



Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4:
Erdöl und Organische Geochemie

***Genese, Migration und Akkumulation
von Erdöl in Mutter- und Speichergesteinen
des Staßfurt-Karbonat (Ca₂)
von Mecklenburg-Vorpommern und
Südost-Brandenburg***

Katja Hindenberg

***Genese, Migration und Akkumulation
von Erdöl in Mutter- und Speichergesteinen
des Staßfurt-Karbonat (Ca₂)
von Mecklenburg-Vorpommern und
Südost-Brandenburg***

Katja Hindenberg

Berichte des Forschungszentrums Jülich ; 3698

ISSN 0944-2952

Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4:

Erdöl und Organische Geochemie Jül-3698

D38 (Diss. Univ. Köln, 1999)

Zu beziehen durch: Forschungszentrum Jülich GmbH · Zentralbibliothek

D-52425 Jülich · Bundesrepublik Deutschland

☎ 02461/61-6102 · Telefax: 02461/61-6103 · e-mail: zb-publikation@fz-juelich.de

Kurzfassung

Das Staßfurt-Karbonat (Ca2) repräsentiert ein geologisch abgeschlossenes System aus Mutter- und Speichergesteinen, in dem beachtliche Mengen an Erdöl und Gaskondensat generierten und akkumulierten. Als paläogeographische Elemente wurden für das Arbeitsgebiet Mecklenburg-Vorpommern die Bereiche Plattformhang und Barre untersucht und für SE-Brandenburg die Bereiche Plattformhang mit Vorbarrenuntiefen, Barre und Lagune. Auf der Basis eines interdisziplinär angelegten Untersuchungsprogrammes, d.h., der Kombination von organisch-geochemischen, petrologischen und petrophysikalischen Methoden, wurden neben Aspekten der Kohlenwasserstoff-Genese, die Migrations- und Akkumulationsgeschichte in den Mutter- und Speichergesteinen Mecklenburg-Vorpommerns und SE-Brandenburgs untersucht, mit folgenden Ergebnissen:

- Das organische Material aller Ablagerungsräume ist weitestgehend marin-planktonischen und bakteriellen Ursprungs und entspricht folglich dem Kerogentyp I bis II. Anaerobe, evaporitische und stark reduzierende Ablagerungsbedingungen, unter denen das organische Material konserviert wurde, führten zu dessen nahezu vollständiger Erhaltung und somit zu hoher Muttergesteinsqualität.
- Das Muttergesteinsintervall enthält die drei Lithofaziestypen Laminit, Mikrit und Lösungssaum, welche sich organisch-geochemisch im wesentlichen durch wechselnde Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) unterscheiden. Durchschnittlich wurden für Laminite 0,4% TOC, für Mikrite 0,2% TOC und für Lösungssäume 1,0% TOC ermittelt. Etwa die Hälfte des heute im untersuchten System enthaltenen organischen Kohlenstoffs befindet sich im Lithofaziestyp Laminit, welcher etwa 35% der drei Lithofaziestypen ausmacht.
- Die Muttergesteine der Lagunenfazies SE-Brandenburgs haben eine recht einheitliche thermische Reife, entsprechend einer Vitritreflexion von 0,8% R_m , wogegen die der Plattformhangfazies, der paläomorphologischen Struktur folgend, einen leichten Reifeanstieg von 0,80 bis 0,95% R_m aufweisen. Die thermische Reife des organischen Materials entspricht dem Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese. Niedrige Wasserstoff-Indizes dokumentieren ebenfalls eine hohe Umsetzungsrate des organischen Materials zu Bitumen.
- Die maximalen Paläotemperaturen des Ca2, welche aus der thermischen Reife des organischen Materials ermittelt wurden, lagen deutlich über den heutigen Ca2-Formationstemperaturen. Somit datiert der Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese in die geologische Vergangenheit. Frühere Beckensimulationen zeigten, daß die untersuchten Muttergesteine ihre maximale Versenkung und Paläotemperaturen während der Oberkreide (vor ca. 80 Mio. Jahren) erreichten. Aufgrund der Abkühlung während einer darauffolgenden Hebungs- und Erosionsphase endete die Kohlenwasserstoff-Genese im Ca2.
- Die Kohlenwasserstoff-Migration von den Mutter- zu den Speichergesteinen fand innerhalb des Ca2 statt. Es konnten für die Lagerstättenöle und -gaskondensate verschiedene Muttergesteinsregionen abgeleitet werden, aus denen die Migration erfolgte:
 - (1) Mecklenburg-Vorpommern: Die in der Barrenzone akkumulierten Gaskondensate und die Öle in Reservoirs des unteren Plattformhanges sind aus Bereichen des Beckens einmigriert. Die Öle, welche am oberen Plattformhang akkumulierten, stammen aus Muttergesteinen des unteren Plattformhanges.
 - (2) SE-Brandenburg: Die Gaskondensate in den Ablagerungen der Vorbarrenuntiefen stammen aus den Muttergesteinen des tiefen Plattformhanges, wogegen die Öle, die aus der Karbonatbarre gefördert werden, in den Muttergesteinen des mittleren Plattformhanges

generiert wurden. Die Öle in den Reservoirs der Lagunenfazies wurden in benachbarten Muttergesteinen gebildet.

- Die Kohlenwasserstoff-Migration fand im wesentlichen als einheitliche fluide Phase, vornehmlich entlang von Lösungssäumen und Mikroklüften, statt. Die Migration erfolgte ausschließlich innerhalb der Muttergesteine, wodurch es entlang der Migrationsbahnen zur Vermischung verschieden reifer Öle kam. Die Vermischung führte zur Ausfällung hochmolekularer Komponenten, die in Form von Festbitumina erhalten geblieben sind.
- Für die Erdöle in den Lagerstätten an den Plattformhängen konnten aus ihrer stofflichen Zusammensetzung und den ermittelten maximalen Paläotemperaturen Migrationsdistanzen von etwa 10 bis 20 km und für die Gaskondensate solche von mehr als 20 km abgeleitet werden. Im Gegensatz dazu ergaben sich für die Lagerstättenfüllungen in der Lagune SE-Brandenburgs eher kurze Migrationsdistanzen zwischen 2 und 5 km.

Summary

The „Stassfurt“ Carbonate (Ca₂), a member of the Upper Permian Zechstein, can be regarded as a closed source-reservoir system within which remarkable amounts of oil and wet gas were generated and accumulated. The study presented here focuses on two regions in Northeast Germany: the Mecklenburg-Vorpommern area, where slope and barrier facies were studied, and the SE-Brandenburg area, where slope, bar, off-platform high and lagoon facies were investigated. As an interdisciplinary approach, organic geochemical, petrologic and petrophysical methods were applied to understand and reconstruct the history of generation, migration and accumulation of hydrocarbons within the studied systems. The following conclusions were drawn:

- The organic matter embedded in the Ca₂ deposits is mainly of marine-planktonic and bacterial origin, corresponding to kerogen I-II type. An anaerobic, evaporitic and strongly reducing depositional environment led to a nearly complete preservation of the organic matter and thus to an excellent source rock quality.
- The source rock interval is composed of three lithofacies, laminite, micrite and solution seams, each characterised by different present-day concentrations of organic matter (TOC). Average TOC values are 0.4wt% for laminites, 0.2 wt% for micrites and 1.0 wt% for solution seams. About half of the TOC today preserved in the studied system is found in the laminites, which make up about one third of the three lithofacies.
- The source rocks deposited in the lagoon facies of SE-Brandenburg have today a quite similar thermal maturity, corresponding to a vitrinite reflectance around 0.8% Ro. The slope facies source rocks show an increased maturity (0.8 - 0.95% Ro), which is due to a deeper burial caused by the palaeomorphologic structure of the depositional setting. The thermal maturity indicates the source rocks reached peak hydrocarbon generation, in good accord with measured low Rock-Eval hydrogen indices.
- Comparison of maximum palaeotemperatures the source rocks have reached (derived from the thermal maturity) and recent formation temperatures clearly dates hydrocarbon generation back into the geologic past. Previous basin modelling has shown that the studied source rocks reached maximum burial depth and palaeotemperatures during the Upper Cretaceous (80 Ma). Hydrocarbon generation terminated during a subsequent cooling phase caused by regional uplift and erosion.

- The generated and expelled hydrocarbons migrated within the Ca2 to Ca2 reservoirs. Nevertheless, the following source-reservoir correlations were possible:

(1) Mecklenburg-Vorpommern: the wet gas found in bar facies reservoirs and the oil within lower slope reservoirs stem from source rocks located in the deeper basin. Oils within upper slope reservoirs were generated from lower slope source rocks.

(2) SE-Brandenburg: the wet gas found today in off-platform-high reservoirs was generated from lower slope source rocks and the oils found in bar reservoirs come from source rocks in the middle slope facies. Reservoirs of the lagoon facies were sourced with oils generated from neighbouring rocks.

- Hydrocarbons migrated as a fluid phase preferentially via solution seams and microfractures within the source rock interval. This closed system migration led to a mixing of different mature oils and precipitation of high molecular weight components, today found as solid bitumen.

- The geochemical composition of oils produced from slope reservoirs indicates migration distances between 10 and 20 km, whilst for wet gas, migration distances greater than 20 km are evident. For the filling of the lagoon facies reservoirs (SE-Brandenburg) much shorter distances, between 2 and 5 km, were reconstructed.

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand am Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4: Erdöl und Geochemie (ICG-4) der Forschungszentrum Jülich GmbH. Sie war eingebunden in ein Kooperationsabkommen mit der BEB Erdgas und Erdöl GmbH (Hannover), der EEGG Erdöl und Erdgas Geotechnologie Gommern GmbH und dem Forschungszentrum Jülich. Im Rahmen dieses Abkommens beteiligte sich BEB zwei Jahre an der Finanzierung dieser Dissertation. Die Finanzierung des dritten Jahres wurde durch ein Doktorandenstipendium der Forschungszentrum Jülich GmbH ermöglicht. Die EEGG Gommern stellte das Probenmaterial sowie alle geologischen Informationen zur Verfügung.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Leythaeuser (Geologisches Institut der Universität zu Köln) für die Konzipierung der Dissertation und die wissenschaftliche Betreuung.

Herrn Prof. Dr. Littke (RWTH Aachen) danke ich für das stete Interesse an den Ergebnissen und am Fortgang meiner Dissertation.

Für die hilfreiche Unterstützung bei der Probennahme und für die gute fachliche Betreuung möchte ich mich sehr bei Frau Schlaß, Frau Schreyer, Frau Dr. Voigt, Frau Dr. Schulz (alle EEGG Gommern), bei den Herren Dr. Idiz, Dr. Zimdars, Dr. Brauckmann, Dr. Strohmenger, Dr. Mießner (alle BEB Hannover) sowie bei den Herren Dr. Schretzenmayr, Dr. Müller und Dr. Bleschert (alle EEGG Gommern) bedanken.

Mein Dank gilt auch dem Institutsleiter des ICG-4, Herrn Professor Dr. Welte, für die Ermöglichung der Durchführung der experimentellen Arbeiten und für sein entgegengebrachtes Interesse am Fortgang der Arbeit.

Den Laborleitern des ICG-4, Dr. Schaefer, Dr. Horsfield, Dr. Radke und Prof. Dr. Littke möchte ich für die wissenschaftlichen Ratschläge und die Unterstützung bei der Durchführung der analytischen Arbeiten danken.

Besonders danke ich Herrn Dr. Hanebeck für die fachkundige Beratung und Unterstützung bei den Porositäts- und Permeabilitätsuntersuchungen und für die Hilfe bei einigen schwierigen Feinheiten der Computertechnik.

Allen Diplomanden- und Doktorandenkollegen am ICG-4 danke ich für das angenehme und freundschaftliche Arbeitsklima.

Ganz herzlich danke ich Frau Ropertz, Frau Kammer, Frau Biermanns und den Herren Willsch, Laumer, Disko, Leistner, Benders, Hardelauf und Keller (alle ICG-4), die mir bei den umfangreichen Laborarbeiten ständig hilfreich zur Seite standen.

S. Gilster, G. Beer und U. Gronemann (alle BEB Hannover) unterstützten mich bei der organischen Petrologie, der Rock-Eval Pyrolyse und der Rasterelektronenmikroskopie. Hierfür möchte ich mich herzlich bedanken.

Carsten, Meike, Lena und Anne gaben mir Liebe und Zuversicht, diese Arbeit nach vielen Mühen zu beenden.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	I
Summary	II
Vorwort	IV
I. Abkürzungsverzeichnis	VIII
II. Definitionen der verwendeten organisch-geochemischen Parameter	IX
III. Peakidentifizierung	XI
1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzung	2
1.2 Geologischer Rahmen	3
1.2.1 Lage des Arbeitsgebietes	3
1.2.2 Paläogeographische und geologische Entwicklung im Zechstein	4
1.2.3 Paläogeographie und Fazies des Staßfurt-Karbonat	6
1.3 Probenmaterial	9
1.4 Methodik	11
1.4.1 Petrographie	11
1.4.2 Organische Geochemie	12
1.4.3 Petrophysik	14
2. Ergebnisse	15
2.1 Lithofaziestypen des Ca ₂	15
2.1.1 Muttergesteine	15
2.1.2 Reservoirgesteine	18
2.2 Charakterisierung der Muttergesteine	18
2.2.1 Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC)	18
2.2.2 Lithofaziestypen und deren Kohlenstoffgehalte	21
2.2.3 Kerogenqualität	24
2.2.3.1 Rock-Eval Pyrolyse	24
2.2.3.2 Organische Petrologie	27
2.2.4 Das lösliche organische Material	31
2.2.4.1 Gesamtgehalt	31
2.2.4.2 Stoffgruppenzusammensetzung	31
2.2.4.3 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe	34

2.2.4.4 Biologische Markierermoleküle.....	36
2.2.4.5 Zusammensetzung der aromatischen Kohlenwasserstoffe	43
2.2.4.6 Chemische Reifeparameter	46
2.3 Charakterisierung der Reservoirgesteine.....	52
2.3.1 Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC)	52
2.3.2 Das lösliche organische Material	52
2.3.2.1 Stoffgruppenzusammensetzung.....	52
2.3.2.2 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe	53
2.3.2.3 Biologische Markierermoleküle.....	54
2.3.2.4 Chemische Reifeparameter	56
2.4 Charakterisierung der Lagerstättenöle und Gaskondensate.....	58
2.4.1 Stoffgruppenzusammensetzung.....	58
2.4.2 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe	59
2.4.3 Biologische Markierermoleküle.....	62
2.4.4 Zusammensetzung der aromatischen Kohlenwasserstoffe.....	64
2.4.5 Chemische Reifeparameter	66
2.4.6 Zusammensetzung der stabilen Kohlenstoffisotope	69
2.5 Charakterisierung der petrophysikalischen Eigenschaften	71
2.5.1 Porosität	71
2.5.2 Permeabilität der Muttergesteine	74
3. Diskussion.....	77
3.1 Ursprung, Ablagerung und Erhaltung des organischen Materials	77
3.2 Kohlenwasserstoff-Genese.....	80
3.3 Kohlenwasserstoff-Migration.....	86
3.3.1 Erdöl-Muttergesteins-Korrelation	86
3.3.2 Bedingungen und Effekte der Erdölmigration	92
3.3.2.1 Migrationsmechanismen	92
3.3.2.2 Relative zeitliche Einordnung der Kohlenwasserstoff- Migration	96
3.3.2.3 Massenbilanzierungen.....	97
3.3.3 Migrationsdistanzen	104
3.4 Rekonstruktion der Migrations- und Akkumulationsprozesse im Ca2	111
4. Zusammenfassung	113
5. Literaturverzeichnis.....	116

6. Anhang 130

Anhang A 131

Anhang B 137

Anhang C 149

Anhang D 153

Anhang E..... 156

Anhang F..... 164

Anhang G 167

Anhang H 170

Anhang I..... 172

Anhang J 177

I. Abkürzungsverzeichnis

A1	=	Werra-Anhydrit
A2	=	Stäßfurt-Anhydrit
AKW	=	aromatische Kohlenwasserstoffe
Ca2	=	Stäßfurt-Karbonat
CPI	=	Carbon Präferenz Index
DBT	=	Dibenzothiophen
DN	=	Dimethylnaphthalin
DNR	=	Dimethylnaphthalin-Ratio
EN	=	Ethylnaphthalin
ENR	=	Ethylnaphthalin-Ratio
FID	=	Flammenionisierungsdetektor
FPD	=	Flammenphotometrischer Detektor
GC	=	Gas-Chromatographie
GC/ MS	=	Gas-Chromatographie/ Massenspektroskopie
GKW	=	gesättigte Kohlenwasserstoffe
HI	=	Wasserstoff-Index
HPLC	=	Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie
KW	=	Kohlenwasserstoffe
m/ z	=	Masse/ Ladung-Verhältnis
MDBT	=	Methyldibenzothiophen
MDR	=	Methyldibenzothiophen- Ratio
MN	=	Methylnaphthalin
MNR	=	Methylnaphthalin-Ratio
MP	=	Methylphenanthren
MPI	=	Methylphenanthren-Index
MPLC	=	Mitteldruck-Flüssigkeits-Chromatographie
MPR	=	Methylphenanthren- Ratio
NSO	=	Heteroverbindungen
OM	=	organisches Material
OI	=	Sauerstoff-Index
P	=	Phenanthren
PI	=	Produktions-Index
R _{Bit}	=	Bituminitreflexion
REM	=	Rasterelektronenmikroskopie
Rc	=	mittlerer Reflexionsgrad des Vitrinit, berechnet aus dem MPI
Rcs	=	mittlerer Reflexionsgrad des Vitrinit, berechnet aus dem MDR
R _m	=	mittlerer Reflexionsgrad des Vitrinit
TC	=	Gesamtkohlenstoff (Total Carbon)
TMN	=	Trimethylnaphthalin
TNR	=	Trimethylnaphthalin- Ratio
TOC	=	Organischer Kohlenstoff (Total Organic Carbon)

II. Definitionen der verwendeten organisch-geochemischen Parameter

Aliphatische Kohlenwasserstoffe

$$CPI\ 1 = 2 \times (C_{23} + C_{25}) / (C_{22} + 2 \times (C_{24} + C_{26}))$$

$$CPI\ 2 = 2 \times (C_{27} / C_{26} + C_{28})$$

$$CPI\ 3 = 2 \times (C_{27} + C_{29}) / (C_{26} + 2 \times (C_{28} + C_{30}))$$

$$CPI\ 4 = 2 \times (C_{29} / (C_{28} + C_{30}))$$

$$CPI\ 5 = 0,5 \times \left(\frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}}{C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32}} + \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}}{C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30}} \right)$$

$$ISO\ 1 = \text{Pristan} / C_{17}$$

$$ISO\ 2 = \text{Phytan} / C_{18}$$

$$ISO\ 3 = \text{Pristan} / \text{Phytan}$$

$$LHCPI = \frac{C_{17} + C_{18} + C_{19}}{C_{27} + C_{28} + C_{29}}$$

Aromatische Kohlenwasserstoffe

$$\text{Methylnaphtalin - Ratio (MNR)} \quad MNR = \frac{2 - MN}{1 - MN}$$

$$\text{Dimethylnaphtalin - Ratio (DNR)} \quad DNR = \frac{(2,6 - DMN + 2,7 - DMN)}{1,5 - DMN}$$

$$\text{Trimethylnaphtalin - Ratio (TNR)} \quad TNR = \left(\frac{1,3,7 - TMN + 2,3,6 - TMN}{1,4,6 - TMN + 1,3,6 - TMN} \right)$$

$$\text{Methylphenanthren - Ratio (MPR)} \quad MPR = \frac{2 - MP}{1 - MP}$$

$$\text{Methylphenanthren - Index (MPII)} \quad MPII = 1,5 \times \left(\frac{2 - MP + 3 - MP}{P + 9 - MP + 1 - MP} \right)$$

$$Rc = 0,60 \times MPII + 0,4 \text{ (für } MPR < 2,65)$$

Dimethylphenanthren - Ratio (DPR)

$$DPR = \frac{(2,6 - DMP + 2,7 - DMP + 3,5 - DMP)}{(1,3 - DMP + 1,6 - DMP + 2,5 - DMP + 2,9 - DMP + 2,10 - DMP + 3,9 - DMP + 3,10 - DMP)}$$

$$\text{Methyldibenzothiophen - Ratio (MDR)} \quad MDR = \frac{4 - MDBT}{1 - MDBT}$$

$$R_{cs} = 0,4 + (0,3 \times (MDR)^1) - (0,0943 \times (MDR)^2) + (0,0113 \times (MDR)^3)$$

Biomarker-Verhältnisse

m/z 217

$$20S / (20S + 20R) = \frac{20S}{20S + 20R} \quad \text{für die } 5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H) - C_{27} - \text{Sterane}$$

$$\beta\beta / \alpha\alpha + \beta\beta = \frac{2 \times (14\beta(H), 17\beta(H), 20R + S)}{2 \times (14\beta(H), 17\beta(H), 20R + S) + (14\alpha(H), 17\alpha(H), 20R + S)} \quad \text{für die } C_{27} - \text{Sterane}$$

m/z 191

$$22S / (22S + 22R) = \frac{22S}{22S + 22R} \quad \text{für die } 17\alpha(H), 21\beta(H) - C_{27} - \text{Dihomohopane}$$

$$\text{Gammaceranindex} = \frac{\text{Gammaceran}}{\text{Gammaceran} + (17\alpha(H), 21\beta(H) - \text{Hopan})}$$

$$\text{Homohopanindex} = \frac{C_{35}}{C_{31} + C_{32} + C_{33} + C_{34} + C_{35}}$$

III. Peakidentifizierung

Tabelle: Bezeichnungen und Strukturen der Terpane

Nr.	Verbindung	Formel	Masse	Struktur	R
1	18 α (H)-22,29,30-Trinorneohopan	C ₂₇ H ₄₆	370	I	H
2	17 α (H)-22,29,30-Trinorhopan	C ₂₇ H ₄₆	370	II	H
3	17 β (H)-22,29,30-Trinorhopan	C ₂₇ H ₄₆	370	III	H
4	17 α (H)-28,30-Dinorhopan	C ₂₈ H ₄₈	384	IV	CH ₃
5	17 α (H),21 β (H)-30-Norhopan	C ₂₉ H ₅₀	398	II	C ₂ H ₅
6	18 α (H)-Norneohopan	C ₂₉ H ₅₀	398	I	C ₂ H ₅
7	17 α (H)-Diahopan	C ₃₀ H ₅₂	412	V	CH(CH ₃) ₂
8	17 β (H),21 α (H)-30-Norhopan (Normoretan)	C ₂₉ H ₅₀	398	VI	C ₂ H ₅
9	Oleanan	C ₃₀ H ₅₂	412	VII	-
10	17 α (H),21 β (H)-Hopan	C ₃₀ H ₅₂	412	II	CH(CH ₃) ₂
11	17 β (H),21 β (H)-30-Norhopan	C ₂₉ H ₅₀	398	III	C ₂ H ₅
12	17 β (H),21 α (H)-Hopan (Moretan)	C ₃₀ H ₅₂	412	VI	CH(CH ₃) ₂
13	(22 <i>S</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Homohopan	C ₃₁ H ₅₄	426	II	CH(CH ₃)C ₂ H ₅
14	(22 <i>R</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Homohopan	C ₃₁ H ₅₄	426	II	CH(CH ₃)C ₂ H ₅
15	Gammaceran	C ₃₀ H ₅₂	412	VIII	-
16	17 β (H),21 β (H)-Hopan	C ₃₀ H ₅₂	412	III	CH(CH ₃) ₂
17	(22 <i>S</i>)- und (22 <i>R</i>)-17 β (H),21 α (H)-29- Homohopan (Homomoretan)	C ₃₁ H ₅₄	426	VI	CH(CH ₃)C ₂ H ₅
18	(22 <i>S</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Dihomohopan	C ₃₂ H ₅₆	440	II	CH(CH ₃)C ₃ H ₇
19	(22 <i>R</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Dihomohopan	C ₃₂ H ₅₆	440	II	CH(CH ₃)C ₃ H ₇
20	(22 <i>S</i>)- und (22 <i>R</i>)-17 β (H),21 α (H)-29- Dihomohopan (Dihomomoretan)	C ₃₂ H ₅₆	440	VI	CH(CH ₃)C ₃ H ₇
21	(22 <i>S</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Trihomohopan	C ₃₃ H ₅₈	454	II	CH(CH ₃)C ₄ H ₉
22	(22 <i>R</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Trihomohopan	C ₃₃ H ₅₈	454	II	CH(CH ₃)C ₄ H ₉
23	(22 <i>S</i>)- und (22 <i>R</i>)-17 β (H),21 α (H)-29- Trihomohopan (Trihomomoretan)	C ₃₃ H ₅₈	454	VI	CH(CH ₃)C ₄ H ₉
24	(22 <i>S</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Tetrahomohopan	C ₃₄ H ₆₀	468	II	CH(CH ₃)C ₅ H ₁₁
25	(22 <i>R</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Tetrahomohopan	C ₃₄ H ₆₀	468	II	CH(CH ₃)C ₅ H ₁₁
26	(22 <i>S</i>)- und (22 <i>R</i>)-17 β (H),21 α (H)-29- Tetrahomohopan (Tetrahomomoretan)	C ₃₄ H ₆₀	468	VI	CH(CH ₃)C ₅ H ₁₁
27	(22 <i>S</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Pentahomohopan	C ₃₅ H ₆₂	482	II	CH(CH ₃)C ₆ H ₁₃
28	(22 <i>R</i>)-17 α (H),21 β (H)-29-Pentahomohopan	C ₃₅ H ₆₂	482	II	CH(CH ₃)C ₆ H ₁₃

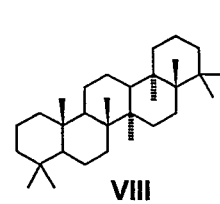
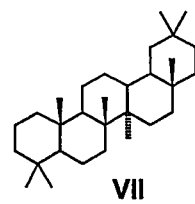
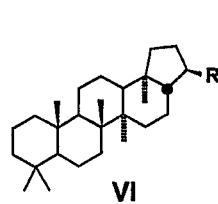
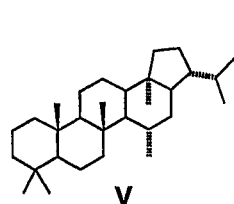
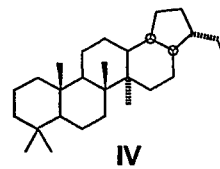
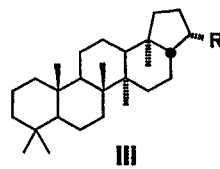
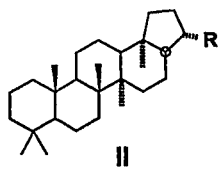
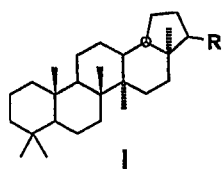
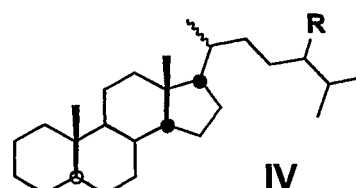
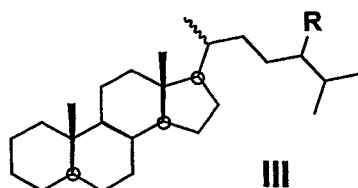
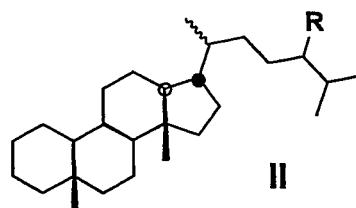
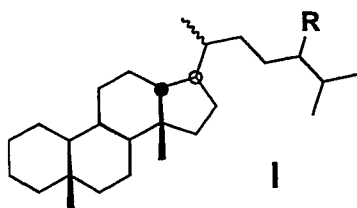


Tabelle: Bezeichnungen und Strukturen der Sterane

Konfiguration	Struktur	C ₂₇ H ₄₈ R = H M = 372	C ₂₈ H ₅₀ R = Me M = 386	C ₂₉ H ₅₂ R = Et M = 400	C ₃₀ H ₅₄ R = n-Pr M = 414
β α 20 <i>S</i>	I	A1	B1	C1	D1
β α 20 <i>R</i>	I	A2	B2	C2	D2
αβ20 <i>R</i>	II	A3	B3	C3	D3
αβ20 <i>S</i>	II	A4	B4	C4	D4
ααα20 <i>S</i>	III	A5	B5	C5	D5
αββ20 <i>R</i>	IV	A6	B6	C6	D6
αββ20 <i>S</i>	IV	A7	B7	C7	D7
ααα20 <i>R</i>	III	A8	B8	C8	D8



A1 (20 <i>S</i>)-13β(H),17α(H)-Diacholestan	C1 (20 <i>S</i>)-24-Ethyl-13β(H),17α(H)-diacholestan
A2 (20 <i>R</i>)-13β(H),17α(H)-Diacholestan	C2 (20 <i>R</i>)-24-Ethyl-13β(H),17α(H)-diacholestan
A3 (20 <i>R</i>)-13α(H),17β(H)-Diacholestan	C3 (20 <i>R</i>)-24-Ethyl-13α(H),17β(H)-diacholestan
A4 (20 <i>S</i>)-13α(H),17β(H)-Diacholestan	C4 (20 <i>S</i>)-24-Ethyl-13α(H),17β(H)-diacholestan
A5 (20 <i>S</i>)-5α(H),14α(H),17α(H)-Cholestan	C5 (20 <i>S</i>)-24-Ethyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan
A6 (20 <i>R</i>)-5α(H),14β(H),17β(H)-Cholestan	C6 (20 <i>R</i>)-24-Ethyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan
A7 (20 <i>S</i>)-5α(H),14β(H),17β(H)-Cholestan	C7 (20 <i>S</i>)-24-Ethyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan
A8 (20 <i>R</i>)-5α(H),14α(H),17α(H)Cholestan	C8 (20 <i>R</i>)-24-Ethyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan
B1 (20 <i>S</i>)-24-Methyl-13β(H),17α(H)-diacholestan	D1 (20 <i>S</i>)-24-Propyl-13β(H),17α(H)-diacholestan
B2 (20 <i>R</i>)-24-Methyl-13β(H),17α(H)-diacholestan	D2 (20 <i>R</i>)-24-Propyl-13β(H),17α(H)-diacholestan
B3 (20 <i>R</i>)-24-Methyl-13α(H),17β(H)-diacholestan	D3 (20 <i>R</i>)-24-Propyl-13α(H),17β(H)-diacholestan
B4 (20 <i>S</i>)-24-Methyl-13α(H),17β(H)-diacholestan	D4 (20 <i>S</i>)-24-Propyl-13α(H),17β(H)-diacholestan
B5 (20 <i>S</i>)-24-Methyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan	D5 (20 <i>S</i>)-24-Propyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan
B6 (20 <i>R</i>)-24-Methyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan	D6 (20 <i>R</i>)-24-Propyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan
B7 (20 <i>S</i>)-24-Methyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan	D7 (20 <i>S</i>)-24-Propyl-5α(H),14β(H),17β(H)-cholestan
B8 (20 <i>R</i>)-24-Methyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan	D8 (20 <i>R</i>)-24-Propyl-5α(H),14α(H),17α(H)-cholestan

1. Einleitung

Der unterjurassische Posidonienschiefer war bisher das wirtschaftlich wichtigste Erdöl-Muttergestein in Norddeutschland und zentraler Gegenstand zahlreicher organisch-geochemischer Untersuchungen. So war es möglich, die Prozesse der Kohlenwasserstoffgenese und -migration sicher zu erfassen, zu bilanzieren und in wesentlichen Elementen auch numerisch zu simulieren (LEYTHAEUSER 1985; LEYTHAEUSER et al. 1985; RULLKÖTTER et al. 1988; LEYTHAEUSER et al. 1988a,b; LITCKE et al. 1988; DÜPPENBECKER et al. 1989; DÜPPENBECKER 1992; MANN et al. 1991; MANN 1996).

Bei karbonatischen Sedimenten verlaufen allerdings Ablagerung und Lithifizierung grundlegend anders als bei siliziklastischen Sedimenten. Insbesondere ist über die Geochemie des organischen Materials in der Literatur wenig bekannt (u.a. PALACAS 1983, 1984, 1988; SASSEN 1988; SASSEN et al. 1987a,b, 1988; DI PRIMIO 1990; HINDENBERG & LEYTHAEUSER 1993, 1994; HOFMANN 1992, 1994; DI PRIMIO & LEYTHAEUSER 1995; HOFMANN & LEYTHAEUSER 1995; LEYTHAEUSER et al. 1995). Deshalb bilden bis jetzt noch die an tonigen Muttergesteinen etablierten Analyseverfahren und Interpretationskonzepte die Basis für Untersuchungen an karbonatischen Muttergesteinen.

Gegenstand der vorliegenden Studie ist das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) des Zechstein. Es stellt in Deutschland die einzige bekannte Formation dar, in der Mutter- und Speichergesteine in einer engen Wechsellagerung in einem geologisch abgeschlossenen System vorkommen und in dem beachtliche Mengen an Erdöl und Erdgas generierten und akkumulierten. Im Zeitraum von 1950 bis 1989 wurden aus dem Ca₂ in Ostdeutschland 2,5 Mio. t Erdöl und 178 Mrd. m³ Erdgas gefördert (MÜLLER 1984; MÜLLER 1985; BLESCHERT & PISKE 1986; TEUMER 1990; BLESCHERT et al. 1991 und MÜLLER et al. 1993).

Das wirtschaftliche Interesse an den Ablagerungen des Ca₂ geht bis zum Beginn dieses Jahrhunderts zurück (u.a. D'ANS 1915; HUCKE 1922 und BORCHERT 1940). Zahlreiche Arbeiten behandeln die Stratigraphie und Sedimentologie der Zechsteinablagerungen allgemein und die des Ca₂ im besonderen (RICHTER-BERNBURG 1955; ZIEGENHARDT 1974; SANNEMANN et al. 1978; ZIEGENHARDT et al. 1978; BLESCHERT 1981; MÜLLER 1984; HUTTEL 1989; ZIEGLER 1989, 1990; BLESCHERT et al. 1991; TUCKER 1991; STROHMENGER et al. 1992, 1993; GERLING et al. 1996a; STROHMENGER & STRAUSS 1996). Es fehlte jedoch an einer modernen Bearbeitung der Mutter- und Speichergesteine des Ca₂ mit Methoden der organischen Geochemie.

Erst in jüngster Zeit sind durch verbesserte Seismik einzelne Strukturen innerhalb des paläogeographischen Reliefs des Ca₂ entdeckt worden, die als potentielle Gas- und Öllagerstätten angesehen werden. Daher ergab sich aus Sicht der Exploration die

Notwendigkeit einer genaueren Kenntnis der Genese von Kohlenwasserstoffen sowie deren Migration und Akkumulation, um möglichst genaue Prognosen über Falleninhalte treffen zu können.

1.1 Zielsetzung

Innerhalb der letzten Jahrzehnte war das Ca2 im Bereich Mecklenburg-Vorpommern und SE-Brandenburg Thema zahlreicher Studien, die sich bevorzugt mit der Rekonstruktion der sedimentologischen Entwicklung sowie der Diagenesegegeschichte beschäftigten (u.a. MÜLLER et al. 1967; SANNEMANN et al. 1978; BOTZ et al. 1981; STROHMENGER et al. 1992, 1993; RASCH & ZAGORA 1993; RASCH et al. 1993 und VOIGT 1995). Organisch-geochemische Untersuchungen, die die Genese der Kohlenwasserstoffe sowie deren Expulsion und Migration einschließen, sind bisher nur in wenigen Arbeiten beschrieben worden. Diese erbrachten jedoch sehr widersprüchliche Aussagen (KLÖDEN 1973; ZIEGENHARDT 1975; BLESCHERT 1981; MÜLLER 1984; BLESCHERT & PISKE 1986; WEINLICH 1991; GERLING et al. 1996a,b).

Die vorliegende Arbeit dokumentiert die vermutlich erste Studie, die zum Ziel hatte, die Prozesse, die zur Kohlenwasserstoff-Genese und -expulsion sowie zur Migration und Akkumulation von Erdöl im Mutter- und Speichergesteinssystem des Ca2 führten, mit organisch-geochemischen Untersuchungen sowie mit petrographischen und petrophysikalischen Methoden zu rekonstruieren.

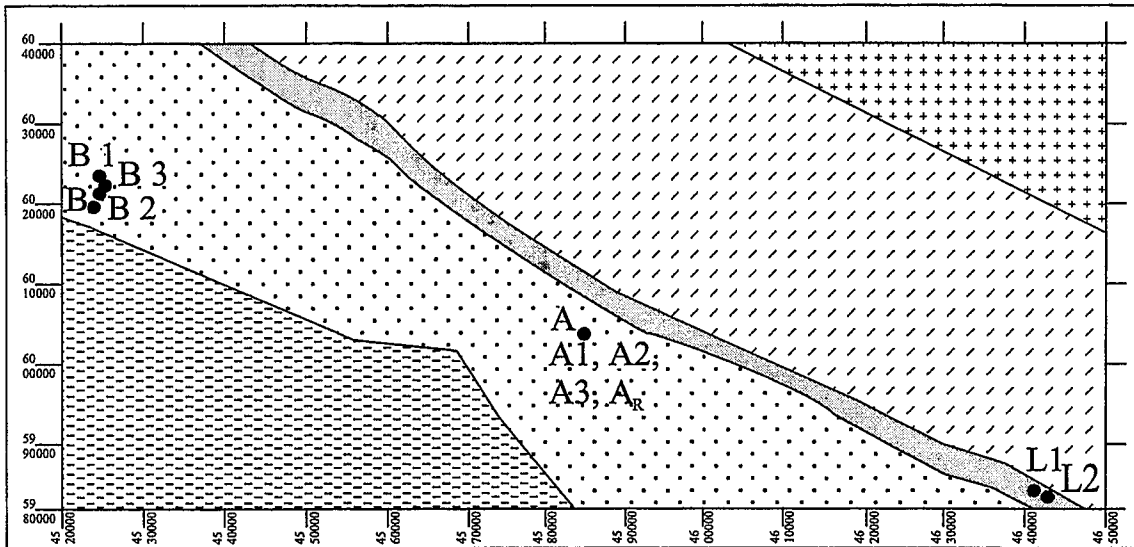
Die Zielsetzung dieser Arbeit läßt sich wie folgt umreißen:

- Die Charakterisierung von Art, Menge und Verteilung des organischen Materials innerhalb der Muttergesteinszonen des Ca2.
- Die Beschreibung der Veränderung des organischen Materials während der thermischen Reifung in unterschiedlichen Versenkungstiefen.
- Die Rekonstruktion der Kohlenwasserstoff-Genese und Expulsion in den Muttergesteinspartien.
- Die organisch-geochemische Charakterisierung der aus dem Ca2 generierten Erdöle und Gaskondensate.
- Der Vergleich der molekularen Zusammensetzung von Lagerstättenölen und Bitumen im Muttergestein mit dem Ziel einer Erdöl-Muttergesteins-Korrelation.
- Die Erfassung von Porositäts- und Permeabilitätsunterschieden im Muttergestein zur Ermittlung von möglichen Migrationsbahnen.
- Die Rekonstruktion der Migrations- und Akkumulationsgeschichte im Ca2.

1.2 Geologischer Rahmen

1.2.1 Lage des Arbeitsgebietes

(1) Mecklenburg-Vorpommern



(2) SE-Brandenburg

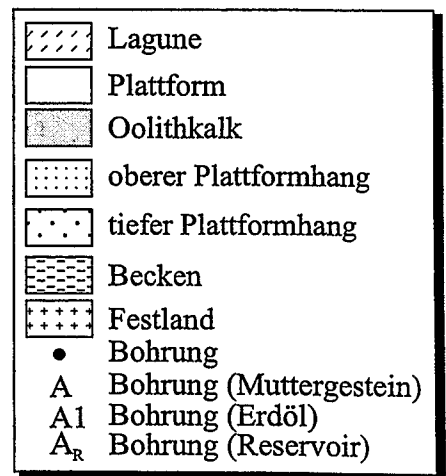
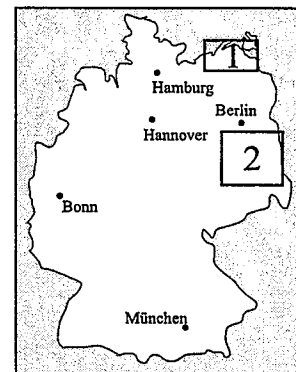
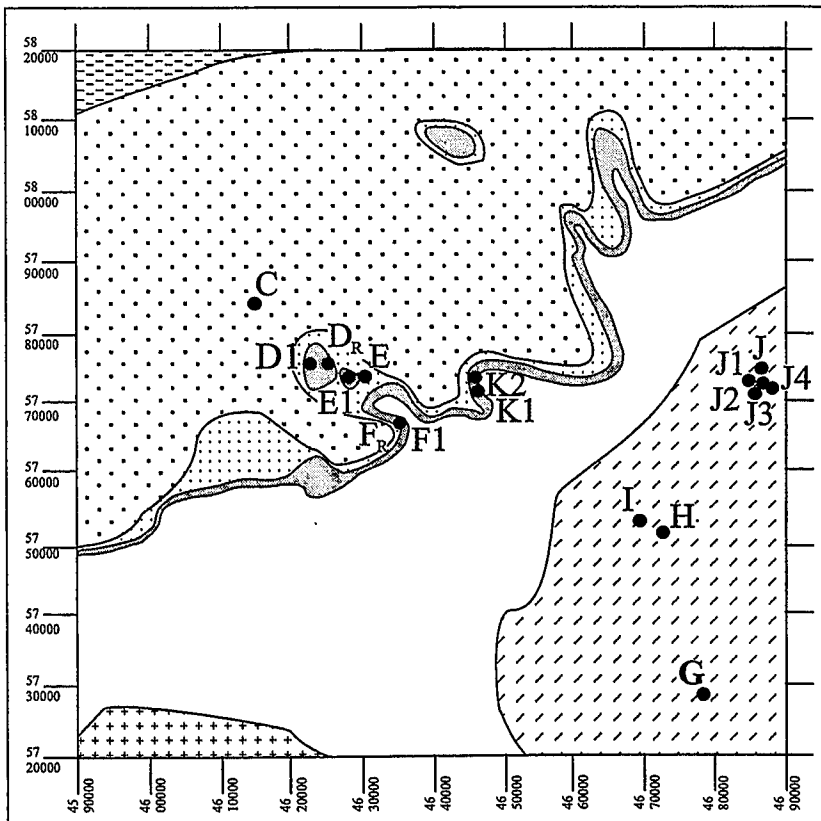


Abb. 1: Lage der untersuchten Bohrungen in Relation zur Paläogeographie und Fazies des Ca2 (verändert nach MÜLLER & SCHREYER 1991 und STROHMENGER et al. 1992).

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befindet sich in Mecklenburg-Vorpommern und SE-Brandenburg (Abb. 1).

In Mecklenburg-Vorpommern wurden sieben Bohrungen beprobt, welche im Gebiet zwischen Rostock, Wolgast und der Insel Rügen liegen (4520000-4650000/ 5990000-6040000). Des weiteren wurden aus siebzehn Bohrungen Proben genommen, welche in SE-Brandenburg im Gebiet zwischen Lübben, Zossen, Guben und Frankfurt/ Oder abgeteuft worden sind (4590000-4690000/ 5720000-5820000).

1.2.2 Paläogeographische und geologische Entwicklung im Zechstein

Die in dieser Studie untersuchten Sedimentgesteine des Staßfurt-Karbonat (Ca₂) entstanden aus den zyklischen Zechsteinablagerungen, welche vor etwa 255 Millionen Jahren (MENNING 1990) hauptsächlich in den Randbereichen des Zechstein-Beckens abgelagert wurden (Abb. 2).

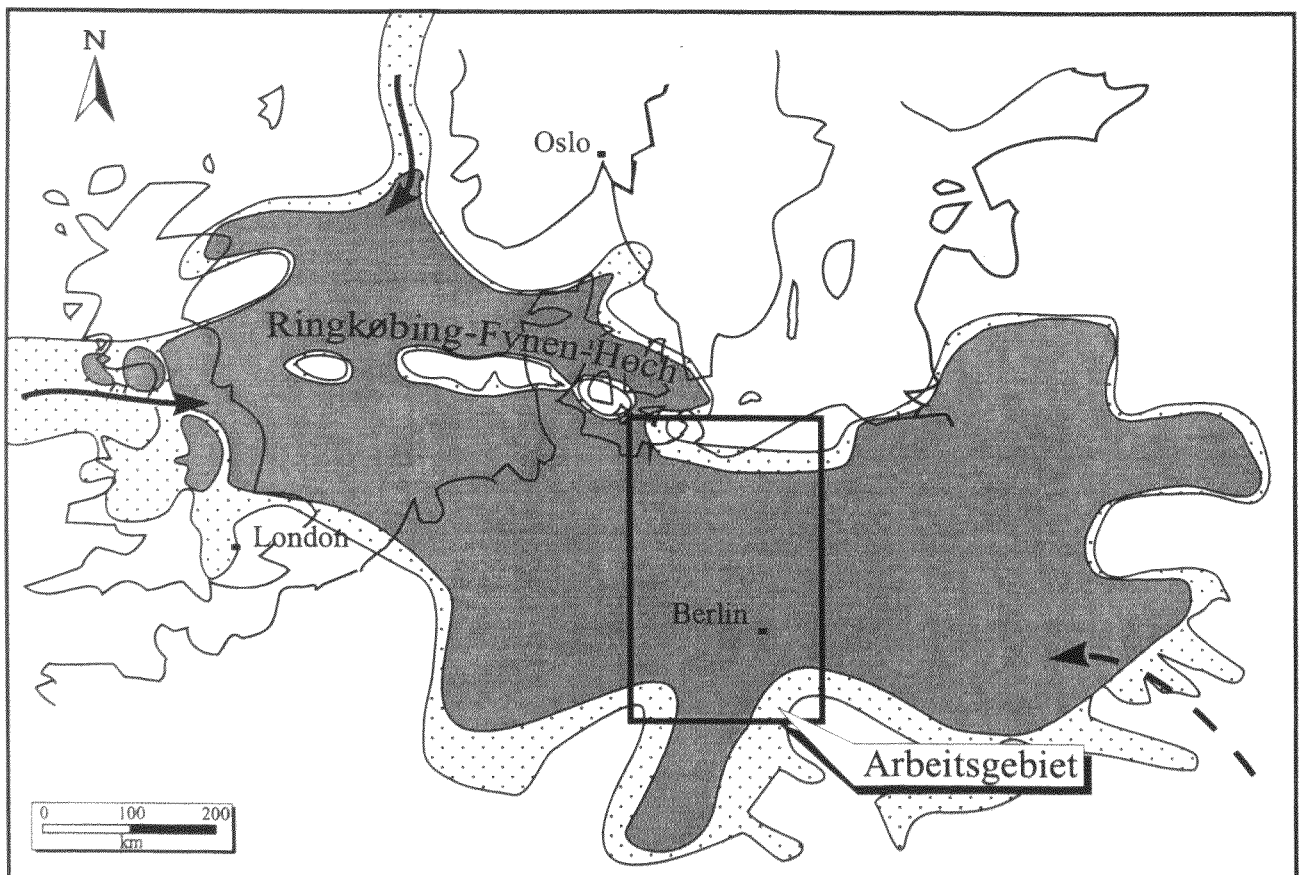


Abb. 2: Ausdehnung des Zechstein-Beckens vor etwa 255 Millionen Jahren (dunkelgrau = tiefes Becken; hellgrau = Schelf; weiß = Festland; verändert aus ZIEGLER 1990). Zyklische Überflutungen (Pfeile) erfolgten aus dem arktischen Ozean (N und W) und aus der Tethys (SE).

Im Zechstein begann die geologische Entwicklung mit einer Transgression des arktischen Meeres von Norden bis weit nach Mitteleuropa in das Germanische Becken hinein (u.a. ZIEGLER 1990). Das Zechstein-Becken erstreckte sich von Nordost England, über die Niederlande, Dänemark, Nord- und Mitteldeutschland bis nach Polen. Das „Mittlere Nordsee-Hoch“ und das “Ringkøbing-Fynen-Hoch” teilten das Zechstein-Becken in ein nördliches und ein südliches Hauptbecken. Im Norden und Westen verbanden schmale Wasserstraßen das nördliche Zechstein-Becken mit dem arktischen Ozean, während im Südosten von Polen zeitweise eine Passage zwischen südlichem Zechstein-Becken und Tethys bestand (PERYT & PERYT 1977).

Für die zyklische Entwicklung der Sedimentation waren nach CLARK & TALLBACKA (1980), FÜCHTBAUER & PERYT (1980) und SMITH (1980) Meeresspiegelschwankungen verantwortlich, die nicht nur von den Ereignissen außerhalb des Zechstein-Beckens (s.o.), sondern auch von Becken-internen Prozessen gesteuert wurden, wie Subsidenz und Evaporation (STROHMENGER et al. 1992, 1993 und STROHMENGER & STRAUSS 1996). In dieser Weise kennzeichnen die Zechsteinsedimente innerhalb des Zechstein-Beckens zyklische Sequenzen, die lithostratigraphisch klar unterscheidbar sind (Abb. 3). Jede dieser Sequenzen beginnt zur Zeit der marinen Transgressionen mit geringmächtigen pelitischen Ablagerungen. Im Verlauf der Regressionsphasen werden der Reihenfolge nach zuerst karbonatische Sedimente und dann Evaporite abgelagert. Insgesamt kommen in Norddeutschland sieben aufeinanderfolgende Sequenzen vor, die sich lithostratigraphisch in dieser Weise gliedern lassen.

