

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

14. Feb. 1989

Z 945

666

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

"SEDIMENTATION IM EUROPÄISCHEN NORDMEER"



Nr. 12

Sedimente des südlichen Äußeren Vöring-Plateaus -
Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung

G. UENZELMANN

Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel	Nr. 12	S. 1-142	8.12.1988
--	--------	----------	-----------



Nr. 12

Sedimente des südlichen Äußeren Vöring-Plateaus -
Eine hochauflösende reflexionsseismische Untersuchung

G. UENZELMANN *

*) Institut für Geophysik der Universität , Olshausenstr. 40, 2300 Kiel 1, Germany (F.R.G.)



**'An der Erde zu freveln ist jetzt das Furchtbarste
und die Eingeweide des Unerforschlichen höher zu
achten, als den Sinn der Erde.'**

**Nietzsche,
Also sprach Zarathustra.**

Eine hochförmliche reflexionsreiche Untersuchung
des Problems der Erden- und Weltanschauung

G. UENZELMANN

0. Inhaltsverzeichnis

0. Inhaltsverzeichnis	1
0.1 Verzeichnis der Abbildungen	3
0.2 Verzeichnis der Symbole	5
0.3 Verzeichnis der Tabellen	6
1. Zusammenfassung	7
2. Einleitung	10
3. Das Untersuchungsgebiet	14
3.1 Geographische Lage und tektonische Entwicklung	14
3.2 Die Datenerfassung	17
4. Anschluß der Seismik an DSDP- und ODP-Bohrungen auf dem Äußeren Vöring Plateau	21
4.1 Die Bohrungen des Äußeren Vöring Plateaus	21
4.1.1 DSDP leg 38, Site 338	21
4.1.2 DSDP leg 38, Site 342	26
4.1.3 ODP leg 104, Site 642	29
4.2 Korrelation der Seismik mit geologischen Epochen	34
4.2.1 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 338	35
4.2.2 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 342	37
4.2.3 Korrelation am Ort des ODP leg 104, Site 642	40
5. Sedimentstrukturen	43
6. Sedimentverteilung	65
7. Sedimentgeschwindigkeiten	83
7.1 Kompressionswellengeschwindigkeiten in den Sedimenten des südlichen Äußeren Vöring Plateaus	83
7.1.1 Methode der Geschwindigkeitsanalyse	83
7.1.2 Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalyse	90

Inhaltsverzeichnis	0.
7.1.3 Geschwindigkeiten aus DSDP/ODP-Kernvermessungen und der Datenanalyse - Ein Vergleich	106
7.2 Porosität der Sedimente	110
7.2.1 Beziehung zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und gesteinsphysikalischen Parametern	110
7.2.2 Porositätsabschätzungen	115
8. Diskussion und Fazit	123
9. Danksagung	131
10. Literaturverzeichnis	132
Lebenslauf	139
Appendix	140
1. Sedimentstrukturen	43
2. Sedimentverteilung	52
3. Sedimentgeschwindigkeiten	83
4. Kompressionswellengeschwindigkeiten in den Sedimenten des nördlichen Äußeren Vöring Plateaus	83
4.1. Methode der Geschwindigkeitsanalyse	83
4.1.1 Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalyse	90
4.2. Korrelation der Seismik mit geologischen Epochen	34
4.2.1 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 338	32
4.2.2 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 342	37
4.2.3 Korrelation am Ort des ODP leg 104, Site 642	40
4.1.1 DSDP leg 38, Site 338	31
4.1.2 DSDP leg 38, Site 342	36
4.1.3 ODP leg 104, Site 642	39
4.1. Die Bohrungen des Äußeren Vöring Plateaus	31
4.1. auf dem Äußeren Vöring Plateau	31

0.1 Verzeichnis der Abbildungen

3-1	Übersichtskarte des Nord-Atlantik	15
3-2	Profilplan	18
4-1	Lithologie des DSDP leg 38, Site 338	22
4-2	Lithologie des DSDP leg 38, Site 342	27
4-3	Lithologie des ODP leg 104, Site 642	30
4-4	Korrelation der Seismik mit der Geologie an Site 338	35
4-5	Transfer der Korrelation auf Profil NS 207	36
4-6	Korrelation der Seismik mit der Geologie an Site 342	38
4-7	Transfer der Korrelation auf Profil NS 208	39
4-8	Korrelation der Seismik mit der Geologie an Site 642	40
4-9	Transfer der Korrelation auf Profil NS 205	41
5-1	Östlicher Ausschnitt des Profils NS 109	44
5-2	Östlicher Ausschnitt des Profils NS 204	45
5-3	Modell der Entwicklung des Norwegischen Kontinentalrandes nach Talwani et al. (1981)	47
5-4	Profil NS 208	49
5-5	Nördlicher Ausschnitt des Profils NS 202	50
5-6	Östlicher Ausschnitt des Profils NS 207	51
5-7	Verbreitung von Sedimentwellen auf dem Äußeren Vöring Plateau	53
5-8	Nördlicher Ausschnitt des Profils NS 205	55
5-9	Bestimmung der relativen Meeresspiegelschwankung	59
5-10	Meeresspiegelschwankungskurven für das Äußere Vöring Plateau	60/61
5-11	Hebungs-, bzw. Senkungskarten für das Äußere Vöring Plateau	62/63
6-1	Tiefenlage des Top Unteres Eozän	66
6-2	Mächtigkeit der Sedimente des Oberen Eozän	67
6-3	Tiefenlage des Top Oberes Eozän	69
6-4	Mächtigkeit der Sedimente des Unteren Miozän	70
6-5	Tiefenlage des Top Unteres Miozän	71

6-6	Mächtigkeit der Sedimente des Mittleren Miozän	72
6-7	Tiefenlage des Top Mittleres Miozän	74
6-8	Mächtigkeit der Sedimente des Oberen Miozän	75
6-9	Tiefenlage des Top Oberes Miozän	77
6-10	Mächtigkeit der Sedimente des Unteren Pliozän	78
6-11	Tiefenlage des Top Unteres Pliozän	79
6-12	Mächtigkeit der Sedimente des Quartär/Oberes Pliozän	80
6-13	Bathymetrie	81
7-1	Prinzip der Geschwindigkeitsanalyse über den Move Out	84
7-2	Beispiel für eine Probestapelung	89
7-3	Geschwindigkeitsverteilung auf dem Äußeren Vöring Plateau, Unteres/Oberes Eozän	92
7-4	Geschwindigkeits-Zeit-Funktion längs Profil NS 207	93-95
7-5	Geschwindigkeitsverteilung auf dem Äußeren Vöring Plateau, Unteres/Mittleres Miozän	97
7-6	Geschwindigkeits-Zeit-Funktion längs Profil NS 205	98-102
7-7	Geschwindigkeitsverteilung auf dem Äußeren Vöring Plateau, Oberes Miozän/Unteres Pliozän	104
7-8	Geschwindigkeitsverteilung auf dem Äußeren Vöring Plateau, Quartär/Oberes Pliozän	105
7-9	Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Porosität an Site 338	117-118
7-10	Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Porosität an Site 642, Profil NS 203	118
7-11	Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Porosität an Site 642, Profil NS 205	120

0.2 Verzeichnis der Symbole

TWT	Zweiweglaufzeit
x	Entfernung
z	Tiefe
T, t	Laufzeit
T_x	Laufzeit in der Entfernung x
T₀	Laufzeit am Schußpunkt
T_I	Intervall-Laufzeit
ΔT, Δt	Laufzeitdifferenz
v	Geschwindigkeit
v_{St}	Stapelgeschwindigkeit
v_I	Intervallgeschwindigkeit
v_{rms}	mittlere effektive Geschwindigkeit
\bar{v}, \bar{v}	mittlere Geschwindigkeit
σ	Varianz der Geschwindigkeit
h_i	Mächtigkeit der i-ten Schicht
φ, ξ	Einfallswinkel einer Schicht
E_t	Energie einer seismischen Spur zur Zeit t
x	Amplitude einer seismischen Spur
σ	Standardabweichung
T	geologisches Alter
Indices	
F, S	Fluid, Matrix
φ	Porosität
η	Korngröße
γ	Karbonatgehalt
k	Kompressionsmodul
μ	Schermodul
q	Konstante
P	Druck
V	Volumen

0.3 Verzeichnis der Tabellen

4-1	Bohrergebnisse des DSDP Site 338	23/24
4-2	Bohrergebnisse des DSDP Site 342	28
4-3	Bohrergebnisse des ODP Site 642	32/33
7-1	Geschwindigkeitswerte für verschiedene Gesteine	91
7-2	Vergleich der Geschwindigkeiten aus Kernvermessung und Datenanalyse an Site 338	107
7-3	Vergleich der Geschwindigkeiten aus Kernvermessung und Datenanalyse an Site 342	107
7-4	Vergleich der Geschwindigkeiten aus Kernvermessung und Datenanalyse an Site 642	109
A-1	Geschwindigkeiten längs Profil NS 203	140
A-2	Geschwindigkeiten längs Profil NS 204	140
A-3	Geschwindigkeiten längs Profil NS 205	141
A-4	Geschwindigkeiten längs Profil NS 206	141
A-5	Geschwindigkeiten längs Profil NS 207	142
A-6	Geschwindigkeiten längs Profil NS 208	142

1. Zusammenfassung

Im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 313 der Universität Kiel kam es im Hinblick auf die Paläoozeanographie im Europäischen Nordmeer zu einer Untersuchung der Sedimentationsgeschichte in jenem Gebiet. Dabei wurde zunächst der Schwerpunkt auf den Norwegischen Kontinentalrand gelegt und dort das Vöring Plateau als Meßgebiet ausgewählt.

Zur Erfassung der Sedimentverteilung und -eigenschaften wurde deshalb während zweier Meßfahrten 1985 und 1986 das Vöring Plateau mit hochfrequenten seismischen Quellen (Signalfrequenz bei 60-70 Hz) hochauflösend vermessen. Die so erfaßten Daten konnten an DSDP- und ODP-Bohrungen altersmäßig eingeordnet werden und wurden anschließend auf Sedimentstruktur, -verteilung und -geschwindigkeit untersucht. Über Coastal Onlap-Strukturen wurden Absenkungsraten für das Äußere Vöring Plateau bestimmt. Dabei wurde die Methode von Vail et al. (1977) angewandt. Außerdem wurde eine Porositätsabschätzung nach Nafe und Drake (1957) durchgeführt. Dabei sind folgende Ergebnisse zu Tage getreten:

Auf dem Äußeren Vöring Plateau wurden eine Reihe von Basalthochlagen kartiert, von denen Lavaflüsse ausgehen und die als Vulkane interpretiert werden (Thule Vulkanismus zwischen magnetischer Anomalie 24 und 23). Zu den Hochlagen auskeilende Schichten und abnehmende Geschwindigkeiten deuten darauf, daß bis ins Obere Miozän zumindest die Kuppen der Hochlagen einer Flachwassererosion ausgesetzt waren, also in geringer Wassertiefe lagen.

Schlammdiapire, wie sie auch auf dem Inneren Plateau zu finden sind, zeigen, daß der Rand des Äußeren Vöring Plateaus wesentlich früher als der zentrale Teil von einer Absenkung erfaßt wurde, nämlich bereits im Unteren Eozän. Eine Absenkung des Zentralteils des Äußeren Vöring Plateaus ist erst ab dem Oberen Eozän zu beobachten. Die so hervorgerufenen Neigungen und Druckbelastungen sind als Ursache für einen Schlammdiapirismus nach Chapman (1974) zu sehen.

Sedimentwellen geben einen weiteren Hinweis auf die Absenkungsgeschichte. Danach wurde zuerst der äußerste Westen des Plateaus stark von der Absenkung erfaßt (Unteres/Oberes Eozän), die sich bis zum Unteren Miozän nach Osten ausdehnt. Im Oberen Miozän wird der Grad der Absenkung wieder etwas geringer. Diese Beobachtung wird auch in den Absenkungskurven deutlich, die besonders im Eozän eine Neigung des Äußeren Vöring Plateaus erkennen lassen, während für das Obere Miozän räumlich gleichmäßige Absenkungsraten zu erkennen sind. Für das Obere Miozän zeigt die Isochronenkarte erstmals Plateaucharakter, d. h. die Kontouren der Basalthochs sind durch Absenkung und Sedimentation geglättet worden.

Zusammenfassend lassen sich folgende Ablagerungsbedingungen rekonstruieren:

Im Unteren Eozän werden subaerisch Vulkanite extrudiert, die der Erosion ausgesetzt sind. Das erodierte Material wird in unmittelbarer Nähe der Quelle abgelagert. Über die Onlap-Strukturen ist eine Absenkung der Ränder des Äußeren Vöring Plateaus zu erkennen, während der Zentralteil hiervon verschont bleibt. Es liegt eine sehr schwache Strömung vor.

Die Schelfbedingungen dauern auch noch in Oberen Eozän an. Allerdings erscheint die Strömung stärker und kann die Vulkanoklastite weiter nach Nordwesten transportieren. In diesem Gebiet ist eine wesentlich stärkere Absenkung als im Süden zu beobachten. Insgesamt verlangsamt sich der Absenkungsprozeß.

Im Oligozän erfährt das Äußere Vöring Plateau eine Anhebung, deren Ausmaß von Süden nach Norden abnimmt. Als Folge dieser Anhebung werden kaum Sedimente abgelagert, die vor allem im Süden der Erosion ausgesetzt sind.

Während des Unteren Miozän ist zunächst eine Fortdauer dieser Situation zu erkennen. Im Laufe der Epoche kommt es dann erneut zu einer Absenkung, die zur Ablagerung von Schlämmen auf einem Kontinentalrand führt.

Das Mittlere und das Obere Miozän zeichnen sich durch wenig Änderungen aus. Der Übergang vom Schelfrand zum Kontinental-

hang hat sich sehr langsam vollzogen. Bis zum Ende des Oberen Miozän hat das Äußere Vöring Plateau dann eine gleichmäßige Tiefenlage erreicht.

Für das Untere Pliozän ist ein Kontinentallhang als Ablage-
rungsumgebung festgestellt worden. Dabei kann eine Strömung
parallel zum Escarpment beobachtet werden, d. h. in nordöstli-
cher Richtung.

Diese Strömung dreht im Quartär/Oberes Pliozän auf Nord-
nordost, während weiter auf einem Kontinentallhang sedimentiert
wird.

2. Einleitung

Die Eigenschaften und Auswirkungen der ozeanischen Zirkulation im Europäischen Nordmeer sind heute von einzigartiger Bedeutung für das Klima in Nordwesteuropa. Um die heutige Situation zu verstehen, muß eine Vorstellung über ihre Entwicklung vorhanden sein. Dies ist das Ziel des Sonderforschungsbereichs 313 (SFB 313) an der Universität Kiel: Sedimentation im Europäischen Nordmeer - Abbildung und Geschichte der ozeanischen Zirkulation.

Da sich die ozeanische Zirkulation in den Sedimenten abbildet, ist eine hochauflösende Untersuchung der Sedimente vonnöten. Dabei sollen Sedimenteigenschaften und ihre regionale Verbreitung erfaßt werden, um sie zur Rekonstruktion der Paläoozeanographie heranzuziehen. Weiterhin können über eine seismostratigraphische Interpretation Aussagen über die Absenkungsgeschichte gemacht werden und so eine Vorstellung der Paläomorphologie ermöglichen. Da die Strömungsverhältnisse von der Morphologie beeinflußt werden, ist die Paläomorphologie ein weiterer wichtiger Parameter.

Im Rahmen des SFB 313 wurde zunächst der Schwerpunkt auf den Norwegischen Kontinentalrand gelegt, um konkret die Entwicklung des Norwegenstroms zu untersuchen. In einer späteren Phase sollen dann die Verhältnisse weiter im Norden (Ausgang der Barents See) und im Westen (Ost- Grönland) erforscht werden. Innerhalb des SFB 313 konzentriert sich die Geophysik also vorerst auf die Rekonstruktion der Entwicklung des Norwegischen Kontinentalrandes und seiner Sedimentationsgeschichte.

Dabei wurde als Untersuchungsgebiet das Vöring Plateau ausgewählt. Für dieses Gebiet liegen eine Reihe von Arbeiten zur Krustenuntersuchung vor. Bereits recht früh entwickeln Hinz (1972) und Talwani und Eldholm (1972) sehr gegensätzliche Theorien über die Entstehung des Vöring Plateaus. Während Hinz (1972) die Krustenstruktur als kontinental interpretiert, sehen Talwani und Eldholm (1972) ihren Ursprung im Seafloor Spreading.

Die Theorie einer kontinentalen Kruste wird zunächst von Hinz (1981) und Hinz et al. (1984) weiterentwickelt. Hinz et al. (1987) deuten jedoch ebenfalls einen ozeanischen Ursprung der Kruste an.

Talwani und Eldholms (1972) Theorie wird durch eine Reihe von Untersuchungen und Arbeiten bekräftigt (Talwani und Eldholm, 1973 und 1977; Talwani et al., 1981). Mutter et al. (1982), Mutter (1984) und Mutter (1985) diskutieren weitere Argumente für die Theorie einer ozeanischen Kruste.

Smythe et al. (1983) legen Überlegungen zu einer Mischkruste vor. Auch die Möglichkeit der Bildung des Vöring Plateaus durch einen Hot Spot wird in Betracht gezogen (Vink, 1984).

Alle bisher genannten Arbeiten geben nahezu übereinstimmend den Zeitpunkt der Bildung des Vöring Plateaus an. Sie legen ihn in den Zeitraum zwischen den magnetischen Anomalien 24 und 23, also vor 57-55 Millionen Jahren. Hagevang et al. (1983) jedoch zeigen auf, daß bereits zwischen den Anomalien 25 und 24 am Vöring Plateau Kruste gebildet wurde, also vor 59-57 Millionen Jahren.

Obwohl also die Krustenstruktur des Vöring Plateaus sehr intensiv untersucht und diskutiert wurde, sind die Sedimente in den oben genannten Arbeiten lediglich als ein Schichtpaket betrachtet worden.

Eldholm und Windish (1974) geben einen Überblick über die Sedimentverteilung in der Norwegisch-Grönländischen See. Dabei konzentrieren sie sich auf großräumige Strukturen und können nur wenig auf das Vöring Plateau eingehen.

Eine kleinräumigere Untersuchung der Sedimentverteilung des Vöring Plateaus und des Vöring Beckens geben Skogseid und Eldholm (1988). Sie gehen dabei besonders auf die Rifting und Seafloor Spreading Phase ein und legen erste Überlegungen zur Absenkung des Gebiets dar.

Caston (1976) legt eine regionale Interpretation der Sedimentverteilung auf dem Vöring Plateau vor, die auf den Bohrerergebnissen des DSDP leg 38 basiert. Eine detaillierte Untersuchung der Sedimente des nördlichen Vöring Plateaus ist von Rönnevik

et al. (1979) erschienen, die Isopachenpläne für jenes Gebiet vorlegt.

Im Gegensatz zum Vöring Plateau sind die Sedimente des Norwegischen Schelf sehr gründlich auf Struktur und Verteilung untersucht worden (Böen et al., 1984; Bukovics et al., 1984; Gowers und Lunde, 1984). Dies geschah vor allem im Hinblick auf Kohlenwasserstoffexploration und deshalb recht kleinräumig (Caselli, 1987; Cohen und Dunn, 1987).

Das Vöring Plateau erscheint also für eine hochauflösende reflexionsseismische Vermessung besonders geeignet. Zum einen ist die Krustenstruktur des Vöring Plateau bereits eingehend untersucht worden. Dadurch ist bekannt, daß das Vöring Plateau schon während einer frühen Entwicklungsphase des Nordmeers gebildet wurde und somit an nahezu der gesamten Entwicklung des Nordmeers teilgenommen hat, also repräsentative Strukturen zeigt. Die Sedimentationsbedeckung ist bisher jedoch wenig untersucht worden.

Zum zweiten ist das Vöring Plateau durch ein flach gelegenes Basement charakterisiert, wodurch eine lückenlose Erfassung der gesamten Sedimentsäule mit einer hohen Auflösung möglich ist.

Weiterhin liegt das Vöring Plateau im Bereich des Übergangs Schelf - Kontinentalhang, der also gut erfaßt werden müßte. Ein wichtiges Argument für die Auswahl des Vöring Plateaus ist die große Anzahl dort abgeteufter DSDP- und ODP-Bohrungen, die eine Korrelation der Seismik mit geologischen Parametern und so quantitative Aussagen ermöglichen.

Das Vöring Plateau wurde vom Institut für Geophysik, Kiel während zweier Meßfahrten in den Jahren 1985 und 1986 hochauflösend reflexionsseismisch vermessen. In der vorliegenden Arbeit sollen die seismischen Daten an den Orten der Bohrungen mit der Geologie korreliert werden, um so Aussagen über das Alter der Reflektoren machen zu können. Als nächstes wird die Struktur der Reflexionen detailliert nach Epochen und Regionen untersucht, da sich darin die Ablagerungsumgebung und die tektonische Beanspruchung der Sedimente nach ihrer Ablagerung dokumentiert.

Anschließend werden mit Hilfe der Methode von Vail et al. (1977) aus Onlap-Strukturen Absenkungsraten für das Äußere Vöring Plateau bestimmt.

Weiterhin soll die Verteilung der Sedimentpakete kleinräumig in Abhängigkeit vom geologischen Alter und vom Ort diskutiert werden, denn hierin bilden sich Strömungen und die sie beeinflussenden morphologischen Strukturen ab.

Aussagen über die Art des abgelagerten Materials werden mit Hilfe einer Geschwindigkeitsanalyse und einer Porositätsabschätzung nach Nafe und Drake (1957) vorgenommen.

Abschließend werden die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungen umfassend diskutiert und der Versuch einer Rekonstruktion der Absenkungsgeschichte des Äußeren Vöring Plateaus gemacht.

3. Das Untersuchungsgebiet

3.1 Geographische Lage und tektonische Entwicklung

Das Vöring Plateau gehört zum Großraum der Norwegisch-Grönländischen See und bildet dort zwischen 65° und 68° nördlicher Breite und 1° und 9° östlicher Länge einen Teil des Norwegischen Kontinentalrandes (Abb. 3-1).

Es unterbricht den Kontinentalhang in einer Tiefe zwischen 1000 m und 1500 m und stellt sich als relativ flaches, ebenes Plateau dar. Nach Südwesten wird das Vöring Plateau durch die Jan Mayen Fracture Zone und weiter durch das Norwegen Becken begrenzt. Im Norden verläuft der Übergang ins Lofoten Becken über einen steilen Hang. Nach Osten schließt das Vöring Plateau direkt an den Norwegischen Kontinentalrand an.

Strukturell ist das Vöring Plateau durch das sogenannte Vöring Plateau Escarpment in einen Äußeren (seewärts des Escarpments) und einen Inneren Teil (landwärts des Escarpments) zu unterteilen (Talwani und Eldholm, 1972). Das Äußere Plateau ist durch ein flaches Basement und damit geringmächtige Sedimente charakterisiert. Dieses Gebiet zeigt lineare magnetische Anomalien (Talwani, Udintsev et al., 1976). Im Gegensatz dazu zeichnet sich das Innere Vöring Plateau durch mehrere Kilometer mächtige Sedimente, d. h. ein tief gelegenes Basement aus. Auch befindet es sich in einer magnetisch ruhigen Zone.

Das Vöring Plateau ist also geophysikalisch durch eine Reihe von Besonderheiten gekennzeichnet, die auf seine Entwicklung zurückzuführen sind.

Ausgangspunkt für die Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See war ein Mesozoisches Becken, eine Fortsetzung des Nordseebeckens (Talwani und Eldholm, 1977).

Eine Folge von kleineren Sedimentbecken entstand in der Kreide als Teil eines Riftsystems, welches vom Rockall Trough bis zur Bären Insel reicht (Hanisch, 1984 a+b). Dabei erscheint das Vöring Becken als eine Verlängerung des Møre Beckens.

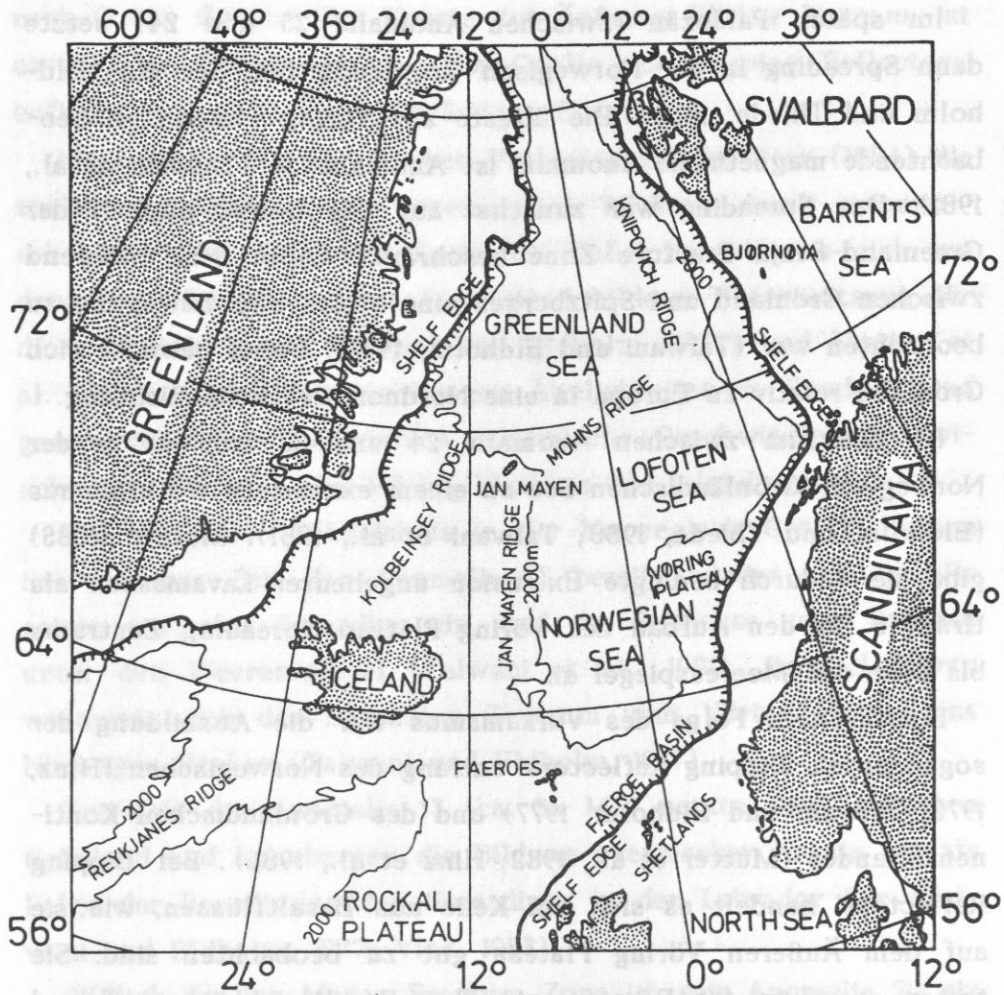


Abbildung 3-1: Übersichtskarte des Nord-Atlantik. Das Vöring Plateau befindet sich auf dem Norwegischen Kontinentalrand unmittelbar westlich der Schelfkante. Nach Hanisch (1984b).

Nach Westen wird das Riftsystem von Basaltflüssen und Sills begrenzt. Die Spreadingachse kann vom Rockall Trough bis ins Möre Becken verfolgt werden (Hanisch, 1984 a+b). Aktives Spreading dauerte bis zum Maastricht (ca. 68 Ma) an. Nördlich des Möre Beckens können Dehnungen allerdings nur bis in die Zeit

des Turon (ca. 90 Ma) beobachtet werden.

Im späten Paläozän (zwischen Anomalie 25 und 24) setzte dann Spreading in der Norwegisch-Grönländischen See ein (Eldholm und Thiede, 1980). Die älteste am Vöring Plateau zu beobachtende magnetische Anomalie ist Anomalie 24 (Talwani et al., 1981). Das Spreading war zunächst auf das Gebiet südlich der Greenland-Senja Fracture Zone beschränkt (Abb. 3-1), während zwischen Grönland und Spitzbergen eine strike-slip Bewegung zu beobachten war (Talwani und Eldholm, 1977). Dabei bewegte sich Grönland relativ zu Europa in eine Nordnordwestliche Richtung.

Im Zeitraum zwischen Anomalie 24 und 23 kam es in der Norwegisch-Grönländischen See zu einem exzessiven Vulkanismus (Eldholm und Thiede, 1980; Talwani et al., 1981). Mutter (1985) gibt die dadurch bedingte Extrusion ungeheurer Lavamassen als Ursache für den Aufbau des Vöring Plateau Spreading Zentrums bis über den Meeresspiegel an.

Eine weitere Folge des Vulkanismus war die Ausbildung der sogenannten 'Dipping Reflectors' entlang des Norwegischen (Hinz, 1972; Talwani und Eldholm, 1977) und des Grönländischen Kontinentalrandes (Mutter et al., 1982; Hinz et al., 1986). Bei 'Dipping Reflectors' handelt es sich um Keile aus Basaltflüssen, wie sie auf dem Äußeren Vöring Plateau gut zu beobachten sind. Sie treten seewärts des Escarpments über Basalthochlagen auf und zeigen eine mit der Tiefe zunehmende Neigung. Am Norwegischen Kontinentalrand treten sie z. B. seewärts des Vöring Plateau Escarpments (Talwani et al., 1981; Hinz et al., 1984), am Grönländischen Kontinentalrand z. B. seewärts des Grönland Escarpments (Hinz et al., 1986).

Die Lage des Extrusionsortes der 'Dipping Reflectors' ist noch ungeklärt: Hinz et al. (1984) und Smythe et al. (1983) vertreten die Theorie, daß die Quelle der 'Dipping Reflectors', und damit der Kontinent-Ozean Übergang, an ihrem seewärtigen Ende lag. Die Basaltflüsse extrudierten über einer ausgedünnten kontinentalen Kruste (Hinz, 1972), und das Escarpment bildet ihr landwärtiges Ende.

Andere Autoren (Eldholm und Thiede, 1980; Talwani et al.,

1981; Mutter, 1985) interpretieren das Escarpment als Kontinent-Ozean Grenze. Die Kruste des Äußeren Vöring Plateaus ist ozeanischen Ursprungs, und die Quelle der 'Dipping Reflectors' befindet sich an ihrem landwärtigen Ende.

Als Ursache für den starken Vulkanismus gibt Vink (1984) die zusätzliche Speisung des ozeanischen Rückens durch magmatisches Material eines Hot Spots an. Dabei handelte es sich um denselben Hot Spot, der später Island bildete. Unterstützung für diese Theorie geben Talwani und Eldholm (1977) und Mutter et al. (1984), deren Untersuchungen Ähnlichkeiten in Struktur und geophysikalischen Parametern (seismische Geschwindigkeit) zwischen den Krusten des Vöring Plateaus und Islands ergaben.

Der exzessive Vulkanismus in der Norwegisch-Grönländischen See war zur Zeit der Anomalie 23 bereits wieder beendet. Es setzte normales Spreading ein, und die Riftachse sank dadurch unter den Meeresspiegel (Talwani et al., 1981). Parallel hierzu verlagerte sich das Spreading Zentrum vom Vöring Plateau ins Norwegen Becken (Talwani und Eldholm, 1977).

Zur Zeit der Anomalie 13 (ca. 36 Ma) setzte dann zwischen Grönland und Spitzbergen die Bildung ozeanischer Kruste ein als Folge der Beendigung des Spreadings in der Labrador See (Talwani und Eldholm, 1977; Vink, 1983).

Südlich der Jan Mayen Fracture Zone ist seit Anomalie 20 ein westwärtiges Springen der Riftachse vom Norwegen Becken (hier werden zwei extinkte Achsen vermutet) über den Jan Mayen Rücken zum Island-Jan Mayen Rücken zu beobachten (Talwani und Eldholm, 1977).

3.2 Die Datenerfassung

Aufgabe der reflexionsseismischen Untersuchung des Vöring Plateaus war die Erfassung und stratigraphische Einordnung der sedimentären Ablagerungen. Hierzu wurden Profile mit vielen Kreuzpunkten ausgelegt, die ein recht feines Netz bilden (Abb. 3-2). Um die geologische Einordnung der Reflektoren zu gewähr-



leisten, verlaufen die Profile über die Positionen verschiedener DSDP- und ODP-Bohrungen.

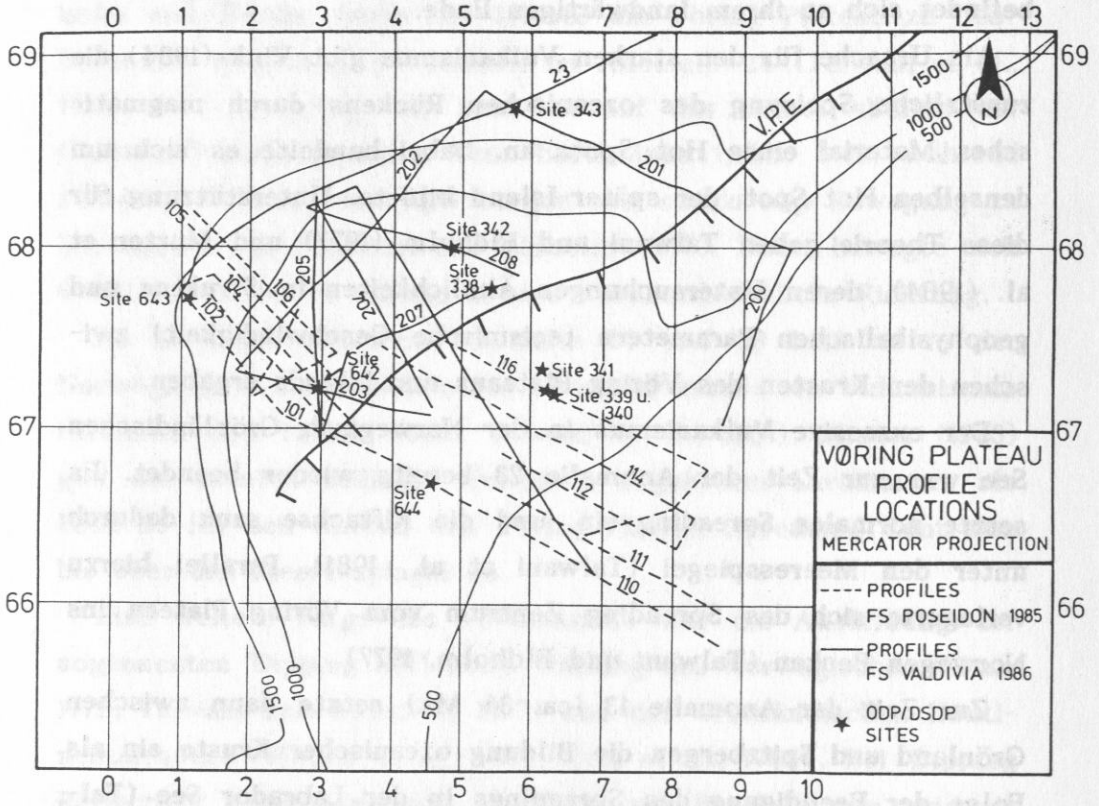


Abbildung 3-2: Lage der Profile auf dem Vøring Plateau. Die Tiefen sind in unkorrigierten Faden angegeben. V.P.E. = Vøring Plateau Escarpment.

Die erste Meßfahrt 1985 mit FS *Poseidon* diente dazu, einen ersten Überblick über die sedimentären Strukturen zu erhalten. Es wurden deshalb Profile auf dem Äußeren und dem Inneren Vøring Plateau vermessen. Sie sind im Profilplan (Abb. 3-2) gestrichelt dargestellt.

1986 wurde auf einer zweiten Meßfahrt mit FS *Valdivia* das Profilnetz im Bereich des Äußeren Vøring Plateaus verdichtet und nach Norden ausgedehnt. Diese Profile erscheinen als durchgezogene Linien in Abbildung 3-2. Diese zweite Vermessung be-

schränkte sich auf das Äußere Vöring Plateau, da dort, bedingt durch die Entwicklungsgeschichte des Vöring Plateaus, besonders deutliche Ablagerungsunterschiede in einem relativ engen Tiefenbereich auftreten. Dies führt auch zu einer stärkeren Ausprägung der Sedimentstrukturen. Weiterhin reichen die auf dem Äußeren Vöring Plateau abgeteufte DSDP- und ODP-Bohrungen bis in das dort flach gelegene Basement und ermöglichen so eine lückenlose Korrelation von seismischen Reflektoren und geologischen Epochen. Dies ist bei den Bohrungen auf dem Inneren Plateau nicht der Fall.

Um auch feine Sedimentschichten erfassen zu können, wurde 1985 eine 0.6 l Airgun als Schallquelle verwendet, die 1986 durch ein Array aus fünf Luftpulsern (2 l, 1.2 l, 0.85 l, 0.6 l und 0.33 l) ersetzt wurde. Durch das Array wurde keine wesentlich größere Eindringung erreicht; schwache Reflexionen treten jedoch wesentlich deutlicher hervor. Die Triggerung der Kanonen des Arrays geschah durch eine spezielle Einheit der Firma Sedasis. Dies ermöglichte ein zeitverzögertes Schießen der Airguns und so eine Optimierung der Signalform.

Diese Schallquelle erzeugt ein Signal, dessen Hauptfrequenz zwischen 60 Hz und 70 Hz liegt. Es können hiermit also Schichten der Minimalmächtigkeit von 10-15 m noch aufgelöst werden.

Die Datenerfassung geschah 1985 mit einem 10-kanaligen Streamer (250 m aktive Länge). 1986 konnte erstmals ein 24-kanaliger Streamer mit einer aktiven Länge von 600 m eingesetzt werden.

Die Datenerfassungsanlage selbst wurde am Institut für Geophysik, Kiel entwickelt. Die Daten werden vor der Analog-Digital Wandlung vorverstärkt und Bandpaß-gefiltert. Sie können dann zur Kontrolle auf einen einkanaligen Analogrecorder gegeben oder auf einem Oszillographen dargestellt werden.

Die Analog-Digital Wandlung und abschließende Speicherung der registrierten Daten auf Magnetband geschieht über einen 16-Bit Minicomputer NOVA 4/X der Firma Data General. Seine Speichergröße beträgt 256 KB. Es können bis zu 32 Kanäle gewandelt werden bei einer maximalen Wandelrate von 22 KHz. Mit

der auf dem Vöring Plateau verwandten Digitalisierungsfrequenz von 345 Hz wurden 1000 Datenpunkte oder 2.9 s pro Kanal registriert, so daß auch tiefer gelegene Sedimentstrukturen des Vöring Plateaus erfaßt wurden. Vor der Speicherung auf einem von zwei schnellen Magnetbandgeräten wurden die Daten endverstärkt, wobei zur Erhöhung der Dynamik eine lineare Verstärkereinstellung möglich war.

Die Positionsbestimmung erfolgte durch Satelliten- Navigation, die in Abständen von 3 Minuten durch DECCA ergänzt wurde.

4. Anschluß der Seismik an DSDP- und ODP-Bohrungen auf dem Äußeren Vöring Plateau

4.1 Die Bohrungen des Äußeren Vöring Plateaus

Bevor eine Korrelation der seismischen Reflektoren mit den geologischen Epochen am Ort verschiedener Bohrungen vorgenommen wird, sollen die Ergebnisse der verwandten Bohrungen kurz vorgestellt werden.

Dabei werden zwei Arten von Schlämmen unterschieden. Bei der ersten Art handelt es sich um lehmigen und eher terrigenen Schlamm; im englischen Mud genannt und im folgenden mit terrigenem Schlamm bezeichnet. Bei der zweiten Schlammart handelt es sich um hauptsächlich aus Skelettresten von Mikroorganismen bestehende pelagische Sedimente (engl.: Ooze), das im folgenden pelagischer Schlamm genannt wird.

4.1.1 DSDP leg 38, Site 338

DSDP Site 338 wurde auf dem Äußeren Vöring Plateau sehr nahe dem Escarpment abgeteuft (Abb. 3-2). Dabei befindet sich die Bohrung unmittelbar westlich der Kuppe einer Basementhochlage (Talwani, Udintsev et al., 1976). Eine an dieser Lokation erbohrte sandige terrigene Schlammschicht ist auf verschiedenen Basementhochlagen (z. B. nahe DSDP Site 342) nicht gefunden worden. Unter einer 401.8 m mächtigen Sedimentsäule wurde eozäner Basalt erbohrt. Die Sedimentsäule umfaßt eine undurchbrochene Gesteinsfolge vom Unteren Eozän bis zum Quartär und läßt sich in drei unterschiedliche lithologische Einheiten unterteilen (Abb. 4-1).

Einheit 1 umfaßt den Teufenbereich 0-61 m und besteht aus wechselgelagerten terrigenen Schlämmen, sandigen terrigenen Schlämmen und kalkigen pelagischen Schlämmen aus dem Plio/Pleistozän. Außerdem findet man viel eisverfrachtetes Material (Talwani, Udintsev et al., 1976). Die Schlämme zeichnen sich durch eine mit der Tiefe abnehmende Korngröße aus, d. h. einen

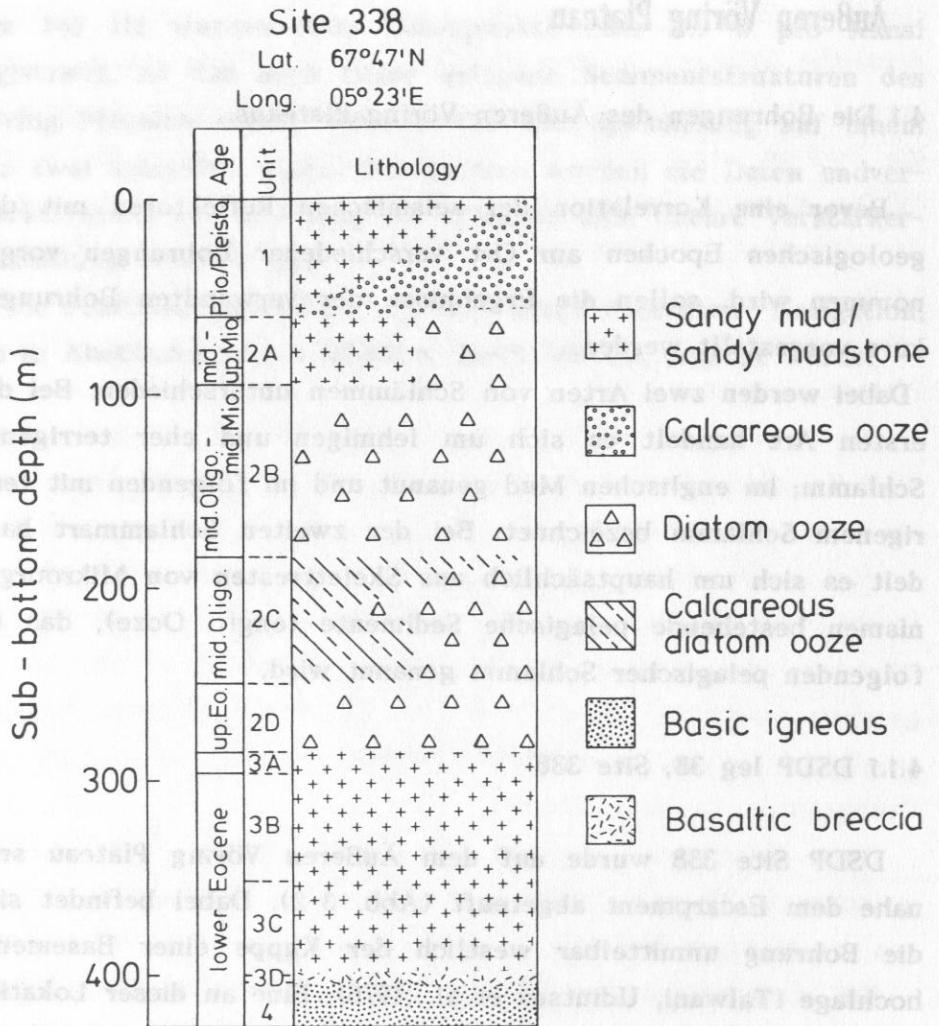


Abbildung 4-1: Am DSDP leg 38, Site 338 erbohrte Lithologie mit zugehöriger Unterscheidung nach Einheiten und geologischem Alter. Lokation der Bohrung siehe Abbildung 3-2. Nach Talwani, Udintsev et al. (1976).

Übergang von Sand zu Ton. Allgemein sind kaum Sedimentstrukturen festzustellen. Die Sedimente der Einheit 1 haben eine mittlere Dichte von 1.877 g/cm³.

Einheit 2 umfaßt Sedimente vom Oberen Eozän bis zum Oberen Miozän (Teufenbereich 61-285 m). Es handelt sich dabei hauptsächlich um kieselige pelagische Schlämme, die in vier Un-

Tabelle 4-1: Bohrergergebnisse des Site 338. Aus Talwani, Udintsev et al. (1976).

