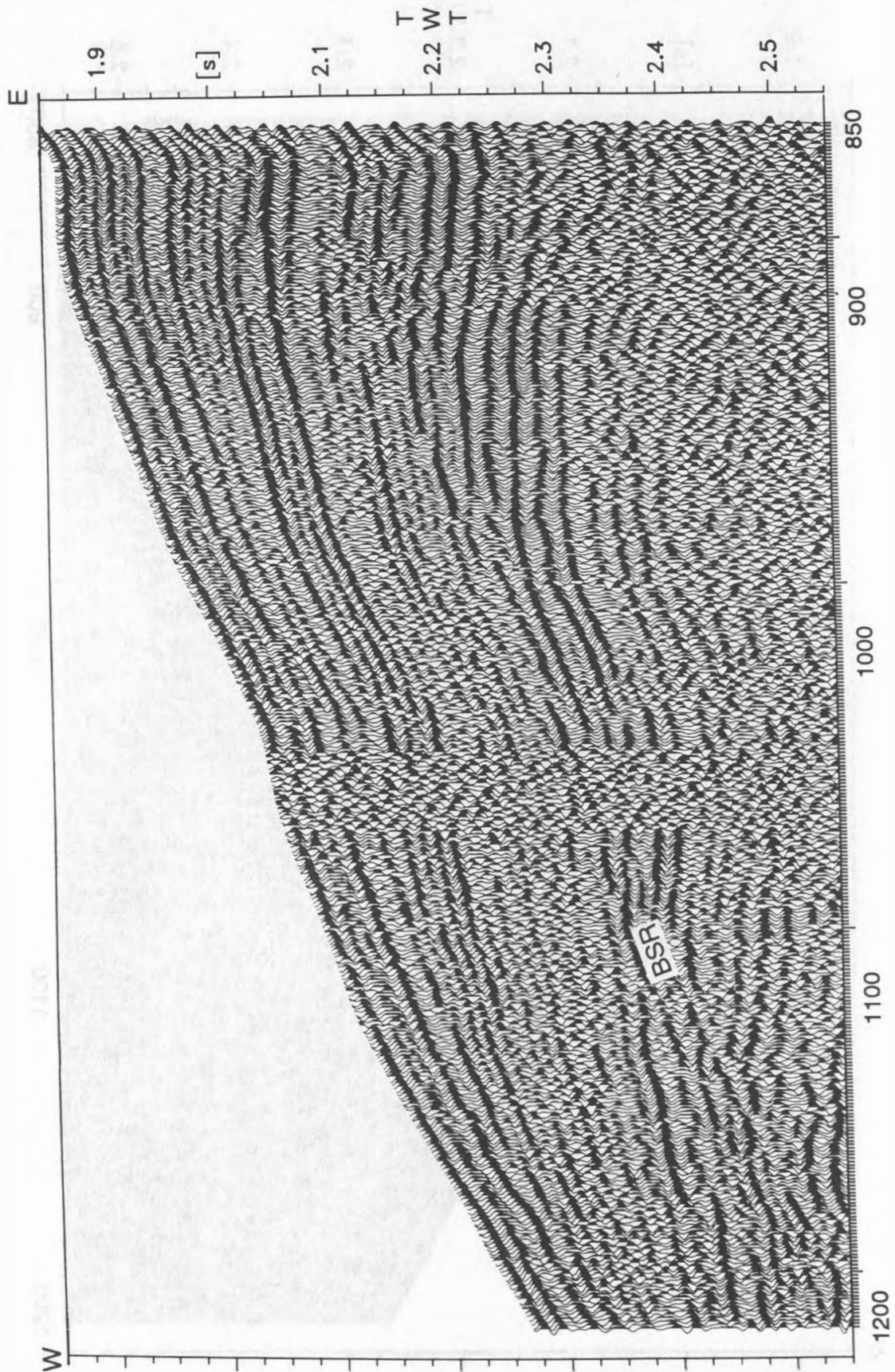


Abbildung 63: Seismische Sektion der Schubpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 50-100 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Der BSR ist deutlich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden zu erkennen und die auswertbaren seismischen Signale haben eine Eindringtiefe von mehr als 0.5 s TWT.

## 7 Diskussion und Ausblick

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Untersuchungen zum Nachweis von Gashydratzonen entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhanges zusammengefaßt und diskutiert. Dabei kommt es in erster Linie darauf an, die Gemeinsamkeiten und Unterschiede der einzelnen Arbeitsgebiete herauszustellen und zu analysieren. Anschließend werden die Ergebnisse in Beziehung zu bisherigen Arbeiten in den Untersuchungsgebieten gesetzt. In diesem Zusammenhang wird gezeigt, daß der vorliegende hochauflösende Datensatz, im Vergleich zu anderen Untersuchungen, insbesondere zum Nachweis von Anomalien im Gashydratstabilitätsfeld geeignet ist. Auf der Basis einer guten Korrelation der unterschiedlichsten Datensätze konnte eine Karte erstellt werden, die die Verteilung der Gashydrat zementierten Sedimente am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang wiedergibt. Ein abschließender Ausblick umschreibt die zukünftig geplante Weiterführung (1) des Datenprozessings und der Datenanalyse hinsichtlich einer Volumenabschätzung der in den Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimentschichten gespeicherten Gase und (2) die Weiterentwicklung des HF-OBS-Systems.

### 7.1 Diskussion der Ergebnisse

Am Nordwesteuropäischen Kontinentalabhang konnten in drei Arbeitsgebieten Gashydratzonen nachgewiesen werden (Abb. 8). Im Bereich der Storegga Rutschmasse (A1) und am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens (A4) wird in seismischen Sektionen die Untergrenze der Gashydrat zementierten Sedimente durch einen BSR angezeigt. Am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens (A3) zeigen die seismischen Sektionen dagegen keinen BSR. In diesem Untersuchungsgebiet führt aber die Kombination der mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten mit den Geschwindigkeitsberechnungen aus den HF-OBS-Daten in geeigneter Weise zur Identifizierung Gashydrat zementierter Sedimente. Lediglich am Barents See Sedimentfächer (A2) konnten in seismischen Sektionen keine Anzeichen auf Gashydratzonen erkannt werden. In Tabelle 3 sind die wichtigsten Ergebnisse der seismischen Untersuchungen gegenübergestellt, die im Anschluß daran im einzelnen diskutiert werden.

Ergebnisse	Storegga Rutschmasse	Nordwest Spitzbergen	Südwest Spitzbergen	Barents See Sedimentfächer
<b>BSR:</b>	ja	ja	nein	nein
<b>Gashydratzone:</b>	ja	ja	ja	nein
Geschwindigkeit	1780-1820 m/s	1800-1850 m/s	1740-1930 m/s	/
Mächtigkeit	170 m	130 m	170 m	/
Tiefe der Untergrenze	285 m	210-230 m	240 m	/
<b>freies Gas unter der Gashydratzone:</b>	ja	ja	ja/nein	/
Mächtigkeit	12-100 m	bis 25 m	bis 30 m	/
Geschwindigkeit	1350-1360 m/s	1320-1350 m/s	1330 m/s	/
<b>weitere Besonderheiten:</b>	Doppel-BSR Gasaufstiegskanäle Rutschungsereignisse	kontinuierlich und stufenförmig verlaufender BSR	seismische Anomalien und Gasaufstiegsbereiche	Gasaufstiegskanäle oder Schlammdiapire

Tabelle 3: Ergebnisse der reflexionsseismischen Untersuchungen und Geschwindigkeitsberechnungen.

### ***Fleckenhaftes Vorkommen von Gashydraten***

Erklärungen für das scheinbar fleckenhafte Vorkommen von Gashydratzonen entlang des Nordwesteuropäischen Kontinentalabhanges könnten sein, daß (1) Gashydrat zementierte Sedimente zwar gebildet, in den seismischen Sektionen jedoch nicht überall erkannt werden oder (2) Gashydrate nur in bestimmten Bereichen des Kontinentalabhanges entstehen. Im nachfolgenden Text sollen Argumente für die beiden Erklärungsmöglichkeiten zusammengetragen und erörtert werden.

Zu (1): In seismischen Sektionen erfolgt der Nachweis von Gashydratzonen in den Sedimenten in erster Linie durch die Identifizierung eines BSRs. Der BSR entsteht durch den negativen Impedanzkontrast zwischen Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten. Er ist besonders gut in Bereichen zu erkennen, in denen er die Schichtung kreuzt. Da die Schichtung in vielen Teilen der Untersuchungsgebiete jedoch parallel zum Meeresboden verläuft, ist der BSR schwer und wenn, dann nur durch eine Phasenumkehr, zu identifizieren. Als Beispiel sei hier die seismische Sektion des Profils K5 (Abb. 24) genannt. Durch die zum Meeresboden parallele Schichtung ist der BSR nicht eindeutig bestimmbar. Erst im weiteren Verlauf des Profils (Abb. 25) kreuzt der BSR die Schichtung und hebt sich somit von anderen Reflexionen ab. Andererseits kann der BSR durch geologische Strukturen aufgewölbt, durchbrochen oder überprägt werden. Solche Phänomene lassen sich ebenfalls in den seismischen Sektionen des Profil K5 (Abb. 24, 25) erkennen. Gasaufstiegskanäle haben in diesem Bereich den BSR durchbrochen und die Schichtung zum Teil aufgewölbt.

Ein weiterer Grund für das Nichterkennen eines BSRs könnte sein, daß sich unterhalb der Gashydrat zementierten Sedimente keine Schicht mit freiem Gas ausgebildet hat. In diesem Fall würde ein vergleichsweise schwacher negativer Impedanzkontrast unterhalb der Gashydratzone zu Reflexionen mit geringen Amplituden führen, die sich kaum von den anderen Reflexionen an Schichtgrenzen unterscheiden. Dies läßt sich anschaulich in der Gegenüberstellung der seismischen Sektion von Profil K10 mit dem entsprechenden Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (Abb. 48) erläutern. Im rechten Bereich des Modells ist ein mächtiges Schichtpaket mit anomal hohen Geschwindigkeiten zu erkennen, die auf eine Gashydratzone hindeuten. Darunter nehmen die Geschwindigkeiten zwar wieder ab, jedoch nicht auf Werte, die auf freies Gas in den Porenräumen der Sedimente schließen lassen. Daher sind die Amplituden der Reflexionen in diesem Bereich nicht so hoch wie beispielsweise oberhalb der Niedergeschwindigkeitszone an der seismischen Anomalie im linken Bildausschnitt (Abb. 39). Folglich tritt an Gashydratzonen nicht zwingend ein ausgeprägter BSR auf. Ein weiteres Beispiel dafür ist das ODP-leg 164 Site 994/995 am Blake Outer Ridge (Holbrook et al., 1996). Die Bohrungen wurden in Bereichen mit und ohne BSR abgeteuft. Geochemische Analysen der Bohrkerne und VSP-Messungen zeigen, daß sich an beiden Lokationen Gashydrate im Sediment ausgebildet haben. Den Untersuchungen zufolge hat sich in dem Bereich ohne BSR kein freies Gas in den Porenräumen der Sedimente gesammelt, während im Bereich mit BSR dünne gasführende Schichten erbohrt wurden.

zu 2): Die Entstehung von Gashydraten erfolgt durch zwei Mechanismen. Zum einen wird biogenes Gas durch mikrobiologische Prozesse in dem für Gashydrate stabilen Bereich produziert, wenn die Grundvoraussetzungen zur Bildung von biogenem Gas erfüllt sind (Sedimentationsraten von mindestens 30 m/Ma und ein organischer Kohlenstoffanteil von 0.5% im Sediment) (Kvenvolden, 1993; Gornitz und Fung, 1994). Zum anderen wird durch die hohen Temperaturen in großen Tiefen thermogenes Gas produziert, das in Fluiden gelöst oder als freies Gas nach oben migriert und in der Gashydratzone auskristallisiert (Kvenvolden, 1993). Der Aufstieg geschieht entlang von stark geneigten Schichten oder Verwerfungen, die gerade in tektonisch aktiven Gebieten vorkommen. Daher bilden sich thermogene Gashydrate nur lokal oberhalb der Aufstiegskanäle aus.

Die Kontinentalabhänge West Norwegens und West Spitzbergens sind durch hohe Sedimentationsraten von über 30 m/Ma mit einem organischen Kohlenstoffanteil von 0.51-1.0% geprägt (e.g. Premuzik et al., 1982; Eldholm et al., 1987; Myhre et al., 1995). Daher wird vermutet, daß die Gashydrate biogenen Ursprungs sind (Kvenvolden et al., 1989; Myhre et al., 1995). Der Kontinentalabhang und Schelf der Barents See zeigt dagegen eine geringe Känozoische Sedimentbedeckung (Johansen et al., 1993), die eine biogene Gasproduktion ausschließt. Am Barents See Kontinentalabhang sind hohe geothermische Gradienten gemessen worden (Crane und Solheim, 1995), die auf eine mögliche Produktion von thermogenem Gas hindeuten. Die Beobachtung von seismischen Anomalien (Andreassen und Hansen, 1995) am Barents See Schelf und von Schlammdiapiren in den seismischen Sektionen der Profile M1 und M2 (Abb. 34 und 35) am Barents See Sedimentfächer stützen diese Vermutung. In einer persönlichen Mitteilung von Dr. P. Vogt vom 'Naval Research Laboratory' in Washington (USA) an Dr. J. Mienert vom GEOMAR (1996) heißt es, daß in Schwerelotkernen vom Barents See Kontinentalabhang Gashydrate beprobt wurden. Da in seismischen Sektionen dieses Gebietes jedoch keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte Sedimente entdeckt wurden, ist zu vermuten, daß diese Vorkommen thermogenen Ursprungs und von begrenztem Ausmaß sind.

### ***Geschwindigkeiten und Mächtigkeiten der Gashydratzone***

Die Geschwindigkeitsinformationen der Tabelle 3 stammen aus den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen der HF-OBS-Stationen 1-6. In einem Tiefenbereich zwischen 100 und 300 m unter dem Meeresboden sind Sedimentgeschwindigkeiten von 1750 bis 1930 m/s errechnet worden. In Abbildung 64 ist stellvertretend für die anderen Stationen das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der HF-OBS-Station 5 mit den Modellen von Houtz (1974), Hamilton (1980) und Carson et al. (1986) gegenübergestellt. Hamilton hat Geschwindigkeitsmodelle für terrigene Ablagerungen aus 20 verschiedenen Sedimentationsräumen ermittelt. Ausgehend von einer Geschwindigkeit am Meeresboden von 1510 m/s steigen die Werte bis in eine Tiefe von 100 m unter dem Meeresboden auf 1630 m/s und bis 300 m auf 1850 m/s an. Die Modelle von Houtz und Carson et al. wurden ebenfalls für terrigen geprägte marine Sedimente entwickelt. Ein Vergleich der Modellkurven zeigt, daß die Werte für die Sedimentgeschwindigkeiten an der HF-OBS-Station 5 zwischen 100-200 m/s höher liegen als die der anderen Modelle.

Die anomal hohen Geschwindigkeiten können verschiedene Ursachen haben. Zum einen kann durch Fazies-Änderungen die Struktur der Sedimente so stark verändert werden, daß sich die akustischen Eigenschaften grundlegend ändern und das Resultat eine erhöhte Sedimentgeschwindigkeit ist. Zum anderen kann durch die Entstehung von Gashydraten das Sediment zementiert werden, was zu einer erhöhten Sedimentgeschwindigkeit führt. An der Storegga Rutschmasse und am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens zeigt der BSR das Vorkommen von Gashydrat zementierten Sedimenten an. Daher werden in diesen Bereichen die Sedimente mit anomal hohen Geschwindigkeiten als Gashydrat zementierte Sedimente interpretiert. Am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens ist in den seismischen Sektionen dagegen kein BSR erkannt worden. Daher kann man das Vorkommen von Gashydrat zementierten Sedimenten nur vermuten. Der Nachweis gasführender Schichten in diesem Gebiet und die anomal hohen Geschwindigkeiten, die sich ähnlich wie in den anderen Arbeitsgebieten über einen ca. 170 m mächtigen Tiefenbereich erstrecken und mit deren Geschwindigkeitswerten vergleichbar sind, können als Indiz für die Ausbildung einer Gashydratzone gewertet werden.

Ein Vergleich der Geschwindigkeiten in Tabelle 3 zeigt, daß sich die Obergrenzen der Gashydratzone an der Storegga Rutschmasse mit 1780 m/s und im Gebiet Nordwest Spitzbergens mit 1800 m/s nicht sehr stark unterscheiden. Genauso verhält es sich mit den Geschwindigkeiten von 1820 bzw. 1850 m/s an der Untergrenze. Dies kann als Hinweis dafür

gelten, daß in beiden Gebieten eine ähnliche Gashydratkonzentration anzutreffen ist. Die Geschwindigkeitszunahme innerhalb der Gashydratzone um 40-50 m/s ist für den 130-170 m mächtigen Bereich sehr gering und läßt auf eine homogene Verteilung der Gashydratkonzentration schließen. Die damit verbundene Homogenisierung der Impedanzkontraste zwischen den Schichten erklärt auch das akustische 'blanking' in den seismischen Sektionen. Am Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens ist dagegen ein deutlicher Anstieg der Geschwindigkeiten innerhalb der Gashydratzone von 1780 auf 1930 m/s zu erkennen. Folglich steigt die Gashydratkonzentration mit der Tiefe an. Mit 1930 m/s ist in diesem Gebiet der höchste Geschwindigkeitswert der untersuchten Regionen ermittelt worden. Vermutlich hat sich in den Porenräume der Sedimente die größte Gashydratkonzentration ausgebildet.

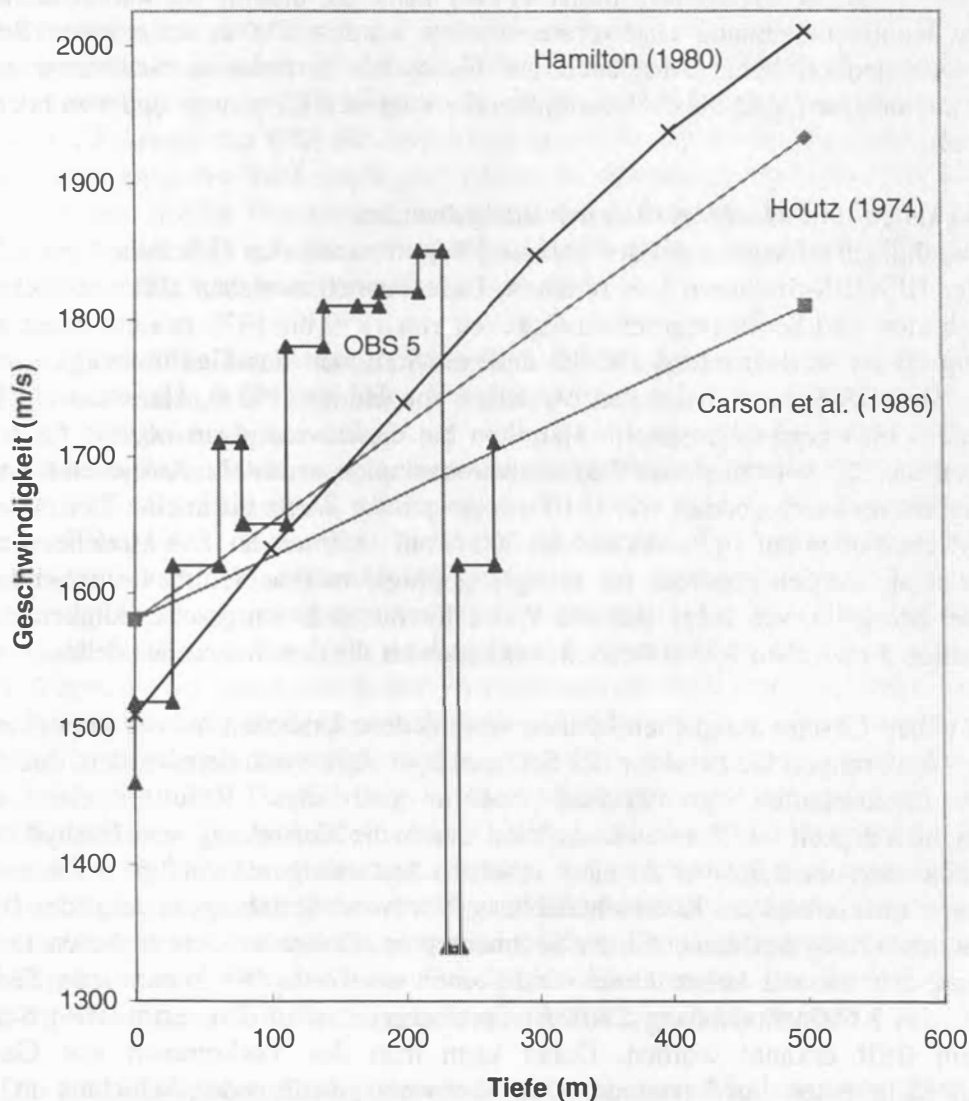


Abbildung 64: Vergleich des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, abgeleitet aus den Daten der HF-OBS-Station 5, mit den Modellen von Houtz (1974), Hamilton (1980) und Carson et al. (1986). Es ist zu erkennen, daß die Geschwindigkeiten der HF-OBS-Daten unter in einer Tiefe zwischen 100-300 m deutlich höher liegen als die der anderen Modelle.

Die Mächtigkeit der Gashydratzone wird durch die Schichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten bestimmt. Betrachtet man in Tabelle 3 die Zahlenwerte für die Mächtigkeit und die Tiefe der Untergrenze der Gashydratzone, so ist festzustellen, daß sich danach die



Gashydratzonen nicht bis zum Meeresboden erstrecken. Folglich haben sich in den Sedimentschichten bis in eine Tiefe von ca. 100 m unter dem Meeresboden keine Gashydrate ausgebildet.

Die seismischen Sektionen und Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle zeigen, daß gasführende Schichten in der für Gashydrate stabilen Zone vorkommen (siehe Abb. 48 und 57). Das kann als Hinweis dafür gelten, daß die Zusammensetzung der Gase von einer Beschaffenheit ist, die eine Entstehung von Gashydraten ausschließt. Eine andere Erklärung wäre, daß sich zwar Gashydrate gebildet haben, deren Konzentration jedoch nicht ausreicht, um einen Anstieg der Geschwindigkeiten zu erzeugen, oder deren Schichtmächtigkeiten mit den angeregten seismischen Signalen nicht aufgelöst werden können.

### **Fehlerabschätzung für die Geschwindigkeitsberechnung**

Der Weg von der Datengewinnung über die Datenbearbeitung bis hin zur Geschwindigkeitsberechnung ist sehr komplex. Bei den einzelnen Bearbeitungsschritten können Fehler auftreten, für die Bobsien (1995) eine ausführliche Fehlerabschätzung vorgenommen hat. Auf der Basis der angegebenen Formalismen konnten folgende Fehler abgeschätzt werden:

- Fehler bei der Berechnung der x-Entfernung aus dem direkten Wasserschall: mit der Höhe der Quelle (h), die der Wassertiefe abzüglich der Schlepptiefe der Quelle entspricht, der Wasserschallgeschwindigkeit (v), der Laufzeit der direkten Welle (t) und der Entfernung (x) ist:

$$x = \sqrt{v^2 t^2 - h^2}.$$

Jede Größe unter der Wurzel ist mit einem Fehler behaftet, der einen abgeschätzten Maximalwert hat:

$$\Delta v = 5 \text{ m/s}$$

$$\Delta t = 5 \text{ ms}$$

$$\Delta h = 2 \text{ m}$$

Damit ergibt sich als Fehler für x:

$$\Delta x \approx \frac{\Delta v \cdot |v \cdot t^2| + \Delta t \cdot |v^2 \cdot t| + \Delta h \cdot |h|}{x}$$

$$\Rightarrow \underline{\Delta x = 12 \text{ m}}$$

- Auswirkung des Fehlers bei der Entfernungsberechnung auf die Geschwindigkeitsbestimmung: mit einer 30 m mächtigen Schicht (z), einer Entfernung von 2500 m (x) und einer Geschwindigkeit von 1800 m/s (v) ergibt sich

$$\Delta v \approx \frac{v \cdot x \cdot \Delta x}{x^2 + 4 \cdot z^2}$$

$$\Rightarrow \underline{\Delta v \approx 9 \text{ m/s}}$$

- Fehlerschranken bei der Geschwindigkeitsberechnung über die Laufzeitkurven: die Bestimmung der Meßgenauigkeit kann nur eine Abschätzung sein, die für jede Schicht gesondert behandelt werden muß. Ab welcher Geschwindigkeit eine Laufzeitkurve den Bereich der Fehlerschranke der Meßwerte verläßt, kann nur durch Variation der Geschwindigkeiten im Modell bestimmt werden. Hierbei wurde festgestellt, daß mit zunehmender Tiefe die Unsicherheit bei der Geschwindigkeitsbestimmung zugenommen hat. Während sie in den oberen zwei Schichten bei +/- 10 m/s liegt, schwankt sie in einer Tiefe von 300 m um +/-50 bis +/-70 m/s.