RICHTER-BERNBURG (1955) erkannte in Norddeutschland als erster vier zyklische Sequenzen (Z1 bis Z4), die später durch REICHENBACH (1970) und KÄDING (1978) um zwei weitere Sequenzen (Z5 und Z6) erweitert wurden (Abb. 3). BEST (1989) beschrieb eine weitere Sequenz (Z7) im Norddeutschen Becken. Erst vor kurzem differenzierten STROHMENGER et al. (1992) innerhalb des Ca2 Nordostdeutschlands drei Zyklen (Abb. 3), die von ihnen als Milankovitch Zyklen (MILANKOVITCH 1941) gedeutet wurden.

Sequenz	Serie		
Zechstein 7 (Z7)	Möllen-Serie		
Zechstein 6 (Z6)	Friesland-Serie		
Zechstein 5 (Z5)	Ohre-Serie		
Zechstein 4 (Z4)	Aller-Serie		
Zechstein 3 (Z3)	Leine-Serie		
Zechstein 2 (Z2)	Staßfurt-Serie	Deckanhydrit/-steinsalz Staßfurt-Kalisalz Staßfurt-Steinsalz Basalanhydrit Staßfurt-Karbonat	Intrazyklus III Intrazyklus II Intrazyklus I
Zechstein 1 (Z1)	Werra-Serie		

Abb. 3: Stratigraphische Gliederung des Zechstein, der Staßfurt-Serie und des Staßfurt-Karbonat (verändert nach RICHTER-BERNBURG 1955; REICHENBACH 1970; KÄDING 1978; BEST (1989) und STROHMENGER et al. 1992).

1.2.3 Paläogeographie und Fazies des Staßfurt-Karbonat

Der folgende Abschnitt beschreibt die Paläogeographie und Faziesentwicklung des Ca₂ und stellt eine Zusammenfassung aus folgenden Arbeiten dar: MÜLLER et al. 1967; SANNEMANN et al. 1978; BOTZ et al. 1981; PISKE & SCHRETZENMAYR 1984; PÖHLIG 1986; ZIEGLER 1989; PAUL 1991; VAN DER BAAN 1990; STROHMENGER et al. 1992 1993; RASCH et al. 1993; WEHNER et al. 1993; VOIGT 1995; GERLING et al. 1996a und STROHMENGER & STRAUSS 1996.

Zur Zeit des Ca₂ wurde die Paläogeographie im wesentlichen vom Oberflächenrelief der ersten Zechstein Folge (Werra-Serie) geprägt, wogegen die Faziesentwicklung von relativen Meeresspiegelschwankungen und damit verbundenen Salinitätsveränderungen des Meerwassers abhängig war.

Das Oberflächenrelief der Werra-Serie wurde im wesentlichen durch die Verbreitung der Werra-Anhydrite gebildet, welche an den Rändern des Zechstein-Beckens Mächtigkeiten bis zu 300 m erreichen. Sie bildeten im Norden eine relativ schmale und ungegliederte Evaporitplattform, die NW/ SE streicht. Der Plattformhang in diesem Bereich fällt steil in südliche Richtung ab. Im Gegensatz zur nördlichen ist die südliche Evaporitplattform sehr

breit ausgebildet und bei wechselnden Streichrichtungen stark gegliedert. Der Plattformhang fällt hier in nordwestliche Richtung ab. Es treten lokal inselartige Mächtigkeitsanschwellungen im Bereich des Plattformhanges auf. Diese sogenannten Hochrelief- bzw. Niedrigrelief-Anomalien des Werra-Anhydrits erreichen Mächtigkeiten von mehr als 250 m bzw. zwischen 200 und 250 m. Die paläogeographische Gliederung des Sedimentationsraumes in Plattform mit Lagune, Plattformhang und Becken blieb auch während des gesamten Ca2 prägend.

Relative Meeresspiegelschwankungen zwischen 50 und 100 m führten zur Zeit des Ca2 zu außerordentlich differenzierten Faziesmustern. In flachen Bereichen des Meeres bildeten sich Flachwasserkarbonate, während in tieferen Teilen des Meeres hauptsächlich laminierte, z.T. turbiditische Sedimente abgelagert wurden. Transgressive und regressive Schwankungen führten allerdings zu Verschiebungen dieser Fazieszonen. Trotzdem ist es möglich, das Ca2 generell in folgende Fazieszonen zu untergliedern: Becken, Plattformhang mit Vorbarrenuntiefen, Plattformrand, Karbonatplattform und Lagune.

Die wesentlichen Merkmale der einzelnen Fazieszonen werden nachfolgend aufgeführt und in den Profilschnitten von Mecklenburg-Vorpommern und SE-Brandenburg schematisch dargestellt (Abb. 4 und 5).

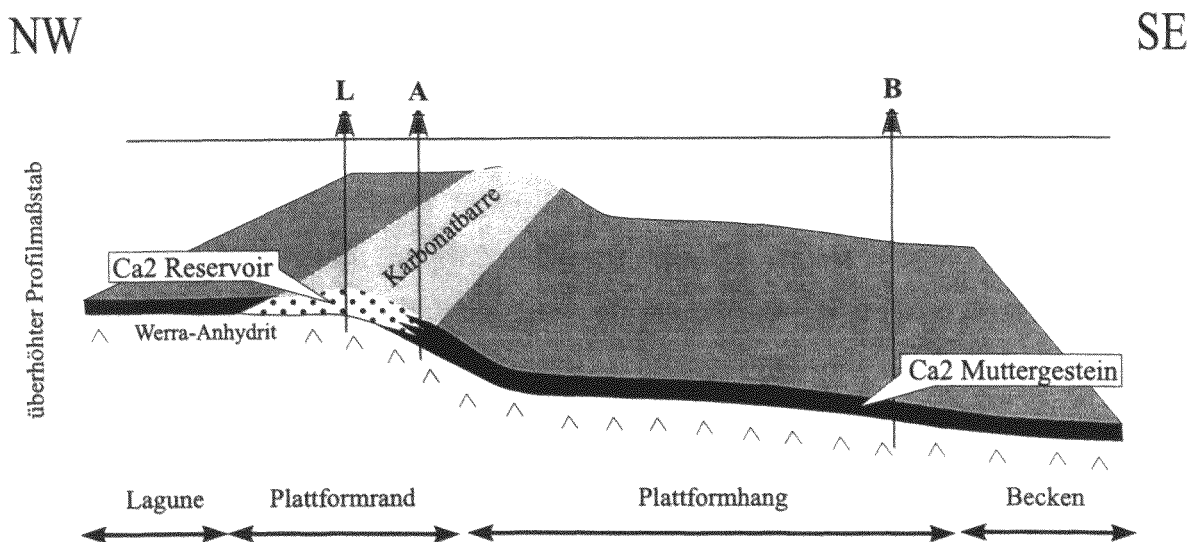


Abb. 4: Schematische Darstellung der Paläogeographie und Fazies des Ca2 in Mecklenburg-Vorpommern mit den Lokationen der Bohrungen A, B und L (verändert nach BLESCHERT 1981, MÜLLER 1984 und STROHMENGER et al. 1992, 1993).

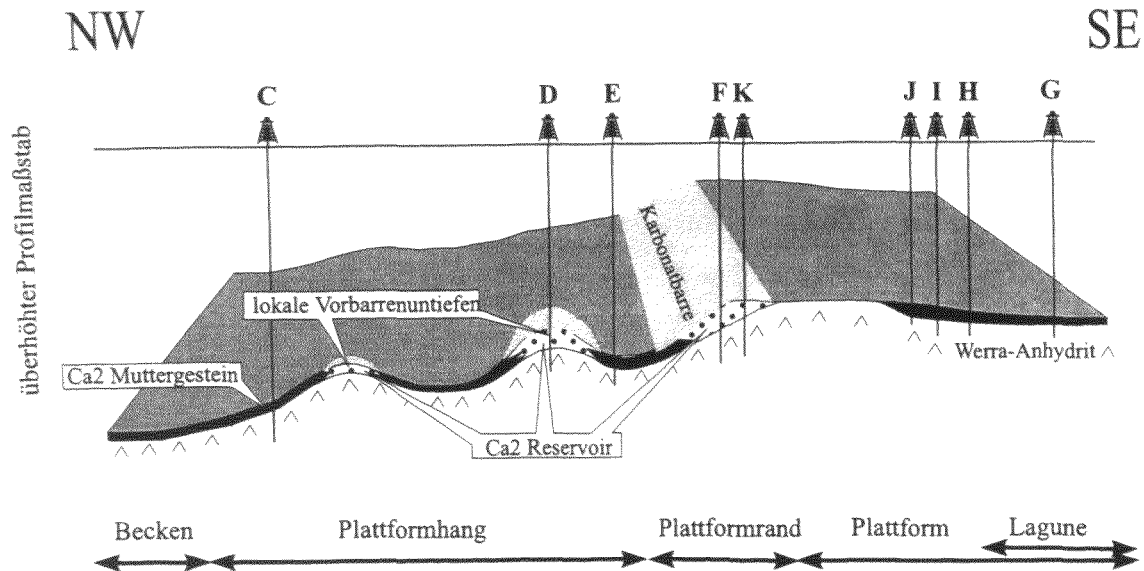


Abb. 5: Schematische Darstellung der Paläogeographie und Fazies des Ca₂ in SE-Brandenburg mit den Lokationen der Bohrungen C bis K (verändert nach BLESCHERT 1981, MÜLLER 1984 und STROHMENGER et al. 1992, 1993).

- Im **Becken** dominieren dunkle feinschichtig laminierte Karbonate (mm), welche reich an organischem Material sind und Mächtigkeiten zwischen 2 und 10 m erreichen (Stinkschiefer). Die feinschichtige Lamination dieser Karbonate weist auf deutlich reduzierte Sedimentationsverhältnisse in diesem Bereich hin.
- Der tiefere und mittlere **Plattformhang** wird aus maximal 10 m mächtigen dunklen, feinlaminierten Karbonaten aufgebaut, welche reich an organischem Material sind. Die auffällige Hell/Dunkel-Lamination wird durch tonig-bituminöse Substanzen erzeugt, welche mit allochthonen, hellen, mikritischen Flachwasserkarbonaten wechsellagern. Die Karbonatlaminae sind in diesem Bereich sehr geringmächtig (durchschnittlich 1 bis 3 mm). Hin zum mittleren bis höhergelegenen Plattformhang nehmen die hellen, mikritischen Karbonateinschaltungen gegenüber den tonig-bituminösen Laminae an Mächtigkeit deutlich zu.
- Der höhere **Plattformhang** besteht aus Wechsellagerungen dunkler, feinlaminierten und mikritischer Karbonate des Stillwasserbereiches. In SE-Brandenburg treten riffähnliche Strukturen als *lokal abgegrenzte* Hochlagen in den zentralen Bereichen des Plattformhanges auf, welche in der Literatur als **Vorbarrenuntiefen** bezeichnet werden (BLESCHERT 1981 und ANTONOWICZ & KNIESZNER 1984). Die Gesteine dieser Vorbarrenuntiefen bestehen aus stark differenzierten, porösen, onkolithischen bis oolithischen, meist dolomitischen Flachwasserkarbonaten.

- Am **Plattformrand** (Karbonatbarre) wechseln an der Basis Stillwasser- und Flachwasserkarbonate (Mächtigkeit etwa 30 m), während die höheren Partien hauptsächlich hochenergetische Sedimente (Oolithe) aufweisen (Mächtigkeiten etwa 30 bis 50 m). Diese waren im Zuge zyklischer Meeresspiegelschwankungen (Kap. 1.2.2) und dem damit verbundenem Trockenfallen des Ablagerungsraumes meteorischen Einflüssen ausgesetzt. Die meteorischen Einflüsse führten im Untergrund zur Bildung sekundärer Lösungsporen und waren damit von großer Bedeutung für die spätere Lagerstättenbildung in diesem Bereich.
- Während eines Meeresspiegelhochstandes wurde die gesamte Karbonatplattform überflutet. In relativ kleinräumigen, flachen Senken herrschten lagunäre Sedimentationsverhältnisse (**Lagune**). An der Basis kamen dabei algenreiche, laminierte Still- und Flachwassersedimente (Mächtigkeit etwa 5 m) mit guten Muttergesteinseigenschaften zur Ablagerung. Die laminierten Sedimente wechsellagern zum Top hin mit hellen, porösen, ooidreichen oder geschichteten, mikritischen Karbonaten. Als Analogien sind vergleichbare Lithofaziestypen des Ca2 in Süd-Oldenburg beispielsweise von BELOW (1992) und STROHMENGER & STRAUSS (1996) beschrieben worden.

Das Staßfurt-Karbonat wird von mächtigen Staßfurt-Anhydriten (A2) überlagert. Diese erreichen im Bereich der Karbonatplattform Mächtigkeiten zwischen 20 und 50 m, im Bereich des Plattformhanges bis 90 m und im Becken etwa 10 m (HOTH et al. 1993).

Durch die Werra-Anhydrite (A1) im Liegenden und die Staßfurt-Anhydrite (A2) im Hangenden stellt das Ca2 ein hydrodynamisch abgeschlossenes System dar, welches wechsellagernde Mutter- und Speichergesteine beinhaltet.

1.3 Probenmaterial

Von der Erdöl und Erdgas GmbH Gommern (EEGG) wurde umfangreiches und geologisch gut dokumentiertes Untersuchungsmaterial von ausgezeichneter Qualität zur Verfügung gestellt. Die Proben wurden aus einer Vielzahl von Kernbohrungen entnommen, welche das gesamte Ca2 und Teile der Werrafolge erschlossen. Bei der Auswahl der Bohrungen wurden insbesondere solche Fazieszonen berücksichtigt, die potentielle Muttergesteine enthalten (Kap. 1.2.3 und 2.1.1). Diesen Kriterien entsprachen vier Bohrungen im Bereich der nördlichen und südlichen Plattformhangfazies (Bohrungen A, B, C und E) sowie vier Bohrungen im Bereich der südlich gelegenen Lagunenfazies (Bohrungen G, H, I und J). Außerdem wurden zur Klärung von Migrationsfragen neben den potentiellen Muttergesteinen auch zwei Bohrungen benachbarter Reservoirs (Bohrungen D_R und F_R) sowie 13 Erdöle (Bohrungen A1/2/3, B1/2/3, F1, J1/2/3/4 und K1/2) und 4 Gaskondensate (Bohrungen D1, E1

und L1/2) beprobt. Die Lage der Bohrungen ist in Abb. 1 anschaulich dargestellt. Die wichtigsten Angaben zu den Proben können Tabelle 1 entnommen werden.

Als Handstück wurden zumeist halbierte und in einigen Fällen auch vollständige Kernstücke von einer Länge bis zu 30 cm entnommen. Kriterium für die Auswahl der Proben aus den Muttergesteinshorizonten war der Gehalt an organischem Material, welcher anhand der dunkelgrauen bis schwarzen Farbe abgeschätzt wurde.

Eine detaillierte Auflistung des Probenmaterials mit einer Kurzbeschreibung der Lithologien, Bohrlokationen sowie Säulenprofile der einzelnen Bohrungen sind **Anhang A** zu entnehmen.

Tabelle 1

Beprobte Abschnitte von Kernbohrungen sowie Erdölproben aus dem Ca2 mit Teufen- und Faziesangaben. Die Lage der Bohrungen ist in Abb. 1 dargestellt.

Bohrung	Teufe	Faziesbereich	Region
Gesteinsproben			
A	2217,80 - 2236,42 m	hoher Plattformhang	Meckl.-Vorpommern
B	2703,70 - 2714,37 m	tiefer Plattformhang	Meckl.-Vorpommern
C	2939,50 - 2943,80 m	tiefer Plattformhang	SE-Brandenburg
D _R	2401,80 - 2433,50 m	Vorbarrenuntiefe	SE-Brandenburg
E	2654,50 - 2668,50 m	mittl. Plattformhang	SE-Brandenburg
F _R	2337,90 - 2388,00 m	Barre	SE-Brandenburg
G	1318,00 - 1318,30 m	Lagune	SE-Brandenburg
H	2039,60 - 2067,20 m	Lagune	SE-Brandenburg
I	1954,00 - 1982,20 m	Lagune	SE-Brandenburg
J	1910,50 - 1945,50 m	Lagune	SE-Brandenburg
Öl- und Gaskondensatproben			
A1 bis A3	~2220 m	hoher Plattformhang	Meckl.-Vorpommern
B1 bis B3	~2700 m	tiefer Plattformhang	Meckl.-Vorpommern
L1 und L2	~3400 m	Barre	SE-Brandenburg
D1	~2500 m	Vorbarrenuntiefe	SE-Brandenburg
E1	~2500 m	Vorbarrenuntiefe	SE-Brandenburg
F1	~2350 m	Barre	SE-Brandenburg
K1 und K2	~2490 m	Barre	SE-Brandenburg
J1 und J2	~1800 m	Lagune	SE-Brandenburg
J3 und J4	~1900 m	Lagune	SE-Brandenburg

1.4 Methodik

Dieses Kapitel gibt einen *Überblick* über die angewandten Untersuchungsmethoden. Die *detaillierten* Meßbedingungen und Meßergebnisse sind in **Anhang B** ausgeführt.

Die Untersuchungsmethoden lassen sich der Petrographie, der Petrophysik sowie der organischen Geochemie zuordnen und werden nachfolgend in dieser Reihenfolge vorgestellt.

1.4.1 Petrographie

Die petrographische Untersuchung umfaßt die Beschreibung der Verbandsverhältnisse, des Gefüges, des Mineralbestandes sowie der diagenetischen Mineralneubildungen der Gesteine. Chemische und physikalische Gesetzmäßigkeiten bei ihrer Entstehung können aufgrund der Mineralparagenesen ermittelt werden. Abbildung 6 faßt die angewandten Methoden zusammen.

Durchlichtmikroskopie	⇒	Lithologie und gesteinsbildende Minerale
Auflichtmikroskopie	⇒	Charakterisierung des organischen Materials
Reflexionsmessungen	⇒	Reife des Festbitumins
Rasterelektronenmikroskopie	⇒	Erfassung von Migrationserscheinungen

Abb. 6: Schaubild der angewandten petrographischen Methoden

- Mit der **Durchlichtmikroskopie** wurden die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale sowie ihre Paragenesen bestimmt. Diese Informationen lieferten die grundlegenden Kriterien für die Rekonstruktion der Ablagerungs- und Diagenesegegeschichte (primäre Sedimentstrukturen, primäre und sekundäre Porenstrukturen, Zementationsabfolgen etc.). Zusätzlich konnten mit dieser Methode kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse in Zementen erkannt und untersucht werden. Form, Anzahl und Inhalte der Flüssigkeitseinschlüsse gaben Informationen zur Bildung und Umbildung der sie einschließenden Minerale.
- Opake Bestandteile im Gestein wurden an hochglanzpolierten Dünnschliffen mit dem **Auflichtmikroskop** unter Normallicht oder mit UV-Licht (u.a. TEICHMÜLLER 1954) bestimmt. Opake Erzminerale sowie Festbitumina wurden unter *Normallicht* untersucht, wobei sie durch spezifisches Reflexionsvermögen identifiziert werden konnten. Fluoreszierende Partikel des organischen Materials konnten unter *UV-Licht* bestimmt werden. Zusätzlich erfolgte an einigen Proben eine Reifeabschätzung des organischen Materials (z.B.

Liptinite) anhand des Spektralbereiches der Fluoreszenzfarben. Fluoreszenzfarben von unreifem organischen Material liegen im grünen, die des reifen bis sehr reifen organischen Materials im gelben bis rotbraunen Spektralbereich (TEICHMÜLLER & OTTENJANN 1977 und OTTENJANN et al. 1980). Die Auflichtmikroskopie diente außerdem dazu, auf einfache Weise freien Porenraum zu erkennen, welcher als dunkler Bereich auf der deutlich helleren hochglanzpolierten Gesteinsoberfläche auffiel.

- Unbehandelte Gesteinsoberflächen wurden mit dem **Rasterelektronenmikroskop (REM)** untersucht. Mit dieser Methode konnten Porenräume und -kanäle fotografisch dokumentiert und vermessen werden. Zusätzlich ließen sich ölbenetzte Bereiche im Gestein aufgrund von Sekundärrückstrahlintensitäten (Anhang B) lokalisieren. Diese Bereiche waren durch dunkelgraue, die Minerale dagegen durch deutlich hellere Farben gekennzeichnet.

Der Aufbau und die Struktur von organischen Partikeln, welche im Anschliff nur als fadenförmige Gebilde in der Gesteinsmatrix erkennbar waren, konnte ebenfalls mit dieser Methode ermittelt und beschrieben werden.

1.4.2 Organische Geochemie

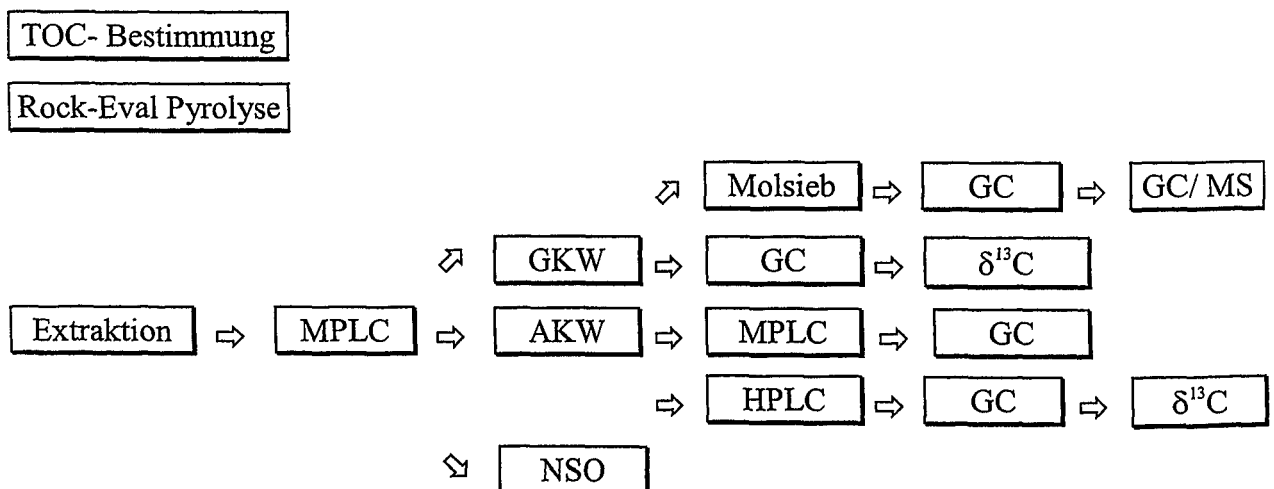


Abb. 7: Schaubild der angewandten organisch-geochemischen Methoden (Erläuterungen zu den Abkürzungen sind Kapitel I zu entnehmen).

Die in dieser Arbeit angewandten organisch-geochemischen Methoden (Abb. 7) sind etablierte Verfahren (Einzelheiten und Literaturzitate sind in **Anhang B** nachzulesen).

- Mit dem **LECO-Kohlenstoffanalysator** wurde der Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff (Total Organic Carbon = TOC) und der Gesamtkohlenstoff (Total Carbon = TC) im Gestein bestimmt.

- Die **ROCK-EVAL Pyrolyse** (ESPITALIÈ et al. 1985a,b) bot die Möglichkeit, das organische Material im Gestein bei einer gezielten Aufheizung (von 300 bis 550°C) im Heliumgasstrom zu pyrolysieren. Ermittelt wurden so die im Gestein enthaltenen freien oder adsorptiv gebundenen Kohlenwasserstoffe sowie die thermisch umsetzbaren Anteile des Kerogens.

Der in organischen Lösungsmitteln lösliche Anteil des organischen Materials wurde mit folgenden Methoden untersucht:

- Mit dem „**Flow Blending**“ Verfahren (RADKE et al. 1978; RADKE & WELTE 1981) wurde das Gesteinspulver, zusammen mit einem organischen Lösungsmittel, bei hoher Drehzahl mechanisch zerkleinert. Der Gehalt des so gewonnenen C₁₀₊-löslichen Extraktes des organischen Materials wurde gravimetrisch ermittelt.
- Mit der von RADKE et al. (1980) beschriebenen Methode der **Mitteldruck-Flüssigkeits-Chromatographie (MPLC)** wurde der in n-Hexan lösliche Anteil des Extraktes anhand der Polarität der Komponenten in drei unterschiedliche Stoffgruppen getrennt: gesättigte Kohlenwasserstoffe (GKW), aromatische Kohlenwasserstoffe (AKW) und Heteroverbindungen (NSO-Komponenten).
- Mittels gaschromatographischer Verfahren wurde die Zusammensetzung und die Konzentration der gesättigten Kohlenwasserstoffe (n-C₁₅ bis n-C₃₆) und Isoprenoide (Pristan und Phytan) bestimmt.
- Aus der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe wurden durch **Molekularsiebadduktion** die biologischen Markierermoleküle (chemischen Fossilien), wie tetrazyklische Steroide (Sterane) und pentazyklische Triterpane (Hopane) gewonnen. Bei diesem Verfahren werden die unverzweigten n-Alkane an ein Molekularsieb gebunden, während das mit chemischen Fossilien angereicherte Filtrat zurückbleibt und weiter untersucht werden kann.
- Mit der kombinierten **Gas-Chromatographie/ Massenspektroskopie (GC/ MS)** wurden die Molekülstrukturen der chemischen Fossilien identifiziert, um Informationen zu Ursprung, Erhaltungszustand und thermischer Reife des organischen Materials zu bekommen. Des weiteren wurden die Ergebnisse zur Öl/ Muttergesteinskorrelation verwandt.
- Aus der Gesamtfraktion der AKW wurden mit Hilfe der **Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (HPLC)** nach dem Verfahren von RADKE (1981) die Alkyl-naphthalene, die Phenanthrene und die Alkylphenanthrene abgetrennt. Diese Komponenten wurden anschließend gaschromatographisch analysiert und quantifiziert.

- Für die Fraktionen der GKW und AKW aller Erdölproben wurde die Zusammensetzung der stabilen Kohlenstoffisotope mittels der **Massenspektrometrie** am Geologischen Institut der Universität zu Köln bestimmt.

1.4.3 Petrophysik

Die Rolle von Lösungssäumen in Muttergesteinen als Migrationsbahnen für Erdöle und -gase ist in der Literatur bisher kontrovers diskutiert worden (u.a. TISSOT & WELTE 1984; BRAITHWAITE 1989; LEYTHAEUSER et al. 1995). Aus diesem Grund wurden an den karbonatischen Muttergesteinen gesteinsphysikalische Untersuchungen (Abb. 8) vorgenommen, um Zonen erhöhter Porosität und Permeabilität zu ermitteln.

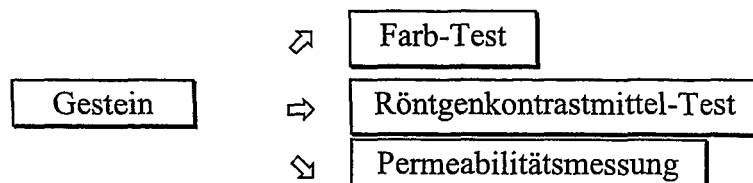


Abb. 8: Angewandte petrophysikalische Methoden

- **Permeabilitätsmessungen** sind an verschiedenen Muttergesteinsproben mit einer von KROOSS et al. (1993) und HANEBECK (1995) beschriebenen Meßzelle durchgeführt worden (Kap. 2.5). Dabei wurden sowohl reine Mikritproben gemessen, als auch Proben mit Lösungssäumen.

Um offene Porenräume innerhalb der Muttergesteine sichtbar zu machen, wurden zwei neue Verfahren entwickelt. Diese Verfahren sind aus technischen und medizinischen Anwendungsbereichen adaptiert und auf die Untersuchung von Gesteinsproben übertragen worden.

- **Farb-Test:** Bei diesem Test wurde auf die hochglanzpolierte Schnittfläche einer Muttergesteinsprobe ein flüssiges Eindringmittel aufgetragen, welches in die Porenräume eindrang. Ein Entwickler reagierte mit dem Eindringmittel, wurde angefärbt und zeichnete so die Konturen der Porenräume nach.
- **Röntgenkontrastmittel-Test:** Bei diesem Test wurde unter hohem Druck (120 bar) ein Röntgenkontrastmittel in die Porenräume einer Muttergesteinsprobe gepreßt. Auf einer nachfolgend angefertigten Röntgenaufnahme erschienen die mit Kontrastmittel gefüllten Porenräume als helle Bereiche.

2. Ergebnisse

2.1 Lithofaziestypen des Ca2

Die folgende Charakterisierung der Sedimentgesteine des Ca2 beruht maßgeblich auf Beobachtungen an Bohrkernen und zahlreichen Dünnschliffen. Wichtige ergänzende Informationen konnten durch verschiedene organisch-petrologische Untersuchungen gewonnen werden (Kap. 2.2.3.2). Dabei sei hier nochmals deutlich darauf hingewiesen, daß, der Aufgabenstellung dieser Studie folgend, eine vereinfachende, rein deskriptive Gruppeneinteilung und Beschreibung der Lithologien vorgenommen wurde, die nicht in allen Fällen der exakten sedimentologischen Terminologie entspricht.

Zur lithologischen Ausprägung sowie zur Sedimentologie und Diagenesegegeschichte des Ca2 existieren bereits eine Vielzahl von Arbeiten (u.a. MÜNZBERGER et al. 1966; MÜLLER et al. 1967; BOTZ & MÜLLER 1981; HUTTEL 1989; BELOW 1992; STROHMENGER et al. 1992, 1993; GERLING et al. 1996a; STROHMENGER & STRAUSS 1996), weshalb hier auf detaillierte Ausführungen verzichtet werden kann.

2.1.1 Muttergesteine

Wie in Kapitel 1.2.3 beschrieben wurde, konzentrieren sich die *Vorkommen* von Erdöl-Muttergesteinen faziesbedingt einerseits auf die mittleren und tieferen Plattformhangbereiche und andererseits auf lokal begrenzte, flache, lagunäre Zonen im Bereich der ehemaligen Karbonatplattform. Auch die *lithologische Ausbildung* der Muttergesteine variiert deutlich in Abhängigkeit von der jeweiligen morphologischen Position zur Zeit ihrer Ablagerung (STROHMENGER et al. 1992, 1993 und STROHMENGER & STRAUSS 1996).

Potentielle Muttergesteins-Lithologien, in Form TOC-angereicherter Partien, lassen sich insgesamt drei Lithofaziestypen zuordnen:

- | | |
|--|--|
| Mikrite | einheitlich feinkörnige, helle karbonatische Zonen, im Sinne von FOLK (1959, 1962) und DUNHAM (1962). |
| Lösungssäume
u. Stylolithen | feinkörnige, homogene, dunkle organischreiche Zonen, die im wesentlichen durch Drucklösungs-Prozesse im Sinne von SCHOLLE & HALLEY (1985) entstanden sind. |

Laminite Laminae, bestehend aus hellen mikritischen und dunklen, primär organischreichen Lagen sowie sekundär mit organischem Material angereicherten Lösungssäumen und Stylolithen.

Mikrite

In den untersuchten Kernproben der Plattformhangfazies (Bohrungen A, B, C und E; Abb. 1) und der Lagunenfazies (Bohrungen G, H, I und J; Abb. 1) kommen hauptsächlich helle, sehr feinkörnige, homogene Karbonate vor, welche aufgrund ihrer geringen Kristallgröße von 0,025 bis 0,05 mm im weiteren Verlauf des Textes als Mikrite zusammengefaßt werden (Tafel I; Foto 1). Diese Mikrite bestehen überwiegend aus sekundärem Calcit, der im Zuge diagenetischer Prozesse aus Dolomit entstanden ist (HUTTEL 1989). Der ermittelte Karbonatgehalt erreicht bis zu 95 Gew.% (Anhang C). Insgesamt zeigt der Calcit ein xenoblastisches Gefüge mit zerlappten, hypidiomorphen Kornformen. Neben Calcit ist Anhydrit das häufigste Mineral im Mikrit. Er ist deutlich an der Interferenzfarbe (bis Blau II. Ordnung) erkennbar und tritt feinverteilt im Gefüge oder sparitisch als Kluftzement auf. Primäre Internstrukturen, wie beispielsweise Partikeleinschüttungen oder Schrägschichtungsgefüge sind erhalten geblieben und deutlich im mikroskopischen Bild erkennbar. Fossilvorkommen sind innerhalb der Mikrite eher selten. Als häufigste Spezies treten Foraminiferen mit kugeligen und uniserialen Gehäuseformen auf (z. B. *Nodosaria*, *Calcisphäre*).

Liptinite bilden den größten Anteil des organischen Materials in dieser Muttergesteinsfazies (Kap. 2.2.3.2). Sie kommen in Form von feinverteilten, elongaten Partikeln vor, die unter UV-Licht meistens in einer goldgelben Farbe fluoreszieren. Mikrite und benachbarte organischreiche Zonen der Lösungssäume und Stylolithe sind deutlich und sehr scharf voneinander abgegrenzt (Tafel I; Foto 1).

Lösungssäume und Stylolithe

In den untersuchten Kernproben fallen in unregelmäßigen Abständen dunkelbraun bis schwarz gefärbte, feinkörnige, 0,2 bis maximal 2,0 cm mächtige Zonen auf, die als Lösungssäume bzw. Stylolithe angesprochen werden können (Tafel I; Foto 1). Dominierend sind Lösungssäume, die ausnahmslos schichtparallel angeordnet sind und sich bis zu 20 Meter

nahezu horizontal im Schichtverlauf verfolgen lassen (eigene Beobachtungen in Hangendsedimenten des Ca₂ in der Kaligrube Volkenroda/ Thüringen). In diesen Hangendsedimenten variieren die Lösungssäume in ihrer Mächtigkeit von wenigen Millimetern bis zu weit verzweigten Lösungssaum-Scharen. Stylolithe, in Form von Horizontal- oder Vertikalstylolithen, treten eher selten im Ca₂ auf. Sie kommen in oolithischen Reservoirzonen und an Übergangszonen zwischen Reservoirzonen und mikritischen Karbonaten vor. Ihre Amplituden variieren zwischen 0,5 und 3,5 cm.

Die dunkle Farbe der Lösungssäume bzw. Stylolithe wird durch (1) das opake Verhalten des im hohen Maß vorhandenen organischen Materials (Kerogen und Festbitumina) sowie durch (2) Pyrit und (3) Tonminerale hervorgerufen.

1. Liptinite bilden den Hauptteil des organischen Materials in den Lösungssäumen. Sie kommen sehr konzentriert in Form von elongaten, schichtparallelen Partikeln vor, die unter UV-Licht vorwiegend in goldgelber Farbe fluoreszieren (vgl. Kap. 2.2.3.2; Tafel I; Foto 4 und Tafel II; Foto 5). Ein weiterer Teil des organischen Materials besteht aus Festbitumina (Kap. 2.2.3.2; Tafel II; Foto 7 bis 9).
2. Der in großen Mengen in den Lösungssäumen enthaltene Pyrit kommt einerseits in idiomorpher Ausbildung oder als Framboidalpyrit vor. Framboidalpyrite erreichen Größen bis zu 100 µm und kommen fast immer in Verbindung mit organischem Material vor.
3. Der Gehalt am dominierenden Tonmineral Illit wird nach röntgendiffraktometrischen Untersuchungen mit etwa 20-30% bestimmt. Der ermittelte CaCO₃-Gehalt innerhalb der Lösungssäume liegt zwischen 20 und 60% (Anhang C).

In den Lösungssäumen treten häufig Mikrokluft auf, die partiell oder vollkommen mit Anhydrit zementiert sind (Kap. 2.2.3.2; Tafel III; Foto 10 und Tafel IV; Foto 17).

Laminite

Laminite der tieferen Plattformhangfazies (Bohrungen B, C und E) und der Lagunenfazies (Bohrungen H, I und J) zeigen große Ähnlichkeit. Sie sind generell durch sehr dünne Wechsel von dunklen und hellen Laminæ charakterisiert, die auffällig parallelgeschichtete feinkörnige karbonatische Schlammablagerungen darstellen (Tafel I; Foto 2). Laminit-Intervalle erreichen im Profil eine Mächtigkeit von Zentimetern bis zu mehreren Metern. Die Schichtung wechselt zwischen planarer und welliger Lamination. Einzelne Laminæ erreichen

durchschnittliche Mächtigkeiten von 0,5 bis 1,0 mm. Die dunklen Laminae bestehen überwiegend aus liptinitischem oder aus tonigem, pyritreichen Material während die hellen größtenteils aus Calcit oder Anhydrit bestehen. Innerhalb der hellen Laminae sind teilweise Farbgradierungen zu erkennen. Geringmächtige, ebenfalls schichtparallele, sekundär angelegte Stylolithe und Lösungssäume treten unregelmäßig innerhalb der Laminite auf. Sie sind zum Teil auch mit petrographischen Untersuchungsmethoden kaum von primären Sedimentstrukturen zu unterscheiden.

2.1.2 Reservoirgesteine

Makroskopisch sind die meisten Reservoirgesteine der Barren und der Vorbarrenuntiefen aus grobkörnigen, oolithischen und onkoidischen Partikeln zusammengesetzt (Tafel I; Foto 3). Ursache für eine charakteristische Goldbraunfärbung dieser Gesteine ist die Ölimprägnation. Mikroskopisch betrachtet, wird deutlich, daß die meisten Ooide annähernd konzentrisch aufgebaut sind und einen Durchmesser zwischen 200 und 1000 µm erreichen. Daneben treten immer wieder Lagen mit großen, unregelmäßig umrindeten Partikeln, den sogenannten Onkoiden, auf.

Generell sind die primären Sedimentstrukturen der Reservoirgesteine durch eine sekundäre Mikritisierung und Karbonatlösung stark überprägt worden, so daß konzentrische Cortextlagen nur reliktsch erhalten geblieben sind (Tafel I; Foto 3; TUCKER 1991; STROHMENGER et al. 1992, 1993). Die sekundäre Karbonatlösung durch meteorische Wässer gilt als Ursache für die heutigen hohen Nutzporositäten der Reservoirgesteine (JUDERSLEBEN & VOIGT 1992, 1993 und VOIGT 1995). Unvollständig erhaltene Fossilien wurden in einigen Kernproben der Vorbarrenuntiefenfazies (z.B. Bohrung D) erkannt. Es handelt sich hierbei um Schalenbruchstücke von Brachiopoden.

2.2 Charakterisierung der Muttergesteine

2.2.1 Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC)

Der Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff (TOC) im Gestein gilt als einer der wichtigsten Basisparameter für die Beurteilung von Muttergesteinen hinsichtlich ihres Kohlenwasserstoffpotentials. Als potentielle Muttergesteine gelten im allgemeinen unreife

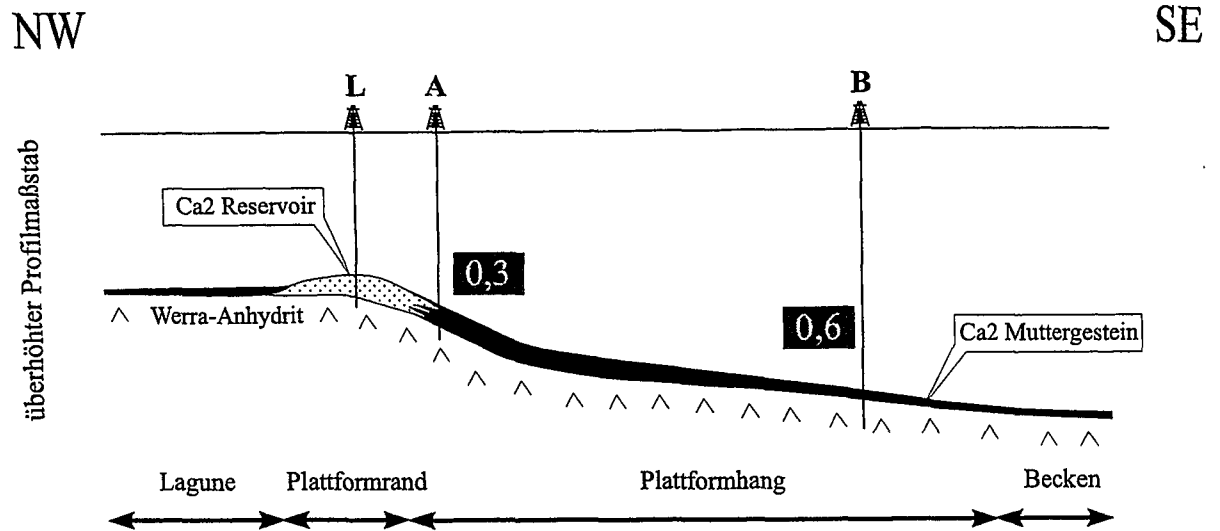
siliziklastische Einheiten mit einem TOC von mindestens 0,5 Gew.%, wogegen für unreife karbonatische und evaporitische Einheiten ein Mindestgehalt von 0,3% TOC angesetzt wird (u.a. KIRKLAND & EVANS 1981; JONES 1984; PALACAS 1984; TISSOT & WELTE 1984). Mit zunehmender thermischer Reifung des organischen Materials wird sich jedoch der ursprüngliche Gehalt an TOC in den Muttergesteinen infolge von Kerogen-Konversion in Kohlenwasserstoffe und deren Expulsion deutlich verringern.

Unter diesen Gesichtspunkten wurde der Gesamtgehalt des organischen Materials in den Gesteinen des Ca₂ untersucht. Die Ergebnisse der TOC Messungen sind im Anhang C aufgelistet und werden im Folgenden kurz erläutert. Die ermittelten Kohlenstoffgehalte variieren zwischen 0,2 und 8,3%. Das Maximum der Häufigkeitsverteilung liegt zwischen 0,2 und 0,6%.

Die Proben aus den Bohrungen D und F enthalten mit 0,2% die niedrigsten TOC-Gehalte. Die Proben aus den Bohrungen A und E weisen durchschnittliche Gehalte von 0,4% TOC auf. Unwesentlich höhere Gehalte von 0,6% TOC treten in den Proben aus den Bohrungen B und C auf. Hohe TOC-Gehalte von durchschnittlich 0,9% TOC treten nur in den Proben aus den Bohrungen H, I und J auf. Abbildung 9 stellt die Abhängigkeit zwischen dem Gehalt an organischem Kohlenstoff und paläogeographisch bedingten Fazieszonen heraus.

Für die Vorbarrenuntiefen- und Barrenfazies wurden die niedrigsten TOC-Gehalte (0,2% TOC) gemessen, sie bestehen hauptsächlich aus Flachwasserkarbonaten, welche nur akzessorisch organisches Material enthalten (Kap. 2.1.2). Für die Gesteine der tieferen Plattformhangfazies wurden sichtlich höhere TOC-Gehalte gemessen (0,6% TOC) als für die Gesteine der oberen und mittleren Plattformhangfazies (0,4% TOC). Während in der tieferen Plattformhangfazies dunkle laminierte Stillwasser-Karbonate stark hervortreten, welche bedeutende Mengen primären organischen Materials enthalten, nimmt der Anteil von ihnen in der mittleren und oberen Plattformhangfazies deutlich ab (vg. Kap. 1.2.3 und Kap. 2.1.1). Die Gesteine aus der Lagunenfazies (SE-Brandenburg) enthalten in kleinräumigen Senken sehr dunkle Stillwasser-Karbonate, welche fast ausschließlich aus algenreichem organischem Material bestehen. An ihnen wurden die höchsten TOC-Gehalte von 0,9% TOC ermittelt.

a)



b)

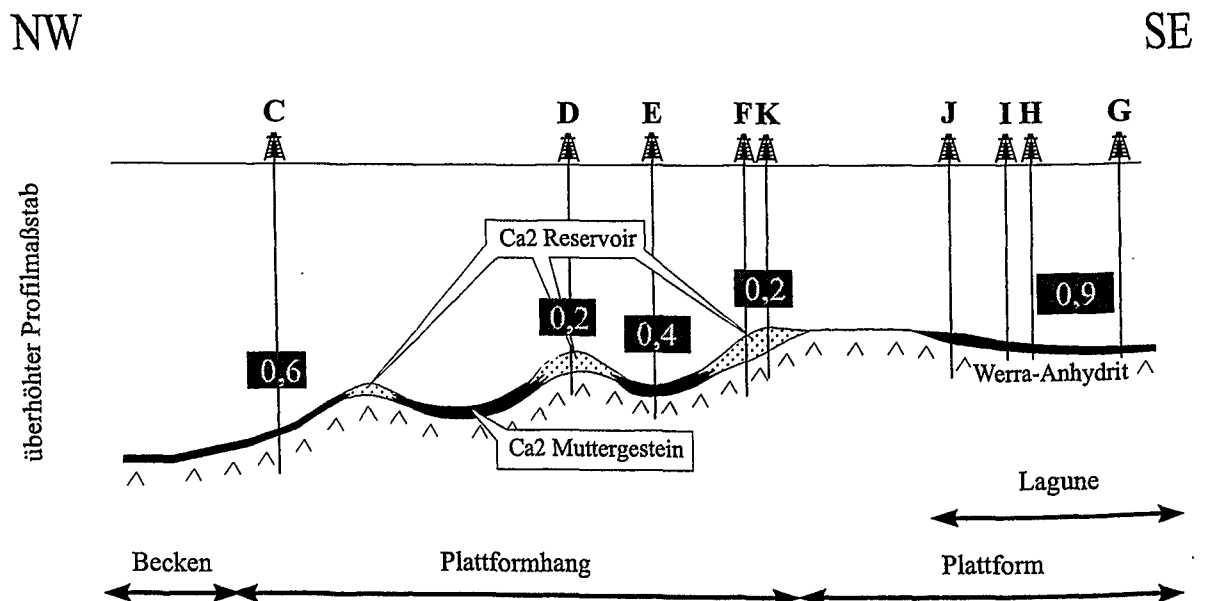


Abb. 9: Durchschnittliche Gehalte an organischem Kohlenstoff (grau unterlegte Zahlenwerte) für die Muttergesteinslithologien der verschiedenen Fazieszonen. Schematische Profilschnitte durch (a) Mecklenburg-Vorpommern und (b) durch SE-Brandenburg.

2.2.2 Lithofaziestypen und deren Kohlenstoffgehalte

Zur Charakterisierung karbonatischer Muttergesteine sind TOC-Gehalte, die an Gesamtproben bestimmt wurden, meist wenig aussagekräftig (LEYTHAEUSER et al. 1995). Statt dessen sind gezielte Untersuchungen von Teilproben und besonders ausgewählten Lithofaziestypen notwendig. Die Verbreitung der Lithofaziestypen Mikrit, Lösungssaum und Laminit (Kap. 2.1.1) wurden an zwei Plattformhangbohrungen (Bohrungen A und B; Abb. 1) detailliert aufgenommen, um die Zonen mit dem höchsten Kohlenstoffgehalt besser definieren zu können.

Zur quantitativen Bestimmung der Verteilung organischen Kohlenstoffs im Profil mußten zunächst die Mächtigkeiten der einzelnen Lithofaziestypen ermittelt werden. Anschließend ließen sich aus diesen Mächtigkeiten und den zuvor ermittelten jeweiligen durchschnittlichen TOC-Gehalten der einzelnen Lithofaziestypen die Verteilung des Kohlenstoffgehaltes im Ca²-Profil ermitteln. Die erzielten Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefaßt.

Tabelle 2

Akkumulierte Mächtigkeiten und Kohlenstoffmengen für die Lithofaziestypen Mikrit, Lösungssaum und Laminit in der Ca²-Muttergesteinsfolge aus den Bohrungen A und B.

Bohrung A (2217,80 - 2236,42m)	Mikrit	Lösungssaum	Laminit
Akkumulierte Mächtigkeit [cm]	549,6	20,1	358,4
Anzahl der Längenmessungen [n]	111	176	43
Relativer Anteil der Muttergesteinslithologie [%]	59	2	39
Durchschnittlicher TOC [%]	0,2	0,8	0,4
Kohlenstoff pro m ³ Gestein [kg]	5,2	20,8	10,4
Verteilung des organischen Kohlenstoffs auf die einzelnen Lithofaziestypen (Relativanteile in %)	41	6	53
Bohrung B (2703,70 - 2714,37m)	Mikrit	Lösungssaum	Laminit
Akkumulierte Mächtigkeit [cm]	534,3	28,9	279,3
Anzahl der Längenmessungen [n]	91	162	47
Relativer Anteil der Muttergesteinslithologie [%]	64	3	33
Durchschnittlicher TOC [%]	0,2	1,2	0,4
Kohlenstoff pro m ³ Gestein [kg]	5,2	31,2	10,4
Verteilung des organischen Kohlenstoffs auf die einzelnen Lithofaziestypen (Relativanteile in %)	42	14	44

Die Mächtigkeiten der Lithofaziestypen wurden direkt am Kernmaterial aus den Bohrungen A und B ausgemessen und aufsummiert. Daraus ergaben sich die Anteile der einzelnen Lithofaziestypen an der Gesamtmächtigkeit der erbohrten Muttergesteins-Intervalle (Abb. 10).

Die Muttergesteine des Ca2 in der Bohrung A setzen sich aus folgenden akkumulierten Mächtigkeiten zusammen: etwa 5,50 m Mikrite, ca. 0,20 m Lösungssäume und etwa 3,60 m Laminite. Ausgedrückt in Relativanteilen verteilen sich die Muttergesteine zu 59% auf Mikrit, zu 2% auf Lösungssaum und zu 39% auf Laminit.

