

# Flach- und Tiefwassergashydrate in Sedimenten polarer Kontinentalränder des Nordatlantiks

## Geophysikalische Signaturen der Instabilität

### Abstract

Destabilizations of hydrates from polar continental margins of the North Atlantic are geophysically detectable within hydrate stabilization zones (HSZ). High-frequency seismic surveys of structures and propagations of compressional wave velocities are changing the classic understanding of the hydrate stability zone to an instable one. The results are important in two respects: first, shallow-water gas hydrates can substantially contribute to the transfer of the intensive greenhouse gas methane to the atmosphere, and second, deep-water gas hydrates indicate destabilization processes. These deep-water gas hydrates play an important role regarding the instability of the continental margins, whereas their influence on the greenhouse effect is probably secondary.

### 1 Gashydrate vereisen den Meeresboden

Gashydrate entstehen als eisähnliche Festphasen eines Gemisches aus Wasser und Gas im Porenraum der Sedimente von 1000 m Tiefe bis zur Meeresbodenoberfläche. Gashydrate haben eine ähnliche Struktur wie reines Eis, nur mit dem Unterschied, dass hier Wasser als Trägermolekül und Gas in unterschiedlicher Zusammensetzung als Gastmolekül dient, das in das kubische Kristallgefüge der Wassermoleküle eingebaut wird [1, 2]. Gemäß der Stabilitätskurve können Gashydrate in sehr flachen Wassertiefen bis 150 m vorkommen [2]. Die Temperaturen dieser Bodenwassermassen liegen dann deutlich unterhalb von 0 °C. Polare Regionen repräsentieren somit den Hauptbildungsraum von Flachwassergashydraten. Insbesondere die polaren Schelfgebiete erfahren durch Vorstöße und Rückzüge von Eismassen eine signifikante Änderung der Eisauflast und damit des Druckes auf den Meeresboden. Eine Eisauflast von über 1000 m auf den Schelfgebieten der Barentssee, globale Absenkungen des Meeresspie-

gels um 120 m während der letzten Eiszeit oder Temperaturänderungen der Wassermassen von mehr als 5 °C von der letzten Eiszeit zum Holozän können Hydratzyklen, d. h. ein Durchlaufen von mehreren Gashydratbildungsphasen, bewirken.