### **Reflexionskoeffizienten**

Die Berechnung des Reflexionskoeffizienten kann über einen Vergleich der Amplituden zwischen Ersteinsätzen, Multiplen Reflexionen und Einsätzen des BSRs erfolgen. Da die Aufzeichnungslänge der seismischen Daten jedoch nicht ausreichte, um die Reflexionen der Multiplen zu erhalten, ist diese Methode für die vorliegenden Daten nicht praktikabel. Eine andere Methode ist die Berechnung des Reflexionskoeffizienten R über die Impedanzkontraste zweier Schichten  $I_1$  und  $I_2$ :

$$R = (I_2 - I_1) / (I_2 + I_1), \quad \text{mit } I = \rho \cdot v \quad (\rho = \text{Dichte, } v = \text{Geschwindigkeit})$$

Unter der Voraussetzung, daß sich die Dichte nicht in dem Maße ändert wie die Geschwindigkeit, läßt sich der Reflexionskoeffizient in erster Näherung, wie folgt, abschätzen (Yilmaz, 1987):

$$R \approx (v_2 - v_1) / (v_2 + v_1)$$

An den HF-OBS-Stationen ergeben sich unterhalb der Gashydratzone daraus folgende Reflexionskoeffizienten (Tab. 4):

	<b>HF-OBS 1</b>	<b>HF-OBS 2</b>	<b>HF-OBS 3</b>	<b>HF-OBS 4</b>	<b>HF-OBS 5</b>	<b>HF-OBS 6</b>
<b>R</b>	<b>-0.15</b>	<b>-0.13</b>	<b>-0.03</b>	<b>-0.15</b>	<b>-0.14</b>	<b>-0.17</b>

Tabelle 4: Auflistung der Reflexionskoeffizienten an der Untergrenze der Gashydratzone, abgeschätzt aus den Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Stationen 1 bis 6.

Die Reflexionskoeffizienten sind im allgemeinen durch hohe negative Werte charakterisiert, die auf eine starke Geschwindigkeitsinversion hindeuten und durch freies Gas in den Sedimentporenräumen erklärt werden können. Lediglich an der HF-OBS-Station 3 ist ein geringer negativer Wert errechnet worden. Dieser läßt sich durch das Fehlen der gasführenden Schicht unterhalb der Gashydratzone erklären. Es muß noch einmal darauf hingewiesen werden, daß die ermittelten Reflexionskoeffizienten nur Schätzwerte sind, da der Dichtekontrast der Schichten nicht berücksichtigt worden ist. Der Dichtekontrast hängt in hohem Maße von der Gaskonzentration in den Gashydrat zementierten und den gasführenden Sedimenten ab und kann sich durch eine starke Variabilität erheblich auf die berechneten Werte auswirken. Trotz dieser Unsicherheit stimmen die Werte der Reflexionskoeffizienten relativ gut mit den von anderen Autoren ermittelten Werten (0.1-0.3) (Miller et al., 1991; Hyndman und Spence, 1992; Minshull et al., 1994; Andreassen et al., 1995) überein.

### ***Freies Gas unter der Gashydratzone und der BSR***

Die Grenze zwischen Gashydratzone und darunter liegenden gasführenden Schichten wird in seismischen Sektionen durch einen BSR markiert. Die obigen Ausführungen haben jedoch gezeigt, daß unterhalb der Gashydrat zementierten Sedimente nicht notwendiger Weise freies Gas in den Porenräumen der Sedimente anzutreffen ist. Im Arbeitsgebiet Südwest Spitzbergens hat sich beispielsweise nur oberhalb von Gasaufstiegsbereichen freies Gas gesammelt. In den seismischen Sektionen werden diese Bereiche durch lateral begrenzte seismische Anomalien angezeigt. An der Storegga Rutschmasse und im Nordwesten Spitzbergens ist die Untergrenze der Gashydratzone durch einen BSR gekennzeichnet.

In den Geschwindigkeitsberechnungen aus den HF-OBS-Daten ist die Basis der gasführenden Schicht aufgelöst worden. Damit ist es möglich, die Geschwindigkeit der gasführenden Sedimente zu bestimmen und die Schichtmächtigkeit zu ermitteln. In den drei Arbeitsgebieten treten nahezu identische Geschwindigkeitswerte zwischen 1320-1360 m/s auf. Die Schichtmächtigkeit variiert in der Regel zwischen 12 und 30 m. In extremen Fällen, wie beispielsweise im unteren Hangbereich an der Storegga Rutschmasse (Abb. 26), erreicht die gasführende Schicht eine Mächtigkeit bis 100 m.

Detailuntersuchungen des BSRs in der seismischen Sektion des Profils K18 (Abb. 60) zeigen, daß die Amplituden an Schichtgrenzen unterhalb des BSRs stark erhöht sind. Vermutlich hat sich freies Gas an den Schichtgrenzen gesammelt, was zu einem erhöhten negativen Impedanzkontrast und zu einer Anhebung der Amplituden führt. In Abbildung 65 ist ein entsprechendes Modell dargestellt, das die Interpretation veranschaulicht. Grundlage dieses Modells ist die seismische Sektion des Profils K18 (Abb. 60).

### ***Doppel-BSR***

In den seismischen Sektionen aus dem Gebiet der Storegga Rutschmasse ist im unteren Hangbereich erstmals ein doppelter BSR zu erkennen (Abb. 27). Die beiden BSRs verlaufen in einer Tiefe von 0.1 s und 0.375 s TWT parallel zum Meeresboden und kreuzen die Schichtung. Die Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Stationen 1 und 2 an der Storegga Rutschmasse bestätigen, daß sich in den seismischen Sektionen ein Doppel-BSR ausbilden kann. Betrachtet man die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle, so ist zu erkennen, daß die Gashydratzone durch einen Niedergeschwindigkeitsbereich in zwei separate Schichten geteilt ist. An den Untergrenzen beider Schichten kann in den seismischen Sektionen jeweils ein BSR entstehen. Da an der Untergrenze der oberen Schicht keine gasführenden Sedimente auftreten, ist der negative Impedanzkontrast und damit die Amplitude des flacheren BSRs im Vergleich zum tieferen BSR schwach ausgeprägt. Daher ist der tiefere BSR in den seismischen Sektionen über eine Strecke von über 70 km zu verfolgen, während der flachere BSR lediglich im unteren Hangbereich über eine Strecke von 15 km eindeutig identifiziert werden kann.

Die Bildung zweier separater Gashydratzonen kann durch folgende Mechanismen erklärt werden:

- Zum einen kann die Gaszusammensetzung in beiden Schichten unterschiedlich sein. Ist in der oberen Schicht der Anteil an schweren Kohlenwasserstoffen wie Ethan, Propan oder Butan größer als in der unteren Schicht, könnten sich zwei unterschiedliche Stabilitätsfelder ausbilden. Der Stabilitätsbereich der Gashydrate in der oberen Schicht würde sich durch den höheren Anteil an schweren Kohlenwasserstoffen zu niedrigeren Drücken, das heißt zum Meeresboden hin verschieben. Vermutlich dienen Gasaufstiegskanäle, die in den seismischen Sektionen erkannt wurden und aus Tiefen >500 m stammen, als Quellen für die thermogenen Gase.

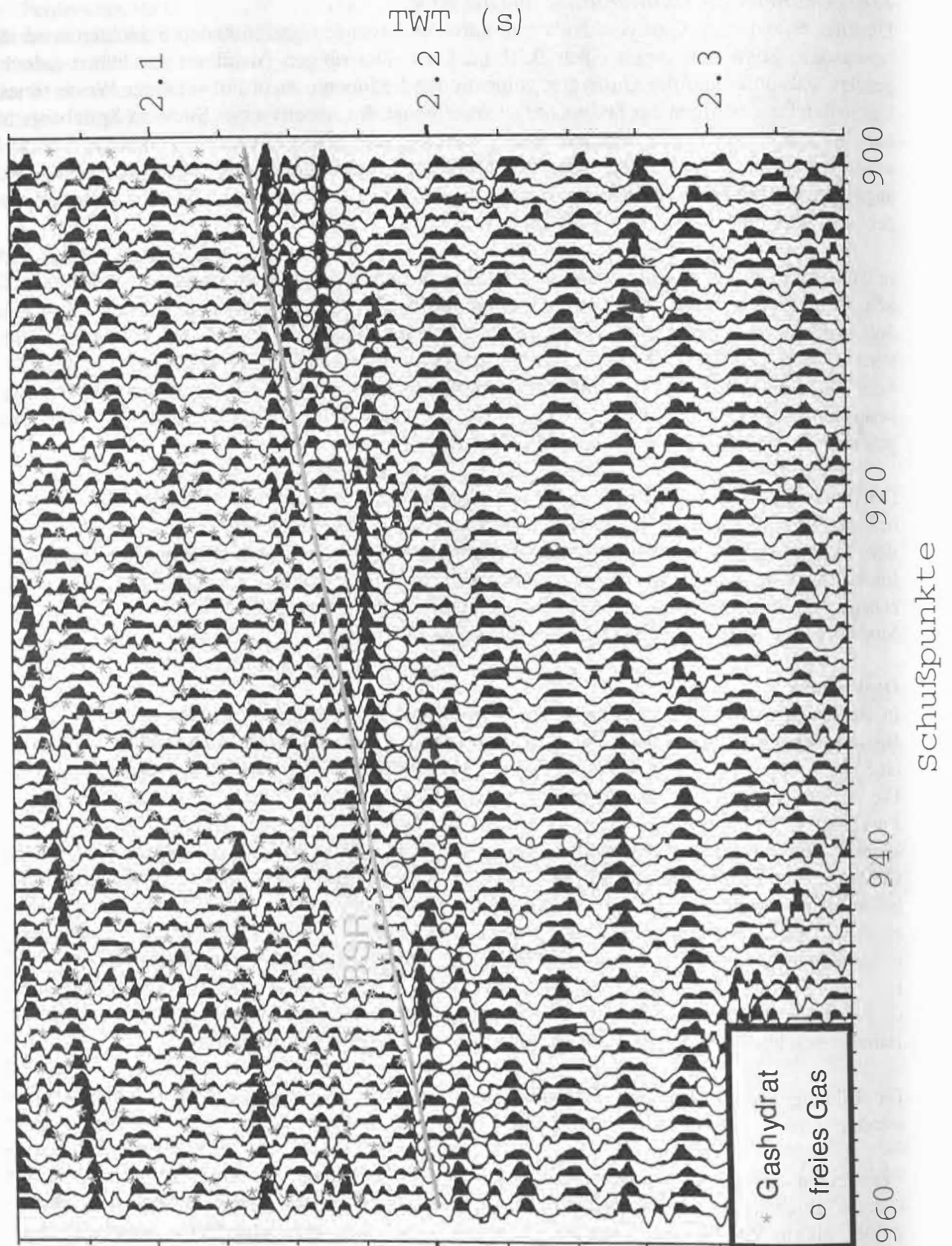


Abbildung 65: Modell zur Entstehung gasführender Schichten unterhalb des BSRs. Durch mikrobiologische Prozesse wird Gas in der Sedimentsäule produziert (o). In der Gashydratzone kristallisiert es in Verbindung mit Wasser aus (\*) und bildet eine undurchlässige Schicht. Darunter sammelt es sich und migriert nach der Sättigung hangaufwärts. Die Pfeile geben die Migrationsrichtung an.

### **Seismische Anomalien**

Betrachtet man auf der Basis des Modells in Abbildung 65 die seismischen Sektionen der Profile K10-K15 im Tiefseebecken zwischen dem Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens und dem Knipovich Rücken, so läßt sich die Entwicklung der Gasaufstiegsbereiche schematisch durch folgendes Modell veranschaulichen (Abb. 66):

Unterhalb einer undurchlässigen Gashydratzone hat sich auch in diesem Gebiet freies Gas gesammelt (a). Da die Schichtung parallel zum söhligigen Meeresboden verläuft, konnte das freie Gas nach der Gassättigung nicht hangaufwärts migrieren (2). Aufgrund des steigenden Drucks hat das Gas an Schwächezonen im unteren Bereich der Gashydratzone die Schichtung durchbrochen und ist aufgestiegen (2, 3). An undurchlässigen Schichten sammelt es sich wieder (4), was in den seismischen Sektionen durch lateral begrenzte seismische Anomalien angezeigt wird und im Geschwindigkeits-Tiefen-Modell zu einer Niedergeschwindigkeitszone führt. Vermutlich migriert das Gas aus den angrenzenden Bereichen ebenfalls zum Aufstiegskanal und steigt auf. Daher fehlt an der Basis der Gashydratzone auch die Schicht gasführender Sedimente.

Es ist jedoch die Frage unbeantwortet geblieben, warum das freie Gas in der für Gashydrate stabilen Zone existiert und nicht zu Gashydrat auskristallisiert. Kleinräumige Änderungen der Druck oder Temperaturbedingungen sind als Erklärung unwahrscheinlich, da einerseits der Meeresboden und die Schichtung nahezu söhlig, parallel und ungestört verlaufen und keine Druckänderungen zu erwarten sind. Andererseits zeigen die seismischen Sektionen eine Sedimentbedeckung von über 0.8 s TWT an, was einen lokal erhöhten Wärmefluß, beispielsweise hervorgerufen durch basaltische Intrusionen aus der Tiefe ausschließt.



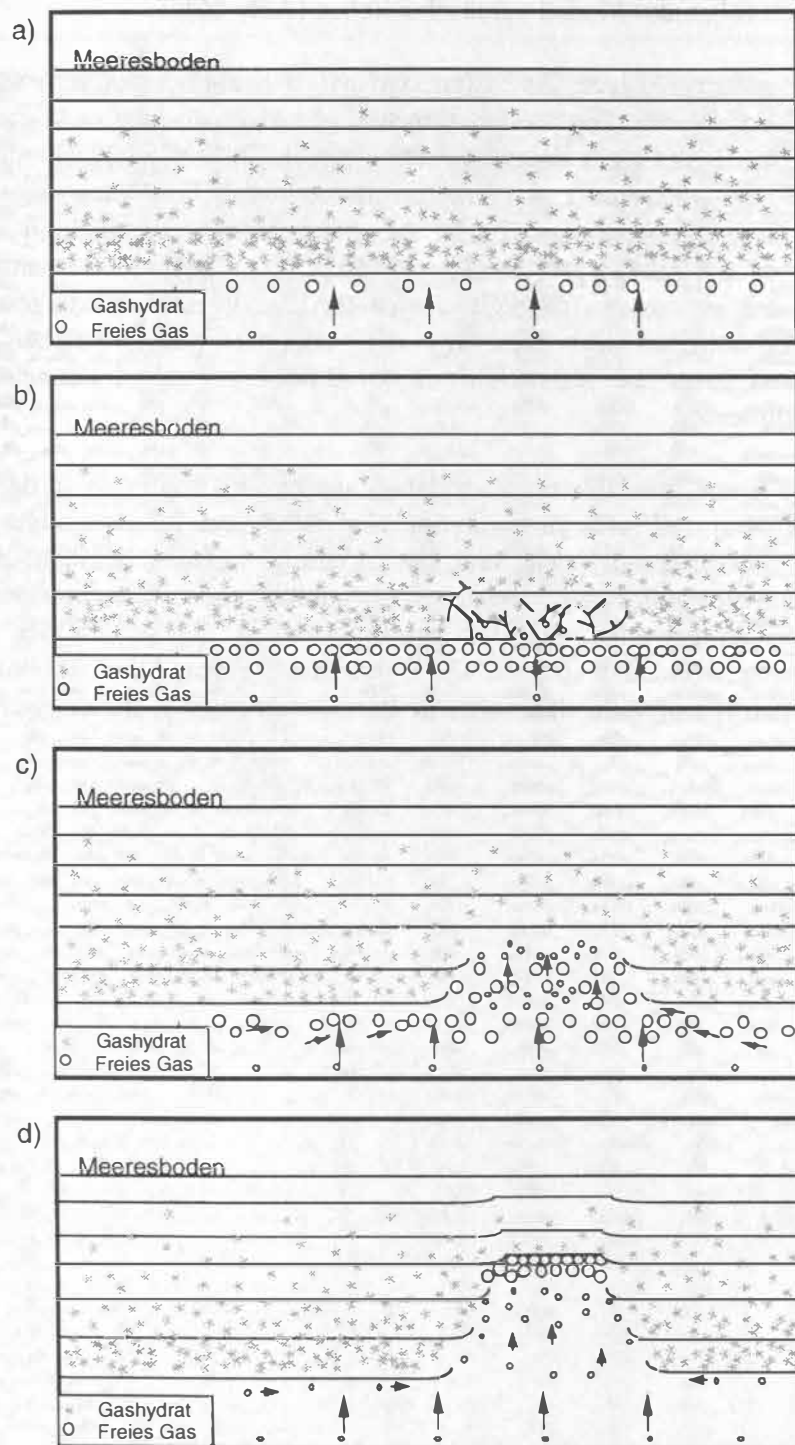


Abbildung 66: Schematische Darstellung zur Entwicklung der Gasaufstiegsbereiche im Tiefseebecken zwischen dem Kontinentalabhang Südwest Spitzbergs und dem Knipovich Rücken. Durch mikrobiologische Prozesse entstehendes Gas steigt auf und sammelt sich unter einer undurchlässigen Gashydratzone. Ist der Druck der gasführenden Sedimente zu groß, migriert das Gas durch Schwächezonen in der Gashydratzone nach oben. An undurchlässigen Schichten wird es wiederum gehalten.

## 7.2 Korrelation der Ergebnisse zu bisherigen Untersuchungen

### Storegga Rutschmasse

An der Storegga Rutschmasse ist in einer vorangegangenen Meßkampagne ebenfalls das HF-OBS eingesetzt worden, um weitwinkelreflexionsseismische Untersuchungen des Meeresbodens vorzunehmen (Bobsien und Mienert, 1994). Die Position der Meeresboden-Plattform entspricht mit einer Unschärfe von ca. 200 m der Position von HF-OBS-Station 1. Als Signalquelle wurde ein tiefgeschleppter 3.5 kHz Pinger und ein tiefgeschleppter Boomer mit einer Signalfrequenz von 600-2100 Hz eingesetzt. Die Eindringtiefe der seismischen Signale liegt mit 70 m für den Pinger und 150 m für den Boomer um einen Faktor vier bzw. zwei unter der mit dem Luftpulser angeregten Signale. Abbildung 67 zeigt die Korrelation zwischen den Boomer und den Luftpulser Aufzeichnungen. Im linken Bildausschnitt sind die Laufzeitkurven der HF-OBS-Station 1 dargestellt und in der Bildmitte die Einspurabspielungen der mehrkanaligen Daten. In beiden Fällen sind die Signale mit dem Luftpulser angeregt worden. Im rechten Bildbereich sind die HF-OBS-Daten zu erkennen, die mit dem tiefgeschleppten Boomer generiert wurden.

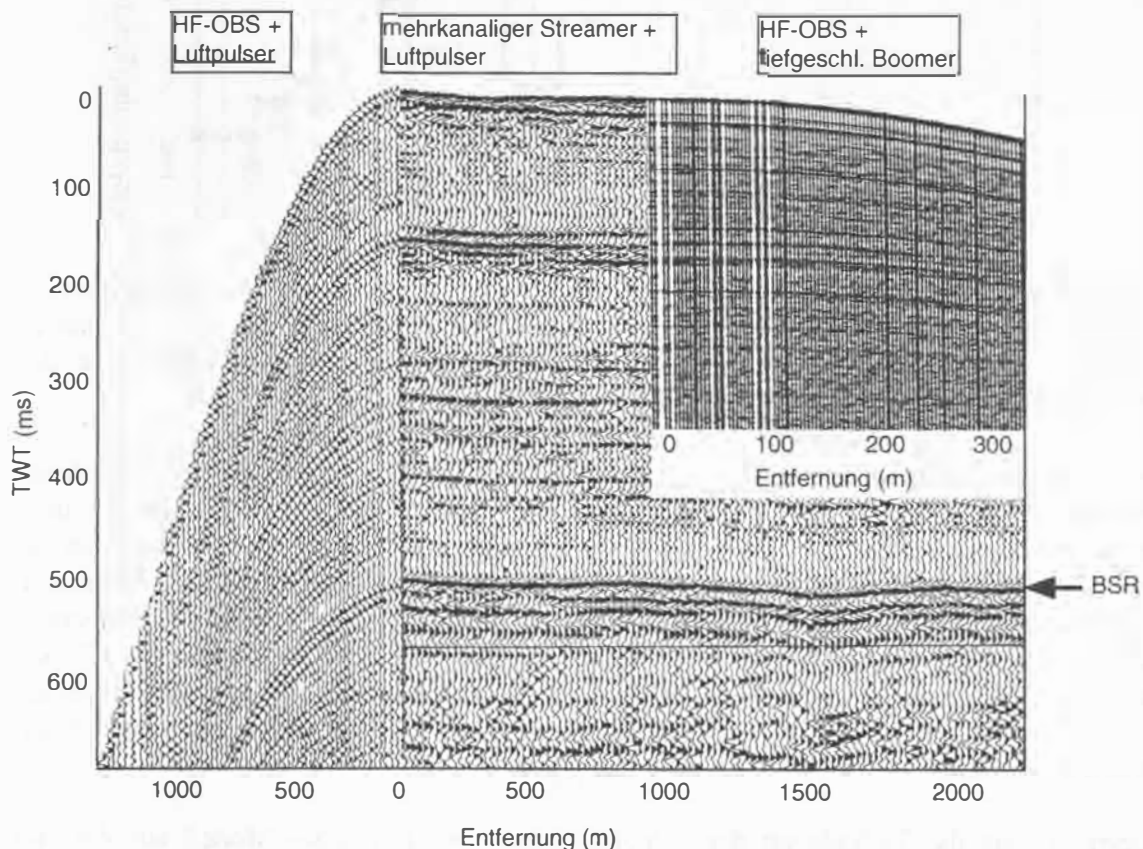


Abbildung 67: Vergleich der Boomer und der Luftpulser Aufzeichnungen. Im linken Bildausschnitt sind die Laufzeitkurven der HF-OBS-Station 1 dargestellt und in der Bildmitte die Einspurabspielungen der mehrkanaligen Daten. In beiden Fällen sind die Signale mit einem Luftpulser angeregt worden. Im rechten Bildbereich sind die HF-OBS-Daten zu erkennen, die mit dem tiefgeschleppten Boomer generiert wurden. Gerade an den amplitudenstarken Horizonten ist eine gute Korrelation der unterschiedlichen Datensätze zu beobachten.

Zwischen den unterschiedlichen Datensätzen lassen sich fünf Horizonte eindeutig korrelieren. Gerade die amplitudenstarken Reflexionen der Luftpulser-Aufzeichnungen können in den Boomerdaten gut weiter verfolgt werden. In dieser Darstellung ist noch einmal deutlich zu erkennen, daß die Eindringtiefe der Boomersignale nur die Hälfte der Luftpulserdaten überdeckt und damit für die Untersuchung der wesentlich tiefer liegenden Gashydratbasis ungeeignet ist. Andererseits ist die höhere Auflösung der Boomerdaten, insbesondere in den oberen 0.1 s TWT, hervorzuheben.

Die Unterschiede im Auflösungsvermögen liegen einerseits in den unterschiedlichen Signalfrequenzen. Das theoretische vertikale Auflösungsvermögen, mit dem aufeinanderfolgende Reflektoren noch zu unterscheiden sind, liegt nach Sheriff und Geldart (1982) bei einem Viertel der Wellenlänge. Für die unterschiedlichen Quellen ergibt sich gemäß der Gleichung

$$\lambda = v/f \quad \text{mit } v = \text{Geschwindigkeit, } f = \text{Frequenz, } \lambda = \text{Wellenlänge}$$

und einer Geschwindigkeit von 1500 m/s ein theoretisches vertikales Auflösungsvermögen von:

Pinger (3000 Hz):	0.13 m
Boomer (1500 Hz):	0.25 m
Luftpulser (100 Hz):	3.75 m

Andererseits hat die Auswertung der HF-OBS-Daten bezüglich der Geschwindigkeitsauflösung gezeigt, daß in den Pinger- und Boomer-Daten Geschwindigkeiten an 2.5-3 m mächtigen Schichten bestimmt werden können (Bobsien, 1995). Bei den Luftpulser-Daten ist dies an Schichten mit einer Mächtigkeit von mehr als 10 m möglich.

Das spiegelt sich auch in der Gegenüberstellung der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle von HF-OBS-Station 1 und 2 (links) mit den Modellen des Boomerprofils (Mitte) und des Pingerprofils (rechts) wider (Abb. 68). Die beiden zuletzt genannten Modelle stammen aus der Arbeit von Bobsien (1995). Mit dem Pinger konnten bis in eine Tiefe von 70 m insgesamt fünf Schichten aufgelöst werden. In den Boomerprofilen sind bis in diesen Tiefenbereich die Geschwindigkeiten von sieben Schichten und bis in eine Tiefe von 150 m die Geschwindigkeiten von insgesamt 13 Schichten berechnet worden. An den HF-OBS-Stationen 1 und 2 sind im oberen Bereich drei und bis in eine Tiefe von 150 m insgesamt fünf Schichten aufgelöst worden.