Für Bohrung B wurden etwa 5,30 m Mikrit, ungefähr 0,30 m Lösungssaum und etwa 2,80 m Laminit ermittelt. Ausgedrückt in Relativmächtigkeiten bestehen 64% der Muttergesteinseinheit aus Mikriten, 3% aus Lösungssäumen und 33% aus Laminiten.

Aus den Absolutmächtigkeiten der Lithofaziestypen und aus deren durchschnittlichen Kohlenstoffgehalten (Tab. 2) wurden die Kohlenstoffmassen pro m³ Gestein (mittlere Dichte von 2,6 g/cm³; ALLEN & ALLEN 1990) berechnet:

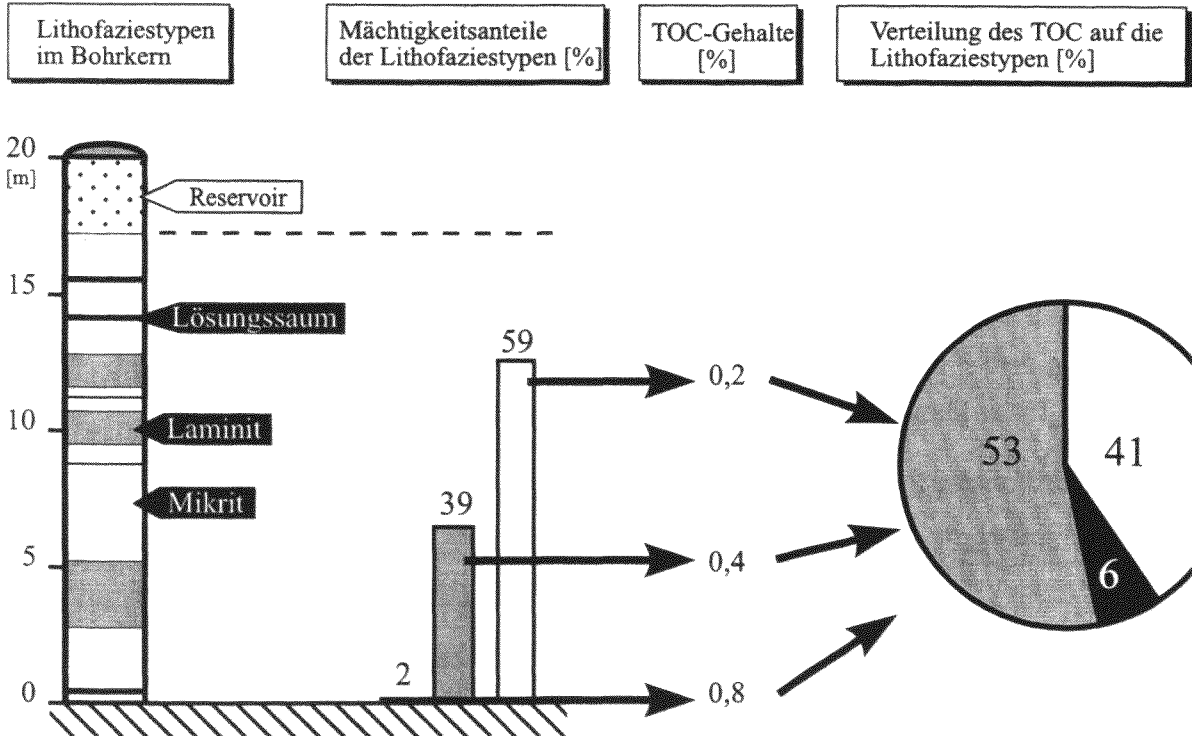
Für Bohrung A ergaben sich Kohlenstoffmassen von etwa 5,2 kg TOC/m³ Mikrit, von ungefähr 20,8 kg TOC/m³ Lösungssaum und von etwa 10,4 kg TOC/m³ Laminit. Unter Berücksichtigung der jeweiligen Anteile der Lithofaziestypen am Muttergesteinsintervall des Ca2 enthält dieses ungefähr 7,55 kg organischem Kohlenstoff pro Kubikmeter Gestein. Dieser ist wiederum zu 53% im Laminit, zu 41% im Mikrit und zu 6% im Lösungssaum verteilt.

Für Bohrung B ergaben sich Kohlenstoffmassen von etwa 5,2 kg TOC/m³ Mikrit, von ungefähr 31,2 kg TOC/m³ Lösungssaum und von etwa 10,4 kg TOC/m³ Laminit. Unter Berücksichtigung der jeweiligen Anteile der Lithofaziestypen am Muttergesteinsintervall des Ca2 enthält dieses ungefähr 7,70 kg organischen Kohlenstoff pro Kubikmeter Gestein. Dieser ist zu 44% im Laminit, zu 42% im Mikrit und zu 14% im Lösungssaum verteilt.

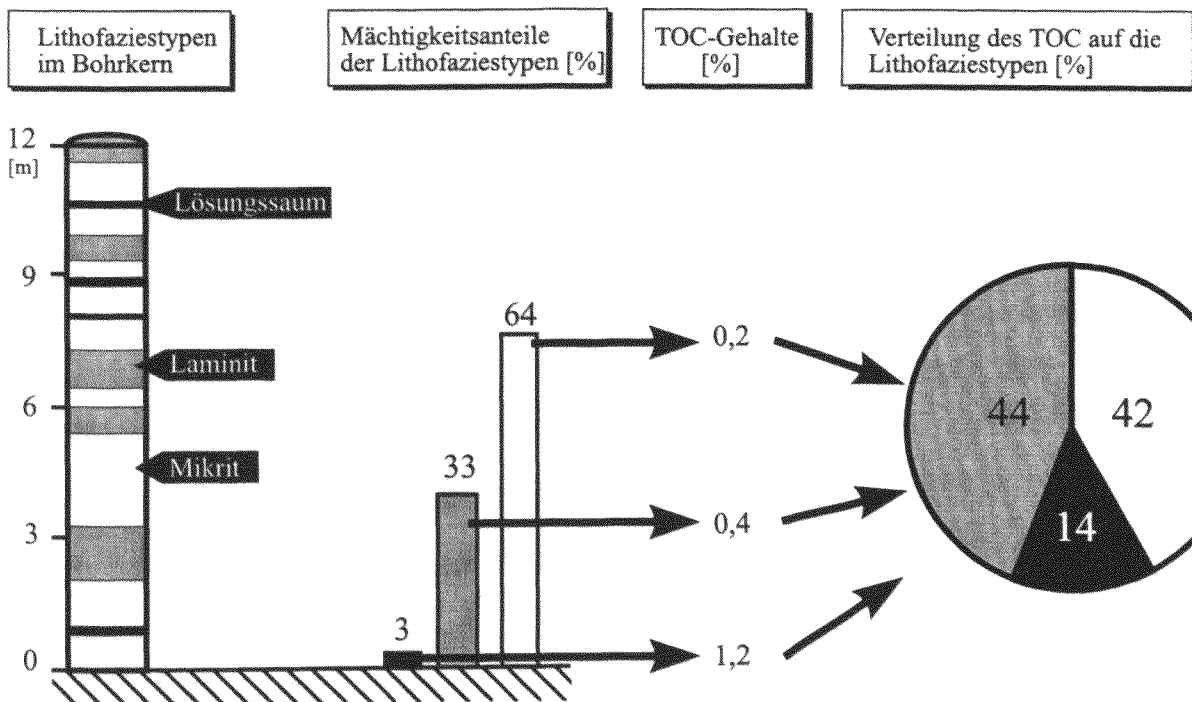
Zusammenfassend ergab sich durch die Berechnungen, daß der größte Anteil des Kohlenstoffs im Lithofaziestyp Laminit enthalten ist. Weiter zeigte sich, daß der Mikrit, trotz relativ geringer TOC-Gehalte (0,2 Gew.%) aufgrund dessen hohen Mächtigkeitsanteils an der Muttergesteinsfolge, fast die Hälfte des gesamten organischen Kohlenstoffs enthält. Im Gegensatz dazu, trägt der Lithofaziestyp Lösungssaum, trotz dessen hoher TOC-Gehalte (0,8 bis 1,2 Gew.%) aufgrund des extrem niedrigen Anteils an der gesamten Muttergesteinsfolge nur untergeordnet zum Gesamtkohlenstoffgehalt bei.

Abb. 10 (nächste Seite): Verteilung der Muttergesteinslithofaziestypen (Mikrit, Lösungssaum, Laminit) im Ca2 Profil aus den Bohrungen A und B. Zur Erläuterung der Einzelheiten - siehe Text.

Bohrung A



Bohrung B



2.2.3 Kerogenqualität

2.2.3.1 Rock-Eval Pyrolyse

Neben petrographischen Methoden bietet die Rock-Eval Pyrolyse die Möglichkeit, das Kohlenwasserstoff-Bildungspotential des organischen Materials in den Muttergesteinen zu charakterisieren (ESPITALIÈ et al. 1985a,b). Mit dieser Methode werden die Gehalte der im Gestein enthaltenen Kohlenwasserstoffe (S1-Peak) und die Gehalte der unter Pyrolyse-Bedingungen aus dem Kerogen gebildeten Kohlenwasserstoffe (S2-Peak) gemessen. Daraus werden die Kennwerte Wasserstoff- und Sauerstoff-Index (HI = Hydrogen Index; OI = Oxygen Index) berechnet, die zur Kerogencharakterisierung benötigt werden.

Unreifes liptinitreiches, überwiegend marines Kerogen vom Typ I und II ist durch hohe HI- und niedrige OI-Werte (Typ I: HI/ 950-650 mg KW/ g TOC und OI/ 10-20 mg KW/ g CO₂; Typ II: HI/ 650-450 mg KW/ g TOC und OI/ 20-50 mg KW/ g CO₂) charakterisiert. Bei terrestrischem Kerogen vom Typ III ist das Verhältnis (Typ III: HI/ 150-50 mg KW/ g TOC und OI/ 150-80 mg KW/ g CO₂) umgekehrt. Bei der Interpretation der HI- und OI-Werte muß jedoch berücksichtigt werden, daß mit steigender thermischer Belastung und Genese von Kohlenwasserstoffen die ursprünglichen HI-Werte deutlich abnehmen. Eine grobe Bewertung des Reifezustandes des organischen Materials wird mittels des T_{max}-Wertes (Temperatur beim Höhepunkt der pyrolytischen Kohlenwasserstoffbildung) und der daraus abgeschätzten Vitrinitreflexion vorgenommen (u.a. BARKER 1974; ESPITALIÈ et al. 1977; DURAND & PARATTE 1983; TEICHMÜLLER & DURAND 1983; ESPITALIÈ et al. 1985a,b; ESPITALIÈ et al. 1986; FRANCU et al. 1989; TODOROV et al. 1993; VELD et al. 1993).

In der vorliegenden Arbeit wurden nur Daten von Proben mit einem TOC-Gehalt über 0,5 Gew.% zur Interpretation herangezogen. Nach KATZ (1983), ESPITALIÈ et al. (1984) und PETERS (1986) ist die Aussagekraft und Interpretation von Daten für Probenmaterial mit niedrigeren TOC-Gehalten ausgesprochen schwierig, da hier z. B. Imprägnation mit Kohlenwasserstoffen oder der sogenannte „Mineral-Matrix Effekt“ eine entscheidende Verfälschung bewirken können. Die Meßergebnisse sind im Anhang C zusammengefaßt.

Die S1-Werte für alle Stylolith- und Lösungssaumproben liegen mit durchschnittlich 0,4 mg KW/ g Gestein etwa drei bis vier mal höher als die für die Mikritproben ermittelten (durchschnittlich 0,1 mg KW/ g Gestein). In einigen Stylolithproben, die Festbitumina führen (z.B. Probe 34495-2, Bohrung H und Probe 34477-2, Bohrung J), läßt sich eine deutliche Erhöhung der S1-Werte bis zu etwa 2 mg KW/ g Gestein feststellen.

Reservoirgesteine zeigen die höchsten S1-Werte (bis zu 2,8 mg KW/ g Gestein; z.B. Probe 32847, Bohrung A_R).

Die S2-Werte für Stylolith- bzw. Lösungssaumproben liegen mit durchschnittlich 2,8 mg KW/ g Gestein um das Zehnfache höher als die für die Mikritproben ermittelten (durchschnittlich 0,2 mg KW/ g Gestein). In Ausnahmefällen zeigen einzelne Stylolith- und Lösungssaumproben (Proben 34495-2/ 34497-2, Bohrung H und Probe 34477-2, Bohrung J) S2-Werte bis zu 32,11 mg KW/ g Gestein. Hier besteht das Probenmaterial zu etwa 90% aus Festbitumina (vgl. auch Tafel III; Foto 13).

Die HI-Werte variieren zwischen 117 und 385 mg KW/ g TOC und die OI-Werte zwischen 7 und 91 mg CO₂/ g TOC (Abb. 11 und 12).

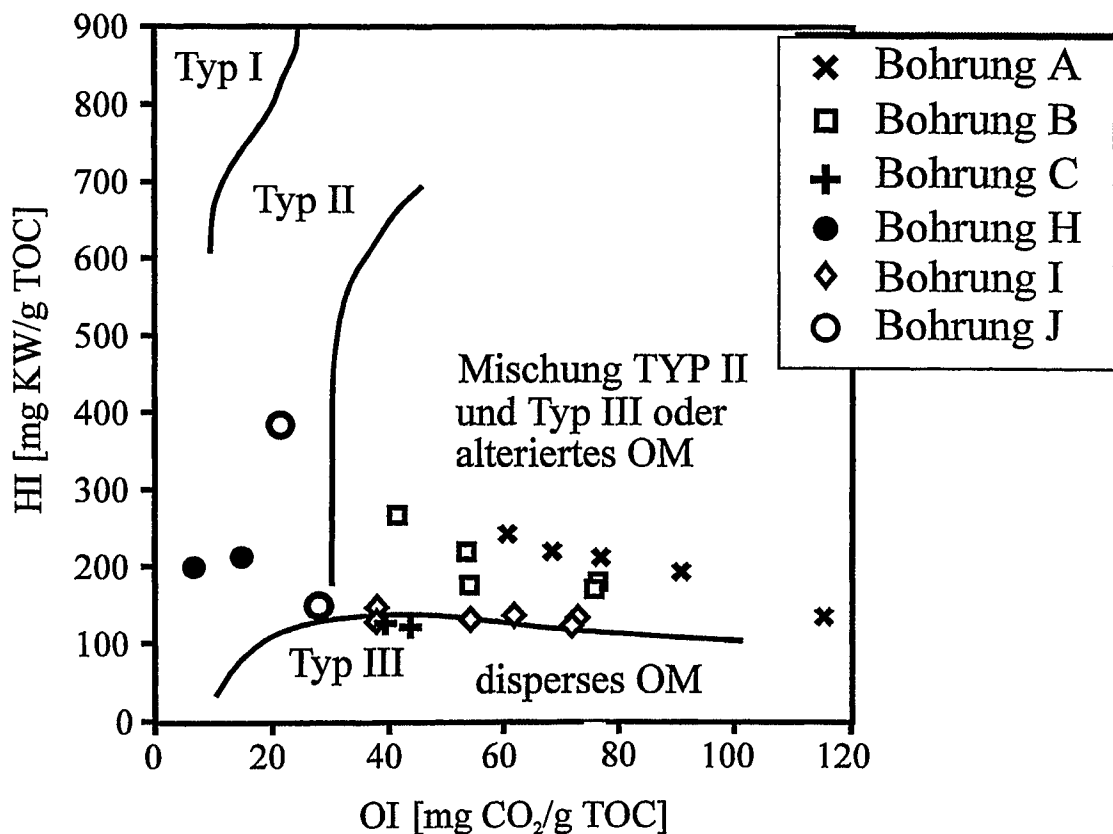


Abb. 11: HI/ OI-Verhältnisse für Gesteinsproben mit TOC-Gehalten über 0,5 Gew.% im Hinblick auf das Schema zur Kerogentypklassifikation nach ESPITALIÈ et al. (1977).

Wie Abbildung 11 zeigt, charakterisieren diese Werte das organische Material in Proben aus dem lagunären Ablagerungsraum (Bohrungen H und J) als ein Kerogen des Mischtyps I/ II (vornehmlich aus planktonischen Vorläufern gebildet). Das organische Material aus Bohrung I wird laut Abbildung 11, aufgrund höherer OI-Werte, als Kerogen vom Typ III

charakterisiert. Bei den erhöhten OI-Werten handelt es sich jedoch höchstwahrscheinlich um ein analytisches Artefakt, welches infolge thermischer Dissoziationen bestimmter Karbonatminerale auftritt (DEMBICKI et al. 1983; KATZ 1983; LARTER 1984), denn aufgrund von mikroskopischen und organisch-geochemischen Untersuchungen besteht das organische Material aus der Bohrung I hauptsächlich aus liptinitischem Material des Kerogentyps I/II (Kap. 2.2.3.2 und Kap. 3.1).

In den Ablagerungen der Plattformhangfazies (Bohrungen A und B) besteht das Kerogen ebenfalls hauptsächlich aus dem Mischtyp II/III. Die Proben aus Bohrung C (tiefer Plattformhang) werden laut Abbildung 11 als ein Kerogen vom Typ III (vornehmlich aus Landpflanzen gebildet) charakterisiert. Ähnlich wie bei den Proben aus der Bohrung I stimmt dieses Ergebnis nicht mit denen aus den mikroskopischen und organisch-geochemischen Untersuchungen überein (s.o.), denn in den Proben aus den Bohrungen A, B und C wurde hauptsächlich liptinitisches Material gefunden, welches dem Kerogentyp II entspricht. Nur in den Proben aus der Bohrung C kommen akzessorisch Vitrinite als winzige Bruchstücke höherer Landpflanzen vor (Kap. 2.2.3.2).

Da diese Charakterisierung des organischen Materials relativ grob ist, wurde versucht, bessere Informationen zur Bildung des organischen Materials anhand der Untersuchung von chemischen Markierermolekülen zu gewinnen (siehe auch Kap. 3.1).

Die relative Häufigkeitsverteilung der HI-Werte zeigt ein deutliches Maximum zwischen 100 und 150 mg KW/ g TOC (Abb. 12). Der oben im wesentlichen bestimmte Kerogentyp II besitzt typischerweise ein Anfangspotential von etwa 650 mg KW/ g TOC (ESPITALIÈ et al. 1977), so daß das geringe Restpotential der Muttergesteine auf ein bereits erfolgtes, fortgeschrittenes Stadium der Ölgenese hinweist (Umsetzungsgrad bis 85%).

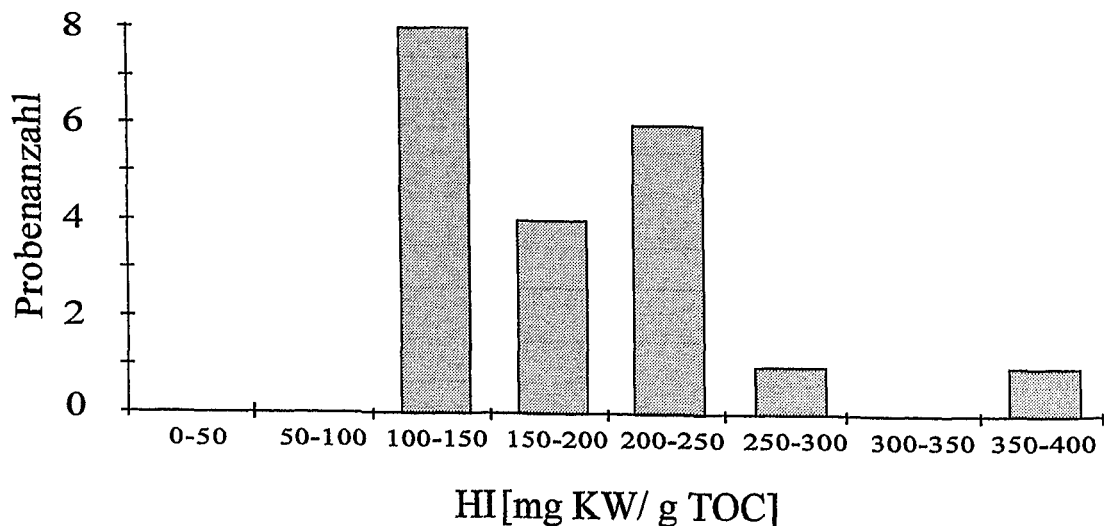


Abb. 12: Häufigkeitsverteilung der Wasserstoff-Indizes der Muttergesteinsproben.

Die ermittelten $T_{\max}$ -Werte variieren zwischen 430 und 448°C und charakterisieren das organische Material in den Karbonatproben als reif, vergleichbar mit einer Vitrinitreflexion von etwa 0,5 bis 1,0% R_m . Das Maximum der Daten liegt bei etwa 0,8% R_m (Abb. 13).

Für Proben aus Mecklenburg-Vorpommern wurden durchschnittliche $T_{\max}$ -Werte von 435°C (Bohrung A; oberer Plattformhang) und 439°C (Bohrung B; tiefer Plattformhang) gemessen. Für Proben aus SE-Brandenburg wurden die höchsten $T_{\max}$ -Werte in der Lagunenfazies ermittelt. Hier steigen die Werte in südliche Richtung an (Bohrung J: Ø 434°C, Bohrung I: Ø 438°C und Bohrung H: Ø 449°C). Für Proben aus Bohrung C (tiefer Plattformhang) wurden durchschnittliche $T_{\max}$ -Werte von 437°C gemessen.

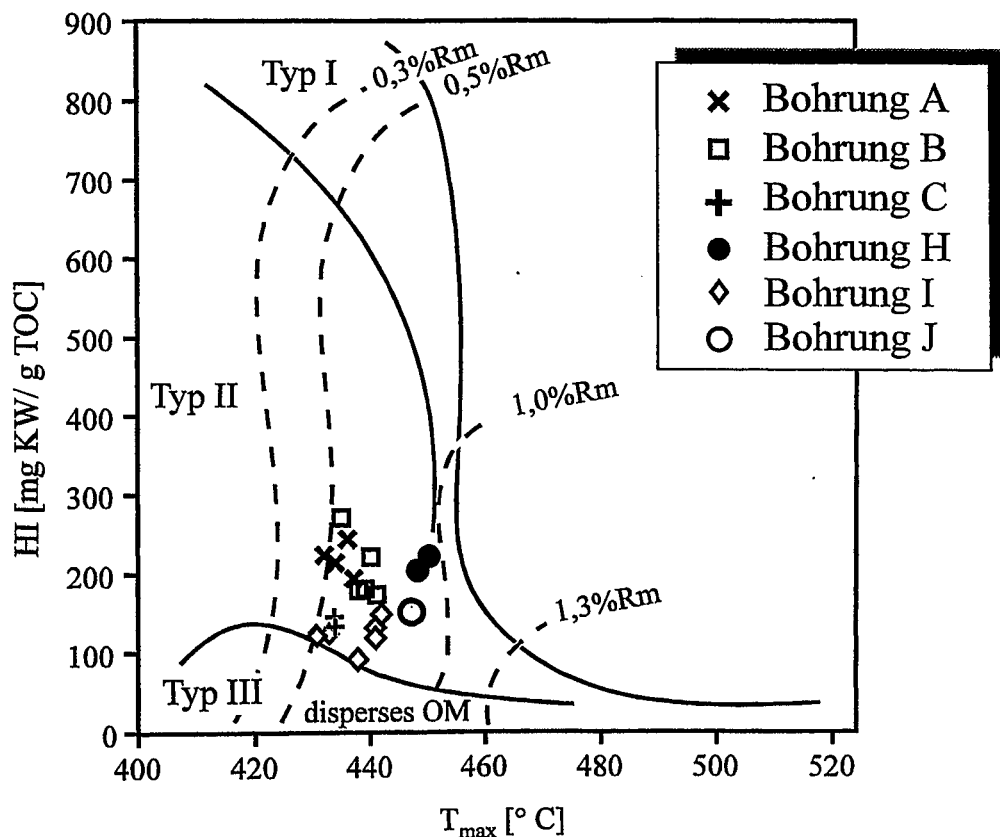


Abb. 13: HI vs. $T_{\max}$ -Diagramm (nach DELVAUX et al. 1990).

2.2.3.2 Organische Petrologie

Die organische Petrologie ist eines der wichtigsten Hilfsmittel bei der Ölexploration. Sie erlaubt die Charakterisierung des organischen Materials, um dessen ursprüngliches Potential für eine Kohlenwasserstoff-Bildung abschätzen zu können.

Der Hauptanteil der organischen Substanz, der mikroskopisch in den Muttergesteinen des Ca² erfaßbar ist, befindet sich in dunklen, laminierten Stillwasserkarbonaten und ist in vier Kategorien unterteilbar:

- 1) Liptinite - autochthones Material alginitischer Herkunft
 - allochthones Material terrigenen Ursprungs
- 2) Vitrinite und Inertinite
- 3) Festbitumina
- 4) kohlenwasserstoffhaltige Einschlüsse

Liptinite

Das organischen Material in den Muttergesteinen der Plattformhang- und der Lagunenfazies besteht bis zu 80% aus Liptiniten und Liptodetriniten, welche im Anschliff unter UV-Bestrahlung durch eine kräftige, goldgelbe Fluoreszenzfarbe von den übrigen organischen Substanzen zu unterscheiden sind. Liptinite und Liptodetrinite bilden allgemein fadenförmige Strukturen, die zumeist schichtparallel in dunklen laminierten Stillwasserkarbonaten und in Lösungssäumen sowie fein in Mikriten verteilt sind. Besonders in den Muttergesteinen der mittleren und tieferen Plattformhänge erscheinen die Liptinite bei UV-Anregung als einzelne, meist dünnwandige, durchschimmernde Körper mit Längen zwischen 50 und 100 µm (Tafel I; Foto 4). Bei dem fluoreszierenden liptinitischen Material handelt es sich hauptsächlich um Überreste alginitischer Herkunft (Kap. 3.1) sowie um vollständig oder bruchhaft erhaltene bisaccaten Sporen (siehe auch STROHMENGER & STRAUSS 1996; Tafel II; Foto 6). Die Liptodetrinite erreichen eine Größe von maximal 10 µm und sind nach NESTLER (1993) vorwiegend von kleinen sphärischen Algen oder Algenresten abzuleiten. Liptodetrinite kommen gleichermaßen in den Muttergesteinen der Plattformhang- und der Lagunenfazies vor. Reine Alginit-Ansammlungen in Form von Lamalginit-Matten treten hingegen nur im lagunären Bereich an der Basis zum Werra-Anhydrit auf. Dort erreichen sie eine Gesamtmächtigkeit bis zu 5 m (Bohrungen H, I und J). Im Anschliff sind Lamalginit-Matten durch eine kräftige goldgelbe Fluoreszenzfarbe zu erkennen. Meist ist jedoch nur eine schwache Internstruktur auszumachen (Tafel II; Foto 5).

Vitrinite und Inertinite

Vitrinite und Inertinite kommen in dem untersuchten Probenmaterial nur akzessorisch vor. Es handelt sich überwiegend um sehr kleine, oft scharfkantig ausgebildete Bruchstücke höherer

Landpflanzen mit einer Größe zwischen 5 und 20 μm . Generell wurden Vitrinite und Inertinite nur in der Plattformhangfazies erkannt. Ihr Anteil nimmt in Richtung der tieferen Plattformhangbereiche zu. Dieser Trend wurde nach STROHMENGER & STRAUSS (1996) während der Zyklen mit Meeresspiegelhochständen durch Strömungstransport bis weit in das Becken angelegt.

Festbitumina

In den Muttergesteinsproben bestehen bis zu 10% des organischen Materials aus Festbitumina. Diese treten in zwei Variationen auf: Einerseits gibt es eine niedrig reflektierende Variation (etwa 0,5 bis 1,0% R_{Bit}), deren Vorkommen überwiegend an Lösungssäume und Stylolithen gebunden ist, andererseits eine hoch reflektierende Form (ungefähr 1,8% R_{Bit}), welche meistens als Zwickelbitumen in Verbindung mit einer Anhydritkristallisation vorkommt.

Unter dem Rasterelektronenmikroskop erscheinen die *niedrig reflektierenden* Festbitumina auf frischen Gesteinsbruchflächen als derbe, langgestreckte, schlierige Strukturen, die bei geringer Vergrößerung teilweise sehr ebenmäßig aber auch enggefältelt ausgebildet sind (Tafel III; Foto 13 und 14). Erst bei stärkerer Vergrößerung wird deutlich, daß die Festbitumina aus vielen etwa 10 μm dicken, sehr porösen, plättchenförmigen Einzelschichten aufgebaut sind (Tafel III; Foto 15). Die Oberflächen dieser Schichten sind mit Öl benetzt. Die Benetzung tritt in einer für Erdöl untypischen Weise, nämlich in Form von rundlichen, dunkelgrauen Ringen auf (Tafel III; Foto 16). Diese Erscheinung ist ein methodisches Artefakt, das bei der Untersuchung des Probenmaterials unter Vakuum in der Versuchskammer des REM entstand.

Die *hoch reflektierenden* Festbitumina kommen im Ca2 hauptsächlich als Zwickelbitumen vor und zwar stets in Verbindung mit einer Anhydritkristallisation. So finden sich beispielsweise Festbitumina häufig in Mikroklüften innerhalb der Lösungssäume, an deren Rändern idiomorphe Anhydritkristalle gewachsen sind. Die ehemals offenen Mikroklüfte sind zum Teil nur randlich mit einem Film aus Festbitumina belegt (sog. „Tapeten“ (S. GILSTER & M. REINHARDT, frdl. mündl. Mittlg.; Tafel III; Fotos 10 und 11). In anderen Bereichen dagegen sind sie vollständig mit Festbitumina verfüllt (Tafel II; Foto 8). Interessanterweise zeigt erst die starke Vergrößerung im REM, daß diese hoch reflektierenden Zwickelbitumen sehr porös sind (Tafel III; Foto 12).

Um eine Abschätzung der thermischen Reife der organischen Substanz im Muttergestein vornehmen zu können, wurde nur die mittlere Reflexion von den niedrig reflektierenden Festbitumina der ersten Generation ermittelt und nach JACOB 1985, 1989; JACOB & HILTMANN

(1989) in die mittlere Vitrinitreflexion umgerechnet ($R_m = (0,618 \times R_{BIT}) + 0,4$). Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 zusammengefaßt.

Tabelle 3

Mittlere Reflexion der Festbitumina (erste Generation) in den Muttergesteinen Mecklenburg-Vorpommerns und SL-Brandenburgs. Die Umrechnung in die mittlere Vitrinitreflexion erfolgte nach JACOB 1985, 1989, JACOB & HILTMANN (1989). Ergänzend sind Daten aus NESTLER (1993) aufgelistet ().*

Probe	Bohrung	Teufe [m]	Faziesbereich	R _{BIT}	R _m (Äquivalent)
E 32844-2	A	2220,95	Plattformhang	0,59	0,76
*	B	2702,40	Plattformhang	0,41	0,66
*	B	2704,10	Plattformhang	0,52	0,72
E 32871-2	B	2707,16	Plattformhang	0,62	0,78
*	E	2654,80	Plattformhang	0,56	0,75
*	E	2656,70	Plattformhang	0,59	0,77
E 34471-2	E	2660,06	Plattformhang	0,59	0,77
*	C	2941,00	Plattformhang	0,55	0,74
E 34483-2	C	2942,23	Plattformhang	0,79	0,89
*	C	2942,80	Plattformhang	0,79	0,89
*	C	2944,00	Plattformhang	0,72	0,84
E 34480-2	J	1944,94	Lagune	0,59	0,77
E 34502-2	I	1954,63	Lagune	0,68	0,82

Die Meßergebnisse bieten einen guten Überblick über die thermische Reife besonders der Plattformhangsedimente der Arbeitsgebiete. Die Daten in Tabelle 3 zeigen, daß die thermische Reife dem mittleren bis oberen Erdölfenster (0,7 bis 0,9%R_m) entspricht (TISSOT & WELTE 1984). Während die Daten für den höheren Plattformhang eine geringere Reife anzeigen, dokumentieren sie für die tieferen Plattformhänge eine Zunahme der Reife in Richtung Becken.

Kohlenwasserstoffhaltige Einschlüsse

Organische Substanz liegt weiterhin in Form von kohlenwasserstoffhaltigen Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftzementen vor. Dabei sind es neben Halitzementen besonders Anhydritzemente, in denen kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse enthalten sind. Es handelt sich nach der Klassifikation von ROEDDER (1984) hauptsächlich um primäre Einschlüsse mit Größen zwischen < 5 und 20 µm. Im Durchlicht zeigen sie generell eine braune Eigenfarbe. Sie sind zweiphasig, also aus einer flüssigen und einer gasförmigen Kohlenwasserstoffphase aufgebaut (Tafel IV; Foto 19). Unter UV-Licht erscheinen große Mengen dieser Flüssigkeitseinschlüsse in hellen fluoreszierenden Farben (weißlich bis hellgelb; Tafel IV; Foto 17 und 18). Hinsichtlich ihrer Bildung dokumentieren sie eine Kohlenwasserstoff-Migration während der Zementation. In Kluftzementen in laminierten Stillwasserkarbonaten ist der Gehalt an Flüssigkeitseinschlüssen besonders hoch.

2.2.4 Das lösliche organische Material

2.2.4.1 Gesamtgehalt

Der Gesamtgehalt an löslichem organischen Material in einem Muttergestein wird in erster Linie von der Qualität des organischen Materials (Kerogentyp), der thermischen Reife des Kerogens und eventuell einmigrierten Kohlenwasserstoffen bestimmt. Im Idealfall läßt sich der Genesefortschritt eines Muttergesteins von gleicher Kerogenqualität im Sinne von COOLES et al. (1986) mit zunehmender Versenkung und Reifung anhand steigender Extraktmengen verfolgen. Unter diesem Gesichtspunkt wurden alle Muttergesteinsproben auf ihren Gehalt an löslichem organischen Material hin untersucht. Die Extraktgehalte der einzelnen Proben können Anhang D entnommen werden.

Die Extraktausbeute der untersuchten Proben variiert zwischen 170 und 5200 ppm. Auffallend ist, daß die Extraktmengen innerhalb jeder Bohrung, unterscheidbar nach Lithofaziestypen, stark variierten. So weisen Lösungssaumproben mit 2100 ppm die höchsten, Laminitproben mit 900 ppm mittlere und Mikritproben mit 600 ppm die niedrigsten Gehalte auf (jeweils Durchschnittswerte).

Ein Kluftzement innerhalb eines Laminits wurde ebenfalls untersucht (Probe 32861-K; Bohrung A). Dabei zeigte sich eine relativ hohe Extraktmenge von 580 ppm, welche mit dem erhöhten Vorkommen von kohlenwasserstoffhaltigen Flüssigkeitseinschlüssen erklärt werden kann (vgl. Kap. 2.2.3.2).

2.2.4.2 Stoffgruppenzusammensetzung

Mit Hilfe der MPLC wurden die gewonnenen Extrakte aus den Muttergesteinen in drei Fraktionen getrennt: in die der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe (GKW und AKW) sowie in die der Heterokomponenten (NSO). Der in Hexan aufgenommene Extrakt enthält einen unlöslichen Anteil (Asphaltene), der im weiteren zu den NSO-Komponenten gestellt worden ist. Die prozentualen Anteile der einzelnen Stoffgruppen sind in Anhang D zusammengefaßt.

Der jeweilige prozentuale Anteil der ermittelten GKW, AKW und NSO-Komponenten am löslichen organischen Material zeigt einen weitgespannten Variationsbereich. So variieren die GKW zwischen etwa 7 und 51 Gew.%, die AKW zwischen etwa 8 und 33 Gew.% und die NSO-Komponenten zwischen ungefähr 22 und 84 Gew.% (Abb. 14a und b).

Die Extrakte der überwiegenden Mehrheit der Proben bestehen hauptsächlich aus NSO-Komponenten (bis zu 84 Gew.%). In diesen Extrakten sind die GKW dementsprechend gering, wogegen der prozentuale Anteil der AKW bis auf wenige Ausnahmen bei allen Proben mit etwa 20 bis 30 Gew.% relativ gleichbleibend ist. Das andere Viertel der Extrakte besteht dagegen hauptsächlich aus GKW (bis zu 51%), auf Kosten der NSO-Komponenten.

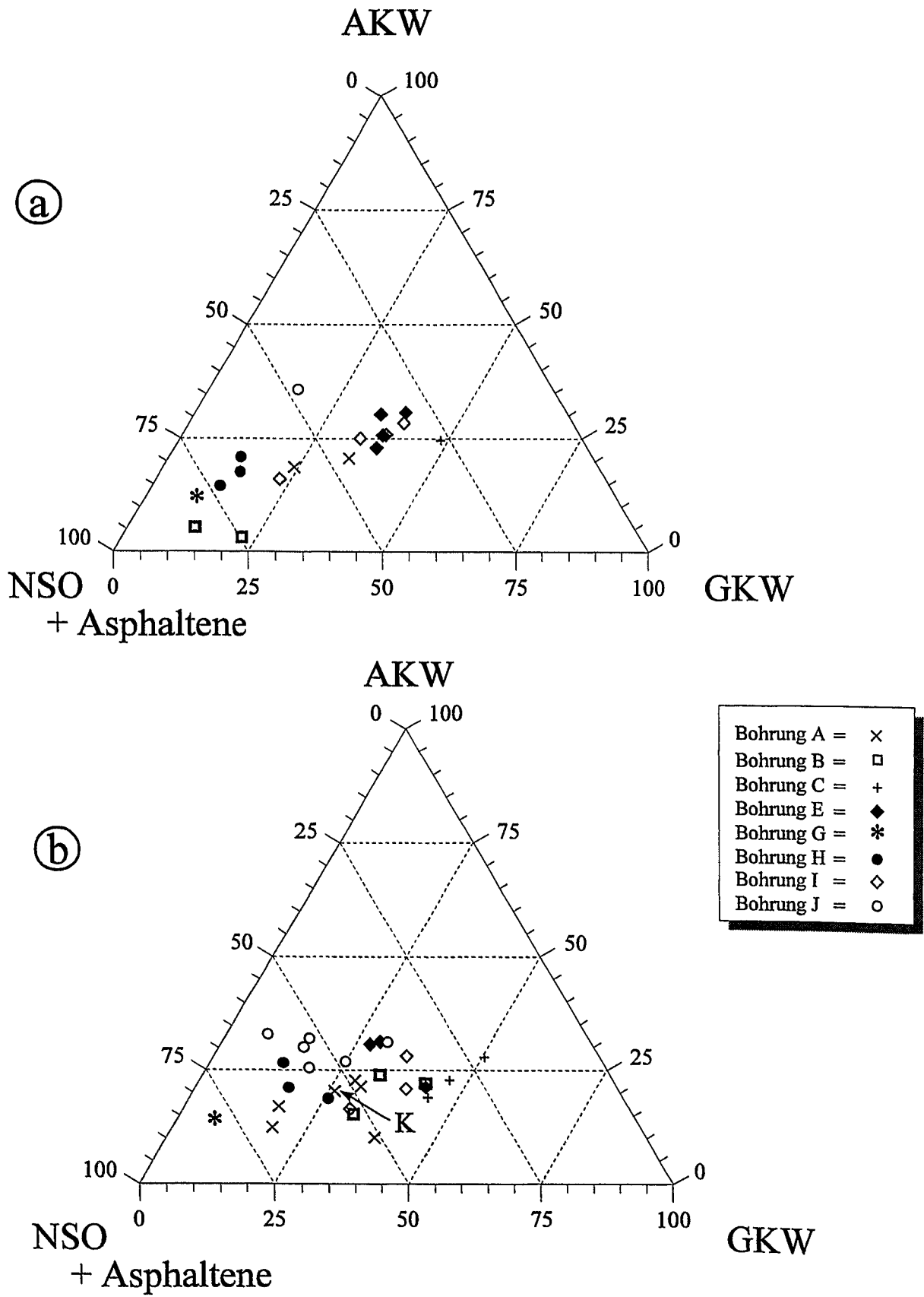


Abb. 14: Anteile an gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffen (GKW und AKW) sowie Heterokomponenten (NSO) und Asphaltenen (Gew.%) für Extrakte aus (a) Lösungssaum- und (b) Mikritproben. Eine Kluftprobe aus Bohrung A ist mit „K“ gekennzeichnet.

Die prozentualen Anteile der Stoffgruppen (GKW, AKW, NSO-Komponenten und Asphalte) in angrenzenden Lösungssaum- und Mikritproben wurden gesondert miteinander verglichen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 14a und b dargestellt.

Für die *Lösungssaumproben* einzelner Bohrungen zeigt sich, daß die Daten relativ eng beieinander liegen. Einzig die Ergebnisse für Bohrung I streuen über einen weiten Bereich. Die Proben aus den Bohrungen B, D und H zeichnen sich durch extrem hohe Anteile an NSO-Komponenten aus. Hohe GKW wurden dagegen für Proben aus den Bohrungen C, E und I ermittelt.

Für die *Mikritproben* zeigt sich, daß die Datenpunkte über einen breiteren Bereich streuen als bei den Lösungssäumen. Einzig für die Probe aus Bohrung G wurde ein hoher Anteil an NSO-Komponenten festgestellt. Die Proben aus Bohrung C sind durch sehr hohe GKW-Anteile gekennzeichnet.

Die Kluftprobe aus Bohrung A ist im Diagramm mit dem Buchstaben „K“ gekennzeichnet und wurde den Daten für die Mikritproben (Abb. 14b) zugeordnet. Sie wurde aufgrund der hohen Anzahl ölhaltiger Flüssigkeitseinschlüsse (Kap. 2.2.3.2) gesondert untersucht und fügt sich bezüglich der Stoffgruppenanteile stimmig in das allgemeine Bild dieser Bohrung ein.

Für die Lösungssaumproben wurden durchschnittliche GKW/ AKW Verhältnisse ermittelt, welche für die aus Bohrung B größer als fünf, für die aus Bohrung C größer als zwei, für die aus den Bohrungen A, E und I größer als eins liegen. Für die Proben aus den Bohrungen G, H und J ergaben sich Verhältnisse unter eins (Tab. 4).

Für die Mikritproben wurden durchschnittliche GKW/ AKW Verhältnisse ermittelt, welche für die aus Bohrung C größer als zwei und für die aus den Bohrungen A, B, E, H und I zwischen eins und zwei liegen. Für die Proben aus den Bohrungen G und J ergaben sich Verhältnisse unter eins (Tab. 4).

Tabelle 4

Durchschnittliche GKW/ AKW-Verhältnisse für Lösungssaum- und Mikritproben

Bohrung	Ø GKW/ AKW Verhältnis im Lösungssaum	Ø GKW/ AKW Verhältnis im Mikrit
A	1,5	1,87
B	5,07	1,83
C	2,02	2,12
E	1,42	1,31
G	0,82	0,5
H	0,80	1,03
I	1,45	1,63
J	0,47	0,67

2.2.4.3 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe

An allen Muttergesteinsproben wurden gaschromatographische Analysen der gesättigten Kohlenwasserstoffe (GKW) durchgeführt. Die Auswertung der Analysen beschränkte sich auf die Moleküle der Kettenlängen $n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{36}$. Außerdem wurden die ermittelten Konzentrationen der n -Alkane und Isoprenoide auf den Gesamtextrakt normiert. Die Ergebnisse sind in Anhang E zusammengefaßt.

Die Gehalte an n -Alkanen variieren in den Muttergesteinen zwischen 3600 und 64386 $\mu\text{g/g}$ Extrakt. Unterschiede in den Gehalten sind besonders zwischen den Lösungssaum- und den angrenzenden Mikritproben zu erkennen. Die Ergebnisse der gaschromatographischen Analysen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

In fast allen Muttergesteinen (Bohrungen A bis J) zeigt sich ein monomodales Verteilungsmuster der n -Alkane, mit einem deutlichen Maximum im niedrig molekularen Bereich ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{18}$; Abb. 15 und 16). Hieraus resultieren auch die hohen LHCPI-Werte (siehe Kap. II) zwischen 1,7 und 7,8.

In einer Lösungssaum- und einer Mikritprobe aus Bohrung G sind die Konzentrationen von $n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{21}$ sehr gering, steigen aber ab $n\text{-C}_{22}$ sprunghaft an und entsprechen dann wieder dem allgemeinen Bild. Eine leichte Bevorzugung der geradzahligen n -Alkane ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{36}$) gegenüber ihren ungeradzahligen Homologen wird durch CPI 1 bis 5-Werte unter eins dokumentiert. Eine außergewöhnlich hohe Konzentration an $n\text{-C}_{17}$ ist in Proben aus den Bohrungen H, I und J zu erkennen (Abb. 16). Vereinzelt zeigen Mikritproben aus den Bohrungen A, B, H und J eine leicht erhöhte Konzentration an $n\text{-C}_{24}$ und $n\text{-C}_{26}$ -Alkanen. In allen Muttergesteinsproben ist eine deutliche Dominanz von Phytan gegenüber Pristan zu erkennen. Es wurden Pristan/Phytan-Verhältnisse von durchschnittlich 0,64 ermittelt.

In den Proben aus den Bohrungen A, B und E entspricht die Konzentration an Pristan etwa der Hälfte der Konzentration an $n\text{-C}_{17}$ (Verhältnisswerte von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ von durchschnittlich 0,45). Demgegenüber ist die Konzentration an Phytan unwesentlich geringer als die an $n\text{-C}_{18}$ Alkanen (Verhältnisswerte von Phytan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ von durchschnittlich 0,75; Abb. 15).

In den Proben aus den Bohrungen G, H, I und J ist die Konzentration an Pristan und Phytan extrem niedrig, verglichen mit den Konzentrationen an $n\text{-C}_{17}$ und $n\text{-C}_{18}$ (Abb. 16). Dies drückt sich in den niedrigen Verhältnisswerten von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ (durchschnittlich 0,10) und von Pristan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ (durchschnittlich 0,19) aus.

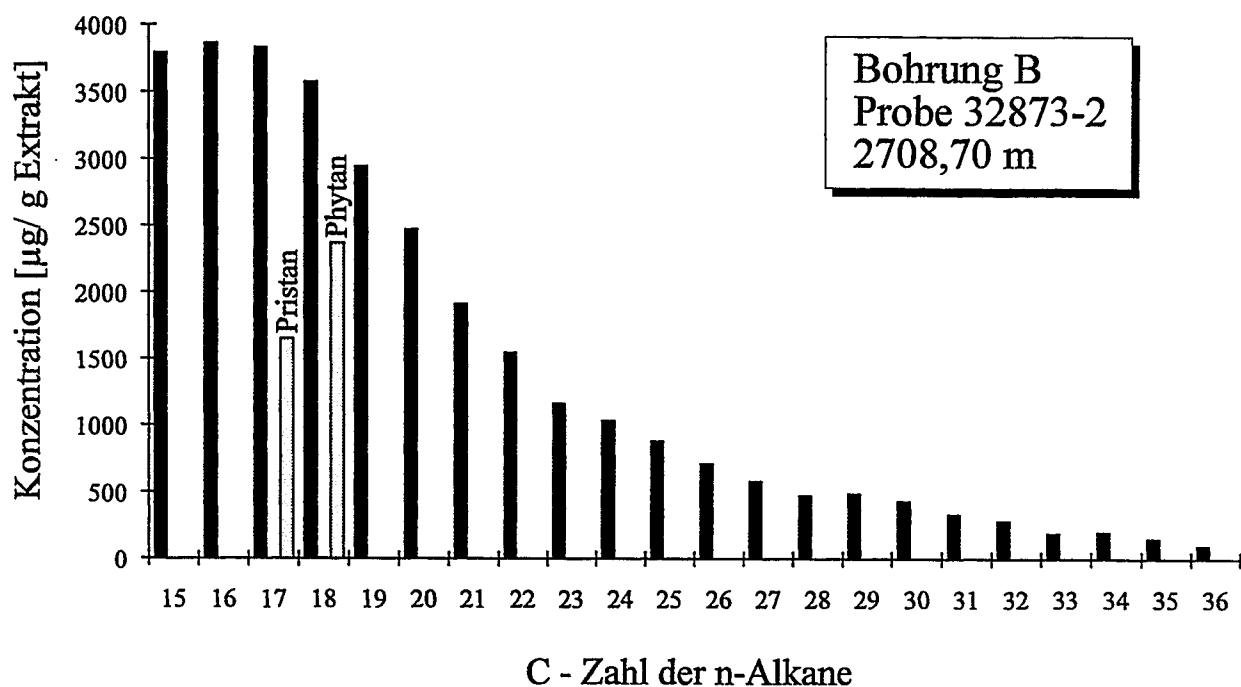


Abb. 15: Beispiel eines typischen Verteilungsmusters der n-Alkane (schwarz) und Isoprenoide (hellgrau) in Muttergesteinen aus den Bohrungen A, B, C und E.