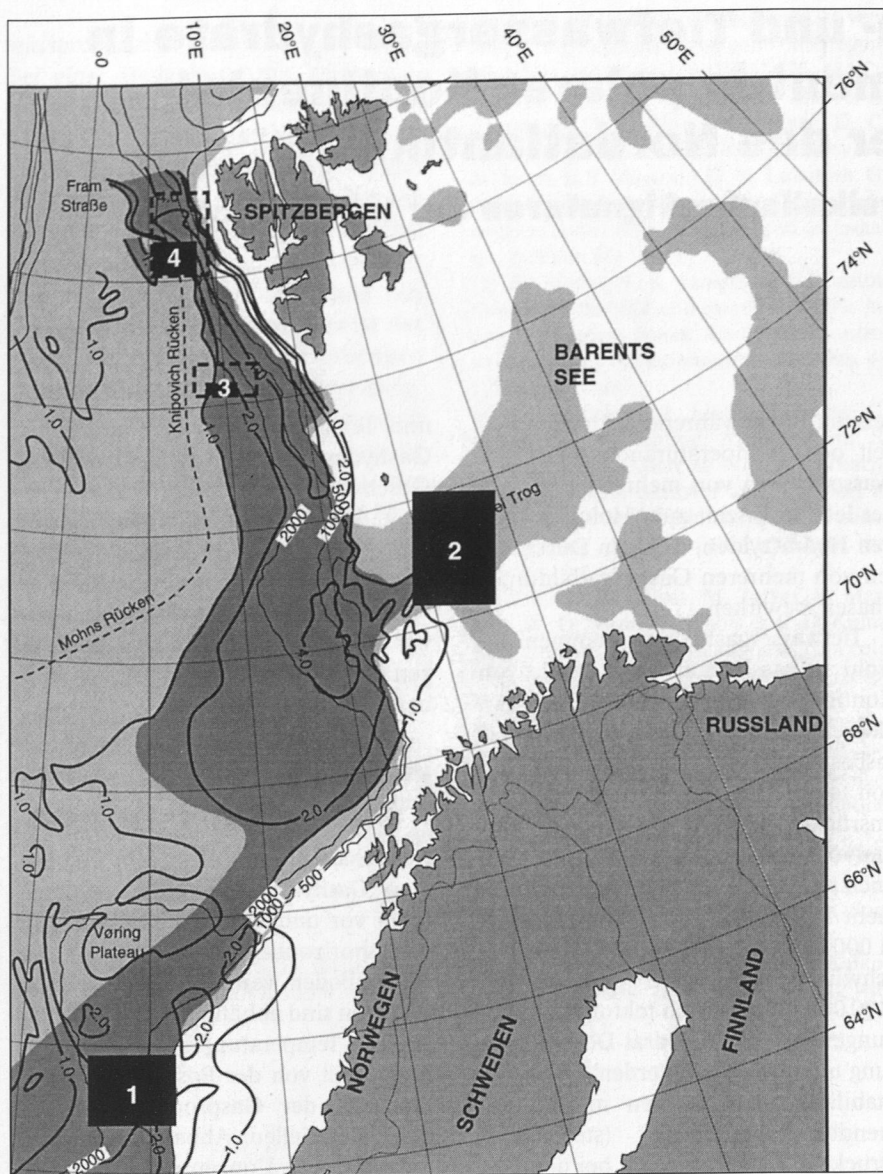
Tiefwassergashydrate kommen sowohl an passiven als auch an aktiven Kontinentalabhängen vor [2, 3]. An aktiven Kontinentalrändern steuert insbesondere die Hebungsgeschichte von tektonisch aufgewölbten Akkretionsrücken ein Herauswandern der Hydratvorkommen aus dem Stabilitätsbereich [4]. Demnach kann zwischen den mehr kurzskaligen Steuergrößen (1000 Jahre) durch rapide Klimaumschwünge und den langskaligen (100 000 Jahre) durch tektonische Hebungen bei der Hydrat-Destabilisierung unterschieden werden. Nach der Stabilitätskurve können mit zunehmender Wassertiefe (steigendem Druck) die Hydrate auch bei deutlich positiven Temperaturen (> 10 °C) stabil sein und damit den Meeresboden im positiven Temperaturfeld „vereisen“. Mit Änderungen von geothermischen Gradienten oder Bodenwassertemperaturen ergeben sich selbstverständlich Abweichungen von diesem schematischen Bild.

Ein Schlüssel für die Bedeutung von ozeanischen Gashydraten in Hinsicht auf Stabilität der Kontinentalabhänge und rapide Klimaänderung ist die Reaktion der Gashydrate auf Temperatur- und Druckänderungen. Sie hinterlässt ein Abbild im Sediment, welches entziffert und auf vergangene Änderungen der Umwelt zurückgeführt werden kann. Die heutigen Positionen der Basis ozeanischer Gashydrate sind eine direkte Folge der Temperatur- und Druckänderungen seit der letzten Eiszeit. Der jetzige Wissensstand über Gashydrate erlaubt aber keine eindeutige Aussage darüber, bei welchen vorherrschenden Amplituden von Druck

und Temperatur sich die natürlichen Gashydrate auflösen und mit welcher Geschwindigkeit dieser Prozess abläuft. Einige Zusammenhänge lassen sich jedoch schon relativ modellhaft interpretieren [5]. Eine Akzeptanz erhalten diese Modelle aber erst, wenn wir mit Beobachtungen und Messungen eine Beweisführung antreten können.