Unit	Lithology	Interval [mbsf]	Age
1	interbedded mud, sandy mud and calcareous ooze	0-61	Plio/Pleistocene
2A	structureless muddy diatom ooze	61-97.5	Middle/Upper Miocene
2B	diatom ooze	97.5-185	Middle Oligocene- Middle Miocene
2C	calcareous and muddy diatom ooze	185-250	Middle Oligocene
2D	diatom ooze	250-285	Upper Eocene
3A	sandy mud, glaucouitic	285-296	undated
3B	sandy mud	296-348	Lower Eocene
3C	sandy mud	348-400.85	Lower Eocene
3D	basaltic breccia, sandy limestone	400.85-401.8	Lower Eocene
4	basalt	> 401.8	

Unit	Watercontent [%]	Porosity [%]	Bulk Density [g/cm ³]
1			1.877
2A			
2B	59-62	78-80	1.28-1.33
2C	48-60	71-80	1.33-1.49
2D	20-64	51-81	1.25-2.04
3A	44	66	1.47
3B	30-46	55-70	1.5-2.7
3C	23-33	44-58	1.74-1.9
3D			
4			

tereinheiten aufgeteilt werden können (Tab. 4-1). Dabei fällt auf, daß der terrigene Anteil der Schlämme des Mittleren/Oberen Miozän (Einheit 2A) mit der Tiefe verschwindet und sich die Schlämme des Mittleren Oligozän (Einheit 2C) durch einen hohen Anteil an kalkigen Nannofossilien auszeichnen. Hiermit ist eine Zunahme der Sedimentkompetenz verbunden (Talwani, Udintsev et al., 1976). Allerdings erfolgt im Oberen Eozän (Einheit 2D) eine Rückkehr zu lehmigen und damit terrigenen Schlämmen. In Einheit 2D erscheint lediglich der Bereich von 275 m bis 285 m fest und kompetent.

Die Sedimente der Einheit 2 zeigen Dichtewerte zwischen 1.28 g/cm³ und 2.04 g/cm³, Porositäten von 51 % bis 81 % und

einen Wassergehalt zwischen 20 % und 64 %.

Im Teufenbereich 285 m bis 401.8 m befinden sich Sedimente des Unteren Eozän. Einheit 3 besteht, im Gegensatz zu Einheit 2, aus sandigen terrigenen Schlämmen, die in vier Untereinheiten gesplittet werden (Tab. 4-1). Dabei enthält Einheit 3A sehr viel Glaukonit, was in den anderen Einheiten nicht der Fall ist. Weiterhin fällt auf, daß kein Kalzit in Einheit 3C gefunden wurde, während Einheit 3D aus einer basaltischen Brekzie mit aufliegendem subaquatischen Kalkstein besteht. Dieses deutet auf einen Hiatus zwischen den Einheiten 3C und 3D hin, entweder als Folge einer Erosion oder nicht erfolgter Ablagerung.

Es wurde generell eine höhere Dichte für Einheit 3 ermittelt als für Einheit 2: Werte zwischen 1.47 g/cm^3 und 2.7 g/cm^3 . Die Porosität liegt zwischen 44 % und 70 %, der Wassergehalt nimmt Werte von 23 % bis 46 % an.

Das in einer Teufe größer als 401.8 m erbohrte Basement besteht im oberen Teil (ca. 1 m mächtig) aus einer braunschwarzen Brekzie und Sandstein. Darunter befindet sich homogener vollkristalliner Basalt, der vermutlich einen Dike oder Lagergang repräsentiert (Talwani, Udintsev et al., 1976).

Bemerkenswert an DSDP Site 338 ist, daß die sandigen terrigenen Schlämmen der Einheit 3 nicht auf den Basementhochlagen aufliegen. Das in Einheit 3A gefundene Glaukonit kann nur durch eine Veränderung in den Ablagerungsbedingungen im Mittleren Eozän gebildet worden sein. Dies läßt die These zu, daß sich im Unteren Eozän die Basementhochlagen in Meeresspiegelhöhe befanden. Einheit 3 besteht aus Sedimenten dieser Basalthochs. Während des Mittleren Eozäns sank das Äußere Vöring Plateau ab, wodurch Glaukonitablagerungen (Einheit 3A) in einem Flachwassermilieu möglich wurden. Durch das Absinken verschwanden die Quellen des terrigenen Materials, was den Übergang zu pelagischen Sedimenten (Einheit 2) erklärt (Talwani, Udintsev et al., 1976).

In Einheit 2A wird erneut ein terrigener Einfluß bemerkbar. Dieses deutet auf den Einsatz der glazialen Bedingungen. Einheit 1 wurde vollständig in einer glazialen Umgebung abgelagert.

Es fällt auf, daß Site 338 die einzige Lokation des Äußeren Vöring Plateaus ist, an welcher Oligozän erbohrt wurde. Weiterhin wurden für das Äußere Vöring Plateau wesentlich geringere Sedimentationsraten als für das Innere Plateau festgestellt (Talwani, Udintsev et al., 1976). Das Escarpment hat offenbar während des gesamten Tertiärs als eine Art Damm gewirkt.

4.1.2 DSDP leg 38, Site 342

Die Bohrung 342 wurde auf dem Äußeren Vöring Plateau ca. 46 km Nordwestlich von Site 338 abgeteuft (Abb. 3-2). Sie befindet sich in Meeresboden, dessen Basement zum Teil älter als die magnetische Anomalie 24 ist. Es wurde über dem basaltischen Basement eine 153.2 m mächtige Sedimentsäule erbohrt, die sich in zwei Einheiten gliedern läßt (Abb. 4-2).

Einheit 1 umfaßt Sedimente aus dem Unteren Miozän bis Pliozän im Teufenbereich 0 m bis 85.5 m. Es handelt sich hierbei um terrigene und sandige terrigene Schlämme mit Kieseln, also um glaziale Sedimente (Talwani, Udintsev et al., 1976). Die Sedimente zeigen Dichtewerte zwischen 1.912 g/cm^3 und 2.032 g/cm^3 und eine mittlere Porosität von 30.75 %. Es konnte die gleiche Sedimentationsrate (2 cm/ 1000 yr) wie für die glaziale Sektion von Site 338 ermittelt werden.

Im Teufenbereich 85.5-153.2 m befinden sich Sedimente aus dem Unteren Miozän, die Einheit 2 bilden. Sie besteht generell aus kieseligen pelagischen Schlämmen, die zum Top und zur Basis lehmiger, d.h. terrigener werden. So kann Einheit 2 in drei Untereinheiten aufgeteilt werden (Tab. 4-2).

Dabei zeigen Einheit 2A und 2C geringe Mächtigkeiten, aber einen großen terrigenen Schlämmeanteil (Talwani, Udintsev et al., 1976). Einheit 2A erscheint als Übergangszone zwischen Glazialsedimenten (Einheit 1) und biogenen pelagischen Schlämmen (Einheit 2B). Einheit 2C erscheint als Rückkehr zu terrigenem Material. Diese Sequenz liegt unmittelbar auf dem Basement auf.

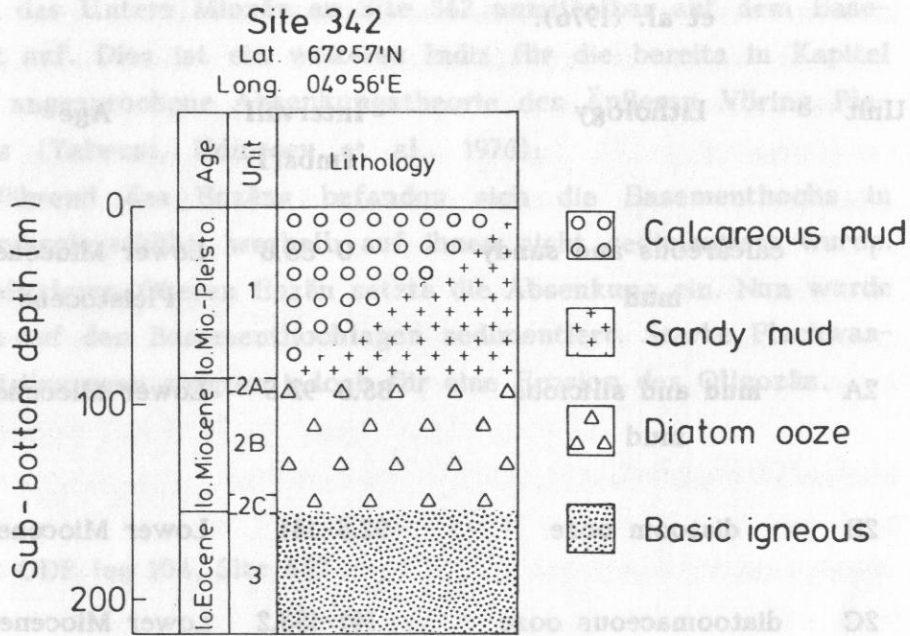


Abbildung 4-2: Am DSDP leg 38, Site 342 erbohrte Lithologie mit zugehöriger Unterscheidung nach Einheiten und geologischem Alter. Lokation der Bohrung siehe Abbildung 3-2. Nach Talwani, Udintsev et al. (1976).

Die Sedimente der Einheit 2 zeigen wegen des hohen Anteils an kieseligen pelagischen Schlämmen hohe Porositäten und Wassergehalte. Die ermittelten Dichtewerte liegen zwischen 1.255 g/cm^3 und 1.607 g/cm^3 .

In einer Teufe von 153.2 m wurde das Basement erbohrt. Es handelt sich dabei um Basalt aus dem Unteren Eozän, dessen oberste Schicht verwittert erscheint. Dieser Basalt ist dem an Site 338 erbohrten sehr ähnlich, obwohl er an Site 342 alkaliner ist (Talwani, Udintsev et al., 1976). Er scheint einen Flow oder Dike zu repräsentieren.

Die Bohrung 342 zeichnet sich also durch eine Änderung der Zusammensetzung mit der Teufe aus: glaziale terrigene Schläm-

Tabelle 4-2: Bohrergergebnisse des Site 342. Aus Talwani, Udintsev et al. (1976).

Unit	Lithology	Intervall [mbsf]	Age
1	calcareous and sandy mud	0-85.8	Lower Miocene- Pleistocene
2A	mud and silicious mud	85.8-92.5	Lower Miocene
2B	diatom ooze	92.5-141	Lower Miocene
2C	diatomaceous ooze	141-153.2	Lower Miocene
3	basalt	> 153.2	Lower Eocene

Unit	Porosity [%]	Bulk Density [g/cm ³]
1	30.75	1.912-2.032
2A		1.255-1.607
2B		1.255-1.607
2C		1.255-1.607
3		

me gehen in kieselige pelagische Schlämme und dann in basaltisches Basement über. Alles in allem zeigt Site 342 sehr ähnliche Ergebnisse wie Site 338. In der während der Bohrkampagne gefahrenen Seismik ist zu erkennen, daß die ältesten Schichten

von Site 338 in Richtung auf Site 342 auskeilen. Und in der Tat liegt das Untere Miozän an Site 342 unmittelbar auf dem Basement auf. Dies ist ein weiteres Indiz für die bereits in Kapitel 4.1.1 angesprochene Absenkungstheorie des Äußeren Vöring Plateaus (Talwani, Udintsev et al., 1976):

Während des Eozäns befanden sich die Basementhochs in Meeresspiegelhöhe, weshalb auf ihnen nicht sedimentiert wurde. Im Mittleren/Oberen Eozän setzte die Absenkung ein. Nun wurde auch auf den Basementhochlagen sedimentiert. Starke Flachwasserströmungen sorgten jedoch für eine Erosion des Oligozän.

4.1.3 ODP leg 104, Site 642

ODP Site 642 befindet sich auf dem Äußeren Vöring Plateau unmittelbar östlich der magnetischen Anomalie 24B und oberhalb des landwärtigen Teils eines Keils sogenannter 'Dipping Reflectors' (Eldholm, Thiede et al., 1986), siehe auch Kapitel 3.1. Es wurde eine maximale Teufe von 1229.4 m unter dem Meeresboden erreicht, wobei über einer vulkanischen Sequenz vier hauptsächlich pelagisch-hemipelagische Sedimenteinheiten erbohrt wurden. Die Lithologie ist in Abbildung 4-3 dargestellt.

Einheit I besteht hauptsächlich aus terrigen dominierten Schlämmen und sandigen terrigenen Schlämmen der glazial-interglazial Zyklen, die den Teufenbereich 0 m bis 67 m und die geologischen Epochen Oberes Pliozän bis Quartär umfassen. Die terrigenen Schlämme zeichnen sich durch eine feine Kornstruktur aus und lassen sich in Zusammensetzung und Textur mit den an DSDP Site 338 erbohrten glazialen Sedimenten vergleichen (Eldholm, Thiede et al., 1986).

Die für die Einheit I ermittelten Dichtewerte liegen zwischen 1.53 g/cm^3 und 2.02 g/cm^3 mit einem Mittelwert von 1.74 g/cm^3 . Die Porosität beträgt 40-70 %, Mittelwert bei 61 %, und der Wassergehalt variiert zwischen 25 % und 87% (Tab. 4-3). Wassergehalt und Porosität zeigen eine Abnahme mit der Teufe. D. h.

die Sedimente zeigen eine Reaktion auf die Lagerungstiefe und können als normal konsolidiert bezeichnet werden.

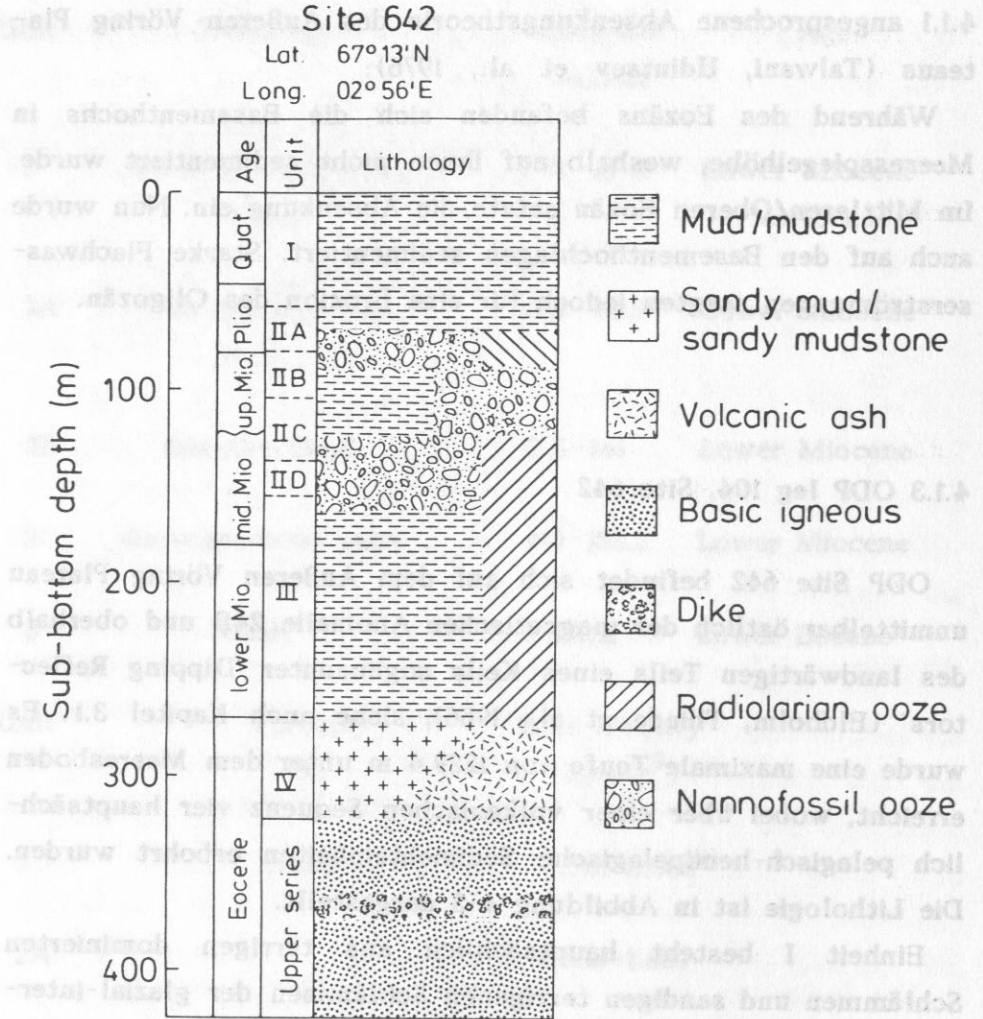


Abbildung 4-3: Am ODP leg 104, Site 642 erbohrte Lithologie mit zugehöriger Unterscheidung nach Einheiten und geologischem Alter. Lokation der Bohrung siehe Abbildung 3-2. Nach Eldholm, Thiede et al. (1986).

Einheit II beinhaltet terrigen/kieselige biogen/kalkig-biogene Ablagerungen des Mittleren Miozän bis Oberen Pliozän in einer

Teufenlage von 67-157 m. Diese Sedimentsequenz läßt sich in vier Untereinheiten aufteilen (Tab. 4-3), die hauptsächlich aus Nannofossil- und Diatomeen-Schlämmen und kieseligen, mergeligen und kalkigen pelagischen und terrigenen Schlämmen bestehen. Altersmäßig entspricht diese Einheit den Sedimenten der Einheit 2A, DSDP Site 338, in welcher jedoch auf Eisverfrachtung deutende Gneiss-Kiesel gefunden wurden. Dies deutet auf einen im Mittleren Miozän bis Oberen Pliozän vorhandenen Temperaturgradienten in der Norwegischen See (von Ost nach West abnehmende Temperatur), wie er auch heute beobachtet wird (Eldholm, Thiede et al., 1986).

Die Sedimente der Einheit II zeigen Dichtewerte zwischen 1.49 g/cm^3 und 1.61 g/cm^3 , Porositäten zwischen 63 % und 81 % und einen zwischen 95 % und 100 % variierenden Wassergehalt. Obwohl lediglich im Intervall 105-120 m typische Anzeichen einer Reaktion auf den Auflastdruck zu erkennen sind, erscheint Einheit II als normal konsolidiert.

Einheit III zeichnet sich durch kieselige terrigene Schlämme und pelagische Schlämme aus dem Unteren bis Mittleren Miozän aus (Teufenbereich 157-277 m). Eine für diese Einheit beobachtete sehr geringe Sedimentationsrate scheint auf nicht identifizierte Hiatusse zu deuten, da die untersuchte Fauna eine sehr produktive Bodenströmung dokumentiert (Eldholm, Thiede et al., 1986). Einheit III korreliert mit dem oberen Teil von Einheit 2B, DSDP Site 338, und dem unteren Teil von Einheit 2A, DSDP Site 338.

Bemerkenswert erscheint eine mit der Teufe abnehmende Dichte ($1.54-1.29 \text{ g/cm}^3$), während Wassergehalt (95-155 %) und Porosität (74-80 %) der Sedimente mit der Teufe zunehmen. Lediglich die unteren 40 m der Einheit III zeigen ein normales Dichte-, Wassergehalts- und Porositätsverhalten. Damit erscheint diese Einheit als stark unterkonsolidiert (Eldholm, Thiede et al., 1986).

Die Oberkante von Einheit IV (Teufe 277-315 m, Oberes Eozän) ist durch einen ca. 10 cm mächtigen 'hardground' charakterisiert, der aus Callophaniten besteht. Ansonsten zeigt Einheit IV im Gegensatz zu den aufliegenden Einheiten vulkanische und kei-

ne pelagischen Sedimente. Diese Einheit wird durch Vulkanoklastite und vulkanisch-terrigene Schlämme und Sande gebildet. Das

Tabelle 4-3: Bohrergergebnisse des Site 642. Aus Eldholm, Thiede et al. (1986).

Unit	Lithology	Intervall [mbsf]	Age
I	interbedded glacial muds and interglacial sandy muds	0-67	Upper Pliocene- Recent
IIA	nannofossil oozes and muds	67-90	Upper Miocene- Upper Pliocene
IIB	siliceous muds and oozes	90-107	Upper Miocene
IIC	nannofossil oozes, siliceous and marly nannofossil oozes, siliceous muds and oozes	107-138	Middle/Upper Miocene
IID	siliceous-calcareous oozes	138-158	Middle Miocene
III	siliceous muds and oozes	158-277	Lower/Middle Miocene
IV	volcaniclastic and altered volcaniclastic muds, sandy muds and sands	277-315	Upper Eocene
V	interbedded basalts and volcaniclastic sediments	315-1229	Eocene

Unit	Watercontent [%]	Porosity [%]	Bulk Density [g/cm ³]
I	25-87	40-70	1.53-2.02
IIA	95	70-83	1.49
IIB	100	74	1.47
IIC		73	1.4-1.61
IID	96	74	1.49
III	74-84	95-155	1.54-1.28
IV	50-72	76-116	1.55-2.64
V			1.76-3.04

Auftreten von Glaukonit deutet auf eine Überarbeitung der Sedimente in einem Flachwassermilieu, während die relative Mächtigkeit eine Ablagerung weiter als einige 10 Km von der Pyroklastitquelle verbietet (Eldholm, Thiede et al., 1986). Die Sedimente zeigen eine umgekehrt gradierte Schichtung. Einheit IV wurde also vermutlich in ruhigem Wasser des Schelfs bis Slope abgelagert, in das regelmäßig Pyroklastite eingetragen wurden (Eldholm, Thiede et al., 1986).

Die Sedimente zeigen Dichtewerte zwischen 1.55 g/cm³ und 2.64 g/cm³, Porositäten von 50-72 % und einen Wassergehalt zwischen 76 % und 116 %.

Als Basement wurde in einer Teufe von 315-1229 m eine eozäne Sequenz erbohrt, in der Basaltflüsse und Vulkanoklastite wechselgelagert sind. Diese Sequenz kann in eine obere Serie (tholeiitisch) und eine untere Serie (aluminiumreicher Andesit) unterteilt werden, die durch ein Sedimentband getrennt sind. Beide Serien

wurden unter terrestrischen Bedingungen abgelagert. Die obere Sequenz enthält die sogenannten 'Dipping Reflectors' (Eldholm, Thiede et al., 1986).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß an ODP Site 642 über einer Basaltsequenz Sedimente erbohrt wurden, die durch drei schwerwiegende Änderungen in den Ablagerungsbedingungen gekennzeichnet sind. Als ältestes Regime liegen über dem Basalt in einer Flachwasserumgebung umgearbeitete Pyroklastite, die in unbestimmter Tiefe abgelagert wurden. Der Top dieser Schicht wird durch eine Unkonformität gebildet. Darauf liegt eine kieselig dominierte Fazies, die aufgrund wahrscheinlicher Hiatusse geringe Sedimentationsraten zeigt. Diese Fazies geht allmählich in kalkige Ablagerungen über, die unter wenig produktiven pelagisch-hemipelagischen Bedingungen in kaltem Wasser gebildet wurden. Das jüngste Regime ist durch den plötzlichen Einsatz von glazial-interglazial Zyklen gekennzeichnet (Eldholm, Thiede et al., 1986).

4.2 Korrelation der Seismik mit geologischen Epochen

Während der Ausfahrten 1985 und 1986 auf dem Vöring Plateau wurden die seismischen Profile so gelegt, daß recht viele Bohrungen des DSDP leg 38 und des ODP leg 104 möglichst oft überdeckt wurden (Abb. 3-2). So kann mit Hilfe der Bohrberichte eine Korrelation von seismischen Reflektoren und geologischen Epochen am Ort der jeweiligen Bohrung erfolgen. Dazu wird aus den Mächtigkeiten der einzelnen Sedimenteinheiten und der am Bohrgut gemessenen seismischen Geschwindigkeit die Zweweglaufzeit bis zur unteren Begrenzung der jeweiligen Sedimenteinheit berechnet. Ein Vergleich mit der Seismik ermöglicht eine Zuordnung von Reflektor und Alter.

Diese Korrelation wird im Folgenden für die verwandten Bohrungen gezeigt.

4.2.1 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 338

Die Lokation des DSDP Site 338 ist von Profil NS 207 überdeckt worden (Abb. 3-2). Abbildung 4-4 zeigt die Korrelation zwischen Seismik und Geologie. Rechts ist die bis zu den lithologischen Grenzen berechnete Zweiweglaufzeit zu erkennen, und die Mitte der Abbildung zeigt einen 21 Schüsse umfassenden Profilausschnitt.

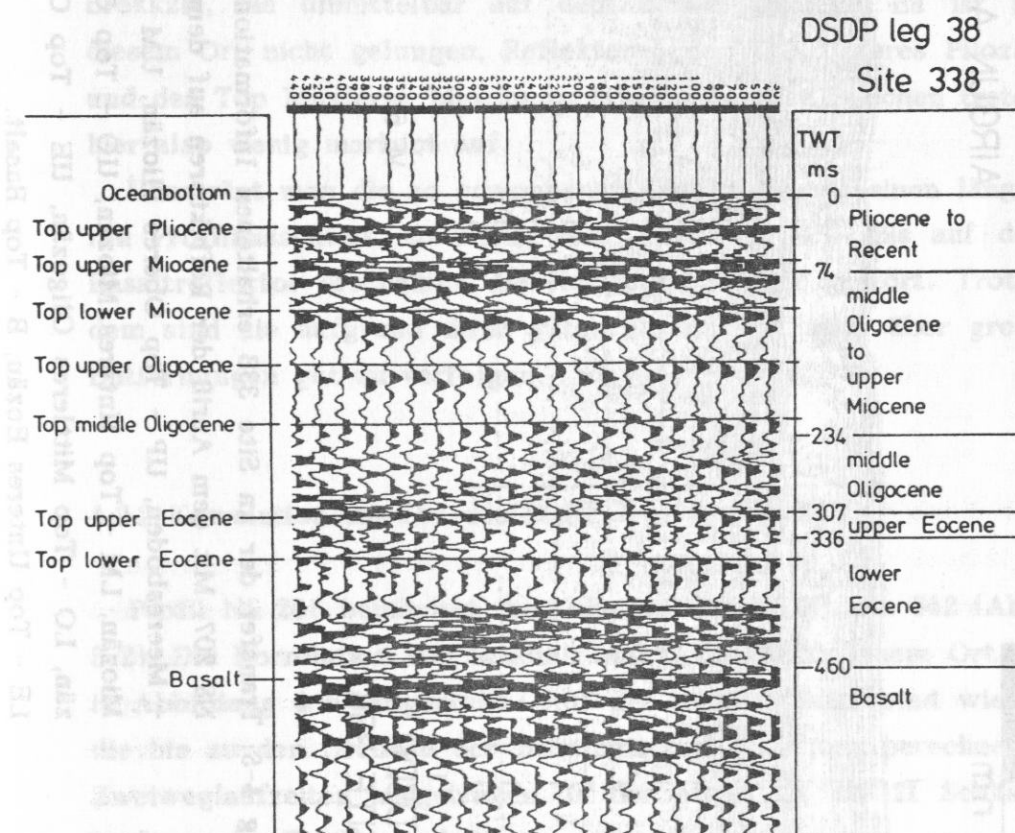


Abbildung 4-4: Korrelation der Seismik mit der Geologie an Site 338. Rechts sind die geologischen Epochen mit den in Zweiweglaufzeit umgerechneten Grenzen dargestellt; in der Mitte 21 seismische Spuren, die Bohrlokation befindet sich in der Mitte. Links sind die den geologischen Epochen zugeordneten Reflektoren zu erkennen.

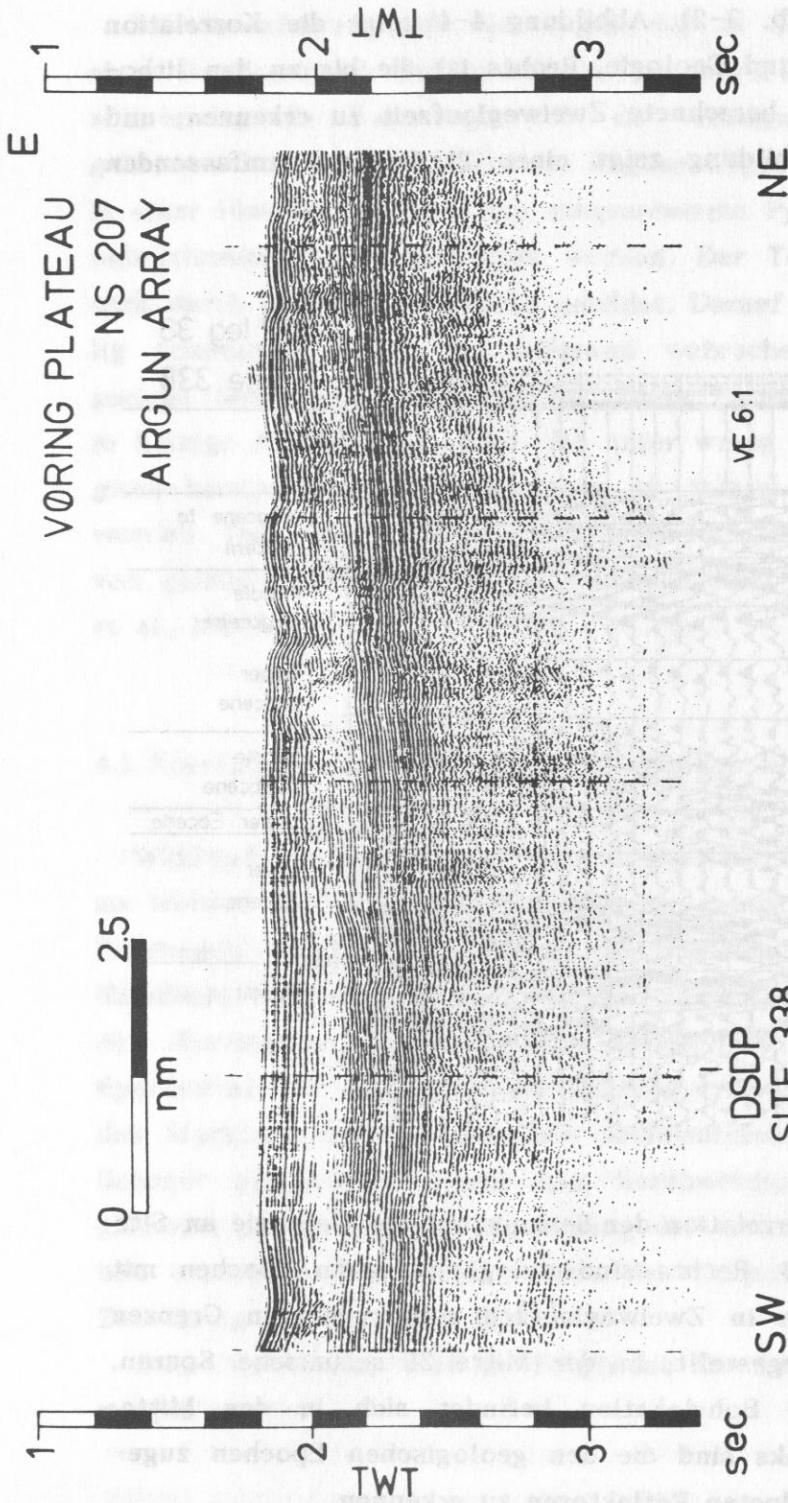


Abbildung 4-5: Transfer der an Site 338 erhaltenen Informationen auf Profil NS 207. Mit dem Anriß der Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, UP - Top Oberes Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, LM - Top Unteres Miozän, UO - Top Oberes Oligozän, LO - Top Mittleres Oligozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, B - Top Basalt.

Eine gute Korrelation war bei den Reflektoren des Top Oberes Miozän, Top Unteres Miozän, Top Mittleres Oligozän, Top Unteres Eozän und Top Basalt möglich. An diesem Ort entspricht die Oberkante des Basalts nicht dem Top Unteres Eozän, da Sedimente des Unteren Eozän auf dem Basalt aufliegen. Weniger deutlich zu erkennen sind Top Oberes Pliozän und Top Oberes Eozän.

Der bei ca. 400 ms Laufzeit zu erkennende Reflektor repräsentiert wahrscheinlich die Oberkante der kalkig-basischen Brekzie, die unmittelbar auf dem Basalt aufliegt. Es ist an diesem Ort nicht gelungen, Reflektoren des Top Unteres Pliozän und des Top Mittleres Miozän zu erkennen. Diese Epochen treten hier also wenig markant auf.

Überträgt man die so gewonnenen Ergebnisse auf einen längeren Profilausschnitt, so erhält man Abbildung 4-5. Bis auf den Basaltreflektor erscheinen die Horizonte stärker gestört. Trotzdem sind sie aufgrund ihrer guten Kontinuität auch über große Entfernungen gut zu verfolgen.

4.2.2 Korrelation am Ort des DSDP leg 38, Site 342

Profil NS 208 beinhaltet die Lokation von DSDP Site 342 (Abb. 3-2). Die Korrelation von Seismik und Geologie an jenem Ort ist in Abbildung 4-6 dargestellt: Auf der rechten Seite sind wieder die bis zu den Grenzen der lithologischen Einheiten berechneten Zweiweglaufzeiten aufgetragen, in der Mitte ist ein 21 Schüsse umfassender Profilausschnitt zu erkennen.

Besonders deutlich erscheinen die Reflektoren des Top Oberes Miozän, Top Unteres Miozän und des Top Basalt. Es sind sogar zwei Basalthorizonte zu erkennen, die flow-artig aufeinander liegen. Weniger deutlich ist der Top Oberes Pliozän-Reflektor, und es konnte kein Reflektor des Top Mittleres Miozän entdeckt werden.

In ca. 180 ms Laufzeit ist ein Reflektor zu erkennen, der vermutlich die Oberkante von Einheit 2C markiert. Hier kommt

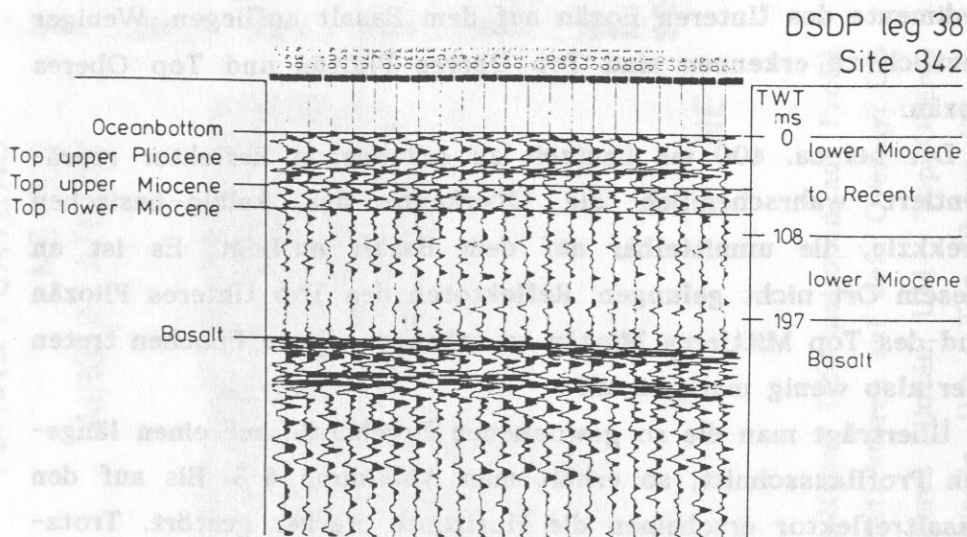


Abbildung 4-6: Korrelation der Seismik mit der Geologie an Site 342. Rechts sind die geologischen Epochen mit den in Zweiweglaufzeit umgerechneten Grenzen dargestellt; in der Mitte 21 seismische Spuren, die Bohrlokation befindet sich in der Mitte. Links sind die den geologischen Epochen zugeordneten reflektoren zu erkennen.

es zu einem Übergang von Diatomeenschlamm (Einheit 2B) zu eher lehmigem, terrigenem Material (Einheit 2C), was einen seismischen Reflektor bedingen kann.

Werden die so ermittelten Horizonte auf einen längeren Profilausschnitt übertragen, so erhält man Abbildung 4-7. Wiederum sind die Horizonte durch eine sehr gute Kontinuität charakterisiert. Besonders deutlich sind die beiden Basaltreflektoren zu erkennen, die wie Lavaflüsse nach Osten auseinander laufen.

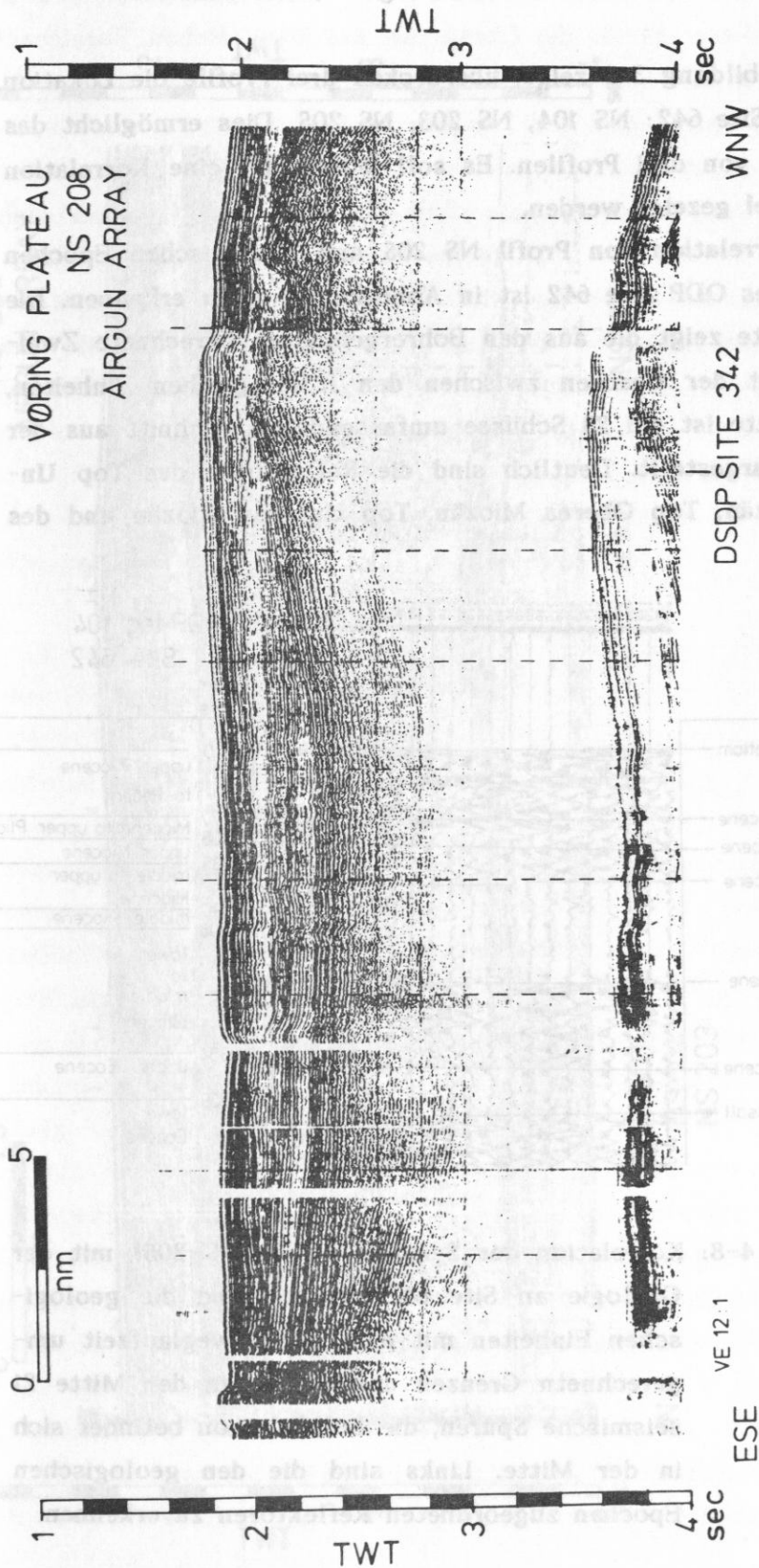


Abbildung 4-7: Transfer der an Site 342 erhaltenen Informationen auf Profil NS 208. Mit dem Anriß der Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, UP - Top Oberes Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, LM - Top Unteres Miozän, B - Top Basalt, OM - Meeresbodenmultiple.

4.2.3 Korrelation am Ort des ODP leg 104, Site 642

Wie Abbildung 3-2 zeigt, überdecken drei Profile die Lokation von ODP Site 642: NS 104, NS 203, NS 205. Dies ermöglicht das Einhängen von drei Profilen. Es soll jedoch nur eine Korrelation am Beispiel gezeigt werden.

Die Korrelation von Profil NS 205 und geologischen Epochen am Ort des ODP Site 642 ist in Abbildung 4-8 zu erkennen. Die rechte Seite zeigt die aus den Bohrergebnissen berechnete Zweiweglaufzeit der Grenzen zwischen den lithologischen Einheiten, in der Mitte ist ein 23 Schüsse umfassender Ausschnitt aus der Seismik dargestellt. Deutlich sind die Reflektoren des Top Untereres Pliozän, Top Oberes Miozän, Top Untereres Miozän und des

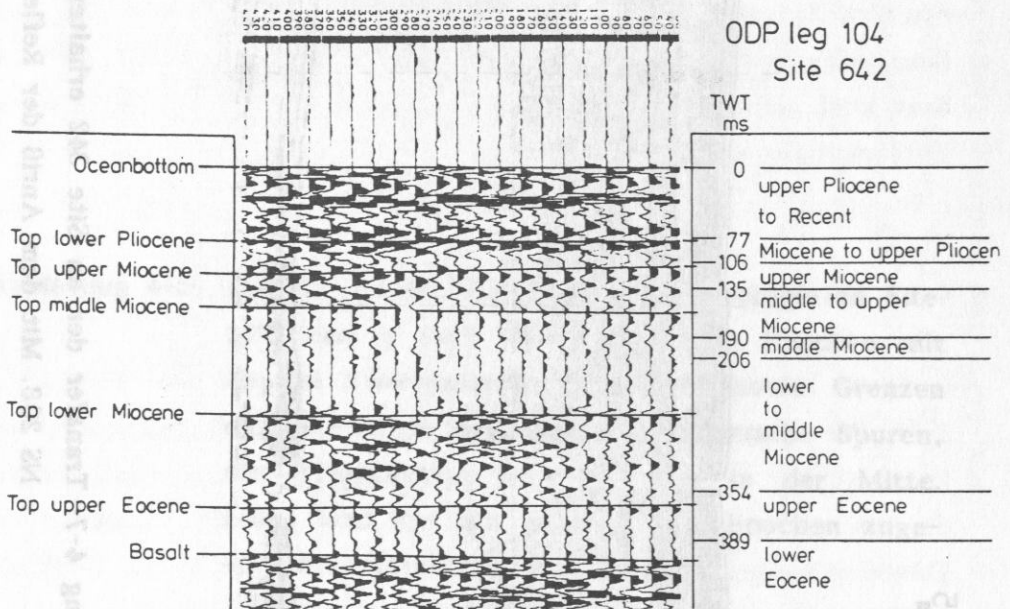


Abbildung 4-8: Korrelation der Seismik (Profil NS 205) mit der Geologie an Site 642. Rechts sind die geologischen Einheiten mit den in Zweiweglaufzeit umgerechneten Grenzen dargestellt; in der Mitte 21 seismische Spuren, die Bohrlokation befindet sich in der Mitte. Links sind die den geologischen Epochen zugeordneten Reflektoren zu erkennen.