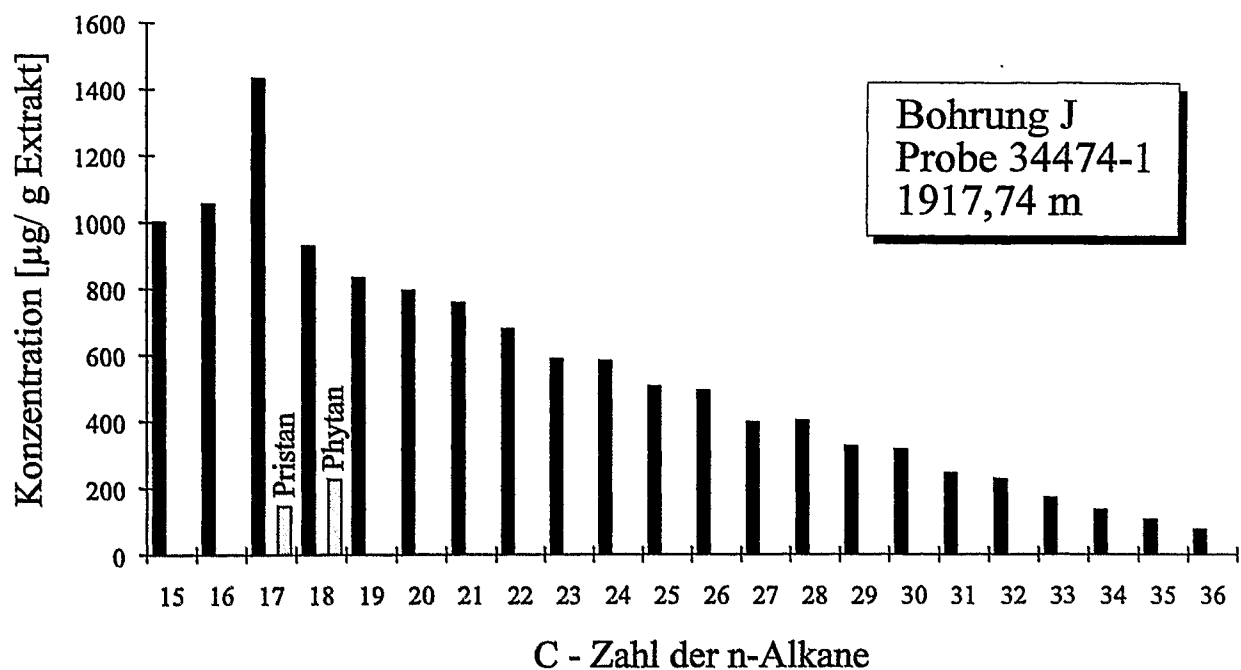


Abb. 16: Beispiel eines typischen Verteilungsmusters der n-Alkane (schwarz) und Isoprenoide (hellgrau) in Muttergesteinen aus den Bohrungen H, I und J.

2.2.4.4 Biologische Markierermoleküle

Chemische Fossilien, auch „Biomarker“ genannt, sind Verbindungen, die von lebenden Organismen synthetisiert wurden und selbst bei der Versenkung der Gesteine und damit verbundenen diagenetischen Prozessen ihre charakteristischen Molekülstrukturen bewahrt haben. Diese chemischen Fossilien dienen in erster Linie zur Bestimmung der ursprünglichen Organofazies sowie den Ablagerungs- und Konservierungsbedingungen (u.a. MACKENZIE et al. 1982; MACKENZIE 1984; MOLDOWAN 1984; TISSOT & WELTE 1984; DE LEEUW & SINNINGHE DAMSTÉ 1990; MOLDOWAN et al. 1990, 1991; PETERS & MOLDOWAN 1992). Daneben sind sie besonders zur Korrelation von Muttergesteinen und Ölen geeignet (SEIFERT & MOLDOWAN 1978, 1981, 1986; MACKENZIE & MCKENZIE 1983; MACKENZIE et al. 1985; MOLDOWAN et al. 1985; PHILP & LEWIS 1987; VOLKMANN 1988 und GALLANGO & CASSANI 1991). Aufgrund unterschiedlicher thermischer Stabilität können ausgewählte Verhältniswerte von bestimmten Stereoisomeren, Triterpenoiden oder Steroiden zur Bestimmung der Reife des organischen Materials herangezogen werden (MACKENZIE 1984 und SEIFERT & MOLDOWAN 1986).

Zur Charakterisierung des organischen Materials in Muttergesteinen des Ca2 wurden ausgewählte Verbindungen pentazyklischer Triterpane (Hopane) und tetrazyklischer Steroide (Sterane) aus der Stoffgruppe der aliphatischen Kohlenwasserstoffe untersucht. Dabei wurden die Verbindungen vor der Messung anhand einer Molsiebadduktion aufkonzentriert (vgl. Anhang B). Die Messungen wurden an metastabilen Ionen durchgeführt, so daß eine hohe Selektivität der einzelnen Komponenten gewährleistet war. Die Peakbezeichnungen sind im Kapitel III und die Verhältniswerte in Kapitel II erklärt. Im Anhang G sind alle Ergebnisse zusammengefaßt. Die ermittelten Reifedaten werden in Kapitel 2.2.4.6 ausführlich erläutert.

a) Hopane (m/z 191)

Anhand der gaschromatographisch ermittelten Verteilungsmuster der Hopane (in Abbildung 17 dargestellt) lassen sich die Proben grob drei Gruppen zuordnen:

Gruppe 1

Typische Vertreter dieser Gruppe sind die Proben aus den Bohrungen A und B. Dominierend ist in allen Proben das C₃₀-Hopan (Peak 10). Das 22S-17 α (H)-Norhopan (Peak 5) stellt den nächst niedrigeren Peak dar, wobei die Peakintensität nur etwa die Hälfte des C₃₀-Hopan

ausmacht. Das $18\alpha(\text{H})$ -Norneohopan (Peak 6) kommt nur untergeordnet vor. Das Verhältnis der $\text{C}_{30}/\text{C}_{29}$ -Hopane beträgt durchschnittlich 1,84.

In den Proben aus Bohrung A ist der Gehalt des $17\alpha(\text{H})$ -Trisnorhopans (Tm; Peak 2) gegenüber dem des $18\alpha(\text{H})$ -Trisnorneohopans (Ts; Peak 1) etwa 2,6 mal höher. In den Proben aus Bohrung B ist das Verhältnis genau umgekehrt. Das Ts/ Tm-Verhältnis ist für Proben aus Bohrung A generell kleiner als eins und für Proben aus Bohrung B größer als eins. Sämtliche Proben enthalten in geringen Mengen $17\beta(\text{H})$ -Norhopan (Normoretan; Peak 8) und $17\beta(\text{H})$ -Hopan (Moretan; Peak 12). Die Peaks der 22S-Isomere der Homohopanreihe (Peaks 13 bis 28) weisen generell höhere Intensitäten auf, als die der 22R-Isomere, so daß sich ein Hopanisomerisierungs-Verhältnis ($22\text{S}/(22\text{S}+22\text{R})$; Peaks 18/(18+19)) von durchschnittlich 0,22 errechnet. Die Intensitäten der Peaks der C_{31} - bis C_{34} -Homohopane nehmen kontinuierlich ab, wogegen das Pentahomohopan (C_{35} ; Peaks 27 und 28) deutlich stärker vertreten ist. In den Proben aus beiden Bohrungen sind geringe Gehalte der C_{28} - und C_{29} -trizyklischen Triterpane enthalten. Die Proben aus Bohrung B enthalten in geringen Mengen auch pentazyklische Hopane.

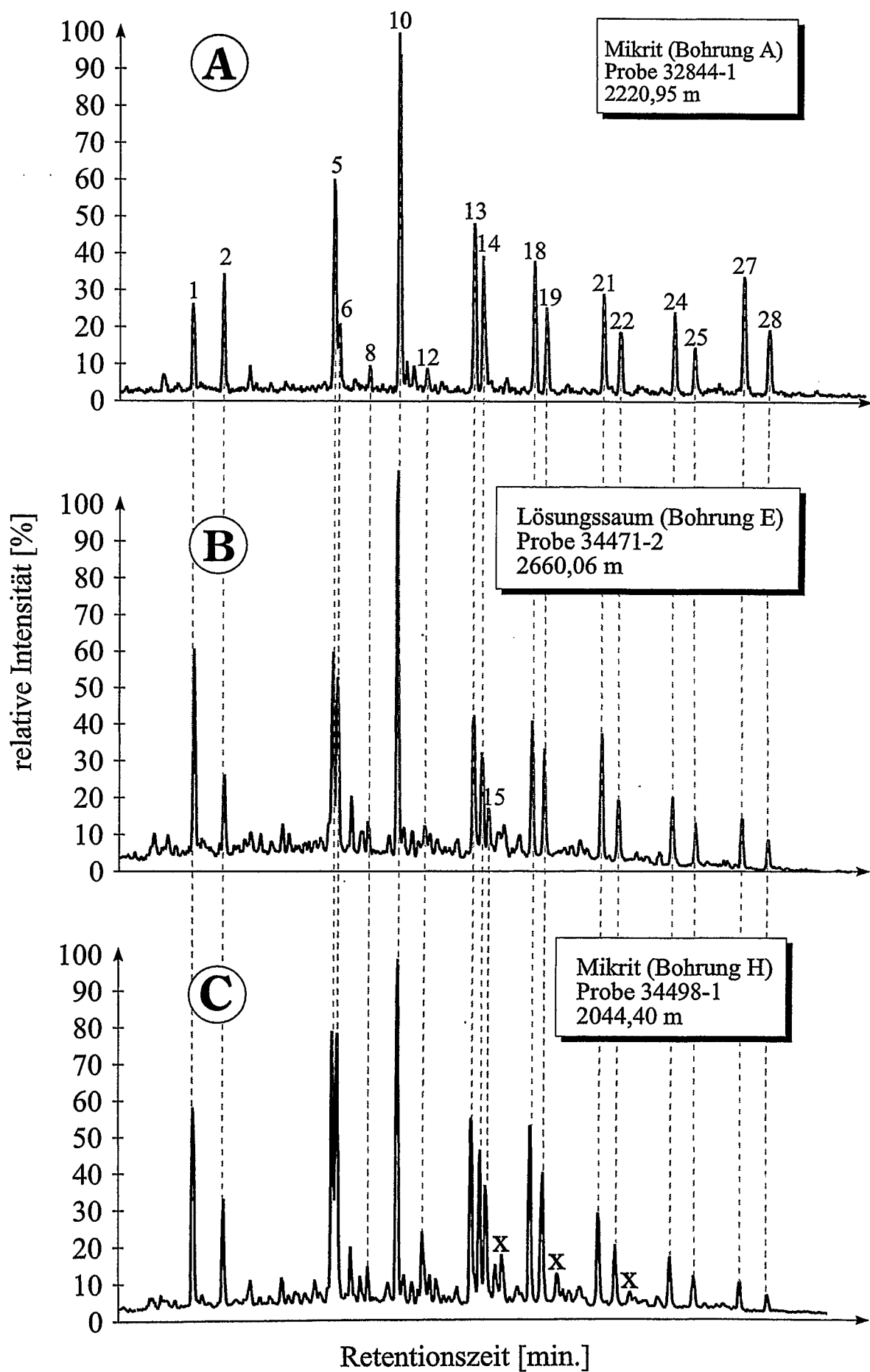
Gruppe 2

Typische Vertreter der zweiten Gruppe sind die Proben aus den Bohrungen C und E. Das C_{30} -Hopan (Peak 10) ist, ausgenommen in Probe 34483-2, in allen Proben dominierend. Die Intensität des $18\alpha(\text{H})$ -Trisnorneohopans (Ts; Peak 1) ist gegenüber der des $17\alpha(\text{H})$ -Trisnorhopans (Tm; Peak 2) deutlich erhöht. Das durchschnittliche Ts/Tm-Verhältnis beträgt 5,1 für die Proben aus Bohrung C und 2,4 für die aus Bohrung E. In den Proben aus beiden Bohrungen zeigen sich etwa gleiche Peakintensitäten für das $17\alpha(\text{H})$ -Norhopan (Peak 5) und das $18\alpha(\text{H})$ -Norneohopan (Peak 6). Das durchschnittliche Verhältnis der $\text{C}_{29}/\text{C}_{30}$ -Hopane beträgt 2,5 (Bohrung C) bzw. 1,6 (Bohrung E). Die Proben aus beiden Bohrungen enthalten außerdem geringe Mengen C_{30} -pentazyklische Hopane. Die Peaks der 22S-Isomere der Homohopanreihe (Peaks 13 bis 28) weisen höhere Intensitäten als die der 22R-Isomere auf, so daß sich ein Hopanisomerisierungs-Verhältnis von durchschnittlich 0,08 errechnet. Die Peakintensitäten der C_{31} - bis C_{33} -Homohopane nehmen nur leicht ab, wogegen die der C_{34} - und C_{35} -Homohopane deutlich stärker zurückgehen. In allen Proben konnte Gammaceran nachgewiesen werden. Der durchschnittliche Gammaceran-Index liegt bei 0,3 (Bohrung C) bzw. bei 0,2 (Bohrung E). In den Proben aus beiden Bohrungen sind trizyklische C_{28} - und C_{29} -Terpane enthalten.

Gruppe 3

Typische Vertreter der dritten Gruppe sind die Proben aus den Bohrungen G, H, I und J. Das C₃₀-Hopan (Peak 10) ist, ausgenommen die Proben 34495-2 (Bohrung H) und 34485-1 (Bohrung I), dominierend. Der Gehalt des 18 α (H)-Trisnorhopans (Ts; Peak 1) ist gegenüber dem des 17 α (H)-Trisnorhopans (Tm; Peak 2) deutlich erhöht. Die durchschnittlichen Ts/Tm-Verhältnisse betragen 1,2 (Bohrung G), 2,9 (Bohrung H), 4,5 (Bohrung I) und 1,6 (Bohrung J). Für die Proben aus den vier Bohrungen wurden etwa gleiche Peakintensitäten von 17 α (H)-Norhopan (Peak 5) und 18 α (H)-Norneohopan (Peak 6) bestimmt. Für alle Proben errechnet sich ein durchschnittliches C₂₉/C₃₀-Hopan Verhältnis von etwa 0,76. Alle Proben enthalten in geringen Mengen C₃₂- bis C₃₄-hexazyklische Hopane. Die Peaks der 22S-Isomere der Homohopanreihe (Peaks 13 bis 28) weisen höhere Intensitäten auf, als die der 22R-Isomere, so daß sich ein durchschnittliches Hopanisomerisierungs-Verhältnis von 0,05 errechnet. Die Gehalte der C₃₁- bis C₃₂-Homohopane sind für die meisten Proben nahezu identisch. In einigen Proben ist das C₃₂-Homohopane sogar stärker vertreten (z.B. Probe 34476; Bohrung J). Die C₃₃- und C₃₅-Homohopane weisen deutlich geringere Peakintensitäten auf. Alle untersuchten Proben enthalten Gammaceran. Die durchschnittlichen Gammaceran-Indizes betragen 0,2 (Bohrung G), 0,3 (Bohrung H), 0,5 (Bohrung I) und 0,2 (Bohrung J).

Abb. 17 (nächste Seite): Die Spuren von drei m/z 191 Massen-Fragmentogrammen für verschiedene Muttergesteinsproben des Ca2 zeigen eine typische Verteilung der Hopane. Die Peakbezeichnungen sind im Kapitel III dokumentiert. Mit (x) sind die hexazyklischen Hopane C₃₂ bis C₃₄ gekennzeichnet (Erläuterungen im Text).



b) Sterane (m/z 217)

Ähnlich wie bei den Hopanen lassen sich die mit der GC/MS ermittelten Verteilungsmuster der Sterane in drei Gruppen einteilen. Abbildung 18 veranschaulicht in einem Beispiel die Peakverteilung sowie die -intensitäten der C₂₆- bis C₃₀-Sterane:

Gruppe 1

In den Proben aus den Bohrungen A und B zeigt sich anhand der Massen-Fragmentogramme, daß C₂₇- bis C₂₉-Sterane in den Muttergesteinen enthalten sind. Deutlich erhöhte Massen wurden für die C₂₉-Sterane ermittelt. Bei allen Proben kommen unregelmäßige β α -Diasterane (Peaks A1/A2, B1/B2 und C1/C2) und regelmäßige ααα (20S+R)- und αββ (20S+R)-Sterane (Peaks A5 bis A8, B5 bis B8 und C5 bis C8) vor. Die Peakintensitäten der C₂₇- bis C₂₉-Sterane sind im Vergleich mit denen der dazugehörigen C₂₇- bis C₂₉-Diasterane deutlich erhöht. Die Konfiguration 20S dominiert bei allen β α -Diasteranen.

Die Peakintensitäten von αββ (20S+R)-Steranen (Peaks A6/A7, B6/B7 und C6/C7) sind im Vergleich zu denen der ααα (20S+R)-Sterane (Peaks A5/A8, B5/B8 und C5/C8) deutlich erhöht, wogegen die Peakintensitäten der 20R- und 20S-Konfiguration nahezu gleich sind. Die Peakintensitäten der 20R-Konfiguration der ααα-Sterane gleichen bei den C₂₉-Steranen in etwa denen der 20S-Konfiguration, wogegen sie bei den C₂₇- und C₂₈-Steranen wesentlich höher ausfallen.

Gruppe 2

Aus den Massen-Fragmentogrammen geht hervor, daß in den Muttergesteinen aus den Bohrungen C und E das gesamte Spektrum an C₂₆- bis C₃₀-Steranen enthalten ist. Die höchsten Massen wurden für die C₂₇-, C₂₈- und C₂₉-Sterane ermittelt, wobei die Masse des C₂₇-Sterans deutlich hervorsticht. Es zeigt sich, daß bei allen Proben unregelmäßige β α - und αβ-Diasterane (Peaks X1 bis X4, A1 bis A4, B1 bis B4, C1 bis C4 und D1 bis D4) und regelmäßige ααα (20S+R)- und αββ (20S+R)-Sterane (Peaks X5 bis X8, A5 bis A8, B5 bis B8, C5 bis C8 und D5 bis D8) vorhanden sind.

Die Peakintensitäten der C₂₇-Diasterane sind im Vergleich zu denen der C₂₇-Sterane deutlich erhöht, während sie bei den C₂₈- und C₂₉-Diasteranen und den dazugehörigen C₂₈- und C₂₉-Steranen in etwa gleich hoch sind. Generell weisen die β α -Diasterane (Peaks X1/X2, A1/A2, B1/B2, C1/C2 und D1/D2) deutlich höhere Peakintensitäten als die αβ-Diasterane (Peaks

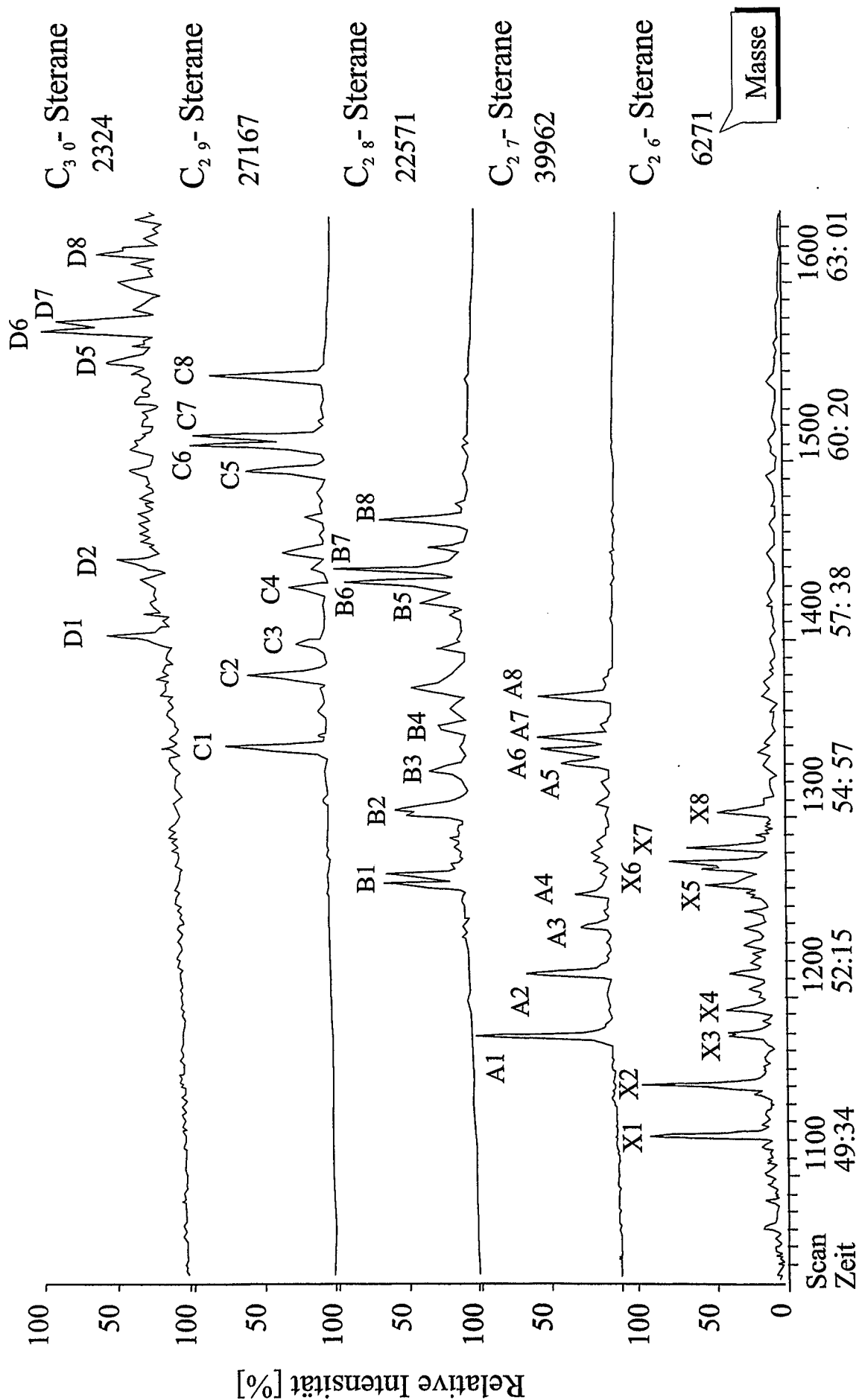
A3/A4, B3/B4 und C3/C4) auf. Die Konfiguration 20S dominiert bei allen $\beta\alpha$ -Diasteranen. Die Peakintensitäten aller $\alpha\beta\beta$ (20S+R)-Sterane (Peaks X6/X7, A6/A7, B6/B7, C6/C7 und D6/D7) sind im Vergleich zu den zugehörigen $\alpha\alpha\alpha$ (20S+R)-Steranen (Peaks X5/X8, A5/A8, B5/B8, C5/C8 und D5/D8) deutlich erhöht, wobei sich die Gehalte der 20R- und 20S-Konfiguration nahezu gleichen. Die Peakintensitäten der 20R-Konfiguration der $\alpha\alpha\alpha$ -Sterane fallen jedoch deutlich höher aus, als die der 20S-Konfiguration.

Gruppe 3

Für die Proben aus den Bohrungen G, H, I und J zeigt sich anhand der Massen-Fragmentogramme, daß C_{26} - bis C_{30} -Sterane in den Muttergesteinen enthalten sind. Deutlich erhöhte Massen sind für die C_{29} -Sterane ermittelt worden. Ausnahmen hiervon bilden zwei Proben aus Bohrung H, in denen die Massen der C_{27} -Sterane deutlich erhöht sind. In allen Proben sind bei den C_{27} - bis C_{29} -Steranen unregelmäßige $\beta\alpha$ -Diasterane (Peaks A1/A2, B1/B2 und C1/C2) und $\alpha\beta$ -Diasterane (Peaks A3/A4, B3/B4 und C3/C4) sowie regelmäßige $\alpha\alpha\alpha$ (20S+R)- und $\alpha\beta\beta$ (20S+R)-Sterane (Peaks A5 bis A8, B5 bis B8 und C5 bis C8) enthalten. Die Peakintensitäten der C_{27} - bis C_{29} -Diasterane sind, verglichen mit denen der dazugehörigen C_{27} - bis C_{29} -Sterane, deutlich erhöht. Generell sind die $\beta\alpha$ -Diasterane in ihren Peakintensitäten den $\alpha\beta$ -Diasteranen deutlich überlegen. Die Konfiguration 20S dominiert bei allen $\beta\alpha$ -Diasteranen. Ausnahmen bilden die Proben aus Bohrung I, bei denen die 20R-Konfiguration des C_{26} -Diasterans (Peaks X2 über X1) dominiert.

Die Peakintensitäten der $\alpha\beta\beta$ (20R+S)-Sterane (Peaks X6/X7, A6/A7, B6/B7, C6/C7 und D6/D7) sind im Vergleich zu den Peakintensitäten der zugehörigen $\alpha\alpha\alpha$ (20S+R)-Sterane (Peaks X5/X8, A5/A8, B5/B8, C5/C8 und D5/D8) in den Proben aus den Bohrungen G und J leicht erhöht, in denen aus Bohrung H etwa gleich hoch und in denen aus Bohrung I etwas niedriger. Die Peakintensitäten der 20R-Konfiguration der $\alpha\alpha\alpha$ -Sterane sind bei den C_{26} - bis C_{30} -Steranen sehr viel höher als bei denen der 20S-Konfiguration.

Abb. 18 (nächste Seite): Die dargestellten Spuren der m/z 217 Massen-Fragmentogramme zeigen die typische Verteilung der C_{26} - bis C_{30} -Sterane im Muttergestein des Ca2 (Gruppe 2; Bohrung E; Probe 34473-2). Die Peakbezeichnungen sind in Kapitel III erläutert.



2.2.4.5 Zusammensetzung der aromatischen Kohlenwasserstoffe

Gaschromatographische Analysen der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe (AKW) wurden an Muttergesteinsproben aus den Bohrungen A und B durchgeführt. Die Auswertung dieser Analysen beschränkt sich auf die Gruppe der Alkylhomologen des Naphthalins und des Phenanthrens, da diese routinemäßig zur Ermittlung der Reife des organischen Materials herangezogen werden. Die ermittelten Konzentrationen der Einzelkomponenten sind auf den Gesamtextrakt normiert worden. Zusätzlich wurden Schwefelaromaten der Gruppe der Methyl Dibenzothiophene (MDBT) sowie das Dibenzothiophen (DBT) mittels der Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (HPLC) isoliert und gaschromatographisch untersucht. Die aus den AKW und den Schwefelaromaten abgeleiteten Reifedaten sind in Kapitel 2.2.4.6 ausführlich erläutert. Die Ergebnisse sind im Anhang F zusammengefaßt.

Die Konzentrationen der polyzyklischen AKW variieren in den Muttergesteinen zwischen 1270 und 23904 µg/g Extrakt. Dabei sind die Konzentrationen in den Lösungssämen signifikant höher als in den Mikriten. Die Lösungssaumprobe 32844-2 (Bohrung A) enthält zum Beispiel 12336 µg/g Extrakt, wogegen die Konzentration in der benachbarten Mikritprobe 32844-1 mit 3194 µg/g Extrakt nur ein Viertel davon beträgt. Die aus Bohrung B entnommene Lösungssaumprobe 32871-2 weist bei einer heute 500 m tieferen Teufe eine Konzentration von 23904 µg/g Extrakt auf. Die Konzentration in der direkt benachbarten Mikritprobe 32871-1 ist mit 4432 µg/g Extrakt 83% niedriger. Die durchschnittlichen Konzentrationen der AKW in den Mikritproben aus beiden Bohrungen zeigen für die Proben aus Bohrung A etwas höhere AKW-Gehalte (3614 µg/g Extrakt) als für die aus Bohrung B (2749 µg/g Extrakt).

Die folgenden Beschreibungen der Daten beschränken sich ausnahmslos auf die Gruppe der Di- und Trimethylnaphthaline sowie die der Methyl- und Dimethylphenanthrene, da nur für diese Verbindungen vollständige Datensätze vorhanden sind. Anhand der gaschromatographisch ermittelten Verteilungsmuster der AKW lassen sich die Proben in zwei Kategorien einteilen:

- 1) Proben, in denen die Konzentrationen der Ringklassen von den Dimethylnaphthalinen bis zu den Dimethylphenanthrenen stufenweise abnehmen (Abb. 19) und
- 2) Proben, in denen die Konzentrationen der Ringklassen von den Dimethylnaphthalinen bis zu den Dimethylphenanthrenen sukzessive ansteigen (Abb. 20).

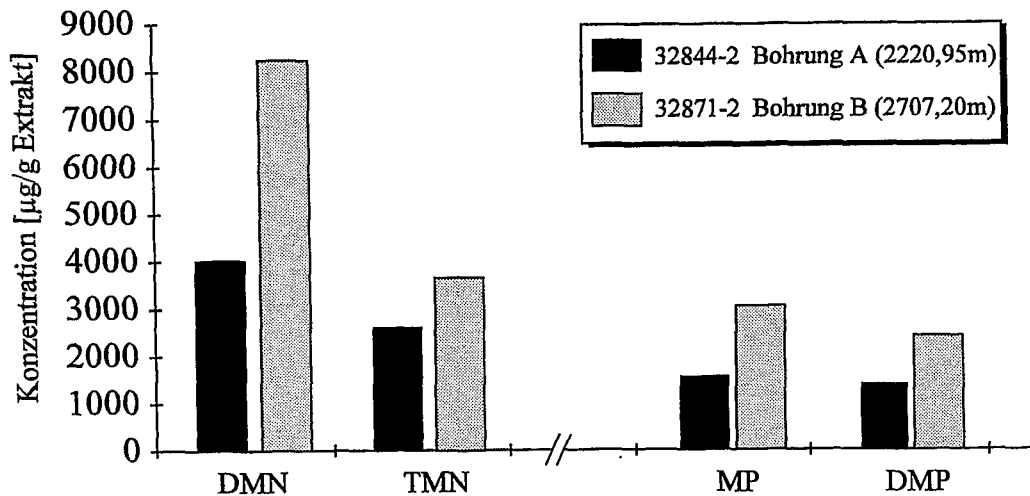


Abb. 19: Typische Verteilungsmuster von Konzentrationen an Dimethylnaphthalinen (DMN), Trimethylnaphthalinen (TMN), Methylphenanthrenen (MP) und Dimethylphenanthrenen (DMP) in Lösungssaumproben aus den Bohrungen A und B.

Typische Vertreter der ersten Gruppe sind zwei Lösungssaumproben aus Bohrung A (Probe 32844-2) und aus Bohrung B (Probe 32871-2) sowie zwei Mikritproben aus Bohrung B (Probe 32871-1 und 32873-1). Diese Proben sind durch überdurchschnittlich hohe Konzentrationen an Dimethylnaphthalinen gekennzeichnet. Die Trimethylnaphthaline machen mengenmäßig nur noch etwa die Hälfte der Dimethylnaphthaline aus. Ab den Trimethylnaphthalinen nimmt die Konzentration an Methylphenanthrenen und Dimethylphenanthrenen kontinuierlich ab.

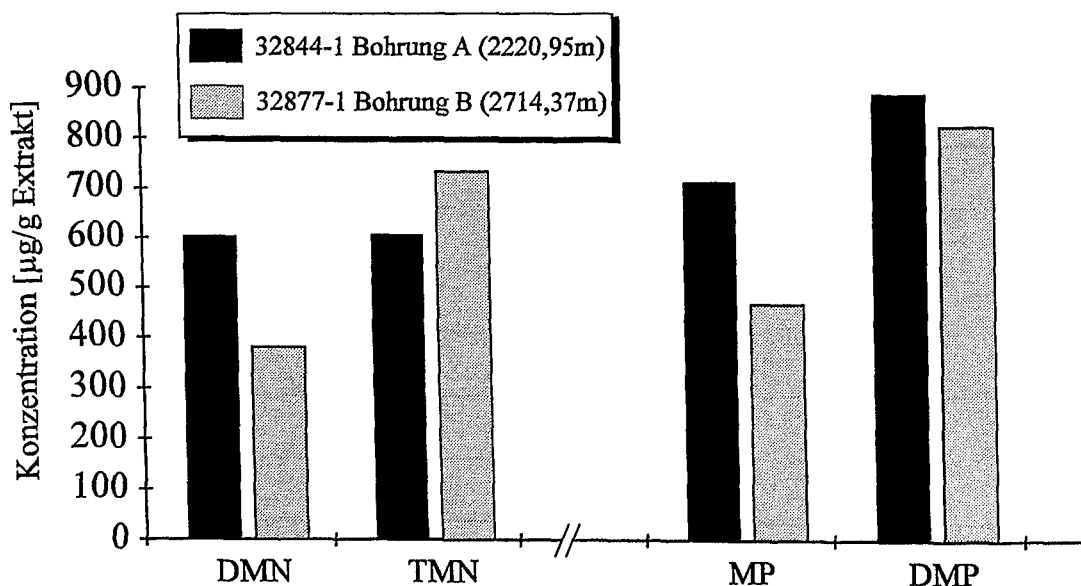


Abb. 20: Typische Verteilungsmuster der Konzentrationen von Dimethylnaphthalinen (DMN), Trimethylnaphthalinen (TMN), Methylphenanthrenen (MP) und Dimethylphenanthrenen (DMP) in Mikritproben aus den Bohrungen A und B.

Typische Vertreter der zweiten Gruppe sind Mikritproben aus Bohrung A (Probe 32844-1) und aus Bohrung B (Probe 32877-1). Diese Proben sind durch eine niedrige Konzentration an Dimethylnaphthalinen gekennzeichnet. Die Trimethylnaphthaline sind mengenmäßig etwas höher bis doppelt so stark vertreten wie die Dimethylnaphthaline. Ab den Trimethylnaphthalinen nimmt die Konzentration an Methylphenanthrenen und Dimethylphenanthrenen kontinuierlich zu.

Das Verhältnis zwischen aufsummierten Naphthalinen und aufsummierten Phenanthrenen zeigt für alle Proben aus Bohrung A, mit Ausnahme der Lösungssaumprobe 32844-2, Werte unter eins, wogegen für alle Proben aus Bohrung B Werte über eins ermittelt wurden.

Alle untersuchten Muttergesteine enthalten einen Anteil an aromatischen Schwefelverbindungen. Bei den Schwefelverbindungen handelt es sich um das Dibenzothiophen (DBT) und die Methyltribenzothiophene (4-M-DBT, 2+3-M-DBT und 1-M-DBT). Zur Ermittlung der Reife des organischen Materials dienen allein die relativen Verhältnisse der einzelnen Schwefelverbindungen zueinander (der höchste Peak ist gleich 100%). Für die Proben aus den Bohrungen A und B wurden deutliche Unterschiede festgestellt (Abb. 22).

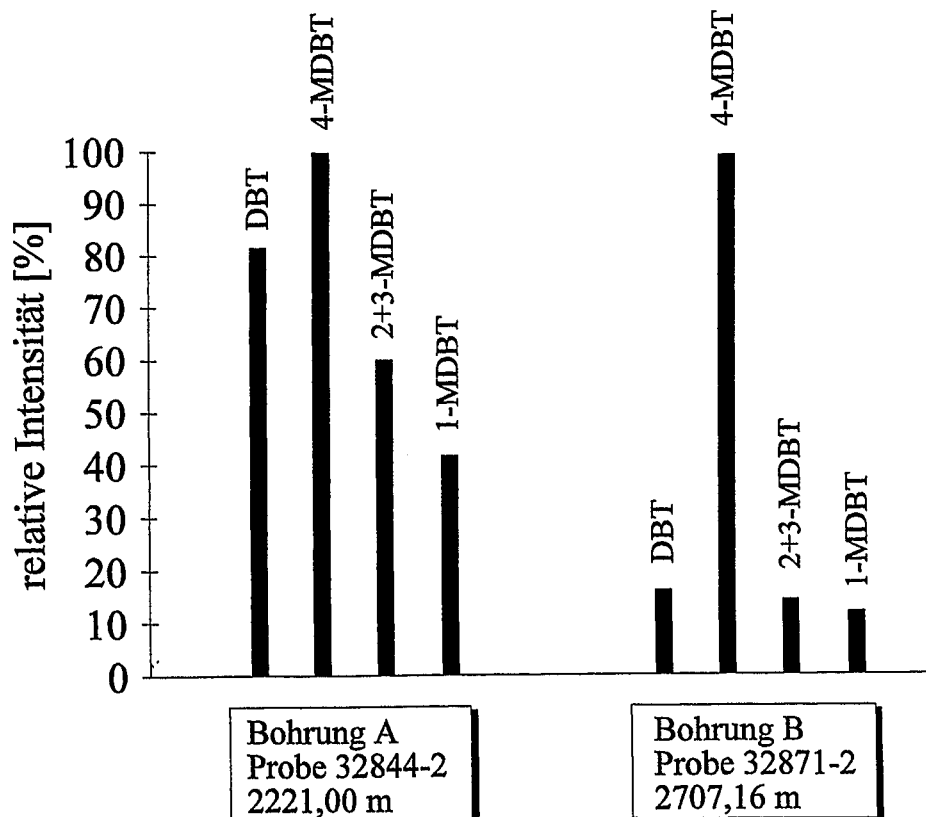


Abb. 21: Vergleich der relativen Peakintensitäten (der höchste Peak ist gleich 100%.) von Dibenzothiophen (DBT) und von Methyltribenzothiophenen (4-M-DBT, 2+3-M-DBT und 1-M-DBT) zweier Lösungssaumproben des Ca₂.

In den Proben aus Bohrung A sind die Peak-Intensitäten des 4-M-DBT und des DBT überdurchschnittlich hoch. Während die 2+3-M-DBT noch etwa 60% der Peak-Intensitäten ausmachen, sind es beim 1-M-DBT nur noch ungefähr 40%. Das durchschnittliche Verhältnis von 4-M-DBT zu 1-M-DBT aller Proben liegt bei 2,6.

Für die Proben aus Bohrung B zeigt das 4-M-DBT den Peak mit der höchsten Peak-Intensität, während das DBT und die 2+3-M-DBT nur noch etwa 20% und das 1-M-DBT sogar nur noch etwa 10% des 4-M-DBT Peaks ausmachen. Das durchschnittliche Verhältnis von 4-M-DBT zu 1-M-DBT aller Proben beträgt 5,3.

2.2.4.6 Chemische Reifeparameter

Die strukturellen und chemischen Veränderungen, die das organische Material während thermischer Beanspruchung erfuhr, können anhand etablierter organisch-geochemischer Reifeparameter nachgewiesen werden. Dabei beruht diese Reifebestimmung im wesentlichen auf einer unterschiedlichen thermischen Stabilität von bestimmten Verbindungen innerhalb einer homologen Reihe. Allerdings besitzen die meisten Reifeparameter nur für begrenzte Reifeintervalle ihre Gültigkeit und müssen somit überlegt aufeinander abgestimmt sein. Eine gute zusammenfassende Darstellung der gebräuchlichsten organisch-geochemischen Reifeparameter wurde von RADKE et al. (1986); RADKE (1987, 1988) sowie von PETERS & MOLDOWAN (1993) publiziert. In der vorliegenden Studie wurden ausgewählte Isomerenverhältnisse aromatischer Alkylhomologe und chemischer Fossilien zur Bestimmung des Reifezustandes des löslichen organischen Materials im Muttergestein verwandt. Die Ergebnisse sind in Anhang G zusammengefaßt. Wie sich die Verhältniswerte im Einzelnen berechnen, ist in Kapitel II beschrieben.

Für Proben aus den Bohrungen A und B wurden anhand der aromatischen Alkylhomologen der Methylphenanthrene und der Methyldibenzothiophene Reifeparameter errechnet, die, anhand einer von RADKE & WELTE (1983), RADKE et al. (1986) und RADKE (1988) publizierten Kalibrationskurve, ein Äquivalent zur Vitrinitreflexion darstellen (Abb. 22):

- 1) der aus dem Methylphenanthren-Index (MPI1) abgeleitete **R_c**-Wert und
- 2) der aus dem Methyldibenzothiophen-Ratio (MDR) berechnete **R_{cs}**-Wert.

Die ermittelten durchschnittlichen R_c-Werte sind mit 0,76% (Bohrung A) und 0,75% (Bohrung B) trotz einer rezenten Teufendifferenz von etwa 500 m in etwa gleich. Die einzige

Ausnahme bildet Probe 32844-1 (Bohrung A), für welche ein vergleichsweise hoher Rc-Wert von 0,86% berechnet wurde.

Die für die Proben aus Bohrung A berechneten durchschnittlichen Rcs-Werte sind mit 0,74% den Rc-Werten sehr ähnlich. Demgegenüber sind die für Proben aus Bohrung B berechneten durchschnittlichen Rcs-Werte mit 0,85% deutlich höher. Als markante Ausnahme wurde für Probe 32877-1 aus dieser Bohrung ein ungewöhnlich hoher Rcs-Wert von 2,66% bestimmt.

Zusammenfassend entspricht die thermische Reife des Bitumens im Ca2 aus Bohrung A einer Vitritreflexion von etwa 0,75% R_m und aus Bohrung B einer Vitritreflexion von etwa 0,75% bis 0,85% R_m .

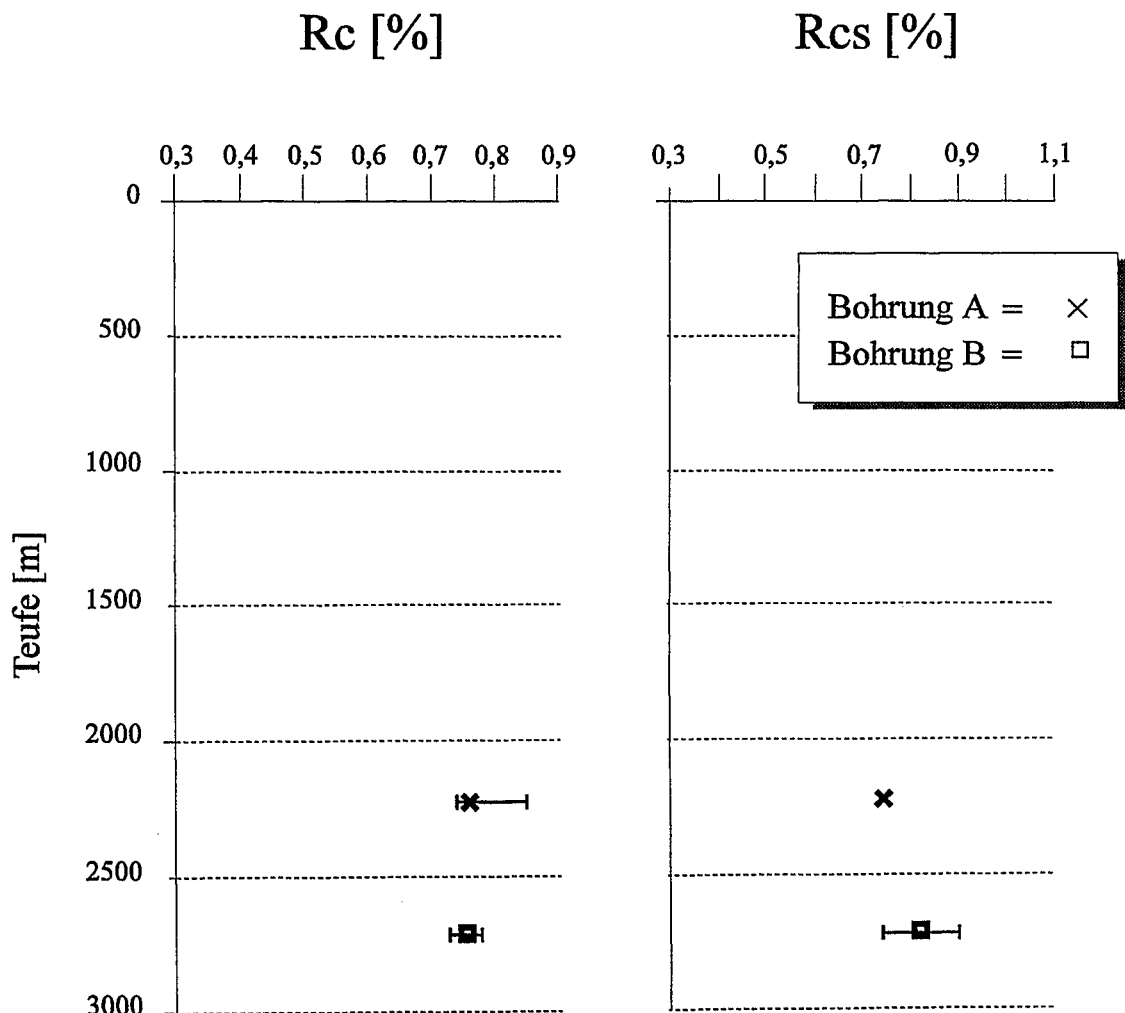


Abb. 22: Rc- und Rcs-Werte als Äquivalente der Vitritreflexion vs. Teufe für Bitumen aus Muttergesteinsproben des Ca2. Die Rc-Werte wurden aus dem Methylphenanthren-Index (MPII) und die Rcs-Werte aus dem Methylthiophen-Ratio (MDR) berechnet, welche ausführlich in Kapitel II erläutert sind.

Für Bitumen in Muttergesteinsproben aus den Bohrungen A bis J wurden anhand verschiedener Isomerenverhältnisse aus den Gruppen der Hopane und der Sterane folgende Reifeparameter errechnet (Abb. 23) und mit der Vitritreflexion korreliert (Abb. 24; Erläuterungen siehe Kapitel II):

- 1) C_{32} -17 α (H)-Homohopan-Isomerisierung [22S/ (22S+22R)]: Die biologische Ausgangskomponente enthält nur das 22R-Epimer, welches sich durch thermische Reifung in das 22S-Epimer umwandelt. Das Verhältnis steigt von 0 bis zu einem Gleichgewichtswert von 0,62 an. Das Gleichgewicht tritt nach SEIFERT & MOLDOWAN (1986) bei einem Verhältnis zwischen 0,55 und 0,62 ein und entspricht einer Vitritreflexion von etwa 0,6% R_m .
- 2) 5α (H),14 α (H),17 α (H)-20S/ (5α (H),14 α (H),17 α (H)-20S + 5α (H),14 α (H),17 α (H)-20R) für die C_{27} -Sterane: Die biologischen Vorläufermoleküle enthalten ausschließlich das 20R-Epimer, welches sich durch thermische Reifung in das 20S-Epimer umwandelt. Das Verhältnis steigt von 0 bis zu einem Gleichgewichtswert von 0,55 an. Das Gleichgewicht tritt nach SEIFERT & MOLDOWAN (1986) bei einem Verhältnis zwischen 0,52 und 0,55 ein und entspricht einer Vitritreflexion von etwa 0,8% R_m . Aber auch Verhältnisse von $0,45 \pm 0,03$ werden nach WAPLES & MACHIHARA (1991) mit einer Vitritreflexion zwischen 0,65% und 0,79% R_m korreliert.
- 3) $2 \times (5\alpha$ (H),14 β (H),17 β (H)- (20R+S)/ ($2 \times (5\alpha$ (H),14 β (H),17 β (H)- (20R+S) + 5α (H),14 α (H),17 α (H)- (20R+S)) für die C_{27} -Sterane: Die $\alpha\alpha\alpha$ -Konfiguration wird während der thermischen Reifung des organischen Materials zur $\alpha\beta\beta$ -Konfiguration isomerisiert. Das Verhältnis steigt von 0 bis zu einem Verhältniswert um 0,71 an. Das Gleichgewicht tritt nach SEIFERT & MOLDOWAN (1986) bei einem Verhältnis zwischen 0,67 und 0,71 ein und entspricht einer Vitritreflexion von etwa 0,90% R_m .
- 4) 13β (H),17 α (H)-20S/ (13β (H),17 α (H)-20S + 13β (H),17 α (H)-20R) für die C_{27} -Diasterane: Die biologischen Vorläufermoleküle enthalten ausschließlich die 20R-Konfiguration, welche sich durch thermische Reifung in die 20S-Konfiguration umwandelt. Das Verhältnis steigt von 0 bis zu einem Gleichgewichtswert von etwa 0,62 an. Das Gleichgewicht tritt nach MACKENZIE et al. (1980) wie bei der C_{32} -17 α (H)-Homohopan-Isomerisierung [22S/ (22S+22R)] zwischen 0,55 und 0,62 ein und entspricht einer Vitritreflexion von etwa 0,60% R_m .

Nicht unerwähnt bleiben soll, daß die oben aufgeführte Gleichgewichtseinstellung je nach Ablagerungsraum und -milieu leicht verschoben sein können (z. B. MACKENZIE et al. 1984; TEN HAVEN et al. 1988; PETERS & MOLDOWAN 1993).

Der unter Punkt (1) aufgeführte C_{32} -[22S/ (22S+22R)] Homohopan-Isomerisierungsgrad zeigt, daß diese Verhältniswerte für alle Proben jenseits der kritischen Grenze der Gleichgewichtseinstellung liegen. Demnach ist keine Reifeabschätzung möglich.