### 2 Gashydratvorhersage und Gashydraterkennung – ein Problem

Zunächst stellt sich die Frage: Wo kommen Gashydrate im Untersuchungsraum vor und wie ist deren vertikale und horizontale Konzentration im Meeresboden verteilt? Gashydratvorkommen sind abhängig von den Druck (P)- und Temperatur (T) – Bedingungen und damit von der Position im Stabilitätsfeld, der Gasproduktion durch den bakteriellen Abbau organischer Substanz, der Konzentration von Gasen im Porenwasser mit Löslichkeiten von > 50 mmol CH<sub>4</sub>/ltr und von einer genügend großen Anzahl an Wassermolekülen in den Sedimenten. Der größte Teil des nordwesteuropäischen Kontinentalabhanges erfüllt die P-T-Bedingungen und besitzt daher mit hoher Wahrscheinlichkeit Gashydrate im Stabilitätsfeld (Abbildung 1). Neben diesen Voraussetzungen werden auch die Grundvoraussetzungen zur Entstehung von biogenem Gas, zum Beispiel hohe Sedimentationsraten von 30 m/Ma und ein organischer Kohlenstoffanteil von mindestens 0,5 %, erfüllt. Trotz großer Gebiete mit hoher Wahrscheinlichkeit von Gashydratvorkommen sind die Flächen mit geophysikalisch tatsächlich nachgewiesenen Gashydratvorkommen relativ klein (Tabelle 1). Dies kann damit zusammenhängen, dass die Gashydratkonzentrationen zum überwiegenden Teil unter einem Schwellenwert akustischer Nachweisbarkeit liegen. Die vertikale und horizontale



**Abb. 1.** Theoretische und nachgewiesene Gashydratverteilung am nordwesteuropäischen Kontinentalabhang. Die hellgraue Schattierung markiert diejenigen Gebiete, die gemäß den P-T-Bedingungen in das Stabilitätsfeld für reine Methangashydrate einzuordnen sind [13]. Der dunkelgrau schattierte Bereich markiert die Gebiete mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen. Flachwassergashydrate treten in der Barentssee auf (Gebiet 2) [13].

Konzentration von Gashydraten ist nämlich schon bei kleinräumigen Untersuchungen stark variabel [6, 7].

Für das Erkennen von Gashydraten und das Bestimmen ihrer Stabilität wird eine Untersuchung des Meeresbodenuntergrundes mit geophysikalischen Methoden benötigt. In gashydratzementierten Sedimenten wurden bisher Geschwindigkeiten von 1700

bis 2400 m/s gemessen, während in Sedimenten mit freiem Gas die Geschwindigkeiten auf weit unter 1500 m/s abfallen [7, 8]. Diese akustisch signifikanten Unterschiede erzeugen einen hohen Impedanzkontrast zwischen gashydratzementierten und gasführenden Schichten. Dadurch bildet sich in der Seismik ein markanter Horizont aus, der als „Bottom Si-

**Tab. 1.** Gesamtfläche, Fläche der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen und Fläche der nachgewiesenen Gashydratvorkommen entlang des nordwesteuropäischen Kontinentalabhanges.

	Gesamtfläche des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs	Fläche mit der größten Wahrscheinlichkeit an Gashydratvorkommen	Fläche der nachgewiesenen Gashydratvorkommen
Fläche (km <sup>2</sup> )	700 000	430 000	5 000

mulating Reflector“ (BSR) bezeichnet wird und der – gemäß den Stabilitätsbedingungen für Gashydrate – parallel zum Meeresboden verläuft. In bisherigen seismischen Untersuchungen wurden in der Regel akustische Signale angeregt, deren Frequenzen niedrig (< 50Hz) und deren Wellenlängen damit zu groß waren, um Details von gashydratzementierten Meeresböden aufzulösen. Hochauflösende reflexionsseismische Daten und hochauflösende Bestimmungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen in Sedimenten gashydratführender Schichten stoßen jetzt das klassische Bild von Hydratstabilitätszonen (HSZ) um (Abbildung 2) [6, 7].