Überträgt man die Tiefenlagen der Schichtgrenzen vom Luftpulser-Modell auf die anderen beiden Modelle, so ist an der ersten Schichtgrenze in 35 m Tiefe eine gute Übereinstimmung festzustellen. Oberhalb dieser Grenze konnten in den Luftpulser-Daten keine weiteren Schichten aufgelöst werden. Dies liegt zum einen an dem oben beschriebenen begrenzten Auflösungsvermögen. Zum anderen sind in den Aufzeichnungen Reflexionen zu erkennen, die sich nicht über die gesamte Sektion verfolgen lassen. Um daraus entstehende Fehler bei der Geschwindigkeitsberechnung zu vermeiden, sind diese bei der Auswertung nicht einbezogen worden. Unterhalb von 35 m korrelieren die nachfolgenden vier Schichtgrenzen gut mit denen des Boomer-Profiles.



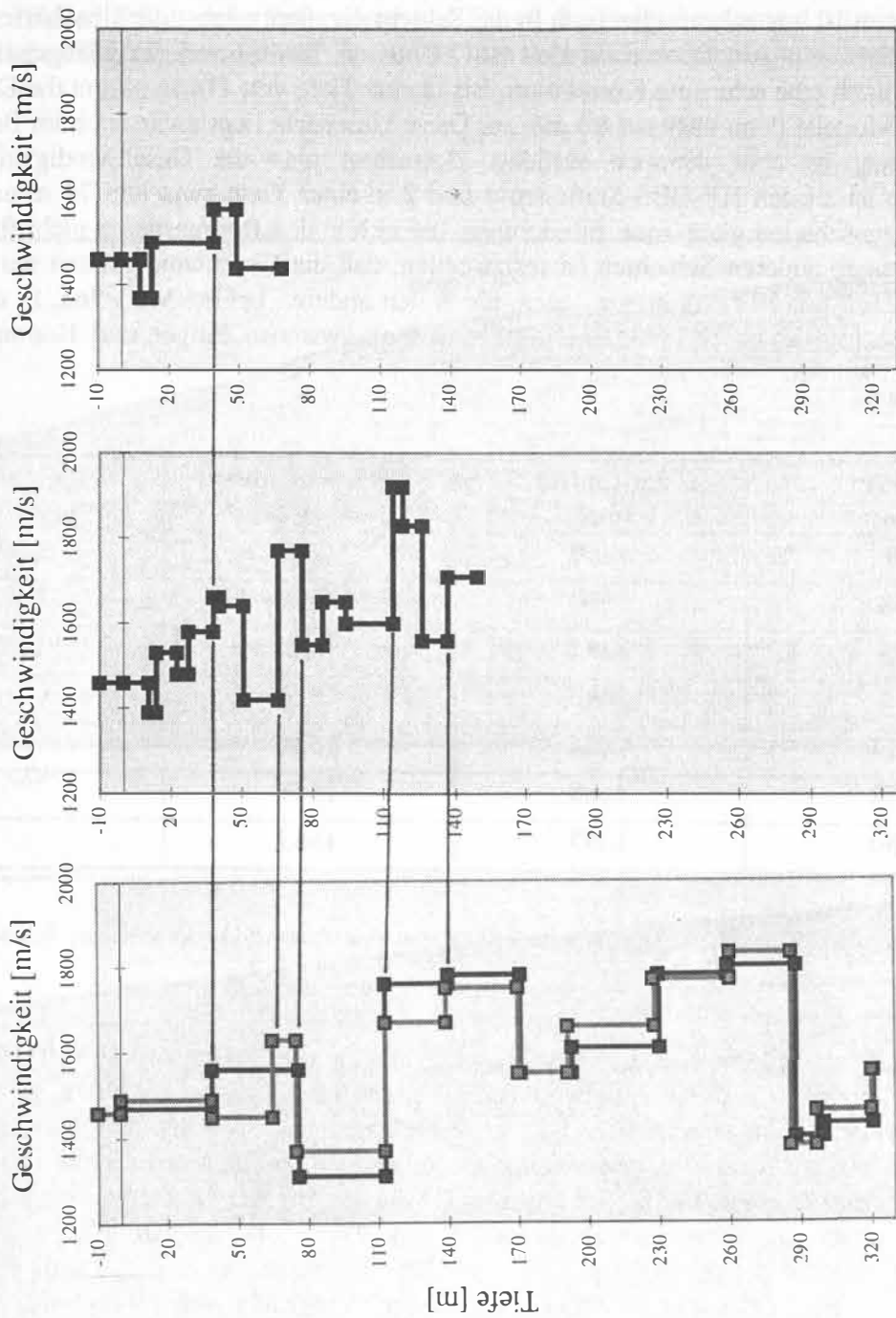


Abbildung 68: Vergleich der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle der HF-OBS-Stationen 1 und 2 (unten) mit den Modellen des Boomerprofils (Mitte) und des Pingerprofils (oben). Die beiden letzt genannten Modelle stammen aus der Dissertation von Bobsien (1995). In den drei Modellen ist eine gute Übereinstimmung der Tiefen der Schichtgrenzen festzustellen. Ebenso in Übereinstimmung sind die Geschwindigkeitsverläufe an den Schichtgrenzen.

Da die Tiefenlagen der Schichtgrenzen im allgemeinen gut übereinstimmen, sollte dies auch für die mittleren Geschwindigkeiten vom Meeresboden aus bis an die Schichtgrenze zutreffen. In Tabelle 5 sind die mittleren Geschwindigkeiten der drei Modelle aufgelistet. Bis in eine Tiefe von 65 m sind die mittleren Geschwindigkeiten in den drei Modellen mit einer maximalen Unschärfe von 10 m/s nahezu identisch. In der Schicht darunter wächst die Unschärfe zwischen dem Luftpulser und dem Boomer-Modell auf 22 m/s an. Im Rahmen der Meßgenauigkeit ist dies immer noch eine sehr gute Korrelation. Bis in eine Tiefe von 114 m nimmt die Diskrepanz der beiden Modelle dann aber auf 80 m/s zu. Diese Unschärfe liegt zwar noch im Bereich der Fehlergrenzen, ist aber dennoch auffällig. Betrachtet man die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle, so ist an den HF-OBS-Stationen 1 und 2 in einer Tiefe zwischen 74 m und 114 m eine Niedriggeschwindigkeitszone zu erkennen, die sich in den Boomerdaten nicht finden läßt. Auch an einigen anderen Schichten ist festzustellen, daß die Geschwindigkeiten der Boomer-Daten zum Teil um 150 m/s höher liegen, als in den anderen beiden Modellen. In der Arbeit von Bobsien (1995) ist ebenfalls auf die Diskrepanz zwischen Pinger und Boomer Modell hingewiesen worden.

Tiefe (m)	Luftpulser (m/s)	tiefgeschleppter Boomer (m/s)	tiefgeschleppter Pinger (m/s)
0	1460	1460	1460
38	1500	1498	1493
65	1482	1492	1487
74	1490	1512	
114	1444	1524	
138	1488	1541	
150	1497	1563	

Tabelle 5: Gegenüberstellung der mittleren Geschwindigkeiten vom Meeresboden bis zu den jeweiligen Schichtgrenzen.

### *Nordwest Spitzbergen*

In mehrkanaligen reflexionsseismischen Aufzeichnungen von Eiken und Hinz (1993) ist am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens erstmals ein BSR erkannt worden, der als Basis einer Gashydratzone interpretiert wird. In weiteren Untersuchungen hat die Universität Bergen ebenfalls mehrkanalige reflexionsseismische Messungen in diesem Gebiet durchgeführt (Andreassen und Hansen, 1995). Als Signalquelle dienten bei den Untersuchungen Luftpulser-Arrays mit einer Signalfrequenz zwischen 20 und 80 Hz und als Aufnehmer wurden 48-kanalige Streamer mit einer aktiven Länge von 2000 m verwendet. Die theoretische vertikale Auflösung der Signale betrug zwischen 5 und 20 m. Vergleicht man diese Angaben mit den hochauflösenden reflexionsseismischen Daten dieser Arbeit, so ist mit einer Signalfrequenz von 50-200 Hz eine erheblich höhere theoretische Auflösung zwischen 2-7.5 m erreicht worden. Daher konnten in den seismischen Sektionen der vorliegenden Arbeit die Sedimentstrukturen und der BSR detaillierter untersucht und in den Geschwindigkeitsberechnungen bedeutend mehr Geschwindigkeitskontraste erkannt werden.

In Abbildung 69 sind zwei seismische Sektionen vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens gegenübergestellt. Die seismischen Daten des oberen Bildes stammen von Eiken und Hinz (1993) wobei die Sektion von Andreassen und Hansen (1995) bis zur Geschwindigkeitsstapelung weiter prozessiert wurde. Im unteren Bild ist ein Ausschnitt des

Profils K18 abgebildet. Beide Profile verlaufen parallel zueinander in einer Entfernung von ca. 8 km und sind im gleichen Maßstab ausgedruckt. Ein Vergleich der beiden Sektionen zeigt das unterschiedliche Auflösungsvermögen der Datensätze. Während im oberen Bild zwischen dem BSR und dem Meeresboden nur vereinzelt amplitudenstarke Horizonte zu erkennen sind, löst das untere Bild erheblich mehr Reflexionen auf. Durch die Tiefpaßwirkung des freien Gases auf die seismischen Signale ist unterhalb des BSRs kein entsprechend deutlicher Unterschied mehr zu erkennen.

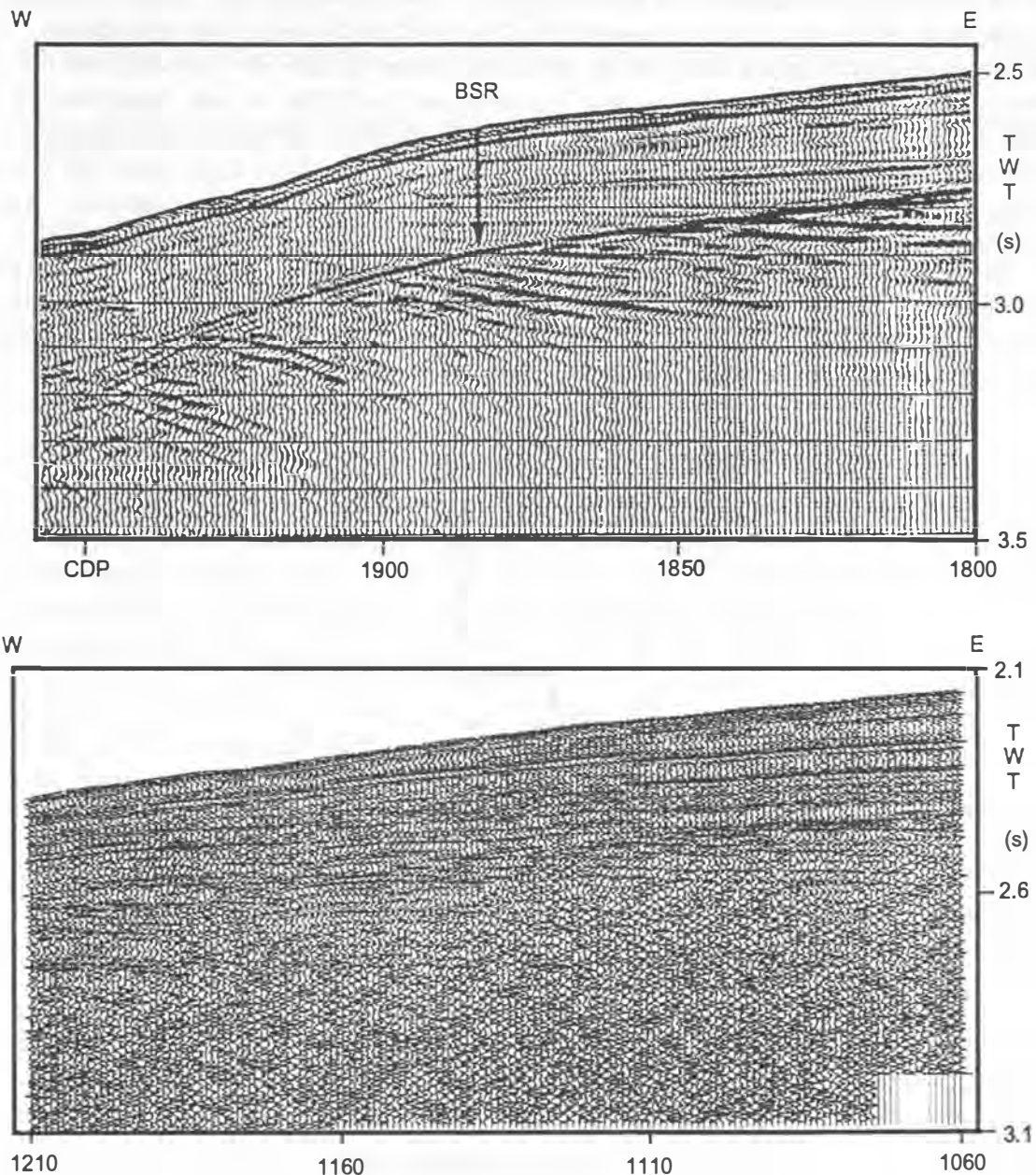


Abbildung 69: Gegenüberstellung zweier seismischer Sektionen vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die seismischen Daten des oberen Bildes stammen von Eiken und Hinz (1993) wobei die Sektion von Andreassen und Hansen (1995) bis zur Geschwindigkeitstapelung weiter prozessiert wurde. Als Signalquelle diente ein Luftpulsar-Array mit einer Signalfrequenz von 20-80 Hz. Im unteren Bild ist ein Ausschnitt des Profils K18 abgebildet (Signalfrequenz 50-200 Hz). Beide Profile verlaufen parallel zueinander in einer Entfernung von ca. 8 km und sind im gleichen Maßstab ausgedruckt. Ein Vergleich beider Sektionen zeigt, daß im unteren Bild zwischen Meeresboden und BSR erheblich mehr Horizonte aufgelöst werden konnten als im oberen Bild.

Hervorzuheben ist der Unterschied der beiden Bilder im Verlauf des BSRs. In der oberen Abbildung ist der BSR als kontinuierlicher Horizont zu erkennen. Durch den hochauflösenden Charakter der Daten im unteren Bild konnte dagegen gezeigt werden, daß der BSR nicht kontinuierlich sondern eher stufenförmig verläuft. Er setzt sich aus Segmenten von Horizonten zusammen, deren Amplituden durch die Ansammlung von freiem Gas an den Schichtgrenzen erhöht sind. Aufgrund der niedrigen Signalfrequenz konnten die einzelnen Schichten im oberen Bild nicht aufgelöst werden. Dadurch entsteht der Eindruck eines kontinuierlich verlaufenden BSRs.

Die Geschwindigkeitsanalysen der mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten erbrachten das in Abbildung 70 dargestellte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (Andreassen und Hansen, 1995). Die Geschwindigkeitswerte stimmen im Mittel mit denen an den HF-OBS-Stationen 5 und 6 überein. Für die Schichtung zwischen Meeresboden und BSR wurde beispielsweise eine mittlere Geschwindigkeit von 1.63 km/s errechnet, während an der HF-OBS-Station 5 der Wert bei 1.68 km/s und an der HF-OBS-Station 6 bei 1.61 km/s liegt (Abb. 54, 55). Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Abbildung 70 macht allerdings deutlich, daß die Auflösung der mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten weder ausreicht, um die Obergrenze der Gashydrat zementierten Sedimente zu bestimmen, noch um die Basis der gasführenden Schicht unterhalb des BSRs zu ermitteln. Mit der Auswertung der HF-OBS-Daten ist der Nachweis beider Schichtgrenzen gelungen, wodurch die Leistungsfähigkeit des vorliegenden Datensatzes unterstrichen wird (Abb. 32, 48, 57).

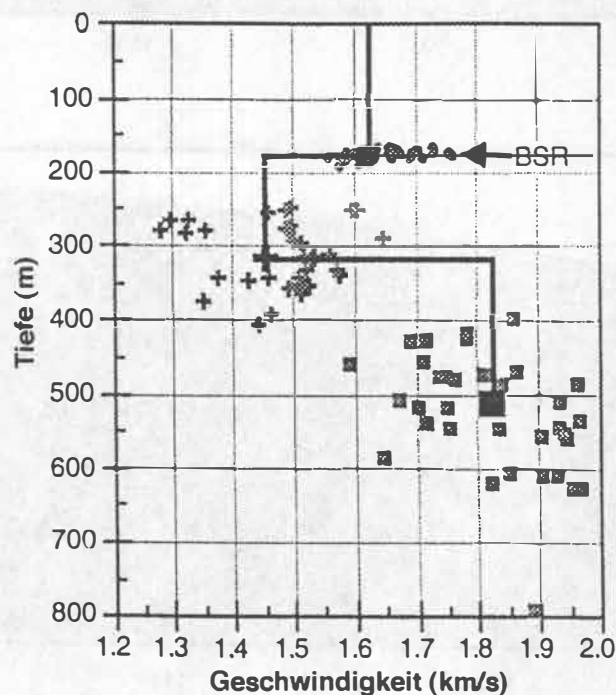


Abbildung 70: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das von Andreassen und Hansen (1995) aus den Geschwindigkeitsanalysen der mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten ermittelt wurde. Die mittleren Geschwindigkeiten stimmen mit denen der HF-OBS-Stationen 5 und 6 überein. Im Gegensatz zu den hochauflösenden Daten dieser Arbeit konnte das Modell weder die Obergrenze der Gashydratzone noch die Basis der gasführenden Schicht auflösen.

### 7.3 Berechnung des geothermischen Gradienten über den BSR

Die Tiefenlage des BSRs ist von der Temperatur und vom Druck abhängig. Ist der Druck bekannt, läßt sich die Temperatur aus den Stabilitätskurven für Gashydrate ableiten. Der Quotient aus Temperatur und BSR-Tiefe ergibt anschließend den geothermischen Gradienten. Für die Berechnung des geothermischen Gradienten sind folgende Faktoren wichtig:

- die Tiefe des BSRs; wird direkt aus den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen der HF-OBS-Stationen abgelesen
- der Druck; wird aus der Tiefe des BSRs und der mittleren Dichte von Meerwasser ( $1.026 \text{ g/cm}^3$ ) ermittelt (Sloan, 1990; Hyndman et al., 1992)
- die Temperatur am Meeresboden; wird aus dem 'Hydrographischen Atlas' von Dietrich (1969) entnommen
- die P-T-Bedingungen für die Stabilität der Gashydrate; stammen aus der Stabilitätskurve von Sloan (1990).

In Abbildung 71 ist die von Sloan (1990) berechnete Stabilitätskurve für ein Gemisch aus reinem Methan und reinem Wasser dargestellt. Im allgemeinen wird angenommen, daß für Gashydrate mit einem unbekanntem Mischungsverhältnis aus Kohlenwasserstoffen und Wasser diese Stabilitätskurve in erster Näherung die beste Anpassung bietet (Kvenvolden und Barnard, 1983a; Hyndman et al., 1992; Andreassen und Hansen, 1995). Exemplarisch sind vier geothermische Gradienten aus drei Arbeitsgebieten in der Abbildung eingezeichnet worden.

Die Wassertiefe beträgt an der HF-OBS-Station 1 aus dem Bereich der Storegga Rutschmasse 878 m und die Temperatur am Meeresboden  $0^\circ\text{C}$ . Diese Werte wurden in die Abbildung 71 übertragen. Aus dem Geschwindigkeits-Tiefen-Modell konnte eine BSR-Tiefe von 285 m unter dem Meeresboden ermittelt werden. Damit ergibt sich für die Untergrenze der Gashydratzone eine Gesamttiefe von 1163 m, die an der Phasengrenze markiert wurde. An der Temperaturachse kann man für die angegebene Tiefe eine Temperatur von  $15.1^\circ\text{C}$  ablesen. Daraus ergibt sich ein geothermischer Gradient von  $53^\circ\text{C/km}$ , der sich in der Graphik als Gerade zwischen den markierten Punkten wiederfinden läßt. Entsprechend diesem Verfahren wurden die geothermischen Gradienten an den HF-OBS-Stationen 3 (Südwest Spitzbergen) und 5+6 (Nordwest Spitzbergen) berechnet und in der Abbildung 71 dargestellt. Es ist festzustellen, daß im Gebiet der Storegga Rutschmasse der geothermische Gradient mit  $53^\circ\text{C/km}$  am kleinsten ist, während für das Gebiet Nordwest Spitzbergens mit  $93^\circ\text{C/km}$  der höchste Wert ermittelt wurde. Das ist mit dem Alter der ozeanischen Kruste erklärbar. In der jungen Kruste westlich von Spitzbergen (13 Ma) und den noch aktiven Knipovich Rücken ist der Wärmefluß in diesem Bereich erhöht. Die ozeanische Kruste südwestlich von Norwegen ist im Vergleich dazu älter (60 Ma) und somit ist der Wärmefluß auch geringer.

In Tabelle 6 sind die geothermischen Gradienten der einzelnen Arbeitsgebiete aufgelistet. Dabei wurden die Berechnungen sowohl an den HF-OBS-Stationen als auch an verschiedenen Lokationen entlang der mehrkanaligen reflexionsseismischen Profile vorgenommen. Ergänzend dazu sind die Untersuchungsergebnisse anderer Autoren aufgeführt. Andreassen und Hansen (1995) haben in verschiedenen Gebieten des Nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs mehrkanalige reflexionsseismische Daten ausgewertet und nach der oben beschriebenen Methode ebenfalls den geothermischen Gradienten berechnet. Die Geschwindigkeiten zur Bestimmung der Tiefenlage des BSRs stammen aus Geschwindigkeitsanalysen der mehrkanaligen Daten. Demgegenüber haben Crane et al. (1991) Wärmeflußuntersuchungen in den oberen fünf Metern der Sedimentsäule durchgeführt und darüber auf den geothermischen Gradienten geschlossen.

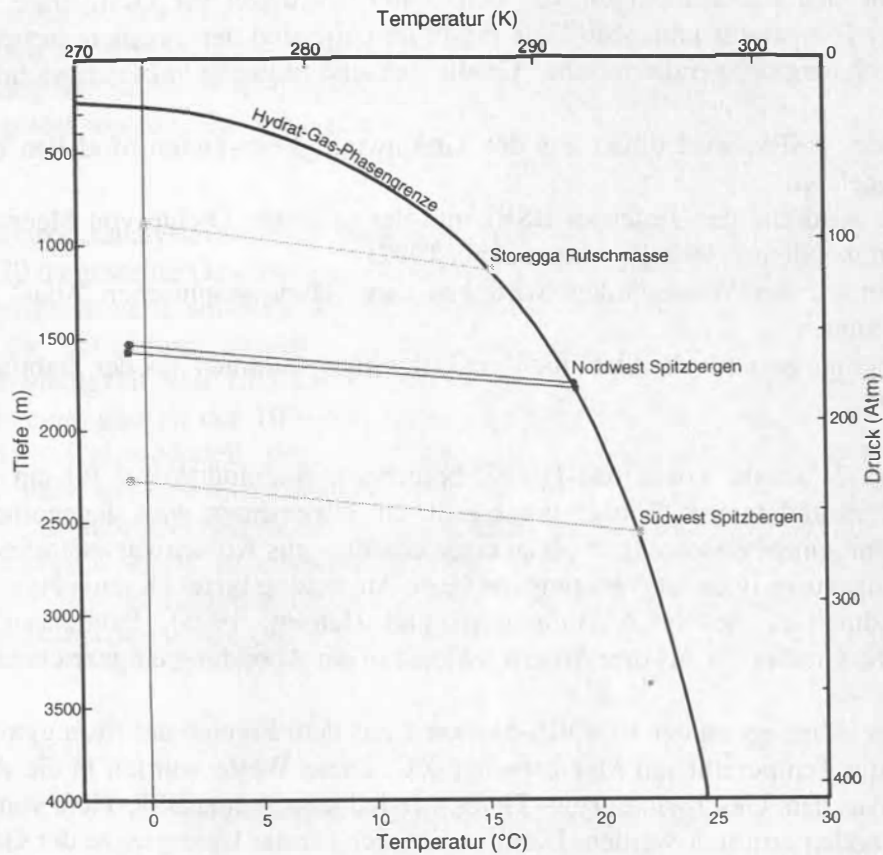


Abbildung 71: Stabilitätskurve für ein Gemisch aus reinem Methan und reinem Wasser (aus Sloan (1990)). An den HF-OBS-Stationen 1 (Storegga Rutschmasse), 3 (Südwest Spitzbergen) und 5+6 (Nordwest Spitzbergen) sind die Wassertiefen und die Temperaturen am Meeresboden bestimmt und in die Abbildung übertragen worden. Anschließend wurde aus den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen die Tiefe des BSRs ermittelt und jeweils an der Hydrat-Gas-Phasengrenze markiert. Die verbindende Gerade zwischen den beiden Punkten ergibt den geothermischen Gradienten. An der Tiefenachse kann die Temperatur am BSR abgelesen werden.