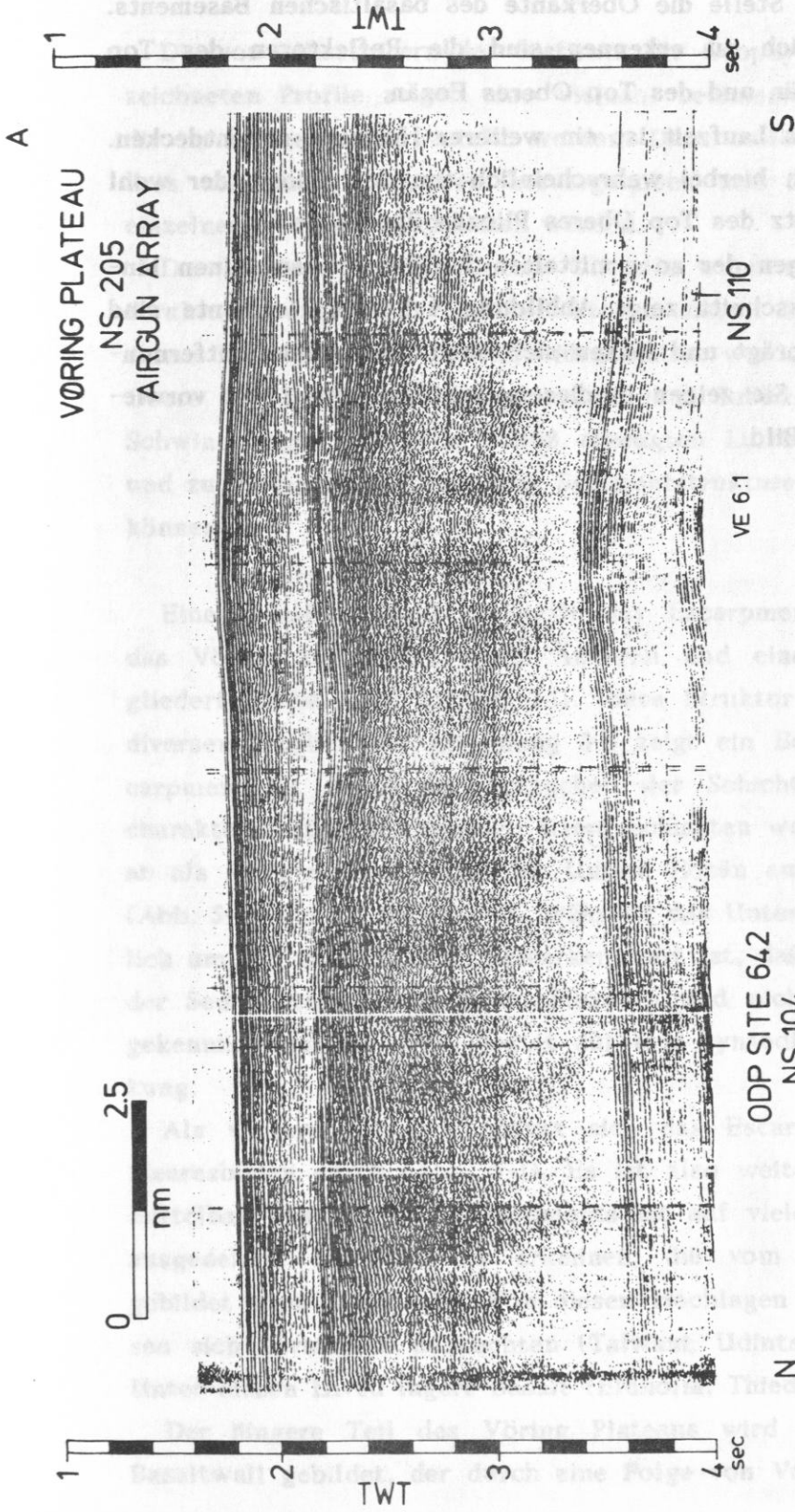
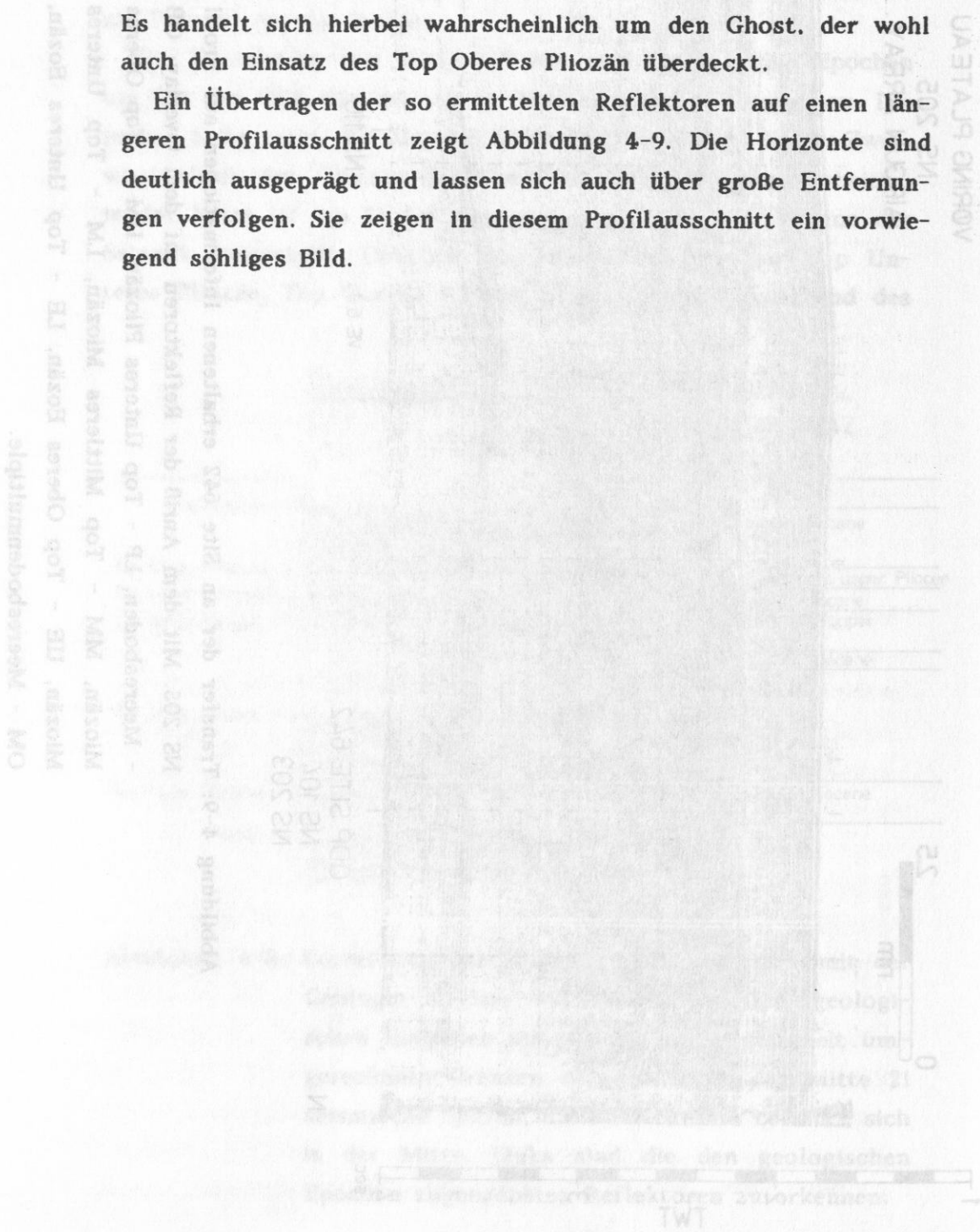


Abbildung 4-9: Transfer der an Site 642 erhaltenen Informationen auf Profil NS 205. Mit dem Anriß der Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, LP - Top Unteres Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, MM - Top Mittleres Miozän, LM - Top Unteres Miozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, OM - Meeresbodenmultiple.

Top Unteres Eozän zu erkennen. Top Unteres Eozän repräsentiert an dieser Stelle die Oberkante des basaltischen Basements. Weniger deutlich zu erkennen sind die Reflektoren des Top Mittleres Miozän und des Top Oberes Eozän.

In ca. 40 ms Laufzeit ist ein weiterer Horizont zu entdecken. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um den Ghost, der wohl auch den Einsatz des Top Oberes Pliozän überdeckt.

Ein Übertragen der so ermittelten Reflektoren auf einen längeren Profilausschnitt zeigt Abbildung 4-9. Die Horizonte sind deutlich ausgeprägt und lassen sich auch über große Entfernungen verfolgen. Sie zeigen in diesem Profilausschnitt ein vorwiegend söhliges Bild.



5. Sedimentstrukturen

Die von Mitarbeitern des Instituts für Geophysik, Kiel aufzeichneten Profile zeigen eine Vielzahl sedimentärer Strukturen, die im folgenden dargestellt werden. Dazu sollen zuerst besonders markante Strukturen hervorgehoben und anschließend die einzelnen Epochen besprochen werden.

Das Mittlere und das Untere Oligozän wurden dabei nicht auf Strukturen untersucht, da Reflektoren dieser Epochen nur auf einem Teil von Profil NS 207 identifiziert werden konnten. Das Obere Pliozän/Quartär ist zu stark vom Bubble (Impuls durch Schwingungen der beim Schuß erzeugten Luftblase) überlagert und zu geringmächtig, um hier Sedimentstrukturen feststellen zu können.

Eine deutliche Struktur stellt das Escarpment dar, welches das Vöring Plateau in einen Äußeren und einen Inneren Teil gliedert (siehe auch Kapitel 3.1). Diese Struktur bildet sich auf diversen Profilen ab; Abbildung 5-1 zeigt ein Beispiel. Das Escarpment ist durch ein Abtauchen der Schichten nach Osten charakterisiert. Dabei tauchen ältere Schichten wesentlich stärker ab als jüngere: z. B. fällt das Untere Eozän auf Profil NS 204 (Abb. 5-2) um ca. 800 ms ab, während das Untere Pliozän lediglich um 100 ms abtaucht. Bemerkenswert ist, daß das Abtauchen der Sedimentsequenzen durch Flexuren und nicht durch Brüche gekennzeichnet ist. Dies deutet auf eine synsedimentäre Absenkung.

Als weiteres Merkmal paust sich das Escarpment bis zum Meeresboden durch (Abb. 5-1). Es ist also weiterhin aktiv. Unmittelbar westlich des Escarpments ist auf vielen Profilen eine ausgedehnte Hochlage zu erkennen, die vom Unteren Eozän gebildet wird (Abb. 5-2). Von diesen Hochlagen ausgehend, lassen sich Lavaflüsse beobachten (Talwani, Udintsev et al., 1976). Unter diesen Laven lagert Basalt (Eldholm, Thiede et al, 1986).

Der jüngere Teil des Vöring Plateaus wird also von einem Basaltwall gebildet, der durch eine Folge von Vulkanen entstan-

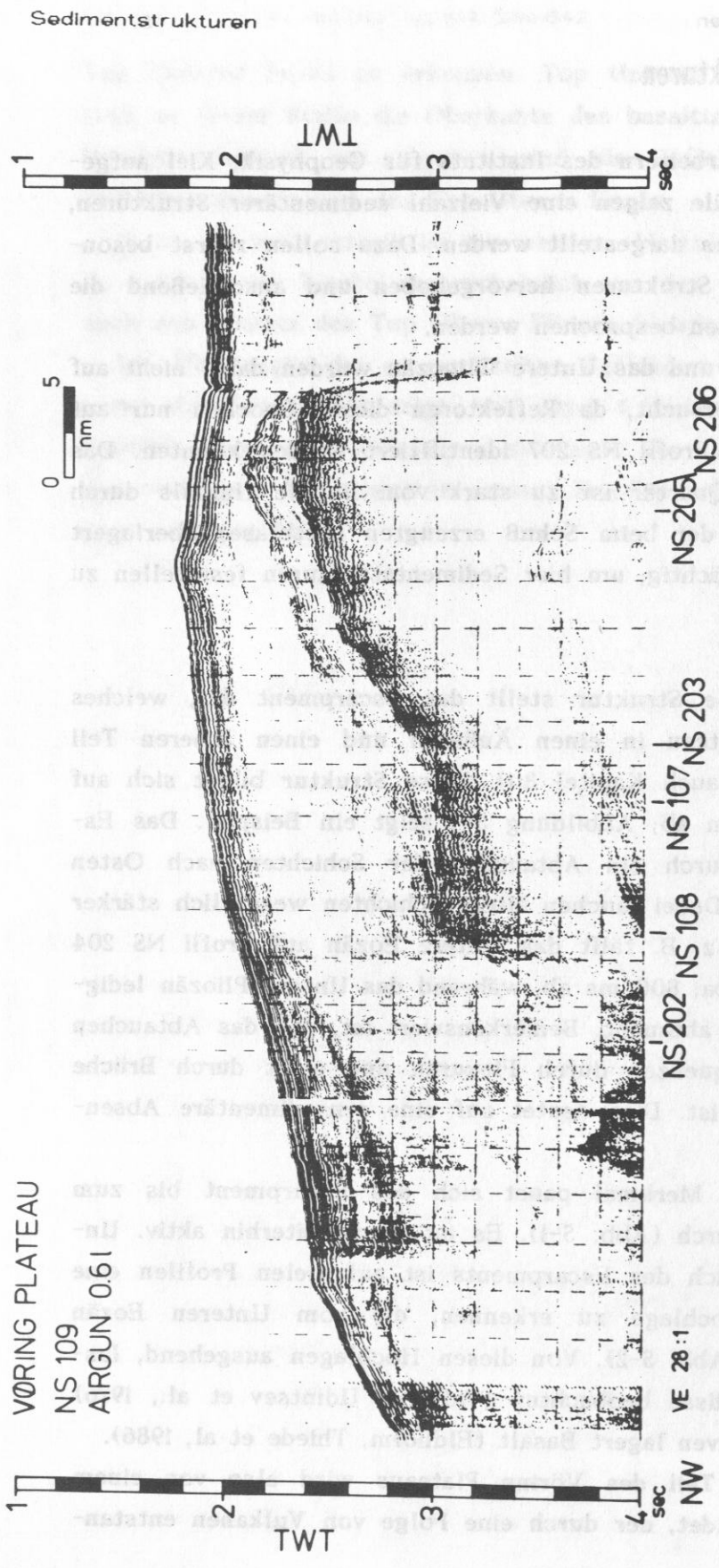


Abbildung 5-1: Östlicher Teil des Profils NS 109. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, LP - Top Unteres Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, MM - Top Mittleres Miozän, LM - Top Unteres Miozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, B - Top Basalt.

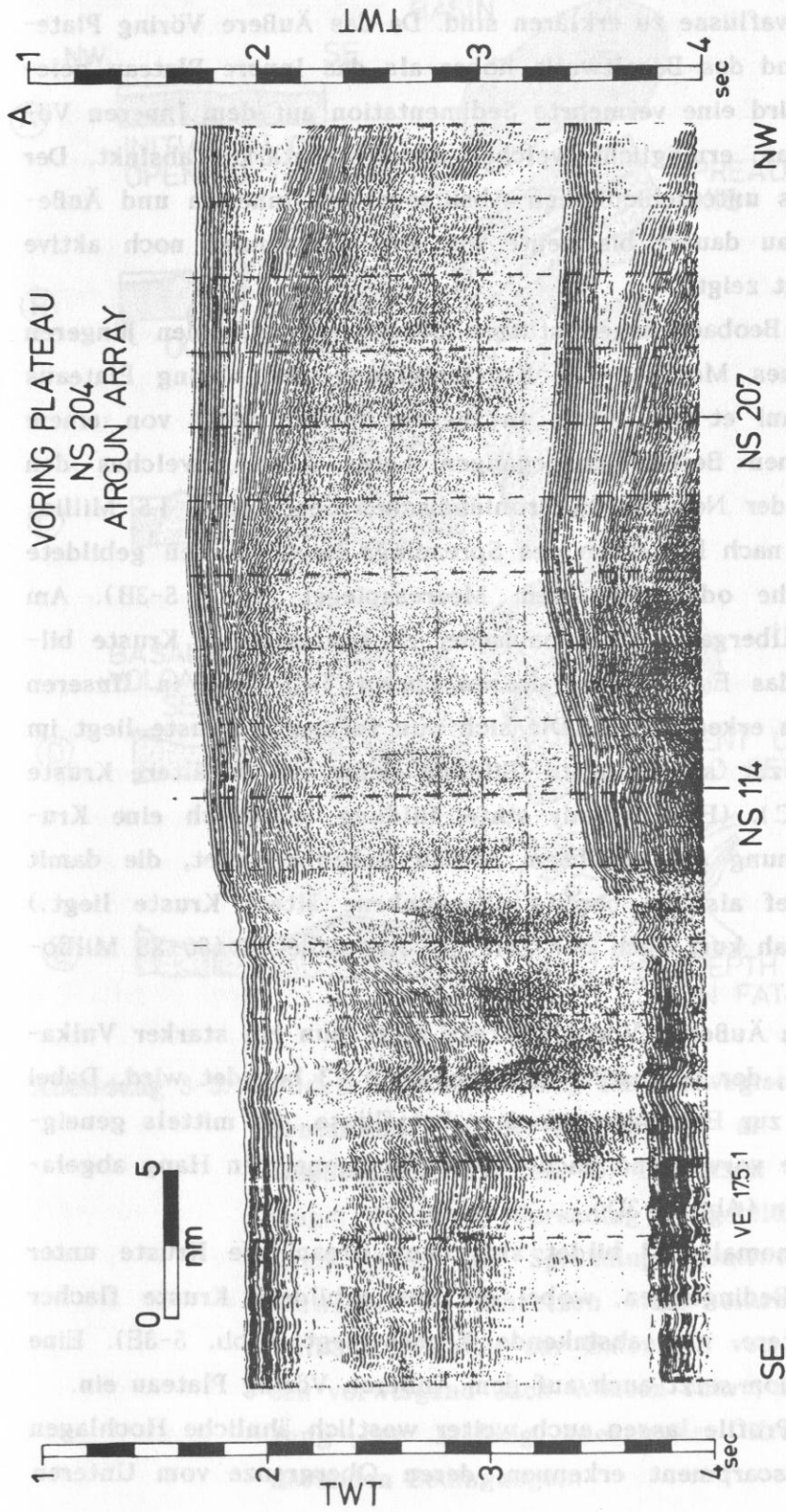


Abbildung 5-2: Östlicher Teil des Profils NS 204. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, LP - Top Unteres Miozän, UM - Top Oberes Miozän, MM - Top Mittleres Miozän, LM - Top Unteres Miozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, B - Top Basalt, OM - Meeresbodenmultiple.

den ist. Durch geneigte Schlotte wäre ein stärkerer Aufbau nach Westen möglich, wodurch die hauptsächlich nach Westen extrudierten Lavaflüsse zu erklären sind. Da das Äußere Vöring Plateau aufgrund des Basaltwalls höher als das Innere Plateau gelegen ist, wird eine vermehrte Sedimentation auf dem Inneren Vöring Plateau, ermöglicht welches daraufhin stärker absinkt. Der Prozeß des unterschiedlichen Absinkens von Innerem und Äußerm Plateau dauert bis heute an, wie das immer noch aktive Escarpment zeigt.

Unsere Beobachtungen stützen besonders die beiden jüngeren Phasen eines Modells zur Krustenbildung des Vöring Plateaus von Talwani et al. (1981). In diesem Modell wird von einem mesozoischen Becken ausgegangen (Abb. 5-3A), welches den Ursprung der Norwegisch-Grönländischen See bildet. 1.5 Millionen Jahre nach Einsetzen des Spreadings liegt die neu gebildete Kruste nahe oder über dem Meeresspiegel (Abb. 5-3B). Am östlichen Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste bildet sich das Escarpment, dessen oberer Teil auch in Unseren Profilen zu erkennen ist. Die sich nun formende Kruste liegt im Gegensatz zur 'steady-state'-Bildung tiefer als die ältere Kruste (Abb. 5-3C). (Eine 'steady-state'-Bildung ist durch eine Krustenentstehung auf erhöhtem Niveau gekennzeichnet, die damit weniger tief als die bereits abgesunkene ältere Kruste liegt.) Dies geschah kurz nach der Zeit der Anomalie 24 (56-58 Millionen Jahre).

Auf dem Äußeren Vöring Plateau setzt nun ein starker Vulkanismus ein, der spätestens mit Anomalie 23 beendet wird. Dabei kommt es zur Extrusion enormer Lavaflüsse, die mittels geneigter Schlotte vorwiegend nach Westen am geneigten Hang abgelagert werden (Abb. 5-3D).

Nach Anomalie 23 bildet sich dann ozeanische Kruste unter normalen Bedingungen, wobei die neu gebildete Kruste flacher als die ältere, nun absinkende Kruste liegt (Abb. 5-3E). Eine Sedimentation setzt auch auf dem Äußeren Vöring Plateau ein.

Unsere Profile lassen auch weiter westlich ähnliche Hochlagen wie am Escarpment erkennen, deren Obergrenze vom Unteren

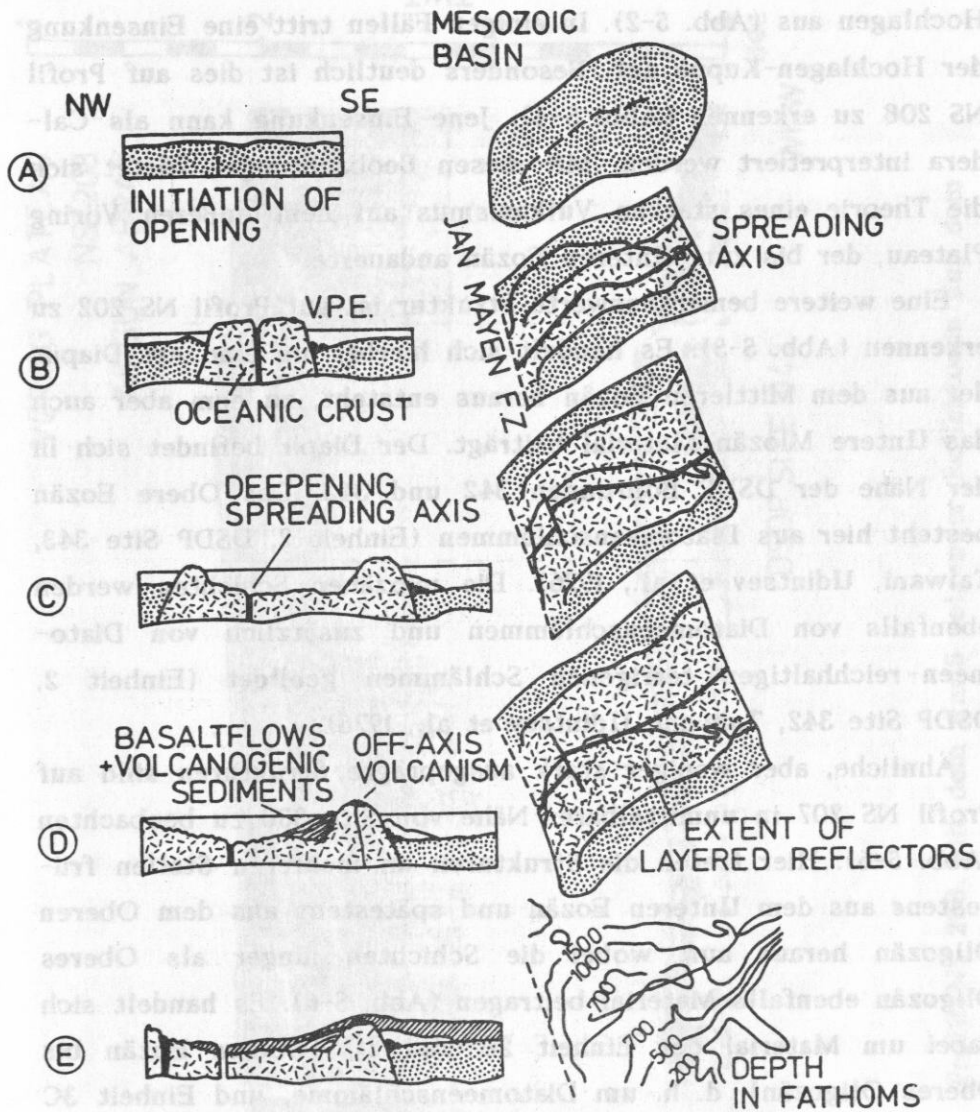


Abbildung 5-3: Modell der Entwicklung des Norwegischen Kontinentalrandes nach Talwani et al. (1981). A) Mesozoisches Becken; B) Einsetzen des Spreading; C) durch Spreading neugebildete Kruste dünnt aus, das Spreading Zentrum wandert seewärts; D) Einsetzen eines extrem starken Vulkanismus, der zur Extrusion von Flußbasalten vorwiegend nach Westen führt; E) Fortsetzung der Bildung ozeanischer Kruste unter normalen Bedingungen.

Eozän gebildet wird. Wiederum gehen Lavaflüsse von diesen Hochlagen aus (Abb. 5-2). In einigen Fällen tritt eine Einsenkung der Hochlagen-Kuppe auf. Besonders deutlich ist dies auf Profil NS 208 zu erkennen (Abb. 5-4). Jene Einsenkung kann als Caldera interpretiert werden. Mit diesen Beobachtungen härtet sich die Theorie eines starken Vulkanismus auf dem Äußeren Vöring Plateau, der bis zum Unteren Eozän andauerte.

Eine weitere bemerkenswerte Struktur ist auf Profil NS 202 zu erkennen (Abb. 5-5). Es handelt sich hierbei um eine Art Diapir, der aus dem Mittleren Eozän heraus entsteht, zu dem aber auch das Untere Miozän Material beiträgt. Der Diapir befindet sich in der Nähe der DSDP Bohrungen 342 und 343. Das Obere Eozän besteht hier aus Diatomeenschlamm (Einheit 2, DSDP Site 343, Talwani, Udintsev et al., 1976). Die miozänen Schichten werden ebenfalls von Diatomeenschlamm und zusätzlich von Diatomeen-reichhaltigen terrigenen Schlamm gebildet (Einheit 2, DSDP Site 342, Talwani, Udintsev et al., 1976).

Ähnliche, aber weniger stark ausgeprägte Strukturen sind auf Profil NS 207 in unmittelbarer Nähe von Site 338 zu beobachten (Abb. 5-6). Hier treten die Strukturen an mehreren Stellen frühestens aus dem Unteren Eozän und spätestens aus dem Oberen Oligozän heraus auf, wobei die Schichten jünger als Oberes Oligozän ebenfalls Material beitragen (Abb. 5-6). Es handelt sich dabei um Material der Einheit 2B und 2C (Oberes Eozän bis Oberes Oligozän), d. h. um Diatomeenschlamm, und Einheit 3C (Unteres Eozän), d. h. sandige terrigene Schlamm (DSDP Site 338, Talwani, Udintsev et al., 1976).

Auf dem Inneren Vöring Plateau befindet sich ein Gebiet mit ähnlichen Diapiren, die von den DSDP Sites 339 und 340 erbohrt wurden. Dabei wurde festgestellt, daß die Diapire aus eozänen Diatomeenschlamm und Diatomeen-reichhaltigen terrigenen Schlamm bestehen (Talwani, Udintsev et al., 1976). Das Material erscheint dort stark unterkonsolidiert.

Nach Chapman (1974) kann es zu einem Schlammdiapirismus kommen, wenn eine poröse, jedoch gering permeable Schicht von einer stark permeablen Schicht größerer Dichte überlagert wird.

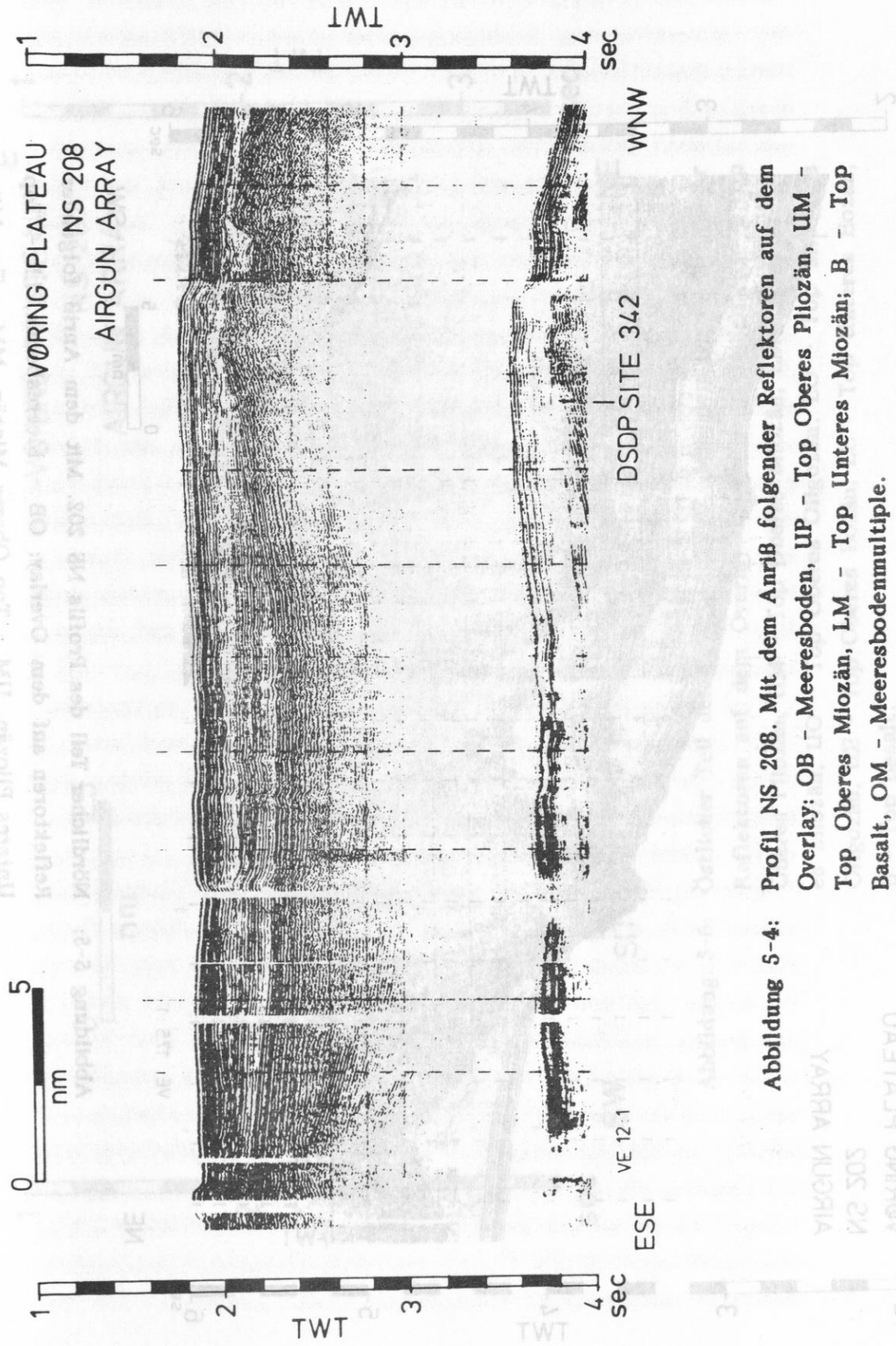


Abbildung 5-4: Profil NS 208. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, UP - Top Oberes Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, LM - Top Unteres Miozän; B - Top Basalt, OM - Meeresbodenmultiple.

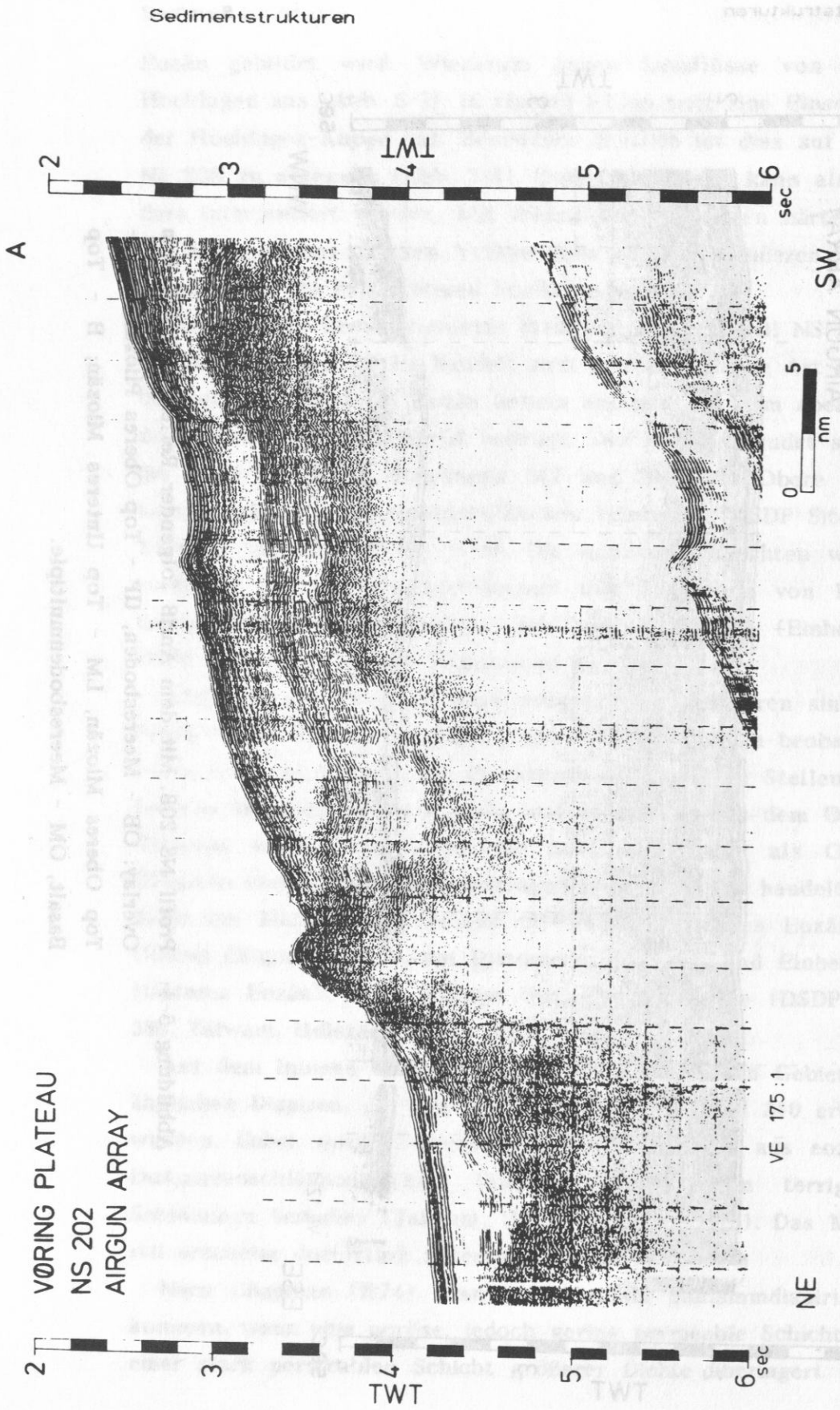


Abbildung 5-5: Nördlicher Teil des Profils NS 202. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, LP - Top Unteres Pliozän, UM - Top Oberes Miozän, MM - Top Mittleres Miozän, LM - Top Unteres Miozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, OM - Meeresbodenmultiple.

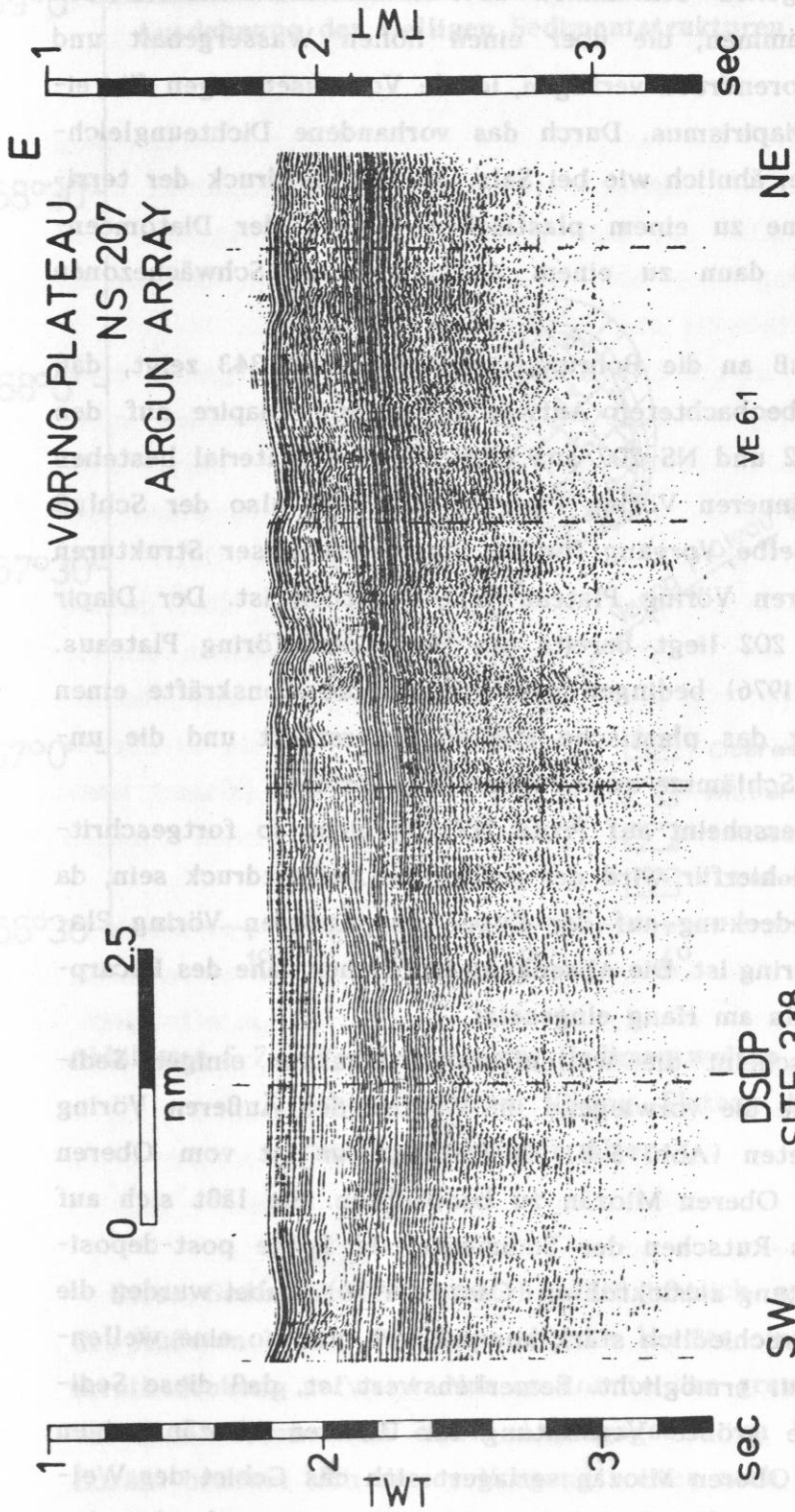


Abbildung 5-6: Östlicher Teil des Profils NS 207. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, UP - Top Oberes Miozän, UM - Top Oberes Miozän, LM - Top Unter- es Miozän, UO - Top Oberes Oligozän, LO - Top Mittleres Oligozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Untereres Eozän, B - Top Basalt.

Im Fall des Inneren Vöring Plateaus bietet die Lagerung von sandigen terrigenen Schlämmen über stark unterkonsolidierten Diatomeenschlämmen, die über einen hohen Wassergehalt und damit hohen Porendruck verfügen, ideale Voraussetzungen für einen solchen Diapirismus. Durch das vorhandene Dichteungleichgewicht konnte, ähnlich wie bei Salz, der Auflastdruck der terrigenen Schlämme zu einem plastischen Fließen der Diatomeenschlämme und dann zu einem Aufsteigen an Schwächezonen führen.

Der Anschluß an die Bohrungen 338, 342 und 343 zeigt, daß die von uns beobachteten Aufwölbungen und Diapire auf den Profilen NS 202 und NS 207 aus dem gleichen Material bestehen wie jene des Inneren Vöring Plateaus. Es liegt also der Schluß nahe, daß derselbe Vorgang für das Entstehen dieser Strukturen auf dem Äußeren Vöring Plateau verantwortlich ist. Der Diapir auf Profil NS 202 liegt bereits am Hang des Vöring Plateaus. Nach Caston (1976) bedingen geneigte Kompressionskräfte einen Überdruck, der das plastische Fließen unterstützt und die unterkonsolidierten Schlämme an die Oberfläche bringt.

Der Prozeß erscheint auf Profil NS 207 nicht so fortgeschritten. Ein Grund hierfür wird der reduzierte Auflastdruck sein, da die Sedimentbedeckung auf der Kuppe des Äußeren Vöring Plateaus relativ gering ist. Die Absenkung hat sicher nahe des Escarpments später als am Hang eingesetzt.

Markant erscheint die wellenförmige Struktur einiger Sedimentpakete, wie sie vorwiegend im Westen des Äußeren Vöring Plateaus auftreten (Abb. 5-8). Diese Struktur ist vom Oberen Eozän bis zum Oberen Miozän zu beobachten. Sie läßt sich auf ein gravitatives Rutschen der Sedimente als Folge post-depositionaler Absenkung zurückführen (Caston, 1976). Dabei wurden die Sedimente unterschiedlich stark kompaktiert, und so eine wellenförmige Struktur ermöglicht. Bemerkenswert ist, daß diese Sedimentwellen die größte Verbreitung im Unteren Miozän zeigen (Abb. 5-7). Im Oberen Miozän verlagert sich das Gebiet der Wellen nach Nordwesten, d. h. zur Spitze des Plateaus, und zeigt eine geringere Intensität.

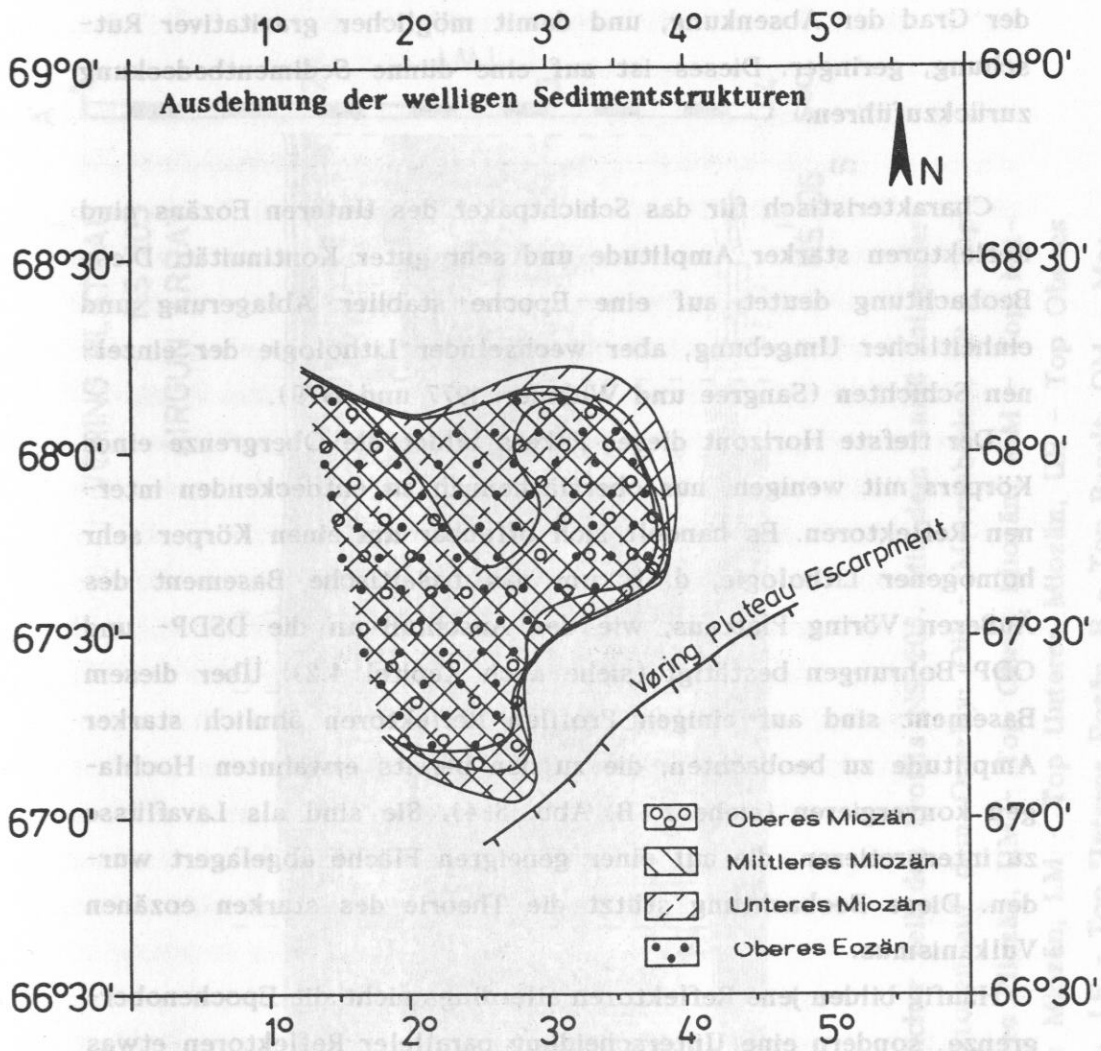


Abbildung 5-7: Verbreitung der Sedimentwellen auf dem südlichen Äußeren Vøring Plateau in Abhängigkeit vom geologischen Alter.

Diese Sedimentwellen treten offensichtlich nur in dem Teil des Äußeren Vøring Plateaus auf, der bereits eine stärkere Sedimentbedeckung aufweist. Nur so konnte das gravitative Rutschen wirksam werden. Von einem Anfangsgebiet im Westen (Oberes Eozän) breitete sich dieser Vorgang weiter nach Osten aus (Unteres Miozän), d. h. ein größerer Teil des Plateaus wurde stärker von der Absenkung erfaßt. Im Oberen Miozän und im Pliozän ist

der Grad der Absenkung, und damit möglicher gravitativer Rutschung, geringer. Dieses ist auf eine dünne Sedimentbedeckung zurückzuführen.

Charakteristisch für das Schichtpaket des Unteren Eozäns sind Reflektoren starker Amplitude und sehr guter Kontinuität. Diese Beobachtung deutet auf eine Epoche stabiler Ablagerung und einheitlicher Umgebung, aber wechselnder Lithologie der einzelnen Schichten (Sangree und Widmier, 1977 und 1979).

Der tiefste Horizont dieses Pakets bildet die Obergrenze eines Körpers mit wenigen, nur oberflächennah zu entdeckenden internen Reflektoren. Es handelt sich offenbar um einen Körper sehr homogener Lithologie, d. h. um das basaltische Basement des Äußeren Vöring Plateaus, wie der Anschluß an die DSDP- und ODP-Bohrungen bestätigt (siehe auch Kapitel 4.2). Über diesem Basement sind auf einigen Profilen Reflektoren ähnlich starker Amplitude zu beobachten, die zu den bereits erwähnten Hochlagen konvergieren (siehe z. B. Abb. 5-4). Sie sind als Lavaflüsse zu interpretieren, die auf einer geneigten Fläche abgelagert wurden. Diese Beobachtung stützt die Theorie des starken eozänen Vulkanismus.

Häufig bilden jene Reflektoren allerdings nicht die Epochenobergrenze, sondern eine Unterscheidung paralleler Reflektoren etwas geringerer Amplitude ist möglich. Es handelt sich dabei offensichtlich um Sedimentreflektoren. Abbildung 5-8 zeigt ein Beispiel. Daß diese Unterscheidung nicht im gesamten Untersuchungsgebiet durchführbar ist, läßt auf lokal unterschiedliche Ablagerungsbedingungen schließen, z. B. starke Strömungen und/oder subaerische Lage in Gebieten geringer Sedimentbedeckung.