### 3 Die instabile Hydratstabilitätszone

Nördlich der Storegga-Rutschmasse wurden hochauflösende reflexionsseismische Profile zur Strukturbestimmung und HF-Ozean-Boden-Hydrophon (HF-OBH) – Profile zur Geschwindigkeitsbestimmung aufgezeichnet [6, 7]. Sie geben deutliche Hinweise auf die Existenz von freiem Gas innerhalb der Hydratstabilitätszone (Abbildung 2). Der Meeresboden läuft nahezu ungestört horizontal in einer Tiefe von 850–870 m, wobei eine parallele, schiefe Lagerung der Sedimentschichten zu erkennen ist. Auffallend sind in diesem Gebiet zwei amplitudenstarke seismische Horizonte unterhalb des Meeresbodens. Der erste amplitudenstarke Horizont tritt in circa 0,125 s TWT (Two Way Traveltime) und der zweite in circa 0,375 s TWT unterhalb des Meeresbodens auf (Abbildung 2). Eine weitere Auffälligkeit dieser seismischen Sektion sind zwei vertikal laufende, akustisch transparente Zonen, die mit einer Breite von circa 120 m bis nahe unterhalb des Meeresbodens die Schichtungen durchbrechen und die Flanken der Reflexionshorizonte aufwölben. Vermutlich handelt es sich bei diesen Strukturen um Gasaufstiegskanäle, durch die freies Gas aus größeren Tiefen bis in den Bereich des Meeresbodens migriert, ohne daß es zur Gashydratbildung im Stabilitätsbereich kommt.

Hochauflösende Geschwindigkeitsbestimmungen ergeben Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle mit signifikanten Wechseln von stark erniedrigten (1300–1320 m/s) zu anomal hohen (1740–1820 m/s) Geschwindigkeiten (Abbildung 2), die durch Sedim-

entfazieswechsel nicht erklärt werden können [6, 7]. Die niedrigen Geschwindigkeiten liegen weit unterhalb der Wasserschalgeschwindigkeit und lassen sich nur durch freies Gas in den Porenräumen der Sedimente erklären. Auffallend sind neben den beiden Niedriggeschwindigkeitszonen zwei circa 60 m mächtige Hochgeschwindigkeitszonen mit Werten zwischen 1740 und 1820 m/s, die als gashydratzementierte Sedimentschichten interpretiert werden. Bemerkenswert ist die laterale und vertikale Migration von freiem Gas und die stockwerkartige Ausbildung gashydratzementierter Schichten. Zwar haben bereits ODP-Bohrungen auf derartige Verteilungsmuster von Gashydraten hingewiesen [5], die Kombination hochauflösender geophysikalischer Untersuchungen von Strukturen und Geschwindigkeiten eröffnet jetzt aber einen faszinierenden Einblick in den Meeresboden, der durchaus mit dem Wechsel zwischen Fernrohr und Mikroskop verglichen werden kann. Es wird insbesondere deutlich, dass zwar ein sehr dynamisches, aber bei weitem noch nicht verstandenes System des „vereisten“ Meeresbodens existiert, welches nur durch geochemisch-paläozeanographisch-geophysikalische interdisziplinäre Forschergruppen im engen Wissens- und Ideenaustausch in seiner ganzen Komplexität verstanden werden kann.