Im Arbeitsgebiet Nordwest Spitzbergens sind mit  $84^{\circ}\text{C}/\text{km}$  bis  $106^{\circ}\text{C}/\text{km}$  die höchsten geothermischen Gradienten berechnet worden. Diese hohen Werte sind durch die geringe Entfernung zum aktiven Knipovich Rücken und dem damit verbundenen erhöhten Wärmefluß in den Sedimenten zu erklären. Daher nimmt der geothermische Gradient mit größerer Wassertiefe, d.h. zum Rücken hin, ebenfalls zu. Ähnlich hohe Werte sind im Arbeitsgebiet Südwest Spitzbergens ermittelt worden. An der Storegga Rutschmasse wurden dagegen nahezu konstant niedrige geothermische Gradienten von  $53\text{-}54^{\circ}\text{C}/\text{km}$  errechnet. Damit sind die Werte um die Hälfte niedriger als in den Gebieten westlich von Spitzbergen. In einer Entfernung von 40-50 km nach Norden haben Sundvor und Eldholm (1992) Wärmeflußmessungen durchgeführt, die ebenfalls auf einen geothermischen Gradienten von  $58\text{-}60^{\circ}\text{C}/\text{km}$  schließen lassen.

Ein Vergleich der in dieser Arbeit berechneten geothermischen Gradienten mit den Angaben von Andreassen und Hansen (1995) zeigt, daß die Werte in guter Übereinstimmung sind. Gegenüber den Daten von Crane et al. (1991) sind die Werte jedoch 10-15% zu niedrig.

Hierzu ist anzumerken, daß zwischen den Positionen, an denen die geothermischen Gradienten gemessen bzw. berechnet wurden, teilweise ein Abstand von bis zu 5 km besteht. Desweiteren ist die Abweichung darauf zurückzuführen, daß bei der Berechnung des geothermischen Gradienten aus den seismischen Daten eine Unschärfe in der Berechnung der BSR-Tiefe auftreten kann und über die gesamte Sedimentsäule ein konstanter geothermischer Gradient angenommen wird. Andererseits werden in den Wärmeflußmessungen lediglich die oberen fünf Meter der Sedimentsäule untersucht und daraus auf den geothermischen Gradienten für den gesamten Untergrund geschlossen. Vermutlich sind diese Werte in Bereichen mit Vorkommen von Gashydrat zementierten Sedimenten zu hoch, da der Wärmefluß durch die Gashydratzone herabgesetzt wird (Dillon et al., 1992).

Arbeitsgebiete	Meeresboden		Gashydrat-Phasen-Grenze			Geothermischer Gradient	
	Tiefe (m)	Temperatur (°C) <sup>(1)</sup>	Tiefe (m)	Tiefe unter dem Meeresboden (m)	Temperatur (°C)	berechnet über den BSR (°C/km)	gemessen (°C/km) <sup>(2)</sup>
<b>Nordwest Spitzbergen:</b>							
HF-OBS 5	1531	-0.7	1764	233	18.8	84	114
HF-OBS 6	1509	-0.7	1717	208	18	93	114
Profil K18	1875	-0.8	2080	205	20.1	102	118
Profil K19	2200	-0.9	2411	211	21.3	106	127
<sup>(3)</sup>	1547	-0.7	1742	195	18.3	97	114
<sup>(3)</sup>	1910	-0.8	2105	195	19.8	106	118
<b>Südwest Spitzbergen:</b>							
HF-OBS 3	2278	-0.8	2567	235	21.8	93	110
Profil K10	2278	-0.8	2508	223	21.6	97	110
<b>Barents See Schelf:</b>							
<sup>(3)</sup>	405	3	605	200	9.1	30	
<b>Storegga Rutschmasse:</b>							
HF-OBS 1	878	0	1163	285	15.1	53	
HF-OBS 2	876	0	1162	286	15.1	53	
Profil K5	973	0	1252	279	15.1	54	
<sup>(3)</sup>	960	0	1238	278	15.5	56	

<sup>(1)</sup> nach Dietrich (1969)

<sup>(2)</sup> nach Crane et al. (1991)

<sup>(3)</sup> aus Andreassen und Hansen (1995)

Tabelle 6: Gegenüberstellung der geothermischen Gradienten aus den einzelnen Arbeitsgebieten. Es wurden geothermische Gradienten an den HF-OBS-Stationen und entlang der reflexionsseismischen Profile nach dem in Abb. 71 beschriebenen Verfahren berechnet. Zum Vergleich sind die von Andreassen und Hansen (1995) ermittelten und die von Crane et al. (1991) in den oberen 5 m der Sedimentsäule gemessenen Werte aufgelistet. Die gemessenen und die berechneten geothermischen Gradienten stimmen in ihrer Größenordnung gut überein.

Abschließend ist festzustellen, daß die gemessenen und die berechneten geothermischen Gradienten in ihrer Größenordnung gut übereinstimmen. Damit kann die Tiefenlage eines BSRs in diesem Gebiet als alternative Methode zur Abschätzung der Wärmeleitfähigkeit dienen und so zum Verständnis der regionalen geothermischen Bedingungen herangezogen werden.

Tiefe (m)	Gemessene Gradienten (K/m)		Berechnete Gradienten (K/m)	
	Werte	Standardabweichung	Werte	Standardabweichung
10	0,02	0,005	0,02	0,005
20	0,04	0,005	0,04	0,005
30	0,06	0,005	0,06	0,005
40	0,08	0,005	0,08	0,005
50	0,10	0,005	0,10	0,005
60	0,12	0,005	0,12	0,005
70	0,14	0,005	0,14	0,005
80	0,16	0,005	0,16	0,005
90	0,18	0,005	0,18	0,005
100	0,20	0,005	0,20	0,005



## 7.4 Verbreitung von Gashydraten am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang

Die Verbreitung von Gashydraten ist von den P-T-Bedingungen für die Stabilität von Gashydraten, von der Entstehung von Methan-Gas und von einer genügend großen Anzahl an Wassermolekülen in den Sedimenten abhängig. Der überwiegende Teil des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs erfüllt die P-T-Bedingungen zur Stabilität von Gashydraten. In Abbildung 72 ist eine Übersichtskarte des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs dargestellt. Die hellgraue Schattierung markiert nach Andreassen und Hansen (1995) diejenigen Gebiete, die gemäß den P-T-Bedingungen in das Stabilitätsfeld für reine Methan-Gashydrate einzuordnen sind.

Die Grundvoraussetzungen zur Entstehung von biogenem Methan-Gas sind nach Kvenvolden (1995) hohe Sedimentationsraten von 30m/Ma und ein organischer Kohlenstoffanteil von 0.5% in den Sedimenten. Um die potentielle Verbreitung von Gashydraten entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs zu bestimmen, wurden neben den Wassertiefen (dünne Isolinien) die Sedimentmächtigkeiten (dicke Isolinien) in die Karte der Abbildung 72 übertragen. Der dunkelgrau schattierte Bereich illustriert nach Andreassen und Hansen (1995) die Gebiete mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen.

Ergänzend dazu zeigt die Karte diejenigen Gebiete, in denen bisher Gashydrate nachgewiesen werden konnten (schwarzen Kästchen). Die gestrichelten Kästchen geben die Größe der untersuchten Gebiete an. Die Informationen über Gashydratvorkommen in den Gebieten 1, 3 und 4 stammen aus dieser Arbeit. Dafür sind die seismischen Sektionen aus den einzelnen Arbeitsgebieten auf das Vorkommen von BSRs untersucht worden. Über die Kreuzpunkte der Profile kann man den Verlauf und die Tiefenlage der BSR direkt korrelieren. An parallelen Profilen fand eine Korrelation über die Reflexionscharakteristika der Horizonte statt. Ausgehend von der Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung an den HF-OBS-Stationen und einer Übertragung der Geschwindigkeiten auf die seismischen Sektionen, sind die Gashydrat zementierten Sedimente in den Bereichen ohne BSR erkannt und über die Kreuzprofile weiterverfolgt worden. Neben den in Kapitel 5 (Strukturen und Geschwindigkeitsinformationen) vorgestellten seismischen Sektionen sind im Anhang D die für eine Korrelation wichtigen Ausschnitte der seismischen Daten dargestellt. Die Informationen über das Vorkommen von Gashydrat zementierten Sedimenten im Gebiet 2 stammen von Andreassen et al. (1990), Hansen (1990) und Laberg (1990).

Aus der Korrelation der seismischen Sektionen konnte eine Abschätzung über die flächenhafte Verteilung der Gashydratzonen ermittelt werden. Diese ist in Tabelle 7 mit einer Abschätzung der Gesamtfläche des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs und einer Abschätzung der Fläche der Gebiete mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen gegenübergestellt.

	<b>Gesamtfläche des nordwesteuropäischen Kontinentalabhang</b>	<b>Fläche mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen</b>	<b>Fläche der nachgewiesenen Gashydratvorkommen</b>
<b>Fläche (km<sup>2</sup>)</b>	<b>700.000</b>	<b>430.000</b>	<b>5000</b>

Tabelle 7: Gesamtfläche, Fläche der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen und Fläche der nachgewiesenen Gashydratvorkommen entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs.

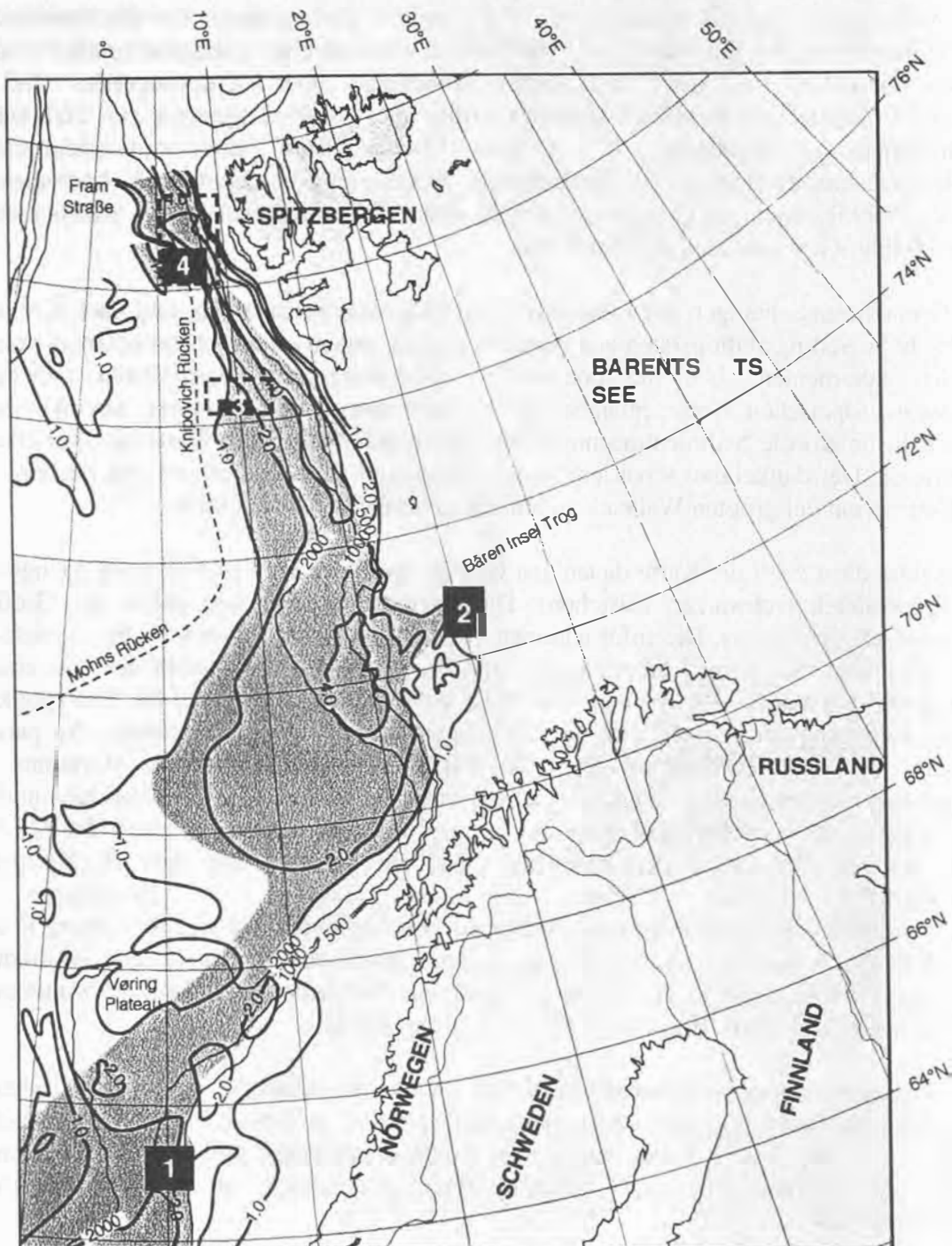


Abbildung 72: Theoretische und nachgewiesene Gashydratverteilung am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang. Die hellgraue Schattierung markiert nach Andreassen und Hansen (1995) diejenigen Gebiete, die gemäß den P-T-Bedingungen in das Stabilitätsfeld für reine Methan-Gashydrate einzuordnen sind. Um die potentielle Verbreitung von Gashydraten entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs zu bestimmen, wurden neben den Wassertiefen (dünne Isolinien) die Sedimentmächtigkeiten (dicke Isolinien) in die Karte übertragen. Der dunkelgrau schattierte Bereich illustriert nach Andreassen und Hansen (1995) die Gebiete mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen. Die schwarzen Kästchen markieren diejenigen Gebiete in denen bisher Gashydrate nachgewiesen werden konnten. Die Informationen der Gebiete 1, 3 und 4 entstammen dieser Arbeit, die des Gebiets 2 von Andreassen et al. (1990), Hansen (1990) und Laberg (1990).

## 7.5 Ausblick

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, daß die Kombination hochauflösender reflexionsseismischer Profile mit den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen aus HF-OBS-Daten in geeigneter Weise zum Nachweis Gashydrat zementierter und gasführender Sedimente geeignet ist. In Zukunft sollte das Ziel verfolgt werden, über eine detaillierte Analyse der seismischen Signale auf die Konzentration von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten zu schließen. Aus den daraus resultierenden Ergebnissen lassen sich einerseits möglicherweise neue Erkenntnisse über die akustischen Eigenschaften Gashydrat zementierter Sedimente gewinnen. Andererseits würden sie zum besseren Verständnis über die Entstehung, Stabilität und Verbreitung von Gashydratzonen beitragen. Darüber hinaus wären die Ergebnisse sowohl von wirtschaftlichem als auch von klimatologischem Interesse, da die in Gashydraten gebundenen Kohlenwasserstoffe als Rohstoffquelle gelten und Methan als Treibhausgas bekannt ist.

Folgende Untersuchungen sind in Zukunft geplant:

1) *Inversionsverfahren*: Das Inversionsverfahren ist die entgegengesetzte Bearbeitung der in dieser Arbeit vorgestellten Vorwärts-Modellierung und wird als Rückwärts-Modellierung bezeichnet. Das Verfahren greift auf Informationen realer Daten zurück. Dabei werden aus Geschwindigkeits- und Laufzeitinformationen synthetische Seismogramme berechnet und mit den realen Daten verglichen. In iterativen Rechenschritten verändert man die Eingabeinformationen so lange, bis die synthetischen und die realen Sektionen in Amplitude und Phase übereinstimmen. An der Universität Cambridge ist ein bisher einmaliges rechnergesteuertes Inversionsverfahren entwickelt worden (waveform inversion), das in unterschiedlichen Iterationsschritten synthetische Seismogramme berechnet und diese mit den realen Daten in Bezug auf die Laufzeit und die Signalform zur Deckung bringt. Es ist geplant, einer Einladung von Dr. T. Minshull und Dr. S.C. Singh vom 'Department of Earth Sciences' der Universität Cambridge (England) an unsere Arbeitsgruppe zu folgen und in enger Zusammenarbeit an einem Datensatz das komplette Datenprozessing durchzuführen. Damit besteht die Möglichkeit, die vorliegenden Modelle zu verifizieren und das innovative Know-how nach Kiel zu importieren.

2) *AVO-Verfahren (amplitude versus offset)*: Die Amplituden von seismischen Wellen werden in erster Linie durch die elastischen Eigenschaften der Sedimente beeinflusst. Eine Änderung der Reflexionsamplitude mit dem Einfallswinkel ist stark von dem Kontrast der Poisson-Verhältnisse an Schichtgrenzen abhängig (Ostrander, 1984). Das AVO-Verfahren greift die Reflexionsamplituden entlang im Untergrund auftretender Horizonte ab und trägt diese gegen den Offset auf. Kommt es infolge des Auftretens von freiem Gas im Sediment beispielsweise zu einer deutlichen Erniedrigung des Poisson-Verhältnisses, würde man dies mit dem AVO-Verfahren erkennen. Mit dem AVO-Verfahren lassen sich somit Phasenänderungen im Sediment (fest, flüssig, gasförmig) bestimmen.

Darüber hinaus ist die Erweiterung der hochauflösenden reflexionsseismischen Untersuchungen, insbesondere im Bereich der Storegga Rutschmasse geplant. Voraussetzung dafür ist die Weiterentwicklung des HF-OBS-Systems, um die bei der Aufzeichnung und Abspiegelung der Daten entstandenen Probleme zu beheben. Die bisher zur Aufzeichnung der Daten verwendeten DAT-Rekorder und DAT-Tapes sollen in Zukunft durch 'Flash'-Speicher ersetzt werden. Diese haben den Vorteil, daß sie stromsparender sind, schneller arbeiten und daß sie unempfindlicher gegenüber Temperaturschwankungen, mechanischen Beanspruchungen und Feuchtigkeit sind.

Ziel zukünftiger Untersuchungen ist, die einzelnen Rutschungsereignisse mit dem Vorkommen und der Verbreitung von Gashydratzonen zu korrelieren, um so Rückschlüsse auf die Stabilität des Kontinentalabhangs ziehen zu können. Es ist vorgesehen, die Zahl der am Meeresboden verankerten HF-OBS-Plattformen zu erhöhen, um eine dreidimensionale Modellierung zu ermöglichen und die teilweise komplexen Untergrundstrukturen besser aufzulösen. Damit würde ein neues Arbeitsfeld der wissenschaftlichen Untersuchungen an Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten eröffnet werden.

## 8 Literaturverzeichnis

- Andersen, E.S., Solheim, A., Elverhoi, A. (1994): Development of a glaciated arctic continental margin: Exemplified by the western margin of Svalbard. Int. Conference on Arctic Margins, Proceedings, 155-160.
- Anderson, A.L., Hampton, L.D. (1980): Acoustics of gas bearing sediments. J. Acoust. Soc. Am., 67/6, 1865-1903.
- Anderson, E.R. (1971): Sound speed in seawater as a function of realistic temperature-salinity-pressure domains. Naval Undersea Res. and Develop. Center, San Diego, Rep. NUC TP 243, unver. Manuskript.
- Andreassen, K., Hansen, T. (1995): Inferred gas hydrates offshore Norway and Svalbard. Norsk Geologisk Tidsskrift, 45, Norway, 10-34.
- Andreassen, K., Hart, P.E., Grantz, A. (1995): Seismic studies of a bottom simulating reflection related to gas hydrate beneath the continental margin of the Beaufort Sea. J. Geophys. Res., Vol. 100, No. B7, 12659-12673.
- Andreassen, K., Hogstad, K., Berteussen, K.A. (1990): Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly. First *BREAK*, Vol. 8, No. 6, 235-245.
- Bangs, N.L., Sawyer, D.S., Golovchenko, X. (1993): Free gas at the base of the gas hydrate zone in the vicinity of the Chile Triple Junction. *Geology*, Vol. 21, 905-908.
- Bates, R.L., Jackson, J.A. (1987): Glossary of Geology, third edition. American Geological Institute, Virginia, 788 pp.
- Baturin, D., Fedukhina, T., Savostin, L., Yunov, A. (1994): A geophysical survey of the Spitsbergen Margin and surrounding areas. *Mar. Geophys. Res.*, Vol. 16, 463-484.
- Bobsien, M. (1995): Entwicklung und Einsatz eines Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Hydrophons zur hochauflösenden Bestimmung von Kompressionswellengeschwindigkeiten in Sedimenten. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, 56, Dissertation, CAU Kiel, 1-108.
- Bobsien, M., Mienert, J. (1994): Geoacoustic hydrophone-pinger experiments. Suess, E., Kremling, K., Mienert, J. (1994) (eds): *NORDATLANTIK 1993*, Cruise No. 26. METEOR Berichte, 94-4, Hamburg, 256 ff.
- Boehm, G., Camerlenghi, A., Lodolo, E., Vesnaver, A. (1995): Tomographic analysis and geological context of a Bottom Simulating Reflector on the South Shetland Margin (Antarctic Peninsula). *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, Vol. XXXVII, No. 145, 3-23.
- Bugge, T. (1983): Submarine slides on the Norwegian continental margin, with special emphasis on the Storegga area. Continental Shelf Institute Publication, Bergen, 110-152.

- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Holtedahl, H., Sejrup, H.P. (1987): A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Mar. Lett.*, Vol. 7, 191-198.
- Camerlenghi, A., Lodolo, E. (1994): Bottom Simulating Reflector on the South Shetland margin (Antarctic Peninsula) and implications for the presence of gas hydrates. *Terra Antarctica*, Vol. 1, 154-157.
- Carson, R.L., Gangi, A.F., Snow, K.R. (1986): Empirical reflection travel time versus depth and velocity versus depth functions for the deep-sea sediment column. *J. Geophys. Res.* 91, 8249-8266.
- Cervený, V., Molotov, I.A., Psenik, I. (1977): Ray method in seismology. Charles University Press, Prague, 214 ff.
- Collins, B.P., Watkins, J.S. (1985): Analysis of gas hydrate off Mexico using seismic processing techniques and Deep Sea Drilling Project Leg 66 results. *Geophysics*, Vol. 50, 16-24.
- Crane, K. (1989a): Northern Ocean SeaMARC II Expedition. Cruise Report, Geological Observatory Lamont, New-York.
- Crane, K. (1989b): Northern Ocean SeaMARC II Expedition, Cruise Report, 10/13-11/08, Lamont.
- Crane, K., Solheim, A. (eds) (1995): Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Sea. *Norsk Polarinstitutt Medd.*, 138, Oslo.
- Crane, K., Vogt, P.R., Sundvor, E., Shor, A., Reed, T. (1995): SeaMARC II investigations of the northern Norwegian-Greenland Sea. K. Crane und A. Solheim (eds): *Seafloor Atlas of the Northern Norwegian-Greenland Sea*. *Norsk Polarinstitutt Medd.*, 138, 32-34.
- Crane, K., Sundvor, E., Buck, R., Matinez, F. (1991): Rifting in the Northern Norwegian-Greenland Sea: Thermal tests of asymmetric spreading. *J. Geophys. Res.*, 96, 14529-14550.
- Crane, K., Sundvor, E., Myhre, O (1982): Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform Fault. *Tectonophysics*, 89, 1-15.
- Davidson, D.W. (1978): Natural gas hydrates in northern Canada. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost, Tokio 1977*, Vol. 1, 937-943.
- Davy, H. (1811): On some of the combinations of oxy-muriatic gas and oxygen, and on the chemical relations of the principles to inflammable bodies. *Royal Soc. London Philos. Trans.*, 101, 1 ff.
- Dickens, G.R., Quinby-Hunt, M.S. (1994): Methane hydrate stability in seawater. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, No. 19, 2115-2118.
- Dietrich, G. (1969): Atlas of the oceanography of the northern Northatlantic Ocean based on the polar front survey of the international geophysical year, winter and summer 1958. *Inter. Counc. Explor. Sea Hydrogr. Serv.*, Copenhagen.