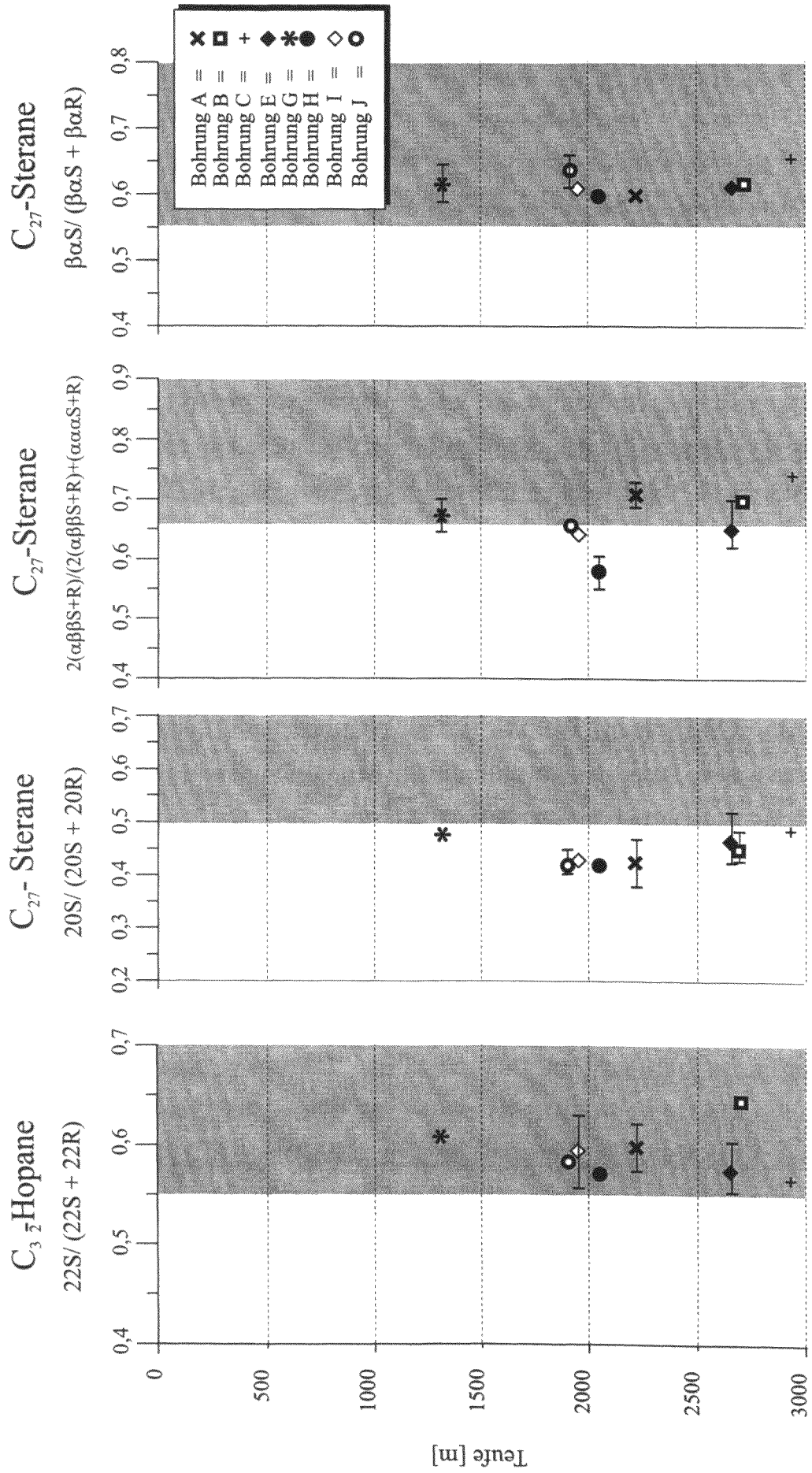
Der unter (2) aufgeführte C_{27} -[20S/ (20S+20R)] -Steran-Isomerisierungsgrad zeigt mit durchschnittlich 0,42 (Bohrung A), 0,45 (Bohrung B), 0,49 (Bohrung C), 0,47 (Bohrung E), 0,47 (Bohrung G), 0,42 (Bohrung H), 0,43 (Bohrung I) und 0,42 (Bohrung J) für alle Proben ein nahezu erreichtes Equilibrium an. Der Isomerisierungsgrad der Proben aus den Bohrungen B, C, E und G ist deutlich höher als der der Proben aus den anderen Bohrungen. Nach WAPLES & MACHIARA (1991) ist die thermische Reife des Bitumens aller Bohrungen mit einer Vitrinitreflexion zwischen etwa 0,65% und 0,79% R_m vergleichbar.

Der unter (3) aufgeführte C_{27} -[$\alpha\beta\beta$ /($\alpha\beta\beta$ + $\alpha\alpha\alpha$)] -Steran-Isomerisierungsgrad ist mit durchschnittlich 0,65 (Bohrung E), 0,58 (Bohrung H), 0,64 (Bohrung I) und 0,66 (Bohrung J) kurz vor der Isomerisierungsgrenze, während andere Proben diese mit durchschnittlich 0,71 (Bohrung A), 0,70 (Bohrung B), 0,74 (Bohrung C) und 0,67 (Bohrung G) diese bereits überschritten haben. Demnach ist die thermische Reife des Bitumens der Bohrungen E, H, I und J mit einer Vitrinitreflexion zwischen 0,80 und 0,90% R_m vergleichbar, während die der Bitumen aus den Bohrungen A, B, C und G über 0,90% R_m liegt.

Der unter (4) aufgeführte C_{27} -[20S/ (20S+20R)] -Diasteran-Isomerisierungsgrad zeigt, daß diese Verhältniswerte aller untersuchten Proben jenseits der kritischen Grenze der Gleichgewichtseinstellung liegen und somit keine Reifeabschätzung möglich ist.

Zusammenfassend konnte an ausgewählten Isomerenverhältnissen aromatischer Alkylhomologe und chemischer Fossilien die thermische Reife des Bitumens aus den Muttergesteinen des Ca2 bestimmt werden. Die Reife des Bitumens aus den Bohrungen E, H, I und J entspricht einer Vitrinitreflexion von etwa 0,80 bis 0,90% R_m und die des Bitumens aus den Bohrungen A, B, C, und G einer Vitrinitreflexion von **über** 0,90% R_m .

Abb. 23 (nächste Seite): Für Muttergesteinsproben des Ca2 berechnete durchschnittliche Hopan- und Steranverhältnisse vs. Teufe. Der Beginn der grauen Bereiche markiert die jeweiligen Gleichgewichtseinstellung (Erläuterungen im Text).



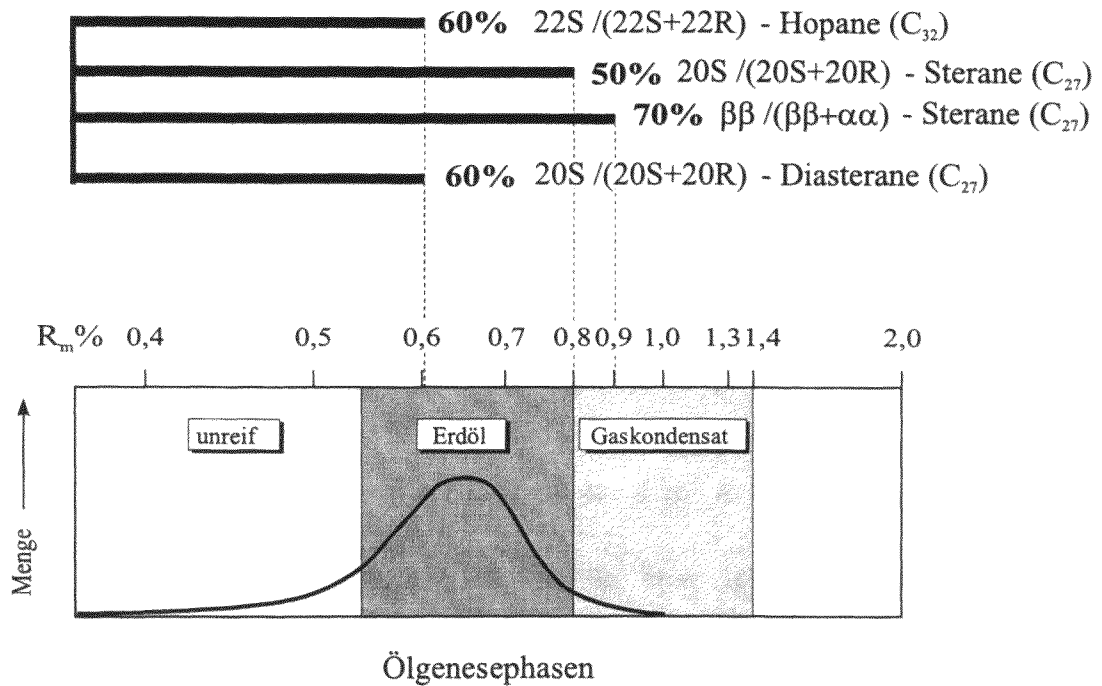


Abb. 24: Hopan- und Steranverhältnisse (oben: horizontale Balken) als Maturitätsindikatoren sowie deren Korrelation mit der Vitrinitreflexion und Ölgenese Phasen (unten: verändert nach MACKENZIE 1984 und MACKENZIE & QUIGLEY 1988). Fettgedruckte Zahlenwerte am Ende der horizontalen Balken (oben) stellen maximale Verhältnisse dar.

2.3 Charakterisierung der Reservoirgesteine

Es wurden fünf Proben imprägnierter Reservoirgesteine aus den Bohrungen A_R, D_R und F_R untersucht (Abb. 1). Die geochemischen Daten dieser Proben stellen als Bindeglied zwischen Muttergesteinen und Lagerstättenölen eine sinnvolle Ergänzung dar. Die Proben stammen aus Reservoirn in folgenden Faziesbereichen:

- 1) in Muttergesteinseinheiten des höheren Plattformhanges integriert (Bohrung A_R),
- 2) Vorbarrenuntiefe (Bohrung D_R),
- 3) Barre (Bohrung F_R).

2.3.1 Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC)

Ob Reservoirgesteine im Ca2 zum Teil auch als Muttergesteine angesehen werden können, wurde anhand von TOC-Messungen überprüft (siehe dazu Anhang G). Die Kohlenstoffgehalte der Reservoirgesteine variieren im allgemeinen zwischen 0,17 und 0,22 Gew.% TOC. Eine Ausnahme bildet die Probe 33493-R (Bohrung F_R) mit einem ungewöhnlich hohen TOC von 4,34%. Die TOC-Gehalte sind allerdings, wie sich durch mikroskopische Untersuchungen zeigte, ausschließlich auf das Vorkommen von Festbitumina in den Reservoirgesteinsproben zurückzuführen und nicht auf primäres organisches Material. Deshalb ist davon auszugehen, daß der Gehalt an organischem Material in den Reservoirgesteinen nicht nennenswert zur Kohlenwasserstoffbildung beigetragen hat.

2.3.2 Das lösliche organische Material

Generell variieren die Extraktgehalte mit einer großen Schwankungsbreite zwischen 193 und 3963 ppm. Es wurden aus den Reservoirproben Extraktmengen von 193 ppm für Bohrung D_R, 587 ppm für Bohrung F_R und durchschnittlich 2644 ppm für Bohrung A_R ermittelt. Die Ergebnisse sind in Anhang D zusammengefaßt.

2.3.2.1 Stoffgruppenzusammensetzung

Mit Hilfe der MPLC wurden die aus den Reservoirgesteinen gewonnenen Extrakte in die drei Fraktionen gesättigte und aromatische Kohlenwasserstoffe (GKW und AKW) sowie Heterokomponenten (NSO) getrennt. Der in Hexan aufgenommene Extrakt enthält einen unlöslichen Anteil (Asphaltene), der im weiteren zu den NSO-Komponenten gestellt wurde. Die prozentualen Anteile der einzelnen Stoffgruppen sind in Anhang D zusammengefaßt.

Die Restöle aus den Reservoirgesteinen aus den Bohrungen A_R, D_R und F_R zeigen in ihrer Stoffgruppenzusammensetzung eine deutliche Schwankungsbreite. So variieren die GWK zwischen 15 und 56 Gew.%, die AKW zwischen 2 und 26 Gew.% und die NSO-Komponenten zwischen 18 und 84 Gew.%. Durchschnittlich enthalten die Proben aus Bohrung A_R 52 Gew.% GWK, welche deutlich gegenüber den NSO-Komponenten (33 Gew.%) und den AKW (15 Gew.%) dominieren. Die durchschnittlichen ermittelten GWK/ AKW-Verhältnisse liegen in diesen Proben bei über vier.

Eine gegensätzliche Verteilung der Stoffgruppen wurde für die Proben aus den Bohrungen D_R und F_R festgestellt. Hier ist der Anteil der NSO-Komponenten mit 62 bzw. 84 Gew.% beträchtlich höher als der der GWK (25 bzw. 15 Gew.%) sowie der der AKW (14 bzw. 2 Gew.%). Die ermittelten GWK/ AKW Verhältnisse liegen in diesen Proben bei etwa zwei (Bohrung D_R) und über acht (Bohrung F_R).

2.3.2.2 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe

Die gaschromatographische Analyse der gesättigten Kohlenwasserstoffe wurde ebenfalls für die Reservoirgesteinsproben durchgeführt. Die Auswertung der Proben beschränkt sich auf die Moleküle der Kettenlängen n-C₁₅ bis n-C₃₆. Außerdem wurden die ermittelten Konzentrationen der n-Alkane und Isoprenoide auf den Gesamtextrakt normiert. Die Ergebnisse sind in Anhang E zusammengefaßt.

Die Proben aus Bohrung A_R enthalten mit durchschnittlich 82182 µg/g Extrakt die höchsten Mengen an n-Alkanen. Deutlich geringer fallen die n-Alkangehalte der Probe aus Bohrung D_R mit 24252 µg/g Extrakt und die aus Bohrung F_R mit 969 µg/g Extrakt aus.

Die Ergebnisse der gaschromatographischen Analysen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die Proben aus den Bohrungen A_R und F_R zeigen ein monomodales Verteilungsmuster der n-Alkane mit einem deutlichen Maximum im niedrig molekularen Bereich (n-C₁₇ bis n-C₂₀). Daraus resultieren auch die hohen LHCPI-Werte (detailliert in Kapitel II erläutert) von etwa zwei. Dagegen ergab sich für die Probe aus Bohrung D_R ein bimodales Verteilungsmuster der n-Alkane mit einem ersten Maximum im niedrig molekularen Bereich (n-C₁₇ und n-C₂₀) und einem zweiten Maximum im hochmolekularen Bereich (n-C₂₉ und n-C₃₁). Diese Verteilung wird durch den LHCPI- Wert von etwa eins bestätigt.

In allen Proben zeigt sich eine Bevorzugung der geradzahligen n-Alkane ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{36}$) gegenüber ihren ungeradzahligen Homologen. Dieser Befund wird durch CPI-Werte (CPI1 bis 5) unter eins dokumentiert.

In den Proben aus den Bohrungen A_R und D_R ist eine deutliche Dominanz von Phytan gegenüber Pristan zu erkennen. Es wurden Pristan/ Phytan-Verhältnisse von durchschnittlich 0,45 ermittelt. Im Gegensatz dazu sind, in Proben aus Bohrung F_R die Konzentrationen an Phytan und Pristan nahezu gleich (Verhältniswert von 0,99).

In den Proben aus den Bohrungen A_R und D_R entspricht die Konzentration von Pristan etwa der Hälfte der Konzentration des $n\text{-C}_{17}$ (Verhältniswerte von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ durchschnittlich 0,56). Demgegenüber ist die Konzentration des Phytans nahezu gleich der des $n\text{-C}_{18}$ Alkans (Verhältniswerte von Phytan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ durchschnittlich 0,99).

In der Probe aus Bohrung F_R sind die Konzentrationen an Pristan und Phytan in etwa gleich niedrig gegenüber den Konzentrationen an $n\text{-C}_{17}$ und $n\text{-C}_{18}$. Dies drückt sich in den Verhältniswerten von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ von durchschnittlich 0,22 und von Pristan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ von durchschnittlich 0,28 aus.

2.3.2.3 Biologische Markierermoleküle

An Reservoirproben aus den Bohrungen D_R und F_R wurden ausgewählte Verbindungen von Hopanen und von Steranen aus der Fraktion der aliphatischen Kohlenwasserstoffe untersucht, um deren Ausgangsmaterial charakterisieren zu können. Dabei wurden die Verbindungen vor der Messung anhand einer Molsiebadduktion aufkonzentriert (vgl. Anhang B). Die Messungen wurden an metastabilen Ionen durchgeführt, so daß eine hohe Selektivität für die einzelnen Komponenten gewährleistet ist. Die einzelnen Verhältniswerte sind in Anhang G aufgeführt.

a) Hopane (m/z 191)

An den mit dem GC/MS ermittelten Spuren der m/z 191 Massen-Fragmentogramme wird deutlich, daß die beiden Proben aus den Bohrungen D_R und F_R eine sehr große Ähnlichkeit besitzen (Abb. 25). Dominierend ist in beiden Proben das C_{30} -Hopane (Peak 10). Das 22S-17 α (H)-Norhopane (Peak 5) stellt mit einer Intensität von etwa 80% der des C_{30} -Hopans den nächst niedrigeren Peak dar. Das Verhältnis der $\text{C}_{30}/\text{C}_{29}$ -Hopane beträgt in den Proben aus Bohrung D_R 1,28 und in denen aus Bohrung F_R 1,23.

Das $18\alpha(\text{H})$ -Trisnorneohopane (Ts; Peak 1) und das $17\alpha(\text{H})$ -Trisnorhopane (Tm; Peak 2) sind in Probe E34493 (Bohrung F_R) etwa gleich bezüglich ihrer Konzentration, wogegen in Probe E33451 (Bohrung D_R) das Tm deutlich höher konzentriert ist. Das Ts/ Tm-Verhältnis beträgt 0,67 (Bohrung D_R) bzw. 1,02 (Bohrung F_R).

Beide Proben enthalten in geringen Mengen $17\beta(\text{H})$ -Norhopane (Normoretan; Peak 8) und $17\beta(\text{H})$ -Hopane (Moretan; Peak 12). Das Verhältnis von Norhopan plus Norneohopane gegenüber Hopan plus Moretan ($\text{C}_{29}/\text{C}_{30}$ -Hopane; Peaks (5+8)/(10+12)) liegt bei 0,80 (Bohrung D_R) bzw. bei 0,85 (Bohrung F_R).

Die Peaks der 22S-Isomere der Homohopane-Reihe (Peaks 13 bis 28) weisen generell höhere Intensitäten auf, als die der 22R-Isomere, so daß sich für beide Proben ein Hopanisomerisierungs-Verhältnis ($22\text{S}/(22\text{S}+22\text{R})$; Peaks 18/(18+19)) von 0,07 errechnet. Die Peakintensitäten der C_{31} - bis C_{35} -Homohopane sind kontinuierlich absteigend.

Beide Proben enthalten untergeordnet Gammaceran. Der durchschnittliche Gammaceran-Index beträgt für beide Proben 1,50.

In beiden Bohrungen sind C_{28} - und C_{29} -tricyklische Triterpane enthalten.

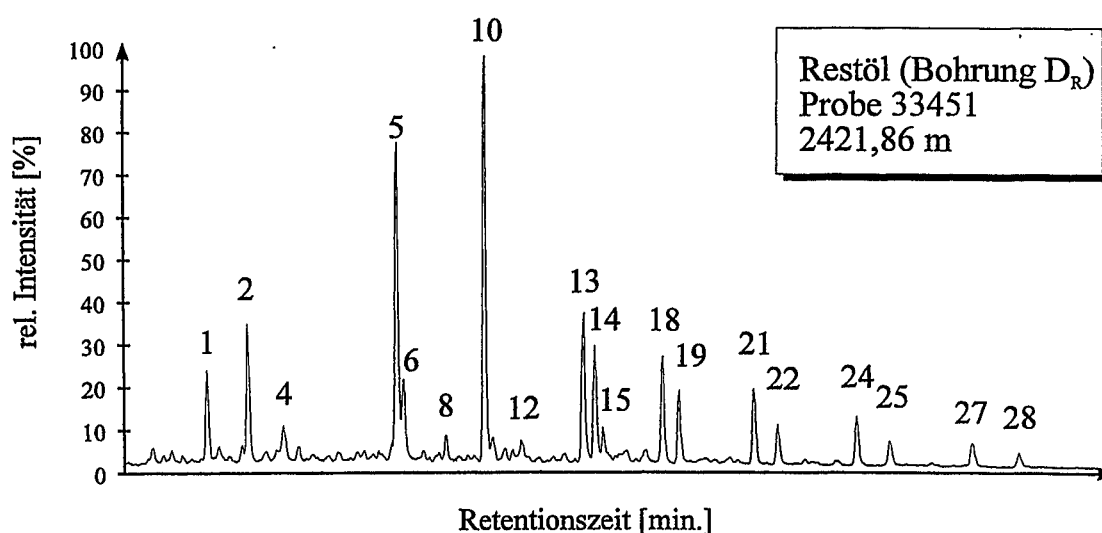


Abb. 25: Die Spur eines m/z 191 Massen-Fragmentogramms zeigt die typische Verteilung der Hopane aus einer Reservoirgesteinsprobe des Ca_2 . Die Peakbezeichnungen sind in Kapitel III erläutert.

b) Sterane (m/z 217)

In den untersuchten Reservoirgesteinen ist die Verteilung und die Intensität der ermittelten C₂₆- bis C₃₀-Sterane sehr ähnlich. Anhand der m/z 217 Massen-Fragmentogramme zeigt sich, daß in beiden Proben C₂₆- bis C₃₀-Sterane vorkommen, wobei die C₂₉-Sterane deutlich dominieren. Unregelmäßige βα-Diasterane (Peaks X1/X2, A1/A2, B1/B2, C1/C2 und D1/D2) und regelmäßige ααα (20S+R)- und αββ (20R+S)-Sterane (Peaks X5 bis X8, A5 bis A8, B5 bis B8, C5 bis C8 und D5 bis D8) sind in allen Proben vorhanden. Die Peakintensitäten der C₂₆- bis C₃₀-Diasterane sind gegenüber denen der C₂₆- bis C₃₀-Sterane in beiden Proben deutlich geringer. Die Konfiguration 20S des βα-Diasterans dominiert bei allen C₂₆- bis C₃₀-Steranen.

Die Peakintensitäten der αββ (20R+S)-Sterane (Peaks X6/X7, A6/A7, B6/B7 und C6/C7) sind im Vergleich zu denen der ααα (20S+R)-Sterane (Peaks X5/X8, A5/A8, B5/B8 und C5/C8) deutlich erhöht, wobei die Peakintensitäten der 20R- und 20S-Konfiguration nahezu gleich sind. Die Peakintensität der 20R-Konfiguration der ααα C₂₆- bis C₂₉-Sterane ist im Vergleich zur 20S-Konfiguration etwas erhöht.

2.3.2.4 Chemische Reifeparameter

Für Proben aus den Bohrungen D_R und F_R wurden anhand verschiedener Isomerenverhältnisse aus der Gruppe der Hopane und der Sterane organisch-geochemische Reifeparameter errechnet (Abb. 26) und mit der Vitrinitreflexion korreliert (Abb. 24). Erläuterungen zu den verwendeten Reifeparametern sind in Kapitel 2.2.4.6 nachzulesen.

- 1) C₃₂-17α(H)-Homohopan-Isomerisierung [22S/ (22S+22R)].
- 2) 5α(H),14α(H),17α(H)-20S/ (5α(H),14α(H),17α(H)-20S + 5α(H),14α(H),17α(H)-20R) der C₂₇-Sterane.
- 3) 2 × (5α(H),14β(H),17β(H)- (20R+S)/ (2 × (5α(H),14β(H),17β(H)- (20R+S)+5α(H),14α(H), 17α(H)-(20R+S)) der C₂₇-Sterane.
- 4) 13β(H),17α(H)-20S/ (13β(H),17α(H)-20S + 13β(H),17α(H)-20R)- der C₂₇-Diasterane.

Der unter Punkt (1) aufgeführte C₃₂-[22S/ (22S+22R)] -Homohopan-Isomerisierungsgrad zeigt, daß diese Verhältniswerte für beide Proben jenseits der kritischen Grenze der Gleichgewichtseinstellung liegen. Eine Reifeabschätzung für diese Proben ist somit nicht mehr möglich.

Der unter (2) aufgeführte C_{27} -[20S/ (20S+20R)] -Steran-Isomerisierungsgrad ist mit 0,47 (Bohrung D_R) und 0,43 (Bohrung F_R) kurz vor der Isomerisierungsgrenze. Nach WAPLES & MACHIARA (1991) läßt sich die thermische Reife beider Proben mit einer Vitritreflexion zwischen 0,65% und 0,79%R_m vergleichen.

Der unter (3) aufgeführte C_{27} -[$\alpha\beta\beta/(\alpha\beta\beta+\alpha\alpha\alpha)$] -Steran-Isomerisierungsgrad ist mit 0,60 für die Probe aus Bohrung F_R kurz vor der Isomerisierungsgrenze, während diese für die Probe aus Bohrung D_R mit 0,73 bereits überschritten ist. Demnach ist die thermische Reife der Probe aus Bohrung F_R mit einer Vitritreflexion zwischen 0,80% und 0,90%R_m einzustufen, wogegen die der Probe aus Bohrung D_R bei einer Vitritreflexion über 0,90%R_m liegt.

Der unter (4) aufgeführte C_{27} -[20S/ (20S+20R) -Diasteran-Isomerisierungsgrad ist für beide Proben so hoch, daß bereits eine Gleichgewichtseinstellung eingetreten ist und somit eine Reifeabschätzung nicht möglich ist.

Zusammenfassend konnte anhand ausgewählter Isomerenverhältnisse chemischer Fossilien die thermische Reife der Restöle aus Reservoirgesteinen des Ca2 bestimmt werden. Die Reife der Probe aus Bohrung F_R entspricht in etwa einer Vitritreflexion zwischen 0,80% und 0,90%R_m und die der Probe aus Bohrung D_R einer Vitritreflexion über 0,90%R_m.

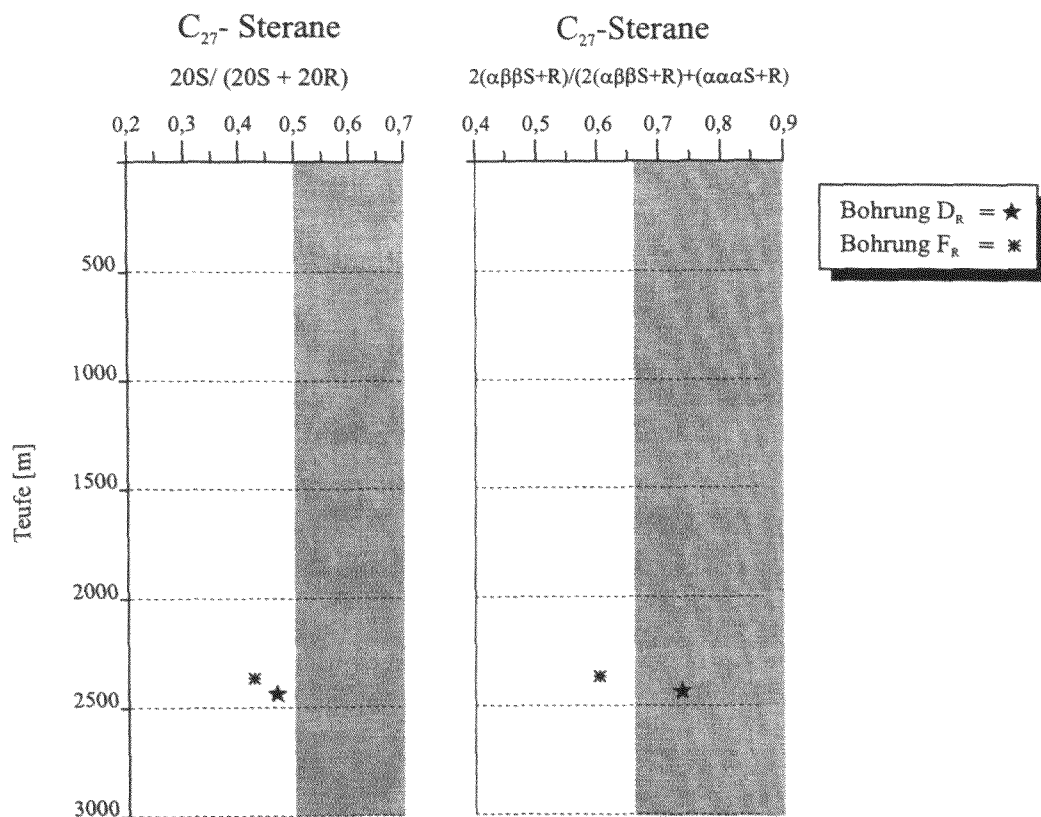


Abb. 26: Für Reservoirgesteinsproben des Ca2 berechnete durchschnittliche Steranverhältnisse vs. Teufe. Der Beginn der grauen Bereiche markiert die jeweilige Gleichgewichtseinstellung (Erläuterungen im Text).

2.4 Charakterisierung der Lagerstättenöle und Gaskondensate

Im Rahmen dieser Studie wurden 13 Erdöle und 4 Gaskondensate untersucht. Diese stammen aus Reservoirs entlang der Barren (K1/2 und L1/2), der Plattformhänge einschließlich der Vorbarrenuntiefen (A1 bis A3, B1 bis B3, D1 und E1) und der Lagune (J1 bis J4). Sie sind in lateraler Richtung durch unterschiedliche Faziesräume und in vertikaler Richtung durch mächtige Anhydritlagen im Hangenden und Liegenden sehr gut definiert (Abb. 1; vgl. auch Kapitel 1.2.3). Die Proben entstammen mehrere Meter umfassenden Test- bzw. Förderintervallen, die entlang der produktivsten Förderhorizonte angelegt wurden. Somit spiegeln diese Erdöle eine mittlere chemische Zusammensetzung der getesteten Förderhorizonte wider.

2.4.1 Stoffgruppenzusammensetzung

Mit Hilfe der MPLC wurden sämtliche Erdöle in verschiedene Stoffgruppen (GKW, AKW, und NSO-Komponenten) getrennt. Zusätzlich wurde der Asphaltengehalt im Erdöl durch die Fällung mit n-Hexan ermittelt und den NSO-Komponenten hinzugefügt. Die prozentualen Anteile der einzelnen Stoffgruppen sind in Anhang D zusammengefasst.

Generell zeigen die Erdöle in ihrer Stoffgruppenzusammensetzung eine gewisse Variationsbreite (Abb. 27).

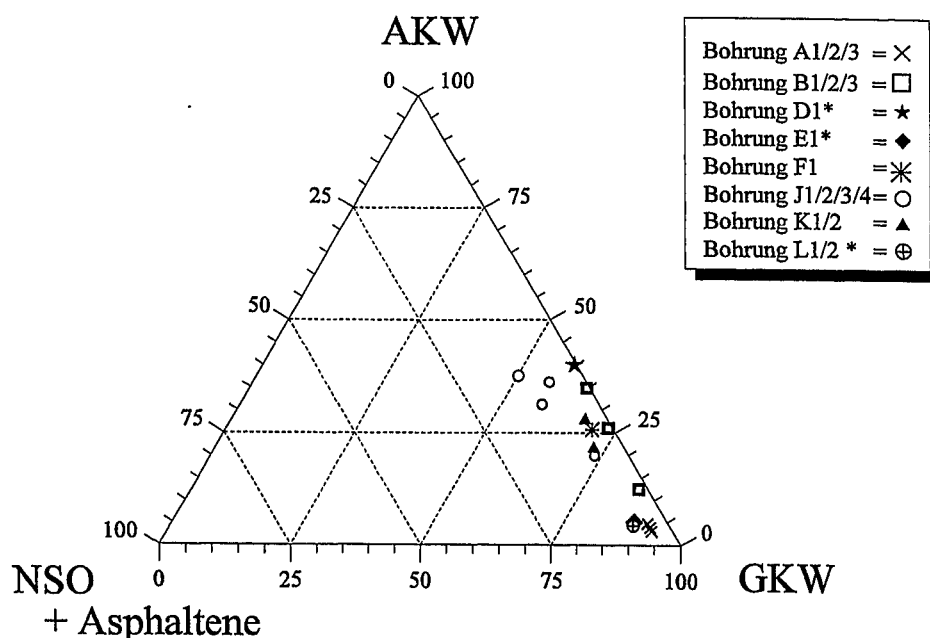


Abb. 27: Relative Häufigkeiten von gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffen (GKW und AKW) sowie Heterokomponenten (NSO) und Asphaltenen (in Gew.%) der Erdöle und Gaskondensate (*) aus Reservoirs des Ca2.

So variieren die GKW zwischen etwa 50 und 92 Gew.%, die AKW zwischen ungefähr 4 und 40 Gew.% und die NSO-Komponenten zwischen 0,5 und 13 Gew.%. In allen Erdölen bilden die GKW den dominierenden Anteil. Deutlich zeigt sich dies bei den Erdölen aus den Bohrungen A1/2/3, E1 und L1/2 mit einem GKW-Anteil von durchschnittlich 90 Gew.%. In den Erdölen aus den Bohrungen B1/2/3, D1, F1, J1/2/3/4 und K1/2 verringern sich die Anteile an GKW auf durchschnittlich 67 Gew.% zugunsten der AKW, welche mit durchschnittlich 28 Gew.% vertreten sind. NSO-Komponenten kommen mit weniger als 10 Gew.% generell nur untergeordnet in den Proben vor. Die durchschnittlichen ermittelten GKW/ AKW Verhältnisse liegen in den Proben aus den Bohrungen A1/2/3, E1 und L1/2 um 20, in den Proben aus den Bohrungen B1/2/3 und K1/2 zwischen 3 und 4 und in den Proben aus den Bohrungen D1, F1 und J1/2/3/4 unter 3 (Tab. 5).

Tabelle 5

Durchschnittliche GKW/ AKW Verhältnisse in Erdölproben aus Ca2-Reservoir.

Bohrung	Faziesbereich	Ø GKW/ AKW
A1/2/3	hoher Plattformhang	19,70
B1/2/3	tiefer Plattformhang	3,93
D1	Vorbarrenuntiefe	1,49
E1	Vorbarrenuntiefe	21,00
F1	Barre	2,73
J1/2/3/4	Lagune	2,13
K1/2/3	Barre	2,91
L1/2/3	Barre	21,00

2.4.2 Zusammensetzung der gesättigten Kohlenwasserstoffe

An den Erdölen und Gaskondensaten wurden gaschromatographische Analysen der gesättigten Kohlenwasserstoffe (GKW) durchgeführt. Die Auswertung der Analysen beschränkt sich auf die Moleküle der Kettenlängen n-C₁₅ bis n-C₃₆. Die ermittelten Konzentrationen der n-Alkane und Isoprenoide wurden auf µg/g Öl normiert. Die Meßergebnisse sind in Anhang E aufgeführt.

Die durchschnittlichen Gehalte an n-Alkanen zeichnen bis auf eine Ausnahme ein recht einheitliches Bild nach. Die Erdöle aus den Bohrungen in Mecklenburg-Vorpommern enthalten durchschnittliche n-Alkangehalte von 67166 µg/g Öl (Bohrungen A1/2/3) bzw.

51452 $\mu\text{g/g}$ Öl (Bohrungen B1/2/3), wogegen die Gaskondensate durchschnittliche n-Alkangehalte von 40348 $\mu\text{g/g}$ Öl (Bohrungen L1/2) enthalten.

Ähnlich hoch sind die n-Alkangehalte der Öle aus den Bohrungen in SE-Brandenburg. Sie enthalten 48277 $\mu\text{g/g}$ Öl (Bohrung F1), 76401 $\mu\text{g/g}$ Öl (Bohrungen K1/2) und 53894 $\mu\text{g/g}$ Öl (Bohrungen J1/2/3/4). Die Gaskondensate aus den Bohrungen E1 und D1 weisen mit Abstand die niedrigsten n-Alkangehalte ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{36}$; durchschnittlich 6344 $\mu\text{g/g}$ Öl) auf, weil bei ihnen die besonders kurzkettigen n-Alkane ($n\text{-C}_1$ bis $n\text{-C}_{10}$) stark vertreten sind.

Die Ergebnisse der gaschromatographischen Analysen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Für alle Erdöle und Gaskondensate wurden monomodale Verteilungsmuster der n-Alkane mit einem deutlichen Maximum im kurzkettigen Bereich ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{18}$; Abb. 28 und 29) festgestellt.

Eine leichte Bevorzugung der geradzahligen n-Alkane ($n\text{-C}_{15}$ bis $n\text{-C}_{36}$) gegenüber ihren ungeradzahligen Homologen wird durch CPI1-5 Werte unter eins dokumentiert.

Eine außergewöhnlich hohe Konzentration an $n\text{-C}_{17}$ ist in den Erdölproben aus den Bohrungen J1/2/3/4 zu erkennen (Abb. 29).

In allen Erdölen und Gaskondensaten ist eine deutliche Dominanz von Phytan gegenüber Pristan zu erkennen. Es wurden Pristan/Phytan-Verhältnisse von durchschnittlich 0,62 ermittelt.

In den Erdölen aus den Bohrungen A1/2/3, B1/2/3, F1 und K1/2 sowie den Gaskondensaten aus den Bohrungen D1, E1 und L1/2 entspricht die Konzentration von Pristan etwa der Hälfte der Konzentration des $n\text{-C}_{17}$ (Verhältniswerte von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ durchschnittlich 0,50). Demgegenüber entspricht die Konzentration von Phytan nahezu der des $n\text{-C}_{18}$ Alkans (Verhältniswerte von Phytan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ durchschnittlich 0,87; Abb. 28).

In den Erdölen aus den Bohrungen J1/2/3/4 sind die Konzentrationen an Pristan und Phytan extrem niedrig gegenüber den Konzentrationen an $n\text{-C}_{17}$ und $n\text{-C}_{18}$ (Abb. 29). Dies drückt sich in den niedrigen Verhältniswerten von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ (durchschnittlich 0,10) und von Pristan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ (durchschnittlich 0,28) aus.

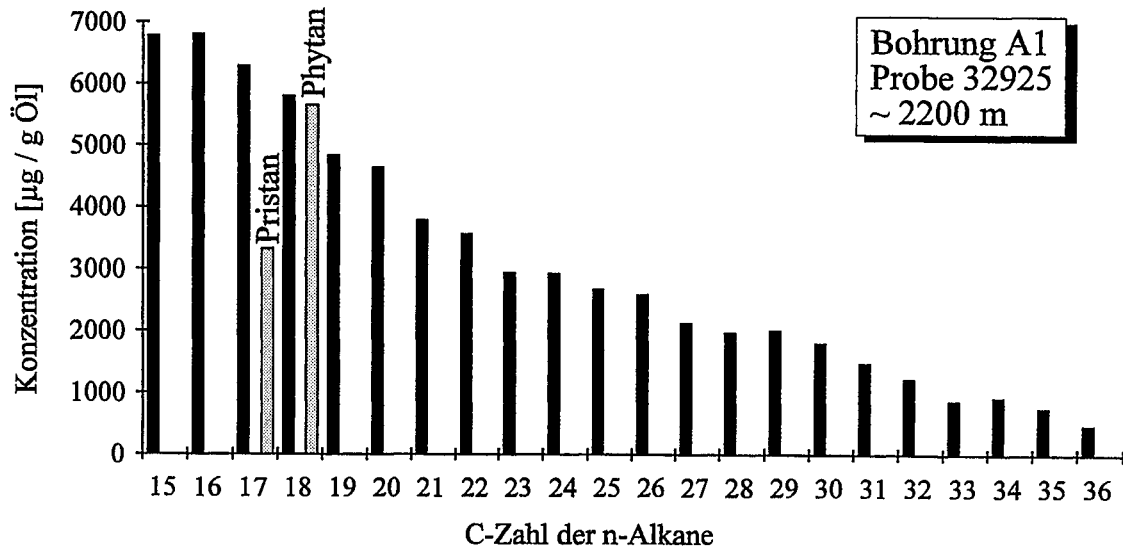


Abb. 28: Beispiel für ein typisches Verteilungsmuster der *n*-Alkane (schwarz) und Isoprenoide (hellgrau) in Erdölen und Gaskondensaten (*) aus den Bohrungen A1/2/3, B1/2/3, D1*, E1*, F1, K1/2 und L1/2*.

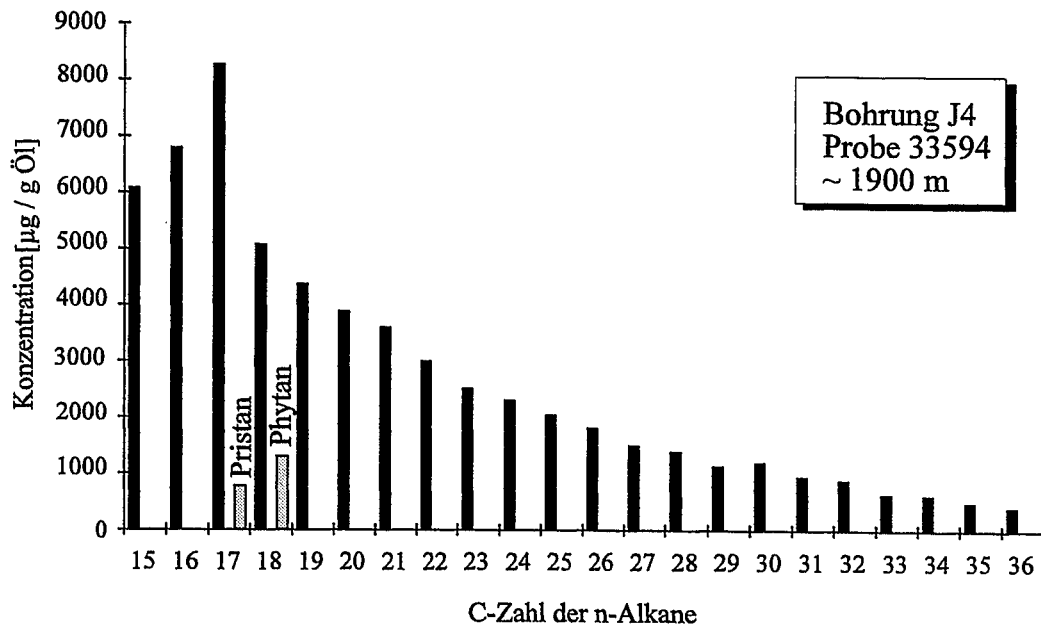


Abb. 29: Beispiel für ein typisches Verteilungsmuster der *n*-Alkane (schwarz) und Isoprenoide (hellgrau) in Erdölen aus den Bohrungen J1/2/3/4.

2.4.3 Biologische Markierermoleküle

An fünf Erdölen (Bohrungen A3, B3, F1, K1 und J3) und einem Gaskondensat (Bohrung E1) wurden ausgewählte Verbindungen von Hopanen und von Steranen aus der Fraktion der aliphatischen Kohlenwasserstoffe untersucht. Dabei wurden die Verbindungen vor der Messung anhand einer Molsiebadduktion aufkonzentriert (vgl. Anhang B). Die Messungen wurden an metastabilen Ionen durchgeführt, so daß eine hohe Selektivität bei den einzelnen Komponenten gewährleistet ist. Die Peakbezeichnungen sind in Kapitel III und die einzelnen Verhältniswerte in Kapitel II ausführlich erläutert. Die Meßergebnisse sind in Anhang G zusammengefaßt.

a) Hopane (m/z 191)

Anhand der mit dem GC/MS ermittelten Spuren der m/z 191 Massen-Fragmentogramme wird deutlich, daß alle untersuchten Erdöle und Gaskondensate eine sehr große Ähnlichkeit aufweisen (Abb. 30).

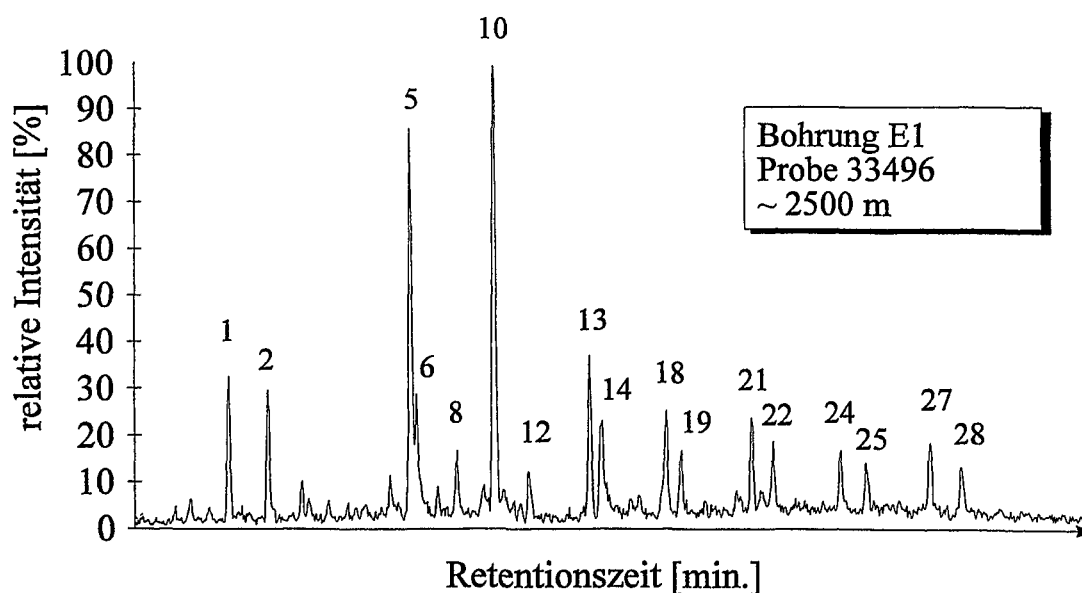


Abb. 30: Die Spur eines m/z 191 Massen-Fragmentogramms zeigt eine typische Verteilung der Hopane in einem Gaskondensat des Ca2. Die Peakbezeichnungen sind in Kapitel III erläutert.

Dominierend ist in allen Proben das C_{30} -Hopan (Peak 10). Das 22S-17 α (H)-Norhopan (Peak 5) stellt in den Proben E1 und J3 mit einer Peak-Intensität von etwa 80% des C_{30} -Hopans und in den Proben A3, B3, F1 und K1 mit einer Peak-Intensität von nur etwa der Hälfte des C_{30} -Hopans den nächst niedrigeren Peak dar.

Der Gehalt des 22R-18 α (H)-Norneohopans (Peak 6) ist in den Proben B3, K1 und J3 vergleichbar mit dem des 22S-17 α (H)-Norhopans, wogegen es in den Proben A3, E1 und F1 nur untergeordnet vorkommt. Das Verhältnis der C₃₀/ C₂₉-Hopane beträgt durchschnittlich 2,05.

In allen Erdölen dominiert das 18 α (H)-Trisnorneohopan (Ts; Peak 1) gegenüber dem 17 α (H)-Trisnorhopan (Tm; Peak 2). Das Ts/ Tm-Verhältnis beträgt durchschnittlich 1,54.

Sämtliche Proben enthalten in geringen Mengen 17 β (H)-Norhopan (Normoretan; Peak 8) und 17 β (H)-Hopan (Moretan; Peak 12). Das Verhältnis von Norhopan plus Norneohopan gegenüber Hopan plus Moretan (C₂₉/ C₃₀-Hopan, Peaks (5 + 8)/ (10 + 12)) liegt bei durchschnittlich 0,54.

Die Peaks der 22S-Isomere der Homohopanreihe (Peaks 13 bis 28) weisen generell höhere Peak-Intensitäten auf, als die der 22R-Isomere, so daß sich ein Hopanisomerisierungs-Verhältnis (22S/ (22S+22R); Peaks 18/ (18+19)) von durchschnittlich 0,18 errechnet. Die Peak-Intensitäten der C₃₁- bis C₃₄-Homohopane sind kontinuierlich absteigend, wogegen das Pentahomohopan (C₃₅; Peaks 27 und 28) wieder deutlich stärker vertreten ist. Einzige Ausnahme von diesem Trend bildet die Probe J3, da hier der Gehalt an Tetrahomohopan (C₃₄ = Peaks 24 und 25) gegenüber dem des Pentahomohopan deutlich erhöht ist.

In den Erdölproben A3, B3, F1 und K1 sowie dem Gaskondensat E1 sind C₂₈- und C₂₉-trizyklische Triterpane enthalten.

b) Sterane (m/ z 217)

In den untersuchten Erdölen und dem Gaskondensat sind die Verteilungen und die Peak-Intensitäten der ermittelten C₂₆- bis C₃₀- Sterane sehr ähnlich.

Anhand der Massen-Fragmentogramme zeigt sich, daß in den Erdölen aus den Bohrungen A3 bis J3 C₂₇- bis C₂₉-Sterane und untergeordnet C₂₆- und C₃₀-Sterane enthalten sind. Deutlich erhöhte Massen wurden für die C₂₉-Sterane ermittelt. In allen Proben sind unregelmäßige $\beta\alpha$ -Diasterane (Peaks A1/A2, B1/B2 und C1/C2) und regelmäßige $\alpha\alpha\alpha$ (20S+R)- und $\alpha\beta\beta$ (20R+S)-Sterane (Peaks A5 bis A8, B5 bis B8 und C5 bis C8) enthalten. Die Peak-Intensitäten der C₂₇-Diasterane sind etwa gleich wie die der C₂₇-Sterane, wogegen die der C₂₈- und C₂₉-Diasterane deutlich geringer ausfallen. Die Konfiguration 20S dominiert bei allen $\beta\alpha$ -Diasteranen.

Die Peakintensitäten der $\alpha\beta\beta$ (20R+S)-Sterane (Peaks A6/A7, B6/B7 und C6/C7) sind im Vergleich zu denen der $\alpha\alpha\alpha$ (20S+R)-Sterane (Peaks A5/A8, B5/B8 und C5/C8) deutlich erhöht, wobei die Peakintensitäten der 20R- und 20S-Konfiguration nahezu gleich sind.

Die Peakintensitäten der 20R-Konfiguration der $\alpha\alpha\alpha$ C₂₇- und C₂₉-Sterane in den Erdölen aus den Bohrungen F1 und K1 gleichen in etwa denen der 20S-Konfiguration, wogegen sie in den Erdölen aus den Bohrungen B3 und J3 deutlich höher und in dem Erdöl aus Bohrung A3 und dem Gaskondensat aus Bohrung E1 geringer ausfallen.