Nach Sangree und Widmier (1977 und 1979) deuten solche Reflexionscharakteristika auf Schelfablagerungsbedingungen, d. h. auf eine Umgebung, in der vorwiegend Flachwasserklastite durch Wellentransport abgelagert wurden. Die DSDP/ODP-Bohrergebnisse unterstützen diese Interpretation, da für das Untere Eozän terrigene und sandige terrigene Schlämme (Site 338) und Vulkanoklastite, vulkanoklastische terrigene Schlämme und Sande (Site

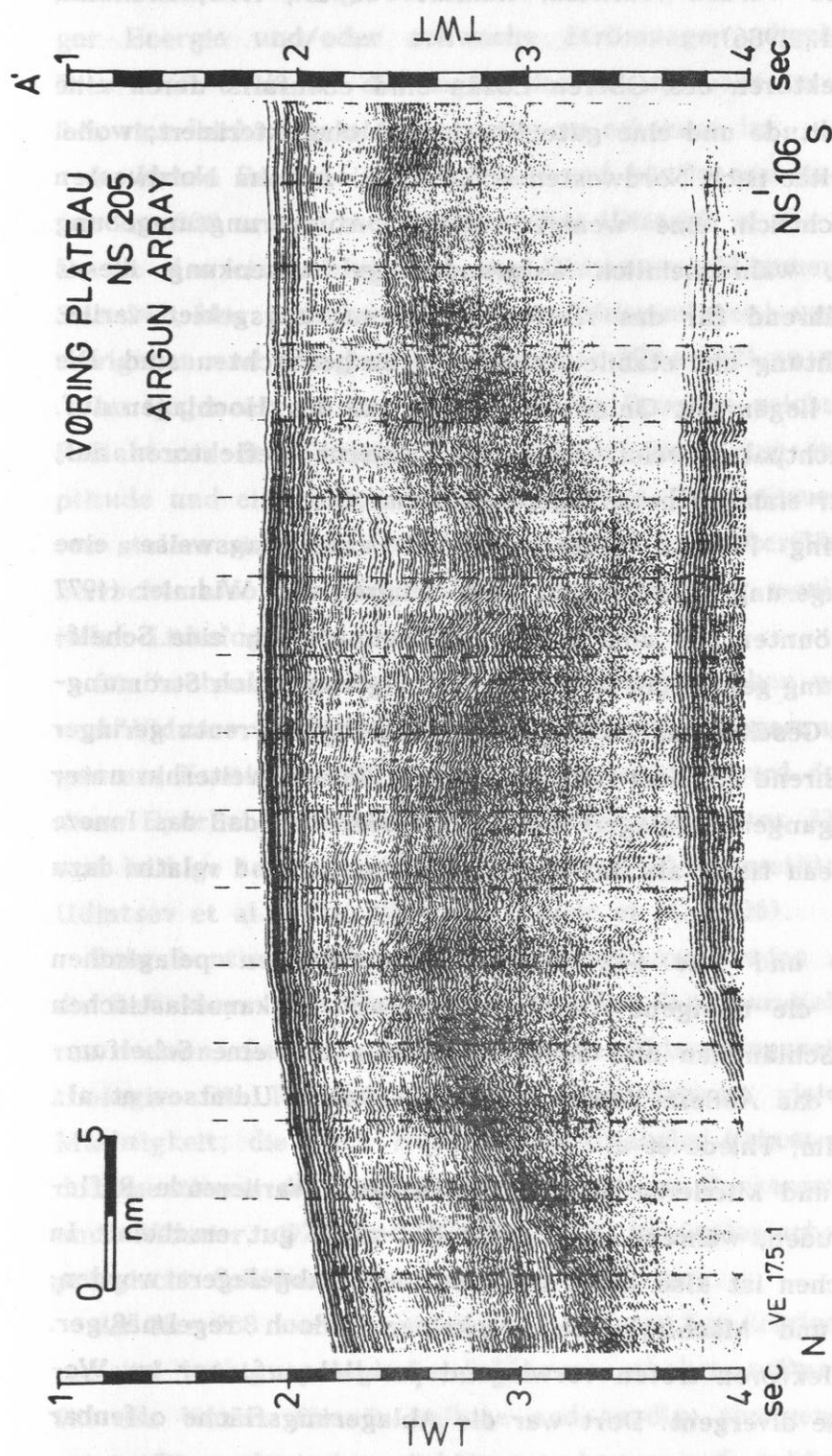


Abbildung 5-8: Nördlicher Teil des Profils NS 205. Mit dem Anriß folgender Reflektoren auf dem Overlay: OB - Meeresboden, LP - Top Unteres Pliozän, UM - Top Obres Miozän, MM - Top Mittleres Miozän, LM - Top Unteres Eozän, UE - Top Oberes Eozän, LE - Top Unteres Eozän, B - Top Basalt, OM - Meeresbodenmultiple.

642) erbohrt wurden (Talwani, Udintsev et al., 1976; Eldholm, Thiede et al., 1986).

Die Reflektoren des Oberen Eozän sind ebenfalls durch eine starke Amplitude und eine gute Kontinuität charakterisiert, wobei die Kontinuität nach Nordwesten schlechter wird. Im Nordwesten ist offensichtlich eine weniger stabile Ablagerungsumgebung anzutreffen, wahrscheinlich aufgrund einer Absenkung dieses Gebiets, während für das restliche Untersuchungsgebiet variierende Schichtung und stabile Ablagerung zu beobachten sind. Die Reflektoren liegen mit Onlap-Strukturen auf den Hochlagen auf. Dieses Schichtpaket weist ausgeprägte interne Reflektoren auf, ein Indiz für einheitliche Ablagerungsraten.

Am Vöring Plateau Escarpment ist andeutungsweise eine sigmoide Lagerung zu erkennen. Nach Sangree und Widmier (1977 und 1979) könnten hier also bereits Bedingungen für eine Schelfrandablagerung geherrscht haben, d. h. Ablagerung durch Strömungen geringer Geschwindigkeit und/oder Turbidity Currents geringer Energie, während auf dem Äußeren Vöring Plateau weiterhin unter Schelfbedingungen abgelagert wurde. Das bedeutet, daß das Innere Vöring Plateau tiefer als das Äußere Plateau lag und relativ dazu absank.

Site 338 und Site 642 deuten mit erbohrten pelagischen Schlämmen, die terrigene Anteile haben, und vulkanoklastischen terrigenen Schlämmen und Sanden weiterhin auf eine Schelfumgebung für das Äußere Vöring Plateau (Talwani, Udintsev et al., 1976; Eldholm, Thiede et al., 1986).

Unteres und Mittleres Miozän zeigen beide variierende Reflektionsamplituden, während die Kontinuität noch gut erscheint. In diesen Epochen ist also nicht mehr so stabil abgelagert worden; Lithologie und Mächtigkeiten erscheinen jedoch regelmäßiger. Interne Reflektoren treten vorwiegend parallel auf; nur im Westen sind sie divergent. Dort war die Ablagerungsfläche offenbar geneigt, d. h. ein Hang vorhanden.

Variable Amplitude, normale Kontinuität und subparallele Reflektoren deuten schon auf eine sich entwickelnde Schelfrandumgebung (Sangree und Widmier, 1977 und 1979) für das ge-

samte Äußere Vöring Plateau, wo durch Turbidity Currents geringer Energie und/oder schwache Strömungen abgelagert wird. Dies trifft auch auf die Region des Escarpments zu, wo weiterhin eine leicht sigmoide Lagerung zu erkennen ist.

In hohen Breiten ist der Schelfrand häufig erst in Wassertiefen von 500 m und mehr anzutreffen (Dietrich et al., 1975, S. 10). Es ist also eine Ablagerung von Diatomeenschlamm (Site 338; Site 342, hier zwischen terrigenen Schlammlagen) und kieseligen terrigenen und pelagischen Schlamm (Site 642) zu erwarten.

Im Gegensatz zu den beiden älteren Epochen zeichnen sich die Reflektoren des Oberen Miozän wieder durch eine stärkere Amplitude und eine bessere Kontinuität aus. Die internen Reflektoren stellen sich parallel und konkordant zur Oberfläche dar. Es herrschte also eine gleichmäßige Ablagerung mit weniger einheitlicher Lithologie vor.

Die beobachteten Reflexionscharakteristika geben nach Sangree und Widmier (1977 und 1979) Hinweise auf Ablagerungsbedingungen am Kontinentalhang. Diese Interpretation wird durch die für diese Epoche erbohrten Diatomeenschlamm (Sites 338 und 642) und kalkige terrigene Schlamm (Site 342) unterstützt (Talwani, Udintsev et al., 1976; Eldholm, Thiede et al., 1986).

Sehr kontinuierlich und mit starken Amplituden stellen sich die Reflektoren des Unteren Pliozän dar. Sehr parallele Reflektoren weisen ebenfalls auf einheitliche Ablagerungsraten und Lithologie. Die Reflektoren bilden eine Schicht gleichbleibender Mächtigkeit, die nach Nordwesten abtaucht ('sheet-drape'). Sie dokumentieren die Sedimentation an einem Beckenrand (Sangree und Widmier, 1977 und 1979), wobei hemipelagische Tone und pelagische Schlamm zur Ablagerung kommen.

An Site 338 wurden wie an Site 642 sandige terrigene Schlamm und kalkige pelagische Schlamm erbohrt, während Site 342 für das Untere Pliozän kalkige und sandige terrigene Schlamm zeigt. Die pelagischen Schlamm deuten auf größere Wassertiefen (Becken); der terrigene Einfluß (terrigen Schlamm) ist auf die beginnenden Glazialbedingungen zurückzuführen.

Die Interpretation der Reflexionscharakteristika ergibt also folgende Ablagerungsumgebungen für das Äußere Vöring Plateau:

Im Unteren und Oberen Eozän wurde auf einem Schelf sedimentiert. Für das Untere und Mittlere Miozän konnte ein vorrückender Schelfrand festgestellt werden, während im Oberen Miozän bereits ein Kontinentalhang und im Unteren Pliozän ein Beckenrand vorhanden war. Das bedeutet, daß das Äußere Vöring Plateau seit dem Eozän zunächst langsam und ab dem Mittleren/Oberen Miozän stärker abgesunken ist.

Auf dem Äußeren Vöring Plateau sind im Bereich der Basalthochlagen zum Teil sehr ausgeprägte Onlap-Strukturen zu erkennen (siehe auch Abb. 5-2). Um quantitative Informationen über Hebungs-, bzw. Senkungsraten des Meeresbodens des Äußeren Vöring Plateaus zu erhalten, wurden diese Onlap-Strukturen nach der Methode von Vail et al. (1977) untersucht.

Nach diesem Verfahren ist es möglich, aus Coastal Onlap-Strukturen Aussagen über relative Änderungen der Lage des Meeresspiegels zu machen. Diese relativen Meeresspiegelschwankungen können auf Hebungen, bzw. Absenkungen des Meeresbodens und/oder eustatische Meeresspiegeländerungen zurückgeführt werden. Eine Trennung dieser zwei Ursachen ist möglich, wenn ein kleines Gebiet wie das Vöring Plateau untersucht wird, da eustatische Meeresspiegeländerungen sich eher großräumig auswirken. Weiterhin kann unter Zuhilfenahme der von Vail et al. (1977) veröffentlichten globalen Kurven der Meeresspiegelschwankungen eine Trennung zwischen eustatischen und tektonischen Effekten erfolgen. Diese war aufgrund des kleinen Arbeitsgebietes im Falle des Äußeren Vöring Plateaus nicht notwendig. Eine Meeresspiegelanhebung zeichnet sich durch einen landwärtigen Anstieg der Onlap-Strukturen aus, eine Senkung durch einen seewärtigen Rückzug.

Zur quantitativen Bestimmung der relativen Meeresspiegelschwankung wird die vertikale Komponente und damit die Mächtigkeit der Sequenz erfaßt, die durch die Onlap-Struktur charakterisiert ist. Diese vertikale Komponente dokumentiert, wie stark

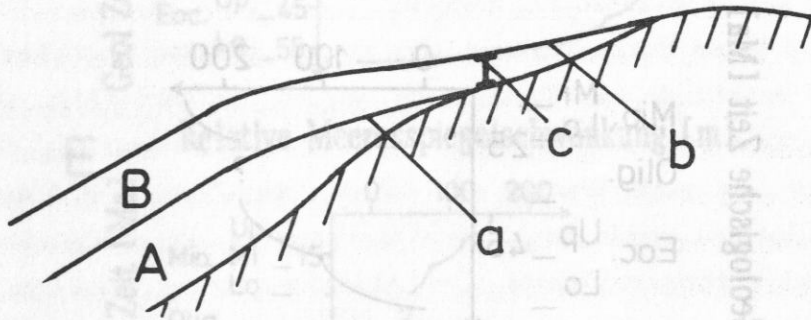


Abbildung 5-9: Beispiel für die Bestimmung der relativen Meeresspiegelschwankungen über den Coastal Onlap. a - Coastal Onlap der älteren Sequenz A; b - Coastal Onlap der jüngeren Sequenz B; c - vertikale Komponente des Meeresspiegelanstiegs während der Ablagerung der Sequenz B.

der Meeresspiegel gestiegen bzw. gefallen ist. Sie kann in Sekunden Zweiweglaufzeit oder, bei Kenntnis der Intervallgeschwindigkeit, in Metern Anstieg, bzw. Absenkung der relativen Meeresspiegels dargestellt werden, die dann eine Absenkung, bzw. Hebung des Meeresbodens bedeuten. Abbildung 5-9 zeigt ein Beispiel.

Über die Beträge der relativen Meeresspiegelschwankung erhält man also eine direktes Maß für die Hebungs-, bzw. Senkungsraten des Meeresbodens. Auf dem Äußeren Vöring Plateau wurde an verschiedenen Orten eine Untersuchung der Onlap-Strukturen durchgeführt. Abbildung 5-10 zeigt die zugehörigen Meeresspiegelschwankungs-Kurven. Insgesamt hat die Untersuchung folgendes ergeben:

Im Unteren Eozän wurde das Äußere Vöring Plateau durch eine Vielzahl von Basaltextrusionen aufgebaut. Dies ist besonders deutlich im Nordosten als Rückzug des Meeres und Aufbau einer Hochlage zu erkennen. In der letzten Phase der Epoche ist eine Absenkung der Plateauränder zu beobachten (Abb. 5-11A). Der

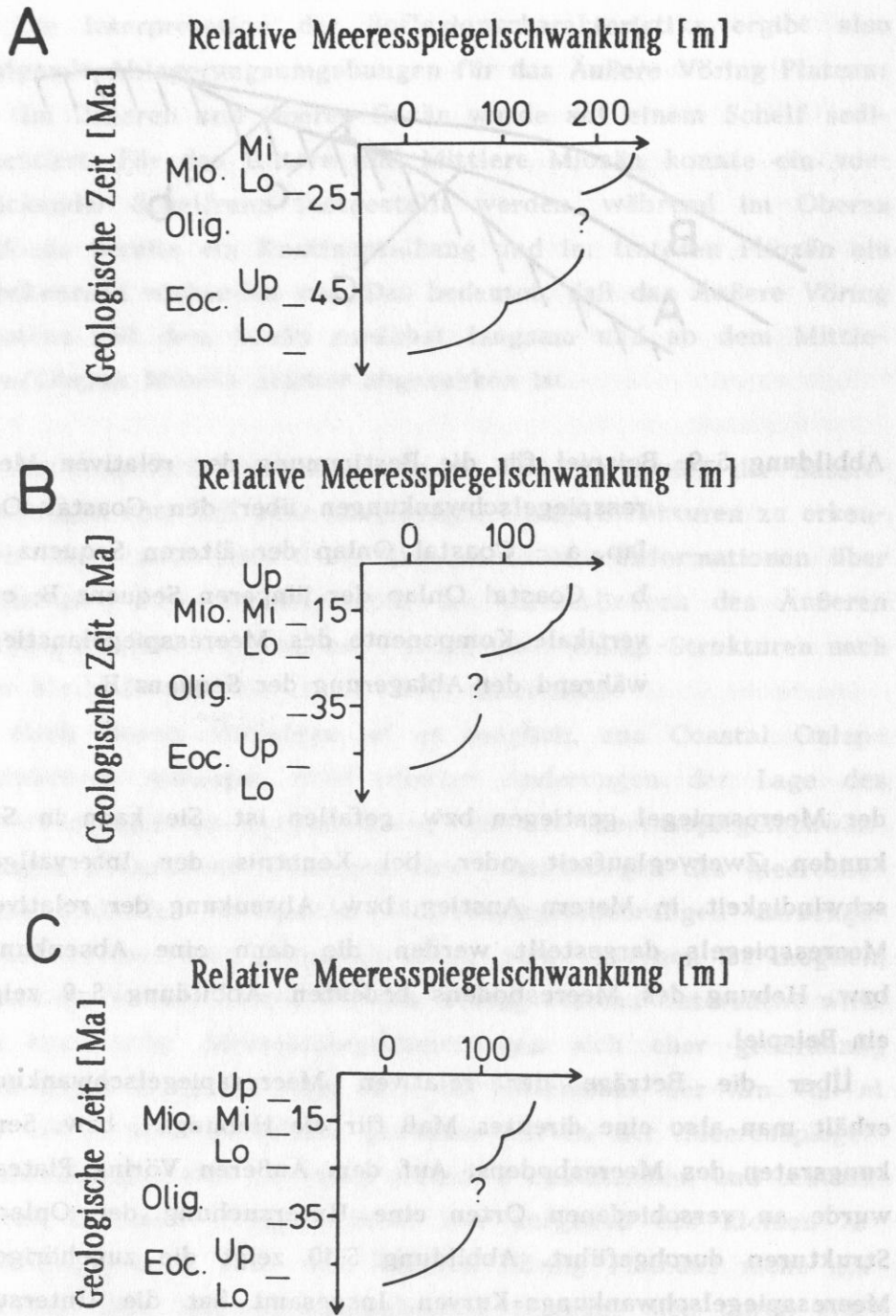


Abbildung 5-10: Kurven der Meeresspiegelschwankungen für das Äußere Vöring Plateau. Ermittelt auf: A-dem nordöstlichen Teil des Profils NS 207, B-dem südwestlichen Teil des Profils NS 207 und C-dem nördlichen Teil des Profils NS 206. D, E, F und G siehe Seite 60.

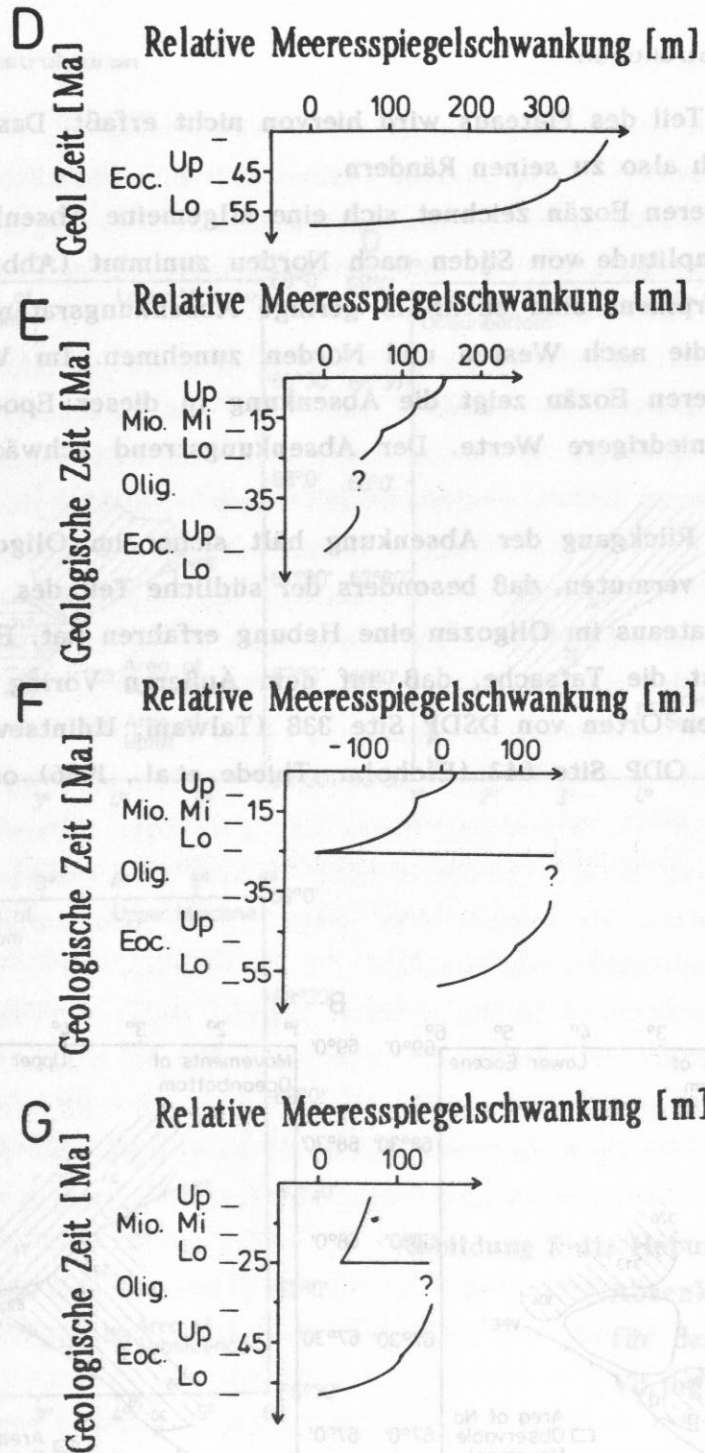


Abbildung 5-10: Kurven der Meeresspiegelschwankung für das Äußere Vöring Plateau. Ermittelt auf: D-dem nordwestlichen Teil des Profils NS 204, E-dem südöstlichen Teil des Profils NS 204, F-dem östlichen Teil des Profils NS 203 und G-dem südlichen Teil des Profils NS 206.

zentrale Teil des Plateaus wird hiervon nicht erfaßt. Das Plateau neigt sich also zu seinen Rändern.

Im Oberen Eozän zeichnet sich eine allgemeine Absenkung ab, deren Amplitude von Süden nach Norden zunimmt (Abb. 5-11B). Am Escarpment sind ebenfalls geringe Absenkungsraten zu erkennen, die nach Westen und Norden zunehmen. Im Vergleich zum Unteren Eozän zeigt die Absenkung in dieser Epoche wesentlich niedrigere Werte. Der Absenkungstrend schwächt sich also ab.

Dieser Rückgang der Absenkung hält sicher im Oligozän an. Es ist zu vermuten, daß besonders der südliche Teil des Äußeren Vöring Plateaus im Oligozän eine Hebung erfahren hat. Ein Indiz hierfür ist die Tatsache, daß auf dem Äußeren Vöring Plateau nur an den Orten von DSDP Site 338 (Talwani, Udintsev et al., 1976) und ODP Site 643 (Eldholm, Thiede et al., 1986) oligozäne

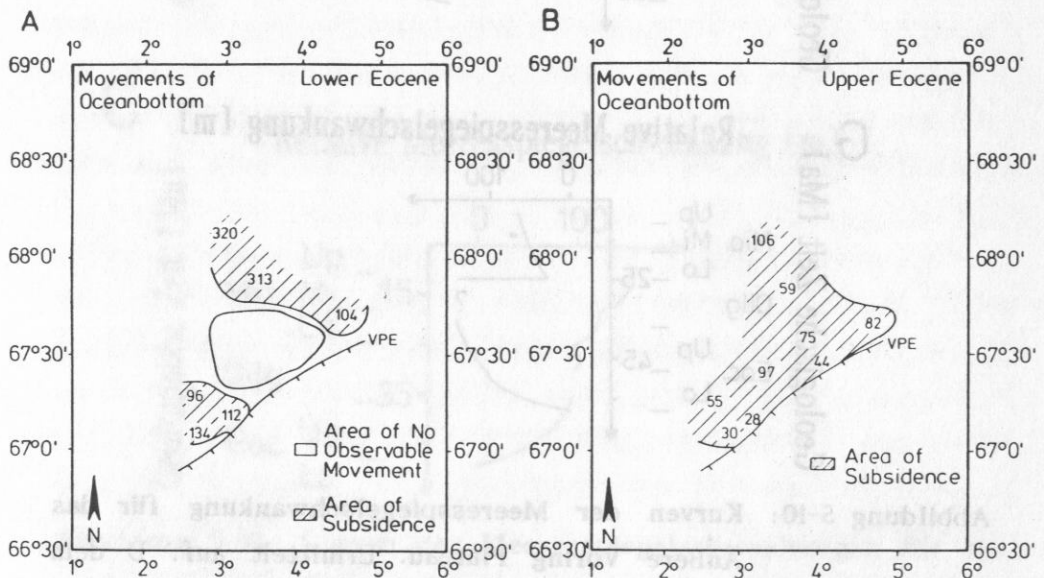


Abbildung 5-11: Hebungs- bzw. Absenkungsraten für das Äußere Vöring Plateau. C, D und E siehe Seite 62.

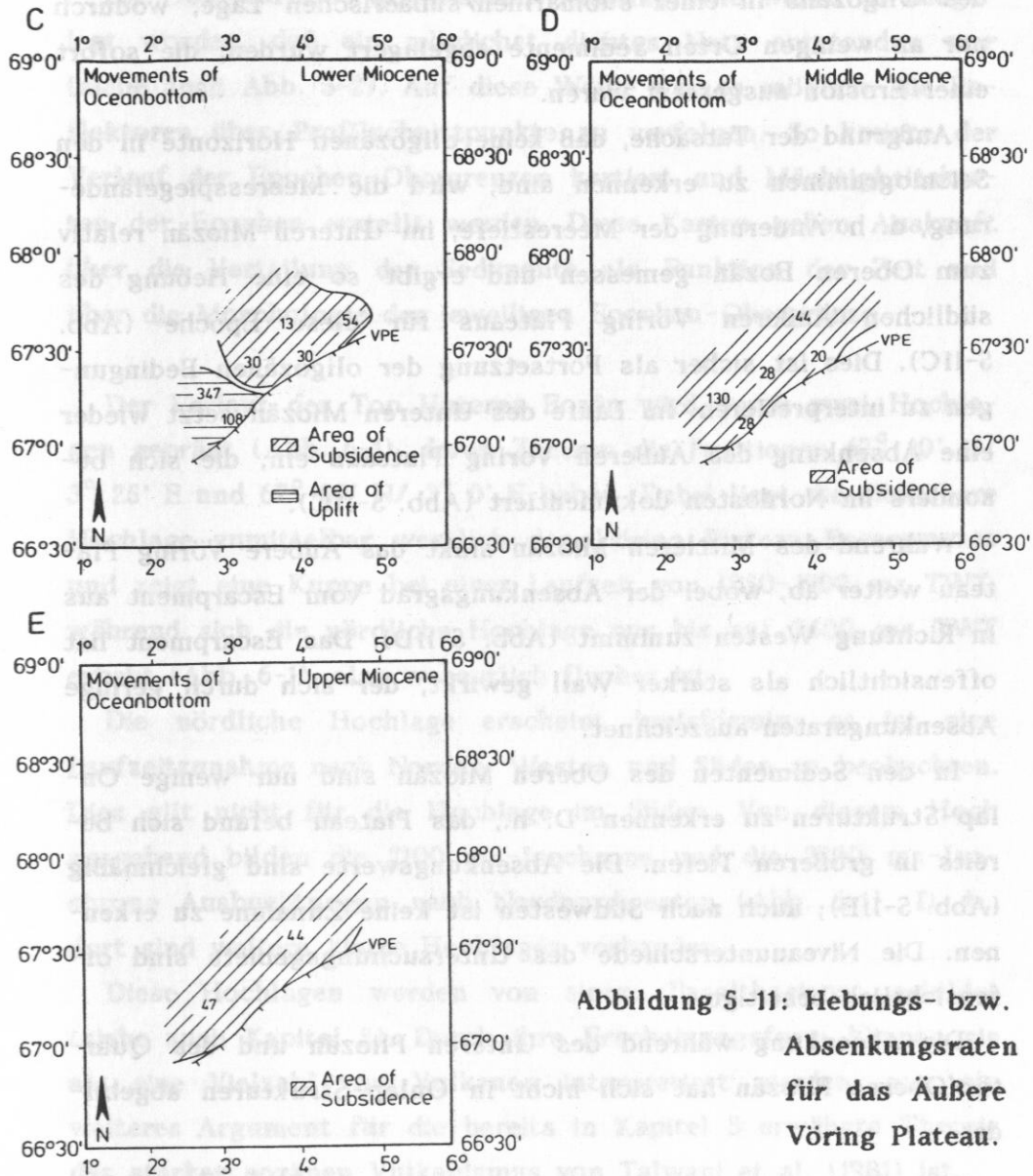


Abbildung 5-11: Hebungs- bzw. Absenkungsraten für das Äußere Vöring Plateau.

Gesteine erbohrt wurden. Site 338 befindet sich in einem Gebiet, das im Oberen Eozän stärker abgesunken ist, und Site 643 am Hang des Plateaus, ebenfalls im Bereich stärkerer Absenkung während des gesamten Eozäns. Auch ist es nicht möglich, zwischen den Reflektoren des Top Oberes Eozän und des Top Un-

teres Miozän oligozäne Horizonte zu identifizieren.

Das Äußere Vöring Plateau befand sich offensichtlich während des Oligozäns in einer submarinen/subaerischen Lage, wodurch nur an wenigen Orten Sedimente abgelagert wurden, die sofort einer Erosion ausgesetzt waren.

Aufgrund der Tatsache, daß keine oligozänen Horizonte in den Seismogrammen zu erkennen sind, wird die Meeresspiegeländerung, d. h. Änderung der Meerestiefe, im Unteren Miozän relativ zum Oberen Eozän gemessen und ergibt so eine Hebung des südlichen Äußeren Vöring Plateaus für diese Epoche (Abb. 5-11C). Dies ist sicher als Fortsetzung der oligozänen Bedingungen zu interpretieren. Im Laufe des Unteren Miozän setzt wieder eine Absenkung des Äußeren Vöring Plateaus ein, die sich besonders im Nordosten dokumentiert (Abb. 5-11C).

Während des Mittleren Miozän sinkt das Äußere Vöring Plateau weiter ab, wobei der Absenkungsgrad vom Escarpment aus in Richtung Westen zunimmt (Abb. 5-11D). Das Escarpment hat offensichtlich als starker Wall gewirkt, der sich durch geringe Absenkungsraten auszeichnet.

In den Sedimenten des Oberen Miozän sind nur wenige Onlap-Strukturen zu erkennen. D. h., das Plateau befand sich bereits in größeren Tiefen. Die Absenkungswerte sind gleichmäßig (Abb. 5-11E); auch nach Südwesten ist keine Zunahme zu erkennen. Die Niveauunterschiede des Untersuchungsgebiets sind offensichtlich beseitigt.

Die Absenkung während des Unteren Pliozän und des Quartär/Oberes Pliozän hat sich nicht in Onlap-Strukturen abgebildet.

6. Sedimentverteilung

Die 1985 und 1986 gemessenen Seismikprofile waren so ausgelegt worden, daß ein möglichst dichtes Netz entstanden war (siehe auch Abb. 3-2). Auf diese Weise war es möglich, die Reflektoren über Profilschnittpunkte zu verfolgen. So konnte der Verlauf der Epochen-Obergrenzen kartiert und Mächtigkeitskarten der Epochen erstellt werden. Diese Karten geben Auskunft über die Verteilung der Sedimente als Funktion der Zeit und über die Morphologie der jeweiligen Epochen-Obergrenze.

Der Verlauf des Top Unteres Eozän wird durch zwei Hochlagen geprägt (Abb. 6-1), deren Zentren die Positionen $67^{\circ} 10' N / 3^{\circ} 25' E$ und $67^{\circ} 50' N / 3^{\circ} 0' E$ haben. Dabei liegt die südlichere Hochlage unmittelbar westlich des Vöring Plateau Escarpments und zeigt eine Kuppe bei einer Laufzeit von 1850-1900 ms TWT, während sich die nördliche Hochlage nur bis auf 2400 ms TWT erhebt (Abb. 6-1), also wesentlich flacher ist.

Die nördliche Hochlage erscheint kreisförmig; es ist eine Laufzeitzunahme nach Norden, Westen und Süden zu beobachten. Dies gilt nicht für die Hochlage im Süden. Von diesem Hoch ausgehend bilden die 2100 ms-Isochrone und die 2300 ms-Isochrone Ausbuchtungen nach Nordnordwesten (Abb. 6-1). D. h., dort sind weitere kleine Hochlagen vorhanden.

Diese Hochlagen werden von einem Basalthorizont gebildet (siehe auch Kapitel 5). Durch ihre Erscheinungsform können sie als eine Vielzahl von Vulkanen interpretiert werden, was ein weiteres Argument für die bereits in Kapitel 5 erwähnte Theorie des starken eozänen Vulkanismus von Talwani et al. (1981) ist.

Der Horizont zeigt eine Laufzeitzunahme nach Westen. Dabei ist das Gefälle bis ca. 2800 ms TWT recht steil, wird dann sanfter und nimmt bei 2950 ms TWT wieder stark zu.

Über der südlichen Hochlage des Top Unteres Eozän zeigen die Sedimente des Oberen Eozän ein ausgedehntes Mächtigkeitsminimum, wo die Schicht an einigen Stellen auskeilt (Abb. 6-2). Ein weiteres Minimum ist über dem anfänglich steilen Hang des

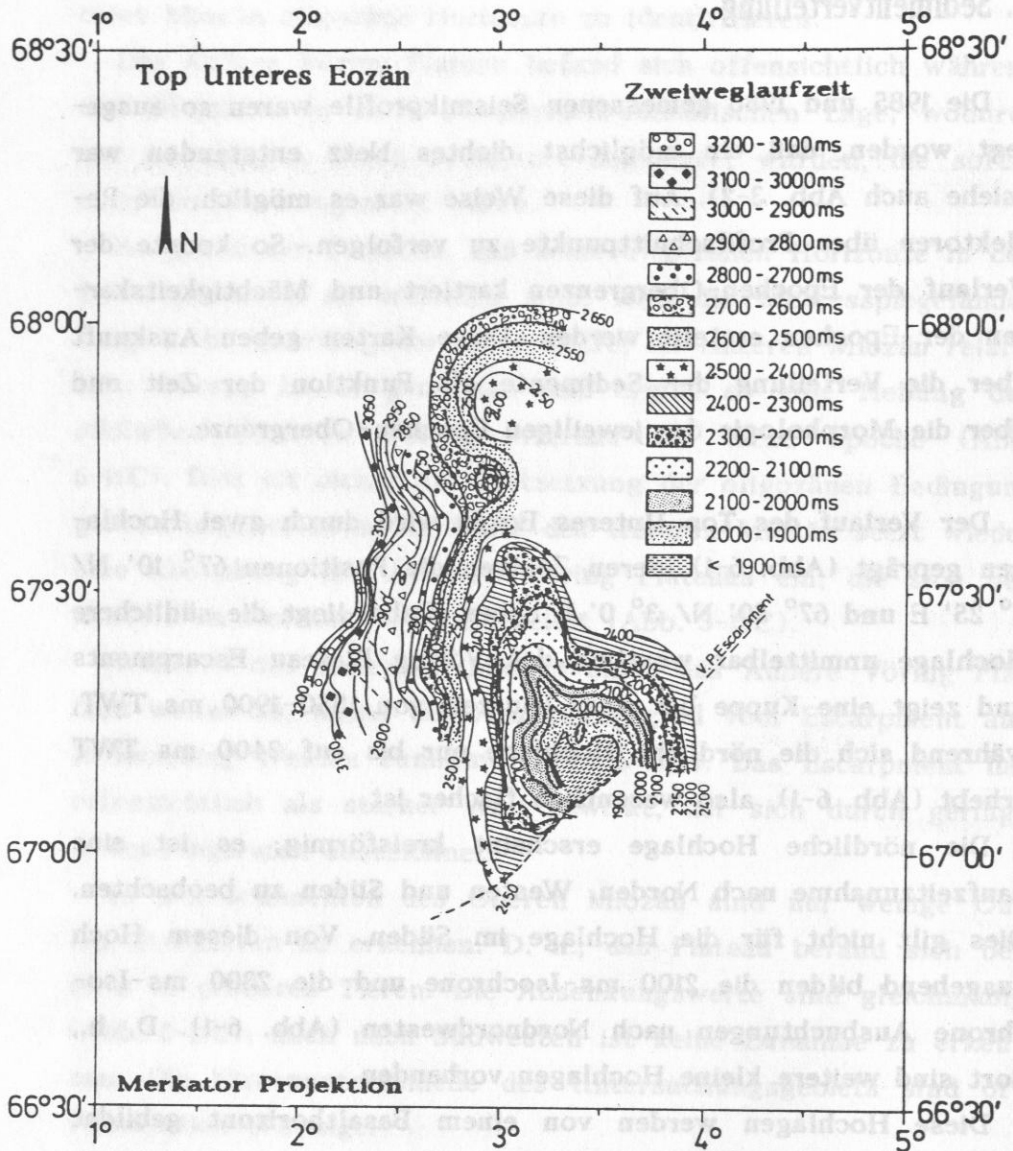


Abbildung 6-1: Tiefenlage des Top Unterer Eozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

Top Unterer Eozän (2700 ms bis 2800 ms TWT Bereich) zu beobachten. Über der flacheren nördlichen Hochlage des Top Unterer Eozän ist ein leichtes Maximum in der Sedimentbedeckung des Oberen Eozän zu erkennen. Hier waren offensichtlich nur sehr schwache Strömungen wirksam. Die Sedimente zeigen eine Mächtigkeitszunahme über den Hang des Top Unterer Eozän

nach Westen.

Die Mächtigkeitsminima im östlichen Bereich des Untersuchungsgebiets deuten auf eine geringe Wasserbedeckung während des Oberen Eozäns, wobei das Hoch im Süden des Top Unteres Eozän in Meeresspiegelhöhe oder darüber gelegen haben muß, da dort in einigen Gebieten kein Oberes Eozän abgelagert wurde. Es

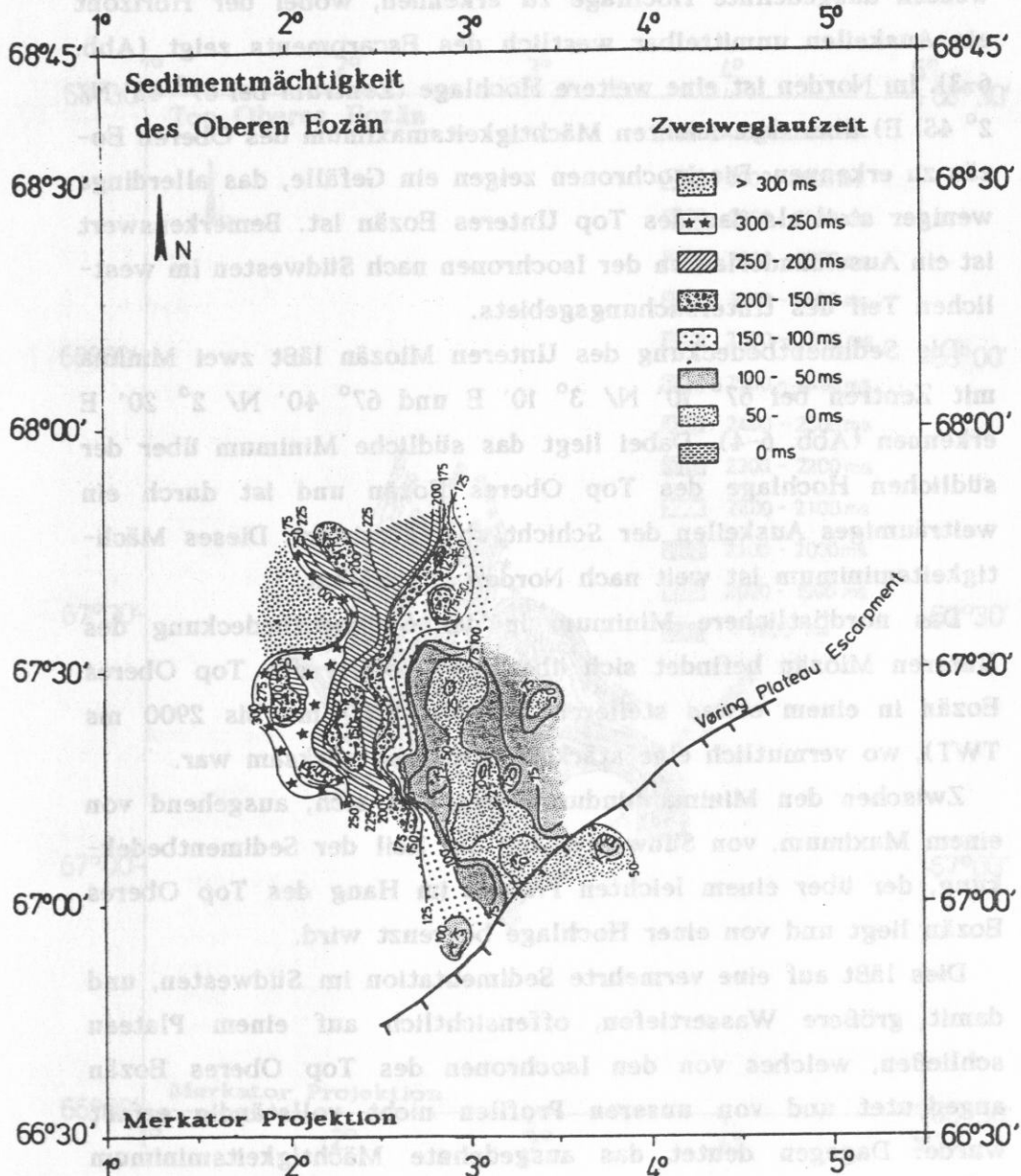


Abbildung 6-2: Mächtigkeit der Sedimente des Oberen Eozän. Isochachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.

herrschten also Schelfbedingungen für die Sedimentation im Oberen Eozän, wobei der ursprünglich steile Hang nach Westen allmählich durch die dort starken Ablagerungen des Oberen Eozän geglättet wurde.

Am Ort der südlichen Hochlage des Top Unteres Eozän ist im Verlauf der Oberes Eozän-Obergrenze ebenfalls eine nach Nordwesten ausgedehnte Hochlage zu erkennen, wobei der Horizont ein Auskeilen unmittelbar westlich des Escarpments zeigt (Abb. 6-3). Im Norden ist eine weitere Hochlage (Zentrum bei $67^{\circ} 45' N / 2^{\circ} 45' E$) über dem leichten Mächtigkeitsmaximum des Oberen Eozän zu erkennen. Die Isochronen zeigen ein Gefälle, das allerdings weniger steil als das des Top Unteres Eozän ist. Bemerkenswert ist ein Auseinanderlaufen der Isochronen nach Südwesten im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets.

Die Sedimentbedeckung des Unteren Miozän läßt zwei Minima mit Zentren bei $67^{\circ} 10' N / 3^{\circ} 10' E$ und $67^{\circ} 40' N / 2^{\circ} 20' E$ erkennen (Abb. 6-4). Dabei liegt das südliche Minimum über der südlichen Hochlage des Top Oberes Eozän und ist durch ein weiträumiges Auskeilen der Schicht charakterisiert. Dieses Mächtigkeitsminimum ist weit nach Norden ausgedehnt.

Das nordöstlichere Minimum in der Sedimentbedeckung des Unteren Miozän befindet sich über dem Gefälle des Top Oberes Eozän in einem etwas steileren Bereich (2750 ms bis 2900 ms TWT), wo vermutlich eine stärkere Strömung wirksam war.

Zwischen den Minima hindurch erstreckt sich, ausgehend von einem Maximum, von Südwesten her ein Keil der Sedimentbedeckung, der über einem leichten Plateau im Hang des Top Oberes Eozän liegt und von einer Hochlage begrenzt wird.

Dies läßt auf eine vermehrte Sedimentation im Südwesten, und damit größere Wassertiefen, offensichtlich auf einem Plateau schließen, welches von den Isochronen des Top Oberes Eozän angedeutet und von unseren Profilen nicht vollständig erfaßt wurde. Dagegen deutet das ausgedehnte Mächtigkeitsminimum unmittelbar westlich des Vöring Plateau Escarpments auf eine geringe Wasserbedeckung.

Im Unteren Miozän wurde also weiterhin unter Schelfbedin-

gungen sedimentiert, wobei ein Hang nach Westen zu beobachten ist. Der im Vergleich zum Oberen Eozän vergrößerte Bereich des Auskeilens deutet auf eine Phase der Anhebung während des Oligozäns und zu Beginn des Miozäns. Die größeren Mächtigkeiten besonders im westlichen, aber auch im mittleren Untersuchungsgebiet lassen aber auf größere Wassertiefen als im Oberen Eozän schließen.