- Dillon, W.P., Lee, M.W., Fehlhaber, K., Coleman, D.F. (1994a): Gas hydrates on the Atlantic continental margin of the United States controls on concentration. Howell, D. (ed), U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1570,313-330.
- Dillon, W.P., Lee, M.W., Coleman, D.F. (1994b): Identification of marine hydrates in situ and their distribution off the Atlantic Coast of the United States. Academy of Sciences, 715, New York, 364-380.
- Dillon, W.P., Ahlbrandt, T.S., Malone, R.D. (1993): Gas hydrate detection and mapping on the U.S. East Coast. D.O.E. Annual Contractors Report.
- Dillon, W.P., Paull, C.K., Holbrook, S., Kvenvolden, K.A., von Herzen, D., Ussler, W. (1992): Gas hydrate sampling on the Blake Ridge and Carolina Rise: A Proposal to the Ocean Drilling Program.
- Dillon, W.P., Paull, C.K. (1983): Marine gashydrates II, geophysical evidence. In J.L. Cox (ed), Natural Gashydrates, Properties, Occurances, Recovery, Boston, 73-90.
- Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Elverhoi, A., Laberg, J.S., Hollender, F.J., Siegert, M.J. (1996): Sedimentation on glaciated passive continental margins: the Polar North Atlantic and comparison with low latitudes. *Science*, 12, 33-41.
- Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H. (1995): Long Range Side-Scan Sonar investigation of the polar North Atlantic: Patterns and processes of sedimentation on a Glaciated Passive Continental Margin. Cruise Report, RRS James Clark Ross, Cruise 08, 22. July - 1. September 1994, Univ. of Wales.
- Dunlap, W.A., Hooper, J.R. (1990): Gas hydrate influence on deepwater slope stability. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 74, 971 ff.
- Eidvin, T., Jansen, E., Riis, F. (1993): Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: Implications for the uplift and erosion history of the Barents Shelf. *Marine Geology*, Vol. 112, 109-131.
- Eiken, O., Hinz, K. (1993): Contourites in the Fram Strait. *Sedimentary Geology*, Vol. 82, 15-32.
- Eldholm, O., Faleide, J.I., Myhre, A.M. (1987): Continent-Ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin. *Geology*, Vol. 15, 1118-1122.
- Elverhoi, A., Fjeldskaar, W., Solheim, A., Nyland Berg, M., Russwurm, L. (1994): The Barents Sea ice sheet - A model of ist growth and decay during the last ice maximum. *Quaternary Science Reviews*, 12, 863-873.
- Evans, D., King, E.L., Brett, C., Wallis, D. (1996): Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, Vol. 130, 281-292.
- Field, M.E. (1990): Submarine landslides associated with shallow seafloor gas and gas hydrates off northern California. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 74, 971-972.

- Field, M.E., Kvenvolden, K.A. (1985): Gas hydrates in the northern California continental margin. *Geology*, Vol. 13, 517-520.
- Ginsburg, G.D., Soloviev, V.A., Cranston, R.E., Lorenson, T.D., Kvenvolden, K.A. (1993): Gas hydrates from the continental slope, offshore Sakhalin Island, Okhotsk Sea. *Geo-Mar. Lett.*, Vol. 13, 41-48.
- Gornitz, V., Fung, I. (1994): Potential distribution of methane hydrates in the world's ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, Am. Geoph. Union, 8/3, 335-347.
- Hamilton, E.L. (1980): Geoacoustic Modelling of the Sea Floor. *J. Acous. Soc. Am.*, Vol. 68, 5, 1313-1340.
- Hammerschmidt, E.G. (1934): Formation of gas hydrates in natural gas transmission lines. *Ind. Eng. Chem.*, 26, 851 ff.
- Hansen, L. (1990): Undersøkelser av grunnseismiske anomalier i Bjørnøya Sør-området. Unpublished cand. scient. thesis, University of Tromsø, 98.
- Hirschleber, H., Theilen, F., Balzer, W., von Bodungen, B., Thiede, J. (1988): Fahrtbericht zur Forschungsreise mit FS 'METEOR'/M7. Berichte aus dem SFB 313: 'Sedimentation im Europäischen Nordmeer', Nr. 10. CAU Kiel, 1-231.
- Hitchon, B. (1974): Occurance of natural gas hydrates in sedimentary basins. I. R. Kaplan (ed), *Natural gases in marine sediments* New York, 195-225.
- Holbrook, W.S., Hoskins, H., Wood, W.T., Stephen, R.A., Lizarralde, D., et al. (1996): Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. *Science*, Vol. 273, 1840-1843.
- Houtz, R. (1974): Preliminary study of global sediments sound velocities from sonobuoy data. L. Hampton (ed.), *Physics of sound in marine sediments*, Plenum Press, New York, 519-535.
- Hyndman, R.D., Spence, G.D. (1992): A seismic study of methane hydrate marine Bottom Simulating Reflectors. *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. B5, 6683-6698.
- Hyndman, R.D., Foucher, J.P., Yamano, M., Fisher, A. (1992): Deep sea Bottom-Simulating-Reflectors: calibration of the base of the hydrate stability fields as used for heat flow estimates. *Earth and Planetary Science Letters*, 109, 289-301.
- Jansen, E., Befring, S., Bugge, T., Eidvin, T., Holtedahl, H., Sejrup, H.P. (1987): Large submarine slides on the Norwegian continental margin: Sediments, Transport and Timing. *Marine Geology*, Vol. 78, 77-107.
- Johansen, R.D., Ostistiy, B.K., Birkeland, O., Federovsky, F.Y., Matirosjan, V.N., Bruun, C.O., Cheredeev, S.I., Ignatenko, E.A., Margulis, L.S. (1993): Hydrocarbon potential in the Barents Sea region: play distribution and potential. In T.O. Vorren et al. (eds), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, NPS Special Publication, 2, 273-320.



- Katzman, R., Holbrook, W.S., Paull, C.K. (1994): A combined vertical-incidence and wide-angle seismic study of a gas hydrate zone, Blake Ridge. *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, No. B9, 17975-17995.
- Kayen, R.E., Lee, H.J. (1990): Seafloor landslides in regions of gas hydrate, a global change perspective. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 74, 982-983.
- Kayen, R.E., Lee, H.J. (1987): Arctic ocean landslides and gas hydrate decomposition. *EOS*, Vol. 68, 1285.
- Keary, P., Brooks, M. (1984): An introduction to geophysical exploration. *Geoscience Texts*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-178.
- Knutsen, S.M., Richardsen, G., Vorren, T.O. (1992): Late Miocene-Pleistocene stratigraphy and mass-movements on the western Barents Sea margin. T.O. Vorren et al. (eds), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, NPS. Special Publication , 2, 573-606.
- Kvamme, L.B., Hansen, R.A. (1989): The seismicity in the continental margin areas of northern Norway. S. Gregersen und P.W. Basham (eds), *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, 429-440.
- Kvenvolden, K.A. (1995): Natural gas hydrates occurrence and issues. *Sea Technology*, Nr. 50, 69-74.
- Kvenvolden, K.A. (1993): Gas hydrates- geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, Vol. 31-2, 173-187.
- Kvenvolden, K.A., Barnard, L.A. (1983a): Gas hydrates of the Blake Outer Ridge, Site 533, Deep Sea Drilling Projekt Leg 76. R.E. Sheridan, F.M. Gradstein et al. (eds), *Init. Repts. DSDP, 76*, Washington, 353-365.
- Kvenvolden, K.A., Barnard, L.A. (1983b): Hydrates of natural gas in continental margins. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Mem. 34, 631-641.
- Kvenvolden, K.A., Kastner, M. (1990): Gas hydrates of the Peruvian outer continental margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 112b, 517-526.
- Kvenvolden, K.A., Golan-Bach, M., McDonald, T.J., Pflaum, R.C., Brooks, J.M. (1989): Hydrocarbon gases in sediment of the Vøring Plateau, Norwegian Sea. In Eldholm, O., Taylor, E. et al. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 104, 319 - 326.
- Laberg, J.S. (1990): Grunne seismiske anomalier i den sørlige del av Bjørnlybassenge; Unpublished cand. scient. theses. University of Tromsø, 122.
- Laberg, J.S., Andreassen, K. (1996): Gas hydrate and free gas indications within the Cenozoic succession of the Bjørnøya Basin, western Barents Sea. (in prep.)
- Laberg, J.S., Vorren, T.O. (1995): High resolution seismic and stratigraphic data from the Bear Island Fan. Crane, K. und Solheim, A. (eds): *Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Sea*. Norsk Polarinstitutt Medd. 137, 165-166.

- Laberg, J.S., Vorren, T.O. (1993): Pleistocene submarine slide on the Bear Island Trough Mouth Fan. *Geo-Mar. Lett.*, 13, 227-234.
- Lee, M.W., Hutchinson, W.F., Agena, W.F., Dillon, W.P., Miller, J.J., Swift, B.A. (1994): Seismic character of gas hydrates on the southeastern U.S. continental margin. *Mar. Geophys. Res.*, Vol. 16, 163-184.
- Lee, M.W., Hutchinson, W.F., Agena, W.F., Dillon, W.P., Miller, J.J., Swift, B.A. (1993): Method of estimating the amount of in situ gas hydrates in deep marine sediments. *Mar. Pet. Geol.*, Vol. 10, 493-506.
- Lodolo, E., Camerlenghi, A., Brancolini, G. (1993): A bottom simulating reflector on the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, Vol. 5, 207-210.
- Luetgert, J.H. (1992): MacRay - Interactive two-dimensional seismic raytracing for the Macintosh<sup>TM</sup>. U.S. Geological Survey Open File Report, 92-356.
- MacDonald, I.R., Guinasso, Jr., N.L., Sassen, R., Brooks, J.M., Lee, L., Scott, K.T. (1994): Gas hydrate that breaches the sea floor on the continental slope of the Gulf of Mexico. *Geology*, Vol. 22, 699-702.
- MacKay, M.E., Jarrard, R.D., Westbrook, G.D., Hyndman, R.D. (1994): Origin of bottom-simulating reflectors: Geophysical evidence from Cascadia accretionary prism. *Geology*, Vol. 22, 459-462.
- MacLeod, M.K. (1982): Gas Hydrates in Ocean Bottom Sediments. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 66, No. 12, 2649-2662.
- Markl, R.G., Bryan, G.M. (1983): Stratigraphic Evolution of Blake Outer Ridge. *The Am. Assoc. Pet. Geol.*, Vol. 67, 666-683.
- Markl, R.G., Bryan, G.M., Ewing, J.I. (1970): Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge. *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, 4539-4555.
- Max, M.D. (1990): Gas hydrate and acoustically laminated sediments: Potential environmental cause of anomalously low acoustic bottom loss in deep-ocean sediments. U.S. Naval Research Laboratory Report, 9235, Washington D.C.
- Max, M.D. (1996): Oceanic methane hydrates: a frontier gas resource. *J. Pet. Geol.*, Vol. 49, 41-56.
- McIver, R.D. (1982): Role of naturally occurring gas hydrates in the sediment transport. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 66, 789-792.
- Meißner, R., Stegena, L. (1977): *Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung*, Springer Verlag, Stuttgart.
- Mienert, J. (1994): Gas Hydrates on the Northern European Margin, Cruise Report. *GEOMAR Report*, 30, 137-186.

- Mienert, J., Bobsien, M., Posewang, J. (1995): Investigations of gassy sediments on the northern European continental margin: towards an understanding of slope instabilities. 2nd EU workshop, Knokke, Belgium, 22-24 February.
- Mienert, J., Kenyon, N.H., Thiede, J., Hollender, F.J. (1993): Polar continental margins: Studies off East Greenland. EOS, 74/20, 225-236.
- Miller, J.J., Lee, M.W., von Hühne, R. (1991): An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, Offshore Peru. Am. Ass. Pet. Geol. Bull., Vol. 75, No. 5, 910-924.
- Minshull, T.A., Singh, S.C., Westerbrook, G.K. (1994): Seismic velocity structure at a gas hydrate reflector, offshore Western Colombia, from full waveform inversion. J. Geophys. Res., Vol. 99, No. B3, 4715-4734.
- Minshull, T.A., White, R. (1989): Sediment compaction and fluid migration in the Makran Accretionary Prism. J. Geophys. Res., Vol. 94, No. B6, 7387-7402.
- Myhre, A.M., Thiede, J., Firth, J.V. et al. (1995): Proceedings of the OPD, Initial Reports, 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Myhre, A.M., Eldholm, O. (1988): The western Svalbard margin (74°-80° N). Mar. Pet. Geol., Vol. 5, 134-156.
- Myhre, A.M., Eldholm, O., Sundvor, E. (1982): The margin between the Senja and Spitsbergen Fracture Zones: implications from plate tectonics. Tectonophysics, 89, 16-32.
- Ostrander, W.J. (1984): Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence. Geophysics, 49, 1637-1648.
- Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P. (1995): Gas hydrate sampling on the Blake Outer Ridge and Carolina Rise. Ocean Drilling Program leg 164 Scientific Prospectus, No. 64, Texas.
- Posewang, J. (1996): Fahrtbericht zur 223. Forschungsreise der FS 'POSEIDON. SFB-Berichtsband, (in prep).
- Posewang, J. (1992): Hochauflösende reflexionsseismische Vermessung südwestlich der Faeroer Inseln-im Bereich der Bill Bailey und Lousy Bank. Unver. Diplomarbeit am Institut für Geophysik der CAU, Kiel, 105.
- Premuzik, E.T., Benkovitz, C.M., Gaffrey, J.S.; Walsh, J.J. (1982): The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of the world's oceans and seas. Org. Geochem., 4, 63 - 77.
- Purdy, G.M. (1985): A Determination of the seismic velocity structure of sediments using both sources and receiver near the ocean floor. Mar. Geophys. Res., Vol. 8, 75-91.
- Richardsen, G., Henriksen, E., Vorren, T.O. (1991): Evolution of the Cenozoic sedimentary wedge during rifting and seafloor spreading west of the Stappen High, western Barents

- Sea. T.O. Vorren et al. (eds), *Cenozoic Geology of the Northwest European Margin and Adjacent Deep Sea Areas*. *Marine Geology*, 101, 11-30.
- Saettem, J., Poole, D.A.R., Ellingsen, K.L., Sejrup, H.P. (1992): *Glacial geology of outer Bjørnøyrenna, Southwestern Barents Sea*. *Marine Geology*, Vol. 103, 15-51.
- Schlüter, H.U., Hinz, K. (1978): *The continental margin of West Spitsbergen*. *Polarforschung*, Vol. 48, 151-169.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P. (1982): *Exploration Seismology*. Vol. 1: History, Theory, and Data Acquisition. Cambridge University Press, 243.
- Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillen, K.J., Ladd, J.W., Worzel, J.L. (1979): *Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises*. *Am. Ass. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 63, 2204-2213.
- Sloan, E.D. (1990): *Clathrate hydrates of natural gas*. Marcel Dekker, New York, 641 ff.
- Solheim, A., Elverhoi, A. (1993): *Gas related sea floor craters in the Barents Sea*. *Geo-Mar. Lett.*, Vol. 13, 235-243.
- Solheim, A., Kristoffersen, Y. (1984): *The physical environment, western Barents Sea, 1:1.500.000: Sheet B, Sediments above the upper regional unconformity: Thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history*. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, Vol. 179 B, 26 ff.
- Spencer, A.M., Home, P.C., Berglund, L.T. (1984): *Tertiary structural development of the western Barents Shelf: Troms to Svalbard*. Spencer et al. (eds), *Petroleum Geology of the North European Margin*, 199-209.
- Stein, R., Brass, G., Graham, D., Pimmel, A. et al. (1994): *Hydrocarbon measurements at arctic gateways sites (ODP leg 151)*. Myhre, A.M., Thiede, J., Firth, J.V. et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, Vol. 151.
- Stoll, R.D., Ewing, J., Bryan, G.M. (1971): *Anomalous velocities in sediments containing gas hydrates*. *J. Geophys. Res.*, Vol. 76, 2090-2094.
- Suess, E., Kremling, K., Mienert, J. (1994): *NORDATLANTIK 1993, Cruise No. 26. METEOR Berichte*, 94-4, Hamburg, 256 ff..
- Sundvor, E., Eldholm, O. (1992): *Norway, offshore and North-East-Atlantic*. In E. Hurtig (ed), *Geothermic Atlas of Europe*, 63-66.
- Talwani, M., Udintsev, G. et al. (1976): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, DSDP Site 344*, Vol. 28, Washington, 389-449.
- Vanneste, K. (1995): *A comparative seismic stratigraphic study of major Plio-Pleistocene glaciogenic depocentres along the polar North Atlantic margins*. Unver. Dissertation, Univ. Gent.
- Vogt, P.R. (1986): *Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments*. B.G. Hurdle (ed), *The Nordic Seas*, Springer Verlag, 237-410.

- Vogt, P.R., Crane, K., Sundvor, E. (1994): Deep Pleistocene iceberg plowmarks on the Yermak Plateau: Sidescan and 3.5 kHz evidence for thick calving ice fronts and a possible marine ice sheet in the Arctic Ocean. *Geology*, Vol. 22, 403-406.
- Vogt, P.R., Crane, K., Sundvor, E., Max, M.D., Pfirman, S.L. (1994): Methane-generated (?) pockmarks on young, thickly sedimented oceanic crust in the Arctic: Vestnesa ridge, Fram strait. *Geology*, Vol. 22, 255-258.
- Vogt, P.R., Crane, K., Sundvor, E. (1993): Glacigenic mudflows on the Bear Island submarine fan. *EOS, Transaction American Geophysical Union*, Vol. 74, 449 ff.
- Vogt, P.R., Crane, K., Pfirman, S., Sundvor, E., Chayes, D., Cherkis, N.Z., Fleming, H., Nishimura, C. (1991a): SeaMARC II sidescan sonar imagery and swath bathymetry in the Nordic Basin: Sedimentary processes elucidated by correlation with 3.5 kHz and other data. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Un.*, 72, 486-487.
- Vogt, P.R., Fleming, H., Sundvor, E., Crane, K., Pfirman, S., Shor, A. (1991b): SeaMARC II and associated geophysical investigation of the Knipovich Molloy Ridge Fracture zone, Spitsbergen/Barents/Norwegian continental margin and extinct Aegir Ridge (Norway Basin). Part III, synthesis of sedimentary processes. *EOS Trans. Amer. Geophys. Un.*, 72, 232 ff.
- Vorren, T.O., Lebesbye, E., Andreassen, K., Larsen, K.B. (1989): Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. *Marine Geology*, Vol. 85, 251-272.
- Whalley, E. (1980): Speed of longitudinal sound in clathrate hydrates. *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, 2539-2542.
- Yefremova, A.G., Zhizhchenko, B.P. (1994): Occurrence of crystal hydrates of gas in the sediments of modern marine basins. *Doklady Akademii Nauk SSSR* 214, 1179 - 1181.
- Yilmaz, Ö. (1987): Seismic data processing. E.B. Neitzel (ed), *Investigations in geophysics*, Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 526.

## Anhang A: Liste der Abkürzungen und Symbole

### Einheiten:

m	Meter
cm	Zentimeter
mm	Millimeter
m/s	Meter pro Sekunde
km	Kilometer
km/s	Kilometer pro Sekunde
km <sup>2</sup>	Quadratkilometer
km <sup>3</sup>	Kubikkilometer
Hz	Hertz
kHz	Kilohertz ( $10^3$ Hz)
Pa	Pascal
t	Tonne (Gewichtsangabe)
s	Sekunde
ms	Millisekunde
h	Stunde
atm	Atmosphäre (Druckeinheit)
kn	Knoten (Geschwindigkeitsangabe)

### Symbole:

r	Radius
f	Frequenz
$\lambda$	Wellenlänge
$\rho$	Dichte
x	Entfernung
t	Zeit
$\Delta t$	Zeitdifferenz
v	Geschwindigkeit

v	Geschwindigkeit
h	Höhe
z	Tiefe
$\Delta x, \Delta v$	Fehlerschranken für die Größen der Entfernung, Geschwindigkeit
a	Jahr
Ma	Millionen Jahre

**Abkürzungen:**

SFB	Sonder Forschungs Bereich
TWT	Zweiweglaufzeit (Two Way Travel Time)
HF-OBS	Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Seismometer
HF-OBH	Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophon
p-Wellen	Kompressionswellen
DAT-Rekorder	Digitales Bandlaufwerk (Digital-Audio-Tape)
CTD-Messungen	Messungen der Konduktivität, Temperatur, des Drucks
SEG-Y	Datenformat festgelegt durch die Society of Exploration Geophysics (SEG)
AGC	Amplitudenverstärkung (Automatic Gain Control)
BSR	Bottom Simulating Reflector
BGR	Base of Gas Reflection

## Anhang B: Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Die Übersichtskarte zeigt Gebiete (schwarze Punkte) mit direkten Vorkommen und Hinweisen auf die Existenz von Gashydraten (Kvenvolden, 1993).	4
Abbildung 2: Phasendiagramm für die Stabilität eines Methan-Wasser Gemisches (Kvenvolden und Barnard, 1983b).	6
Abbildung 3: Schematische Darstellung der Gashydratzone an Kontinentalabhängen (Kvenvolden und Barnard, 1983b). Modellparameter: geothermischer Gradient von 27.3°C/1000 m, Bodentemperatur von 1.5 bis 18°C, hydrostatischer Druckgradient von 1 atm/10 m ein.	6
Abbildung 4: Schematische Darstellung der Volumenvergrößerung bei der Auflösung von Gashydraten unter stationären Druck- und Temperaturverhältnissen (Kvenvolden, 1993).	8
Abbildung 5: Das Modell zeigt die Auswirkungen einer Änderung der Stabilitätsbedingungen für Gashydrate und die daraus resultierenden Sedimentumlagerungen am Kontinentalabhang (McIver, 1982).	8
Abbildung 6: Seismische Sektion eines am 'Blake Outer Ridge' aufgezeichneten seismischen Profils (Dillon et al., 1994a). Der BSR (600 ms TWT unter dem Meeresboden) weist erhebliche Änderungen in seiner Amplitude auf und erstreckt sich nur über bestimmte Bereiche. Unterhalb des BSRs hat sich vermutlich freies Gas gesammelt. Oberhalb des BSRs ist das durch die Zementierung der Sedimente entstehende akustische 'blanking' zu erkennen.	10
Abbildung 7: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell von Dillon und Paull (1983). Erhöhte Sedimentgeschwindigkeiten geben Gashydrat zementierte Sedimente an, darunter folgt eine Schicht mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten, die auf freies Gas in den Porenräumen der Sedimente schließen läßt.	11
Abbildung 8: Die Übersichtskarte zeigt die Arbeitsgebiete im nördlichen Nordatlantik. A1: Storegga Rutschmasse, A2: Bären Insel Sedimentfächer, A3 und A4: Kontinentalabhang West Spitzbergens.	14
Abbildung 9: Das Gebiet der Storegga Rutschmasse mit den drei Hauptereignissen am Norwegischen Kontinentalabhang (Bugge et al., 1987).	15
Abbildung 10: Schematische Darstellung der Meßmethoden. a) Quelle (Luftpulser) und Aufnehmer (Streamer) befinden sich in einer Ebene und verändern ihren Abstand zueinander nicht. Dadurch entstehen bei der Datenaufzeichnung kontinuierliche seismische Sektionen. b) Die Position des Empfängers (HF-OBS) ist konstant und die Quelle (Luftpulser) bewegt sich von ihm weg. Die aufgezeichneten Daten entsprechen Laufzeitkurven, deren Krümmungsradius ein Maß für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen ist.	19
Abbildung 11: Das Flußdiagramm zeigt den Ablauf und die einzelnen Bearbeitungsschritte der digitalen Datenverarbeitung.	21
Abbildung 12: Prinzip der Geschwindigkeitsanalyse über die NMO-Korrektur aus Keary und Brooks (1984). Die auf einer Hyperbel liegenden Einsätze (links) werden für verschiedene Geschwindigkeiten NMO korrigiert. Bei der aufgestapelten Sektion ergibt sich für die korrekte Geschwindigkeit die maximale Energie.	23
Abbildung 13: Schematische Darstellung des Hoch-Frequenz Ozean-Boden-Seismometers (HF-OBS) (aus Bobsien, 1995).	24
Abbildung 14: Unbearbeitete Rohdatensektion des HF-OBS-Profiles 1 an der Storegga Rutschmasse. Aus Darstellungsgründen ist nur der linke Hyperlast des Datensatzes gezeigt. Neben dem direkten Wasserschall ist eine Abfolge seismischer Signale zu erkennen. In bestimmten Bereichen der Hyperbeln sind einige Einsätze um einen konstanten Faktor verschoben, der korrigiert werden muß.	25
Abbildung 15: Berechnung der Laufzeit zwischen HF-OBS und Quelle. Die Laufzeit wird aus der Schußpunktentfernung (x), der Wasserschallgeschwindigkeit (v) und der Höhe (h) der Quelle über Grund bestimmt.	26
Abbildung 16: Unbearbeitetes Rohdatenseismogramm des HF-OBS-Profiles 1 an der Storegga Rutschmasse nach der Laufzeitkorrektur der Einsätze. Parallel zum direkten Wasserschall verläuft der Bubble, der mit größerem Offset andere Hyperbeln schneidet.	27
Abbildung 17: Frequenzanalyse des 'Bubbles' in Schußpunkt 247 von HF-OBS Profil 1 an der Storegga Rutschmasse. Das Amplitudenspektrum zeigt, daß der 'Bubble' durch Frequenzen geprägt ist, die unterhalb von 80 Hz liegen.	28
Abbildung 18: Laufzeitkurven des HF-OBS Profils 1 an der Storegga Rutschmasse nach dem Datenprocessing. Neben der Verbesserung des Signal-Rausch Verhältnisses konnte der Einsatz des Bubbles stark unterdrückt werden.	28
Abbildung 19: Schichtmodell zur Bestimmung der Kompressionswellengeschwindigkeit aus HF-OBS-Daten. Es besteht aus 10 horizontal gelagerten Schichten, wobei für zwei Schichten die berechneten Strahlenverläufe eingezeichnet sind. Die Strahlen gehen von den beiden HF-OBS-Positionen am Meeresboden aus. Die Geschwindigkeitsstützstellen geben die mittlere Geschwindigkeit von Kompressionswellen in den Sedimentschichten an.	29