2.4.4 Zusammensetzung der aromatischen Kohlenwasserstoffe

Gaschromatographische Analysen der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe (AKW) wurden an einem reduzierten Probensatz von drei Erdölen (Bohrungen A3, B3, J3) und einem Gaskondensat aus Bohrung E1 durchgeführt. Die Auswertung dieser Analysen beschränkt sich auf die Gruppe der Alkylhomologen des Naphthalins und der des Phenanthrens, da nur diese zur Ermittlung der chemischen Reife herangezogen werden. Die ermittelten Konzentrationen der Einzelkomponenten wurden auf $\mu\text{g/g}$ Öl normiert. Zusätzlich wurden Schwefelaromaten der Gruppe der Methyl Dibenzothiophene (MDBT) sowie das Dibenzothiophen (DBT) mittels der Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (HPLC) isoliert und gaschromatographisch untersucht. Die aus den AKW und den Schwefelaromaten abgeleiteten Reifedaten wurden in Kapitel 2.2.4.6 ausführlich erläutert. Alle Meßergebnisse sind in Anhang F zusammengefaßt.

Die Konzentrationen der polyzyklischen AKW variieren in den untersuchten Erdölen zwischen 795 und 10230 $\mu\text{g/g}$ Öl. Dabei sind die Konzentrationen in den Erdölen aus den Bohrungen B3 und J3 um etwa 80% höher als die in dem Erdöl aus Bohrung A3 und dem Gaskondensat aus Bohrung E1. Die folgenden Beschreibungen der Daten beschränken sich auf die Di- und Trimethylnaphthaline sowie die Methyl- und Dimethylphenanthrene, da nur für diese Verbindungen vollständige Datensätze vorhanden sind. Die ermittelten Verteilungsmuster weisen für die einzelnen Erdölproben große Ähnlichkeit auf (Abb. 31).

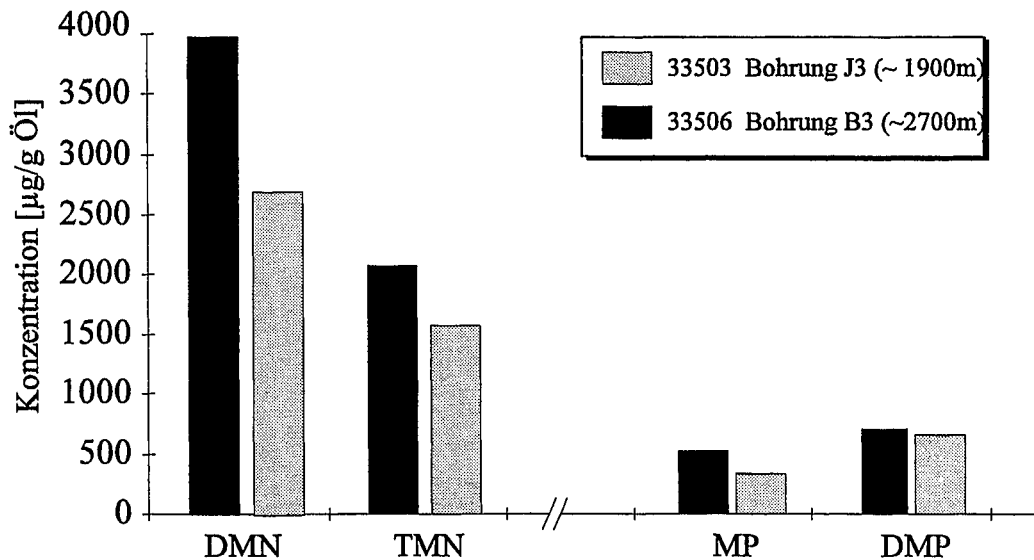


Abb. 31: Beispiel für ein typisches Verteilungsmuster von Konzentrationen an Dimethylnaphthalinen (DMN), Trimethylnaphthalinen (TMN), Methylphenanthrenen (MP) und Dimethylphenanthrenen (DMP) in zwei Erdölen aus den Bohrungen B3 und J3

Die Proben sind durch überdurchschnittlich hohe Gehalte an Dimethylnaphthalinen gekennzeichnet. Die Trimethylnaphthaline sind mengenmäßig nur noch etwa zur Hälfte der Dimethylnaphthaline vertreten. Deutlich zeigt sich ein abnehmender Gehalt hin zu den Methylphenanthrenen, wogegen die Gehalte an Dimethylphenanthrenen wieder leicht ansteigen. Für die Proben aus den Bohrungen A3, B3 und J3 stellen Naphthalin/Phenanthren-Verhältnisse von etwa 11 und für die Probe aus Bohrung E1 eines von etwa 4 wiederholt die deutliche Dominanz der Naphthaline in den Proben heraus.

Alle untersuchten Erdöle sowie das Gaskondensat enthalten einen Anteil an aromatischen Schwefelverbindungen. Bei den Schwefelverbindungen handelt es sich um das Dibenzothiophen (DBT) und um die Methylthiophene (4-M-DBT, 2+3-M-DBT und 1-M-DBT). Zur Ermittlung der Reife des organischen Materials dienen allein die relativen Verhältnisse der einzelnen Schwefelverbindungen zueinander (der höchste Peak ist gleich 100%). Für die Proben aus den Bohrungen A3, B3, E1 und J3 wurden deutliche Unterschiede festgestellt (Abb. 32). In den Erdölen aus den Bohrungen A3 und J3 bzw. dem Gaskondensat aus Bohrung E1 sind die Peakintensitäten des 4-M-DBT und des DBT überdurchschnittlich hoch. Während die 2+3-M-DBT-Peaks noch etwa 70% der zuvor genannten Intensitäten ausmachen, sind es bei den 1-M-DBT nur noch etwa die Hälfte. Das durchschnittliche Verhältnis von 4-M-DBT zu 1-M-DBT aller Proben liegt bei 2,7. Im Erdöl aus Bohrung B3 zeigt das 4-M-DBT den Peak mit der höchsten Intensität, während die Peaks des DBT und die des 2+3-M-DBT nur noch etwa 30% und das 1-M-DBT sogar nur noch etwa 20% des 4-M-DBT-Peaks ausmachen. Das Verhältnis von 4-M-DBT zu 1-M-DBT beträgt hier 6.

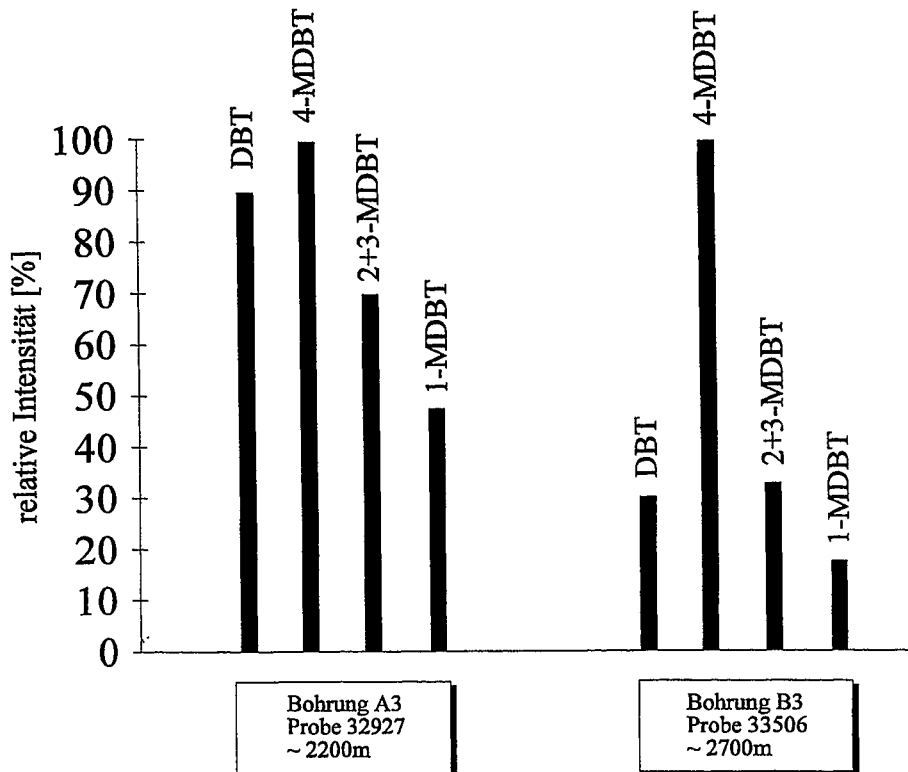


Abb. 32: Vergleich der relativen Peakintensitäten (der höchste Peak ist gleich 100%.) von Dibenzothiophen (DBT) und von Methyltribenzothiophenen (4-M-DBT, 2+3-M-DBT und 1-M-DBT) zweier Erdölproben aus Reservoirs des Ca2.

2.4.5 Chemische Reifeparameter

In der vorliegenden Studie wurden ausgewählte Isomerenverhältnisse aromatischer Alkylhomologe und chemischer Fossilien zur Bestimmung des Reifezustandes der Erdöle und eines Gaskondensats herangezogen. Die errechneten Verhältnisse sind in Kapitel II ausführlich erläutert. Die Meßergebnisse sind in Anhang G zusammengefaßt.

Aromaten

Für drei Erdöle aus den Bohrungen A3, B3 und J3 und ein Gaskondensat aus Bohrung E1 wurden anhand der aromatischen Alkylhomologen der Methylphenanthrene und der Methyltribenzothiophene Reifeparameter errechnet, die ein Äquivalent zur Vitrinitreflexion darstellen (Abb. 33). Die Umrechnung der Meßdaten in Rc-Werte erfolgte nach RADKE & WELTE (1983) und die in Rcs-Werte nach RADKE (1988):

- 1) der aus dem Methylphenanthren-Index (MPI1) abgeleitete **Rc**-Wert und
- 2) der aus dem Methyltribenzothiophen-Ratio (MDR) berechnete **Rcs**-Wert.

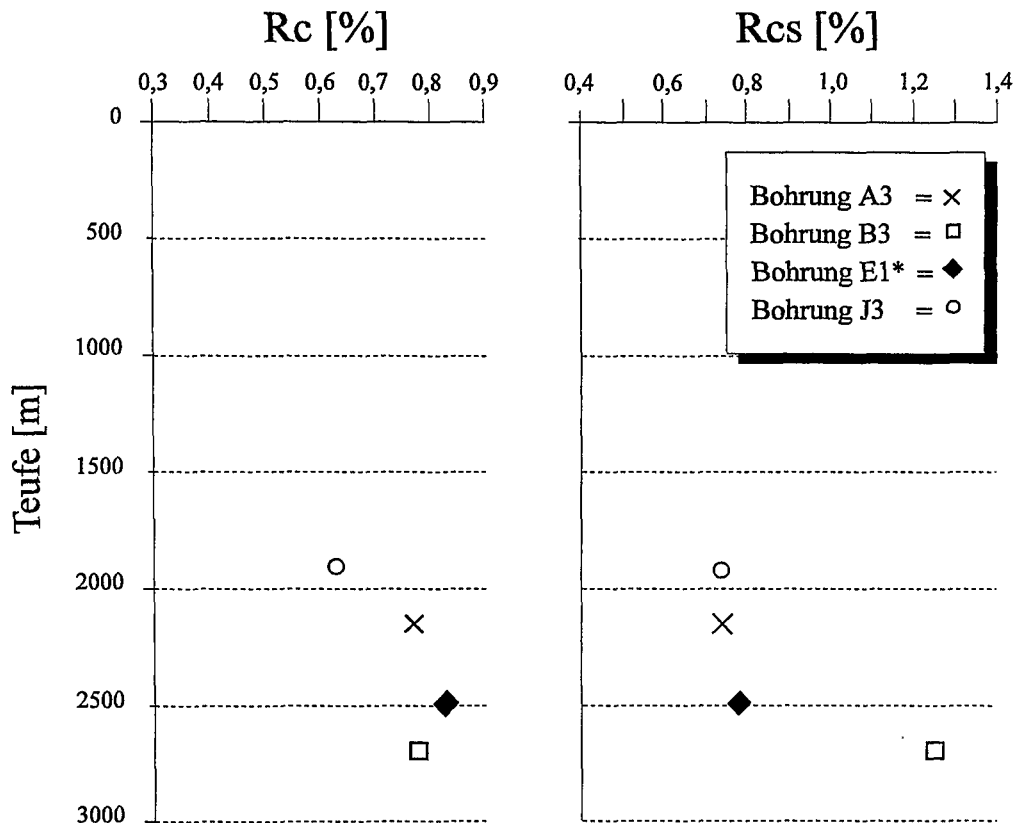


Abb. 33: *Rc- und Rcs-Werte als Äquivalente zur Vitritreflexion vs. Teufe für drei Erdöle und ein Gaskondensat (*) aus dem Ca2. Die Rc-Werte wurden aus dem Methylphenanthren-Index (MPII) und die Rcs-Werte aus dem Methylbibenzothiophen-Ratio (MDR) berechnet (nach RADKE & WELTE 1983 und RADKE 1988).*

Die für die Proben ermittelten durchschnittlichen Rc-Werte sind mit 0,76% (Bohrung A3) und 0,77% (Bohrung B3) und 0,82% (Bohrung E1) in etwa gleich. Ein vergleichsweise niedriger Rc-Wert von 0,61% wurde für das Erdöl aus Bohrung J3 berechnet.

Die für die Proben berechneten durchschnittlichen Rcs-Werte sind mit 0,73% (Bohrungen A3 und J3) und mit 0,77% (Bohrung E1) etwas niedriger als die Rc-Werte. Demgegenüber ist der für das Erdöl aus Bohrung B3 berechnete durchschnittliche Rcs-Wert mit 1,24% deutlich höher.

Zusammenfassend entspricht die chemische Reife des Erdöls aus Bohrung A3 einer Vitritreflexion von etwa 0,75% R_m , die des Erdöls aus Bohrung B3 einer Vitritreflexion von etwa 0,90 bis 1,00% R_m , die des Gaskondensats aus Bohrung E1 einer Vitritreflexion von etwa 0,80% R_m und die des Erdöls aus Bohrung J3 einer Vitritreflexion von etwa 0,67% R_m .

Chemische Fossilien

Für fünf Erdöle (Bohrungen A3, B3, F1, K1 und J3) und ein Gaskondensat (Bohrung E1) wurden anhand verschiedener Isomerenverhältnisse aus den Gruppen der Hopane und der Sterane verschiedene organisch-geochemische Reifeparameter errechnet und mit der Vitritreflexion korreliert (Abb. 24). Nähere Erläuterungen zu den verwendeten Reifeparametern sind in Kapitel 2.2.4.6 nachzulesen.

- 1) C_{32} -17 α (H)-Homohopan-Isomerisierung $[22S / (22S + 22R)]$.
- 2) $5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H) - 20S / (5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H) - 20S + 5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H) - 20R)$
für die C_{27} -Sterane.
- 3) $2 \times (5\alpha(H), 14\beta(H), 17\beta(H) - (20R + S)) / (2 \times (5\alpha(H), 14\beta(H), 17\beta(H) - (20R + S)) + 5\alpha(H), 14\alpha(H), 17\alpha(H) - (20R + S))$ für die C_{27} -Sterane.
- 4) $13\beta(H), 17\alpha(H) - 20S / (13\beta(H), 17\alpha(H) - 20S + 13\beta(H), 17\alpha(H) - 20R)$ für die C_{27} -Diasterane.

Der unter Punkt (1) aufgeführte C_{32} - $[22S / (22S + 22R)]$ -Homohopan-Isomerisierungsgrad zeigt für alle Proben ein erreichtes Equilibrium an, wodurch eine Reifebestimmung nicht möglich ist.

Der unter (2) aufgeführte C_{27} - $[20S / (20S + 20R)]$ -Steran-Isomerisierungsgrad zeigt mit durchschnittlich 0,46 (Bohrung A3), 0,45 (Bohrung F1) und 0,43 (Bohrung K1) für diese Proben ein nahezu erreichtes Equilibrium an, während andere mit 0,59 (Bohrung B3), 0,50 (Bohrung E1) und 0,52 (Bohrung J3) den Equilibriumspunkt bereits überschritten haben. Nach WAPLES & MACHIARA (1991) ist die thermische Reife der Erdöle aus den Bohrungen A3, F1 und K1 mit einer Vitritreflexion zwischen 0,65% und 0,79% R_m vergleichbar, wogegen die der Erdöle aus den Bohrungen B3 und J3 und die des Gaskondensats aus Bohrung E1 einer Vitritreflexion über 0,79% R_m entspricht.

Der unter (3) aufgeführte C_{27} - $[\alpha\beta\beta / (\alpha\beta\beta + \alpha\alpha\alpha)]$ -Steran-Isomerisierungsgrad ist für das Gaskondensat aus Bohrung E1 mit 0,66 kurz vor der Isomerisierung, während die anderen Erdölproben diese mit durchschnittlich 0,68 (Bohrung A3), 0,71 (Bohrung B3), 0,73 (Bohrung F1), 0,73 (Bohrung J3) und 0,75 (Bohrung K1) bereits erreicht haben. Demnach ist die thermische Reife des Gaskondensats aus den Bohrungen E1 mit einer Vitritreflexion zwischen 0,80% und 0,90% R_m vergleichbar, während die der Erdöle aus den Bohrungen A3, B3, F1, K1 und J3 einer Vitritreflexion über 0,90% R_m entsprechen dürfte.

Der unter (4) aufgeführte C_{27} -[20S/ (20S+20R)]-Diasteran-Isomerisierungsgrad zeigt, daß für alle Proben der kritische Grenzwert der Gleichgewichtseinstellung überschritten ist und somit eine Reifeabschätzung nicht möglich ist.

Zusammenfassend konnte mit Hilfe ausgewählter Isomerenverhältnisse von aromatischen Alkylhomologen sowie mit unterschiedlichen Verhältniswerten von chemischen Fossilien die thermische Reife von Erdölen und einem Gaskondensat aus Lagerstätten des Ca2 bestimmt werden. Die Reife der Erdöle aus den Bohrungen A3, F1, J3 und K1 entspricht einer Vitrinitreflexion von etwa 0,80% bis 0,90% R_m , die des Erdöls aus Bohrung B3 und des Gaskondensats aus Bohrung E1 einer Vitrinitreflexion über 0,90% R_m .

2.4.6 Zusammensetzung der stabilen Kohlenstoffisotope

Die $^{12}C/^{13}C$ - Zusammensetzung organischen Kohlenstoffs gilt als guter Anzeiger für das Redoxpotential bzw. die bakterielle Aktivität in einem Ablagerungsraum (MAAS & THOMASER 1980; REDDING et al. 1980 und YEH & EPSTEIN 1980). Außerdem weisen Erdöle aus einem einheitlichen Muttergestein nach LEWAN (1983), SCHOELL et al. (1983) und SCHOELL (1984) nur geringe Schwankungsbreiten in ihrer isotopischen Zusammensetzung auf, welche sich auch bei thermischer Reifung des ursprünglichen organischen Materials nur unwesentlich (um etwa 1 ‰) verändern. Im Gegensatz dazu, können Migrationseffekte zu leichten Veränderungen der Isotopenzusammensetzung führen (STAHL 1978).

Isotopenmessungen wurden an den Fraktionen der gesättigten und der aromatischen Kohlenwasserstoffe für alle Erdölproben des Ca2 durchgeführt. Die $\delta^{13}C$ -Werte wurden in „parts per thousand“ [‰] gegen den PDB-Standard angegeben. Die Meßergebnisse sind in Anhang H zusammengefaßt. Die ermittelten $\delta^{13}C$ -Werte zeigten eine relativ weite Variationsbreite. Für die Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe reicht sie von -27,5 bis -24,8 ‰ und für die der aromatischen Kohlenwasserstoffe von -26,1 bis -24,2 ‰. Für beide Fraktionen wurde eine deutliche isotopische Differenzierung der Öl- und Gaskondensatproben nachgewiesen (Abb. 34):

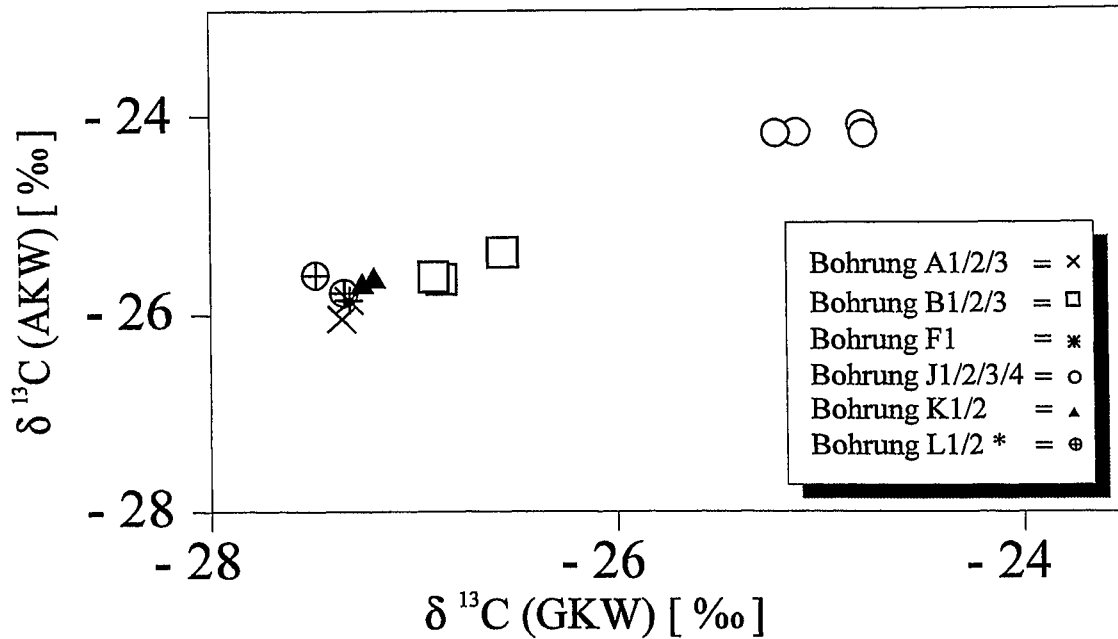


Abb. 34: Gegenüberstellung von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten für die Aliphaten (GKW) und Aromaten (AKW) aus Erdölen und Gaskondensaten (*) des Ca2.

Für die Erdöle aus den Bohrungen A1/2/3, B1/2/3, F1 und K1/2 und die Gaskondensate aus den Bohrungen L1/2 wurden in der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -26,6 ‰ und -27,2 ‰ und in der der aromatischen Kohlenwasserstoffe solche zwischen -25,5 ‰ und -26,1 ‰ ermittelt.

Für die Erdöle aus den Bohrungen J1/2/3/4 wurden in der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -24,8 ‰ und -25,2 ‰ und in der der aromatischen Kohlenwasserstoffe solche zwischen -24,2 ‰ und -24,3 ‰ ermittelt.

Ein Vergleich der ermittelten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Kohlenstoffisotopen zeigt, daß diese in den Erdölen aus den Bohrungen J1/2/3/4 um etwa 2 ‰ schwerer sind als in den Proben aus den Bohrungen A1/2/3, B1/2/3, F1, K1/2 und L1/2.

2.5 Charakterisierung der petrophysikalischen Eigenschaften

2.5.1 Porosität

Bei den REM-Untersuchungen (Kap. 2.2.3.2) hatte sich gezeigt, daß innerhalb der Lösungssäume eine Vielzahl von Porenräumen enthalten sind. Diese Porenräume treten isoliert zwischen Kerogenpartikeln (Tafel III; Foto 12) oder als schichtparallel verlaufende Mikrorisse auf (Tafel III; Foto 10). Für die isolierten Poren wurden Durchmesser zwischen 4 und 22 µm gemessen und für die Mikrorisse eine Weite zwischen 28 und 740 µm (vgl. Anhang I). Mit den im Folgenden beschriebenen experimentellen Untersuchungen sollte geklärt werden, ob in den Lösungssäumen der Muttergesteine ein zusammenhängendes Porensystem vorhanden ist. Deshalb wurden an zwei Proben (Proben 34244 und 34245, Bohrung I) jeweils ein Verfahren aus technischen bzw. medizinischen Anwendungsbereichen angewandt. Hierbei handelte es sich (1) um einen *Farb-Test* und (2) um einen *Röntgenkontrastmittel-Test*. Diese Tests ermöglichten es, sowohl Porenräume als auch ein zusammenhängendes Porensystem im Gestein zu dokumentieren.

1) Farb-Test

Der Farb-Test wird in der Metalltechnik verwendet, um Schweißnähte auf Poren oder Risse hin zu überprüfen (DIN154152, Teil 1). Diese Methode wurde bei einer Muttergesteinsprobe mit mikritischen Bereichen und Lösungssäumen angewandt (Bohrung I, Probe 34244; Tafel IV; Foto 20), um auch hier die porösen Zonen des Gesteins sichtbar machen zu können. Der Ablauf dieses Tests wird nachfolgend detailliert beschrieben und ist schematisch in Abbildung 35 dargestellt.

- a) Das zu prüfende Gestein wurde auf einer Seite hochglanzpoliert.
- b) Ein rotes Eindringmittel (ARDROX BIOPEN P 6 R; Brent Chemicals GmbH) wurde auf die polierte Gesteinsoberfläche aufgetragen. Nach 30 Minuten war das Mittel in die Porenräume eingedrungen. Das überschüssige Eindringmittel wurde mit einem Spezialreiniger von der Gesteinsoberfläche entfernt.
- c) Der in diesem DIN-Test vorgesehene Entwickler wurde auf die Gesteinsoberfläche aufgetragen und reagierte sofort mit dem Eindringmittel, wobei es den Entwickler dort rot anfärbte, wo dieser in Porenräume eingedrungen war.

Wie Foto 21 (Tafel IV) zeigt, wurden die allgemeinen Konturen der Lösungssäume nachgezeichnet. Demnach wiesen diese Zonen eine deutlich höhere Porosität auf, als die benachbarten Mikrite.

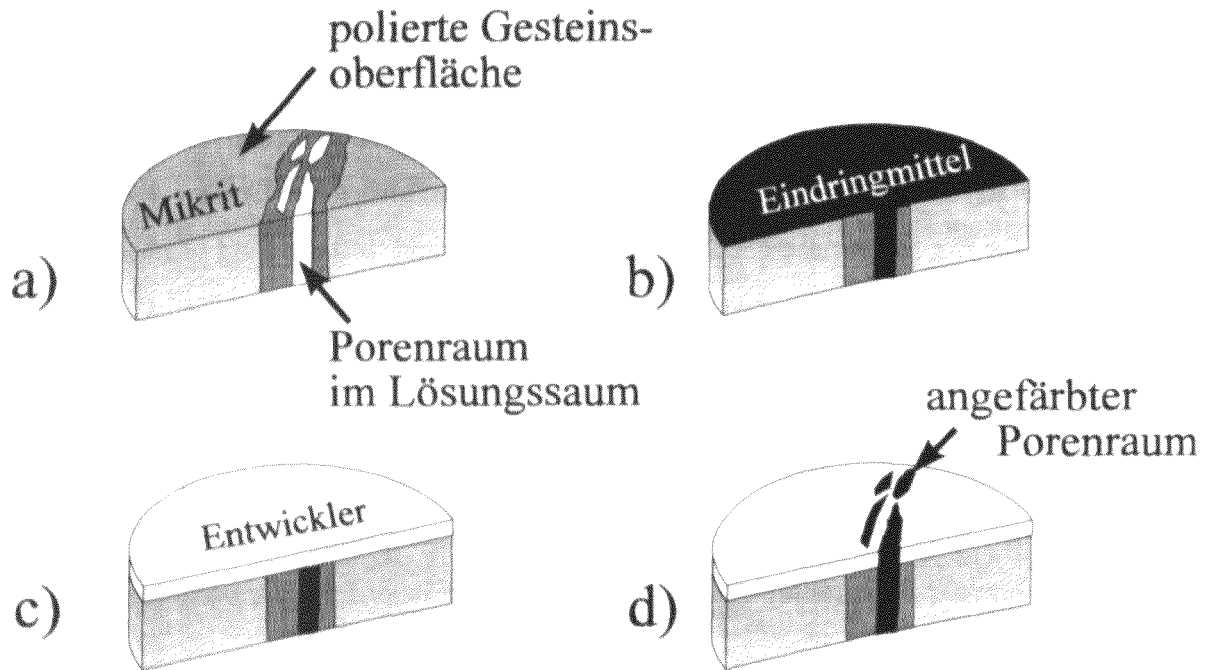


Abb. 35: Schematische Darstellung des Farb-Tests: a) Muttergesteinsprobe mit mikritischen Bereichen (hellgrau), Lösungssaum (dunkelgrau) und Porenräumen (weiß); b) das Eindringmittel wird auf die hochglanzpolierte Gesteinsoberfläche aufgetragen und zieht in die Poren ein; c) nach dem Entfernen des überschüssigen Eindringmittels wird der Entwickler auf die Gesteinsoberfläche aufgetragen, welcher mit dem Eindringmittel in den Porenräumen reagiert; d) die Konturen der Porenräume zeichnen sich nach dem Versuch deutlich auf dem Entwickler ab.

2) Röntgenkontrastmittel-Test

Voraussetzung für einen Kohlenwasserstoff-Transport durch ein Gestein ist ein verbundenes Porensystem im Gestein. Der Röntgenkontrastmittel-Test, der in der Medizin dazu dient, die Größe von Organen im Menschen zu bestimmen (VALENTINI et al. 1994 und THORSTENSEN et al. 1995), wurde an einer Muttergesteinsprobe (Probe 34245, Bohrung I) vorgenommen, um ein mögliches zusammenhängendes Porennetzwerk im Gestein darstellen zu können. Die Wasserlöslichkeit des Röntgenkontrastmittels war dabei von Vorteil, weil es so relativ einfach durch die Probe gepreßt werden konnte. Der Arbeitsablauf wird nachfolgend detailliert aufgelistet und ist in Abbildung 36 dargestellt.

a) Eine Muttergesteinsprobe (Tafel IV; Foto 22) mit mikritischen Bereichen und Lösungssäumen wurde vor dem Versuch geröntgt (1. Röntgenaufnahme; Tafel IV; Foto 23).

b) Danach wurde ein wasserlösliches Röntgenkontrastmittel (SOLUTRAST 300; Iopamidol; Byk Gulden Konstanz) in einer Meßzelle (KROOSS & HANEBECK 1992), ähnlich wie zu Permeabilitätsmessungen (Kap. 2.5.2), durch das Gestein gepreßt, wobei die Porenräume mit dem Röntgenkontrastmittel gefüllt wurden.

c) Anschließend wurde die Gesteinsprobe aus der Meßzelle entfernt und abermals geröntgt (2. Röntgenaufnahme; Tafel IV; Foto 24).

Bei dem Vergleich der beiden Röntgenaufnahmen stellte sich heraus, daß in der ersten Aufnahme dunkle Bereiche erkennbar sind (Tafel IV; Foto 23), welche sich ausschließlich auf die Lösungssäume beschränken. Auf der zweiten Röntgenaufnahme sind diese dunklen Bereiche hell gefärbt (Tafel IV; Foto 24), wodurch nachgewiesen ist, daß es sich um Porenraum gehandelt hat. Den mikroskopischen Untersuchungen zufolge zeichnen diese Bereiche hauptsächlich schichtparallel verlaufende Mikrorisse in den Lösungssäumen nach. (siehe auch Kap. 2.2.3.2).

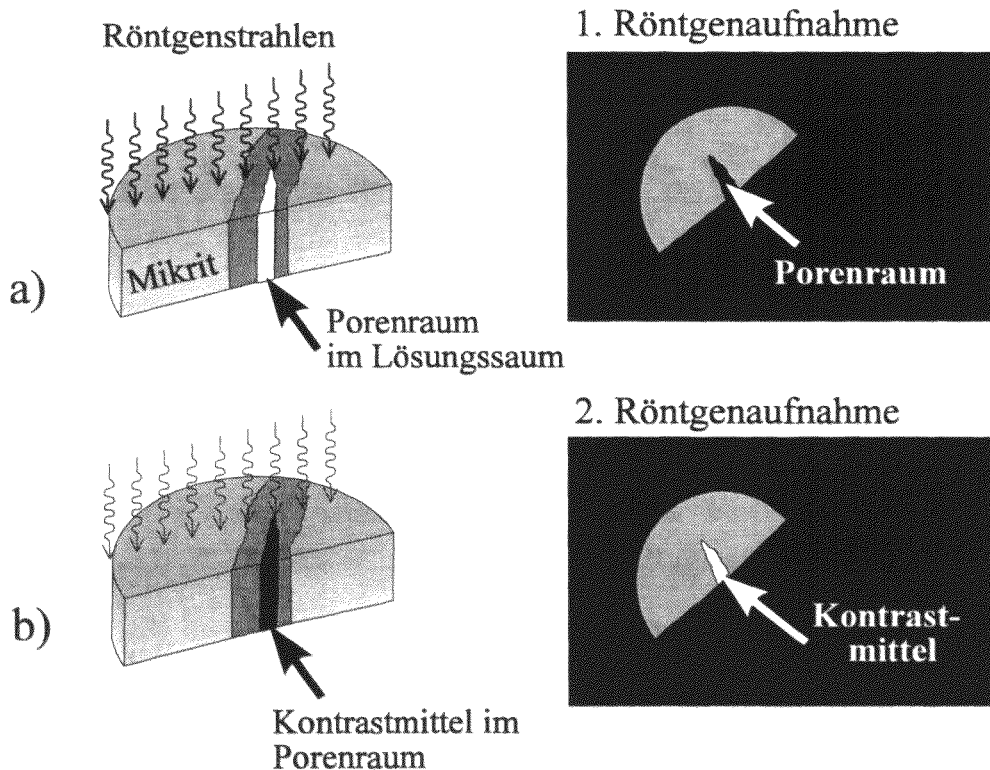


Abb. 36: Schematische Darstellung des Röntgenkontrastmittel-Tests: a) Eine Muttergesteinsprobe mit mikritischen Bereichen (hellgrau), einem Lösungssaum (dunkelgrau) und Porenräumen (weiß) wird vor dem Versuch geröntgt. Auf der ersten Röntgenaufnahme (rechts) erscheinen die Porenräume schwarz. b) Ein Kontrastmittel wird durch die Muttergesteinsprobe gepreßt und das Gestein erneut geröntgt. Auf der zweiten Röntgenaufnahme (rechts) erscheinen die nun mit Kontrastmittel gefüllten Porenräume weiß.

2.5.2 Permeabilität der Muttergesteine

Für einige der Mutter- und Reservoirgesteine aus den hier untersuchten Bohrungen (Bohrungen A, A_R, E, D_R, C, F_R und J) lagen unveröffentlichte Permeabilitätsdaten vor (EEGG Gommern GmbH). Diese Permeabilitätsdaten zeigten eine hohe Variationsbreite zwischen 0,1 und 3000 µD. Generell wurden in porösen Reservoirgesteinen und geklüfteten Horizonten die höchsten Permeabilitäten gemessen. Allerdings wiesen auch Muttergesteinshorizonte mit vielen Lösungssäumen Permeabilitäten bis zu etwa 10 µD auf. Daher wurden an zwei Muttergesteinsproben gezielt Permeabilitätsmessungen durchgeführt, die aus reinem Mikrit bzw. aus Mikrit mit integrierten Lösungssäumen bestanden. Die genaue Vorgehensweise dieses Versuchs wird bei KROOSS et al. (1993) beschrieben. Die Versuchsergebnisse sind in Anhang I zusammengefaßt.

Da die Messungen mit Wasser durchgeführt wurden, läßt sich die Permeabilität nach dem Gesetz von Darcy berechnen.

$$K = \eta \times \frac{L}{A} \times \frac{Q}{Dt \times Dp}$$

η	=	Viskosität des Wassers [cP]
L	=	Länge der Probe [cm]
A	=	Fläche der Probe [cm ²]
Q	=	Volumenfluß des Wassers, welches durch die Probe strömt [cm ³ /s]
Dt	=	Anfangsdruck [atm]
Dp	=	Enddruck [atm]
K	=	Permeabilität [Darcy; 1 Darcy = 0,98E-12 m ²]

Im ersten Versuch wurde die reine Mikritprobe (Probe 34244; Bohrung I) und in acht weiteren Versuchen die Mikritprobe mit integrierten Lösungssäumen (Probe 34245; Bohrung I) untersucht. Die Ergebnisse werden nachfolgend kurz beschrieben:

a) Versuch 1 (Probe 34244)

Bei diesem Versuch wurde der Manteldruck auf 100 bar festgelegt und die Wassertemperatur auf 25°C. Danach wurde das Wasser mit einem Druck von 32 bar durch das Gestein gepreßt. Es berechnete sich eine Permeabilität des Gesteins von etwa 0,4 µD. Als bei ansonsten

gleichen Bedingungen die Wassertemperatur auf 80°C erhöht wurde, traten Undichtigkeiten auf und der Versuch mußte abgebrochen werden.

b) Versuch 2 und 3 (Probe 34245)

Bei diesen Versuchen wurde der Manteldruck auf 100 bar festgelegt und die Wassertemperatur auf 25°C. Das Wasser wurde zuerst mit einem Druck von 23 bar durch das Gestein gepreßt. Es ergab sich eine Permeabilität des Gesteins von 230 μD . Anschließend wurde der Druck des Wassers auf 55 bar erhöht, wodurch sich die berechnete Permeabilität des Gesteins um etwa 40 μD auf 193 μD verringerte.

c) Versuch 4 und 5 (Probe 34245)

Bei diesen Versuchen blieb der Manteldruck bei 100 bar, wogegen die Wassertemperatur auf 80°C erhöht wurde. Hierdurch verringerte sich die Viskosität des Wassers auf etwa ein Drittel des Wertes bei 25°C. Das Wasser wurde mit einem Druck von 19 bar durch das Gestein gepreßt. Es berechnete sich eine Permeabilität von durchschnittlich 55 μD . Nach Erhöhung des Drucks um 10 bar berechnete sich eine Permeabilität von nur noch 30 μD .

d) Versuch 6 (Probe 34245)

Bei diesen Versuchen wurde der Manteldruck von 100 auf 200 bar erhöht. Die anderen Parameter (Wassertemperatur = 80°C und Druck = 28 bar) blieben in etwa dieselben wie in Versuch 4. Es zeigte sich, daß die Permeabilität des Gesteins mit 35 μD nahezu gleich geblieben ist.

e) Versuch 7 bis 9 (Probe 34245)

Die letzten drei Versuche wurden bei Manteldrücken von 150, 250 und 300 bar vorgenommen, wobei die Wassertemperatur bei 80°C und der Druck des Wassers bei 32 bar gehalten wurden. Es berechneten sich Permeabilitäten von 22 μD bei 150 bar Manteldruck und von 20 μD bei 250 und 300 bar Manteldruck.

Tabelle 6

Zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse aus den Permeabilitätsmessungen

Probe	Bohrung	Versuch	Permeabilität
34245	I	2/3	230/ 193 μD
34245	I	4/5	55/ 30 μD
34245	I	6	35 μD
34245	I	7-9	22, 20 μD

Wie die Druck- und Temperaturbedingungen des Ca₂ zur Zeit der maximalen Versenkung tatsächlich waren, läßt sich heute nicht mit Bestimmtheit sagen. Allerdings werden für das gesamte Ca₂ rezent überhöhte initiale Schichtdrücke gemessen, die von ZIEGENHARDT (1974), BLESCHERT (1981), MÜLLER (1984) und WEINLICH (1991) auch schon für den Zeitraum der maximalen Versenkung des Ca₂ angenommen werden. So wurden im Bereich der Lagunenfazies (SE-Brandenburg) bei einer Teufe zwischen 1780 und 2000 m initiale Schichtdrücke von etwa 250 bar gemessen. Unter der Annahme, daß diese Schichtdrücke auch schon während der maximalen Versenkung geherrscht haben, dürfte die Permeabilität des Ca₂ während der Hauptphase der KW-Migration (Oberkreide, siehe Kap. 3.3) maximal 20 µD (Versuch 8; Tab. 6) betragen haben. Da die Formationstemperaturen zu dieser Zeit ca. 120°C (siehe Kap. 3.2) betragen haben dürften, muß bei Extrapolation der Versuchsergebnisse in diesem Temperaturbereich eher mit einer noch niedrigeren Permeabilität gerechnet werden.

3. Diskussion

3.1 Ursprung, Ablagerung und Erhaltung des organischen Materials

Die Integration der Ergebnisse von molekularen organisch-geochemischen und sedimentologischen Untersuchungen ermöglichte die Bestimmung des biologischen Ursprungs des organischen Materials und die Charakterisierung des Milieus, in dem es abgelagert und konserviert wurde. Die ermittelten Verbindungsklassen der gesättigten Kohlenwasserstoffe, der Hopane und der Sterane lieferten hierbei die wichtigsten Informationen (Kap. 2.2.4.4). Sedimentologische Argumente wurden hauptsächlich aus petrographischen und organisch-petrologischen Analysen abgeleitet, welche zusätzlich mit Daten aus der Literatur korreliert wurden (Kap. 2.2.3.2).

Fast alle Muttergesteins- und Erdölproben sind durch eine monomodale Verteilung der n-Alkane mit Maxima zwischen n-C₁₆ und n-C₁₈ gekennzeichnet, womit ein bedeutender Eintrag von marinem Phytoplankton in das Sediment wahrscheinlich ist (u.a. TISSOT et al. 1977; TISSOT & WELTE 1984; GRIMALT et al. 1985; NISHIMURA & BAKER 1986; GRIMALT & ALBAIGES 1987; WAPLES & MACHIHARA 1991). Die Bevorzugung geradzahlgiger n-Alkane im Bereich von n-C₁₆ bis n-C₃₆ weist zudem auf einen hohen Anteil von procaryotischen Mikroorganismen (z.B. Bakterien und Cyanophyceae) im organischen Material hin (u.a. DAVIS 1968; HAN & CALVIN 1969; WELTE & WAPLES 1973; DEMBICKI et al. 1976; SIMONEIT et al. 1980; NISHIMURA & BAKER 1986).

Ein Eintrag signifikanter Mengen mariner, photosynthetisierender Grünalgen und Bakterien konnte für Proben aus der Lagunenfazies SE-Brandenburgs anhand des markanten n-C₁₇ Peaks nachgewiesen werden (siehe auch GELPI et al. 1970 und TISSOT & WELTE 1984).

Die Bevorzugung geradzahlgiger n-Alkane, die Dominanz des Phytans gegenüber dem Pristan sowie niedrige Pristan/Phytan-Verhältnisse (kleiner als 0,6) belegen weiterhin, daß das organische Material unter marinen, erhöht evaporitischen und stark reduzierenden Bedingungen abgelagert worden ist (u.a. BRAY & EVANS 1961; EGLINGTON & HAMILTON 1963; DAVIS 1968; HAN & CALVIN 1969; DEMBICKI et al. 1976; SIMONEIT et al. 1980; TISSOT & WELTE 1984; NISHIMURA & BAKER 1986 und TEN HAVEN et al. 1987).

In den Muttergesteins-Extrakten und den Erdölen aus der Plattformhangfazies sind trizyklische C₂₈- und C₂₉-Terpane sowie pentazyklische Triterpane enthalten. Als deren

Ursprung werden Bestandteile bestimmter Aufbaustoffe von Membranen procaryotischer Mikroorganismen angesehen (siehe auch OURISSON et al. 1979, 1982).

Signifikante Mengen an Gammaceran wurden in allen Muttergesteins-Extrakten und Erdölen SE-Brandenburgs (Plattformhang- und Lagunenfazies) nachgewiesen. Gammaceran ist ein C₃₀-Triterpan, das sich aus der Reduktion des Tetrahymol ableitet. Dieses Lipid kommt in Membranen vieler Protozoa (z.B. Flagellaten) und in phototrophen Bakterien vor (CASPI et al. 1968; NES & MCKEAN 1977; OURISSON et al. 1987; VENKATESAN 1989 und TEN HAVEN et al. 1992). Das Vorkommen von Gammaceran wird allgemein in Zusammenhang mit erhöhten Salinitäten des Meerwassers in lakustrinen, karbonatischen oder evaporitischen Ablagerungsräumen gebracht und gilt somit als guter Anzeiger für meso- bis hypersaline Ökosysteme (u.a. MOLDOWAN et al. 1985; JIAMO et al. 1986; JIANG & FOWLER 1986; ZUMBERGE 1987a,b; MELLO et al. 1988a,b).

Alle untersuchten Muttergesteins-Extrakte und Erdöle weisen hohe Gehalte an Homohopanen (C₃₁ bis C₃₅) auf, welche oft mit dominierenden C₃₅-Pentahomohopanen einhergehen. Homohopane leiten sich vom Bakteriohopantetrol und anderen polyfunktionalen C₃₅-Hopanoiden ab. Dadurch wird einerseits eine intensive bakterielle Aktivität im Ablagerungsraum angezeigt und andererseits auf anaerob lebende, procaryote Mikroorganismen hingewiesen (u.a. OURISSON et al. 1979, 1984; ROHMER 1987; PETERS & MOLDOWAN 1992). Gleichzeitig charakterisiert die Dominanz von C₃₅-Homohopanen ein karbonatisches oder evaporitisches Ablagerungsmilieu mit hypersalinen, reduzierenden und anoxischen Bedingungen (s. a. COHEN et al. 1980; DEMAISON & MOORE 1980; BOON et al. 1983; ROHRBACK 1983; MOLDOWAN et al. 1985; CONNAN et al. 1986; JIAMO et al. 1986; MELLO et al. 1988a,b; TEN HAVEN et al. 1988; CLARK & PHILP 1989; BARBE et al. 1990; MOLDOWAN et al. 1992 und PETERS & MOLDOWAN 1992).

Sterane werden hauptsächlich aus Eucaryoten (z.B. Kiesel-, Braun-, Rot- und Grünalgen) abgeleitet. Dabei werden hohe Gehalte an C₂₇-Steranen mit überwiegend marinem Phytoplankton korreliert, hohe Gehalte an C₂₉-Steranen allerdings mit gerüstbildenden Pflanzen. In einigen Proben dominieren die C₂₉- über die C₂₇-Sterane. Eine Erklärung hierfür könnten die zum Teil erheblichen Mengen an liptinitischen Sporen in den untersuchten Proben sein (siehe auch NESTLER 1993; STROHMENGER & STRAUSS 1996). MATSUMOTO et al. (1982) und FOWLER & DOUGLAS (1987) fanden allerdings heraus, daß C₂₉-Sterane gleichermaßen auch aus Cyanophyten hervorgegangen sein können.

Die Muttergesteins-Extrakte und Erdöle aus Proben aus der Plattformhang- und Lagunenfazies (SE-Brandenburg) enthalten bedeutende Mengen an C₂₆-Steran (24-Norcholestan) und C₃₀-Steran (24-n-Propylcholestan). Der Ursprung von C₂₆-Steran liegt nach GOAD & WITHERS (1982) und MORRIS & CARRE (1984) in Dinoflagellaten und Diatomeen oder symbiotisch lebenden Bakterien in Algenkolonien. CARLSON et al. (1980), MORRIS et al. (1981) und ITOH et al. (1983) fanden C₂₆-Sterane außerdem auch in marinen Invertebraten. C₃₀-Sterane stammen nach MOLDOWAN (1984) und MOLDOWAN et al. (1990) aus marinen, hauptsächlich benthisch lebenden Algen (*Sarcinochrysidales*).

Anhand der zuvor geschilderten und publizierten Ergebnisse läßt sich folgendes Ökosystem für den Ablagerungsraum des Ca₂ rekonstruieren:

Die Faziesentwicklung im Ca₂ war besonders von relativen Meeresspiegelschwankungen und damit verbundenen Salinitätsveränderungen beeinflusst (Kap. 1.2.3). Die Bereiche des Beckens und der Plattformhänge waren während der Transgressions- und Regressionsphasen zur Zeit des Ca₂ ständig wasserbedeckt. Während des Übergangs vom Werra-Anhydrit zum Ca₂ strömte normal marines Wasser über einen noch bestehenden, hoch salinaren, stagnierenden Bodenwasserkörper (vgl. auch TAYLOR & COLTER 1975). Eine vollständige Durchmischung des gesamten Wasserkörpers fand offenbar während des Ca₂ nicht statt, so daß das Tiefenwasser immer an Sauerstoff unterversorgt blieb (HUTTEL 1989). Die obere Wasserschicht war dagegen normalmarin und stellte einen sauerstoffreichen und lichtdurchfluteten Raum dar, in dem sich ein Ökosystem mit relativ gleichbleibenden Bedingungen entwickeln konnte. Hier lebten in großer Anzahl planktonische Kleinstlebewesen, wie Phytoplankton sowie eucaryotische Mikroorganismen. Die Überreste von abgestorbenen Organismen sanken in tiefere Meeresschichten ab und gelangten so in den anoxischen, reduzierenden und hoch salinaren Bodenwasserbereich. Unter diesen Bedingungen wurde organisches Material abgelagert, welches außerordentlich gut erhalten blieb. In den Bereichen des Beckens und der Plattformhänge sind diese Ablagerungen hauptsächlich als feinlaminierter Gesteine (Laminite; Kap. 1.2.3 und Kap. 2.1.1) erhalten geblieben, welche reich an organischem Material sind und die besten Muttergesteinszonen darstellen. Die auffällige Hell-/Dunkelfärbung dieser Laminite wird durch tonig-bituminöse Substanzen erzeugt, welche mit allochthonen, hellen, mikritischen Flachwasserkarbonaten wechsellagern. Die hellen Flachwasserkarbonate gelangten nach HUTTEL (1989) und STROHMENGER et al. (1993; 1996) als Turbidite in diesen Sedimentationsraum. Massenbilanzen ergaben, daß heute rund die Hälfte des organischen Kohlenstoffs in diesen laminierter Gesteinen enthalten ist (Kap. 2.2.2).