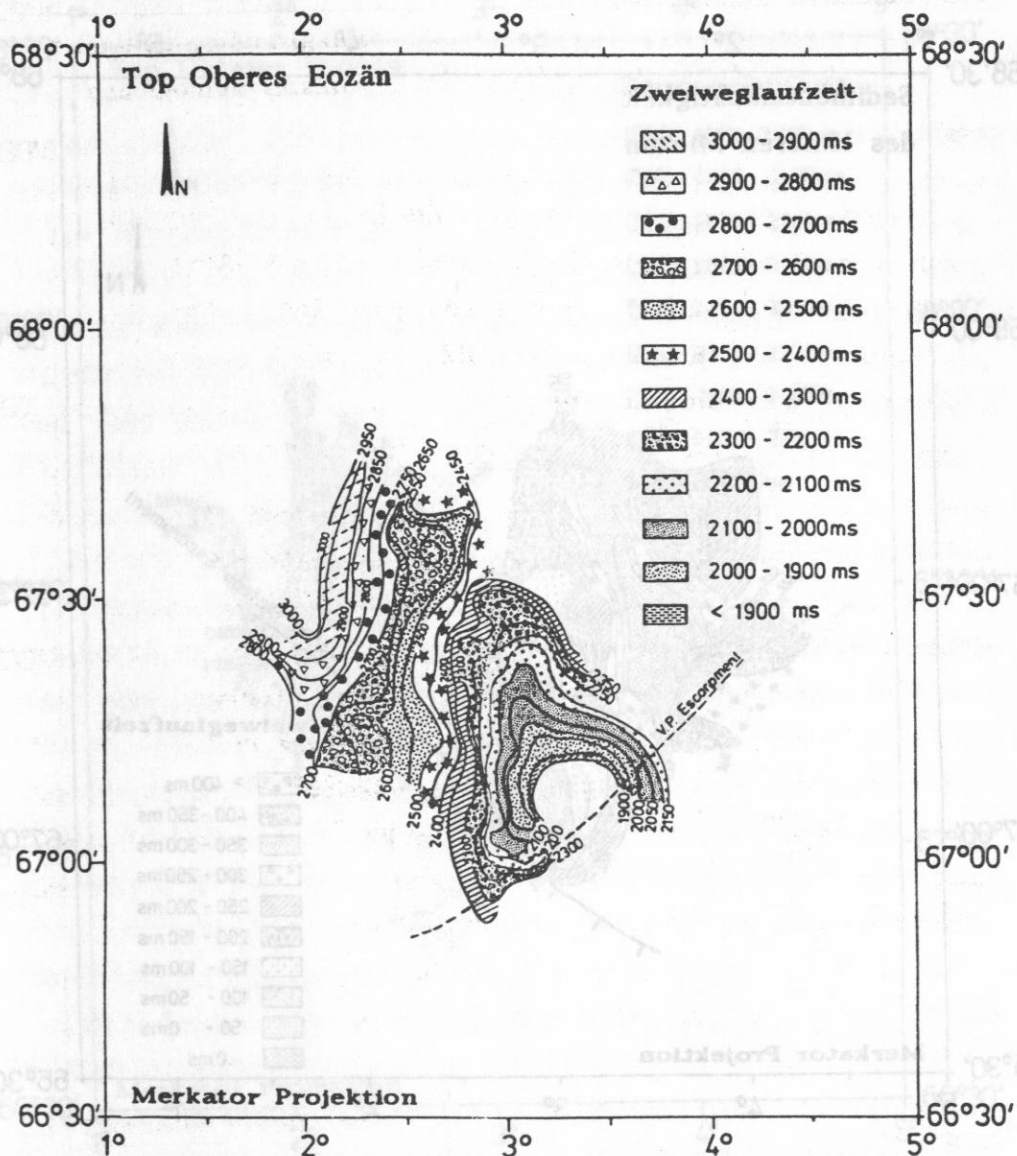


Abbildung 6-3: Tiefenlage des Top Oberes Eozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

Im Verlauf der Unteres Miozän-Oberkante ist wiederum eine Hochlage mit Zentrum bei $67^{\circ} 15' N / 3^{\circ} 10' E$ zu erkennen; hier keilt der Horizont über ein größeres Gebiet aus (Abb. 6-5). Ein Plateau ist im Süden zu beobachten, das von den 2200 ms TWT- und 2300 ms TWT-Isochronen gebildet wird. Isochronen, die nördlich des Plateaus in Nord-Süd Richtung verlaufen, laufen

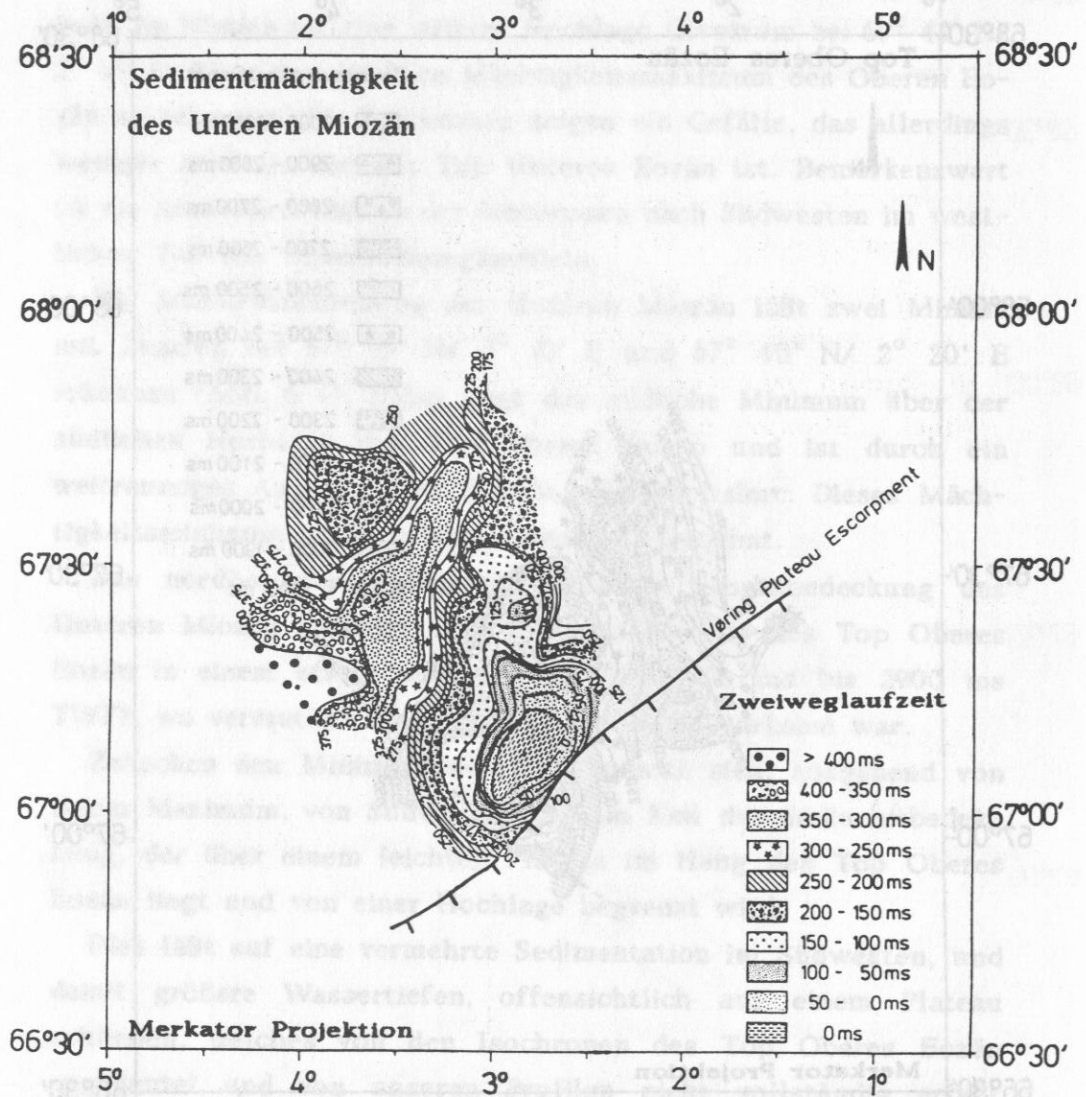


Abbildung 6-4: Mächtigkeit der Sedimente des Unteren Miozän.
Isopachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.

hier nach Südwesten auseinander. Sie liegen über dem im Unteren Miozän beobachteten Mächtigkeitskeil.

Im Westen deutet sich über dem dortigen Mächtigkeitsminimum des Unteren Miozän ein Becken im Verlauf des Top Unteres Miozän an, dessen südliche Spitze bei ca. $67^{\circ} 30' N / 1^{\circ} 55' E$ liegt (Abb. 6-5). Generell zeigen die Isochronen ein sanftes Gefälle, das ab 2300 ms TWT steiler wird.

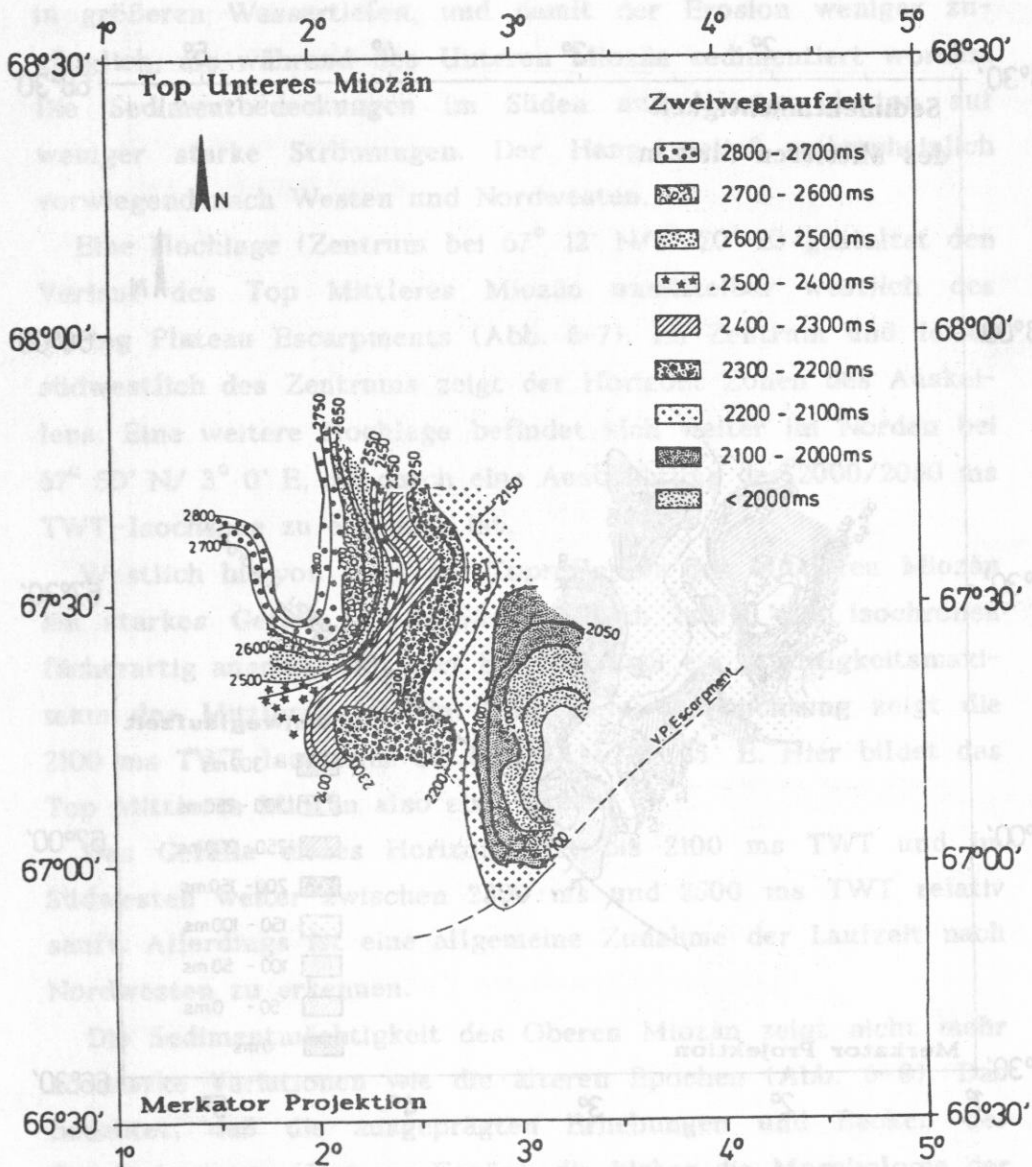


Abbildung 6-5: Tiefenlage des Top Unteres Miozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

Eine geringe Sedimentbedeckung zeigt das Mittlere Miozän auf einem Nordnordwest-Südsüdost Streifen (Abb. 6-6), der im Süden am Escarpment über der Hochlage des Top Unteres Miozän endet und hier ein vereinzelt Auskeilen erkennen läßt. Das nördliche Ende des Streifens liegt über einer Ausbuchtung der 2150/2200 ms TWT-Isochrone des Top Unteres Miozän.

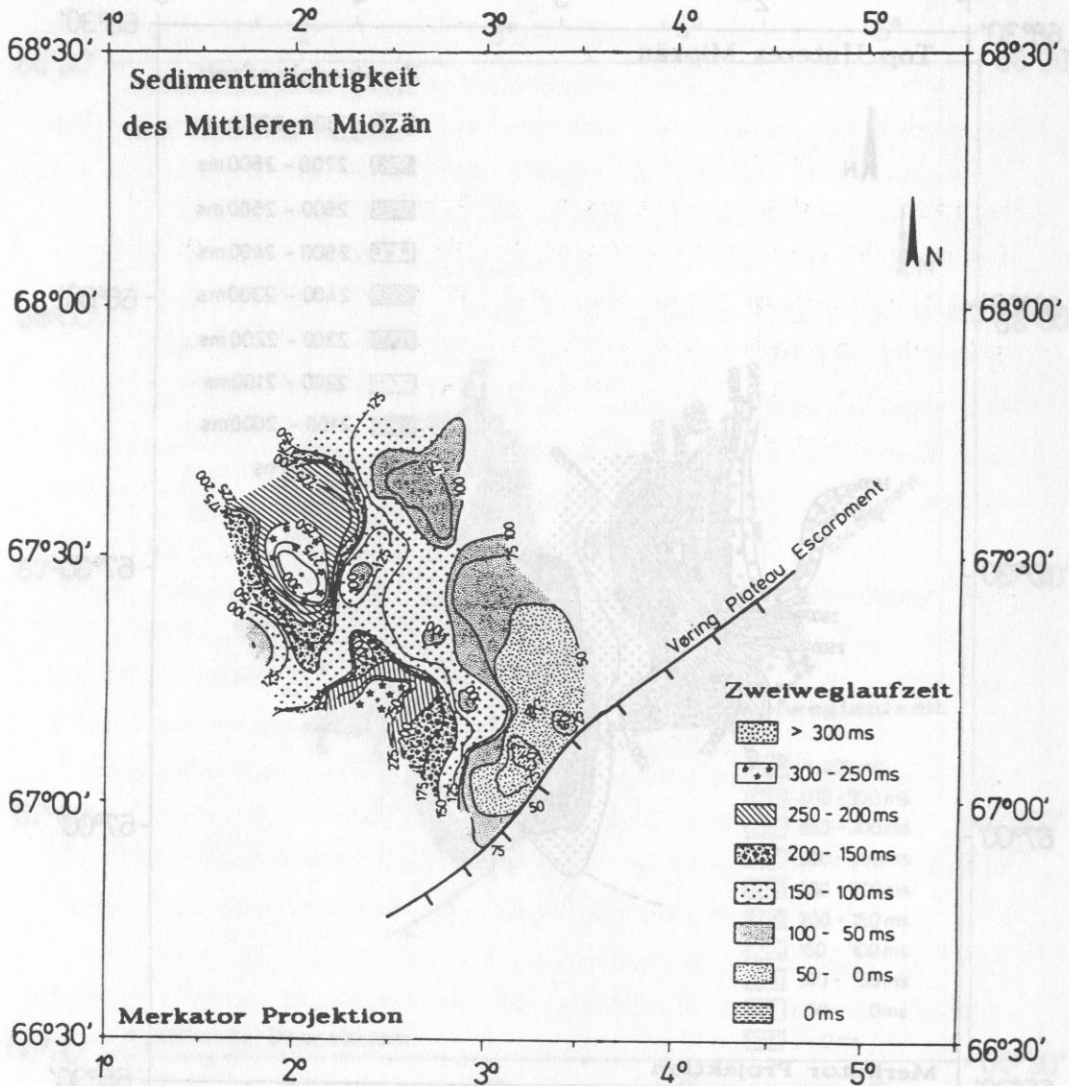


Abbildung 6-6: Mächtigkeit der Sedimente des Mittleren Miozän. Isopachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.

Über dem im Verlauf des Top Unteres Miozän erkennbaren Plateau befindet sich ein Mächtigkeitsmaximum des Mittleren Miozän. Ein noch ausgeprägteres Maximum zeigt die Sedimentbedeckung im Westen am Ort der Beckenstruktur des Top Unteres Miozän.

Da die Gebiete, in denen die Schicht auskeilt, im Mittleren Miozän wesentlich kleiner sind, ist in dieser Epoche vermutlich in größeren Wassertiefen, und damit der Erosion weniger zugänglich, als während des Unteren Miozän sedimentiert worden. Die Sedimentbedeckungen im Süden und Westen deuten auf weniger starke Strömungen. Der Hang verlief wahrscheinlich vorwiegend nach Westen und Nordwesten.

Eine Hochlage (Zentrum bei $67^{\circ} 12' N / 3^{\circ} 20' E$) gestaltet den Verlauf des Top Mittleres Miozän unmittelbar westlich des Vöring Plateau Escarpments (Abb. 6-7). Im Zentrum und leicht südwestlich des Zentrums zeigt der Horizont Zonen des Auskeilens. Eine weitere Hochlage befindet sich weiter im Norden bei $67^{\circ} 50' N / 3^{\circ} 0' E$, die durch eine Ausbuchtung der 2000/2050 ms TWT-Isochrone zu erkennen ist.

Westlich hiervon zeigt der Topreflektor des Mittleren Miozän ein starkes Gefälle. Nach Süden jedoch laufen die Isochronen fächerartig auseinander. Dort befindet sich ein Mächtigkeitsmaximum des Mittleren Miozän. Eine kleine Ausbuchtung zeigt die 2100 ms TWT-Isochrone bei $67^{\circ} 17' N / 2^{\circ} 35' E$. Hier bildet das Top Mittleres Miozän also ein Plateau.

Das Gefälle dieses Horizonts ist bis 2100 ms TWT und im Südwesten weiter zwischen 2300 ms und 2500 ms TWT relativ sanft. Allerdings ist eine allgemeine Zunahme der Laufzeit nach Nordwesten zu erkennen.

Die Sedimentmächtigkeit des Oberen Miozän zeigt nicht mehr so starke Variationen wie die älteren Epochen (Abb. 6-8). Das bedeutet, daß die ausgeprägten Erhebungen und Becken der Basaltoberkante (Unteres Eozän), die bisher die Morphologie der Epochenoberkanten deutlich beeinflussten, durch Sedimentation stark geglättet wurden.

Es sind drei Mächtigkeitsmaxima zu erkennen: Das erste liegt

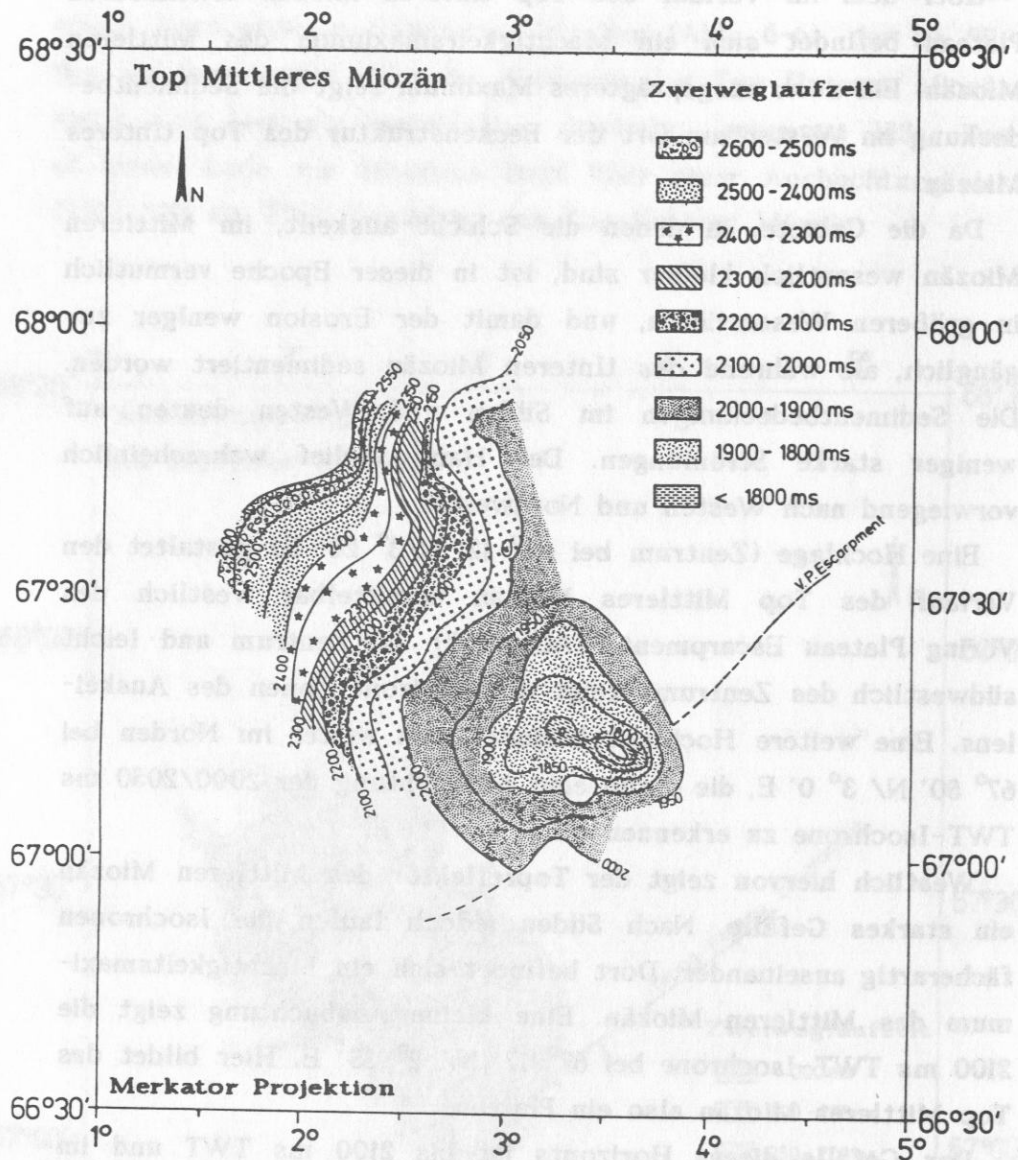
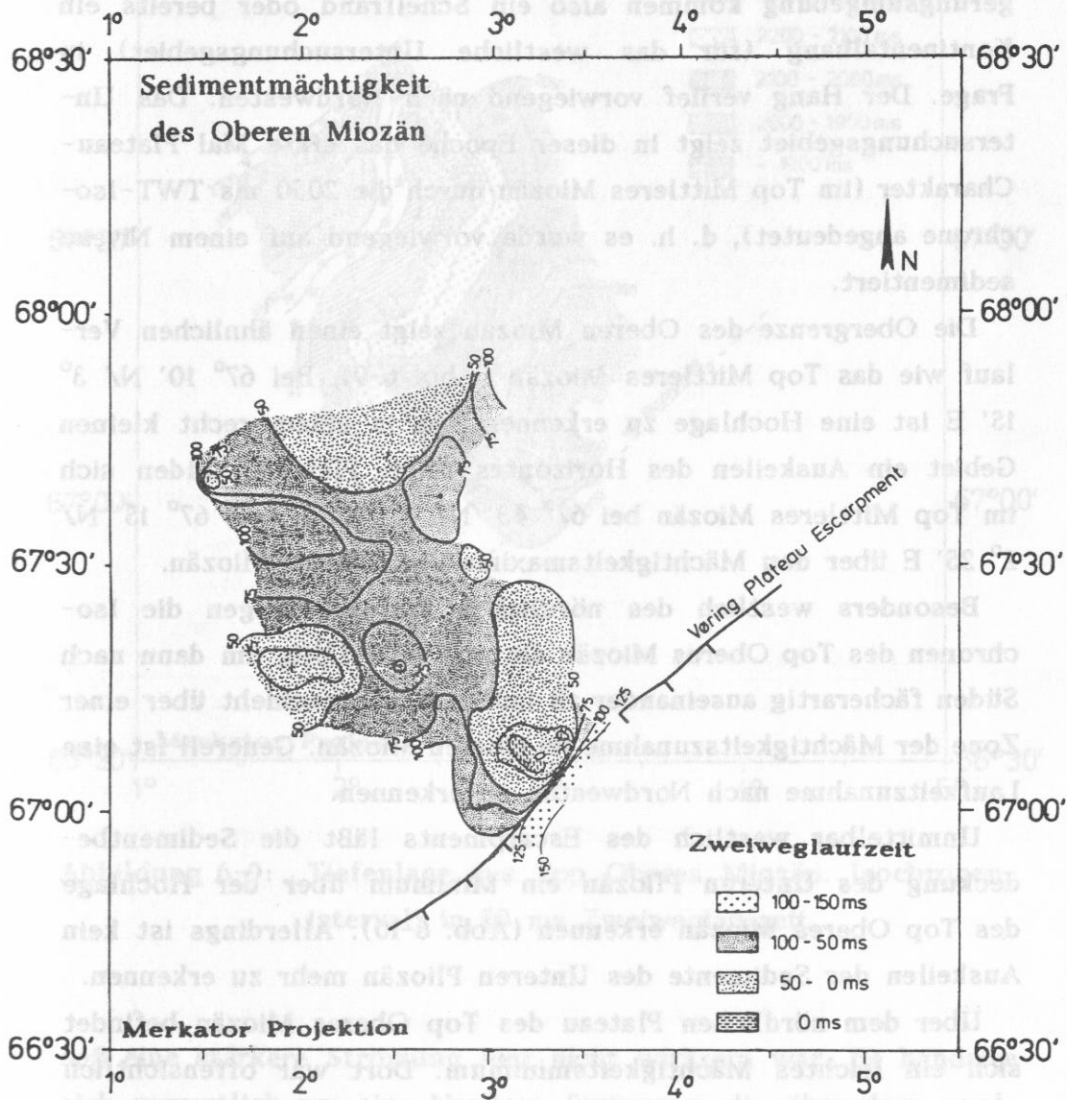


Abbildung 6-7: Tiefenlage des Top Mittleres Miozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

im Süden (Zentrum bei $67^{\circ} 7' N / 3^{\circ} 10' E$) und befindet sich über der südlichen Hochlage des Top Mittleres Miozän. Dieses Minimum zieht sich etwas nach Norden. In einem kleinen Gebiet keilt das Obere Miozän aus.

Bei $67^{\circ} 20' N / 2^{\circ} 0' E$ befindet sich das zweite Mächtigkeit-

minimum. Es liegt am Hang westlich des kleinen Plateaus im Verlauf des Top Mittleres Miozän (über den Isochronen 2150 ms bis 2300 ms TWT). Das dritte Minimum in der Sedimentbedeckung des Oberen Miozän befindet sich westlich der nördlichen Hochlage des Top Mittleres Miozän. Das Zentrum liegt bei $67^{\circ} 45' N / 2^{\circ} 20' E$.



**Abbildung 6-8: Mächtigkeit der Sedimente des Oberen Miozän.
Isopachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.**

Zwischen diesen Minima hindurch ist eine Mächtigtkeitszunahme des Oberen Miozän nach Westen, Nordosten und Südwesten zu erkennen. Diese Zunahme liegt über Gebieten geringen Gefälles und über Plateaus des Top Mittleres Miozän. Am Escarpment ist eine deutliche Mächtigtkeitszunahme nach Osten zu erkennen.

Während des Oberen Miozän wurde offensichtlich in größeren Wassertiefen als im Mittleren Miozän abgelagert, da wiederum das Gebiet des Schichtauskeilens kleiner geworden ist. Als Ablagerungsumgebung kommen also ein Schelfrand oder bereits ein Kontinentalhang (für das westliche Untersuchungsgebiet) in Frage. Der Hang verlief vorwiegend nach Nordwesten. Das Untersuchungsgebiet zeigt in dieser Epoche das erste Mal Plateau-Charakter (im Top Mittleres Miozän durch die 2050 ms TWT-Isochrome angedeutet), d. h. es wurde vorwiegend auf einem Niveau sedimentiert.

Die Obergrenze des Oberen Miozän zeigt einen ähnlichen Verlauf wie das Top Mittleres Miozän (Abb. 6-9). Bei $67^{\circ} 10' N / 3^{\circ} 15' E$ ist eine Hochlage zu erkennen, die in einem recht kleinen Gebiet ein Auskeilen des Horizontes zeigt. Plateaus bilden sich im Top Mittleres Miozän bei $67^{\circ} 45' N / 2^{\circ} 50' E$ und $67^{\circ} 15' N / 2^{\circ} 25' E$ über den Mächtigtkeitsmaxima des Oberen Miozän.

Besonders westlich des nördlichen Plateaus zeigen die Isochronen des Top Oberes Miozän ein steiles Gefälle, um dann nach Süden fächerartig auseinander zu laufen. Dies geschieht über einer Zone der Mächtigtkeitszunahme im Oberen Miozän. Generell ist eine Laufzeitzunahme nach Nordwesten zu erkennen.

Unmittelbar westlich des Escarpments läßt die Sedimentbedeckung des Unteren Pliozän ein Minimum über der Hochlage des Top Oberes Miozän erkennen (Abb. 6-10). Allerdings ist kein Auskeilen der Sedimente des Unteren Pliozän mehr zu erkennen.

Über dem nördlichen Plateau des Top Oberes Miozän befindet sich ein leichtes Mächtigtkeitsminimum. Dort war offensichtlich eine Strömung wirksam, die eine stärkere Ablagerung verhinderte.

Über der westlichen Zone der fächerartigen Isochronen der Oberkante des Oberen Miozän jedoch wurde im Unteren Pliozän stärker sedimentiert. Kleine Mächtigtkeitsmaxima dokumentieren,

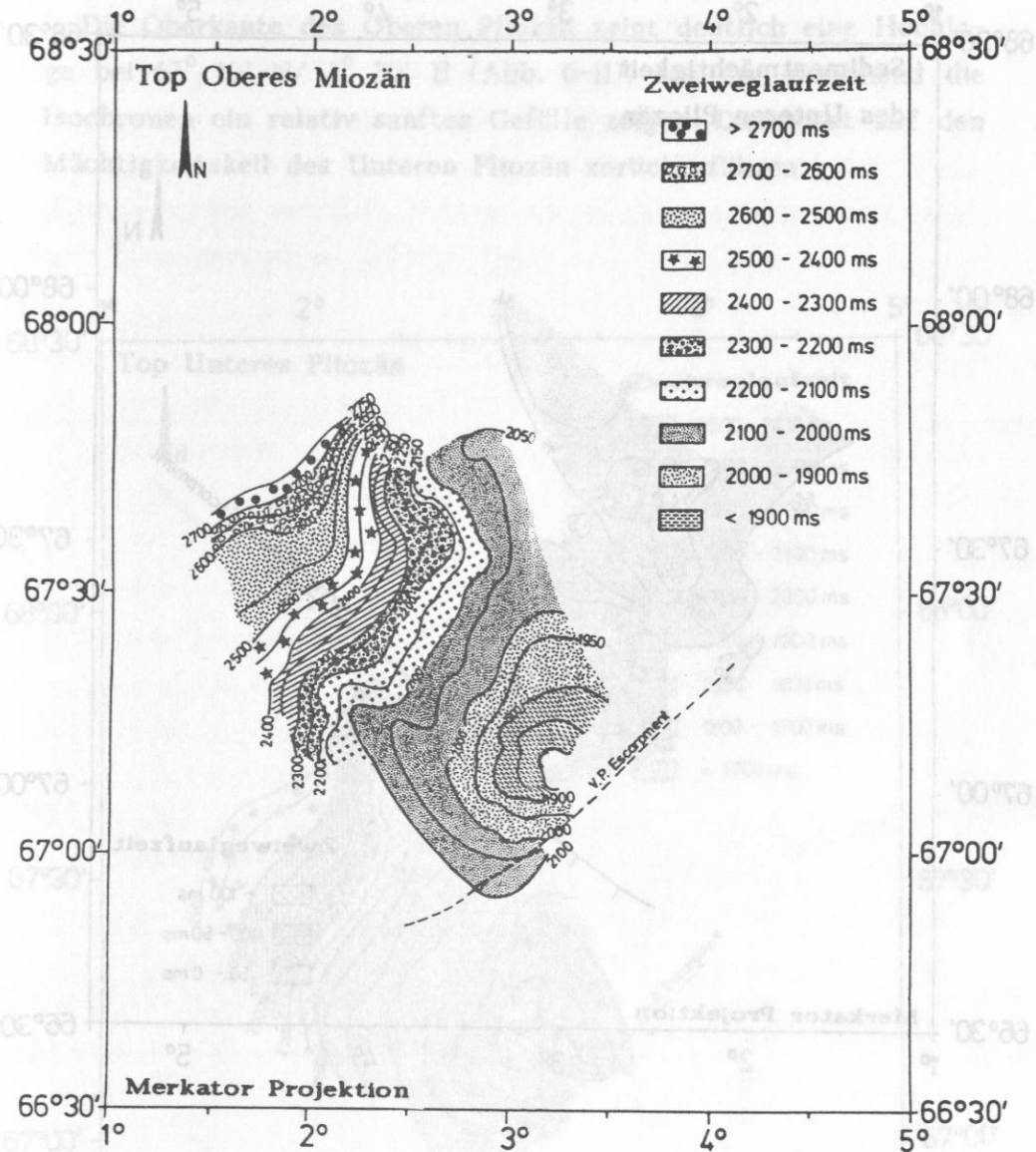


Abbildung 6-9: Tiefenlage des Top Oberes Miozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

daß eine stärkere Strömung hier nicht wirksam war. Es handelte sich vermutlich um eine Nordost-Strömung, die über dem nordwestlichen Rand des Untersuchungsgebiets floß.

Parallel zum Escarpment reicht von Nordosten her ein Keil größerer Mächtigkeit ins Meßgebiet hinein, der über der

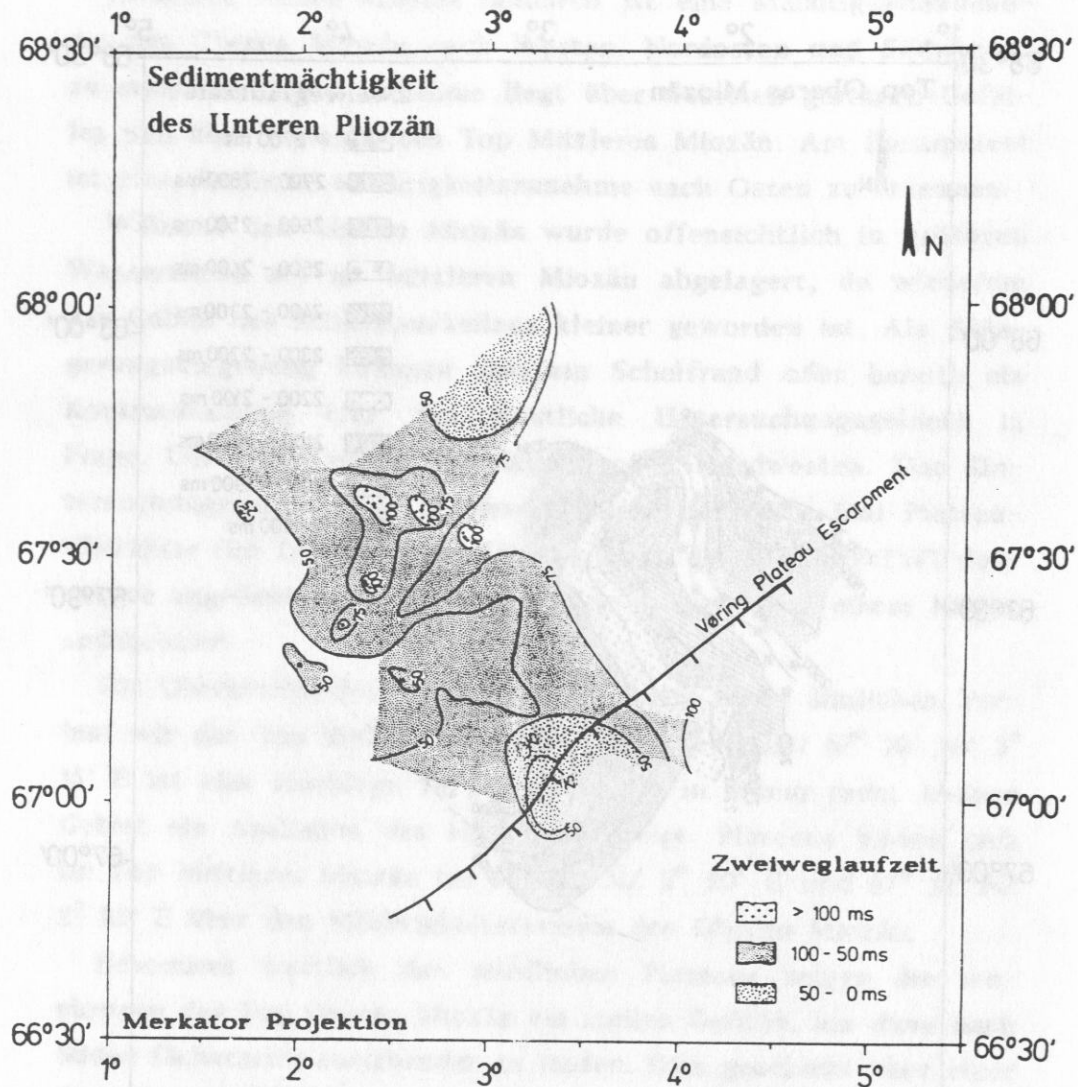


Abbildung 6-10: Mächtigkeit der Sedimente des Unteren Pliozän.
Isopachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.

2000/2050 ms TWT-Isochrone des Top Oberes Miozän abgela-
gert wurde.

Die Sedimente des Oberen Pliozän lassen kein Auskeilen mehr
erkennen. Dies deutet darauf, daß die Hochlage unmittelbar
westlich des Escarpments nicht mehr von Oberflächenströmungen
erreicht wurde. Das bedeutet, es wurde in relativ großer Was-

sertiefe, wahrscheinlich am Kontinentalhang sedimentiert.

Die Oberkante des Oberen Pliozän zeigt deutlich eine Hochlage bei $67^{\circ} 10' N / 3^{\circ} 30' E$ (Abb. 6-11), von der ausgehend die Isochronen ein relativ sanftes Gefälle zeigen. Dieses ist auf den Mächtigkeitskeil des Unteren Pliozän zurückzuführen.

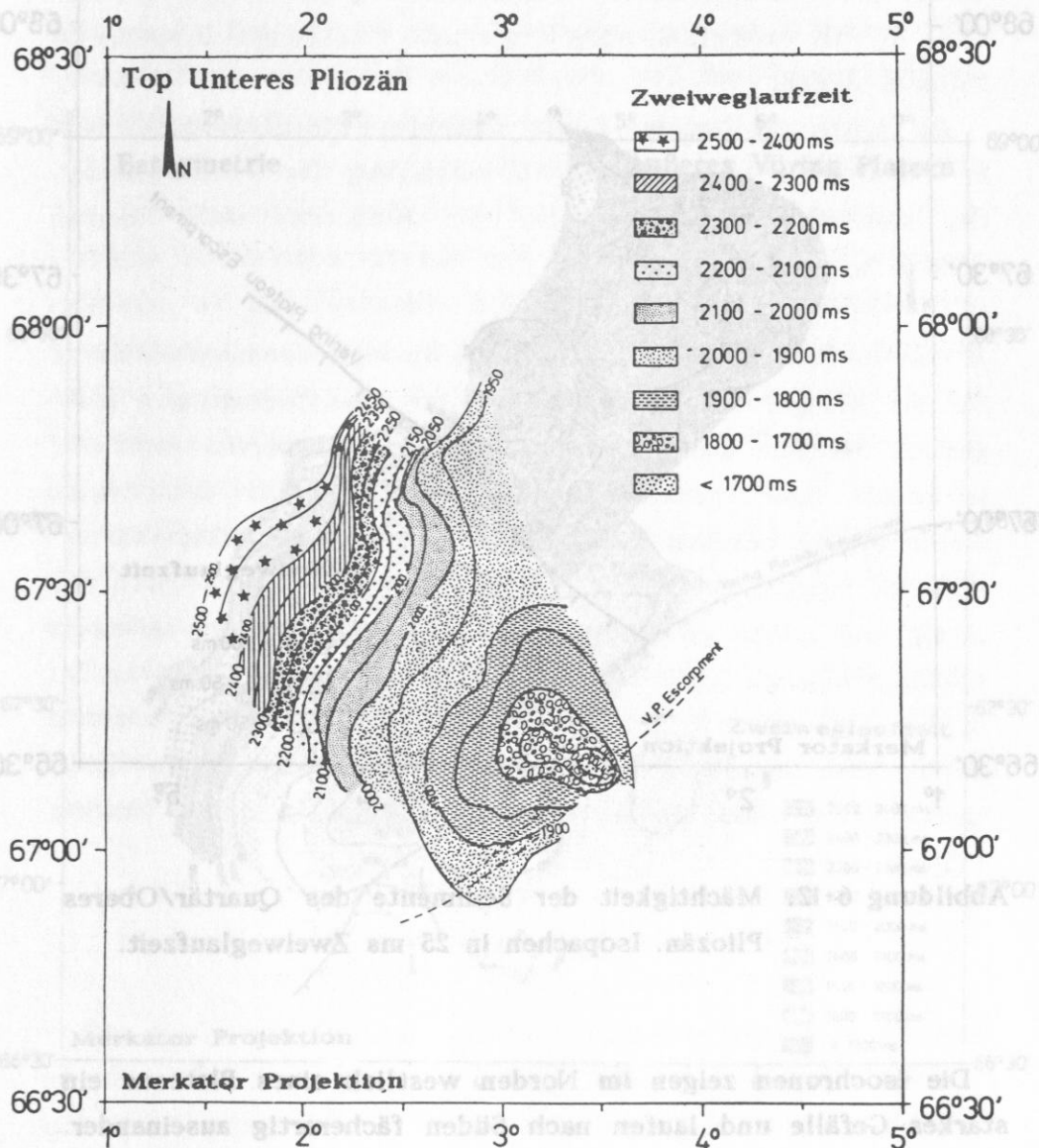


Abbildung 6-11: Tiefenlage des Top Unteres Pliozän. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

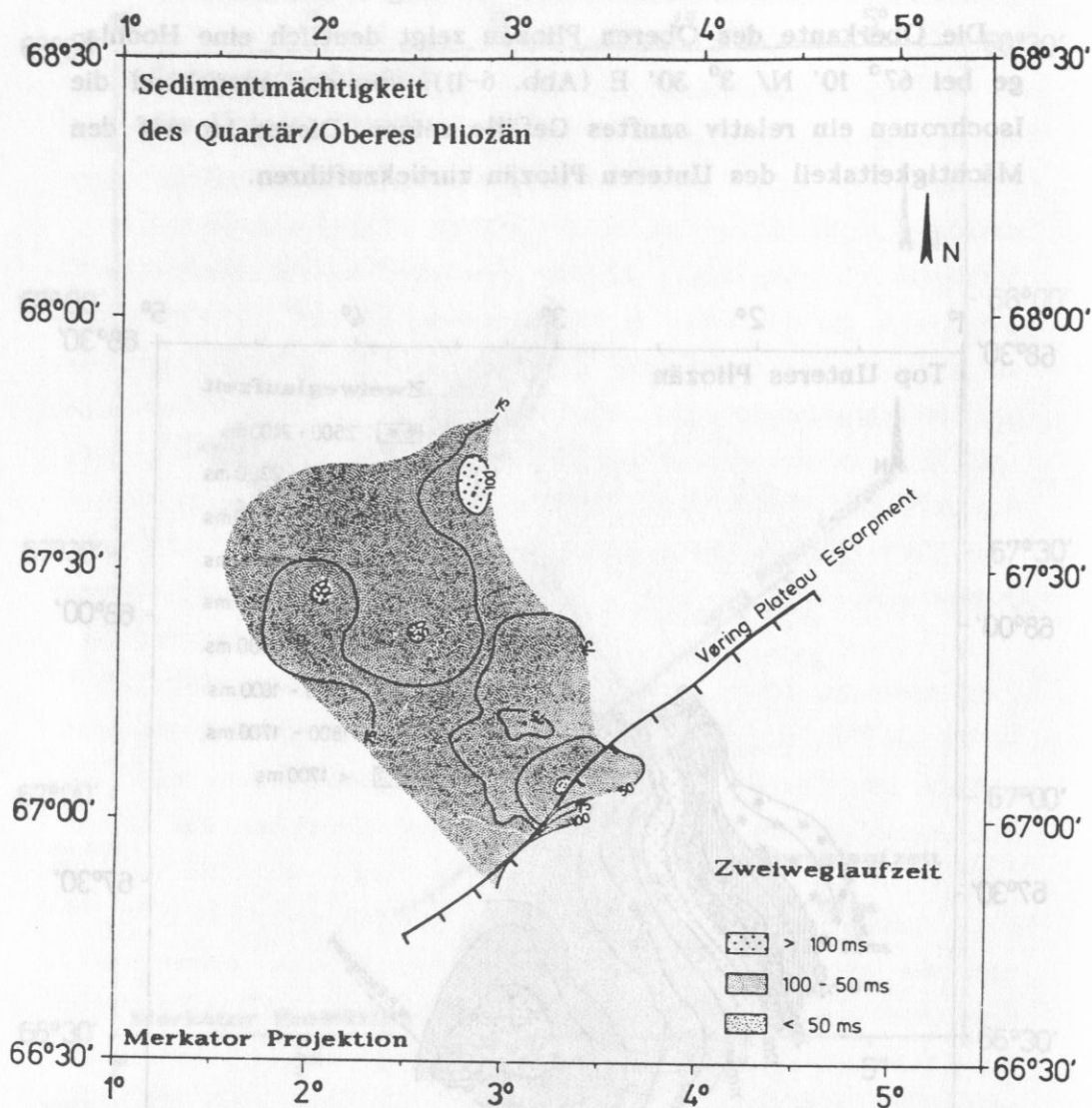


Abbildung 6-12: Mächtigkeit der Sedimente des Quartär/Oberes Pliozän. Isopachen in 25 ms Zweiweglaufzeit.