- Abbildung 20: Gemessene Laufzeitkurve (x) und berechnete Laufzeitkurve (-), die bei der Wahl der korrekten Schichtmächtigkeit und Geschwindigkeit im Schichtmodell zur Übereinstimmung gebracht werden. 30
- Abbildung 21: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an einer HF-OBS-Station. 31
- Abbildung 22: Zweidimensionales Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das die Verteilung der Kompressionswellengeschwindigkeit im Meeresboden zwischen zwei HF-OBS-Stationen widerspiegelt. Den Geschwindigkeitswerten wurden über einen Farbcode Farben zugeordnet. 32
- Abbildung 23: Profilplan im Gebiet der Storegga Rutschmasse. Die seismischen Sektionen der Profile K5, P15, P16 werden vorgestellt. Bei dem Profil 'K5' handelt es sich um ein mehrkanaliges digital registriertes reflexionsseismisches Profil und 'K6' bezeichnet das HF-OBS-Profil. Die Profile mit den Bezeichnungen 'P15' und 'P16' sind analog aufgezeichnet worden. 34
- Abbildung 24: Seismische Sektion der Schußpunkte 200-600 von Profil K5. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe 0.125 s und 0.375 s TWT unter dem Meeresboden zeichnen sich zwei amplitudenstarke Horizonte ab, die eine Tiefpaßwirkung auf die seismischen Signale haben. Der untere Horizont ist durch ein zum Meeresboden phasengedrehtes Signal charakterisiert (a). Vertikal verlaufende transparente Bereiche deuten auf Gasauftiegszonen hin. 35
- Abbildung 25: Seismische Sektion der Schußpunkte 800-1200 von Profil K5. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.35 s TWT unter dem Meeresboden verläuft ein BSR, der die Schichtung kreuzt. Er hat keine gleichbleibende Amplitude, sondern ist in einigen Bereichen gestört (a, b). Oberhalb des BSRs ist ein akustisches 'blanking' zu erkennen. Transparente vertikal verlaufende Zonen werden als Gasauftiegskanäle interpretiert. Aufsteigendes Gas sammelt sich unterhalb des BSRs und führt zur Amplitudenanhebung der seismischen Signale an Schichtgrenzen. Damit stellt der BSR die Grenze zwischen Gashydrat zementierten und gasführenden Sedimenten dar. 37
- Abbildung 26: Seismische Sektion der Schußpunkte 1400-2800 von Profil P15. Die Daten sind mit einem einkanaligen Streamer analog aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.35 s TWT ist eine BSR zu erkennen, der parallel zum Meeresboden verläuft und die Schichtung kreuzt. Unterhalb des BSRs deuten erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen, vertikal verlaufende transparente Kanäle und Amplitudenabnahmen an Reflexionen (a) auf freies Gas im Sediment hin. 38
- Abbildung 27: Seismische Sektion der Schußpunkte 600-1950 von Profil P16. Die Daten sind mit einem einkanaligen Streamer analog aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In der Sedimentsäule hat sich ein Doppel-BSR ausgebildet. Ein BSR verläuft in einer Tiefe von 0.1 s TWT unter dem Meeresboden und ist besonders deutlich im unteren Hangbereich zu erkennen. Der zweite BSR tritt in einer Tiefe von 0.35 s TWT unter dem Meeresboden auf und ist nur schwach ausgeprägt. 39
- Abbildung 28: Vergrößerter Profilplan aus dem Bereich der HF-OBS-Stationen 1 und 2. In Höhe der HF-OBS-Stationen liegen die Profile K5 und K6 direkt übereinander. 40
- Abbildung 29: Korrelation der HF-OBS 1-Daten mit der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K5. 41
- Abbildung 30: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 1. Es sind zwei Schichten mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten zu erkennen, die weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s liegen. Diese lassen sich durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Zonen mit anomal erhöhten Geschwindigkeiten bis zu 1820 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin. 42
- Abbildung 31: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 2. Es sind zwei Schichten mit stark erniedrigten Geschwindigkeiten zu erkennen, die weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s liegen. Diese lassen sich durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Zonen mit anomal erhöhten Geschwindigkeiten bis zu 1800 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin. 43
- Abbildung 32: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells und der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K5. Die dunkel rote Färbung zeigt Schichten mit anomal hohen Geschwindigkeiten an, die als Gashydrat zementierte Sedimente interpretiert werden. Die blaugefärbten Bereiche deuten auf gasführende Schichten hin. Durch die Übertragung der Geschwindigkeits-Tiefen Kurven auf die seismische Sektion kann der BSR als Untergrenze der Gashydrat zementierten identifiziert werden. In der dritten Schicht wird durch die hellblaue Färbung eine Niedergeschwindigkeitslinse angezeigt. Diese Zone wurde mit einem Fragezeichen versehen, da in der seismischen Sektion keine Anzeichen auf eine Phasenumkehr innerhalb der Schicht zu erkennen ist. 45
- Abbildung 33: Profilplan der am Barents See Sedimentfächer aufgezeichneten Profile. 46
- Abbildung 34: Seismische Sektion der Schußpunkte 1-950 von Profil M1. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein

- Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.2 s TWT und 3.8 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. Nach oben wird die Sequenz von Schichten begrenzt, die im äußersten Westen durch transparente Zonen durchbrochen sind (a). .....48
- Abbildung 35: Seismische Sektion des Profils M2 von den oberen 0.75 s TWT der Sedimentsäule zwischen den Schußpunkten 1-180. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe von 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind Horizonte zu erkennen, die zwei Sequenzen mit chaotischem Reflexionsmuster trennen. Die Horizonte sind durch transparente Zonen gestört (a), die sich bis in die obere chaotische Sequenz durchprägen und den darüber liegenden Horizont aufwölben. ....49
- Abbildung 36: Seismische Sektion des Profils M7 zwischen den Schußpunkten 7000-7800. Die Daten wurden mit einem 24-kanaligen Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m registriert. Als Signalquelle diente ein Airgun-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe zwischen 2.9 s TWT und 3.1 s TWT lassen Aufwölbungen (a) und erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen und Frequenzerniedrigungen der seismischen Signale (b) auf gasführende Schichten schließen. ....51
- Abbildung 37: Profilplan im Bereich des Kontinentalabhangs Südwest Spitzbergens.....52
- Abbildung 38: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1900-2400 von Profil K7. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es ist der Übergang zwischen Kontinentalabhang und Tiefseebecken gezeigt (a). Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen. ....53
- Abbildung 39: Seismische Sektion der Schußpunkte 680-1070 von Profil K10. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Seismische Anomalien (a) und transparente Bereiche deuten auf Gasauftiegszonen hin. ....55
- Abbildung 40: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-180 von Profil K11. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin.....56
- Abbildung 41: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 100-300 von Profil K12. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin.....56
- Abbildung 42: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-150 von Profil K13. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin. Im äußersten Westen sind in einer Tiefe von 0.4 s TWT (a) die Reflexionen des basaltischen Basements zu erkennen.....57
- Abbildung 43: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 40-240 von Profil K14. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Aufwölbungen der Sedimentschichten (a) und Aufstiegskanäle deuten auf das Vorkommen von freiem Gas hin. ....57
- Abbildung 44: Detaillierter Profilplan an den HF-OBS-Stationen 3 und 4. ....59
- Abbildung 45: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 3. Im Vergleich zu den anderen Untersuchungsgebieten konnten hier mit 1930 m/s die höchsten Geschwindigkeiten und mit einer Mächtigkeit von 170 m die stärksten Sedimentpakete Gashydrat zementierter Sedimente ermittelt werden. Unterhalb der Gashydratschicht sind keine gasführenden Sedimente aufgelöst worden.....59
- Abbildung 46: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 4. Anomal hohe Geschwindigkeiten von 1740-1810 m/s deuten auf Gashydrat zementierte Sedimente hin. Darunter hat sich eine gasführende Schicht mit Geschwindigkeiten von 1330 m/s ausgebildet. Mit dem Geschwindigkeitsanstieg unterhalb dieser Schicht konnte der BGR aufgelöst werden. ....60
- Abbildung 47: Einhängen der HF-OBS-Daten der Station 4 in die seismische Sektion des Profils K10. Trotz der Distanz beider Profile (vgl. Abb. 44) ist in Teilbereichen eine gute Korrelation der Schichttiefen zu erkennen und die Horizonte lassen sich übertragen. (Als Quelle diente jeweils ein zwei Liter Luftpulser). ....61
- Abbildung 48: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells an den HF-OBS-Stationen 3 und 4 mit der entsprechenden seismischen Sektion von Profil K10. Die dunkelrote Färbung gibt die Gashydrat zementierten Sedimente an, die im rechten Bildbereich stark ausgeprägt sind. Die hellblaue Färbung markiert die gasführende Schicht. Von Osten nach Westen nehmen die Geschwindigkeiten und die Schichtmächtigkeiten ab und die Schichten sind leicht nach oben

- gewölbt. Dies läßt sich durch aufsteigendes Gas erklären, das sich unter einer undurchlässigen Deckschicht sammelt. Die Geschwindigkeitswerte der HF-OBS-Stationen wurden auf die seismische Sektion übertragen, dargestellt durch die Kurven an den HF-OBS-Positionen. Es wird deutlich, daß die seismische Anomalie durch die gasführende Schicht hervorgerufen wird.....63
- Abbildung 49: Profilplan der reflexionsseismischen Untersuchungen am Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens.....64
- Abbildung 50: Seismische Sektion der Schußpunkte 900-1300 von Profil K18. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von ca. 0.28 s TWT unter dem Meeresboden verläuft ein BSR, der entlang des gesamten Profilausschnitts zu verfolgen ist. Die vertikal verlaufende transparente Zone im zentralen Bereich der Abbildung ist auf einen vierminütigen Ausfall des Luftpulsers zurückzuführen (a). Oberhalb des BSRs tritt ein schwaches akustisches 'blanking' auf.....66
- Abbildung 51: Seismische Sektion der Schußpunkte 950-1350 von Profil K17. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Im oberen Hangbereich ist in einer Tiefe von 0.25 s TWT ein schwach ausgeprägter BSR zu erkennen, der bei Schußpunkt 1060 abrupt endet. Unterhalb des BSRs sind die Amplituden der Horizonte erhöht und erscheinen stufenförmig (a). Im unteren Hangbereich tritt kein BSR auf und die Eindringtiefe der seismischen Signale nimmt im Vergleich zum oberen Hangbereich zu (b).....67
- Abbildung 52: Seismische Sektion der Schußpunkte 1000-1400 von Profil K19. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Zwischen den Schußpunkten 1140 bis 1190 hat sich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden ein starker BSR ausgebildet, der hangaufwärts nur noch schwach zu erkennen ist und die Schichtung kreuzt. Diffraktionen am Meeresboden des unteren Hangbereichs (a) und ein chaotisches Reflexionsmuster deuten auf rutschungsgeprägte Ablagerungen hin. Die transparenten vertikalen Zonen im linken Bildbereich sind Artefakte, die auf das unregelmäßige Schießen des Luftpulsers zurückzuführen sind.....69
- Abbildung 53: Detaillierter Profilplan aus dem Bereich der HF-OBS-Stationen 5 und 6.....70
- Abbildung 54: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 5. Neben der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind zwei Geschwindigkeitsinversionen zu erkennen. Der untere Niedergeschwindigkeitsbereich deutet mit Geschwindigkeiten von 1380 m/s auf freies Gas in den Porenräumen der Sedimente hin. Die darüber auftretenden Geschwindigkeiten bis 1840 m/s lassen auf Gashydrat zementierte Sedimente schließen.....70
- Abbildung 55: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell an der HF-OBS-Station 6. Drei Niedergeschwindigkeitsbereiche mit Werten zwischen 1220-1400 m/s deuten auf gasführende Sedimente hin. Zwischen 107 und 210 m Tiefe hat sich ein Schichtpaket mit Geschwindigkeiten bis 1820 m/s gebildet, das den Bereich der Gashydrat zementierten Sedimente markiert.....71
- Abbildung 56: Einhängen der seismischen Sektion von HF-OBS-Station 5 (links) in die entsprechende Sektion des Profils K18 (rechts). Es ist eine gute Übereinstimmung in der Tiefenlage der Horizonte und der Mächtigkeit der Schichten festzustellen. (56).....72
- Abbildung 57: Gegenüberstellung des zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modells (unten) und der entsprechenden seismischen Sektion des Profils K18 (oben). Die drei blauen Schichten markieren die gasführenden Sedimente. Die dunkelrot gefärbten Zonen zwischen 1.6 und 1.8 km Tiefe geben den Bereich Gashydrat zementierten Sedimente wieder. Die Mächtigkeit des Schichtpakets nimmt von Osten nach Westen stark zu, während die gasführende Schicht darunter stufenförmig an Mächtigkeit verliert. Die Niedergeschwindigkeitszone im zentralen Bereich der Abbildung ist möglicherweise eine Gaslinse, die sich in den Signalen der seismischen Sektion jedoch nicht abzeichnet. Daher wurde sie im ein- und zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell mit einem Fragezeichen versehen. Die Geschwindigkeitskurven in der seismischen Sektion zeigen, daß der BSR an der Basis der Gashydrat zementierten Sedimente verläuft.....73
- Abbildung 58: Seismische Sektion der Schußpunkte 900-960 von Profil K18. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es ist die obere Sequenz des Meeresbodens dargestellt. Im roten Kästchen ist eine Phasenumkehr der Signale zu erkennen, die auf eine laterale Geschwindigkeitsinversion zurückzuführen ist. Diese ist im zweidimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Modell der Abbildung 57 durch den Übergang von einer blauen zur orangen Färbung am Meeresboden markiert.....74
- Abbildung 59: Vergrößerte unbearbeitete seismische Sektion der Schußpunkte 900-904 des Profils K18. Der BSR zeigt ein zum Meeresboden phasengedrehtes Signal.....75
- Abbildung 60: Vergrößerte seismische Sektion der Schußpunkte 900-960 des Profils K18. Der BSR verläuft von 2.2 s TWT im Westen bis 2.14 s TWT im Osten und kreuzt mehrere Schichtungen. Die Signale

- der Reflexionen sind im markierten Kasten durch konstruktive Interferenz mit dem Signal des BSRs erhöht und durch destruktive Interferenz nahezu ausgelöscht. ....76
- Abbildung 61: Seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 50-180 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Der BSR ist deutlich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden zu erkennen. ....78
- Abbildung 62: Seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 120-180 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Die Eindringtiefe der seismischen Signale beträgt 0.3 s TWT und der BSR ist nicht eindeutig zu identifizieren. Daraus läßt sich schließen, daß die Frequenzen der seismischen Signale unterhalb der gasführenden Schichten niedriger als 100 Hz sein müssen. ....79
- Abbildung 63: Seismische Sektion der Schußpunkte 850-1200 von Profil K18, die mit einem Bandpaßfilter von 50-100 Hz bearbeitet wurde. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Der BSR ist deutlich in einer Tiefe von 0.25 s TWT unter dem Meeresboden zu erkennen und die seismischen Signale haben eine Eindringtiefe von mehr als 0.5 s TWT. ....80
- Abbildung 64: Vergleich des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, abgeleitet aus den Daten der HF-OBS-Station 5. mit den Modellen von Houtz (1974), Hamilton (1980) und Carson et al. (1986). Es ist zu erkennen, daß die Geschwindigkeiten der HF-OBS-Daten unter in einer Tiefe zwischen 100-300 m deutlich höher liegen als die der anderen Modelle. ....84
- Abbildung 65: Modell zur Entstehung gasführender Schichten unterhalb des BSRs. Durch mikrobiologische Prozesse wird Gas in der Sedimentsäule produziert (o). In der Gashydratzone kristallisiert es in Verbindung mit Wasser aus (\*) und bildet eine undurchlässige Schicht. Darunter sammelt es sich und migriert nach der Sättigung hangaufwärts. Die Pfeile geben die Migrationsrichtung an. ....88
- Abbildung 66: Schematische Darstellung zur Entwicklung der Gasaufstiegsbereiche im Tiefseebecken zwischen dem Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens und dem Knipovich Rücken. Durch mikrobiologische Prozesse entstehendes Gas steigt auf und sammelt sich unter einer undurchlässigen Gashydratzone. Ist der Druck der gasführenden Sedimente zu groß, migriert das Gas durch Schwächezonen in der Gashydratzone nach oben. An undurchlässigen Schichten wird es wiederum gehalten. ....90
- Abbildung 67: Vergleich der Boomer und der Luftpulser Aufzeichnungen. Im linken Bildausschnitt sind die Laufzeitkurven der HF-OBS-Station 1 dargestellt und in der Bildmitte die Einspurabspielungen der mehrkanaligen Daten. In beiden Fällen sind die Signale mit einem Luftpulser angeregt worden. Im rechten Bildbereich sind die HF-OBS-Daten zu erkennen, die mit dem tiefgeschleppten Boomer generiert wurden. Gerade an den amplitudenstarken Horizonten ist eine gute Korrelation der unterschiedlichen Datensätze zu beobachten. ....91
- Abbildung 68: Vergleich der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle der HF-OBS-Stationen 1 und 2 (links) mit den Modellen des Boomerprofils (Mitte) und des Pingerprofils (rechts). Die beiden letzt genannten Modelle stammen aus der Dissertation von Bobsien (1995). In den drei Modellen ist eine gute Übereinstimmung der Tiefen der Schichtgrenzen festzustellen. Ebenso in Übereinstimmung sind die Geschwindigkeitsverläufe an den Schichtgrenzen. ....93
- Abbildung 69: Gegenüberstellung zweier seismischer Sektionen vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die seismischen Daten des oberen Bildes stammen von Eiken und Hinz (1993) wobei die Sektion von Andreassen und Hansen (1995) bis zur Geschwindigkeitstapelung weiter prozessiert wurde. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einer Signalfrequenz von 20-80 Hz. Im unteren Bild ist ein Ausschnitt des Profils K18 abgebildet (Signalfrequenz 50-200 Hz). Beide Profile verlaufen parallel zueinander in einer Entfernung von ca. 8 km und sind im gleichen Maßstab ausgedruckt. Ein Vergleich beider Sektionen zeigt, daß im unteren Bild zwischen Meeresboden und BSR erheblich mehr Horizonte aufgelöst werden konnten als im oberen Bild. ....95
- Abbildung 70: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das von Andreassen und Hansen (1995) aus den Geschwindigkeitsanalysen der mehrkanaligen reflexionsseismischen Daten ermittelt wurde. Die mittleren Geschwindigkeiten stimmen mit denen der HF-OBS-Stationen 5 und 6 überein. Im Gegensatz zu den hochauflösenden Daten dieser Arbeit konnte das Modell weder die Obergrenze der Gashydratzone noch die Basis der gasführenden Schicht auflösen. ....96
- Abbildung 71: Stabilitätskurve für ein Gemisch aus reinem Methan und reinem Wasser (aus Sloan (1990)). An den HF-OBS-Stationen 1 (Storegga Rutschmasse), 3 (Südwest Spitzbergen) und 5+6 (Nordwest Spitzbergen) sind die Wassertiefen und die Temperaturen am Meeresboden bestimmt und in die Abbildung übertragen worden. Anschließend wurde aus den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen die Tiefe des BSRs ermittelt und jeweils an der Hydrat-Gas-Phasengrenze markiert. Die verbindende Gerade zwischen den beiden Punkten ergibt den geothermischen Gradienten. An der Tiefenachse kann die Temperatur am BSR abgelesen werden. ....98

Abbildung 72: Theoretische und nachgewiesene Gashydratverteilung am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang. Die hellgraue Schattierung markiert nach Andreassen und Hansen (1995) diejenigen Gebiete, die gemäß den P-T-Bedingungen in das Stabilitätsfeld für reine Methan-Gashydrate einzuordnen sind. Um die potentielle Verbreitung von Gashydraten entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs zu bestimmen, wurden neben den Wassertiefen (dünne Isolinien) die Sedimentmächtigkeiten (dicke Isolinien) in die Karte übertragen. Der dunkelgrau schattierte Bereich illustriert nach Andreassen und Hansen (1995) die Gebiete mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen. Die schwarzen Kästchen markieren diejenigen Gebiete in denen bisher Gashydrate nachgewiesen werden konnten. Die Informationen der Gebiete 1, 3 und 4 entstammen dieser Arbeit, die des Gebiets 2 von Andreassen et al. (1990), Hansen (1990) und Laberg (1990).....102

## Anhang C: Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Technische Angaben zur Datenaufzeichnung.....	20
Tabelle 2: Profilnummern, Forschungsreisen und Arbeitsgebiete.....	33
Tabelle 3: Ergebnisse der reflexionsseismischen Untersuchungen und Geschwindigkeitsberechnungen.....	81
Tabelle 4: Auflistung der Reflexionskoeffizienten an der Untergrenze der Gashydratzone, abgeschätzt aus den Geschwindigkeitsinformationen der HF-OBS-Stationen 1 bis 6.....	86
Tabelle 5: Gegenüberstellung der mittleren Geschwindigkeiten vom Meeresboden bis zu den jeweiligen Schichtgrenzen.....	94
Tabelle 6: Gegenüberstellung der geothermischen Gradienten aus den einzelnen Arbeitsgebieten. Es wurden geothermische Gradienten an den HF-OBS-Stationen und entlang der reflexionsseismischen Profile nach dem in Abb. 71 beschriebenen Verfahren berechnet. Zum Vergleich sind die von Andreassen und Hansen (1995) ermittelten und die von Crane et al. (1991) in den oberen 5 m der Sedimentsäule gemessenen Werte aufgelistet. Die gemessenen und die berechneten geothermischen Gradienten stimmen in ihrer Größenordnung gut überein.....	99
Tabelle 7: Gesamtfläche, Fläche der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen und Fläche der nachgewiesenen Gashydratvorkommen entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs.....	101

## Anhang D: seismische Sektionen

Abbildung D-1: Seismische Sektion der Schußpunkte 1-800 des Profil M2 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.5 s TWT und 3.9 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. In einer Tiefe 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind die Horizonte durchbrochen und aufgewölbt, was möglicherweise mit dem Aufstieg von Gas oder Schlammdiapiren in Zusammenhang steht.

Abbildung D-2: Seismische Sektion der Schußpunkte 600-1600 des Profil M5 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Im zentralen Bereich der Abbildung läßt sich in einer Tiefe von 0.5 s TWT eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. Es lassen sich keine Hinweise auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente beobachten.

Abbildung D-3: Seismische Sektion der Schußpunkte 1700-1900 des Profil M7 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.5 s TWT und 3.9 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. In einer Tiefe 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind die Horizonte durchbrochen und aufgewölbt, was auf einen Gasaufstieg oder einen Schlammdiapir hindeutet.

Abbildung D-4: Seismische Sektion der Schußpunkte 7000-7500 des Profil M7 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe zwischen 2.9 s TWT und 3.2 s TWT lassen erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen und Frequenzerniedrigungen der seismischen Signale auf gasführende Schichten schließen. Unterhalb von 3.2 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist.

Abbildung D-5: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 2500-2900 des Profil K7 vom Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

Abbildung D-6: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 2400-2800 des Profil K10 vom Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

Abbildung D-7: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1300-2100 des Profil K17 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

Abbildung D-8: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1550-1950 des Profil K17 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

Abbildung D-9: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-400 des Profil K18 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

Abbildung D-10: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 600-1000 des Profil K21 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

Abbildung D-11: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 550-950 des Profil K22 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als

Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

Abbildung D-12: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1150-1550 des Profil K24 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0,275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.