Selbst während der Transgressionsphasen im Ca2 befanden sich weite Bereiche der Vorbarrenuntiefen und der Barren in der normalmarinen, sauerstoffreichen und wellenbewegten Flachwasserzone. Die Ablagerungen dieser Fazies bestehen vor allem aus Ooiden und Onkoiden, sogenannten „grainstones“, welche keine nennenswerten Mengen an organischem Material enthalten (Kap. 2.2.1). Die oxischen Bedingungen in diesem Milieu verhinderten zudem die Erhaltung des organischen Materials. Während der Regressionsphasen gelangten die Vorbarrenuntiefen und die Barren obendrein größtenteils über den Meeresspiegel, wodurch sie langanhaltenden Verwitterungs- und Verkarstungsprozessen ausgesetzt waren. Das eventuell noch erhaltene organische Material wurde hierbei vollständig oxidiert.

Die Karbonatplattform (SE-Brandenburg) wurde während des letzten Transgressionszyklus im Ca2 (Intrazyklus III, Kap. 1.2.2) von normalmarinem Meerwasser überflutet. Bei der anschließenden Regression blieb ein Teil des Wassers in relativ flachen und begrenzten lagunären Bereichen der Karbonatplattform zurück und evaporitisierte im Laufe der Zeit. In diesem speziellen Flachwassermilieu herrschten meso- bis hypersaline Bedingungen, unter denen sich ein extremes Ökosystem mit hochspezialisierten halotoleranten Faunen- und Florengesellschaften (u.a. Algenmatten und symbiotische Bakterien) entwickelte. Ungehindertes Wachstum dieser Faunen- und Florengesellschaften führte in dieser Lagunenfazies zu hohen Gehalten an organischem Material. Salinität und reduzierende Bedingungen waren der Grund für eine außerordentlich gute Erhaltung des organischen Materials.

3.2 Kohlenwasserstoff-Genese

Ein Ziel dieser Arbeit war die Rekonstruktion der thermischen Reifung des organischen Materials in den karbonatischen Muttergesteinen des Ca2. Aus diesem Grund wurden Proben über einen weiten Teufenbereich (1300 bis 3000 m) entnommen, davon ausgehend, so ein vollständiges Reifeprofil (d.h. Proben von unreif bis überreif) zu erhalten. Allerdings zeigte sich schon nach den ersten Untersuchungen, daß alle Proben bereits ein fortgeschrittenes Reifestadium erreicht haben (entsprechend einer Vitritnitreflexion zwischen etwa 0,8 und 0,95%R_m; Tab. 7). Dieser Befund deutet darauf hin, daß die meisten Muttergesteinsproben die Hauptphase der Bildung und Abgabe von Erdöl-Kohlenwasserstoffen größtenteils durchlaufen haben und es teilweise schon zur Bildung von Gaskondensaten gekommen ist

(u.a. HUNT 1979; WELTE & YÜKLER 1981; TISSOT & WELTE 1984; MACKENZIE & QUIGLEY 1988).

Das fortgeschrittene Stadium der Kohlenwasserstoff-Genese zeigt sich vor allem aber an den einheitlich geringen Wasserstoff-Indizes (zwischen 50 und 150 mg KW/ g TOC; Kap. 2.2.3.1). Die geringen Wasserstoff-Indizes indizieren, daß noch ein Restpotential zur Kohlenwasserstoffbildung erhalten geblieben ist, welches auch deutlich durch die gelbe Fluoreszenzfarbe der Liptinite angezeigt wird (Kap. 2.2.3.2; Tafel I; Foto 4 und Tafel II; Foto 5). An vergleichbaren unreifen Muttergesteinen des Ca2 wurden Wasserstoff-Indizes von rund 650 mg KW/ g TOC gemessen (u.a. SLACH 1993). Um sich eine Vorstellung von der gebildeten Menge Öl pro Kubikmeter Muttergestein (Ca2) machen zu können, wird folgende Berechnung aufgestellt:

Bei einem initialen TOC von etwa 6 Gew.% (VOIGT 1995) und einer Gesteinsdichte von Karbonaten von durchschnittlich 2600 kg/m^3 (z.B. ALLEN & ALLEN 1990) errechnet sich eine Masse an organischem Kohlenstoff von insgesamt 156 kg/m^3 Gestein.

$$\text{Masse TOC/ m}^3 \text{ Gestein: } 2600 \text{ kg/ m}^3 \times 0,06 = 156 \text{ kg/ m}^3$$

Diese Kohlenstoff-Masse stand dem System ursprünglich zur Verfügung und konnte während der fortschreitenden Reife zu Kohlenwasserstoffen umgesetzt werden. Aus der Differenz von initialem und rezentem Wasserstoff-Index läßt sich abschätzen, daß etwa 550 mg Kohlenwasserstoff pro Gramm organischen Kohlenstoffs gebildet wurden.

$$\text{gebild. Kohlenwasserstoffe: } 650_{[\text{initial}]} - 100_{[\text{rezent}]} \text{ mg KW/ g TOC} = 550 \text{ mg KW/ g TOC}$$

Aus 156 kg des organischen Kohlenstoffs wurden etwa $85,8 \text{ kg}$ Öl gebildet, vorausgesetzt, es wurde nur Öl gebildet.

$$\text{Öl-Masse/ m}^3 \text{ Gestein: } 156 \text{ kg/ m}^3 \times 0,55 = 85,8 \text{ kg/ m}^3$$

Bei einer durchschnittliche Dichte des generierten Erdöls von 800 kg/m^3 (z.B. MÜLLER 1984), wären dies etwa 107 Liter Erdöl.

$$\begin{aligned} \text{Liter Öl/ m}^3 \text{ Gestein: } 85,9 \text{ kg} : 800 \text{ kg/ m}^3 &= 0,10725 \text{ m}^3 \\ &= 107 \text{ Liter} \end{aligned}$$

Nachdem sich gezeigt hatte, daß die Kohlenwasserstoff-Genese bereits weit fortgeschritten ist, sollte deren zeitliche Einstufung vorgenommen werden. Zu diesem Zweck wurden alle verfügbaren Reifedaten nach BARKER & PAWLEWICZ (1994) in Inkohlungstemperaturen umgerechnet, und diese mit den heutigen Ca2-Formationstemperaturen verglichen (Tab. 7).

Um eine höhere Datendichte zu erhalten, wurden Daten aus NESTLER (1993) und GERLING et al. (1996a) hinzugezogen (Abb. 37).

Tabelle 7

Vergleich von Reifedaten des Ca2 in verschiedenen Bohrungen (als Äquivalente der Vitrinitreflexion %R_m) und nach BARKER & PAWLEWICZ (1994) berechneten Inkohlungstemperaturen mit heutigen Ca2-Formationstemperaturen (aus MAJOROWICZ & PLEWA 1979 und OELSNER 1982). Hinzugefügt wurden Daten aus NESTLER (1993;) und GERLING et al. (1996a;**).*

Bohrung	Teufe [m]	Äquivalente der Vitrinitreflexion [%R _m]	berechnete Inkoh- lungstemperatur [°C]	rezente Ca2 Formationstemperatur [°C]
A	2222	0,80	117	80
B	2703	0,90	127	100
1*	2670	0,80	117	95
2*	2560	0,75	112	90
3*	2872	0,80	117	100
4*	3870	1,42	163	130
5**	3074	1,20	150	105
6**	2865	0,80	117	95
7**	1745	1,30	157	70
8**	1117	1,20	150	60
C	2941	0,95	131	95
9**	2550	0,85	122	90
10**	2500	0,85	122	90
11**	2503	0,75	112	90
12**	2408	0,75	112	80
E	2660	0,80	117	85
J	1944	0,80	117	75
13**	1785	0,80	117	70
14**	2120	0,75	112	80
H	2040	0,80	117	75
I	1955	0,80	117	70
15**	1850	0,80	117	70
16**	1935	0,80	117	75
17**	2142	0,95	131	80
18**	1935	0,80	117	70
G	1318	0,95	131	60

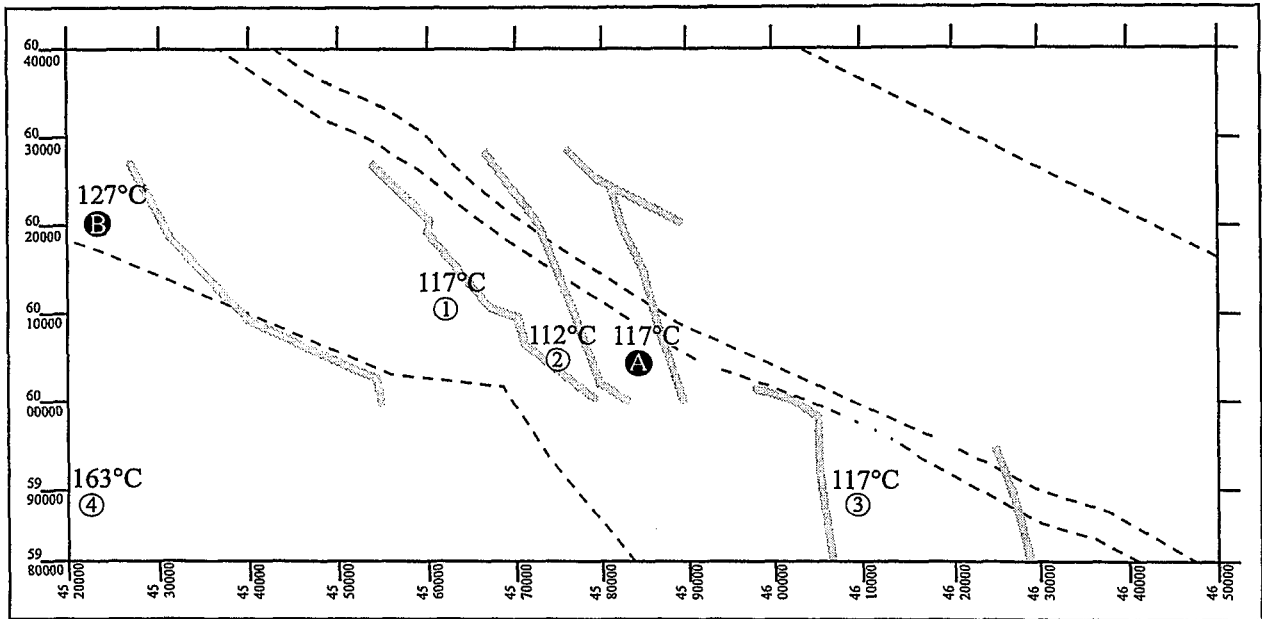
Für Mecklenburg-Vorpommern (Bohrungen A und B und 1 bis 4) wurden maximale Paläotemperaturen zwischen etwa 112 und 163°C berechnet (Tab. 7 und Abb. 37), welche von NE nach SW zunahmen. Im Gegensatz dazu, wurden heutige Ca2-Formationstemperaturen zwischen 80 und 130°C gemessen (MAJOROWICZ & PLEWA 1979 und OELSNER 1982). Diese deutlichen Temperaturdifferenzen bedeuten, daß die maximalen Paläotemperaturen und damit auch der Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese in die geologische Vergangenheit datieren. Als Grund hierfür können ehemals erhöhte Wärmeflüsse und/ oder eine tiefere

Versenkung des Ca₂ in Frage kommen. Bei Annahme einer tieferen Versenkung des Ca₂ bei einem normalen thermischen Gradienten von 30 bis 40°C/km ergibt sich, daß die Muttergesteine in diesem Bereich zur Zeit der maximalen Temperaturbeanspruchung etwa 800 bis 1000 m tiefer versenkt gewesen sein müssen als heute. Der Zeitpunkt der maximalen Versenkung datiert nach ZIEGENHARDT (1974) und BLESCHERT (1981) in die Oberkreide.

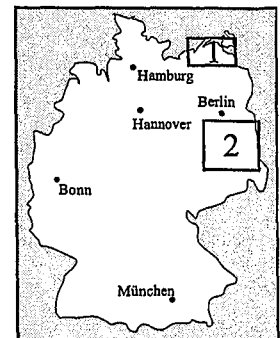
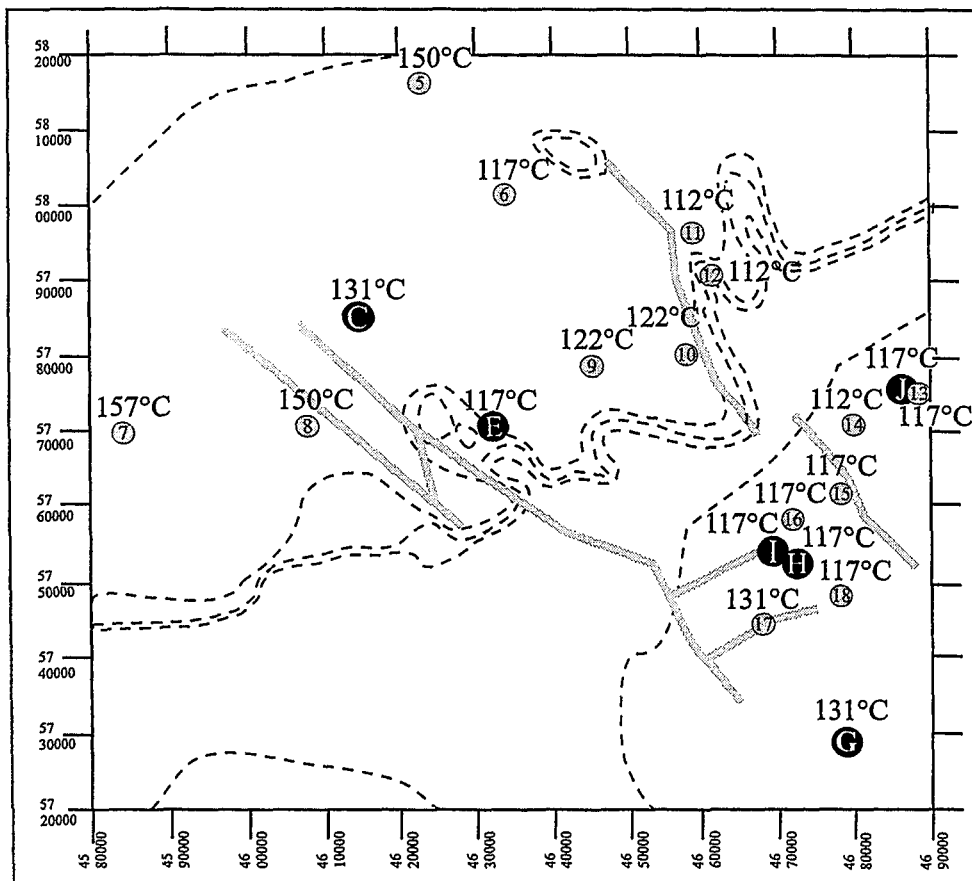
Für das Ca₂ in SE-Brandenburg (Bohrungen C bis J und 5 bis 18) wurden maximale Paläotemperaturen zwischen 112 und 157°C errechnet (Tab. 7). Ein Vergleich dieser Paläotemperaturen zeigt, daß diese von NE nach SW zunahmen (Abb. 37). Auffallend sind Temperatursprünge, welche in etwa altangelegten Störungssystemen (SCHRETZENMAYR 1981) folgen. In diesem Bereich wurden rezente Ca₂-Formationstemperaturen zwischen etwa 60 und 105°C gemessen (MAJOROWICZ & PLEWA 1979 und OELSNER 1982). Aufgrund der zum Teil erheblichen Temperaturunterschiede ist es offensichtlich, daß auch in diesem Gebiet die maximalen Paläotemperaturen und die Hauptphase der Kohlenwasserstoff-Genese in die geologische Vergangenheit datieren. Als Gründe für die hohen Temperaturunterschiede kommen ebenfalls erhöhte Wärme Flüsse und/ oder eine tiefere Versenkung in Frage. Der Kompaktionsgrad von Tonsteinen des Buntsandstein in diesem Gebiet deutet nach KARNIN et al. (1995) und GERLING et al. (1996a) auf eine ehemals um 1000 bis 1500 m tiefere Versenkung des Ca₂ hin. Diese Werte können bei Annahme realistischer thermischer Gradienten (30 bis 40°C/km) problemlos die erhöhten maximalen Paläotemperaturen erklären. Basierend auf solchen Überlegungen konnten KARNIN et al. (1995) mittels Beckensimulation die maximale Versenkung und den Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese auf etwa 80 Millionen Jahre vor Heute datieren (Abb. 38). Nach dieser Zeit war der gesamte Raum SE-Brandenburgs während der Oberkreide, im Zuge der Iaramischen tektonischen Bewegungen, von Hebung und Erosion betroffen (u.a. ZIEGENHARDT 1974; ZIEGLER 1990 und WALTER 1992).

Abb. 37 (nächste Seite): Aus Vitritreflexionsäquivalenten berechnete maximale Paläotemperaturen im nördlichen und südlichen Untersuchungsgebiet (siehe auch Tab. 7). Für eine höhere Datendichte wurden Reifedaten aus den Arbeiten von NESTLER (1993) und GERLING et al. (1996a) hinzugefügt.

(1) Mecklenburg-Vorpommern



(2) SE Brandenburg



Bearbeiter

- NESTLER (1993)
- ⊙ GERLING et al. (1996b)
- vorl. Arbeit
- Störungssystem
- - - Faziesgrenzen
- 117°C max. Paläotemp.

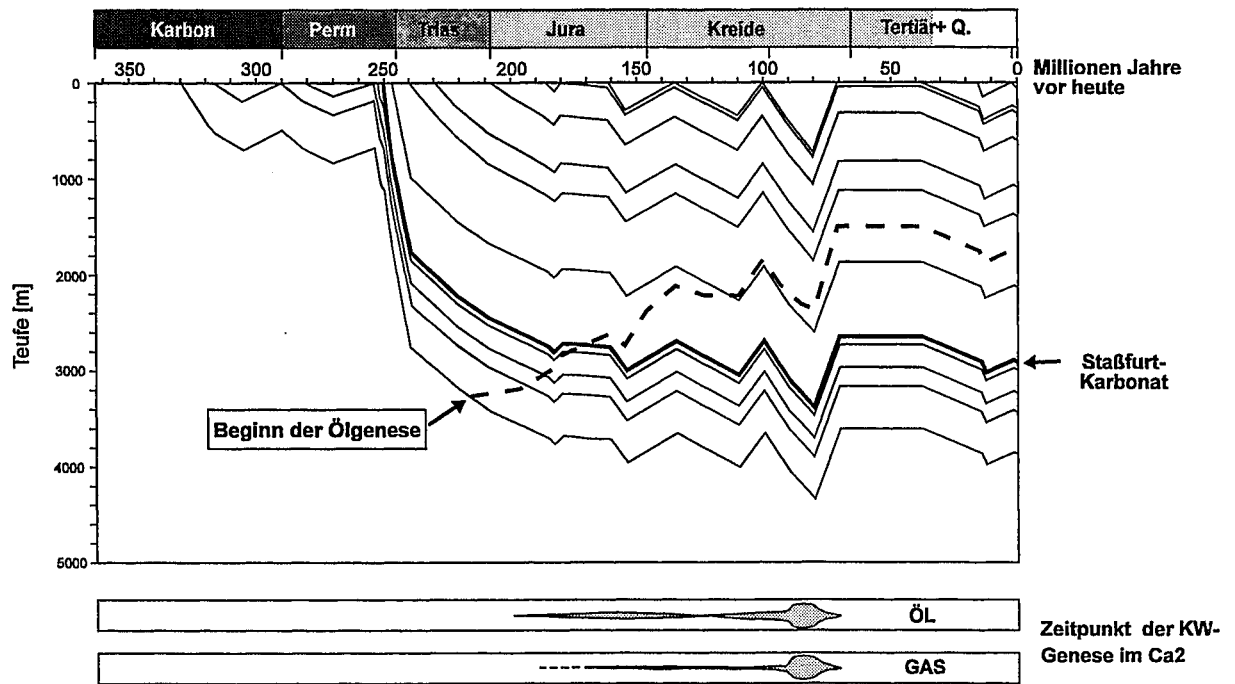


Abb. 38: Versenkungsgeschichte für verschiedene Horizonte in Bohrung C und der für das Ca2 berechnete Verlauf der Kohlenwasserstoff-Genese (verändert aus KARNIN et al. 1995).

3.3 Kohlenwasserstoff-Migration

3.3.1 Erdöl-Muttergesteins-Korrelation

Die Korrelation von Erdölen und Muttergesteinen basiert auf dem Prinzip, daß die Zusammensetzung bestimmter organischer Komponenten in einem Muttergestein an das generierte Erdöl übergeben wird. Diese „vererbten Ähnlichkeiten“ können sich zum Beispiel auf Verteilungen von Kohlenstoffisotopen oder auf molekulare Komponenten-Verhältnisse, wie das von Pristan und Phytan, beziehen. Generell begründen sich diese Ähnlichkeiten nur auf relative Verteilungsmuster und nicht auf absolute Konzentrationen, unabhängig davon, welche Parameter für die Korrelation benutzt werden. Ein Grundsatz zur Durchführung jeglicher Korrelationen lautet: Eine auf einen einzelnen Parameter begründete positive Korrelation beweist genauso wenig, daß zwischen den verglichenen Proben ein genetischer Zusammenhang besteht, wie eine negative das Gegenteil bedeuten muß (PETERS & MOLDOWAN 1992). Aus diesem Grund wird eine Korrelation erst durch den Vergleich mehrerer Parameter beweiskräftig.

Bei der Erdöl-Muttergesteins-Korrelation für das Ca2 gibt es jedoch eine grundlegende Schwierigkeit, auf die zu Anfang des Kapitels hingewiesen werden soll. Es konnte nur eine sehr begrenzte Anzahl von Proben aus den Muttergesteinen molekular charakterisiert werden und die untersuchten Erdöle und Gaskondensate dürften immer einem relativ großen Muttergesteins-Volumen im Drainagegebiet entsprechen. Diese Umstände bedingen, daß die molekulare Zusammensetzung der Erdöle nie genau mit der der Muttergesteine übereinstimmen muß.

Chemische Fossilien zeigen im Verlauf der primären Migration keine oder nur minimale Veränderungen in ihren relativen Verteilungen (PETERS & MOLDOWAN 1992). Aus diesem Grund eignen sich Hopane und Sterane, neben den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Aliphaten und Aromaten und den Verteilungsmustern der Aliphaten bzw. Isoprenoiden, besonders für die Erdöl-Muttergesteins-Korrelation.

Vor der eigentlichen Korrelation wurde für alle Proben zuerst das Milieu bestimmt, in dem das organische Material abgelagert wurde. Hierfür eigneten sich die ermittelten Anteile an C_{27} -, C_{28} - und C_{29} -Sternen (Abb. 39). Für alle Proben ergab sich ein karbonatisch/evaporitisches Ablagerungsmilieu (siehe auch Kap. 3.1), womit deutlich wurde, daß die akkumulierten Erdöle aus den Muttergesteinen des Ca2 gebildet wurden.

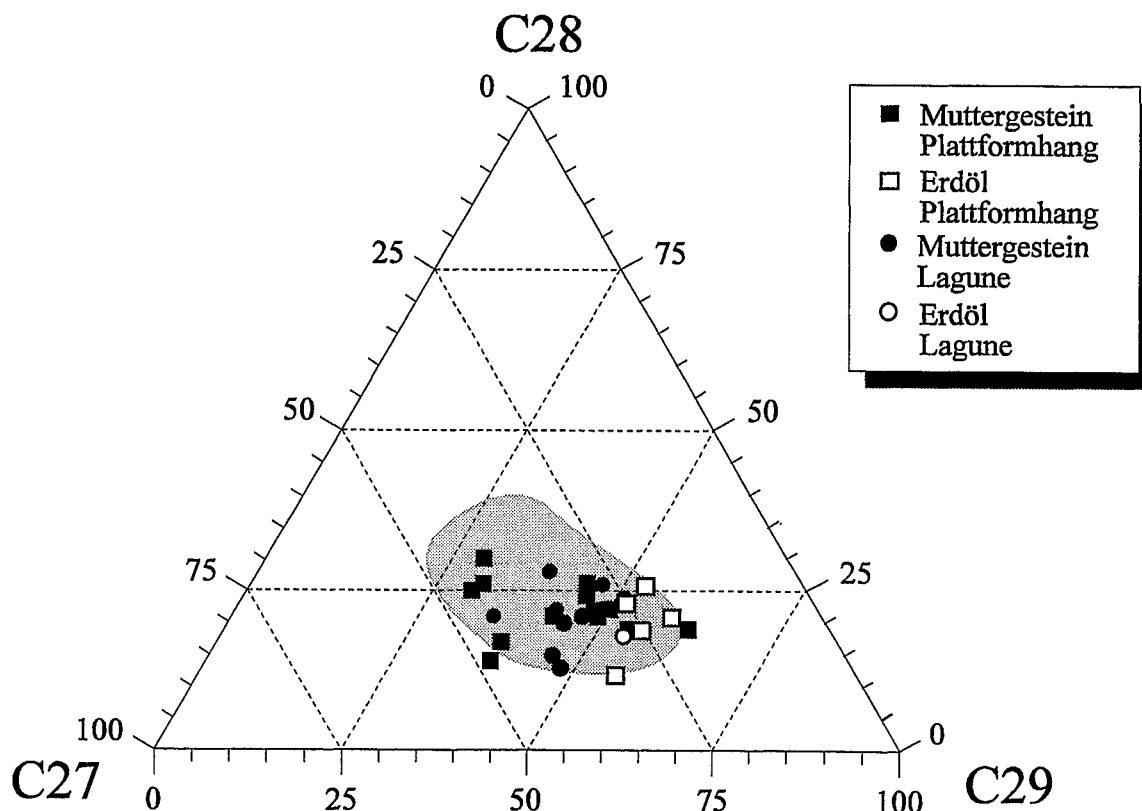
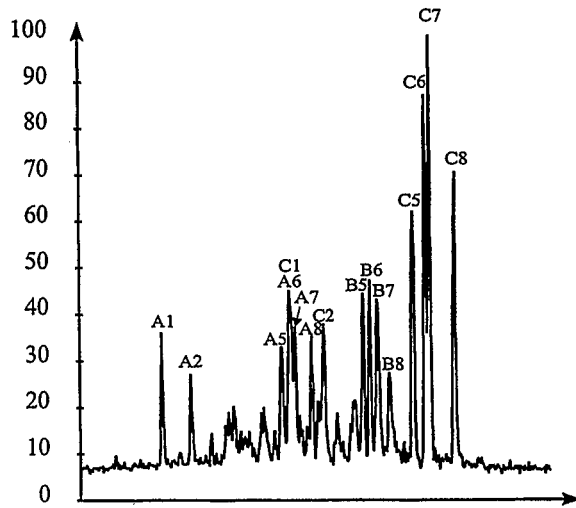


Abb. 39: Ternäres System für die C₂₇-, C₂₈- und C₂₉-Sterane aus den Erdölproben sowie aus dem löslichen organischen Material in den Muttergesteinen verschiedener Faziesbereiche. Der graue Bereich markiert die nach MOLDOWAN et al. (1985) typischen Werte für ein marines, karbonatisch/ evaporitisches Muttergestein.

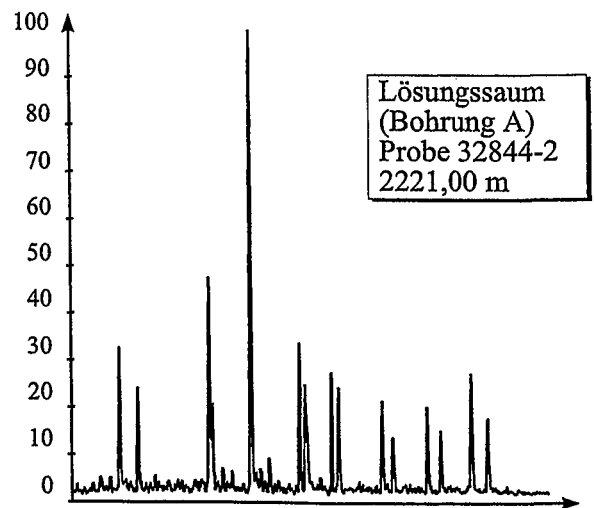
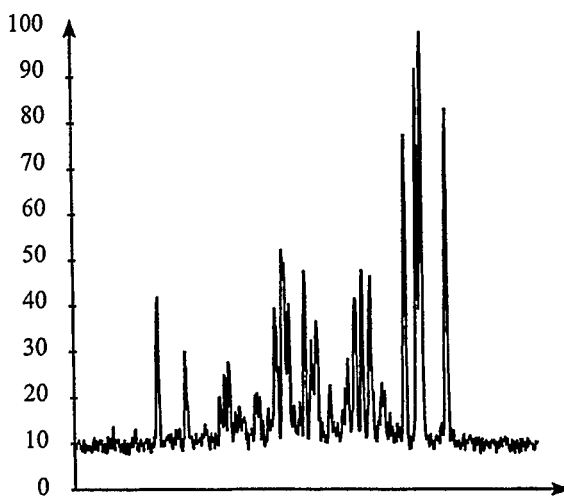
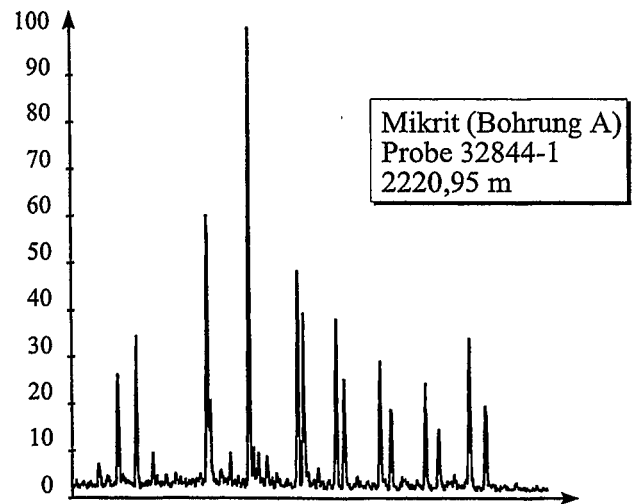
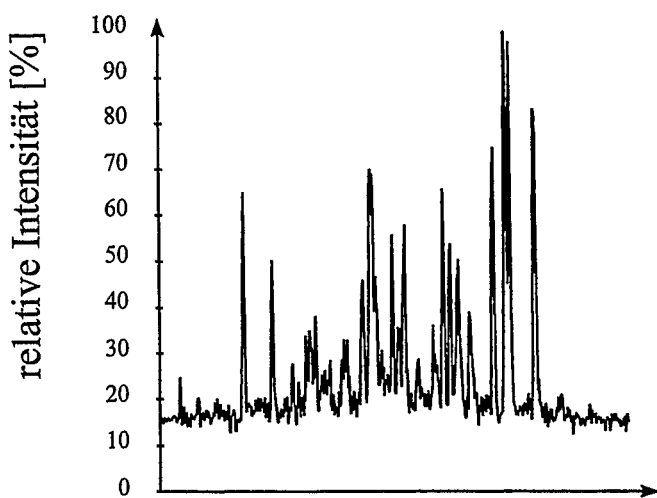
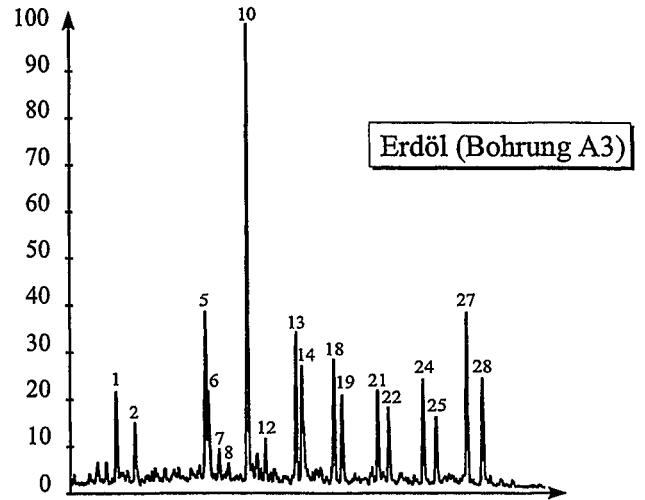
Anhand einiger Molekülstrukturen in Steran- und Hopan-Verteilungsmustern war es jedoch möglich, Erdöle und Muttergesteine aus verschiedenen Faziesräumen miteinander zu korrelieren. Abbildung 40 zeigt beispielhaft einen Vergleich von Steran- bzw. Hopan-Verteilungsmustern aus einer Erdölprobe aus Mecklenburg-Vorpommern (Bohrung A3) mit denen aus Extrakten benachbarter Mikrit- und Lösungssaumproben (Bohrung A) aus der Plattformhangfazies. An diesem Beispiel läßt sich deutlich demonstrieren, daß die relativen Peak-Intensitäten verschiedener Molekülstrukturen in allen drei Proben nahezu identisch sind.

Abb. 40 (nächste Seite): Vergleich von Steran- und Hopan-Verteilungsmustern aus einem Erdöl (Bohrung A3; siehe Abb. 1) mit denen aus Extrakten benachbarter Mikrit- und Lösungssaumproben (beide aus Bohrung A) aus der Plattformhangfazies des Ca2. Die Peakbezeichnungen sind in Kapitel III näher erläutert.

Sterane



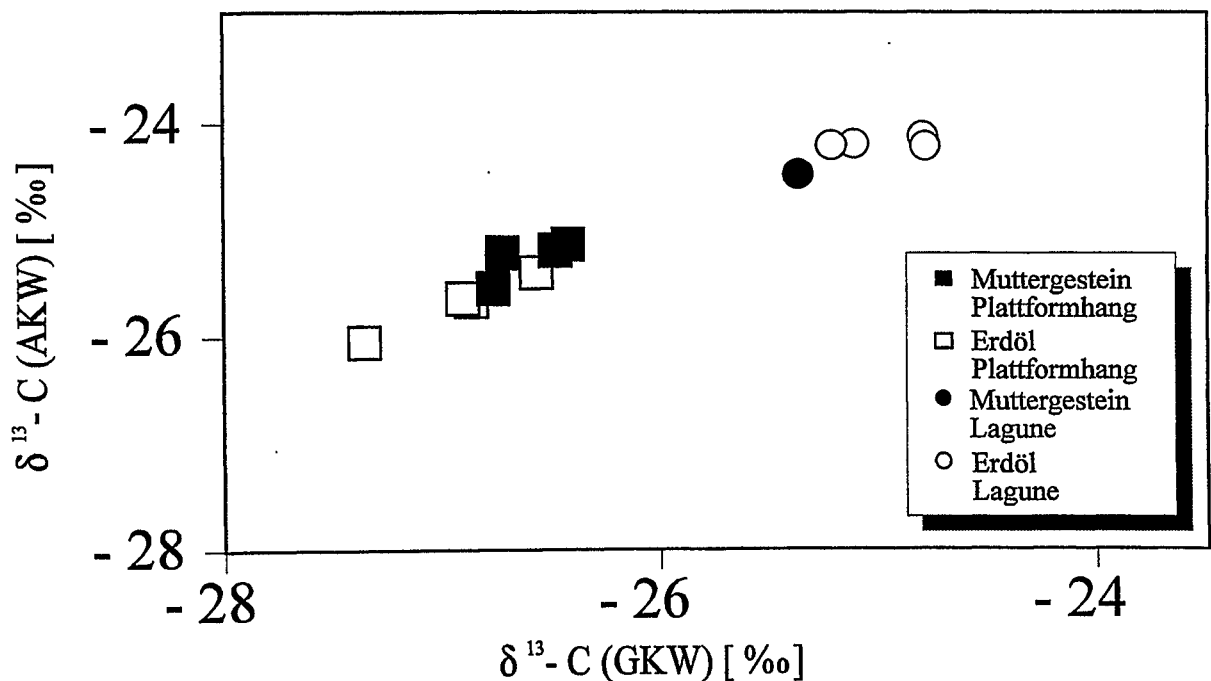
Hopane



Retentionszeit [min.]

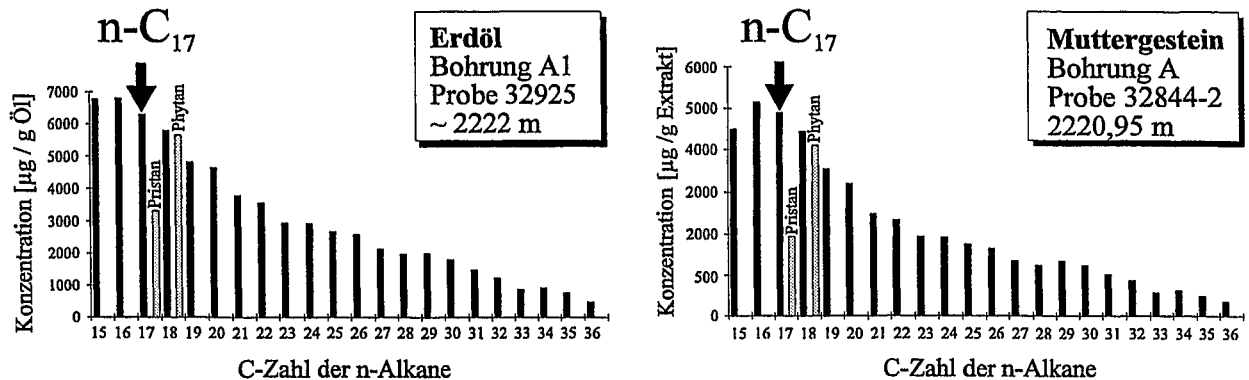
In den Erdölen aus den Reservoirs der Vorbarrenuntiefen und der Barren (Mecklenburg-Vorpommern und SE-Brandenburg) wurden relativ hohe Konzentrationen an trizyklischen C_{28} - und C_{29} -Terpanen nachgewiesen, wogegen diese in den Erdölen aus Reservoirs der Lagune vollkommen fehlen. Ähnlich hohe Konzentrationen an trizyklischen C_{28} - und C_{29} -Terpanen wurden ausschließlich für die Muttergesteine der Plattformhangfazies ermittelt. Dieses Ergebnis legt nahe, daß ein bedeutender Anteil des gebildeten Erdöls in den Bereichen des Beckens und der Plattformhänge aus procaryotischen Mikroorganismen stammt (Kap. 3.1), während dies in der Lagunenfazies nicht der Fall war.

Die $\delta^{13}C$ -Werte der Erdöle aus den Reservoirs der Vorbarrenuntiefen und der Barren sind generell um etwa 2‰ leichter als die $\delta^{13}C$ -Werte der Erdöle aus den Reservoirs der Lagune. In gleicher Weise verhält es sich mit den $\delta^{13}C$ -Werten, welche für Muttergesteins-Extrakte der Plattformhang- und der Lagunenfazies ermittelt wurden (Daten aus GERLING et al. 1996b; Abb. 41). Diesen Analysen zufolge, lassen sich wiederum die Muttergesteine im Bereich der Plattformhänge mit den Erdölen aus Reservoirs der Vorbarrenuntiefen und der Barren korrelieren. Die Erdöle aus den Reservoirs der Lagune korrelieren ausschließlich mit den direkt benachbarten Muttergesteinen.



Generell ließen sich große Ähnlichkeiten bei der n-Alkanverteilung in Erdöl- und Muttergesteinsproben aller Faziesbereiche feststellen. Dennoch war es möglich, die Proben mittels der Konzentrationen an n-C₁₇ sowie der Verhältnisse von Pristan/ n-C₁₇H₃₆ und Phytan/ n-C₁₈H₃₈ zu korrelieren. Die Muttergesteine aus der Lagunenfazies und die Erdöle aus den dortigen Reservoirs enthalten gleichermaßen überdurchschnittliche Mengen an n-C₁₇, wogegen diese in den Muttergesteinen und den Erdölen der Plattformhangfazies in normalen Konzentrationen vorkommen (Abb. 42; Tab. 8). Als Begründung hierfür kommen hauptsächlich faziell bedingte Unterschiede im organischen Ausgangsmaterial in Frage, da nur für den Ablagerungsbereich der Lagune das Vorkommen großer Mengen an photosynthetisierenden Grünalgen und Bakterien angenommen wird (Kap. 3.1).

Plattformhangfazies



Lagunenfazies

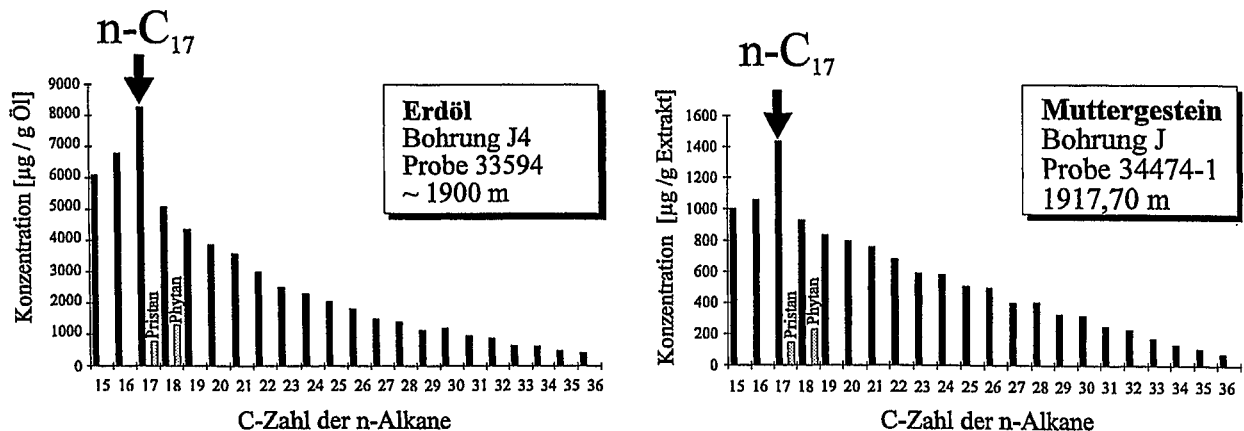


Abb. 42: Typische Verteilungsmuster der n-Alkane (schwarz) und Isoprenoide (hellgrau) in Erdölen (links) und im löslichen organischen Material aus Muttergesteinen (rechts) der Plattformhang- und Lagunenfazies des Ca2. Die Proben aus der Lagunenfazies zeigen gegenüber denen der Plattformhangfazies überdurchschnittliche Gehalte an n-C₁₇H₃₆.

Für die Korrelation der Erdöle und Muttergesteine wurden außerdem die Isoprenoid-Verhältnisse von Pristan/ $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ und die von Phytan/ $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ hinzugezogen. Dabei zeigte sich, daß bei allen Muttergesteinen und Erdölen bzw. Gaskondensaten aus dem Bereich der Plattformhänge die Verhältniswerte etwa doppelt so hoch sind wie bei den Erdölen und Muttergesteinen aus der Lagune. Hierdurch ließen sich diese Proben ebenfalls gut korrelieren (Abb. 42; Tab. 8). Als Begründung für die unterschiedlichen Isoprenoid-Verhältnisse kommen auch hier nur faziell bedingte Unterschiede in der Zusammensetzung des organischen Ausgangsmaterials in Frage.

Tabelle 8

Geochemische Daten für das lösliche organische Material aus Muttergesteinen sowie für Erdöle und Gaskondensate aus den Bereichen der Plattformhang- und der Lagunenfazies. Ergänzend sind Daten aus GERLING et al. (1996b) aufgelistet (). Zur besseren Übersichtlichkeit wurden ausschließlich Mittelwerte in die Tabelle übernommen.*

	Plattformhangfazies		Lagunenfazies	
	Muttergestein	Erdöl	Muttergestein	Erdöl
Menge an trizykl. Triterpanen	hoch	hoch	fehlen	fehlen
$\delta^{13}\text{C}_{\text{GKW}}$, [‰]	-26,6*	-27,2	-24,8*	-25,0
$\delta^{13}\text{C}_{\text{AKW}}$, [‰]	-25,5*	-25,8	-23,7*	-24,2
Menge an $n\text{-C}_{17}$	normal	normal	hoch	hoch
Pristan/ $n\text{-C}_{17}$	0,4	0,5	0,1	0,1
Pristan/ $n\text{-C}_{18}$	0,6	0,9	0,2	0,3

Zusammenfassend ließ sich anhand der oben aufgeführten Beispiele belegen, daß alle untersuchten Erdöle bzw. Gaskondensate in Reservoirs der Vorbarrenuntiefen und der Barren aus Muttergesteinen der Plattformhangfazies stammen. Gleichmaßen zeigte sich, daß die in der Lagunenfazies akkumulierten Erdöle benachbarten Muttergesteinen entstammen. Eine Kohlenwasserstoff-Migration hat demnach in beiden Faziesbereichen regional streng getrennt voneinander stattgefunden.

3.3.2 Bedingungen und Effekte der Erdölmigration

Eine günstige Voraussetzung für eine effektive Kohlenwasserstoff-Migration war sicherlich die durch die Paläomorphologie bedingte enge Wechsellagerung von Mutter- und Speichergesteinen in beiden Untersuchungsgebieten (Kap. 1.2.3). Im beckenwärtigen Raum kommen die Muttergesteine hauptsächlich an den tieferen und mittleren Plattformhängen vor. In den höheren Plattformhangbereichen nimmt der Anteil an Muttergesteinen bis an den höhergelegenen Karbonatplattform-Rand kontinuierlich ab (Abb. 4 und 5). Dort befinden sich die wesentlichen Erdöl- und Erdgasspeicher. Im beckenwärtigen Bereich sind Verzahnungen von Mutter- und Speichergesteinen die Regel (Kap. 1.2.3), so daß angenommen werden kann, daß die Migration der Kohlenwasserstoffe in lateraler Richtung, parallel zur Schichtung erfolgte und zwar ausgehend vom Becken entlang der Plattformhänge bis zum Rand der Karbonatplattformen.

Die Muttergesteine in der Lagunenfazies (SE-Brandenburg) sind im wesentlichen auf das Liegende des Ca₂ beschränkt, wogegen sich die Speichergesteine hauptsächlich in dessen Hangendem befinden. Erdöle und Erdgase werden in diesem Gebiet überwiegend aus Kluftspeichern gefördert (u.a. ZIEGENHARDT 1974; BLESCHERT 1981; MÜLLER et al. 1984, 1993). Nach ZIEGENHARDT (1974) entstanden diese Speicher sekundär, erst während laramischer tektonischer Bewegungen (vgl. Kap. 3.6). Hierbei fand eine Umverteilung (Re-Migration) bereits akkumulierter Kohlenwasserstoffe aus Porenspeichern in neu geschaffene Kluft Hohlräume statt (u.a. ZIEGENHARDT 1974; BLESCHERT 1981).

Um den komplexen Prozeß der Kohlenwasserstoff-Migration im Mutter-/Speichergesteinssystem des Ca₂ näher zu beleuchten, folgt eine Diskussion möglicher Migrationsmechanismen, die Darstellung der zeitlichen Abfolgen von Zementation und Kohlenwasserstoff-Migration sowie die Berechnung von Migrationseffizienzen.

3.3.2.1 Migrationsmechanismen

Im allgemeinen verläuft die Kohlenwasserstoff-Migration vom Muttergestein zur Lagerstätte in mehreren Schritten, die über verschiedene Mechanismen miteinander verbunden sein können. Als einzelne Migrationsschritte werden die Folgenden unterschieden:

1. Als Expulsion oder *primäre Migration* wird das Heraustreten der Öl- und Gaskomponenten aus dem festen organischen Material (Kerogen) und ihr Wandern im Muttergestein bezeichnet (z.B. DURAND 1980).

2. Das zweite Stadium der Migration (*sekundäre Migration*) setzt nach dem Austritt von Öl und Gas aus dem Muttergestein in permeable und poröse Träger- und Speichergesteine ein (z.B. HUNT 1979).
3. Werden bereits akkumulierte Kohlenwasserstoffe in einen anderen Speicher umgelagert, z.B. im Zuge tektonischer Bewegungen oder gelangen sie durch Deckschichten zur Atmosphäre, so wird von *Dismigration* oder *tertiärer Migration* (z.B. DURAND et al. 1987) oder von *Re-Migration* (s.o.) gesprochen.

Die bedeutendste Form der primären Migration ist die Wanderung einer Öl- oder Gasphase (u.a. MOMPER 1978; HUNT 1979; TISSOT & WELTE 1984; DURANT 1988; MANN 1994; MANN et al. 1997). Diese Form der Migration ist weitestgehend auf die Makoporen im Muttergestein beschränkt und weniger auf die Mikro- oder Mesoporen (MANN et al. 1997).

Anhand von experimentellen Migrationsversuchen hat sich gezeigt, daß sich mit zunehmender Kohlenwasserstoff-Genese die Migrationsmechanismen innerhalb von Muttergesteinen verändern können. Zu Beginn der *Kohlenwasserstoff-Genese*, wenn die Porenräume noch überwiegend mit Wasser und nur zu einem geringen Teil mit Öl gefüllt sind, findet hauptsächlich diffusiver Kohlenwasserstoff-Transport über das Kerogennetzwerk statt (VANDENBROUCKE 1972; MACKENZIE et al. 1983, 1987; LEYTHAEUSER et al. 1984, 1988a,b; THOMAS & CLOUSE 1990a,b,c; ROPERTZ 1994). Allerdings hat die Diffusion eine relativ untergeordnete Bedeutung in Anbetracht der zur Bildung einer Lagerstätte benötigten Kohlenwasserstoff-Mengen (THOMAS & CLOUSE 1990b). Diffusion von Kohlenwasserstoffen ist in der Regel durch Fraktionierungseffekte charakterisiert (MACKENZIE et al. 1984; LEYTHAEUSER et al. 1984). Bei fortschreitender Kohlenwasserstoff-Genese wechselt der Mechanismus meist von der Diffusion zum Ölphasenfluß, sobald eine Bitumensättigung des Porenraums von etwa 25% überschritten wird (MACKENZIE et al. 1983; LAFARGUE & BARKER 1988; LAFARGUE et al. 1990; BROTHERS et al. 1991; ROPERTZ 1994; HANEBECK 1995). Kennzeichnend für diese Form der Migration ist, daß hierbei üblicherweise keine Fraktionierungseffekte auftreten (MANN et al. 1997).