Die Isochronen zeigen im Norden westlich eines Plateaus ein starkes Gefälle und laufen nach Süden fächerartig auseinander. Dies geschieht über einer Zone von Maxima des Unteren Pliozän. Generell ist eine Laufzeitzunahme nach Nordwesten zu erkennen.

Die Sedimentbedeckung des Quartär/Oberes Pliozän zeigt nahezu keine Variationen in der Mächtigkeit (Abb. 6-12). Am

Escarpment deutet sich ein Minimum über der Hochlage des Top Unteres Pliozän an. Ein Mächtigkeitsmaximum befindet sich über einem Plateau des Top Unteres Pliozän. Über einer Zone stärkeren Gefälles der Unteres Pliozän-Oberkante zeigen die Sedimente des Quartär/Oberes Pliozän ein leichtes Mächtigkeitsminimum, während weiter westlich hiervon ein Mächtigkeitsmaximum über einer Zone geringeren Gefälles liegt.

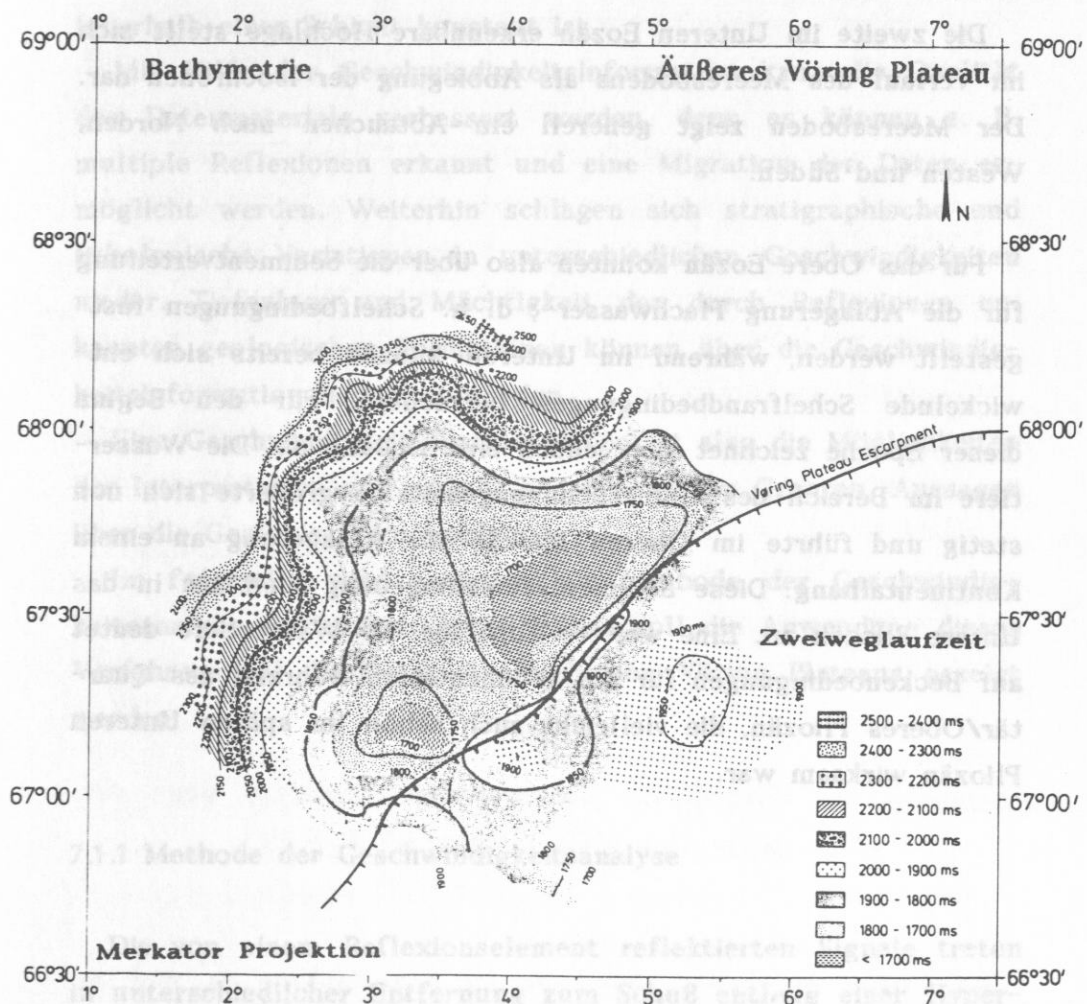


Abbildung 6-13: Bathymetrie auf dem Äußeren und einem Teil des Inneren Vøring Plateaus. Isochronenintervall in 50 ms Zweiweglaufzeit.

Im Quartär/Oberes Pliozän kam es zu einer gleichmäßigen Sedimentation in offensichtlich großer Wassertiefe, da die bisher erkennbaren Kontouren fast vollständig mit Sediment verfüllt worden sind. Die Bathymetrie läßt eine Hochlage im Süden (Zentrum bei $67^{\circ} 12' N / 3^{\circ} 15' E$) erkennen (Abb. 6-13), die bereits im Unteren Eozän vorhanden war. Eine ähnliche Hochlage nordöstlich des unmittelbaren Interpretationsgebiets ($67^{\circ} 35' N / 4^{\circ} 15' E$) hat vermutlich ebenfalls einen vulkanischen Ursprung im Unteren Eozän.

Die zweite im Unteren Eozän erkennbare Hochlage stellt sich im Verlauf des Meeresbodens als Abbiegung der Isochronen dar. Der Meeresboden zeigt generell ein Abtauchen nach Norden, Westen und Süden.

Für das Obere Eozän konnten also über die Sedimentverteilung für die Ablagerung Flachwasser-, d. h. Schelfbedingungen festgestellt werden, während im Unteren Miozän bereits sich entwickelnde Schelfrandbedingungen herrschten. Für den Beginn dieser Epoche zeichnet sich jedoch eine Hebung ab. Die Wassertiefe im Bereich des Untersuchungsgebiets vergrößerte sich nun stetig und führte im Oberen Miozän zur Ablagerung an einem Kontinentalhang. Diese Sedimentationsumgebung hielt bis in das Untere Pliozän an. Eine weitere Zunahme der Wassertiefe deutet auf Beckenbedingungen für die Sedimentation während des Quartär/Oberes Pliozän, die vielleicht auch schon im späten Unteren Pliozän wirksam war.

7. Sedimentgeschwindigkeiten

7.1 Kompressionswellengeschwindigkeit in den Sedimenten des südlichen Äußeren Vöring Plateaus

Eine exakte Interpretation von reflexionsseismischen Daten bedarf des Wissens über die Kompressionswellengeschwindigkeit entlang der Reflexionswege, d.h. in den einzelnen Schichten. Zur Vereinfachung wird dabei angenommen, daß die Geschwindigkeit innerhalb einer Schicht konstant ist.

Mit Hilfe der Geschwindigkeitsinformation kann die Qualität des Datenmaterials verbessert werden, denn es können z. B. multiple Reflexionen erkannt und eine Migration der Daten ermöglicht werden. Weiterhin schlagen sich stratigraphische und lithologische Variationen in unterschiedlichen Geschwindigkeiten nieder. Tiefenlage und Mächtigkeit der durch Reflexionen erkannten geologischen Formationen können über die Geschwindigkeitsinformation bestimmt werden.

Eine Geschwindigkeitsanalyse verbessert also die Möglichkeiten der Interpretation und erlaubt es, in gewissen Grenzen, Aussagen über die Gesteinsart zu machen.

Im folgenden wird zunächst die Methode der Geschwindigkeitsanalyse geschildert. Anschließend soll die Anwendung dieses Verfahrens auf die Daten des südlichen Vöring Plateaus gezeigt werden.

7.1.1 Methode der Geschwindigkeitsanalyse

Die von einem Reflexionselement reflektierten Signale treten in unterschiedlicher Entfernung zum Schuß entlang einer Hyperbel auf (Cordier, 1985, S. 56). Ihre Laufzeit beträgt (Abb. 7-1):

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{v_{St}^2} \quad (7-1)$$

- mit: T_x - in der Entfernung x registrierte Laufzeit
- T_0 - in der Entfernung 0 registrierte Laufzeit, d. h. vertikale Laufzeit am am Schußpunkt
- x - Entfernung Schußpunkt-Geophon
- v_{St} - Stapelgeschwindigkeit.

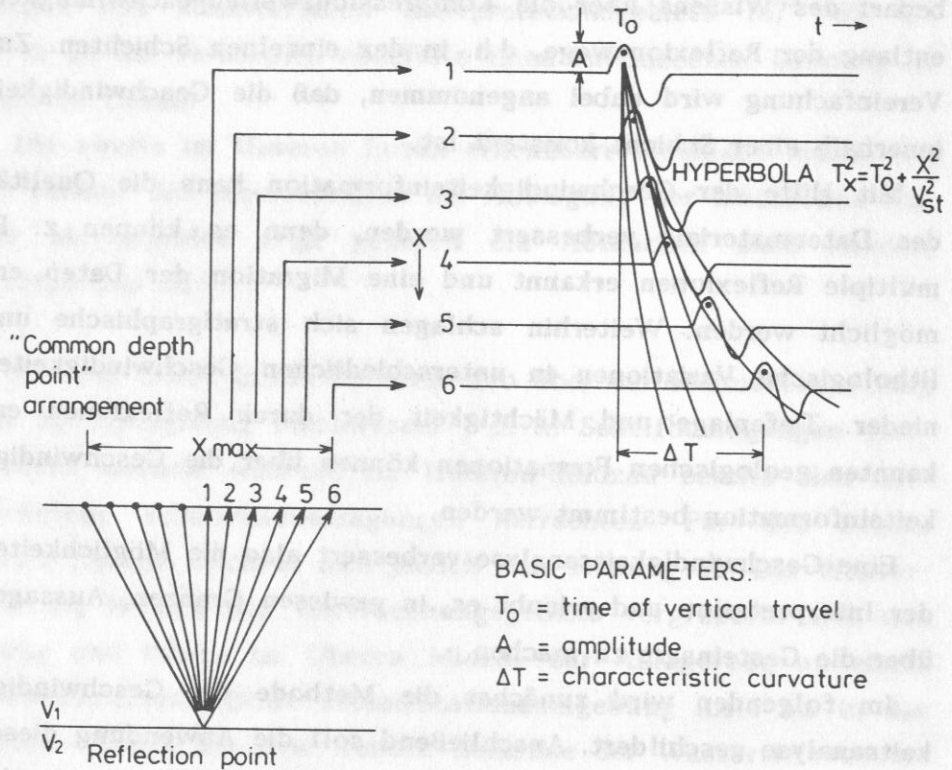


Abbildung 7-1: Prinzip der Geschwindigkeitsanalyse über den Move Out. Nach Cordier (1985, S. 116).

Betrachtet man zwei Geophone an den Punkten x_1 und x_2 (Abb. 7-1), die Reflexionen vom selben Reflexionselement (CDP - Common Depth Point) registrieren, man spricht bei solchen Spuren von CDP-Familien, so gilt :

$$\Delta T = \sqrt{\frac{x_2^2 - x_1^2}{v_{St}^2} + T_1^2 - T_2} \quad \text{(Move Out)} \quad (7-2)$$

mit: ΔT - Laufzeitunterschied zwischen x_1 und x_2
 Δ = Krümmung der Reflexionshyperbel

Gesucht ist jetzt die Stapelgeschwindigkeit v_{St} , die den Laufzeitunterschied ΔT und damit die Hyperbelkrümmung am besten approximiert.

Für die Interpretation benötigt man jedoch nicht die Stapelgeschwindigkeit v_{St} , die die Geschwindigkeiten aller Schichten bis zur Reflexion der Laufzeit T berücksichtigt, sondern die Intervallgeschwindigkeit v_I der Schicht, die durch die Reflexion der Laufzeit T in der Tiefe begrenzt wird.

Dix hat 1955 eine Formel zur Berechnung der Intervallgeschwindigkeit v_I vorgelegt, die allerdings auf der mittleren effektiven Geschwindigkeit v_{rms} beruht. Dies wird notwendig, da die eigentlichen, gekrümmten Strahlenwege bei dieser Methode durch eine Serie von geraden Liniensegmenten ersetzt werden, die an den Schichtgrenzen abrupte Richtungsänderungen erfahren. Die Dix'sche Formel lautet für söhliche Lagerung (Telford et al., 1976, S. 352):

$$v_I^2 = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 T_i - \sum_{i=1}^{n-1} v_i^2 T_i}{T_I} \quad (7-3)$$

$$= \frac{v_{rms2}^2 T_2 - v_{rms1}^2 T_1}{T_2 - T_1}$$

mit: v_I - Intervallgeschwindigkeit in der i -ten Schicht

v_{rms} - mittlere effektive Geschwindigkeit bis zur Laufzeit T

$$= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 T_i}{\sum_{i=1}^n T_i}}$$

$T_{1,2}$ - Laufzeit bis zur oberen/unteren Begrenzung der i-ten Schicht

T_i - Laufzeit innerhalb der i-ten Schicht

Als Zusammenhang zwischen mittlerer effektiver Geschwindigkeit v_{rms} und Stapelgeschwindigkeit v_{St} formuliert Cordier (1985, S. 65):

$$v_{St}^2 \approx v_{rms}^2 + 1.4 \sigma^2 \frac{\Delta T}{T_0} \quad (7-4)$$

mit: σ^2 - Varianz der Geschwindigkeit

$$= v_{rms}^2 - \tilde{v}^2$$

\tilde{v} - mittlere Geschwindigkeit

$$= \frac{2 \sum_{i=1}^n h_i}{T_0}$$

h_i - Mächtigkeit in der i-ten Schicht

Das bedeutet, daß die Stapelgeschwindigkeit v_{St} sich von der mittleren effektiven Geschwindigkeit v_{rms} ($v_{St} \neq v_{rms}$) unterscheidet, wenn

- a) der Untergrund aus horizontalen Schichten besteht und

- die betrachteten Reflektoren nahe der Oberfläche liegen, also $z \ll x$ (z -Tiefenlage des Reflektors);
 - die Lithologie sich abrupt ändert;
- b) eine geneigte Schichtung vorliegt,
c) bei Reflektorkrümmung.

Der Unterschied nimmt also mit der Entfernung x zu und mit der Tiefe z , d.h. der Laufzeit T ab. Er beträgt ca. 1% bis 2% (Cordier, 1985, S. 65) .

Im Falle der Vöring Plateau Daten beträgt die Entfernung Schuß-Hydrophon maximal 900 m, während die Wassertiefe mindestens 1100 m beträgt. Das Verhältnis von Entfernung zu Wassertiefe x/z wird dann gleich 0.82. Der Unterschied zwischen Stapelgeschwindigkeit v_{St} und mittlerer effektiver Geschwindigkeit v_{rms} kann also vernachlässigt werden, und es gilt $v_{St} = v_{rms}$.

Für geneigte Schichten geht die Dix'sche Formel über in (Cordier, 1985, S. 102):

$$v_I^2 = \frac{v_{rms2}^2 T_2 \cos^2 \varphi_2 - v_{rms1}^2 T_1 \cos^2 \varphi_1}{T_2 - T_1} \quad (7-5)$$

mit: $\varphi_{1,2}$ - Einfallswinkel der Schichten.

Auf dem südlichen Vöring Plateau erscheinen die Sedimentpakete vorwiegend söhlig. Lediglich am Escarpment und im Basalthorizont treten Einfallswinkel bis 8° auf. Da aber selbst Winkel von 15° (20°) die Intervallgeschwindigkeit v_I nur um 4.5% (6%, bei 8° 1% Änderung) verringern, kann der Einfluß der Schichtneigung vernachlässigt werden.

Um nun also den für die Geschwindigkeitsbestimmung benötigten Laufzeitunterschied ΔT zweier Spuren einer CDP-Familie zu bestimmen, gibt es verschiedene Methoden: Kohärenzverfahren

(z. B. Cordier, 1985, S. 119ff), Kreuzkorrelationsverfahren (z. B. Neben, 1988) und Verfahren, die die dynamische Korrektur der Daten verwenden (z. B. die Semblance).

Bei der dynamischen Korrektur wird die Hyperbelkrümmung der Spuren einer CDP-Familie über die Berechnung des Move Out (Gleichung (7-2)) beseitigt (Meissner und Stegena, 1974, S.140ff). Dies wird für verschiedene Stapelgeschwindigkeiten v_{St} durchgeführt, und anschließend werden diese sogenannten 'velocity gathers' nebeneinander dargestellt. Die zu einem Reflektor gehörige Stapelgeschwindigkeit v_{St} führt zu einem 'Geradebiegen' der Reflexionshyperbel und kann daran erkannt werden.

Das Verfahren ist jedoch häufig zu undeutlich. Deshalb werden die dynamisch korrigierten Spuren einer CDP-Familie gestapelt, d. h. aufsummiert, und mehrere so behandelte CDPs für ein Reflexionselement nebeneinander dargestellt. Die stärkste Amplitude der gestapelten Spuren tritt bei der richtigen Stapelgeschwindigkeit v_{St} auf.

Noch deutlicher wird das Verfahren unter Zuhilfenahme des Verhältnisses der Stapelenergie zur Summe der Energien der ungestapelten Spuren (Telford et al., 1976, S. 393):

$$E_t = \frac{\left(\sum_i x_{ti} \right)}{\sum_i (x_{ti})^2} \quad (7-6)$$

mit: x_{ti} - Amplitude der Spur i zur Zeit t
 E_t - Energieverhältnis zur Zeit t .

Das Verhältnis wird bei optimaler Stapelung am größten. Abbildung 7-2 zeigt ein Beispiel für dieses Verfahren. Die so bestimmte Stapelgeschwindigkeit v_{St} wird über die Dix'sche Formel (7-3) zur Intervallgeschwindigkeit v_I konvertiert.

Für die Geschwindigkeitsanalyse der Daten vom südlichen Vöring Plateau kam das letztgenannte Verfahren, die sogenannte Probestapelung ('constant velocity stack'), zur Anwendung.

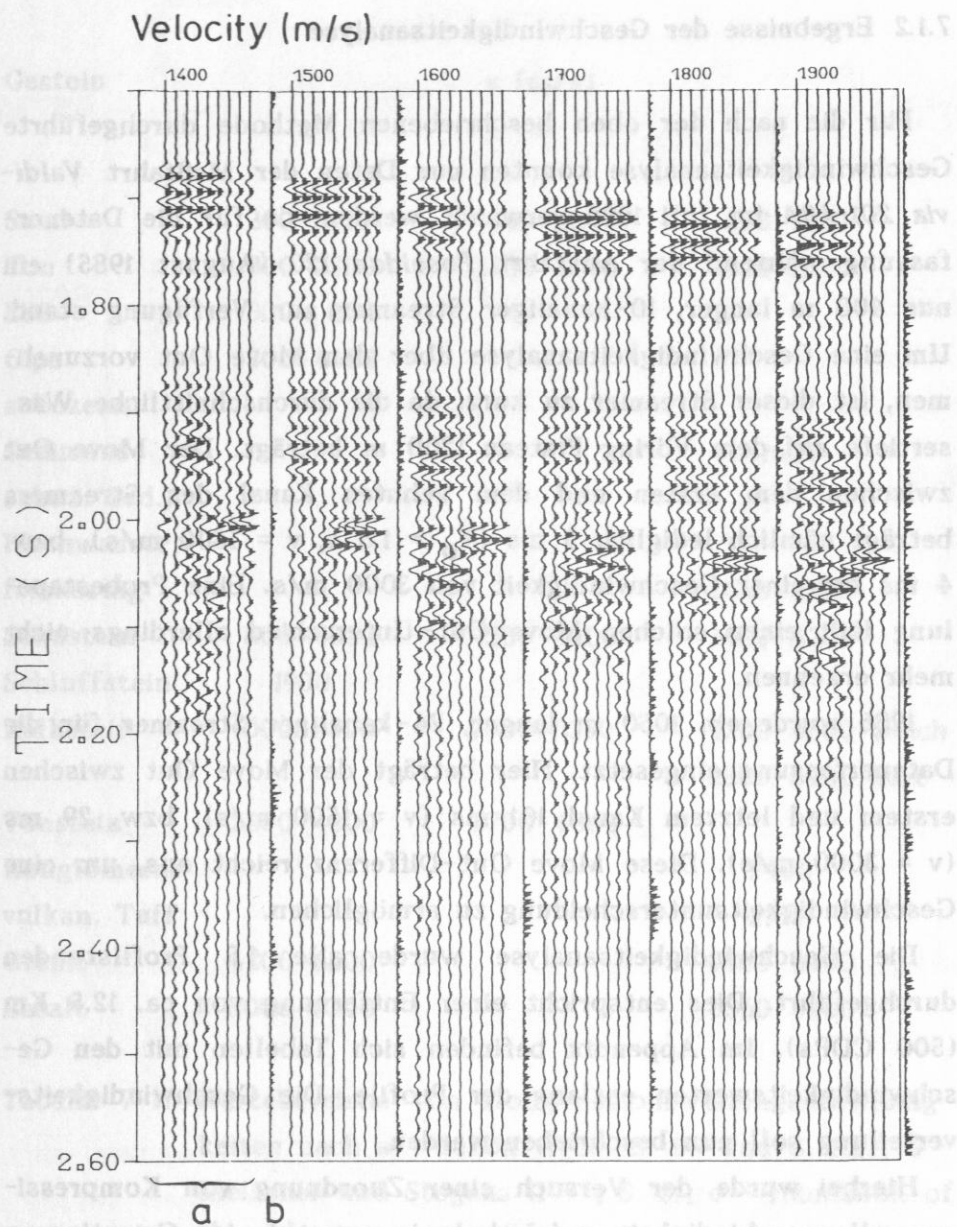


Abbildung 7-2: Beispiel für eine Probestapelung. Die Spuren eines CDPs werden mit einer bestimmten Geschwindigkeit dynamisch korrigiert und gestapelt. Dies wird für eine Reihe von CDPs durchgeführt (a). Bei der korrekten Stapelgeschwindigkeit erscheint der Reflektor am ausgeprägtesten. Die einzelne Spur (b) stellt das Verhältnis der Stapelenergien zur Summe der Energien der ungestapelten Spuren dar.

7.1.2 Ergebnisse der Geschwindigkeitsanalyse

Für die nach der oben beschriebenen Methode durchgeführte Geschwindigkeitsanalyse konnten nur Daten der Meßfahrt *Valdivia 201-48A* im Juli 1986 verwandt werden, da für die Datenerfassung während der Ausfahrt *Poseidon 120* (August 1985) ein nur 400 m langer, 10-kanaliger Streamer zur Verfügung stand. Um eine Geschwindigkeitsanalyse über den Move Out vorzunehmen, ist dieser Streamer zu kurz, da die durchschnittliche Wassertiefe auf dem Vöring Plateau 1200 m beträgt. Der Move Out zwischen dem ersten und dem zehnten Kanal des Streamers beträgt nämlich lediglich 9 ms ($T_0 = 1.6$ s, $v = 1500$ m/s), bzw. 4 ms bei einer Geschwindigkeit von 3000 m/s. Eine Probestapelung läßt einen solchen Move Out-Unterschied allerdings nicht mehr erkennen.

1986 wurde ein 1050 m langer, 24-kanaliger Streamer für die Datenerfassung eingesetzt. Hier beträgt der Move Out zwischen erstem und letztem Kanal 101 ms ($v = 1500$ m/s), bzw. 29 ms ($v = 3000$ m/s). Diese Move Out-Differenz reicht aus, um eine Geschwindigkeitsunterscheidung zu ermöglichen.

Die Geschwindigkeitsanalyse wurde alle 1.5 Profilstunden durchgeführt. Dies entspricht einer Entfernung von ca. 12.5 Km (500 CDPs). Im Appendix befinden sich Tabellen mit den Geschwindigkeitswerten entlang der Profile. Die Geschwindigkeitsverteilung soll nun beschrieben werden.

Hierbei wurde der Versuch einer Zuordnung von Kompressionswellengeschwindigkeit und Lithologie gemacht. Als Orientierung dafür dienten die in Tabelle 7-1 aufgeführten Geschwindigkeitsbereiche, die verschiedenen Quellen entnommen wurden.

Dabei muß beachtet werden, daß eine exakte Korrelation von Kompressionswellengeschwindigkeit und Lithologie nicht möglich ist, da die Wertebereiche sehr weit streuen. Die Zuordnung erfolgt vielmehr über den Trend der Geschwindigkeitsänderung von einer Schicht zur anderen. Z. B. deutet eine Änderung von 4000 m/s auf 2500 m/s auf einen größeren Sedimentanteil, eine Erniedrigung der Sedimentgeschwindigkeit auf einen höheren Tonanteil (Schön, 1983, S.114).

Gestein	v [m/s]		
	a	b	c
Sand	300-1500	100-2000	600-1850
Ton	300-2500	1200-2800	1200-2500
Löß	300- 600		
Gips	1500-4600		
subocean. Sediment			<1600
suboz. Sed., Flachwasser, feinkörnig			1460-1680
Sandstein	800-4500	1200-4300	1400-4300
Schluffstein	1900		
Kalkstein	1000-5500	2000-6250	1700-4200 weich 2800-6400 hart
Tonstein	2200-4200	2700-4800	
Konglomerat			2400
vulkan. Tuff			2160
Granit	4200-6200		4800-6000
Basalt	5000-6300		5060-6400

Tabelle 7-1: Wertebereiche von Kompressionswellengeschwindigkeiten nach a - Schön (1983, S. 89 und S. 112), b - Meissner und Stegena (1977, S. 5), c - Handbook of Physical Constants (1966, S. 197ff).

Für das Untere Eozän konnten Werte zwischen 2245 m/s und 5011 m/s ermittelt werden. Sie deuten auf eine vulkanoklastische Sediment-Zusammensetzung und Lavaflüsse. Die besonders hohen Werte lassen dabei auf Basalt schließen (Tab. 7-1). Die Ablagerungen zeichnen sich im Gebiet der südlichen, unmittelbar westlich des Escarpments gelegenen Hochlage und im Nordosten durch eine Zweischichtung aus (Abb. 7-3): Über einer Schicht

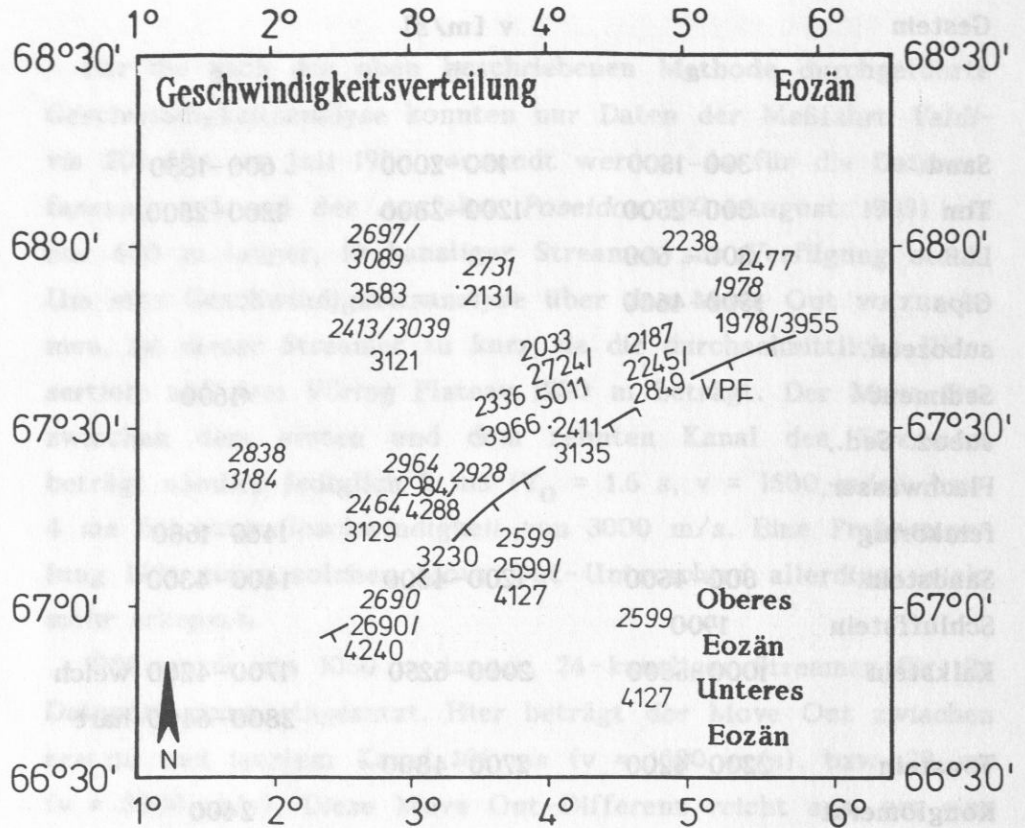


Abbildung 7-3: Geschwindigkeitsverteilung im Oberen/Unteren Eozän auf dem Äußeren Vöring Plateau.

mit Geschwindigkeiten um 3000/4000 m/s liegt eine weitere mit Werten zwischen 2000 m/s und 2600 m/s. Zwischen beiden Schichten besteht ein Geschwindigkeitsunterschied von mindestens 600 m/s. Abbildung 7-4 zeigt dieses Phänomen entlang des Profils NS 207.

Über Lavafllüssen wurden also Vulkanoklastite abgelagert, deren vulkanischer Anteil zum Teil recht gering ist, wie die niedrigen Geschwindigkeiten andeuten. Dabei zeigen die Sedimente im Nordosten wesentlich niedrigere Geschwindigkeitswerte als im Süden. Da aus dieser Schicht die als Schlammdiapire interpretierten Aufwölbungen entstehen (siehe auch Kapitel 5, Abb. 5-6), handelt es sich wohl um ein aus Schlamm und vulkanischen

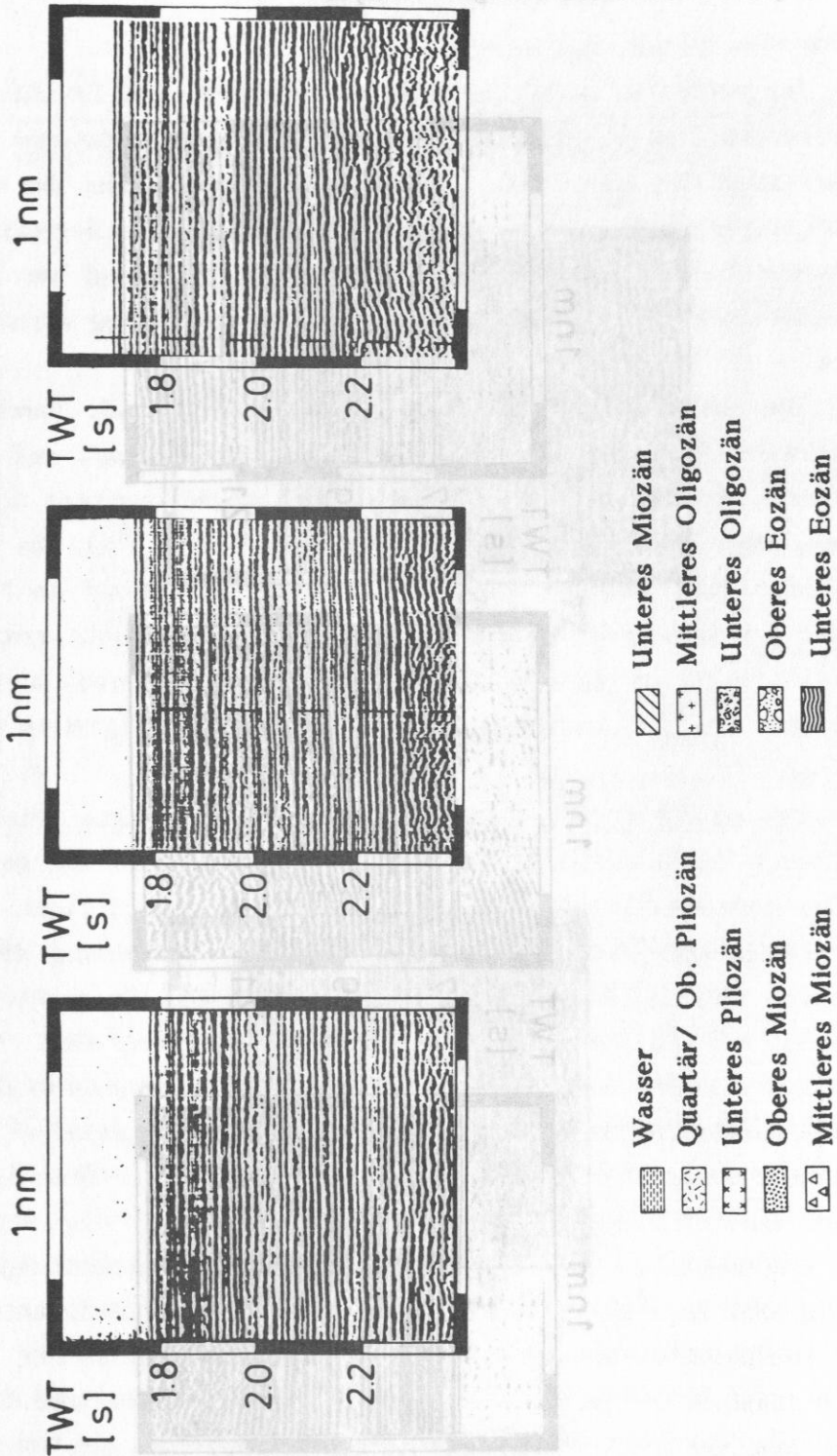
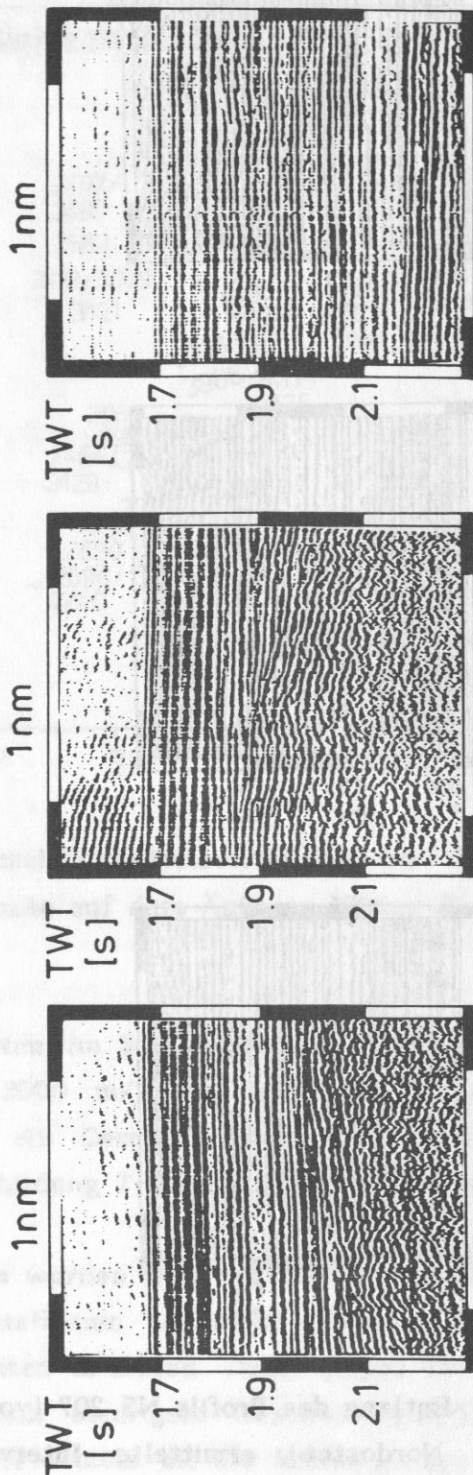
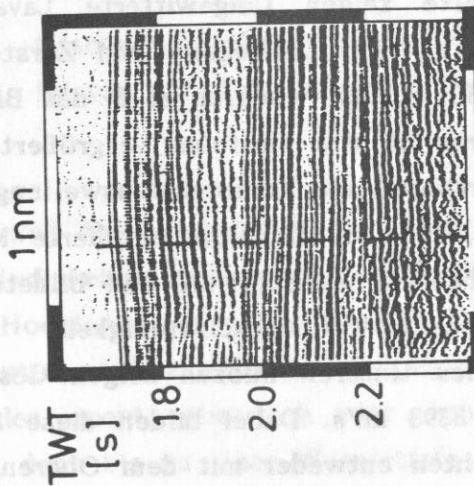
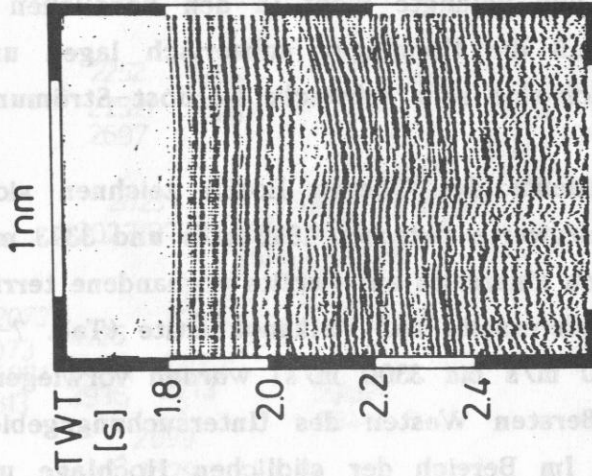


Abbildung 7-4: Entlang des Profils NS 207 (von Südwesten nach Nordosten) ermittelte Intervallgeschwindigkeiten. In die $v(t)$ -Funktionen ist eine Interpretation nach geologischen Epochen eingetragen.



Fortsetzung der Abbildung 7-4.



Fortsetzung der Abbildung 7-4.

Anteilen zusammengesetztes Sediment.

Im Norden ist keine Trennung in Sedimente und Lavaflüsse zu erkennen. Das im Süden und Nordosten erodierte Material wurde offensichtlich nicht weit transportiert, sondern nahe der Quelle abgelagert und gelangte nicht in den nördlichen Bereich. Dies bedeutet, daß die Hochlagen subaerisch lagen und im Flachwasserbereich eine sehr schwache Nordost-Strömung vorherrschte.

Die Sedimente des Oberen Eozän zeichnen sich durch Geschwindigkeitswerte zwischen 1892 m/s und 3393 m/s aus. Diese Werte deuten einerseits auf bereits vorhandene terrigene Schlämme, aber andererseits auf Vulkanoklastite (Tab. 7-1). Die hohen Werte (2500 m/s bis 3300 m/s) wurden vorwiegend im Norden und im äußersten Westen des Untersuchungsgebiets ermittelt (Abb. 7-3). Im Bereich der südlichen Hochlage und im Osten zeigen die Sedimente recht niedrige Geschwindigkeiten (Abb. 7-4).

Die immer noch subaerisch gelegenen Hochlagen waren im Oberen Eozän weiterhin der Erosion ausgesetzt, wie die geringen Geschwindigkeitswerte zeigen (angewitterte Lavaflüsse). Denn Verwitterung führt zu einer Auflösung und Zerstörung des Gesteins (Richter, 1980, S. 82), wodurch z. B. das Bindemittel entfernt und die Porosität des Gesteins vergrößert wird. Dieser Vorgang jedoch verringert die Kompressionswellengeschwindigkeit im Gestein (Schön, 1983, S. 115). Das erodierte Material wurde nach Westen und Norden transportiert und bildete dort Schichten höherer Kompressionswellengeschwindigkeit.

Die Sedimente des Unteren Miozän zeigen Geschwindigkeiten von 1794 m/s bis 3393 m/s. Dabei bilden diese Sedimente Geschwindigkeitsschichten entweder mit dem Oberen Eozän, wobei sie hohe Werte annehmen, oder mit dem Mittleren und Oberen Miozän (niedrige Werte). Besonders im westlichen Untersuchungsgebiet treten die höheren Werte auf (Abb. 7-5); dort wurden Sedimente mit einem hohen vulkanischen Anteil abgelagert (Tab. 7-1). Im Osten und Nordosten sind die niedrigen Werte zu finden. Hier lagert offensichtlich sehr schlammiges Material.

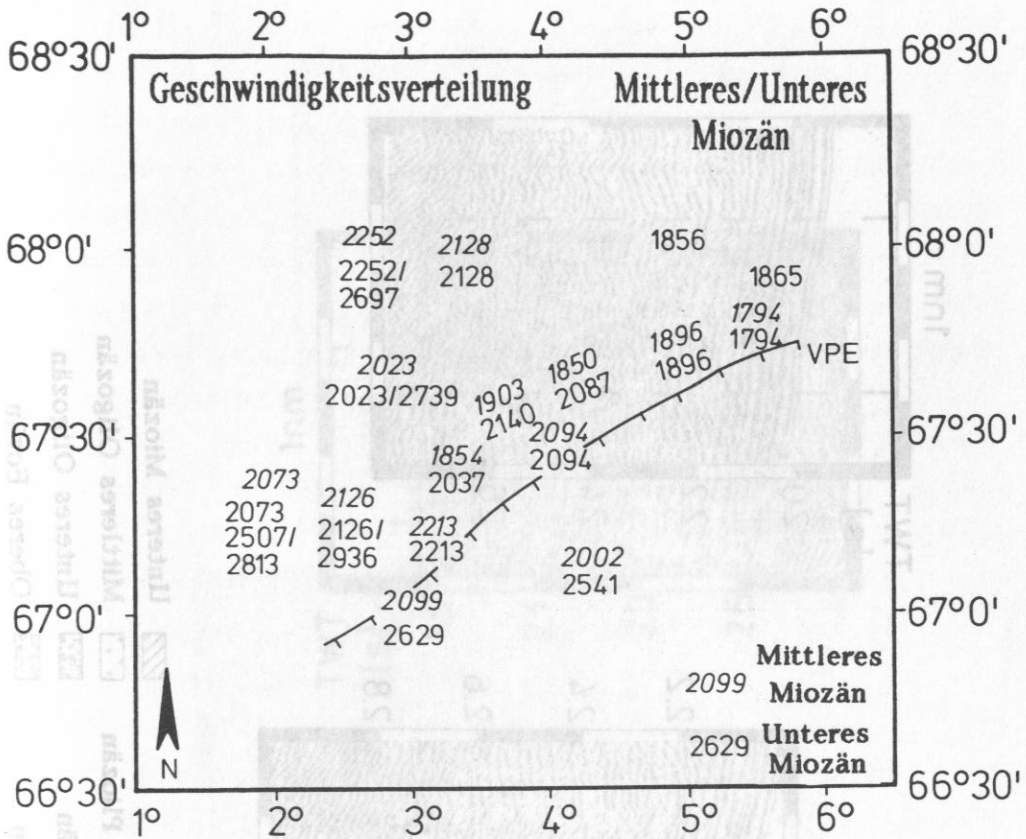


Abbildung 7-5: Geschwindigkeitsverteilung im Mittleren/Unteren Miozän auf dem Äußeren Vöring Plateau.

Im Westen und Nordwesten zeigen die Sedimente über den hohen Geschwindigkeiten zusätzlich niedrige Werte (Abb. 7-6). Über von den Hochlagen erodiertem Material liegen also Schlämme. Das bedeutet, daß zu Beginn der Epoche die Hochlagen immer noch oder erneut subaerisch oder auch submarin gelegen haben müssen, denn bis zu einer Wassertiefe von 30 m ist eine Erosion durch Oberflächenströmungen durchaus möglich (Dietrich et al., 1975, S. 28). Durch eine Nord-Strömung wurde das Material transportiert und anschließend abgelagert.