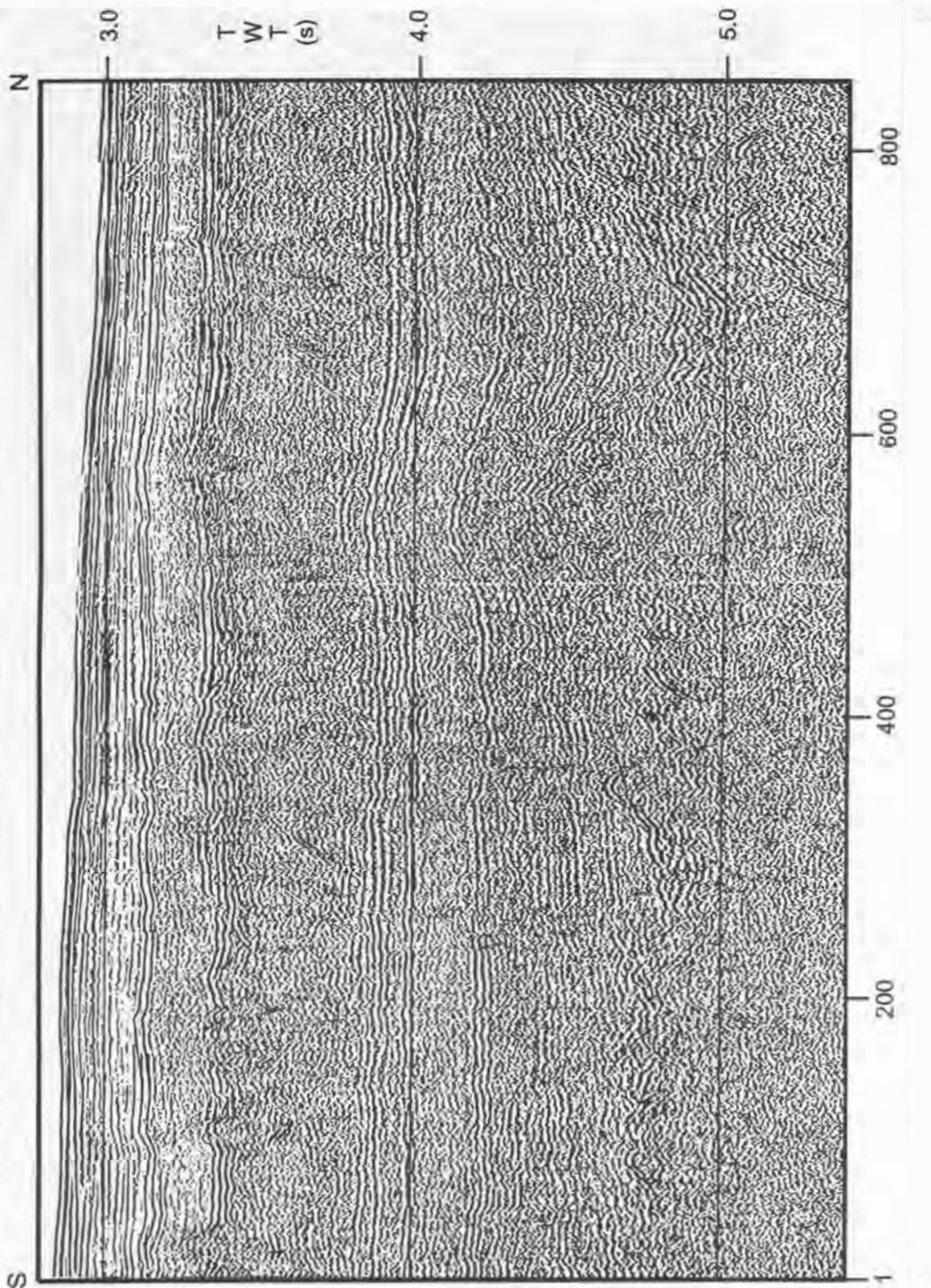


Abbildung D-1: Seismische Sektion der Schußpunkte 1-800 des Profil M2 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.5 s TWT und 3.9 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. In einer Tiefe 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind die Horizonte durchbrochen und aufgewölbt, was möglicherweise mit dem Aufstieg von Gas oder Schlamm diapiren in Zusammenhang steht.

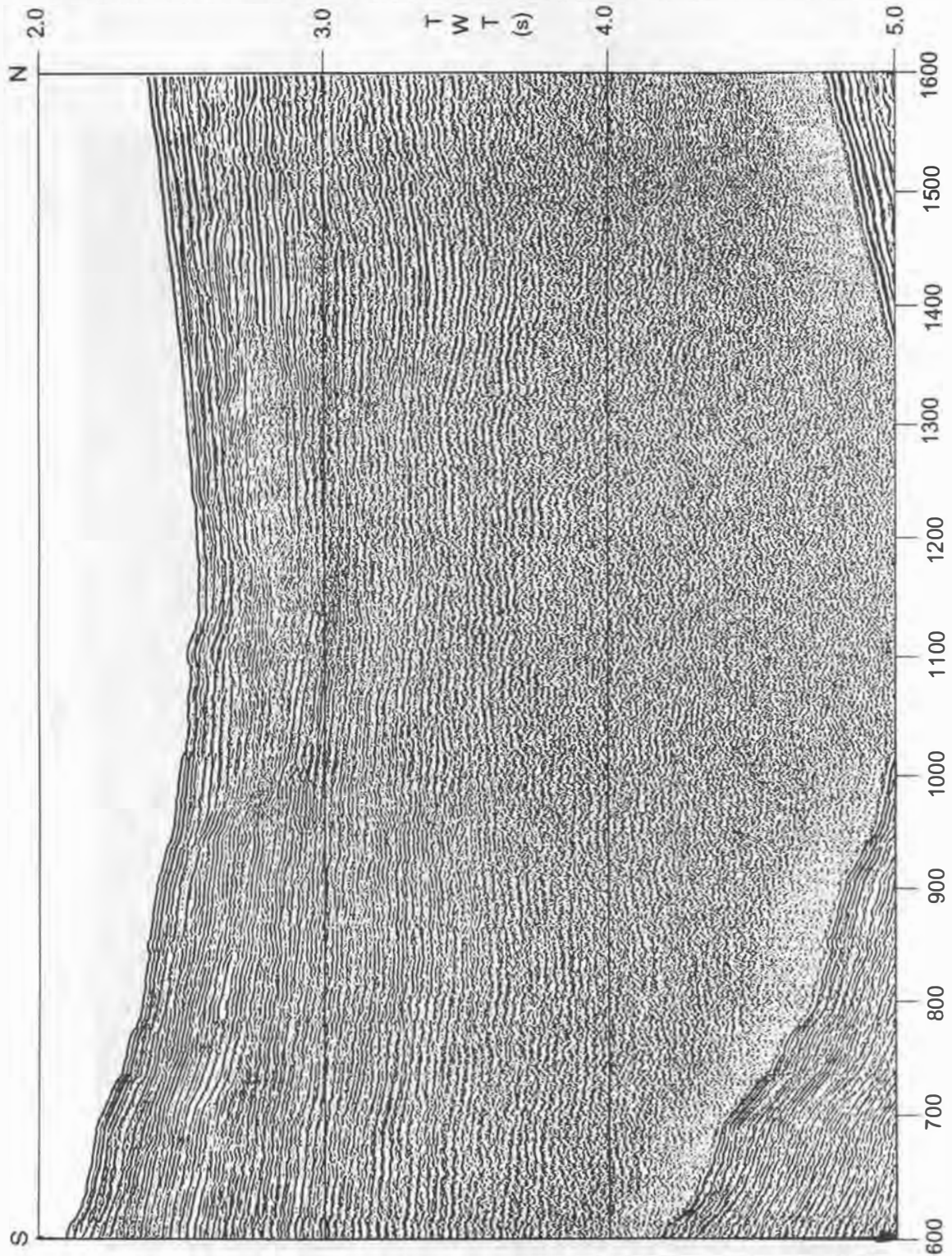


Abbildung D-2: Seismische Sektion der Schußpunkte 600-1600 des Profil M5 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Im zentralen Bereich der Abbildung läßt sich in einer Tiefe von 0.5 s TWT eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. Es lassen sich keine Hinweise auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente beobachten.

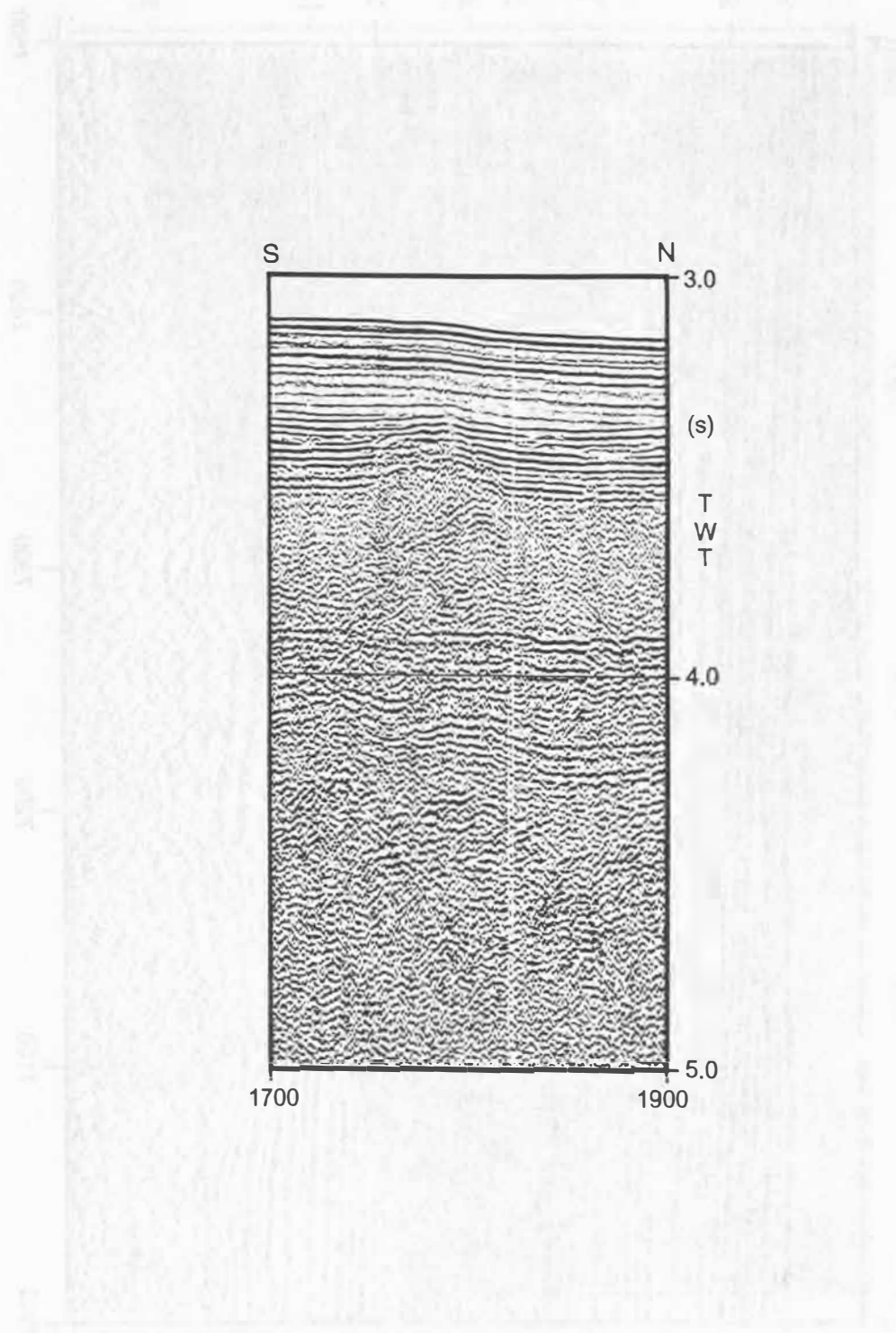


Abbildung D-3: Seismische Sektion der Schußpunkte 1700-1900 des Profil M7 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. Zwischen 3.5 s TWT und 3.9 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist. In einer Tiefe 0.5 s TWT unter dem Meeresboden sind die Horizonte durchbrochen und aufgewölbt, was auf einen Gasaufstieg oder einen Schlammdiapir hindeutet.

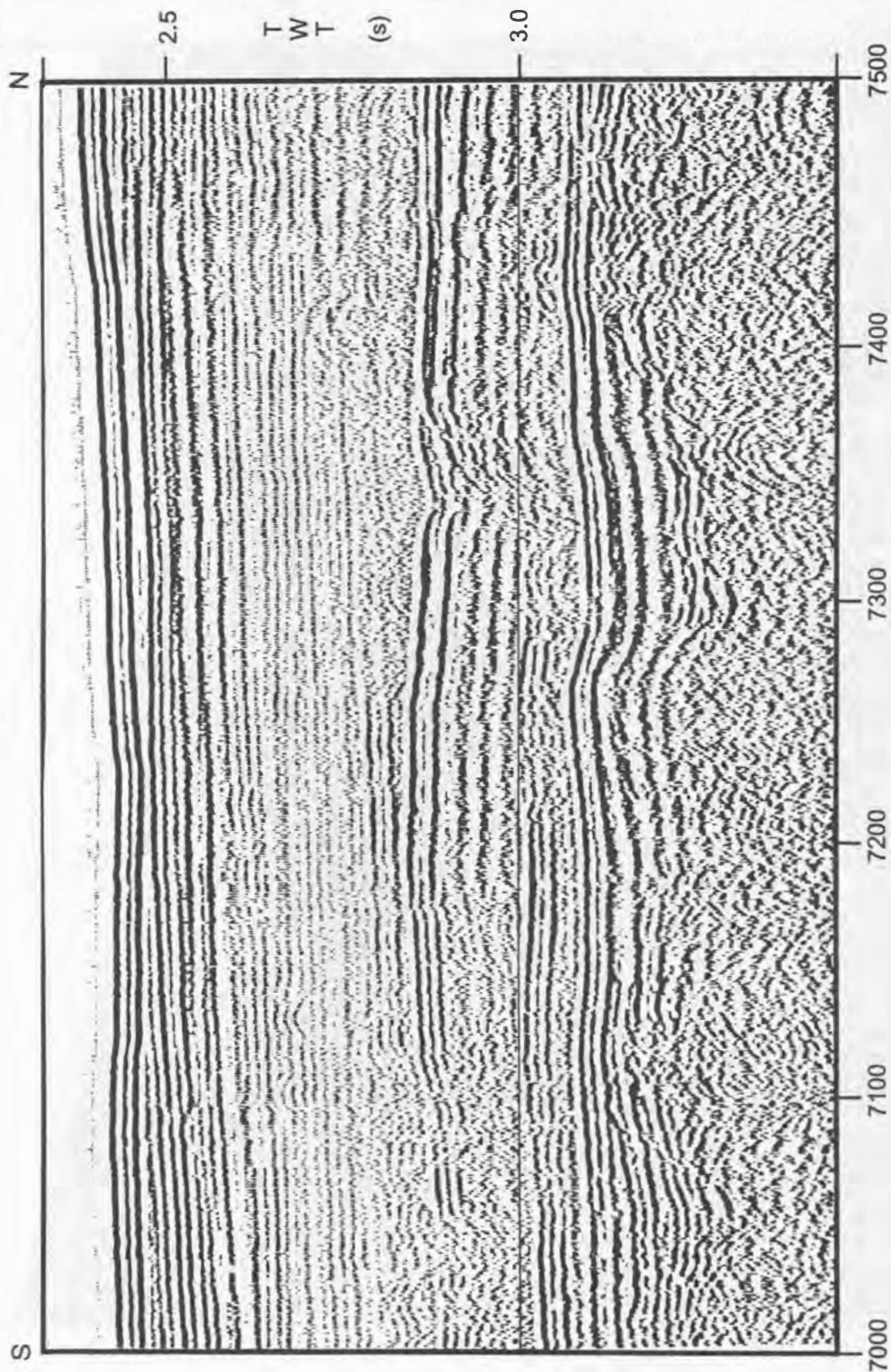


Abbildung D-4: Seismische Sektion der Schußpunkte 7000-7500 des Profils M7 vom Barents See Sedimentfächer. Die Daten sind mit einem 24-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser-Array mit einem Gesamtkammervolumen von ca. 4.96 Litern. In einer Tiefe zwischen 2.9 s TWT und 3.2 s TWT lassen erhöhte Amplituden an Schichtgrenzen und Frequerniedrigungen der seismischen Signale auf gasführende Schichten schließen. Unterhalb von 3.2 s TWT ist eine Schicht mit einem chaotischen Reflexionsmuster zu erkennen, die durch ein Rutschungsereignis am Barents See Sedimentfächer entstanden ist.

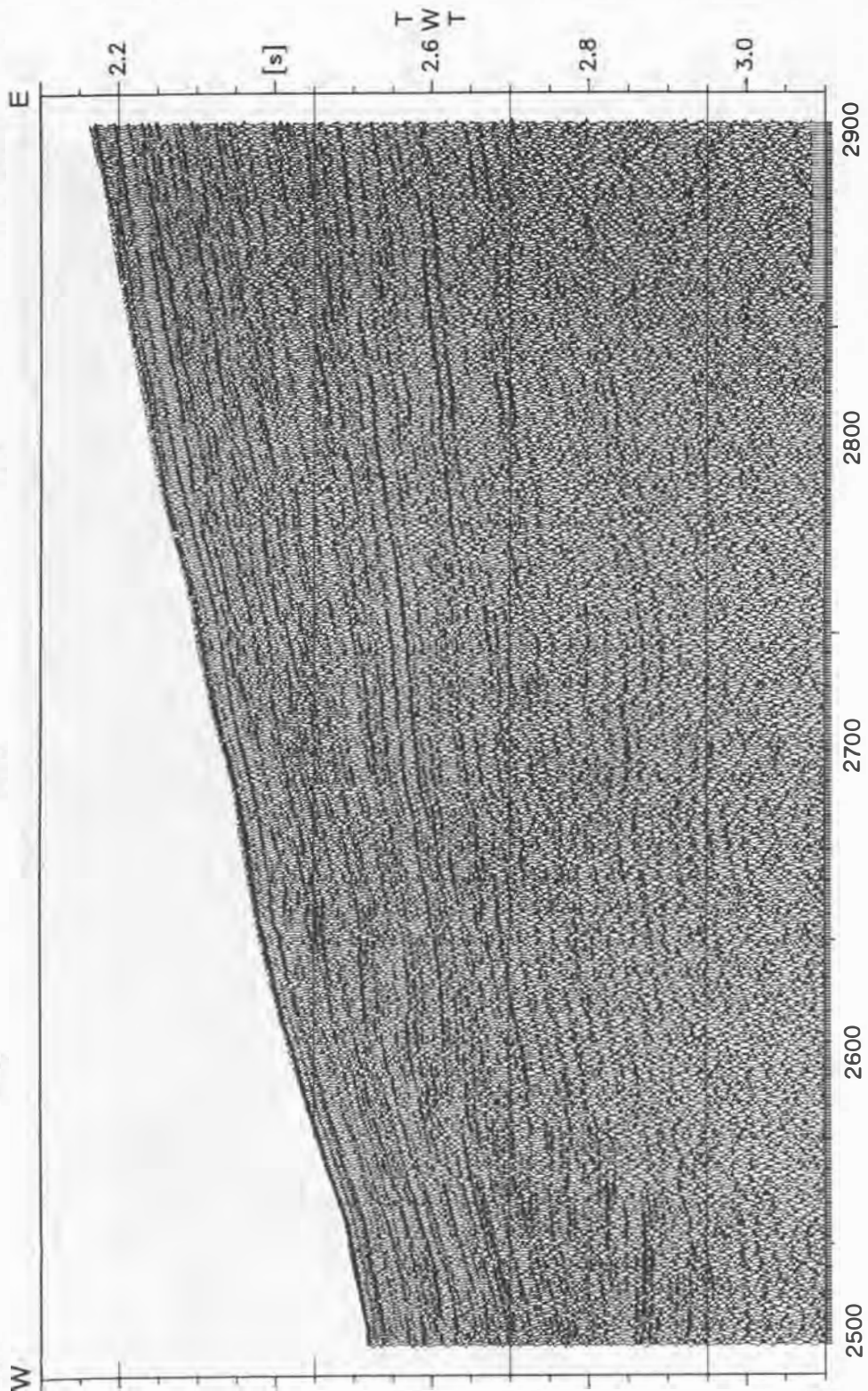


Abbildung D-5: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 2500-2900 des Profil K7 vom Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

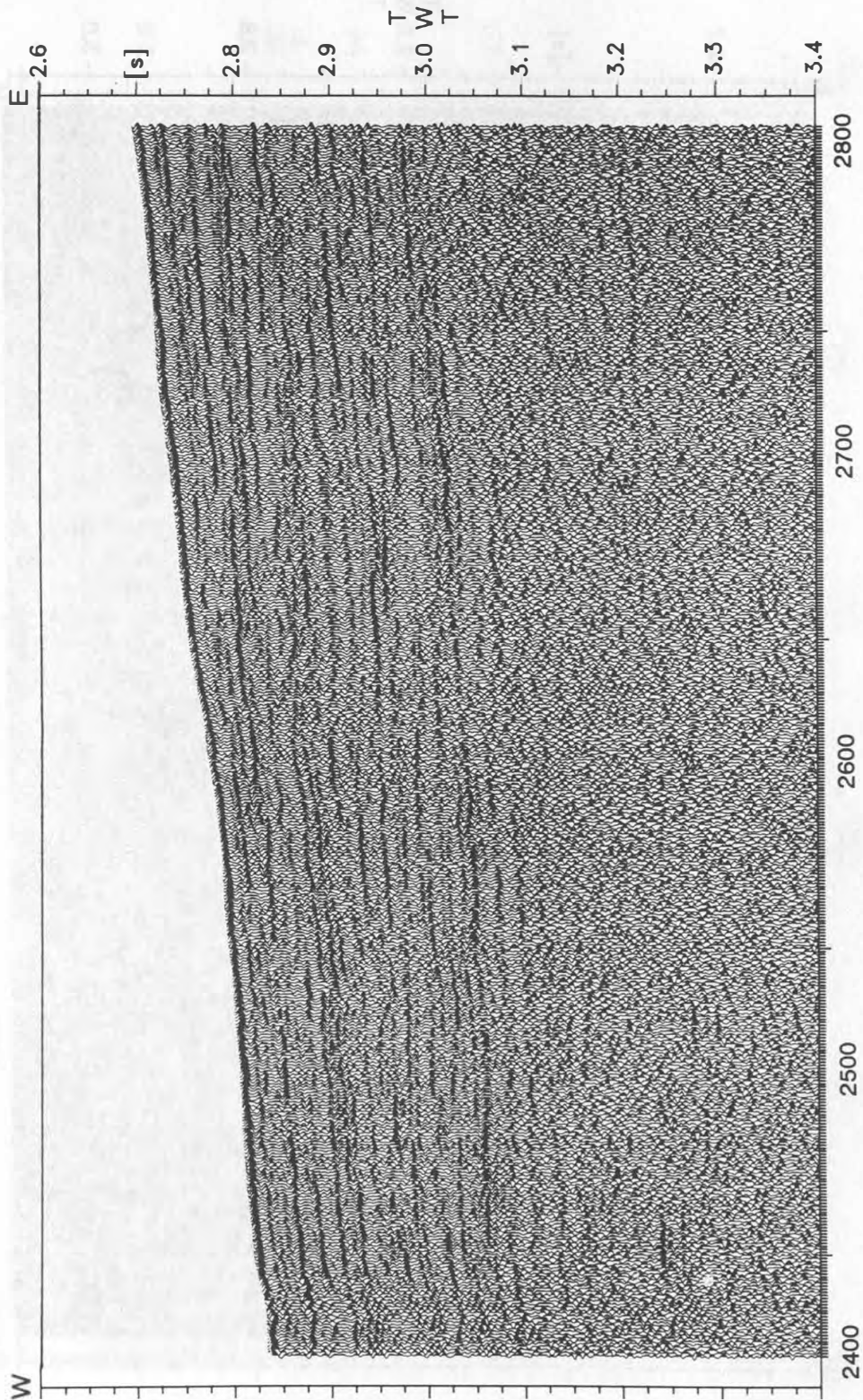


Abbildung D-6: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 2400-2800 des Profil K10 vom Kontinentalabhang Südwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