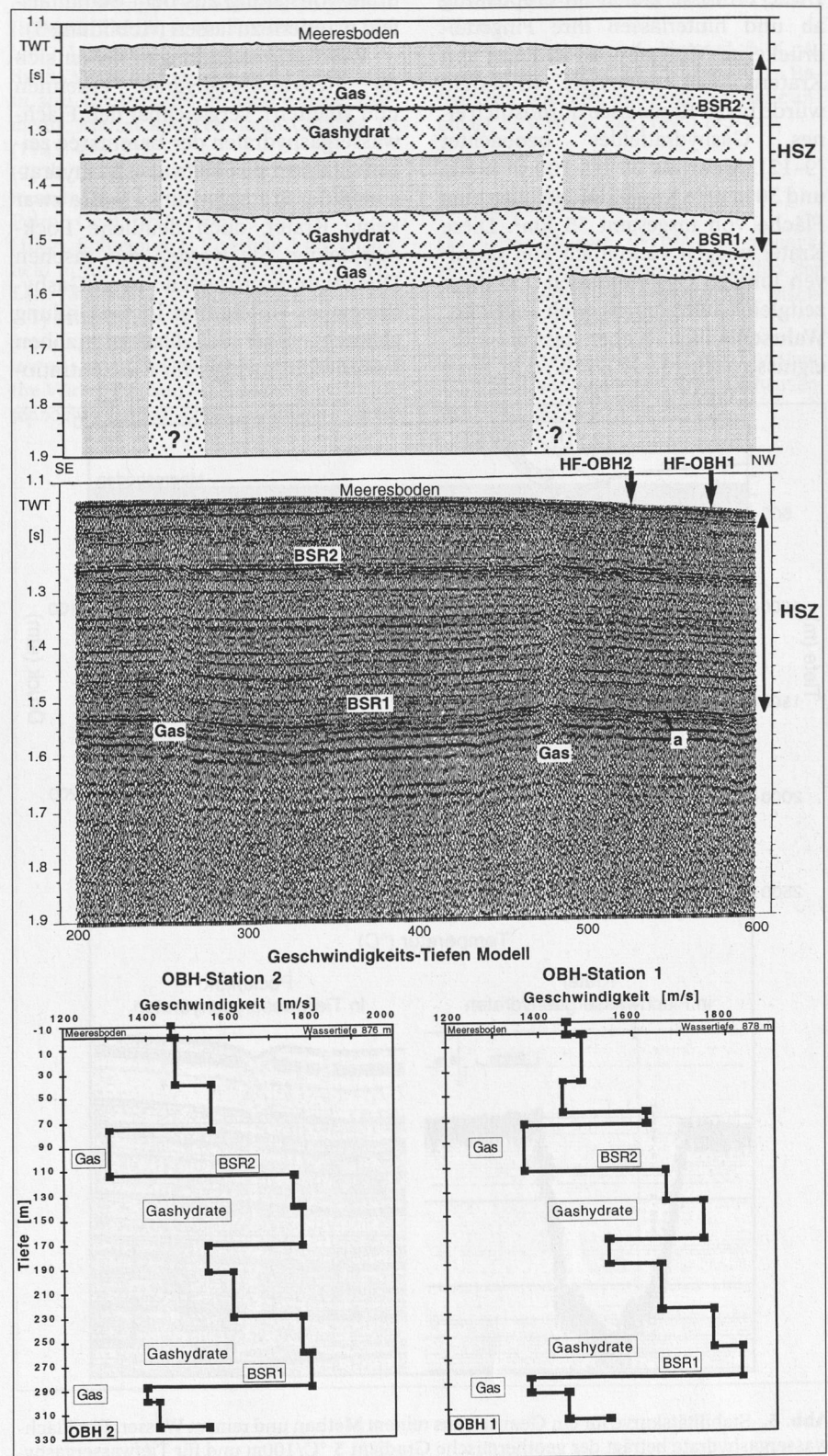
#### 4 Ausbruch aus dem Gashydrat-Konservierungszyklus

Der Antriebsmotor für den Gashydrat-Konservierungszyklus liegt an der Basis der Hydratstabilitätszone, die metastabil ist [9]. Je nach Druck und Temperaturänderung destabilisieren sich die Gashydrate im untersten Bereich der HSZ, wodurch Gas freigesetzt werden und aufsteigen kann. Das freigesetzte Gas wandert wieder in die HSZ und kann so mehrmals der Gashydratbildung zugeführt werden. Wie oft ein Gas diesen Zyklus durchlaufen kann, ist noch unbekannt. Anzeichen dafür, dass es diesem Zyklus entkommt, finden sich bereits in den reflexionsseismischen und Geschwindigkeitsprofilen. Noch auffälligere Merkmale lassen sich an der Meeresbodenoberfläche entdecken. Die im Meeresbodenuntergrund fleckhaft auftretenden Flachwassergashydrate in Wassertiefen zwischen 300 und 350 m kommen in der Nach-

barschaft zu Kraterfeldern vor [10–13]. Seismische Reflexionsprofile zeigen die Basis der Gashydrate bei ca. 180 m unterhalb des Meeresbodens an [13].