Während des Unteren Miozän kam es dann zu einer Absenkung des Äußeren Vöring Plateaus. Eine Erosion war nicht mehr möglich, und die Ablagerung von terrigenen Schlämmen setzte

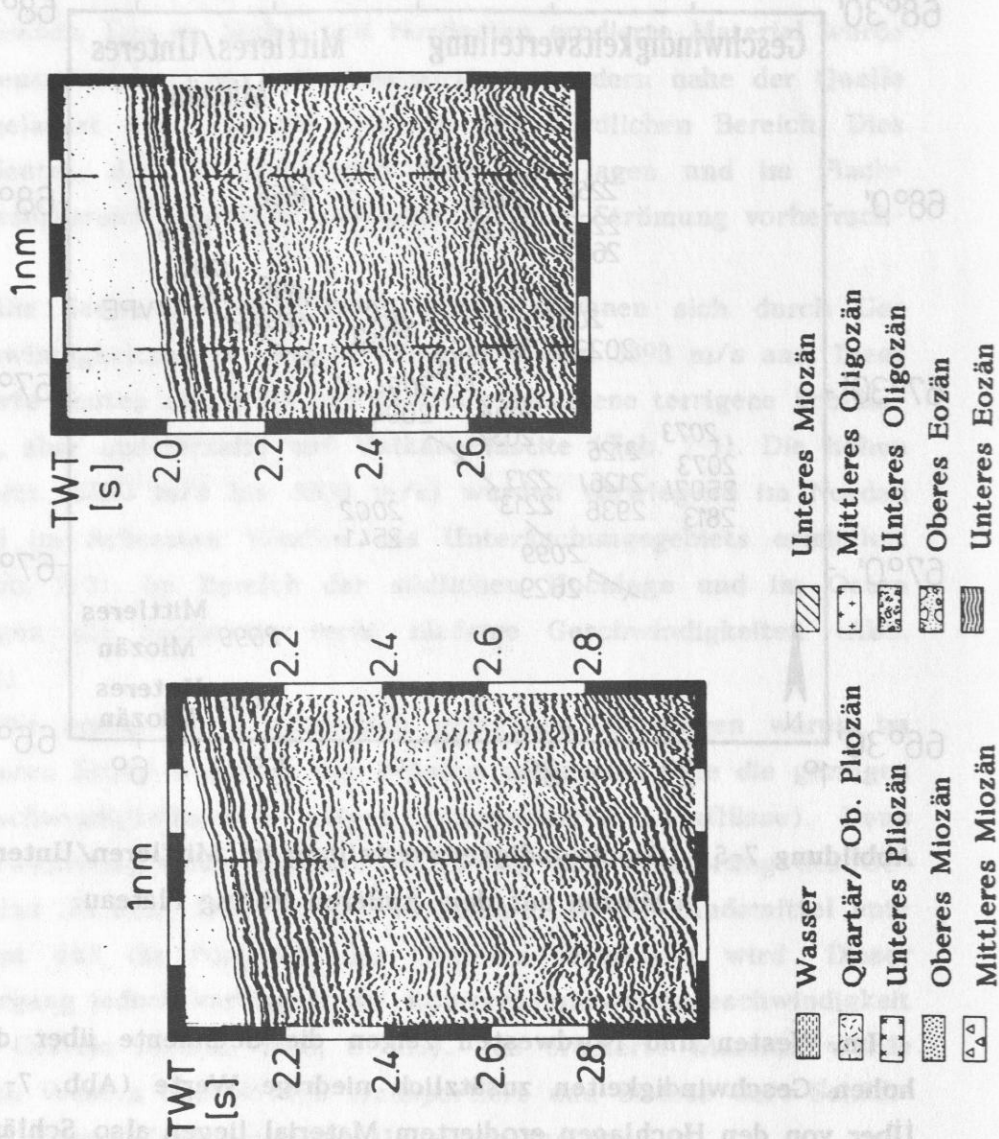
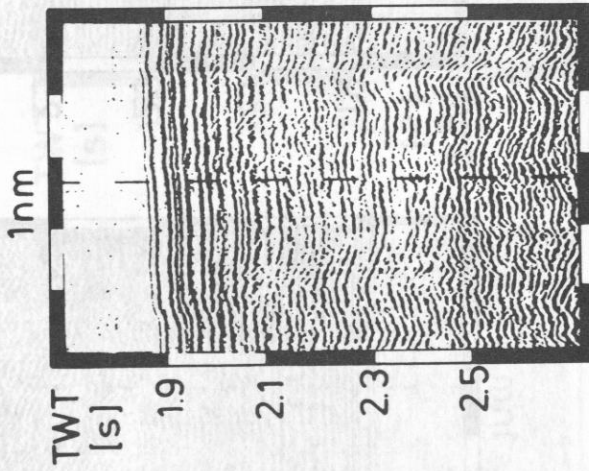
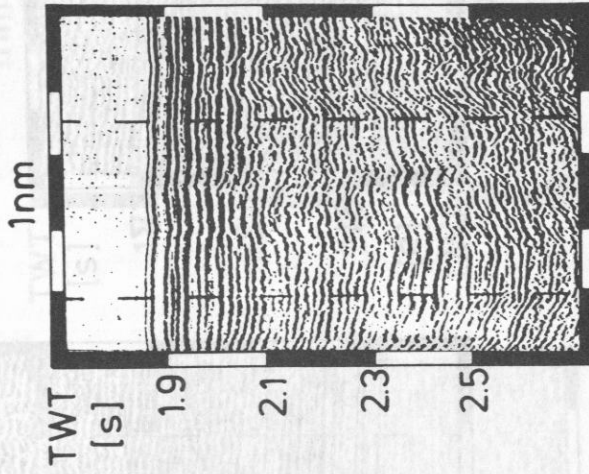
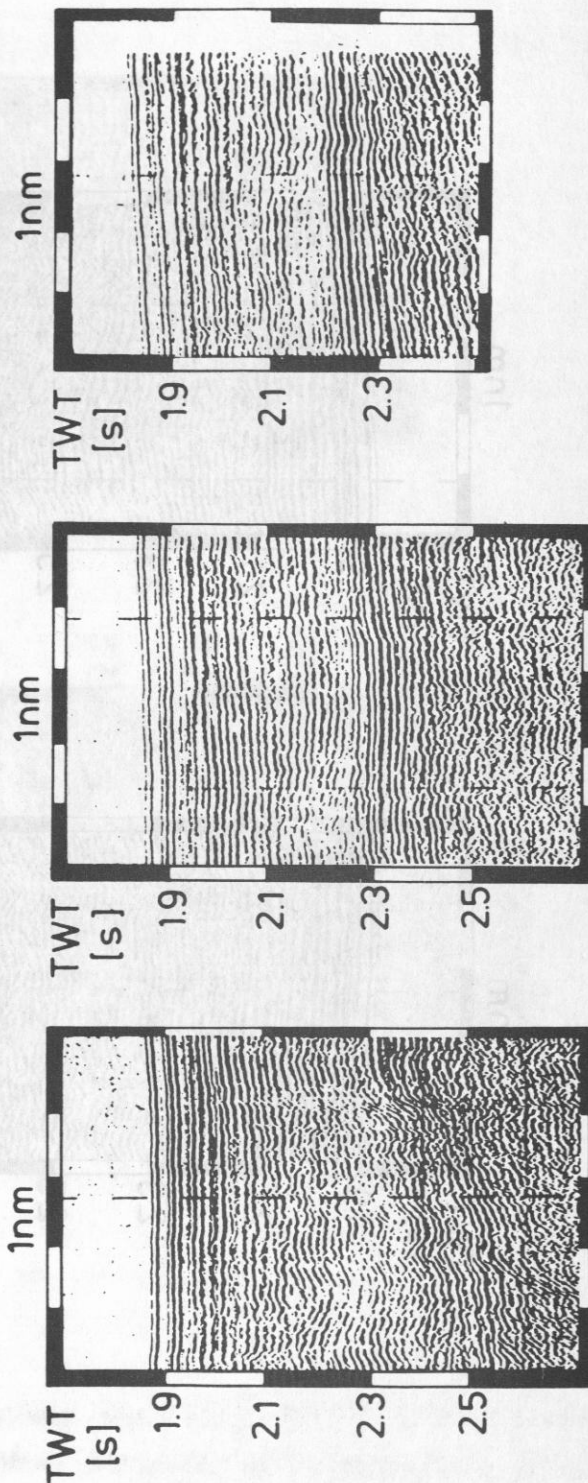


Abbildung 7-6: Entlang des Profils NS 205 (von Norden nach Süden) ermittelte Intervallgeschwindigkeiten. In die $v(t)$ -Funktionen ist eine Interpretation nach geologischen Epochen eingetragen.



Fortsetzung der Abbildung 7-6.



Fortsetzung der Abbildung 7-6.

ein. Dies zeigt eine starke Geschwindigkeitszunahme.

Jedoch könnte diese Anomalie ein Artefakt der Interpretation sein. Die Sedimente sind in der Regel aus Sandstein und Tonsteinen aufgebaut. Die Geschwindigkeiten sind im Bereich von 1700 bis 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Für die Sedimente sind Geschwindigkeitswerte zwischen 1700 und 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Im Nordosten sind Sedimente mit einer Schrägung nach Nordwest zu beobachten. Die Geschwindigkeiten sind im Bereich von 1700 bis 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

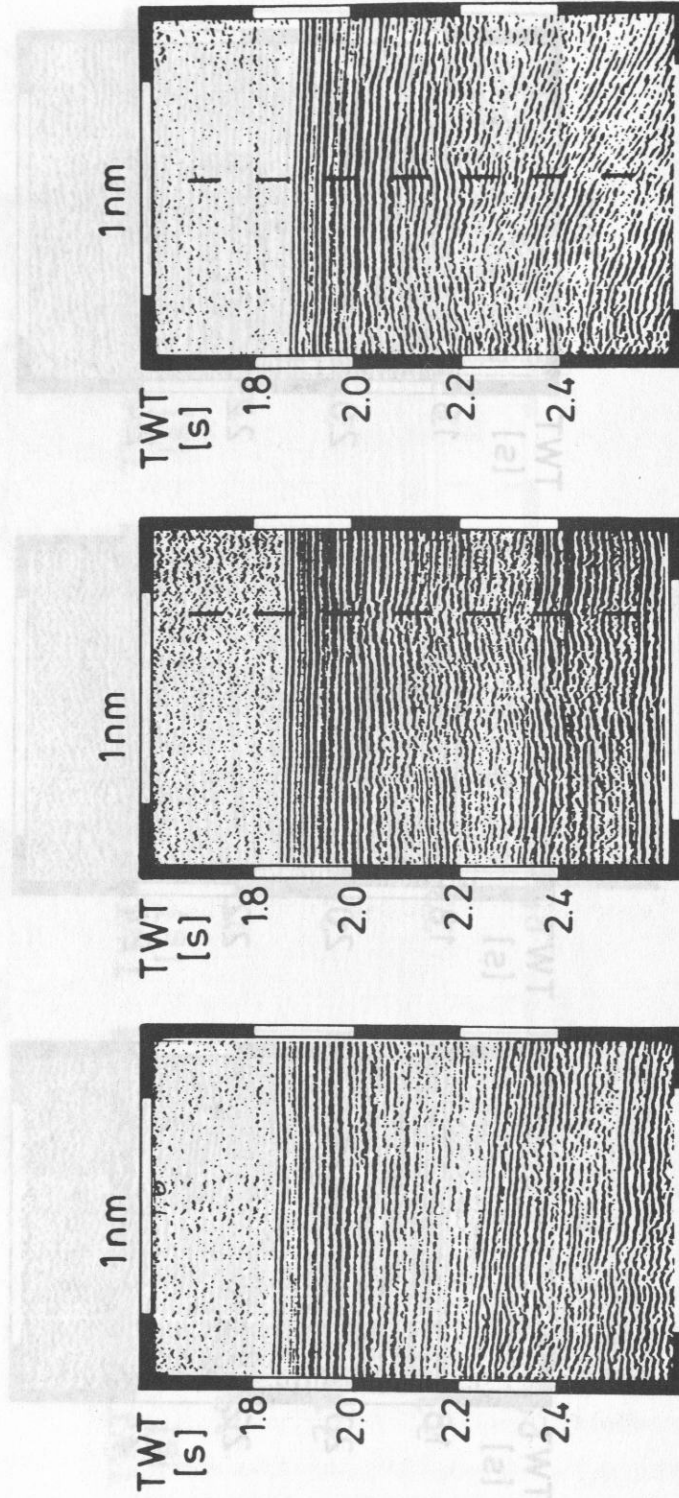
Für die Sedimente sind Geschwindigkeitswerte zwischen 1700 und 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Im Südosten sind Sedimente mit einer Schrägung nach Südwest zu beobachten. Die Geschwindigkeiten sind im Bereich von 1700 bis 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Für die Sedimente sind Geschwindigkeitswerte zwischen 1700 und 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Einen deutlich zu sehen. Die Sedimente sind in der Regel aus Sandstein und Tonsteinen aufgebaut. Die Geschwindigkeiten sind im Bereich von 1700 bis 2000 m/s zu erwarten. Die beobachteten Werte liegen im Bereich von 1800 bis 2400 m/s. Dies deutet auf eine Anomalie hin.

Fortsetzung der Abbildung 7-6.



Fortsetzung der Abbildung 7-6.

ein. Dies zeigt eine starke Geschwindigkeitsänderung.

Jedoch könnte diese Änderung der Ablagerungsbedingungen auch als Hinweis auf den Übergang Oligozän-Miozän interpretiert werden. Wie bereits erwähnt, konnte die Oberkante des Oligozän auf dem Äußeren Vöring Plateau nicht identifiziert werden. Falls sich das Top Oligozän durch eine Geschwindigkeitsänderung darstellt, läßt sich trotzdem leider kein zugehöriger Reflektor in den Seismogrammsektionen finden. Es deutet sich nur eine leichte Strukturänderung zu transparenten Reflexionen an (siehe Abb. 5-8).

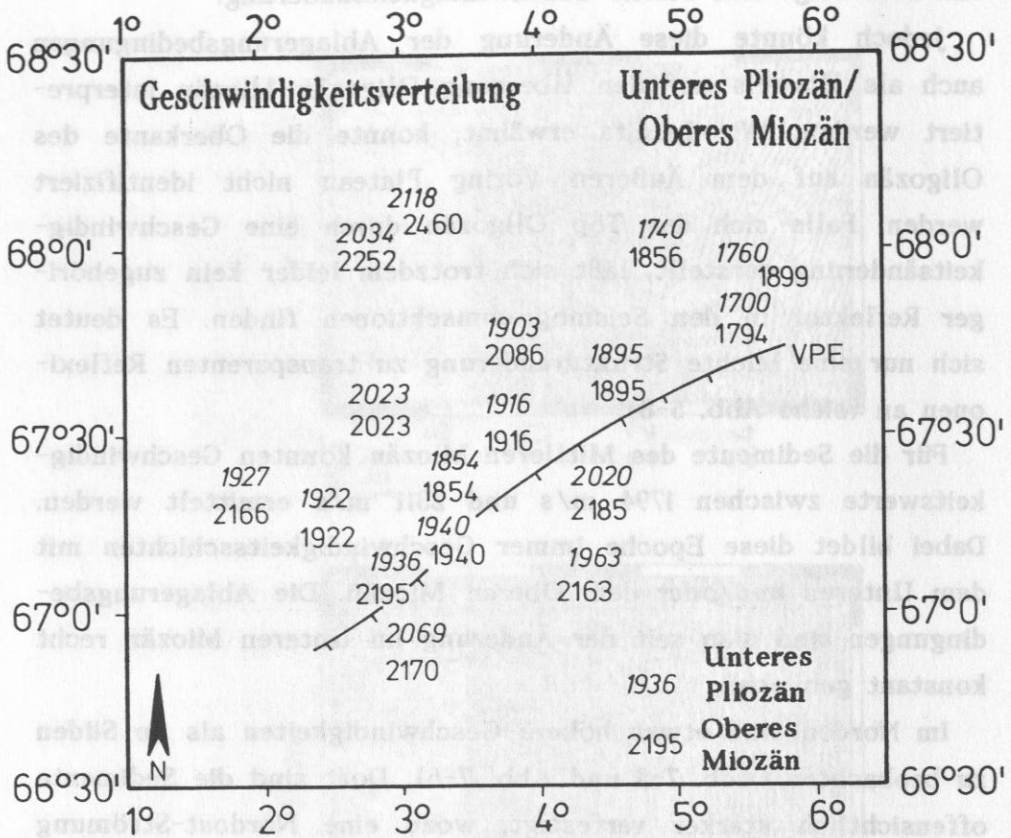
Für die Sedimente des Mittleren Miozän konnten Geschwindigkeitswerte zwischen 1794 m/s und 2311 m/s ermittelt werden. Dabei bildet diese Epoche immer Geschwindigkeitsschichten mit dem Unteren und/oder dem Oberen Miozän. Die Ablagerungsbedingungen sind also seit der Änderung im Unteren Miozän recht konstant geblieben.

Im Norden sind etwas höhere Geschwindigkeiten als im Süden zu beobachten (Abb. 7-5 und Abb. 7-6). Dort sind die Sedimente offensichtlich stärker verfestigt, wozu eine Nordost-Strömung beigetragen haben kann.

Für das Obere Miozän wurden ebenfalls Geschwindigkeitswerte zwischen 1794 m/s und 2300 m/s ermittelt. Diese Werte deuten auf sehr schlammiges Material (Tab. 7-1). Wie das Mittlere Miozän bildet diese Epoche keine Geschwindigkeitsschicht allein, sondern mit den Mittleren Miozän und/oder dem Unteren Miozän. Eine Änderung der Ablagerungsbedingungen kann also nur sehr langsam vor sich gegangen sein.

Im Unteren Miozän wurden Sedimente abgelagert, die Geschwindigkeiten zwischen 1760 m/s und 2285 m/s aufweisen. Dabei sind die höheren Werte im Norden und östlich des Escarpments zu finden (Abb. 7-7). Die Sedimente sind im Norden offensichtlich stärker verdichtet, was auf eine dort wirksame Nordost-Stömung deutet.

Einen deutlichen Geschwindigkeitskontrast zum Älteren zeigen die Sedimente des Quartär/Oberes Miozän mit Werten zwischen 1700 m/s und 1820 m/s (Abb. 7-8). Die Sedimente erscheinen



**Abbildung 7-7: Geschwindigkeitsverteilung im Unteren Pliozän/
Oberem Miozän auf dem Äußeren Vöring Plateau.**

gering verfestigt und zeichnen sich wohl durch einen hohen Wassergehalt aus, denn eine Wassersättigung des Sediments bewirkt eine Geschwindigkeitsverringerung (Schön, 1983, S. 121). Im Norden sind wiederum leicht erhöhte Werte zu beobachten. Eine Nordost-Strömung war also weiterhin wirksam.

Zusammenfassend läßt sich feststellen:

Die Geschwindigkeitsanalyse hat für das Untere Eozän die Ablagerung von Basalt, Lavaflüssen und Vulkanoklastiten auf subaerischen Hochlagen und im Flachwasser ergeben. Eine Strömung war nur sehr schwach ausgeprägt. Im Oberen Eozän wird die Strömung (Nordost-Richtung) stärker, vermutlich durch

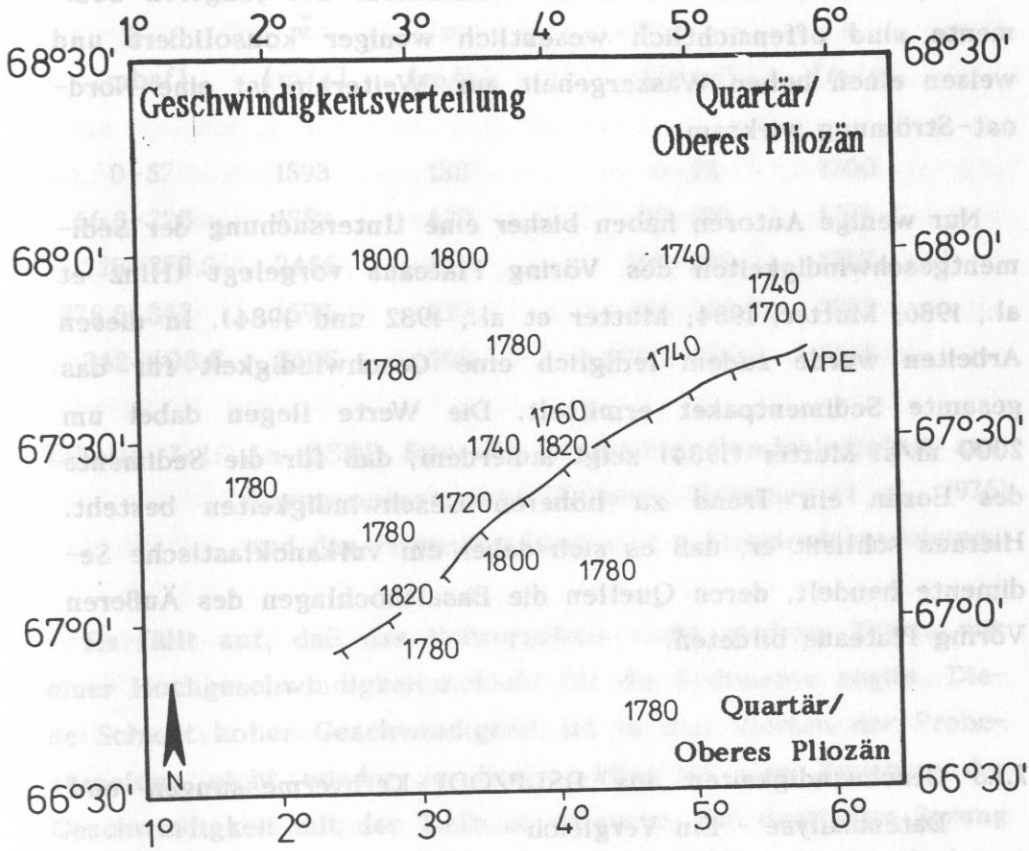


Abbildung 7-8: Geschwindigkeitsverteilung im Quartär/Oberes Pliozän auf dem Äußeren Vöring Plateau.

Absenkung des Äußeren Vöring Plateaus vor allem des nördlichen Untersuchungsgebiets. Flachwassererosion setzt ein. Weiterhin werden Vulkanoklastite abgelagert.

Dieses Regime hält bis ins Untere Miozän an. In dieser Epoche wird das Vöring Plateau so weit abgesenkt, daß eine Flachwassererosion nicht länger möglich ist. Die Sedimentation von Schlämmen setzt ein.

Im Mittleren und Oberen Miozän erscheinen die Ablagerungsbedingungen konstant. Es sind kaum Geschwindigkeitskontraste zu beobachten. Die Geschwindigkeitsverteilung deutet auf eine Nordost-Strömung.

Eine starke Geschwindigkeitsänderung ist vom Unteren Pliozän

zum Quartär/Oberes Pliozän zu beobachten. Die jüngeren Sedimente sind offensichtlich wesentlich weniger konsolidiert und weisen einen hohen Wassergehalt auf. Weiterhin ist eine Nordost-Strömung wirksam.

Nur wenige Autoren haben bisher eine Untersuchung der Sedimentgeschwindigkeiten des Vöring Plateaus vorgelegt (Hinz et al., 1986; Mutter, 1984; Mutter et al., 1982 und 1984). In diesen Arbeiten wurde zudem lediglich eine Geschwindigkeit für das gesamte Sedimentpaket ermittelt. Die Werte liegen dabei um 2000 m/s. Mutter (1984) zeigt außerdem, daß für die Sedimente des Eozän ein Trend zu höheren Geschwindigkeiten besteht. Hieraus schließt er, daß es sich dabei um vulkanoklastische Sedimente handelt, deren Quellen die Basalthochlagen des Äußeren Vöring Plateaus bildeten.

7.1.3 Geschwindigkeiten aus DSDP/ODP-Kernvermessungen und Datenanalyse - Ein Vergleich

Da die Meßprofile die Positionen einiger DSDP- und ODP-Bohrungen beinhalten (siehe auch Abb. 3.2), ist es möglich, die über die Geschwindigkeitsanalyse ermittelten Werte mit denen der Kernvermessungen zu vergleichen.

Im Zuge der DSDP/ODP-Untersuchungen werden 2 cm bis 15 cm breite Bohrkernstücke mit dem sogenannten Hamilton Frame durchschallt (Eldholm, Thiede et al., 1986). Die Frequenz des Anregungssignals beträgt dabei 500 KHz. Die Geschwindigkeit wird senkrecht zur Lagerung gemessen. Eine genaue Beschreibung des Hamilton Frame und seiner Wirkungsweise ist bei Neben (1988) nachzulesen.

Tabelle 7-2 zeigt die so ermittelten Geschwindigkeiten für DSDP Site 338 (Talwani, Udintsev et al., 1976). Daneben sind die Werte der Geschwindigkeitsanalyse aufgetragen.

Kernvermessung			Analyse	
z	\tilde{v}	σ	z	v
[mbsf]	[m/s]	[m/s]	[mbsf]	[m/s]
0-57	1593	138	0-28	1700
66.5-228	1558	430	28-190	1794
228-275.5	2456	669	190-395	1978
275.5-342	1692	223	395-552.2	3955
342-408.5	2605	1103	552.2-680.4	3662

Tabelle 7-2: An DSDP Site 338 ermittelte Geschwindigkeit aus Kernvermessungen \tilde{v} (Talwani, Udintsev et al., 1976) und der Probestapelung v. σ - Standardabweichung.

Es fällt auf, daß das Bohrerergebnis recht niedrige Werte mit einer Hochgeschwindigkeitsschicht für die Sedimente angibt. Diese Schicht hoher Geschwindigkeit ist in den Werten der Probestapelung nicht wieder zu finden. Hier ist eine Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe zu erkennen. Ein deutlicher Sprung der Geschwindigkeit um 2000 m/s ist im Bereich der Basaltoberkante (394.74 mbsf) zu beobachten. Der Bohrbericht gibt für die Basaltoberkante eine Teufe von 401.8 mbsf an (Talwani, Udintsev et al., 1976). Allerdings erscheint die für dieses Teufenintervall am Kern gemessene Geschwindigkeit mit 2605 m/s sehr niedrig.

Kernvermessung			Analyse	
z	\tilde{v}	σ	z	v
[mbsf]	[m/s]	[m/s]	[mbsf]	[m/s]
0-92.5	1555	89	0-36	1780
92.5-153.2	1569	20	36-203	2050
			203-278.6	2652

Tabelle 7-3: An DSDP Site 342 ermittelte Geschwindigkeit aus Kernvermessungen \tilde{v} (Talwani, Udintsev et al., 1976) und der Probestapelung v.

In Tabelle 7-3 sind die Geschwindigkeitswerte aus Kernvermessungen (Talwani, Udintsev et al., 1976) und Datenanalyse für DSDP Site 342 dargestellt.

Wiederum liegen die Werte der Kernvermessung deutlich unter den der Geschwindigkeitsanalyse. Während die Analysen-Werte eine Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe erkennen lassen, ist im Bohrergebnis kein Trend erkennbar. Der über die Geschwindigkeitsanalyse ermittelte Wert für den Basalt (2652 m/s) erscheint sehr niedrig und deutet auf eine starke Verwitterung des Gesteins. Der Bohrbericht spricht ebenfalls von einem verwitterten Basalt (Talwani, Udintsev et al., 1976) und stützt den niedrigen Geschwindigkeitswert. Die für die Sedimente am ODP Site 642 ermittelten Geschwindigkeitswerte sind in Tabelle 7-4 dargestellt.

Erneut erscheinen die Ergebnisse der Kernvermessung sehr niedrig. Erst in einer Teufe von 219.5 mbsf ist ein ähnlicher Wert wie über die Geschwindigkeitsanalyse zu erkennen. Darüber wird ab 104.9 mbsf eine Verringerung der Geschwindigkeit mit der Tiefe deutlich. Ein solcher Trend ist in der Geschwindigkeitsanalyse nicht zu erkennen. Dort zeigt die Geschwindigkeit eine Zunahme mit der Tiefe. Die Basaltobergrenze liegt nach den Analysenwerten des Profils NS 205 35 m unter der erbohrten Teufe. Auf Profil NS 203 konnte sie nicht erkannt werden. Dies spricht für einen allmählichen Übergang Sediment-Basalt. Der Geschwindigkeitswert aus der Kernvermessung deutet mit 2105.5 m/s ebenfalls auf einen hohen Sedimentanteil der obersten Basaltschicht.

Allgemein nehmen die Geschwindigkeiten aus den Kernvermessungen sehr niedrige Werte an. Bis in große Tiefen wurden Geschwindigkeiten um 1500/1600 m/s beobachtet, die häufig durch eine Hochgeschwindigkeitsschicht unterbrochen wurden. Diese Schicht ist in der Geschwindigkeitsanalyse nicht aufgetreten. Dort nehmen die Werte stetig mit der Teufe zu, wobei die Tiefenlage der Basaltgeschwindigkeit im Bereich der erbohrten Basalteufe liegt.

Ein Grund für die unterschiedlichen Geschwindigkeitswerte mag der Frequenzunterschied der Quellen sein (Hamilton Frame

$v = 500$ KHz, Airguns $v = 50-100$ Hz). Dadurch werden jeweils unterschiedliche Geschwindigkeitsgrenzen aufgelöst und erkannt.

Kernvermessung			Analyse NS 203	
z	\tilde{v}	σ	z	v
[mbsf]	[m/s]	[m/s]	[mbsf]	[m/s]
0-66	1558.2	140	0-27	1760
66-82.5	1554.6	49.5	27-300	1892
82.5-104.9	1748	404.5	300-387	2476
104.9-133.3	1570	20	387-491	2748
154.5-219.5	1485	112.6		
219.5-315.9	1975.7	612.9		
315.9-328.9	2105.5	705.5		

Kernvermessung			Analyse NS 205	
z	\tilde{v}	σ	z	v
[mbsf]	[m/s]	[m/s]	[mbsf]	[m/s]
0-66	1558.2	140	0-41	1740
66-82.5	1554.6	49.5	41-350	1922
82.5-104.9	1748	404.5	350-365	2964
104.9-133.3	1570	20	365-435	2984
154.5-219.5	1485	112.6	435-588.8	4223
219.5-315.9	1975.7	612.9		
315.9-328.9	2105.5	705.5		

Tabelle 7-4: An ODP Site 642 ermittelte Geschwindigkeit aus Kernvermessungen \tilde{v} (Eldholm, Thiede et al., 1986) und der Probestapelung v . σ - Standardabweichung.

Anisotropie kann im vorliegenden Fall nicht die Ursache der unterschiedlichen Geschwindigkeiten sein, da sowohl die Kernver-

messung als auch die Reflexionsseismik das Gestein in z-Richtung untersuchen, also beide Verfahren in derselben Richtung.

Eine mögliche Ursache der bei der Kernvermessung aufgetretenen recht niedrigen Werte ist sicherlich in Rissen zu sehen, die durch die Technik des Kernziehens bedingt und häufig im Bohrgut vorhanden sind. Die Risse bilden Zonen, die mit Luft gefüllt sind und führen so zu sehr niedrigen Geschwindigkeiten (Gardner et al., 1974).

Weiterhin liegen bei den Kernvermessungen keine in situ-Bedingungen vor. Der Bohrkern ist Druck-entlastet und wird auf Raumtemperatur erwärmt, bevor er zerteilt wird (Eldholm, Thiede et al., 1986). Die Geschwindigkeitsmessung wird dann an relativ kleinen Kernstücken vorgenommen.

Eine ausführliche Diskussion der Gründe für das Auftreten niedriger Geschwindigkeitswerte ist bei Neben (1988) nachzulesen.

7.2 Porosität der Sedimente

7.2.1 Beziehung zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und gesteinsphysikalischen Parametern

Um weitere Informationen über das untersuchte Gestein zu erhalten und so eine Identifizierung der Gesteinsart zu ermöglichen, wird der Versuch unternommen, aus der ermittelten Geschwindigkeit auf charakteristische gesteinsphysikalische Parameter zu schließen. Hierzu liegen eine Reihe von Arbeiten vor.

Faust (1951) entwickelt einen Zusammenhang für die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von Lagerungstiefe und geologischem Alter. Seine empirische Formel lautet:

$$v = 125.3 (z T)^{1/6} \quad (7-7)$$

mit: v - Kompressionswellengeschwindigkeit [ft/s]

z - Lagerungstiefe [ft]

T - geologisches Alter [a] .

Allerdings beschränkt Faust (1951) seine Untersuchungen auf Sandstein und Tonschiefer, die zudem eine Mindest-Lagerungstiefe von 1000 ft (300 m) aufweisen.

Einen Versuch, Dichte mit Geschwindigkeit zu korrelieren, unternahmen Nafe und Drake (1957) und Woollard (1959). Beide stellen hierfür eine v - ρ -Funktion auf, die aus Geschwindigkeits- und Dichtemessungen an einer Vielzahl von Gesteinstypen (unkonsolidierte/konsolidierte Sedimente, kristalline Gesteine) entstanden ist.

Eine Geschwindigkeits-Dichte-Beziehung für Sedimentgesteine legen Gardener et al. (1974) vor. Sie konnten mit der Formel:

$$\rho = 0.23 v^{0.25} \quad (7-8)$$

mit: ρ - Dichte

v - Kompressionswellengeschwindigkeit

eine gute Approximation der Dichte erzielen.

Diese Autoren untersuchen ebenfalls das Verhalten der Geschwindigkeit mit zunehmender Tiefe. Sie ermitteln für unkonsolidierte Sedimente Geschwindigkeiten, die nur wenig über der des Seewassers liegen (Gardener et al., 1974). Mit größerer Tiefe nimmt die Geschwindigkeit dann allmählich durch Druck und Zementation an Korn-Korn Kontakten zu; dabei erweist sich die Zementation als der bedeutendere Faktor. Es erfolgt nun eine rasche Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe bis zu einem Bereich, der durch die Time Average Gleichung angenähert werden kann.

Die Time Average Gleichung, die

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_F} + \frac{1-\phi}{v_S} \quad (7-9)$$

mit: v - Geschwindigkeit

ϕ - Porosität

Indizes F, S - Fluid, Matrix

lautet, ermöglicht eine empirische Korrelation von Geschwindigkeit und Porosität, die besonders für gut zementierte Körner in voll-gesättigten Sedimenten gilt.

Zusätzlich befassen sich Gardener et al. (1974) mit dem Einfluß von Mikrocracks auf die Geschwindigkeit.

Sutton et al. (1957) legen die Entwicklung einer Beziehung zwischen Geschwindigkeit und Karbonatgehalt, Porosität und mittlerer Korngröße vor. Die empirische Formel entstand durch Regressionsberechnungen aus Messungen an Kernen. Sie lautet:

$$v = A + B (\eta - \bar{\eta}) + C (\gamma - \bar{\gamma}) + D (\varphi - \bar{\varphi}) \quad (7-10)$$

mit: A - mittlere Geschwindigkeit = 1653 m/s

$$B = -0.0414 \pm 0.0051$$

$$\bar{\eta} - \text{mittlere Korngröße} = 6.58$$

$$C = 0.00135 \pm 0.0003$$

$$\bar{\gamma} - \text{mittlerer Karbonatgehalt} = 67.2$$

$$D = -0.44 \pm 0.14$$

$$\bar{\varphi} - \text{mittlere Porosität} = 0.591$$

Ihre Ergebnisse vergleichen Sutton et al. (1957) mit denen von Wood (1941) und Nafe und Drake (1957).

Eine umfassende Darstellung der Zusammenhänge zwischen Geschwindigkeit, Porosität, Dichte, Mineral-Gehalt und geologischem Alter sowie ihrer Abhängigkeit von Druck und Temperatur gibt Gregory (1977). Weiterhin werden Absorption, Anisotropie der Geschwindigkeit und die elastischen Moduln betrachtet.

In dieser Arbeit soll dem Verfahren von Nafe und Drake (1957) gefolgt werden, die einen Zusammenhang zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und Porosität herleiten.

Für hohe Porositäten gilt (Wood, 1941):

$$\frac{1}{k} = \frac{\varphi}{k_1} + \frac{1-\varphi}{k_2} \quad (7-11)$$

mit: φ - Porosität

k - Kompressionsmodul

Index 1 - Fluid

Index 2 - suspendierte Partikel, aus denen die Matrix
aufgebaut ist.

Durch eine Modifizierung von Wyllie et al. (1956) erhält man:

$$\frac{(1+q)}{\rho v^2} = \frac{\varphi}{\rho_1 v_1^2} + \frac{(1-\varphi)(1+q_2)}{\rho_2 v_2^2} \quad (7-12)$$

mit: ρ - Dichte = $\rho_1 \varphi + \rho_2 (1-\varphi)$

$q = 4/3 \mu/k$

μ - Schermodul.

Für niedrige Porositäten gilt die Time Average Gleichung (7-9).

Um sowohl hohe als auch niedrige Porositäten zu erfassen, muß die zusätzliche Versteifung des Kristallgitters durch Korn-Korn Kontakte als Folge einer Kompression berücksichtigt werden. Dies wurde bei der Entwicklung der Gleichung (7-11) vernachlässigt; dort wurde nur der Einfluß von Fluid und Partikel auf die Geschwindigkeit, aber nicht der Einfluß der Matrix betrachtet.

Wirkt ein externer Druck auf das System Fluid-Matrix, so addieren sich die Drücke:

$$P = \varphi P_F + (1-\varphi) P_S$$

und man erhält:

$$k \frac{dV}{V} = \varphi k_F \left(\frac{dV}{V} \right)_F + (1-\varphi) k_S \left(\frac{dV}{V} \right)_S \quad (7-13)$$

mit: P - Druck

V - Volumen

Index F - Fluid

Index S - Matrix

Der Flüssigkeitsdruck komprimiert sowohl die Flüssigkeit als auch die Partikel, und so erhält man für k :

$$k_F = \frac{k_1 + k_2 \varphi}{k_1 (1-\varphi) + k_2 \varphi} \quad (7-14).$$

Diese Gleichung entspricht Gleichung (7-11).

Mit der Annahme, daß die Volumenänderung der Fraktion durch den Flüssigkeitsdruck gleich der gesamten Volumenänderung ist, gilt:

$$\frac{dV}{V} = \left(\frac{dV}{V}\right)_F = \left(\frac{dV}{V}\right)_S$$

$$\Rightarrow k = \varphi \frac{k_1 + k_2}{k_1 (1-\varphi) + k_2 \varphi} + (1-\varphi) k_S \quad (7-15).$$

Sei nun $k_S = (1-\varphi)^{n-1} k_2$ und $\mu = \mu_S = (1-\varphi)^n \mu_2$. Durch Addition von $\frac{4}{3} \mu_S$ erhält man aus (7-15):

$$k + \frac{4}{3} \mu_S = \varphi k_F + (1-\varphi) (1-\varphi)^{n-1} k_2 + \frac{4}{3} (1-\varphi)^n \mu_2$$

Ersetzen von k_S und μ_S führt auf:

$$k + \frac{4}{3} \mu = \varphi k_F + (1-\varphi) (1-\varphi)^{n-1} k_2 + \frac{4}{3} (1-\varphi)^n \mu_2$$

$$\Rightarrow k \left(1 + \frac{4}{3} \frac{\mu}{k}\right) = \varphi k_F + (1-\varphi)^n k_2 \left(1 + \frac{4}{3} \frac{\mu_2}{k_2}\right)$$

Es wird nun mit $1/\rho$ multipliziert:

$$k \frac{(1+q)}{\rho} = -k_F + (1-\varphi)^n k_2 \frac{(1+q_2)}{\rho}$$

mit: $q = 4/3 \mu/k$.

Mit dem Zusammenhang $v^2 = \frac{k(1 + 4/3 \mu/k)}{\rho}$ folgt:

$$v^2 = \varphi v_1^2 + (1-\varphi)^n \frac{\rho_2}{\rho} v_2^2 \quad (7-16)$$

Eine noch bessere Approximation der Geschwindigkeiten wird durch eine leichte Modifikation der Gleichung (7-16) erreicht, die allerdings von Nafe und Drake (1957) nicht weiter erläutert wird:

$$v^2 = \varphi v_1^2 \left(1 + \frac{\rho_1}{\rho} (1-\varphi) \right) + \frac{\rho_2}{\rho} (1-\varphi)^n v_2^2 \quad (7-17)$$

Das beste Ergebnis erzielten Nafe und Drake (1957) mit Werten von $n = 4$ und $n = 5$.

In der vorliegenden Arbeit werden nun zunächst die an den Bohrlokationen ermittelten Geschwindigkeiten mit den aus den Bohrergebnissen bekannten Porositäten korreliert, um die n -Werte für die Nafe-und-Drake-Formel (6-17) zu bestimmen. Anschließend wird dann über die Geschwindigkeit ein Porositätsbereich für die Sedimente der einzelnen geologischen Epochen ermittelt.

7.2.2 Porositätsabschätzung

Um die Porosität mit Hilfe der Methode nach Nafe und Drake (1957) zu bestimmen, muß an den Bohrlokationen eine Eichung

der Geschwindigkeits-Porositätsbeziehung vorgenommen werden. So können die n -Werte ermittelt werden, die für das Untersuchungsgebiet gelten.

Mit der Annahme, daß die Geschwindigkeit innerhalb einer Schicht linear mit der Tiefe zunimmt, erfolgt eine Korrelation der Geschwindigkeitsanalysen-Werte mit den am Kernmaterial gemessenen Porositäten. Über einen Vergleich dieser Korrelation mit den Nafe-und-Drake-Kurven können die n -Werte bestimmt werden. Die Nafe-und-Drake-Kurven wurden für folgende Dichte- und Geschwindigkeitsrandwerte berechnet: Porenflüssigkeit $v_{\text{Fluid}} = 1500 \text{ m/s}$, $\rho_{\text{Fluid}} = 1.05 \text{ g/cm}^3$; Gestein $v_{\text{Solid}} = 6000 \text{ m/s}$, $\rho_{\text{Solid}} = 2.65 \text{ g/cm}^3$.

Eine solche Eichung wurde an den Lokationen von DSDP Site 338 und ODP Site 642 vorgenommen. Für DSDP Site 342 sind keine Porositätswerte veröffentlicht worden.

Abbildung 7-9 zeigt die Eichung am DSDP Site 338. Zusätzlich zu den Analysewerten sind die Geschwindigkeiten aus der Kernvermessung gegen die Porosität aufgetragen. Die Bohrdaten zeigen für geringe Geschwindigkeiten n -Werte von 3 und 4. Zu höheren Geschwindigkeiten tritt eine Verschiebung zu Werten von n kleiner als 2 auf.

Die Werte aus der Geschwindigkeitsanalyse lassen sich durch die Kurven mit $n = 2$ und $n = 4$ approximieren. Die Porosität zeigt eine Abnahme bei Zunahme der Geschwindigkeit.

An Site 642 wurden zwei Eichungen vorgenommen; eine mit Daten des Profils NS 203, die zweite mit Daten des Profils NS 205. Abbildung 7-10 zeigt die Eichung auf NS 203. Die Bohrdaten sind sehr weit gestreut und zeigen bei höheren Geschwindigkeiten hohe Porositäten. Sie lassen sich durch Kurven mit $n = 2$ und $n = 5$ approximieren. Auch die Werte aus der Geschwindigkeitsanalyse zeigen höhere Porositäten bei höheren Geschwindigkeiten. Es konnten Werte von $n = 2$ und $n = 4$ ermittelt werden.

Hohe Porositäten bei mittleren Geschwindigkeitswerten sind ebenfalls auf Profil NS 205 zu beobachten (Abb. 7-11). Hier läßt sich eine gute Approximation durch n -Werte von 2 und 4 zu erzielen.

DSDP Site 338

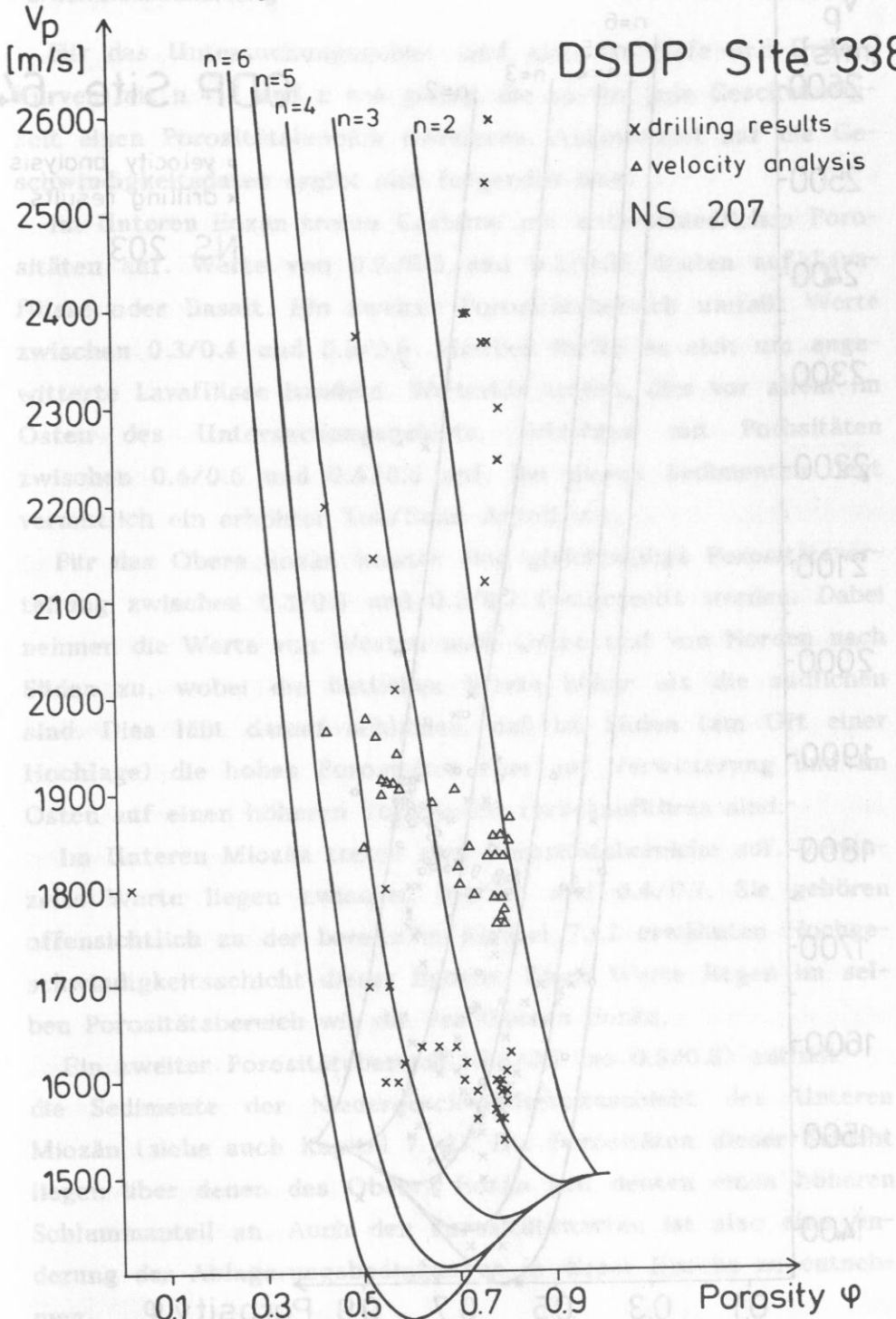


Abbildung 7-9: Geschwindigkeit als Funktion der Porosität an DSDP Site 338. Unter Verwendung der Geschwindigkeiten aus den Bohrergebnissen (Talwani, Udintsev et al., 1976) und der Datenanalyse. Mit den Nafe-und-Drake-Kurven für n=2 bis n=6.