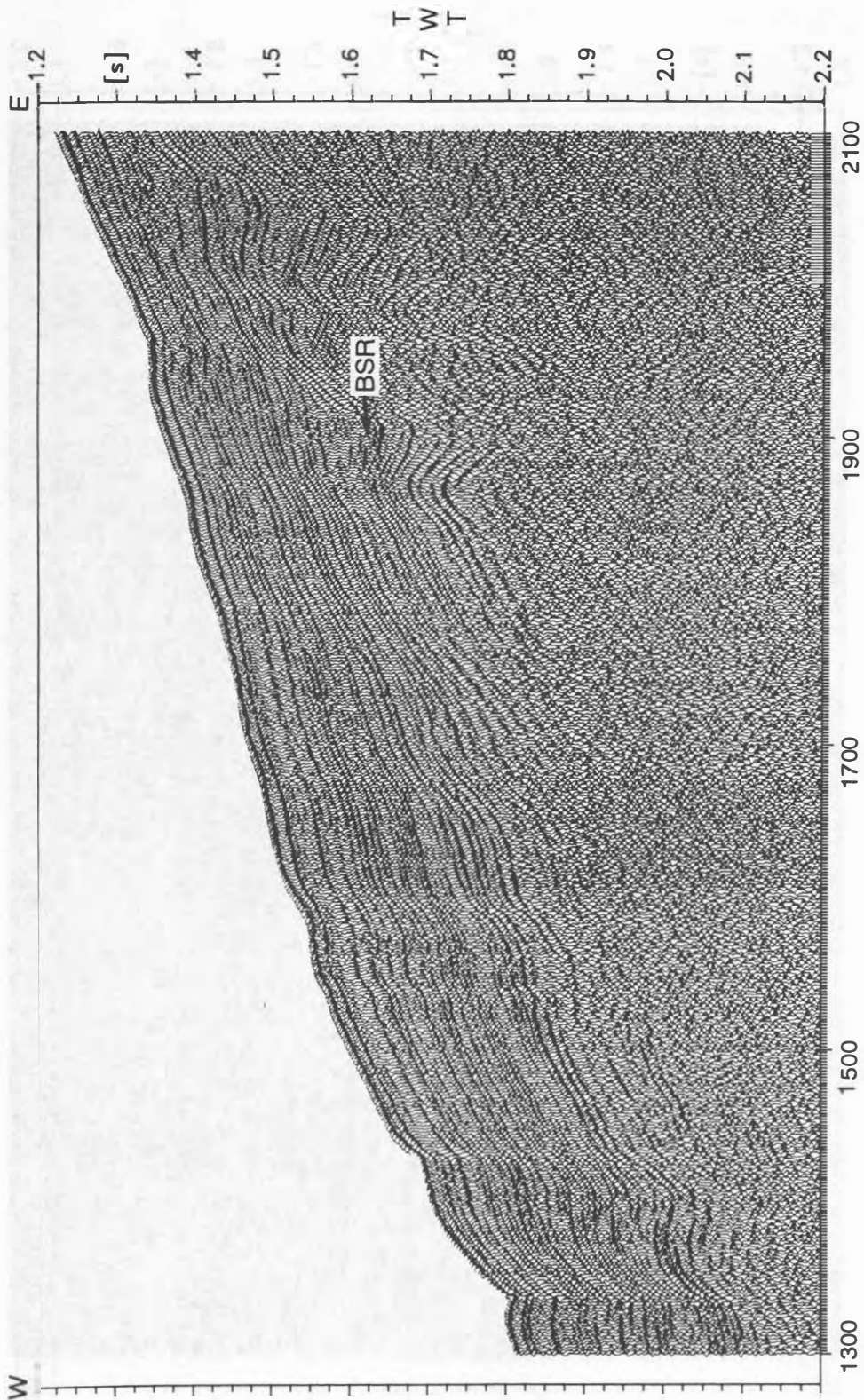


Abbildung D-7: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1300-2100 des Profil K17 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

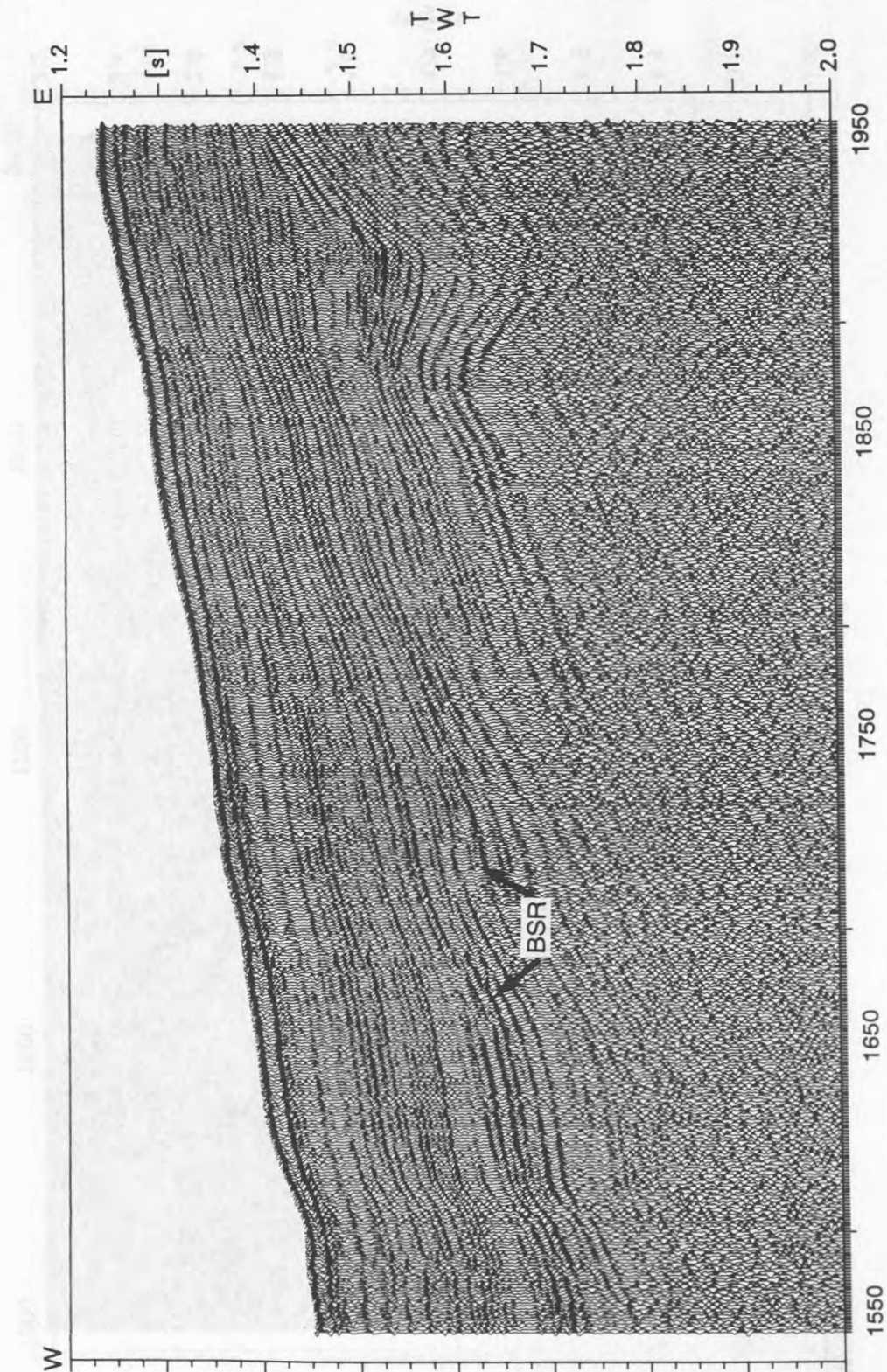


Abbildung D-8: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1550-1950 des Profil K17 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulsler mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.



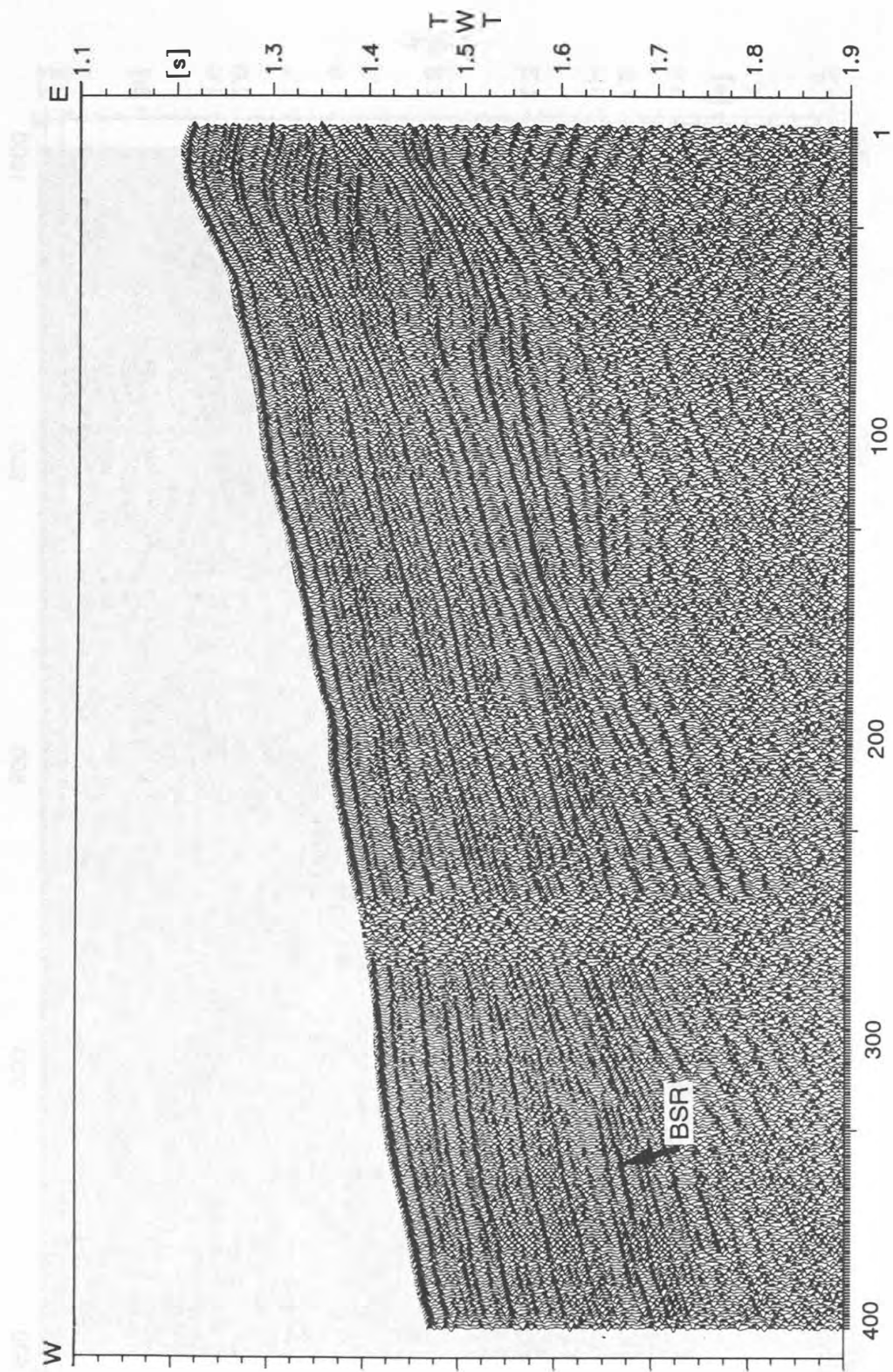


Abbildung D-9: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1-400 des Profil K18 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

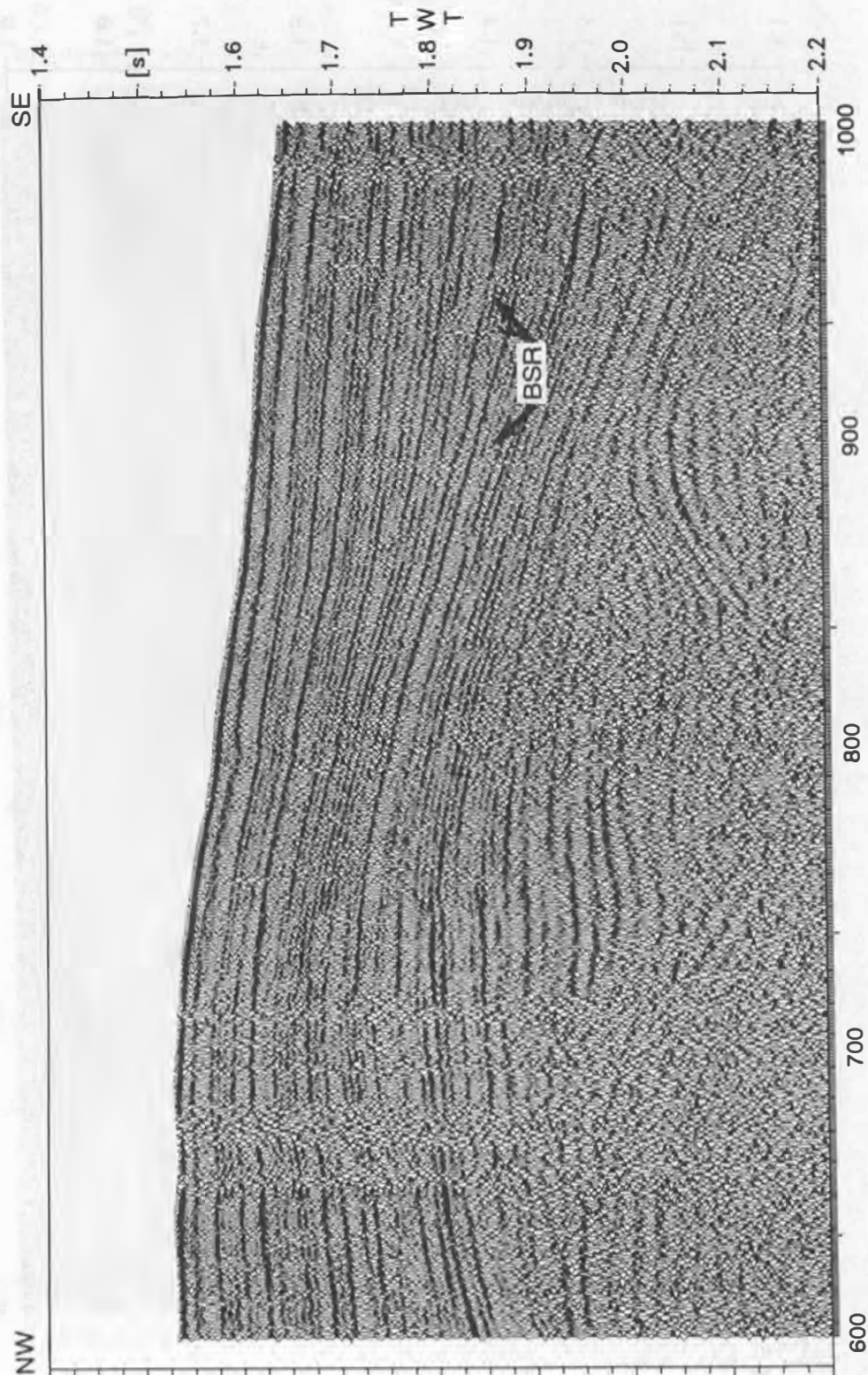


Abbildung D-10: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 600-1000 des Profil K21 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulsler mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0.275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

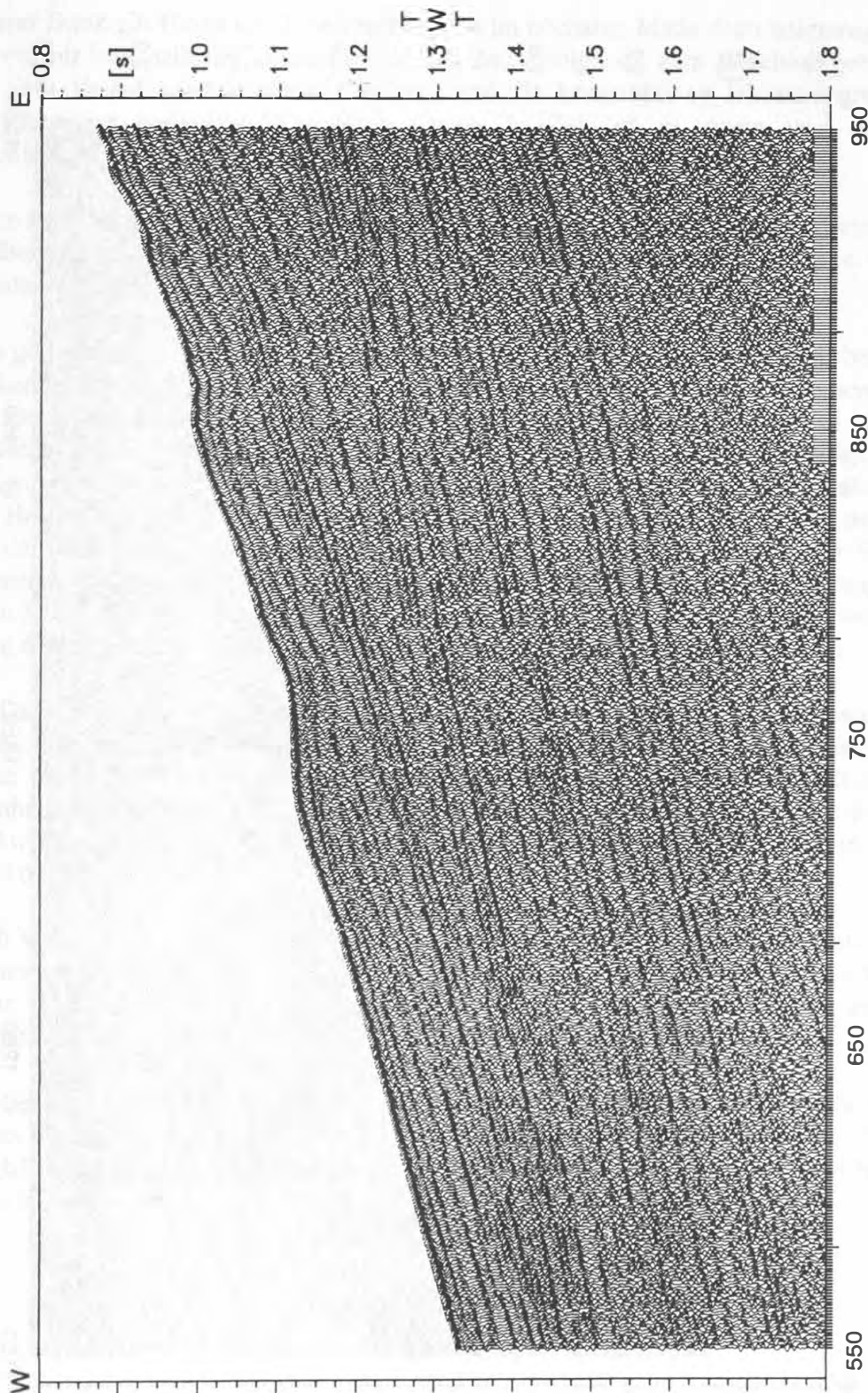


Abbildung D-11: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 550-950 des Profil K22 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. Es lassen sich keine Anzeichen auf Gashydrat zementierte oder gasführende Sedimente erkennen.

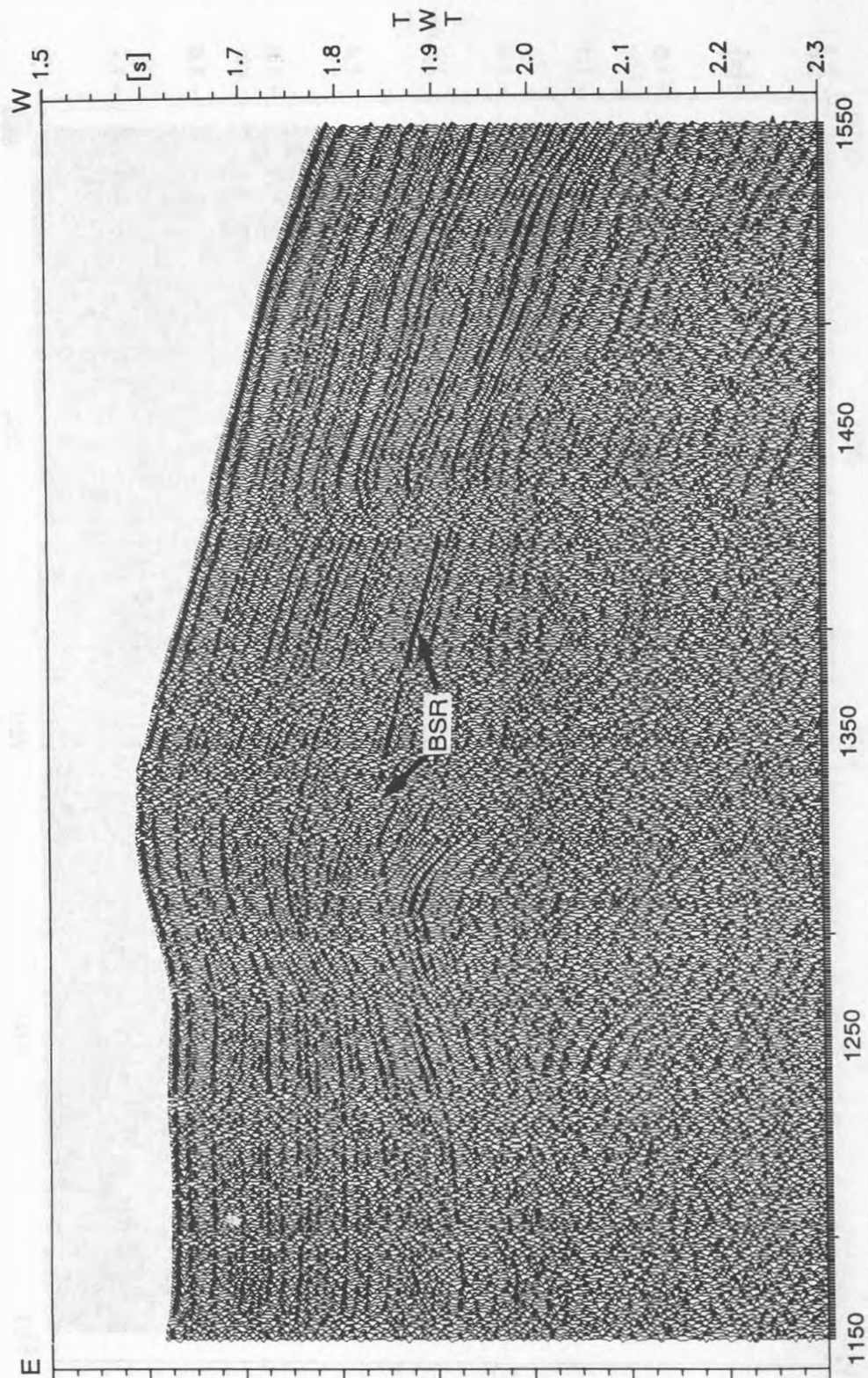


Abbildung D-12: Seismische Sektion zwischen den Schußpunkten 1150-1550 des Profil K24 vom Kontinentalabhang Nordwest Spitzbergens. Die Daten sind mit einem 6-kanaligen Streamer digital aufgezeichnet worden. Als Signalquelle diente ein Luftpulser mit einem Kammervolumen von zwei Litern. In einer Tiefe von 0,275 s TWT läßt sich ein BSR erkennen, der die Basis Gashydrat zementierter Sedimente markiert.

## Danksagung

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. J. Mienert. Er hat im höchsten Maße dazu beigetragen, daß diese Arbeit von mir innerhalb der kürzest möglichen Zeit erfolgreich zum Abschluß gebracht werden konnte. Sein Vertrauen, sein stetes Interesse und die konstruktiven Diskussionen haben mich genauso motiviert wie das Bewußtsein, auch in Zukunft in einem von ihm geleiteten wissenschaftlichen Projekt mitarbeiten zu dürfen.

Bei Herrn Prof. D. Ristow möchte ich mich dafür bedanken, daß er die offizielle Betreuung meiner Arbeit übernommen hat. Er hat mir in einer intensiven Diskussion durch fachliche und sachliche Kommentare zu einer Verbesserung der Arbeit verholfen.

Herzlich gedankt sei den Mitarbeitern des Teilprojekts B1 am Sonderforschungsbereich 313 für den lockeren, freundschaftlichen Umgang innerhalb der Arbeitsgruppe. Insbesondere Dr. M. Bobsien hat in den Anfängen meiner Tätigkeit im SFB 313 dazu beigetragen, daß ich schnell und unkompliziert mit der Materie vertraut wurde. Er hat mich in die Kunst des Umgangs mit dem HF-OBS eingeführt und mir den Einstieg in die Auswertung und Interpretation der Daten ermöglicht. Dr. F.J. Hollender hat mir durch seine ruhige Art und sein umfassendes Wissen dazu verholfen, mich in der Welt der Computer zurechtzufinden. Herr S. Bünz hat mir bei der Erstellung der zahlreichen Abbildungen dieser Arbeit sehr geholfen und hat es mit Fassung getragen, wenn er durch die Konfusion in den letzten Tagen einige Bilder mehrfach bearbeiten mußte. Dr. Marlyse Baumann danke ich für die Durchsicht der Arbeit und die anregenden Diskussionen.

Großer Dank richtet sich auch an die anderen Mitarbeiter des SFB 313 und wissenschaftlichen Hilfskräfte, die mir während der gesamten Arbeit und der zahlreichen Ausfahrten zur Seite gestanden haben. Hervorheben möchte ich dabei Herren H. Beese, mit dem ich in den letzten beiden Jahren über 100 schöne Tage auf See verbracht habe. Gerade in kniffligen Situationen hat er mir durch seine Ruhe, seine Erfahrung und seinen Sachverstand oft zu einem erfolgreichen Abschluß der Reisen verholfen.

Dank gilt weiterhin der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung des Sonderforschungsbereiches 313 'Veränderungen der Umwelt: der nördliche Nordatlantik' und Herrn Dr. F. Theilen, der mir den Datensatz vom Barents See Sedimentfächer zur Verfügung gestellt hat..

Abschließend möchte ich mich noch ganz besonders bei Svenja bedanken, die gerade in den letzten Tagen des Zusammenschreibens sehr viel Geduld und Toleranz aufbringen mußte. Ein herzliches Dankeschön auch an meine Eltern, Ursula und Günter Posewang, die mich seit dem Beginn meines Studiums in Kiel in allen Belangen unterstützt und gefördert haben.