Die Gashydratfelder besitzen einen

Durchmesser von wenigen Kilometern bis mehrere zehner Kilometern. Da 1 m<sup>3</sup> Gashydrat ungefähr 163 m<sup>3</sup> freies Gas speichert, enthält es enorme Mengen an Gas. Falls diese Gashydrate de-



**Abb. 2.** Seismische Sektion (Mitte) und schematischer Aufbau des Meeresbodens im Bereich der Hydratstabilitätszone (HSZ) nördlich der Storegga-Rutschmasse (Abbildung 1, Gebiet 1). Niedrig- und Hochgeschwindigkeitszonen sind in den Geschwindigkeits-Tiefenmodellen (HF-OBH 1 und 2) erkennbar, die Vorkommen von freiem Gas und ein stockwerkartiges Auftreten von Gashydraten anzeigen. Vertikal verlaufende transparente Bereiche deuten auf Gasaufstiegszonen hin.

stabilisieren, baut sich durch die Freisetzung der Gase ein Porenwasserüberdruck auf, der ein rasches Freisetzen der Gase vom Meeresboden in die Ozeanosphäre verursachen kann. Diese Prozesse laufen oft eruptivartig ab und hinterlassen ihre Fingerabdrücke im Meeresboden in Form von Kratern. Ein derartiges Kraterfeld wurde in der Barentssee nordöstlich eines Gashydratfeldes beobachtet [9–12]. Mehr als 30 bis 700 m breite und 30 m tiefe Krater durchstoßen eine Fläche von insgesamt 35 km<sup>2</sup>. Diese Krater zeugen vermutlich von massiven lokalen Gaseruptionen. Ob diese zeitgleich auftraten, ist noch ungeklärt. Wahrscheinlich ist aber, dass diese Ereignisse nach 15 000 J. v. h., d. h. nach

dem Rückzug der Eismassen vom Barentsschelf, eintraten. Gemäß dem Phasendiagramm würde heute bereits eine geringe Temperaturzunahme von nur 1 °C ausreichen, um die Gashydrate vollständig aus dem Stabilitätsfeld wandern zu lassen (Abbildung 3).

Welche Entwicklungen lassen sich für Tiefwassergashydrate erkennen und ableiten? Vergleichbar den Flachwassergashydraten der Barentssee zeigen sich über den Tiefwassergashydrat-zonen der Storegga-Rutschmasse zwar keine Krater, doch deutliche Pockmarkfelder. Sie werden mit raschen Dissoziationsprozessen von Gashydraten im Untergrund in Verbindung gebracht. Über den Gashydrat-zonen finden sich Anzeiger für Konzentrationen von Pockmarks in 700 und 900 m

Wassertiefe. Seitensicht-Sonar und reflexionsseismische Profile weisen auf mehrere 100 Meter breite und mehrere Meter tiefe „Pockmarks“, „Vents“ und Schlammvulkane hin, die wahrscheinlich unterschiedliche Stadien der Druckentwicklung oder eruptive Gasaustritte widerspiegeln [7]. Es zeigt sich hier ein derzeit noch hochdynamischer Meeresboden im Bereich der Hydratstabilitätszone, wobei die Destabilisierung von Gashydraten nur unzureichend erklärt werden kann (Abbildung 3). Vermutlich sind neben Druckänderungen durch Erosion 100 m mächtiger Sedimentmassen in der näheren Umgebung der Storegga-Rutschmasse Temperaturänderungen der Bodenwassermassen verantwortlich.