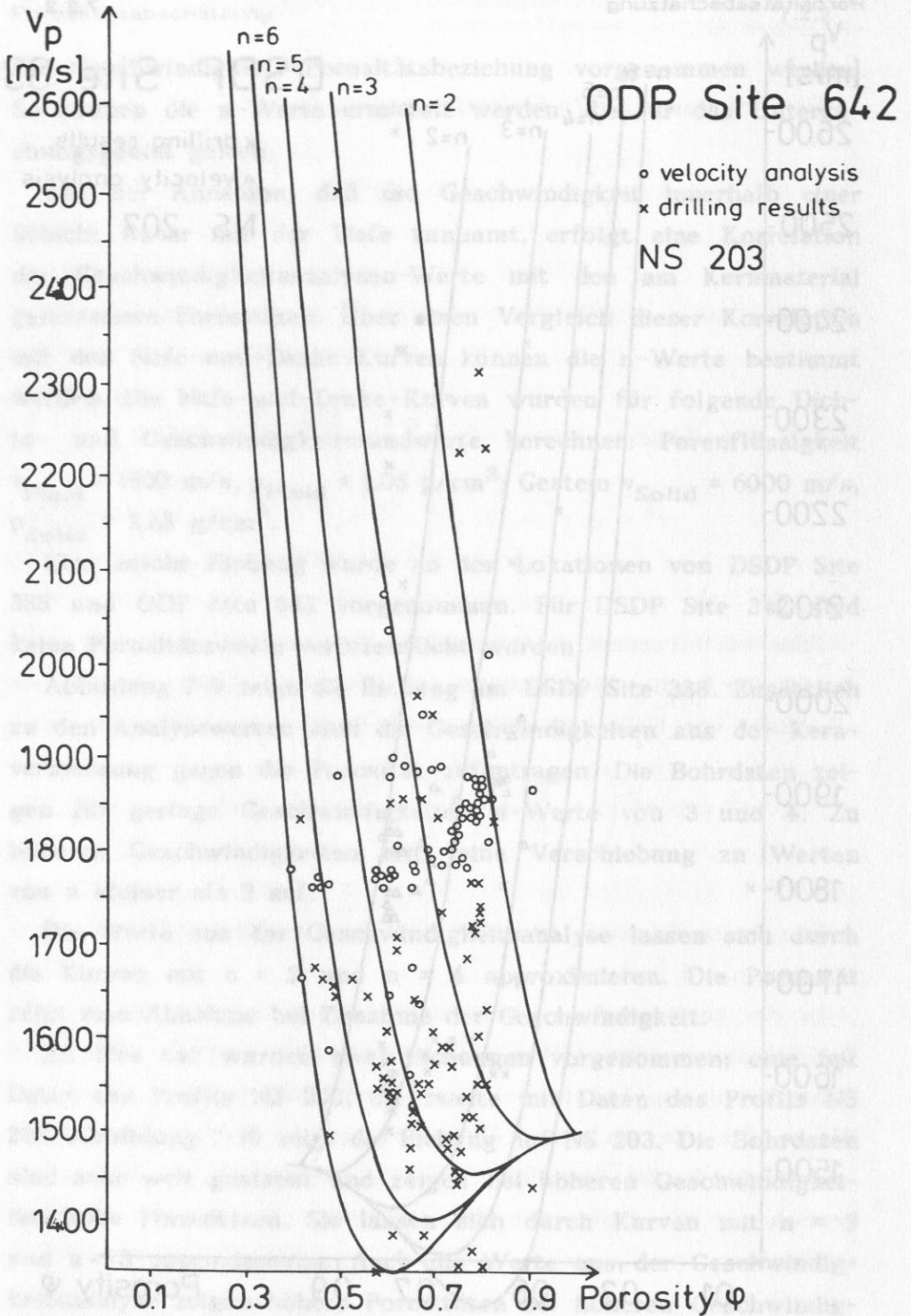


Abbildung 7-10: Geschwindigkeit als Funktion der Porosität an ODP Site 642. Unter Verwendung der Geschwindigkeiten aus den Bohrergebnissen (Eldholm, Thiede et al., 1986) und der Datenanalyse, Profil NS 203. Mit den Nafe-und-Drake-Kurven für $n=2$ bis $n=6$.

Für das Untersuchungsgebiet sind also die Nafe-und-Drake-Kurven mit $n = 2$ und $n = 4$ gültig, die so für jede Geschwindigkeit einen Porositätsbereich markieren. Angewendet auf die Geschwindigkeitsdaten ergibt sich folgendes Bild:

Im Unteren Eozän treten Gesteine mit unterschiedlichen Porositäten auf. Werte von $0.2/0.3$ und $0.2/0.35$ deuten auf Lavaflüsse oder Basalt. Ein zweiter Porositätsbereich umfaßt Werte zwischen $0.3/0.4$ und $0.3/0.6$. Hierbei dürfte es sich um angewitterte Lavaflüsse handeln. Weiterhin treten, dies vor allem im Osten des Untersuchungsgebiets, Schichten mit Porositäten zwischen $0.4/0.6$ und $0.4/0.8$ auf. Bei diesen Sedimenten liegt vermutlich ein erhöhter Ton/Sand-Anteil vor.

Für das Obere Eozän konnte eine gleichmäßige Porositätsverteilung zwischen $0.3/0.5$ und $0.5/0.7$ festgestellt werden. Dabei nehmen die Werte von Westen nach Osten und von Norden nach Süden zu, wobei die östlichen Werte höher als die südlichen sind. Dies läßt darauf schließen, daß im Süden (am Ort einer Hochlage) die hohen Porositäten eher auf Verwitterung und im Osten auf einen höheren Ton-Anteil zurückzuführen sind.

Im Unteren Miozän treten zwei Porositätsbereiche auf. Vereinzelt Werte liegen zwischen $0.4/0.6$ und $0.4/0.7$. Sie gehören offensichtlich zu der bereits in Kapitel 7.1.2 erwähnten Hochgeschwindigkeitsschicht dieser Epoche. Diese Werte liegen im selben Porositätsbereich wie die des Oberen Eozän.

Ein zweiter Porositätsbereich ($0.5/0.7$ bis $0.5/0.8$) enthält die Sedimente der Niedergeschwindigkeitsschicht des Unteren Miozän (siehe auch Kapitel 7.1.2). Die Porositäten dieser Schicht liegen über denen des Oberen Eozän und deuten einen höheren Schlammanteil an. Auch den Porositätswerten ist also eine Änderung der Ablagerungsbedingungen in dieser Epoche zu entnehmen.

Für das Mittlere und das Obere Miozän wurden Porositäten ermittelt, die im selben Bereich wie die Niedergeschwindigkeitsschicht des Unteren Miozän liegen (Mittleres Miozän $\varphi \sim 0.5/0.7$ bis $0.5/0.8$, Oberes Miozän $\varphi \sim 0.5/0.7$ bis $0.6/0.8$). Für beide Epochen gilt, daß die Porosität im Osten und Süden höhere

ODP Site 642

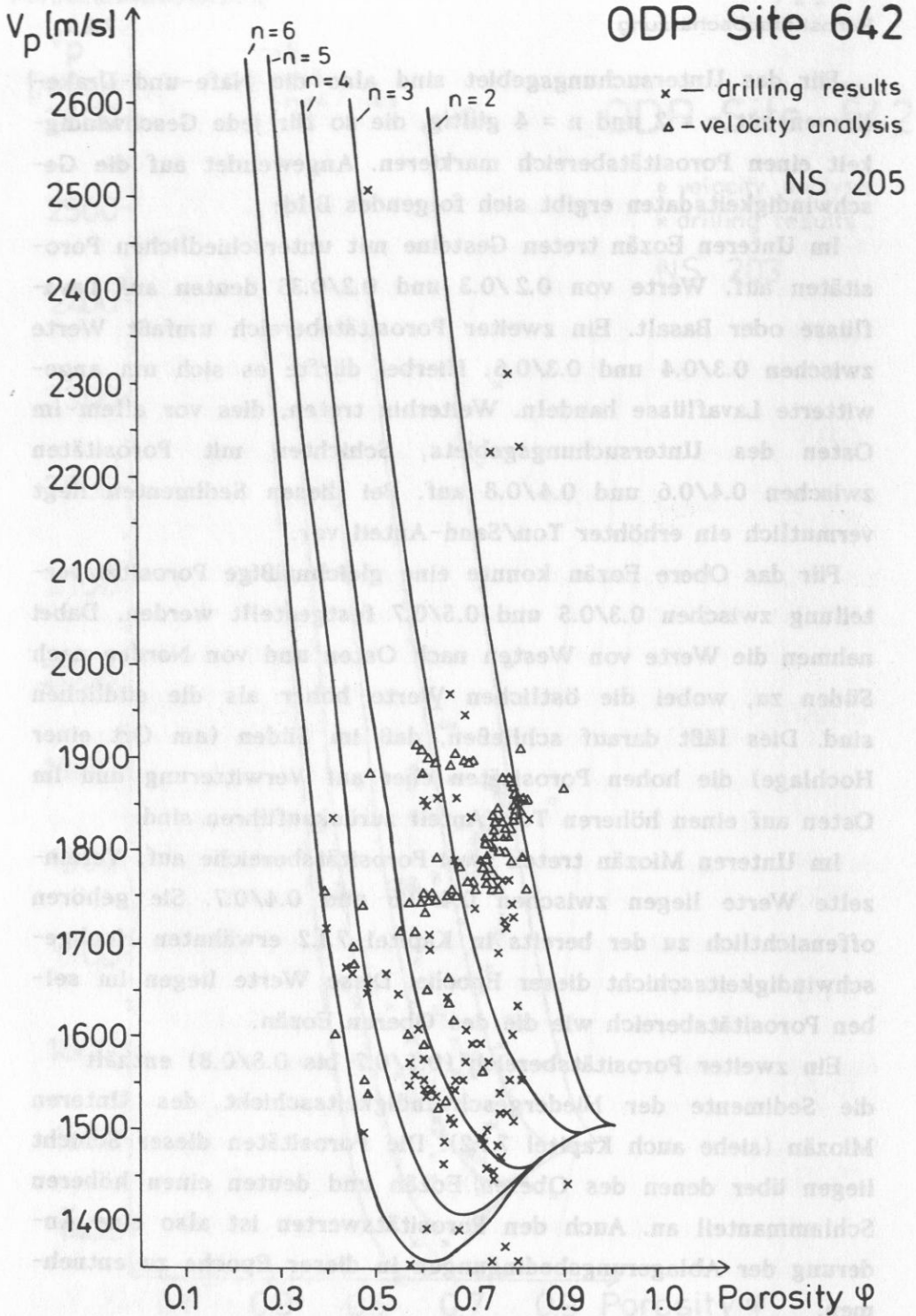


Abbildung 7-11: Geschwindigkeit als Funktion der Porosität an ODP Site 642. Unter Verwendung der Geschwindigkeiten aus den Bohrergebnissen (Eldholm, Thiede et al., 1986) und der Datenanalyse, Profil NS 205. Mit den Nafe-und-Drake-Kurven für $n=2$ bis $n=6$.

Werte als im Westen und Norden annimmt. Dort dürfte die Verfestigung aufgrund einer Strömung weiter fortgeschritten sein.

Ähnliche Porositätswerte, wie für das Miozän ermittelt wurden, zeigen die Sedimente des Unteren Pliozän ($\varphi \sim 0.5/0.7$ bis $0.6/0.8$). Allerdings ist das Ost-West-Gefälle nicht mehr so ausgeprägt. Die höheren Porositäten treten nun vorwiegend im Nordosten auf.

Im Quartär/Oberes Pliozän sind keine regionalen oder strukturellen Variationen mehr zu beobachten. Die Porositäten liegen zwischen $0.5/0.8$ und $0.6/0.9$.

Die Porositätsabschätzung ergab also niedrige Werte (Lavaflüsse) für das Untere Eozän, neben denen bereits angewitterte Laven und Vulkanoklastite mit höherem Ton/Sand-Anteil vorhanden waren. Im Oberen Eozän sind ebenfalls Vulkanoklastite anzutreffen, die im Osten einen höheren Ton-Anteil aufweisen. Während des Unteren Miozäns deuten die Porositäten dann eine Änderung der Ablagerungsbedingungen an: Zu Beginn der Epoche herrschte das Regime des Oberen Eozän vor. Durch eine vermutete Absenkung des Untersuchungsgebiets wurden dann eher Schlämme abgelagert. Diese Ablagerungsbedingungen waren bis ins Untere Pliozän wirksam, wobei im Osten und Süden jeweils höhere Porositäten zu beobachten sind. Im Quartär/Oberes Pliozän nehmen die Porositäten dann einen sehr engen Bereich ein und zeigen keinerlei regionale Variationen mehr. Das Untersuchungsgebiet befindet sich nun in einer einheitlichen Tiefe.

Es hat sich gezeigt, daß der Versuch, die Geschwindigkeit mit der Porosität zu korrelieren, für die Sedimente des Äußeren Vöring Plateaus keine eindeutigen Ergebnisse erbringt. Es ist lediglich ein Trend zu niedrigeren Porositäten mit zunehmendem Alter und damit zunehmender Tiefe zu erkennen. Dies ist sehr wahrscheinlich primär auf eine Diagenese der Sedimente zurückzuführen und kann nur mit großer Unsicherheit als Folge wechselnder Lithologie interpretiert werden.

Der Korrelation von Geschwindigkeit und Porosität sind ausserdem keine Informationen zu entnehmen, die nicht bereits aus

der Geschwindigkeitsverteilung selbst ersichtlich sind. Dieses Verfahren kann also in diesem Fall nicht angewendet werden, um weitere Aussagen über die Art der Sedimente zu ermöglichen, sondern lediglich als Ergänzung dienen.



Die Porositätsabschätzung ergibt also folgende Werte (Lagerung im Quarzöcker) ...

Es hat sich gezeigt, daß der Versuch, die Geschwindigkeit der Porosität zu korrelieren ...

8. Diskussion und Fazit

Das Vöring Plateau war bereits das Objekt sehr vieler Untersuchungen. Dabei lagen Krustenstruktur und der Ort des Übergangs von kontinentaler zu ozeanischer Kuste im Zentrum des Interesses (Hinz, 1972; Talwani und Eldhom, 1972; Mutter, 1984). Die Sedimente des Vöring Plateaus wurden in diesen Arbeiten jedoch lediglich als ein Schichtpaket betrachtet und nicht im Detail untersucht.

Eine überregionale Untersuchung der Sedimentverteilung in der Norwegisch-Grönländischen See liegt von Eldholm und Windish (1974) vor. Sie können allerdings aufgrund des großen Untersuchungsgebiets wenig speziell auf das Vöring Plateau eingehen.

Skogseid und Eldholm (1988) dagegen haben sowohl Rifting und Spreading Phase als auch die Sedimentverteilung im Vöring Becken und am Vöring Plateau untersucht. Ihrer Arbeit liegen tieffrequente, tiefenseismische Daten zu Grunde, die Aussagen über die Entwicklung des Vöring Beckens seit der Zeit des Jura ermöglichen, allerdings auch die Auflösung der seismischen Sequenzen einschränken. Leider gehen Skogseid und Eldholm (1988) nicht auf Sedimentgeschwindigkeiten ein.

Im Gegensatz hierzu sind die Sedimente des Norwegischen Schelf sehr gründlich auf Struktur und Verteilung untersucht worden (Böen et al., 1984; Bukovics et al., 1984; Gowers und Lunde, 1984). Dies geschah besonders im Hinblick auf Kohlenwasserstoff-Exploration.

In der vorliegenden Arbeit sind hochfrequente und damit hochauflösende reflexionsseismische Daten aus den Jahren 1985 und 1986 ausgewertet worden. Diese Daten wurden auf die Sedimentstruktur, -verteilung und Sedimentgeschwindigkeit im Hinblick auf die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen auf dem südlichen Äußeren Vöring Plateau untersucht. Aufgrund gut ausgeprägter Onlap-Strukturen ist es nach der Methode von Vail et al. (1977) gelungen, die Absenkungsgeschichte des südlichen Äußeren Vöring Plateau seit dem Eozän aufzuzeigen. Die bei diesen Untersuchungen zu Tage getretenen Besonderheiten und

Ergebnisse sollen im Folgenden diskutiert werden.

Eine deutliche Struktur bildet das Vöring Plateau Escarpment, das sich bis zum Meeresboden durchpaust. Es trennt das Innere Plateau, gefüllt mit mächtigen Sedimenten, vom Äußeren Plateau, das sich durch ein flaches basaltisches Basement auszeichnet (Talwani, Udintsev et al., 1976). Am Escarpment tauchen die Schichten nach Osten ab, wobei die Sedimentsequenzen lediglich gebogen und nicht zerbrochen erscheinen.

Hier ist von Westen her eine leichte Zunahme der seismischen Geschwindigkeit zu erkennen. Dies ist ein Indiz für Erosion auf dem Äußeren Vöring Plateau, während die Sedimente nahe des Escarpments stärker verdichtet sind.

Unmittelbar westlich des Escarpments befindet sich eine Hochlage, von der ausgehend Lavaflüsse zu beobachten sind. Als Material, welches die Hochlage bildet, wurde Basalt erbohrt (Eldholm, Thiede et al., 1986). Weiter westlich und nördlich sind weitere Hochlagen zu erkennen.

Diese Hochlagen und Flußbasalte deuten darauf, daß der jüngere Teil des Vöring Plateaus durch ein kurzzeitiges, aber starkes vulkanisches Ereignis entstanden ist. Ein solches Ereignis war der Thule Vulkanismus, der im Zeitraum zwischen den magnetischen Anomalien 24 und 23 im gesamten Nord-Atlantik wirksam war (Eldholm et al., 1984). Talwani et al. (1981) bringen ihre Beobachtungen ebenfalls mit einem Vulkanismus während dieser Zeit in Verbindung (siehe auch Kapitel 5).

Ein weiteres Argument für die Interpretation der Hochlagen als Vulkane ist die in einigen Fällen auftretende Einsenkung der Kuppe, einer Caldera (siehe auch Abb. 5-4).

Rønnevik et al. (1979) haben bei Untersuchungen auf dem nördlichen Vöring Plateau zwei ähnliche Hochlagen entdeckt. Sie interpretieren diese Hochlagen als Folge positiver vertikaler Bewegung in Verbindung mit Vulkanismus im Prä-Eozän und Mittleren Oligozän. Jedoch ist auf diesen Hochlagen kein Mittleres Oligozän erbohrt worden (Talwani, Udintsev et al., 1976), sondern das Alter der Basalte wurde zu Unterem Eozän und früher bestimmt. Bei der positiven vertikalen Bewegung kann es

sich nur um Intrusionen und nicht um eine Anhebung der einzelnen Hochlagen gehandelt haben, da auf unseren Profilen keine durchgreifenden Verwerfungen zu erkennen sind.

Zu diesen Hochlagen keilen die aufliegenden Sedimente aus. Im Extremfall sind die Sedimente des Unteren Pliozän die ältesten eine Hochlage vollständig bedeckenden Sedimente. Dies ist bei der Hochlage im Südosten unmittelbar westlich des Escarpments der Fall.

Die Vulkanite sind also subaerisch extrudiert worden. Nach diesem Ereignis setzte ein Absinken des Äußeren Vöring Plateaus ein; allerdings waren die Hochlagen zum Teil bis zum Oberen Miozän der Erosion ausgesetzt. Dies kann auch noch im Flachwasser geschehen sein, da dort bis in eine Tiefe von 30 m Erosion wirksam werden kann (Dietrich et al., 1975, S. 28). Skogseid und Eldholm (1988) stellen eine vollständige Bedeckung der Hochlagen mit Sedimenten bereits nach dem Unteren Miozän fest. Ein Unterschied, der wohl auf die höhere Auflösung unserer Daten zurückzuführen ist.

Die für die Sedimente ermittelten Geschwindigkeiten zeigen bis zum Unteren Pliozän eine Abnahme in Richtung auf die Hochlagen (siehe auch Abb. 7-3, Abb. 7-5 und Abb. 7-7). Dies härtet die Theorie der Verwitterung.

Ein Indiz für die bei der Absenkung aufgetretenen Kompressionen sind Diapir-artige Strukturen. Sie treten sowohl östlich als auch westlich des Escarpments auf und sind ebenfalls am Hang des Vöring Plateaus zu finden. Dabei sind die Diapire östlich des Escarpments am weitesten entwickelt; dort wurden unterkonsolidierte Diatomeenschlämme erbohrt (Talwani, Udintsev et al., 1976). Für die Strukturen auf dem Äußeren Vöring Plateau konnten Geschwindigkeiten ermittelt werden, die ebenfalls auf unterkonsolidierte Schlämme deuten (1800 m/s bis 2300 m/s).

So sind also die Voraussetzungen für einen Schlammdiapirismus nach Chapman (1974) gegeben: Unter einer stark permeablen Schicht höherer Dichte lagert poröses, gering permeables Material, das bei Druckbelastung wie Salz reagiert und plastisch zu fließen beginnt.

Eine Ursache für die Druckbelastung ist in dem Absinken des Vöring Plateaus zu sehen (Caston, 1976). Die Diapire entstehen aus Schichten des Unteren Eozän bis Oberen Oligozän heraus, wobei sich nur die Strukturen unmittelbar westlich des Escarpments aus den jüngeren Sedimenten heraus entwickeln. Am Hang des Vöring Plateaus waren offenbar schon früher größere Neigungen und damit ein gerichteter Druck gegeben. Das Äußere Vöring Plateau ist also örtlich unterschiedlich stark abgesunken. Die Absenkungsraten am Escarpment waren geringer als am Hang, weshalb hier erst zu einem späteren Zeitpunkt ein Diapirismus möglich wurde.

Einen weiteren Hinweis auf die Absenkungsgeschichte des Vöring Plateaus gibt die wellenförmige Struktur einiger Sedimentpakete. Caston (1976) führt solche Beobachtungen auf unterschiedliche Kompaktion als Folge gravitativen Rutschens während einer post-depositionalen Absenkung zurück.

Dabei ist zu bemerken, daß diese Sedimentwellen vom Oberen Eozän bis zum Unteren Miozän von Westen her eine Ausbreitung erfahren, während sich das Gebiet der Sedimentwellen im Oberen Miozän nach Nordwesten zurückzieht. D. h., die Absenkung des Vöring Plateaus setzt im Oberen Eozän im Westen stärker ein und erfaßt nach und nach den größten Teil des Äußeren Plateaus. Im Oberen Miozän wird der Grad der Absenkung dann wieder geringer. Dies ist auch in den aus Onlap-Strukturen bestimmten Absenkungsraten zu erkennen. Sie zeigen für das Obere Miozän sehr gleichförmige Werte und damit eine gleichmäßige Absenkung, während besonders im Eozän eine Neigung des Plateaus nach Westen aufgrund dort stärkerer Absenkung zu beobachten ist.

In der Isochronenkarte ist für das Obere Miozän erstmals ein Plateaucharakter zu erkennen, d. h. die ursprünglichen Kontouren der Basalthochs sind durch Absenkung und Sedimentation weitgehend geglättet worden, und eine gleichmäßige Sedimentation setzt ein.

Neben der Untersuchung der Sedimentstrukturen ist der Versuch der Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen auf dem

Äußeren Vöring Plateau gemacht worden. Dabei konnte festgestellt werden, daß das Äußere Vöring Plateau während des Unteren Eozäns von einer Reihe von Vulkanen durchsetzt war. Hierdurch kam es zur Bildung von Lavaflüssen, die durch ihre Struktur und Geschwindigkeit deutlich zu erkennen sind (siehe auch Abb. 5-8, $v_p \approx 3000$ m/s bis 4500 m/s).

Da die Vulkane subaerisch lagen, setzte Erosion ein und führte zu einer Ablagerung von Vulkanoklastiten in unmittelbarer Nähe, die sich durch niedrigere Geschwindigkeit (2500 m/s bis 3300 m/s) von den Lavaflüssen unterscheiden (siehe auch Abb. 7-3). Es lag also nur eine schwache Strömung parallel zum Escarpment vor, die das Material nicht weit transportieren konnte.

Im Oberen Eozän wurde weiterhin auf einem Schelf sedimentiert. Sowohl Sedimentstruktur als auch -verteilung deuten dies an. Die Erosion der Hochlagen dauerte an und führte weiterhin zur Bildung von Vulkanoklastiten, nun jedoch in einem Gebiet weiter im Nordwesten. Dies bedeutet, daß die Strömung stärker geworden ist und das von den Hochlagen erodierte Material weiter transportiert werden konnte. Zusätzlich ist das Äußere Vöring Plateau abgesunken, wobei die Amplitude nach Norden zunimmt (siehe auch Abb. 5-10). Das Plateau ist also nach Norden geneigt. Dies ermöglicht eine Flachwassererosion besonders im Süden und führt zu einer Ausweitung des erodierten Gebiets und anschließender Ablagerung im Nordwesten.

Caston (1976) stellt für das Obere Eozän ebenfalls eine Erosion der Hochlagen fest, die mit einer Absenkung einhergeht. Allerdings nimmt für ihn die Absenkung wesentlich größere Ausmaße an, da er eine Änderung zu pelagischen Ablagerungsbedingungen zu beobachten meint. Diesen Beobachtungen kann mit unseren Untersuchungen nicht gefolgt werden, da weder Sedimentstruktur noch -verteilung oder Sedimentgeschwindigkeiten pelagische Bedingungen andeuten.

Als interessante Epoche erscheint das Oligozän. Denn die Bohrungen des DSDP leg 38 und des ODP leg 104 zeigen, daß nur auf dem Hang des Vöring Plateaus und unmittelbar westlich des Escarpments oligozäne Sedimente zu finden sind. Außerdem

sind am südöstlichen Teil des Escarpments sigmoide Strukturen aus dem Unteren Miozän zu beobachten, die einen Sedimenttransport aus Nordwesten, d. h. vom Äußeren Vöring Plateau andeuten.

Das Oligozän ist also durch eine Anhebung des Äußeren Vöring Plateaus gekennzeichnet. Dies verhinderte eine weitgehende Ablagerung oligozäner Sedimente und führte zu einer Erosion, wo doch Ablagerungen möglich waren. Dabei ist der Norden offenbar nicht so stark angehoben worden, da man dort oligozäne Sedimente findet.

Die subaerisch/submarine Lage des Äußeren Vöring Plateaus und eine gewisse Neigung nach Norden dauerten während des Unteren Miozän zunächst an. Im Nordwesten und östlich des Escarpments (südöstliches Untersuchungsgebiet) wurden wieder Vulkanoklastite abgelagert, deren Quelle die südliche Hochlage war. Dann setzte erneut eine Absenkung ein, wie deutlich in Onlap-Strukturen und Sedimentgeschwindigkeiten zu erkennen ist. Es kam nun zur Ablagerung von terrigenen Schlämmen.

Sedimentstruktur und -verteilung lassen für das Untere Miozän insgesamt einen Schelfrand erkennen. Rönnevik et al. (1979) ermitteln ebenfalls einen vorrückenden Schelfrand. Skogseid und Eldholm (1988) beobachten eine vollständige Bedeckung der Hochlagen mit post-Unteres Miozän Sedimenten, weshalb sie auf größere Wassertiefen für diese Epochen schließen. Unsere Untersuchungen lassen jedoch bis zum Oberen Miozän auf den Hochlagen Gebiete erkennen, in denen keine Sedimente abgelagert wurden, weshalb wir eine rapide Absenkung in größere Wassertiefen während des Unteren Miozän ausschließen.

Für das Mittlere und das Obere Miozän ist ein Schelfrand als Ablagerungsumgebung festgestellt worden, der allmählich in einen Kontinentalhang übergeht. Besonders im westlichen Untersuchungsgebiet sind stärkere Absenkungsraten während des Mittleren Miozän festgestellt worden. Im Oberen Miozän setzt dann eine gleichmäßige Absenkung ein. Der Zeitpunkt des Übergangs zum Kontinentalhang läßt sich nicht genau festlegen. Da die Geschwindigkeit in den Sedimenten kaum Änderungen aufweist, muß der Übergang sehr langsam vor sich gegangen sein.

Im Unteren Pliozän ist auf einem Kontinentalhang sedimentiert worden. Dabei wurden hauptsächlich Schlämme abgelagert, und es kann eine Strömung parallel zum Escarpment beobachtet werden. Eine Änderung der Ablagerungsbedingungen zum Quartär/Oberem Pliozän ist nicht zu beobachten. Weiterhin werden Schlämme auf einem Kontinentalhang abgelagert. Allerdings hat sich die Strömung im Untersuchungsgebiet von Nordost auf Nordnordost gedreht.

Durch eine Untersuchung von Struktur, Verteilung und Geschwindigkeit der Sedimente des Äußeren Vöring Plateaus ist es also gelungen, die Ablagerungsbedingungen detailliert zu ermitteln und die Absenkungsgeschichte zu rekonstruieren.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das Äußere Vöring Plateau im Unteren Eozän durch eine Folge von Basaltextrusionen aufgebaut wurde. Nach Beendigung des Vulkanismus beginnt der Absenkungsprozeß, der sich im Oberen Eozän wieder verlangsamt. In beiden Epochen liegt ein Schelf vor, der im Unteren Eozän eine Neigung zu den Rändern, im Oberen Eozän eine stärkere Neigung nach Norden aufweist.

Im Oligozän erfährt das Äußere Vöring Plateau dann eine Anhebung, die im Süden stärkere Ausmaße als im Norden annimmt. Dies führt zu einer reduzierten Ablagerung und sofortigen Erosion der oligozänen Sedimente. Im Unteren Miozän dauert diese Situation zunächst an. Im Laufe der Epoche setzt dann wieder eine Absenkung ein, die bis zum Oberen Miozän zu einer gleichmäßigen Tiefenlage des Äußeren Vöring Plateaus führt und eine Sedimentation an einem Kontinentalhang bedingt. Im Unteren Pliozän und Quartär/Oberem Pliozän ist weiterhin eine langsame, gleichmäßige Absenkung zu beobachten.

Bisher haben sich diese Untersuchungen auf den südlichen Teil des Äußeren Vöring Plateaus beschränkt. Rönnevik et al. (1979) haben ähnliche Untersuchungen auf dem nördlichen Teil unternommen. Da dabei lediglich vier Profile, die untereinander große Distanzen aufweisen, mit Reflexions-, Refraktionsseismik, Gravimetrie und Magnetik vermessen wurden, erscheint eine erneute

kleinräumige Vermessung des nördlichen Äußeren Vöring Plateaus wünschenswert.

Insbesondere die Fortsetzung in Richtung Jan Mayen und zur Tiefsee sollten erfaßt werden, um Sedimentation und Absenkung des Äußeren Vöring Plateaus relativ zu diesen Gebieten zu interpretieren.

Weiterhin erscheint es sinnvoll, die Sedimente des konjugierenden Kontinentalrandes in Ost-Grönland auf Struktur und Verteilung zu untersuchen. Tiefenseismische Vermessungen haben Übereinstimmungen in der Krustenstruktur des Vöring Plateaus und Ost-Grönlands ergeben (Hinz et al., 1986). Es wäre interessant, zu klären, ob ein äquivalenter Trend in den Sedimenten zu erkennen ist.

9. Danksagung

Herrn Prof. Dr. R. Meißner möchte ich für die guten Arbeitsmöglichkeiten am Institut für Geophysik danken.

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. Fr. Theilen für das stete Interesse und die konstruktiven Diskussionen und Kritiken.

Herrn S. Neben danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Herzlich gedankt sei auch den Mitarbeitern und Studenten der Arbeitsgruppe 'Marine Geophysik', ohne deren sehr zeitaufwendige Hilfe die Datenerfassung nicht möglich gewesen wäre.

Frau U. Reim und Frau L. Bittner seien für die hervorragenden Zeichen- und Photoarbeiten gedankt.

Dank gilt weiterhin der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung des Sonderforschungsbereich 313 'Sedimentation im Europäischen Nordmeer'.

10. Literaturverzeichnis

- Böen, F.; Eggen, S.; Vollset, J. (1984): Structures and Basins of the Margin from 62° to 67° and their Development. in A. Spencer et al. (Eds.), Petroleum Geology of the North European Margin. Graham and Trotman, pp. 253-270, London.
- Bukovics, C.; Cartier, E.G.; Shaw, N.D.; Ziegler, P.A. (1984): Structure and Development of the Mid-Norway Continental Margin. in A. Spencer et al. (Eds.), Petroleum Geology of the North European Margin. Graham and Trotman, pp. 407-423, London.
- Caselli, F. (1987): Oblique-slip Tectonics, Mid-Norway Shelf. in J. Brooks and K. Glenn (Eds.), Petroleum Geology of North West Europe. Graham and Trotman, pp. 1049-1063, London.
- Caston, V. (1976): Tertiary Sediments of the Vöring Plateau Norwegian Sea, Recovered by leg 38 of the Deep Sea Drilling Project. in M. Talwani, G. Udintsev et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 38, US Govt. Printing Office, pp. 761-782, Washington.
- Chapman, R.E. (1974): Clay Diapirism and Overthrust Faulting. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 85, pp. 1597-1602.
- Cohen, M.J.; Dunn, M.E. (1987): The Hydrocarbon Habitat of the Haltenbanken-Traenabanken Area offshore Mid-Norway. in J. Brooks and K. Glenn (Eds.), Petroleum Geology of North West Europe., Graham and Trotman, pp. 1091-1104, London.
- Cordier, J.R. (1985): Velocities in Reflection Seismology. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

- Dietrich, G.; Kalle, K.; Krauss, W.; Siedler, G. (1975): **Allgemeine Meereskunde**. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- Eldholm, O.; Sundvor, E.; Myhre, A.M.; Faleide, J.I. (1984): **Cenozoic Evolution of the Continental Margin off Norway and Western Svalbard**. in A. Spencer et al. (Eds.), **Petroleum Geology of the North European Margin**. Graham and Trotman, pp. 3-18, London.
- Eldholm, O.; Thiede, J. (1980): **Cenozoic Continental Separation Between Europe and Greenland**. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Vol. 30, pp. 243-259.
- Eldholm, O.; Thiede, J. et al. (1986): **Preliminary Ocean Drilling Results**. Vol. 104, in press.
- Eldholm, O.; Windish, C.C. (1974): **Sediment Distribution in the Norwegian-Greenland Sea**. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 85, pp. 1661-1676.
- Faust, L.Y. (1951): **Seismic Velocity as a Function of Depth and Geologic Time**. *Geophysics*, Vol. 16, pp. 192-206.
- Gardener, G.H.F.; Gardener, L.W.; Gregory, A.R. (1974): **Formation Velocity and Density - The Diagnostic Basis for Stratigraphic Traps**. *Geophysics*, Vol. 39, pp. 770-780.
- Gregory, A.R. (1977): **Aspects of Rock Physics from Laboratory and Log Data that are Important to Seismic Interpretation**. in C. Paynton (Ed.), **Seismic Stratigraphy - An Application to Hydrocarbon Exploration**. AAPG Memoir 26, pp. 13-51, Tulsa.
- Gowers, M.B.; Lunde, G. (1984): **The Geological History of Traenabanken**. in A. Spencer et al. (Eds.), **Petroleum Geology of the North European Margin**. Graham and Trotman,

- pp. 237-251, London.
- Hagevang, T.; Eldholm, E.; Aalstand, I. (1983): Pre-23 Magnetic Anomalies Between Jan Mayen and Greenland-Senja Fracture Zones in the Norwegian Sea. *Mar. Geophys. Res.*, Vol. 5, pp. 345-363.
- Handbook of Physical Constants (1966), Geological Society of America, Mem. 97.
- Hanisch, J. (1984a): The Cretaceous Opening of the Northeast Atlantic. *Tectonophysics*, Vol. 101, pp. 1-23.
- Hanisch, J. (1984b): West-Spitsbergen Fold Belt and Cretaceous Opening of the Northeast Atlantic. in A. Spencer et al. (Eds.), *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham and Trotman, pp. 187-198, London.
- Hinz, K. (1972): Der Krustenaufbau des Norwegischen Kontinentalrandes (Vöring Plateau) und der Norwegischen See zwischen 66° und 68° N nach seismischen Untersuchungen. *Meteor Forschungsergebnisse*, Reihe C, No. 10, pp. 1-16.
- Hinz, K. (1981): A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes: Wedges of very Thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins - Their Origin and Paleoenvironmental Significance. *Geol. Jb.*, E 22, pp. 3-28.
- Hinz, K.; Dostmann, H.J.; Hanisch, J. (1984): Structural Elements of the Norwegian Continental Margin. *Geol. Jb.*, A 75, pp. 193-211.
- Hinz, K.; Mutter, J.C.; Roeser, H.A. (1986): Symmetric Conjugation of Structures along the Norwegian and East Greenland Margins. *Abschlußbericht für das Forschungsvor-*

- haben Hi 179/16-2, DFG-Archiv-Nr. 99565.
- Meissner, R.; Stegena, L. (1977): Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung. Springer Verlag, Stuttgart.
- Mutter, J.C. (1984): Cenozoic and Late Mesozoic Stratigraphy and Subsidence History of the Norwegian Margin. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 95, pp. 1135-1149.
- Mutter, J.C. (1985): Seaward Dipping Reflectors and the Continent-Ocean Boundary of Passive Continental Margins. Tectonophysics, Vol. 114, pp. 117-131.
- Mutter, J.C.; Talwani, M.; Stoffa, P.L. (1982): Origin of Seaward-Dipping Reflectors in Oceanic Crust off the Norwegian Margin by 'Subaerial Sea-Floor Spreading'. Geology, Vol. 10, pp. 353-357.
- Mutter, J.C.; Talwani, M.; Stoffa, P.L. (1984): Evidence for a Thick Oceanic Crust Adjacent to the Norwegian Margin. Journ. Geophys. Res., Vol. 89, pp. 483-502.
- Nafe, J.E.; Drake, C.L. (1957): Variation with Depth in Shallow and Deep Water Marine Sediments of Porosity, Density and the Velocities of Compressional and Shear Waves. Geophysics, Vol. 22, pp. 523-552.
- Neben, S. (1988): Durchschallung von Kastenloten - Entwicklung der Apparatur und erste Meßergebnisse. Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Universität Kiel, Kiel.
- Richter, D. (1980): Allgemeine Geologie. de Gruyter, Berlin-New York.
- Rønnevik, H.; Jörgensen, F.; Motland, K. (1979): The Geology of the Northern Part of the Vøring Plateau. in Norwegian

- Sea Symposium, Norsk Petroleumforening, NSS/12, pp. 1-12.
- Sangree, J.B.; Widmier, J.M. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. in C. Paynton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26, pp. 165-184, Tulsa.
- Sangree, J.B.; Widmier, J.M. (1979): Interpretation of Depositional Facies from Seismic Data. Geophysics, Vol. 44, pp. 131-160.
- Schön, J. (1983): Petrophysik. Enke Verlag, Stuttgart.
- Skogseid, J.; Eldholm, O. (1988): Vöring Plateau Continental Margin: Seismic Interpretation, Stratigraphy and Vertical Movements. Proc. ODP, leg 104 Scientific Results, in press.
- Smythe, D.K.; Chalmers, J.A.; Skuce, A.G.; Dobinson, A.; Mould, A.S. (1983): Early Opening History of the North Atlantic - I. Structure and Origin of the Faroe-Shetland Escarpment. Geophys. J. R. Astro. Soc., Vol. 72, pp. 373-398.
- Sutton, G.H.; Berckhemer, H.; Nafe, J.E. (1957): Physical Analysis of Deep Sea Sediments. Geophysics, Vol. 22, pp. 779-812.
- Talwani, M.; Eldholm, O. (1972): Continental Margin off Norway: A Geophysical Study. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 83, pp. 3575-3606.
- Talwani, M.; Eldholm, O. (1973): Boundary between Continental and Oceanic Crust at the Margin of Rifted Continents.

- Nature, Vol. 241, pp. 325-330.
- Talwani, M.; Eldholm, O. (1977): Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 88, pp. 969-999.
- Talwani, M.; Mutter, J.C.; Eldholm, O. (1981): Initiation of the Opening of the Norwegian Sea. Oceanol. Acta, Special Issue, pp. 23-30.
- Talwani, M.; Udintsev, G.B.; White, S.M. (1976): Introduction and Explanatory Notes, leg 38, DSDP. in M.Talwani, G. Udintsev et al., Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Vol. 38, US Govt. Printing Office, pp. 1-13, Washington.
- Talwani, M.; Udintsev, G. et al. (1976): Initial Reports Deep Sea Drilling Project. Vol 38, US Govt. Printing Office, Washington.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E.; Keys, D.A. (1976): Applied Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Thompson, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. in C. Paynton (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26, pp. 63- 81, Tulsa.
- Vink, G. (1983): Continental Rifting and Plate Tectonic Reconstructions with Applications to the Norwegian-Greenland Sea. Ph.-D. Thesis, Princeton University, Princeton.
- Vink, G. (1984): A Hotspot Modell for Iceland and the Vöring

Plateau. Journ. Geophys. Res., Vol. 89, pp. 9949-9959.

Wood, A.B. (1941): A Textbook of Sound. G. Bells and Sons, London.

Woolard, G.P. (1959): Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements. Journ. Geophys. Res., Vol. 64, pp. 1521-1544.

Wyllie, M.J.R.; Gregory, A.R.; Gardener, L.W. (1956): Elastic Wave Velocities in Heterogeneous and Porous Media. Geophysics, Vol. 21, pp. 41-70.

Lebenslauf

Am 27. März 1961 wurde ich in Hamburg als Tochter des Kleinoffsetdruckers Gerhard Uenzelmann und seiner Frau Ingrid, geb. Jungclaus geboren. Ich habe zwei Geschwister: Harald (26. März 1957) und Silke (25. Februar 1969).

- | | |
|-------------------|---|
| 1967 - 1971 | Besuch der Grundschule Licht, Liebe, Leben in Hamburg. |
| 1971 - 1980 | Besuch des Gymnasium Kirchdorf in Hamburg. Abitur im Juni 1980. |
| 1980 - 1985 | Studium der Geophysik mit den Nebenfächern Geologie, Theoretische Physik und Physikalische Ozeanographie an der Universität Hamburg. Diplom im Dezember 1985. |
| seit Februar 1986 | Wissenschaftliche Angestellte am Institut für Geophysik der Universität Kiel. |

Appendix - Geschwindigkeiten längs der Profile

	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
Quartär/Ob. Pliozän	1777	13.74
Unteres Pliozän	1933.75	54.9
Oberes Miozän	1993.73	100.1
Mittleres Miozän	2119.78	116.9
Unteres Miozän	2439	310.28
Oberes Eozän	2711.7	294.2
Unteres Eozän	3073	551.42

Tabelle A-1: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 203.

	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
Quartär/Ob. Pliozän	1790	18.44
Unteres Pliozän	1985	96.78
Oberes Miozän	2155.9	127.75
Mittleres Miozän	2210	251.8
Unteres Miozän	2073.5	36.7
Oberes Eozän	2495	263
Unteres Eozän	3168.7	585.7

Tabelle A-2: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 204.

	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
Quartär/Ob. Pliozän	1777	26.99
Unteres Pliozän	1944	127.5
Oberes Miozän	2104.5	215.3
Mittleres Miozän	2096	202.8
Unteres Miozän	2315	368.5
Oberes Eozän	2869.8	267.9
Unteres Eozän	3312	684

Tabelle A-3: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 205.

	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
Quartär/Ob. Pliozän	1737	31.4
Unteres Pliozän	1947	103.3
Oberes Miozän	1964	127.3
Mittleres Miozän	1964	127.3
Unteres Miozän	2251	294.7
Oberes Eozän	2509	321.4
Unteres Eozän	3025	250

Tabelle A-4: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 206.

Appendix

σ [m/s]	\bar{v}_P [m/s]	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
25.1	1731	1731	25.1
63.9	1850	1850	63.9
42.8	1860	1860	42.8
120.6	1924.5	1924.5	120.6
195.7	2060	2060	195.7
58	1920	1920	58
561	2380	2380	561
580.6	3224.6	3224.6	580.6

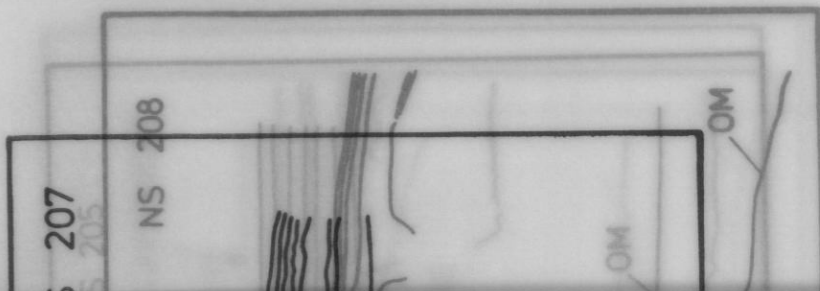
Tabelle A-5: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 207.

σ [m/s]	\bar{v}_P [m/s]	\bar{v}_P [m/s]	σ [m/s]
16.6	1755	1755	16.6
47.6	1786	1786	47.6
78	1917.5	1917.5	78
337.5	2068	2068	337.5
201.7	2377.8	2377.8	201.7

Tabelle A-6: Epochen-Geschwindigkeiten längs des Profils NS 208.

Overlay zu Abbildung 4-7 auf Seite 39
Overlay zu Abbildung 4-9 auf Seite 41

Overlay zu Abbildung 4-5 auf Seite 36



Inst. f. Meereskunde, Kiel



000000248697