## 5 Zukunftsperspektiven

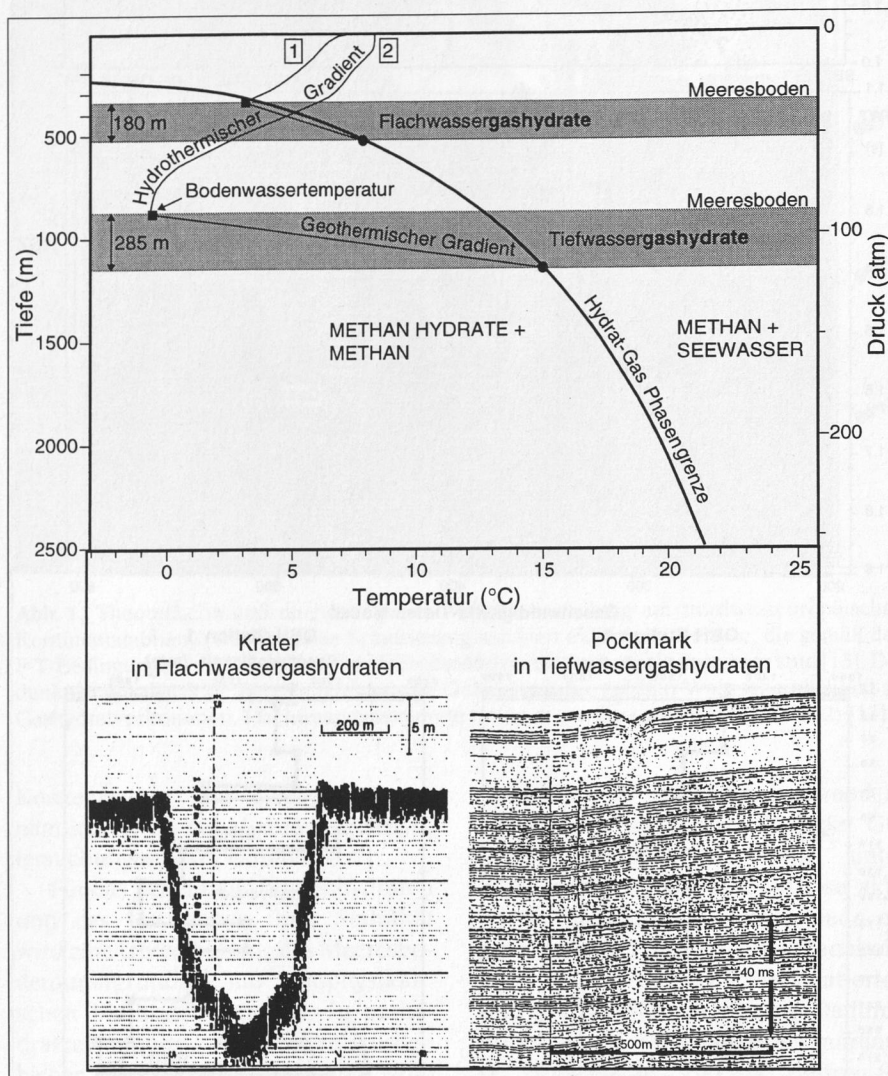
Die Bedeutung von Gashydraten für die Stabilität des Meeresbodens und der direkte Einfluss großer Mengen des darin enthaltenen Methans auf das globale Klimageschehen sind für ein Verständnis der Kopplungsmechanismen zwischen Meeresboden – Ozeanosphäre und Atmosphäre von zunehmendem wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Interesse. Insbesondere aufgrund der bisherigen Ergebnisse wird klar, dass eine Eingrenzung der vorhandenen Menge an Hydraten sowie ein tieferes Verständnis der Prozesse, die zu ihrer Entstehung bzw. zu ihrem Zerfall führen, erst eine Prognose zur Stabilität und Klimarelevanz und zu einer wichtigen Energiequelle der Zukunft liefern werden.

## Danksagung

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte im Rahmen des SFB 313 und die Europäische Kommission im Rahmen des „European North Atlantic Margin“ ENAM-Projektes (MAS3-CT95-003) die umfangreichen Forschungsarbeiten einschließlich Hochfrequenz-Ozeanbodenhydrophon- (HF-OBH) Neuentwicklungen zur Untersuchung von Gashydraten.

## Literatur

- [1] K. A. Kvenvolden, K. A. & L. A. Barnard: Hydrates of natural gas in continental margins; In: Watkins, J. S., Drake, C. L. (Eds.): AAPG Memoir. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (1983) 631–640.  
 [2] K. Kvenvolden: Gas hydrates – Geologi-



**Abb. 3.** Stabilitätskurve für ein Gemisch aus reinem Methan und reinem Wasser. Für Flachwassergashydrate beträgt der geothermische Gradient 3 °C/100m und für Tiefwassergashydrate 5,5 °C/100m. Unter diesen Bedingungen und den gegebenen Bodentemperaturen beträgt die Mächtigkeit der HSZ im Flachwasserbereich der Barentssee 180 m und im Tiefwasserbereich der Storegga-Rutschmasse 280 m. Eine Erhöhung der Bodentemperatur oder eine Erniedrigung des Druckes würde zu einem Aufschmelzen der Gashydrate und einem Entweichen von Methan in die Ozeanosphäre führen. Anzeiger für eruptive Freisetzungen von Gas existieren im Flachwasserbereich durch bis 30 m tiefe Krater und im Tiefwasserbereich durch 5 m tiefe Pockmarks.

cal perspective and global change; Review of Geophysics 31/2 (1993) 173–187.

[3] G. R. Dickens, C. K. Paull, P. Wallace & the ODP Leg 164 Party: Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir; Nature 385 (1997) 426–428.

[4] E. Suess, G. Bohrmann, J. Greinert, P. Linke, S. Lammers, E. Zuleger, K. Wallmann, H. Sahling, A. Dählmann, D. Rickert, N. v. Mirbach: Methanhydratfund von FS Sonne vor der Westküste Nordamerikas; Geowissenschaften 15 (1997) 194–199.

[5] G. J. MacDonald: Role of methane clathrates in past and future climates; Climatic Change 16 (1990) 247–281.

[6] J. Posewang: Nachweis von Gashydraten und freiem Gas in den Sedimenten des nordwesteuropäischen Kontinentalabhangs mit hochauflösenden reflexioseismischen Methoden und HF-OBS-Daten; (1997) PhD Thesis, Christian-Albrechts-University of Kiel, Germany, 137 pp.

[7] J. Mienert, J. Posewang & M. Baumann: Geophysical signature of gas hydrates along the north-eastern Atlantic Margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible transfer of methane from oceanosphere to atmosphere; Geol. Soc. Spec. Publ. (eds. J. P. Henriot & J. Mienert) (in press).

[8] M. W. Lee, D. R. Hutchinson, W. P. Dillon, J. J. Miller, J. J., Agena, W. F. and B. A. Swift: Method of estimating the amount of *in situ* gas hydrates in deep marine sediments; Marine and Petroleum Geology 10 (1993) 493–505.

[9] M. D. Max & A. Lowrie: Oceanic methane hydrates: a „frontier“ gas resource; J. Petrol. Geol. 19/1 (1996) 41–56.

[10] A. Solheim & A. Elverhøi: A pockmark field in the central Barents Sea; Geo-Mar. Lett. 13 (1993) 235–243.

[11] M. Hovland & J. Mienert: Parasound profiling and Hydrosweep mapping of shallow gas reservoirs on the Barents Shelf and the Vøring Plateau; In: E. Suess & A. V. Altenbach: Europäisches Nordmeer, Reise

Nr. 17, 15. Juli – 29. August 1991. ME-TEOR-Berichte (1992) Universität Hamburg, 92–3, p. 48–53.

[12] S. Lammers, E. Suess & M. Hovland: A large methane plume east of Bear Island (Barents Sea): implications for the marine methane cycle; Geol. Rundschau 84 (1995) 59–66.

[13] K. Andreassen, K. Hogstad & K. A. Berteussen: Gas hydrate in the southern Barents Sea, indicated by a shallow seismic anomaly; First Break 8/6 (1990) 235–245.

#### **Anschriften der Verfasser:**

Dr. Jürgen Mienert, GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1–3; D-24148 Kiel.

Dr. Jörg Posewang, SFB 313 der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Olshausenstraße 40; D-24118 Kiel.