Verschiedene Fallstudien an *siliziklastischen* Muttergesteinen haben gezeigt, daß der wesentliche Anteil der primären KW-Migration über einen druckgetriebenen Ölphasenfluß verläuft (u.a. MACKENZIE et al. 1987; LEYTHAEUSER et al. 1988a,b). Gleichzeitig

können hauptsächlich in Grenzbereichen zwischen Ton- (Muttergestein) und Sandsteinen (Träger) diffusive Transportprozesse ablaufen (u.a. MACKENZIE et al. 1987; LEYTHAEUSER et al. 1988a,b; ROPERTZ 1995).

In *karbonatischen* Muttergesteinen ist der Prozeß der primären Migration wesentlich komplexer und mit diagenetischen Prozessen verknüpft (u.a. BARTHURST 1980; SCHOLLE & HALLEY 1985; RICKEN 1986; SASSEN et al. 1987a,b; SASSEN 1988, 1990; LEYTHAEUSER et al. 1995). Primär ist hier das organische Material sehr fein über die gesamte Karbonatmatrix verteilt. Erst bei der Versenkung und Diagenese dieser Gesteine kommt es durch die mechanische und chemische Kompaktion zur Zonierung, bei der sich Zonen mit nahezu reinem Karbonat und Zonen mit überwiegend organischem Material (Stylolithe und Drucklösungssäume) bilden (u.a. SCHOLLE & HALLEY 1985; RICKEN 1986; SASSEN et al. 1987a, DI PRIMIO 1990, 1995 und LEYTHAEUSER et al. 1995). Durch die Volumenexpansion des organischen Materials mit zunehmender Reife und vor allem durch die Ölgenese treten besonders in den Stylolithen und Lösungssäumen Überdrucke auf, die oftmals zur Öffnung von Mikrorissen führen. Diese Mikrorisse werden mit Öl gefüllt und lösen so eine primäre KW-Migration in Form eines druckgetriebenen Ölphasenflusses aus (JONES 1984; LEYTHAEUSER et al. 1995).

Die Mechanismen der sekundären Migration unterscheiden sich deutlich von denen der primären, da die Kohlenwasserstoffe aufgrund von Auftriebskräften meist in vertikaler Richtung migrieren. Die Intensität dieser Auftriebskräfte ist abhängig vom Dichteunterschied zwischen Porenwasser und Öl. Bei der sekundären Migration spielt die Geometrie des Beckens eine bedeutende Rolle. Sie beginnt meist in den tieferen Teilen eines Beckens (dort wo sich die reifen Muttergesteine befinden) und endet an höhergelegenen Randbereichen (PRATSCH 1982). Fast immer findet diese Migrationsform unter wechselnden pT-Bedingungen (von höheren zu niedrigeren Druck- und Temperaturbedingungen) statt, wodurch aus der Ölphase häufig die hochmolekularen Komponenten ausfallen und es so zu Fraktionierungseffekten kommen kann (WILLHELMS & LARTER 1994a,b).

Aufgrund der besonderen Faziesentwicklung im Ca₂ (s.o.) sind die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Mutter- und die Speichergesteine eng miteinander verzahnt. Deshalb bestehen zwischen den einzelnen Migrationsschritten (primäre und sekundäre Migration) relativ fließende Übergänge, so daß eine klare Differenzierung unmöglich ist. Aus diesem Grund wird im weiteren allgemein von Migration und deren Mechanismen gesprochen.

In beiden Arbeitsgebieten (Abb. 4 und 5) ließen die relativ hohe thermische Reife der Muttergesteine und die entsprechend fortgeschrittene Kerogenkonversion (Kap. 2.2.4.6 und 3.2) schon im Vorfeld vermuten, daß der wesentliche Teil der Kohlenwasserstoff-Migration über einen Ölphasenfluß verlaufen ist. Folgende Argumente bestätigten diese Vermutung:

Mittels petrologischer Untersuchungen an Muttergesteinsproben (Kap. 2.2.3.2) konnte gezeigt werden, daß sich innerhalb der meisten Lösungssäume zwei Festbitumina-Generationen befinden (z.B. Tafel II; Foto 9; siehe auch ROGERS et al. 1974; JACOB 1985, 1989; JACOB & HILTMANN 1989; LOMANDO 1992; HINDENBERG & LEYTHAEUSER 1994). Diese beiden Generationen können unmöglich durch zwei unterschiedliche Reifeprozesse in einem Muttergestein hervorgerufen worden sein (Kap. 2.2.4.6). Folglich muß es sich hierbei um Migrationsphänomene handeln. Eine Möglichkeit, die Entstehung dieser Festbitumina zu erklären, ist der Prozeß der Druckentlastung. Hierbei kann es, z.B. durch das Aufreißen von Mikroklüften, zur Ausfällung von Asphaltenen aus einer Ölphase kommen (u.a. WILHELMS & LARTER 1994a,b; MANN et al. 1997). Deutliche Hinweise auf derartige Ausfällungsvorgänge sind auch die perfekte Ausfüllung sämtlicher Zwickel (Tafel II; Foto 8 und 9). Innerhalb dieser Lösungssäume kommen feine Mikrorisse mit einer durchschnittlichen Öffnungsbreite von 30 µm vor, deren Wände gleichmäßig mit Festbitumina belegt sind (Kap. 2.2.3.2; Tafel III; Foto 11). Durch sich im Verlauf fortschreitender Kerogenkonversion wiederholt aufbauende überhydrostatische Porenfluiddrucke könnten die Mikrorisse wiederholt aufgerissen sein bzw. Füllungen erfahren haben, wodurch das Zustandekommen der verschiedenen Festbitumina-Generationen begründet sein kann.

Weitere Indikatoren für einen Ölphasenfluß fanden sich mit organisch-geochemischen Methoden. Für benachbarte Lösungssaum- und Mikritproben aus unterschiedlichen Bohrungen wurden Massenbilanzierungen durchgeführt (siehe auch Kap. 3.3.5, Tab. 9), welche Abgaberaten für n-Alkane bis zu 90% ergaben. In fast allen Proben waren diese Abgaberaten über einen breiten molekularen Bereich (zwischen n- C₂₂ und n-C₃₆; Kap. 3.3.5) gleichbleibend hoch, was in ölbildenden siliziklastischen und karbonatischen Muttergesteinen mit Typ II Kerogenen generell als ein guter Indikator für eine Migration im Ölphasenfluß angesehen wird (MACKENZIE et al. 1987; LEYTHAEUSER et al. 1984; 1995). Ähnliche Ergebnisse für karbonatische Muttergesteine finden sich in den Arbeiten von JONES (1984), DI PRIMIO (1995), HOFMANN & LEYTHAEUSER (1995) und LEYTHAEUSER et al. (1995).

3.3.2.2 Relative zeitliche Einordnung der Kohlenwasserstoff-Migration

Wie in Kapitel 2.2.3.2 beschrieben wurde, sind innerhalb vieler Lösungssäume feine Mikrorisse enthalten, die zum Teil bis heute geöffnet blieben. REM-Untersuchungen zeigten, daß der Aufbau dieser Mikroklüfte fast immer gleich ist. Idiomorphe, stengelige Anhydritkristalle sind vom Rand her richtungslos in den offenen Kluftraum gewachsen (z.B. Tafel III, Fotos 10 und 11). Die Kristallflächen der Anhydrite sind an den Rändern scharfkantig ausgebildet, wogegen sie an den äußeren Spitzen deutlich abgerundet sind (Tafel III, Fotos 10 und 11). Dieser Befund läßt vermuten, daß die Kristalle zunächst ungehindert wuchsen. Das Wachstum muß jedoch zu einem späteren Zeitpunkt unterbrochen bzw. gehemmt worden sein. Diese Wachstumshemmung wurde vermutlich durch eine Ölbenetzung der Kristallflächen während der Kohlenwasserstoff-Migration (Kap. 3.3.2.1) verursacht. Relikte dieser Migration sind in Form von Festbitumina in den Klufträumen erhalten geblieben. Diese Festbitumina wurden einerseits in gleichmäßiger, tapetenähnlicher Ausbildung auf den Kluftwänden erkannt, andererseits füllen sie in einigen Fällen auch den gesamten Kluftraum aus (Tafel II, Foto 8 und Tafel III, Foto 11).

Um nun die relative zeitliche Abfolge von Zementation und Kohlenwasserstoff-Migration zu rekonstruieren, wurden die mikroskopischen Ergebnisse mit der Versenkungsgeschichte des Ca₂ (ZIEGENHARDT 1974; KARNIN et al. 1995; vgl. Kap. 3.2) verknüpft:

Vom Oberperm bis zum Jura fand eine kontinuierliche Versenkung des Ca₂ statt. Während des frühen Juras setzte vermutlich die Ölgene aus dem Ca₂ ein. Kimmerische Bewegungen (mittleres Jura) führten dazu, daß das Ca₂ um ca. 300 m angehoben wurde. In diesen Zeitraum könnte auch die tektonisch bedingte Öffnung der Mikrorisse fallen, denn die Art der Anhydritzementation zeigt an, daß die Mikrorisse schon vor der Kohlenwasserstoff-Migration geöffnet waren und daß darin an Ca²⁺ und SO₄²⁻ übersättigte Wässer zirkulierten. Ab dem oberen Jura wurde das Ca₂ erneut versenkt und erreichte in der Oberkreide (vor etwa 80 Mio. Jahren) seine maximale Versenkungstiefe. Für das Ca₂ in SE-Brandenburg wurden überhydrostatische Schichtdrücke gemessen (u.a. ZIEGENHARDT 1974; MÜLLER & PAPENDIECK 1975; MÜLLER 1984). ZIEGENHARDT (1974) und MÜLLER (1984) vermuten, daß diese überhöhten Schichtdrücke auch schon während der Oberkreide bestanden haben und trotz jüngerer struktureller Überprägungen bestehen geblieben sind. Nur durch die Erhaltung solcher Überdrucke ist vorstellbar, daß die Mikrorisse innerhalb der Lösungssäume über so lange Zeiträume offen gehalten werden konnten. Durch zunehmende Kerogenkonversion und

Volumenausdehnung wurde der verfügbare Kluftraum mit Öl ausgefüllt und die Kohlenwasserstoff-Migration initiiert. Dieser Prozeß hatte wahrscheinlich zur Folge, daß das Anhydrit-Wachstum zuerst gehemmt (daher die rundliche Form der Kristallspitzen) und dann vollständig gestoppt wurde. Die Ausfällung von Asphaltenen aus der Ölphase führte dazu, daß die Mikrorisse zum Teil vollständig oder in tapetenähnlicher Form mit Festbitumina ausgefüllt wurden. Abbildung 43 veranschaulicht in vereinfachter Form die hier vorgestellte Hypothese.

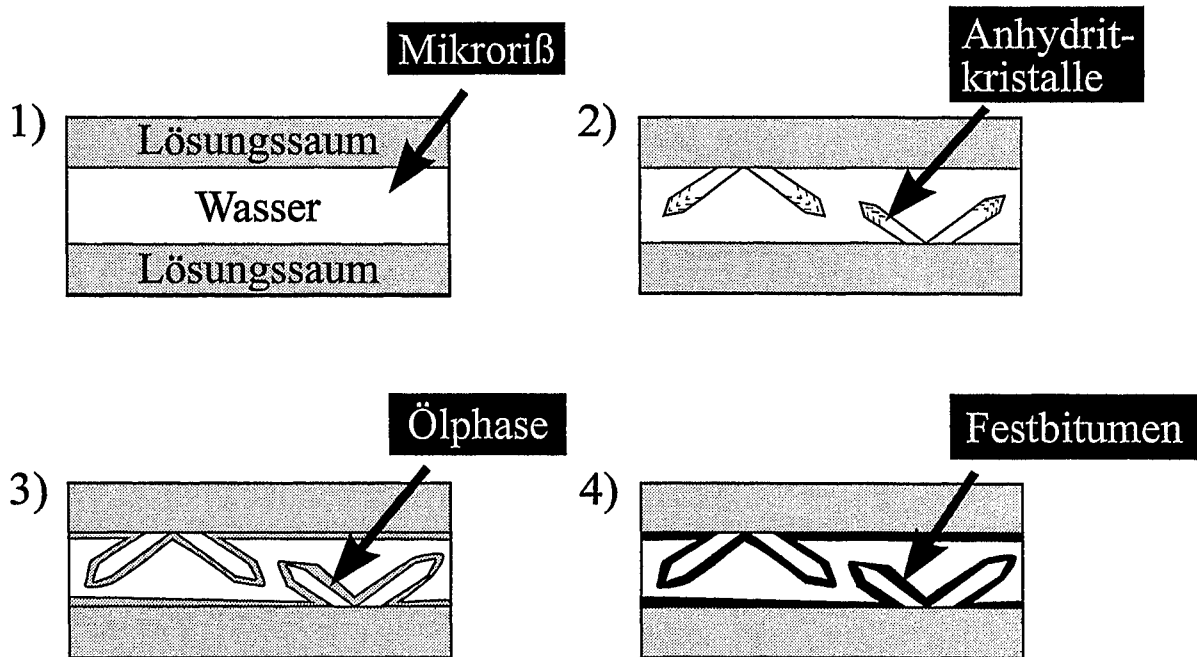


Abb. 43: Schema zur Erläuterung der vermuteten Prozesse, die zur Füllung der Mikrorisse in den Lösungssäumen des Ca^{2+} geführt haben. (1) Mikrorisse sind bevorzugt innerhalb von Lösungssäumen enthalten. In diesen Mikrorissen zirkulieren zunächst an Ca^{2+} und SO_4^{2-} übersättigte Wässer. (2) Es entstehen Anhydritkristalle, welche stengelig und idiomorph - also ungehindert - in die offenen Mikrorisse wachsen. (3) Während einer Kohlenwasserstoff-Migration erfolgt eine Ölbenetzung der Anhydrit-kristalle, welche deren Wachstum hemmt. (4) Die Ausfällung von Asphaltenen aus der Ölphase führt dazu, daß die Mikrorisse z.B. in tapetenähnlicher Form mit Festbitumina ausgefüllt werden

3.3.2.3 Massenbilanzierungen

Schon früh wurden Stylolithen und Lösungssäume in karbonatischen Muttergesteinen als Migrationsbahnen für Erdöl favorisiert (GRABOWSKI 1984; PALACAS 1984; SASSEN et al. 1987a,b). Allerdings fanden sich erst durch Untersuchungen von DI PRIMIO (1990, 1995), HINDENBERG & LEYTHAEUSER (1993), HOFMANN & LEYTHAEUSER (1995) und LEYTHAEUSER et al. (1995) direkte organisch-geochemische Nachweise für diese Theorie. Durch den Vergleich von Proben aus relativ unreifen Muttergesteinen, welche noch sämtli-

ches generiertes Erdöl enthalten, mit Proben aus überreifen Muttergesteinen, die das generierte Erdöl nahezu vollständig abgegeben haben, konnten diese Autoren die Effekte der Ölabgabe deutlich machen und quantifizieren.

Diesem Konzept folgend, wurden auch in der vorliegenden Studie verschiedene Muttergesteinsproben des Ca2 untersucht, um einzelne Stadien der Ölgenese sowie das Ausmaß der Ölabgabe erfassen zu können (siehe auch Kap. 1.1). Die Proben, welche alle aus derselben Organofazies stammen (Kap. 3.1), wurden aus einem weiten Teufenbereich (zwischen 1300 und 3000 m) entnommen, davon ausgehend, so ein vollständiges Reifeprofil (d.h. Proben von unreif bis überreif) zu erhalten. Während der Reifeuntersuchungen zeigte sich jedoch, daß alle Muttergesteine bereits eine hohe thermische Reife (entsprechend einer Vitrinitreflexion zwischen etwa 0,8 und 0,95% R_m) erreicht haben, welche auf eine weit fortgeschrittene Genese von Erdöl und Erdgas schließen ließ (Kap. 3.2). Diese Annahme wurde durch den Nachweis von hohen Ölgehalten in den Muttergesteinsproben auch bestätigt (Rohdaten in Anhang E). Für Probensätze aus einzelnen Bohrungen wurden allerdings stark variierende Ölgehalte (TOC-normiert) festgestellt. Dabei weisen die meisten Mikritproben generell höhere Ölkonzentrationen auf als die benachbarten Lösungssaumproben (Abb. 44). Hätte aus den Muttergesteinen noch keine Ölabgabe stattgefunden, so müßten die Ölgehalte in benachbarten Mikrit- und Lösungssaumproben in etwa gleich sein.

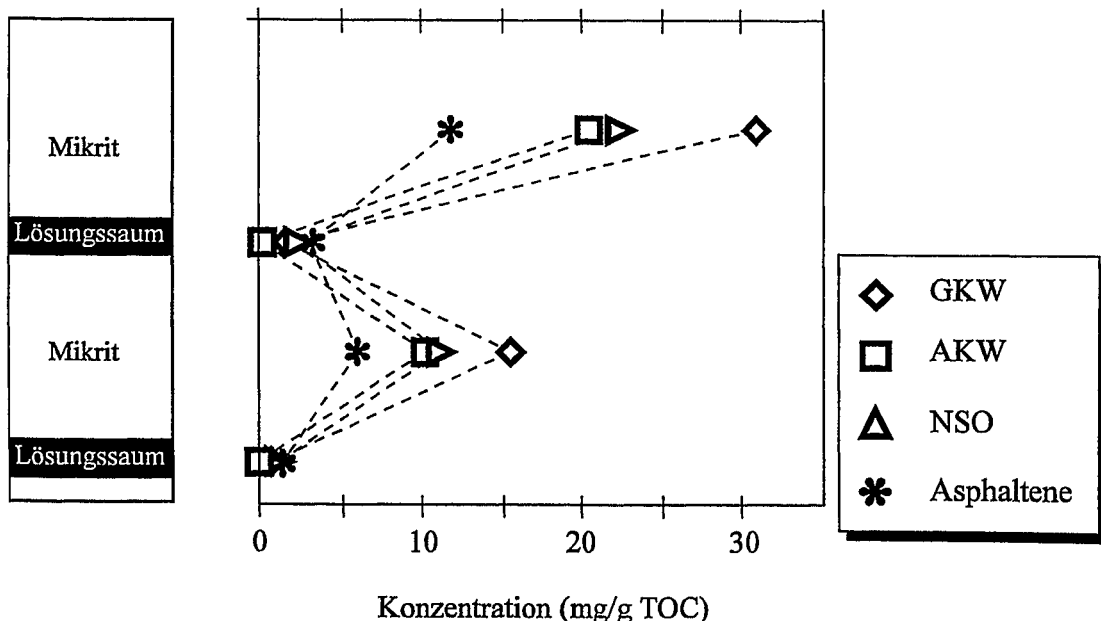


Abb. 44: Konzentrationen an gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffen (GKW und AKW), NSO - Komponenten und Asphaltene in Mikrit- und Lösungssaumproben (Proben 32871-1/-2 und 32873-1/-2) aus Bohrung B (Rohdaten in Anhang D)

Die Konzentrationsunterschiede in Mikrit- und Lösungssaumproben können demnach nur als Folge einer bevorzugten Ölabbgabe aus den Lösungssäumen erklärt werden, welche dazu führte, daß sich die Ölgehalte in den Lösungssäumen drastisch verringerten. Dagegen scheinen die vergleichsweise hohen Ölgehalte in den Mikriten darauf hinzudeuten, daß aus diesen Lithologien keine oder nur geringe Ölmengen abmigrieren konnten. Aufgrund dieser Annahme war es möglich, trotz fehlender unreifer Referenzproben (s.o.), Bilanzierungen für Mikrit- und Lösungssaumproben vorzunehmen, die eine Beurteilung der Effektivität der Ölabbgabe erlaubten.

Für diese Bilanzierungen wurden Menge und Verteilung von gesättigten Kohlenwasserstoffen in ausgewählten Muttergesteinsproben miteinander verglichen.

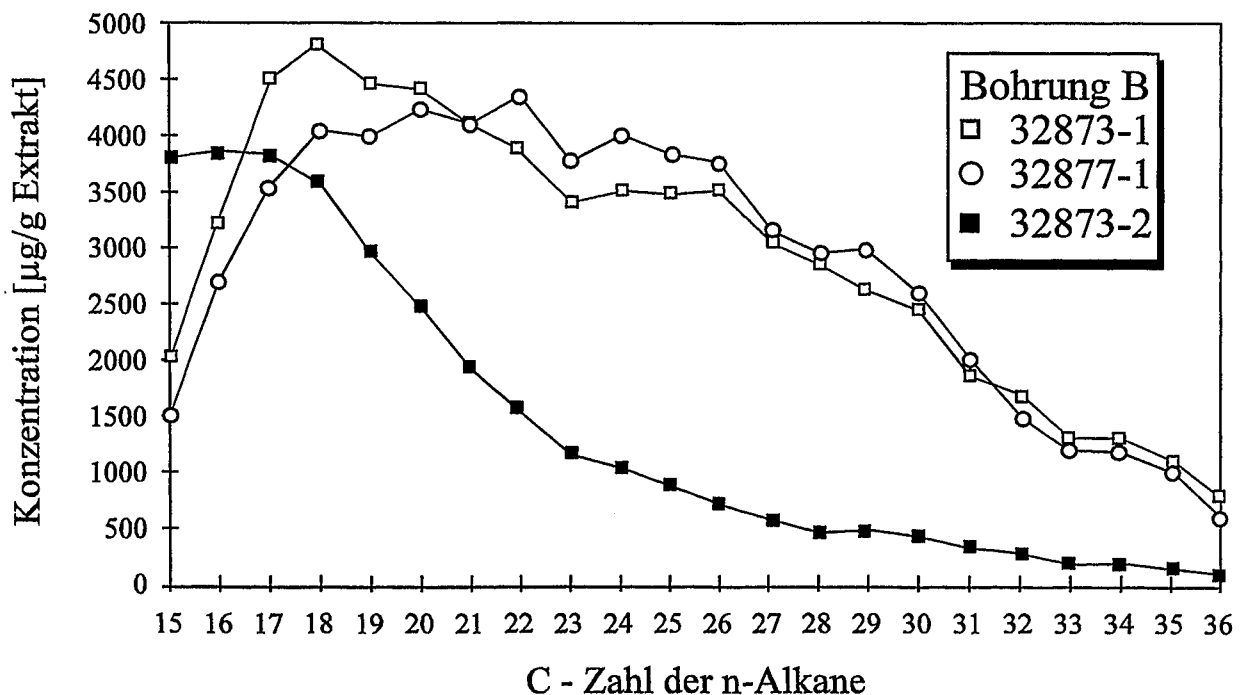


Abb. 45: Vergleich der Mengen von gesättigten Kohlenwasserstoffen in zwei Mikritproben und einer benachbarten Lösungssaumprobe aus dem Ca2 in Bohrung B

Abbildung 45 zeigt C_{15+} n-Alkangehalte in benachbarten Muttergesteinsproben aus Bohrung B. Es wird deutlich, daß die Lösungssaumprobe gegenüber den Mikritproben im Hangenden (Probe 32873-1) und Liegenden (Probe 32877-1) deutlich an C_{15+} -n-Alkanen angereichert ist. Dieser Befund wird als Folge einer bevorzugten Ölabbgabe aus dem Lösungssaum interpretiert (s.o.; u.a. LEYTHAEUSER et al. 1980, 1982, 1988a,b, 1995; DI PRIMIO 1990, 1995; HINDENBERG & LEYTHAEUSER 1993; HOFMANN & LEYTHAEUSER 1995),

zumal für Stylolithe und Lösungssäume ein besseres Drainageverhalten festgestellt wurde als für Mikrite (Kap. 2.5).

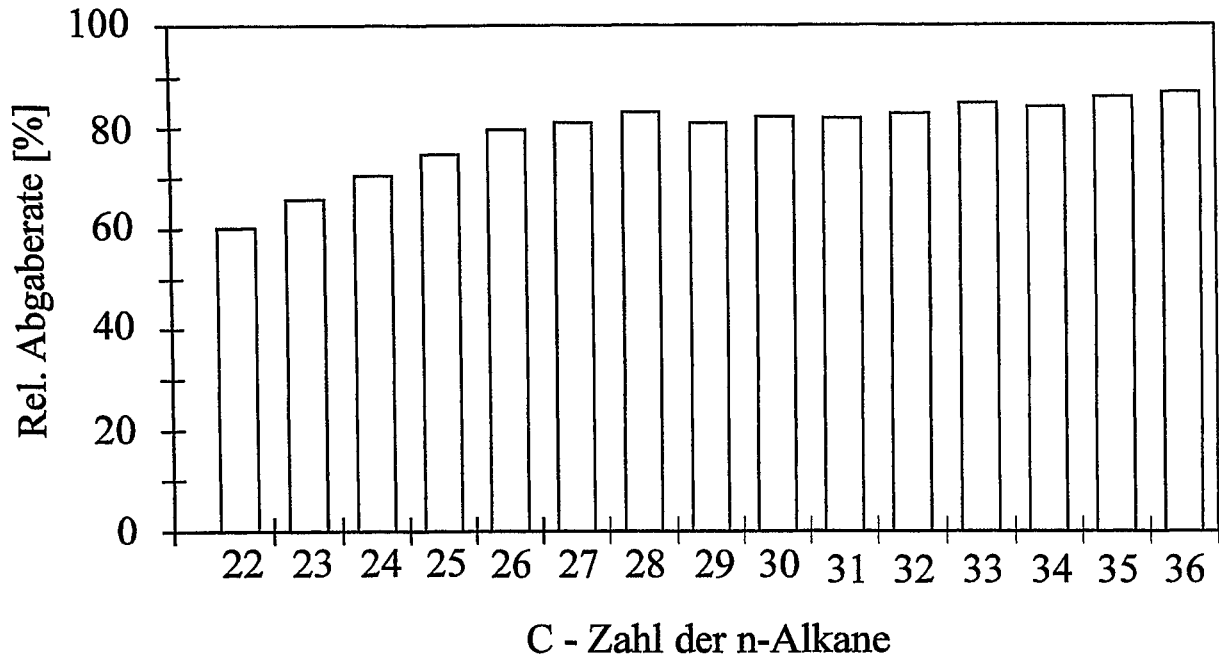


Abb. 46: Durch den Vergleich einer Mikrit- und einer Lösungssaumprobe (siehe Abb. 45) berechnete Abgaberaten von n-Alkanen für die Lösungssaumprobe (Proben 32873-1 und 32873-2)

Abbildung 46 zeigt die berechneten relativen Abgaberaten von n-Alkanen für die Lösungssaumprobe (32873-2), wobei eine benachbarte Mikritprobe (32873-1) als Referenz diente. Folgende Beziehung wurde als Berechnungsgrundlage benutzt:

$$\text{rel. Abgaberate [\%]} = \frac{(\text{Konzentration}_{\text{Mikrit}} - \text{Konzentration}_{\text{Lösungssaum}})}{\text{Konzentration}_{\text{Mikrit}}} \times 100$$

Die Konzentration der n-Alkane im Lösungssaum ist um ca. 80% verringert, wobei dieser Wert ausschließlich für die langkettigen n-Alkane (n-C₂₂ bis n-C₃₆) gilt (Abb. 46). Den Konzentrationsunterschieden im Molekularbereich unterhalb von n-C₂₂, die in nahezu allen Proben erkennbar sind (Rohdaten in Anhang E), wird hier keine organisch-geochemische Relevanz beigemessen, da es sich höchstwahrscheinlich um Artefakte bei der Probenaufbereitung handelt. Bei relativ geringen Extraktmengen, wie sie generell in Karbonatgesteinen ermittelt werden, können bei dem Prozeß der Extraktion mit Dichlormethan und der technischen Evaporation zumindest Teile der kurzkettigen Moleküle verloren gehen (siehe auch HOFMANN & LEYTHAEUSER 1995). Der Eindruck geringer Abgaberaten der kurzkettigen n-Alkane (< n-C₂₂) kann aber auch durch eine selektive Imprägnation mit sehr kurzkettigen n-

Alkanen verursacht worden sein. Dieser Vorgang würde dazu führen, daß in den Lösungssäumen insbesondere kurzkettige n-Alkane angereichert werden, so daß bei der Berechnung der relativen Abgaberaten (s.o.) ausschließlich die Werte für den kurzkettigen Bereich (n-C₁₅ bis n-C₂₁) geringer ausfallen würden. Für die nachfolgenden Vergleiche zwischen Abgaberaten für Proben aus verschiedenen Bohrungen wurden deshalb nur n-Alkane mit Kettenlängen zwischen n-C₂₂ und n-C₃₆ in Betracht gezogen. Die Ergebnisse sind in Tabelle 9 aufgelistet. Zusätzlich wurden die für die Muttergesteine berechneten Inkohlungstemperaturen hinzugefügt, die als maximale Paläotemperaturen angesehen werden können.

Tabelle 9

Aus n-Alkangehalten in Mikrit- und Lösungssaumproben berechnete relative n-Alkan-Abgaberaten sowie aus der Inkohlung berechnete maximale Versenkungstemperaturen für Ca2-Proben (Erläuterungen im Text).

Bohrung	Massenbilanz der Proben	Teufe [m]	Paläofazieszone	Abgaberate C ₂₂ bis C ₃₆ [%]	berechnete Inkohlungstemperatur [°C]
J	34474-1/34475-2	1917	Lagune	35	117
J	34476-1/34477-2	1921	Lagune	25	117
J	34480-2/34481-1	1944	Lagune	72	117
I	34501-1/34502-2	1954	Lagune	60	117
I	34484-2/34485-1	1955	Lagune	30	117
I	34490-2/34491-1	1974	Lagune	25	117
H	34499-1/34500-2	2041	Lagune	30	117
H	34497-2/34498-1	2044	Lagune	75	117
H	34495-2/34496-1	2056	Lagune	90	117
A	32854-1/32854-2	2226	Plattformhang	40	117
E	33477-1/34471-2	2658	Plattformhang	40	117
B	32871-1/32871-2	2707	Plattformhang	70	127
B	32873-1/32873-2	2708	Plattformhang	80	127
C	34481-1/34482-2	2942	Plattformhang	25	131

Aus dem Arbeitsgebiet Mecklenburg-Vorpommern (Bohrungen A und B) wurden Proben aus der gleichen Fazies (Plattformhangfazies) untersucht, welche aber deutlich unterschiedliche Reifegrade aufweisen. So erreichten die Muttergesteine in Bohrung A maximale Paläotemperaturen von 117°C, die in Bohrung B dagegen 127°C. Dieser Reifeunterschied drückt sich auch im Genesefortschritt aus, da die Mikritproben aus Bohrung B rund 20% höhere n-Alkan-Konzentrationen aufweisen als die entsprechenden Proben aus Bohrung A

(Rohdaten in Anhang E). Im Vergleich dazu, wurden für die Lösungssaumproben aus beiden Bohrungen sehr viel niedrigere n-Alkan-Konzentrationen gemessen. Ganz offensichtlich wurde der für die Mikritproben festgestellte Genesefortschritt bei den Lösungssaumproben durch Abgabeprozesse kompensiert (s.o.). Die oben erläuterten Massenbilanzierungen ergaben für die weniger reifen Proben aus Bohrung A Abgaberaten von etwa 40% und für die höher reifen Proben aus Bohrung B solche bis zu 80% (Tab. 9). Diese Ergebnisse implizieren, daß die steigende Abgaberate mit dem Anstieg der thermischen Reife der Proben korrelierbar ist. Als Begründung hierfür könnte die Ölsättigung der Poren im Muttergestein eine bedeutende Rolle gespielt haben. So ist anzunehmen, daß die Porenräume in den Lösungssäumen bei fortschreitender Kohlenwasserstoff-Genese kontinuierlich mit Öl gefüllt wurden. Ab der Sättigungsgrenze der Poren mit Öl von etwa 25% (Kap. 3.3.2.1), setzte in den Porenräumen vermutlich eine Ölabgabe in Form eines Ölphasenflusses ein, wodurch wesentliche Mengen der generierten Kohlenwasserstoffe abmigrieren konnten. Sicherlich hat dieser Prozeß in den höher reifen Proben aus Bohrung B viel früher eingesetzt als in den weniger reifen Proben aus Bohrung A, wodurch die deutlich unterschiedlichen Abgaberaten erklärbar sind.

Nach den gleichen Gesichtspunkten wurden auch die Proben aus der Region SE-Brandenburg miteinander verglichen. Dabei wurden die Proben aus den beiden Faziesräumen (Plattformhangfazies und Lagunenfazies) nacheinander betrachtet, da in diesen beiden Faziesräumen die KW-Migration regional streng getrennt voneinander stattgefunden hat (Kap. 3.3.1).

Die Proben aus der Plattformhangfazies (Bohrungen E und C) weisen einen deutlichen Reifeunterschied auf. So erreichten die Muttergesteine in Bohrung E maximale Paläotemperaturen von 117°C, die in Bohrung B dagegen 131°C. Dieser auffällige Reifeunterschied läßt sich allerdings nicht mit einem Genesefortschritt in den Mikritproben korrelieren, wie das bei den verschieden reifen Proben aus Mecklenburg-Vorpommern möglich war. Die n-Alkangehalte der weniger reifen Mikritproben aus Bohrung E variieren zwischen 3600 und 14600 µg/g Extrakt (Rohdaten in Anhang E). Als Referenzprobe für die Berechnung der Abgaberate (s.o.) wurde die Mikritprobe mit der höchsten n-Alkan-Konzentration herangezogen, weil hierdurch der Genesefortschritt am besten wiedergegeben wird. Diese n-Alkan-Konzentration ist jedoch nahezu identisch mit der, welche für die Mikritproben aus Bohrung C gemessen wurden. Somit scheint die Kohlenwasserstoff-Genese für Proben beider Bohrungen gleich zu sein, obwohl deutliche Reifeunterschiede zwischen ihnen festgestellt wurden. In den Lösungssäumen fallen die n-Alkan-Konzentrationen insgesamt etwas niedriger aus, weshalb auch hier von einer Ölabgabe aus den Lösungssäumen

ausgegangen werden kann. Für die weniger reifen Proben aus Bohrung E wurden Abgaberaten um 40% berechnet und für die höher reifen aus Bohrung C solche von rund 25% (Tab. 9). Während die Abgaberaten um 40% realistisch erscheinen (vgl. Bohrung A; Mecklenburg-Vorpommern), sind die für die höher reifen Proben berechneten (25%) eigentlich zu gering (vgl. Bohrung B; Mecklenburg-Vorpommern). Als Begründung hierfür könnte wiederum die Ölsättigung der Porenräume in den Muttergesteinen eine wichtige Rolle gespielt haben. Die höhere Reife der Proben aus Bohrung C deutet an, daß sie am tiefsten versenkt gewesen sind. Der Kompaktionsdruck und hohe Temperaturen führten in den Muttergesteinen zur Verringerung der Porosität und zu einer hohen Umsetzung des Kerogens. So ist anzunehmen, daß die Öl-Sättigungsgrenze (25%; s.o.) nicht nur in den Porenräumen der Lösungssäume, sondern auch in denen der Mikrite überschritten wurde. Folglich konnten wesentliche Mengen des generierten Öls aus den Lösungssäumen *und* aus den Mikriten über einen Ölphasenfluß abgegeben werden. Das führte wiederum dazu, daß die gemessenen n-Alkan-Konzentrationen für beide Vergleichsproben zu gering sind und sich deshalb unrealistische Abgaberaten berechneten.

Die Muttergesteinsproben aus der Lagunenfazies (Bohrungen H, I und J) haben gleich hohe maximale Paläotemperaturen (117°C) erreicht (Tab. 9). Trotzdem variieren die berechneten Abgaberaten sehr stark. Für Bohrung H wurden Abgaberaten zwischen 30 und 90%, für Bohrung I solche zwischen 25 und 60% und für Bohrung J Werte zwischen 25 und 72% berechnet. Wie in Tabelle 9 dargestellt ist, variieren diese Abgaberaten sowohl über das Teufenintervall einzelner Bohrungen, als auch beim Vergleich verschiedener Bohrungen sehr deutlich. Beispielsweise wurden für Proben aus Bohrung H (Lagunenfazies) n-Alkan-Abgaberaten von 30 und 75% berechnet, obwohl zwischen den Proben ein Teufenabstand von nur drei Metern besteht. Folglich scheinen die Abgaberaten hier unabhängig von der von den Muttergesteinen maximal erreichten Temperatur zu sein. Vielmehr könnten physikalische Größen wie Porosität und Permeabilität der Muttergesteine entscheidend für die unterschiedlichen berechneten Abgaberaten gewesen sein. Die Lagunenfazies wurde ursprünglich von meso- bis hypersalinen Bedingungen geprägt (Kap. 3.1), wodurch neben Karbonaten auch hohen Anteile an Evaporiten (z.B. Gips) gebildet wurden. Aus diesen bildeten sich im Verlauf der Diagenese zum Teil mächtige Zonen mit Anhydritzementen (Kap. 2.1.1; ZIEGENHARDT 1975; STROHMENGER et al. 1993; VOIGT 1995). Durch die in diesen Zonen stark reduzierten Permeabilitäten wurden einige geringmächtige karbonatischen Muttergesteinszonen nahezu isoliert und damit eine Ölabgabe hieraus unmöglich, selbst bei einer hohen Ölsättigung der Porenräume. In der Lagunenfazies haben demnach diagenetische Prozesse das Ausmaß der Ölabgabe kontrolliert, und nicht - wie für die Plattformhangfazies festgestellt wurde - die Versenkungs- und Temperaturgeschichte.

3.3.3 Migrationsdistanzen

Im folgenden Kapitel werden Migrationsdistanzen abgeschätzt, die die Erdöle und Gaskondensate in den Lagerstätten der Plattformhang-, der Barren- und der Lagunenfazies möglicherweise überbrückt haben. Hierzu wird die chemische Reife der Lagerstätteninhalte mit der der Muttergesteine im Ca_2 verglichen.

Wie die Analyse der Biomarker und Aromaten zeigte (Kap. 2.4.5), entspricht die chemische Reife der Lagerstättenöle bzw. Gaskondensate einer Vitrinitreflexion zwischen 0,8 und 0,95% R_m . Für die Erdöle und Gaskondensate aus den tiefsten, beckenwärtigen Speichern wurde mit 0,95% R_m die höchste Reife berechnet, für die Lagerstättenöle aus den Barren bzw. aus deren Nähe (oberer Plattformhang) eine etwas geringere (0,9% R_m) und für die Erdöle in den Speichern der Lagunenfazies mit 0,8% R_m die geringste (Abb. 47 und 48).

Die chemische Reife der akkumulierten Erdöle bzw. Gaskondensate zeigt im Vergleich zu der thermischen Reife der jeweils direkt benachbarten Muttergesteine generell etwas höhere Vitrinitreflexionswerte an (Abb. 47 und 48). Dies ist ein Hinweis darauf, daß die akkumulierten Lagerstätteninhalte wahrscheinlich zu einem großen Teil aus tiefer gelegenen und somit entfernteren Muttergesteinen stammen und nur untergeordnet aus den umliegenden.

In dem nun folgenden Abschnitt werden die Migrationsweiten (a) für den Raum Mecklenburg-Vorpommern und (b) für die Region SE-Brandenburg abgeschätzt.

a) Mecklenburg Vorpommern (Abb. 47):

Für die Erdöle aus den Reservoirs des oberen Plattformhanges (z.B. Bohrungen A1/2/3) wurde eine fortgeschrittene chemische Reife ermittelt, welche einer Vitrinitreflexion von etwa 0,9% R_m entspricht. Diese Reife ist höher als die der benachbarten Muttergesteine (z.B. Bohrung A; 0,8% R_m), wodurch angenommen werden kann, daß die Lagerstättenöle in reiferen, strukturell tiefer gelegenen Muttergesteinen generiert wurden. So weisen beispielsweise die südwestlich gelegenen Muttergesteine des unteren Plattformhanges eine thermische Reife von 0,9% R_m auf (z.B. Bohrung B), welche sich besser mit der der Lagerstättenöle korrelieren läßt. Folglich kann angenommen werden, daß eine KW-Migration vom unteren Plattformhang bis hin zum oberen, strukturell höher gelegenen Plattformhang stattgefunden hat. Die abgeleitete Migrationsdistanz beträgt somit etwa 15 km.

Für die strukturell relativ tief gelegenen Lagerstättenöle aus dem Bereich des unteren Plattformhanges (z.B. Bohrungen B1 2 3) wurde eine fortgeschrittene chemische Reife von 0,95% R_m ermittelt. Direkt benachbarte Muttergesteine weisen generell eine etwas geringere

thermische Reife auf (z.B. Bohrung B; $0,9\%R_m$), also müssen die Lagerstättenöle demnach auch aus tieferen Bereichen des Beckens einmigriert sein. Für Muttergesteine aus der Beckenfazies wurden thermische Reifen bis zu $1,4\%R_m$ (NESTLER 1993) ermittelt, folglich sind Migrationsweiten bis zu 10 km realistisch.

Eine ähnliche Aussage läßt sich für die Gaskondensate aus der Barre am oberen Plattformhang (z.B. Bohrung L1/2) treffen. Für diese Lagerstätteninhalte liegen keine konkreten chemischen Reifedaten vor, allerdings indiziert die geringe thermische Reife der nächst benachbarten Muttergesteine (z.B. Bohrung A; $0,8\%R_m$), daß aus diesen noch keine wesentlichen Mengen an Gaskondensat generiert worden sind (MACKENZIE & QUIGLEY 1988). Für die Muttergesteine am strukturell tiefer gelegenen, unteren Plattformhang wurden allerdings thermische Reifen von $0,9\%R_m$ und für die Muttergesteine im Becken sogar Reifedaten bis zu $1,4\%R_m$ (NESTLER 1993) ermittelt. Diese Reifewerte indizieren nach MACKENZIE & QUIGLEY (1988) durchaus eine fortgeschrittene Genese von Gaskondensat. Folglich ist anzunehmen, daß die Gaskondensate in Muttergesteinen der Becken- bzw. Beckenrandfazies generiert wurden und von dort aus durch die Gesteine der Plattformhangfazies bis hin zu den Reservoirgesteinen der Barre migriert sind. Insofern können Migrationsdistanzen von über 20 km abgeleitet werden.

b) SE-Brandenburg (Abb. 48):

Für die Gaskondensate zweier strukturell voneinander abgetrennter Vorbarrenuntiefen (Bohrungen D1 und E1) wurde eine fortgeschrittene chemische Reife von $0,95\%R_m$ ermittelt. Verglichen damit, weisen die umliegenden Muttergesteine mit $0,8\%R_m$ (z.B. Bohrung E) deutlich geringere thermische Reifen auf. Sie befinden sich also erst am Beginn der Gaskondensatgenese (MACKENZIE & QUIGLEY 1988). Dies wird als ein Hinweis darauf gewertet, daß die Gaskondensate aus deutlich reiferen Muttergesteinen generiert wurden. Westlich und nördlich der Vorbarrenuntiefen befinden sich Muttergesteine mit relativ hohen thermische Reifen zwischen $0,95$ und $1,3\%R_m$ (GERLING et al. 1996a), welche vom Reifegrad her wesentlich besser mit dem der Lagerstätteninhalte korrelieren (MACKENZIE & QUIGLEY 1988). NW-SE streichende Störungssysteme zwischen den westlichen Muttergesteinen und den Vorbarrenuntiefen wirkten allerdings behindernd auf den Migrationsfluß aus Westen (BLESCHERT 1981; NESTLER 1993). Deshalb ist die KW-Migration wahrscheinlich vorwiegend aus nördlicher Richtung erfolgt. Hier befinden sich die entsprechend reifen Muttergesteine am mittleren (z.B. Bohrung C; $0,95\%R_m$) bis unteren

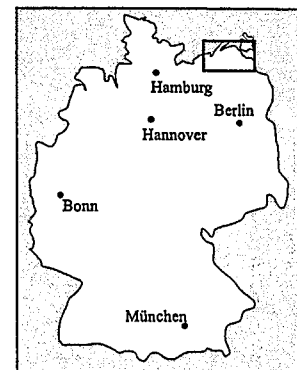
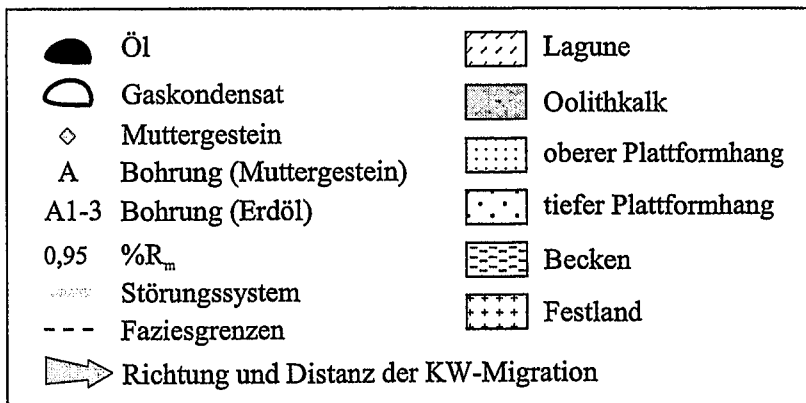
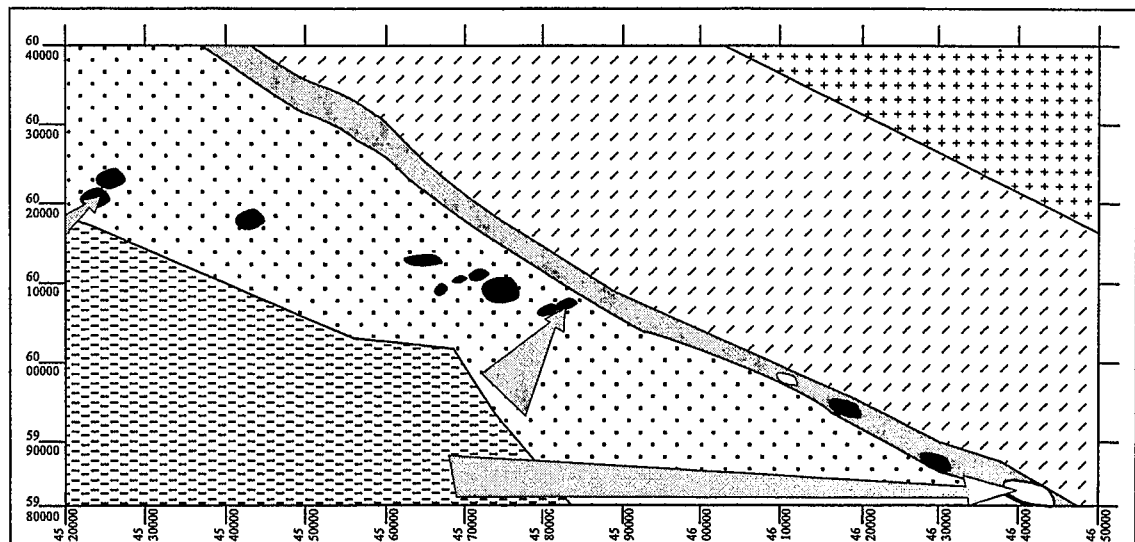
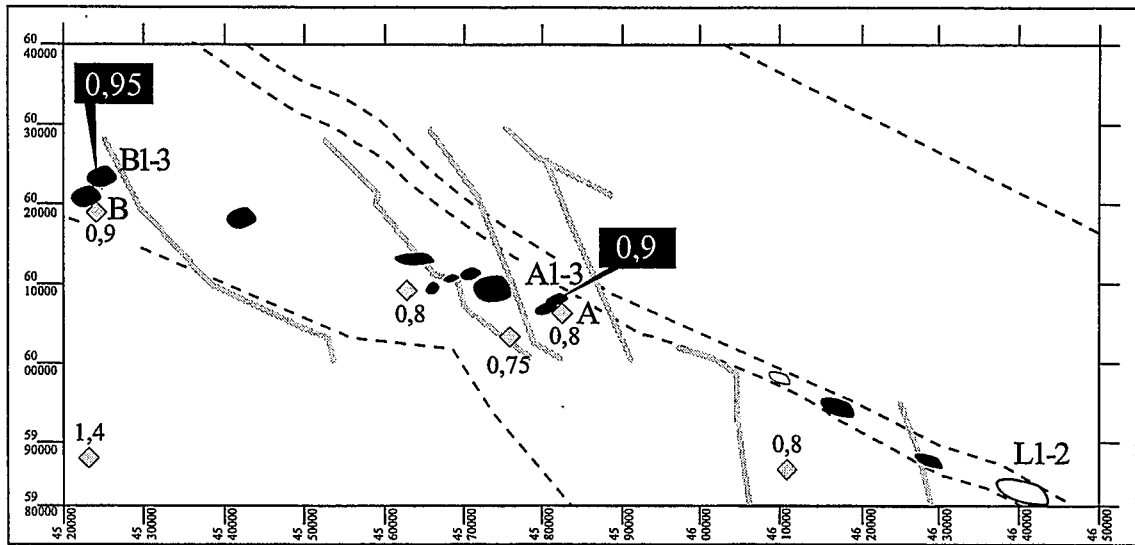
Plattformhang ($1,3\%R_m$; GERLING et al. 1996a), so daß sich Migrationsweiten von 15 bis 20 km ableiten lassen.

Für die Lagerstättenöle aus der Barrenfazies (z.B. Bohrungen F1 und K1/2) wurde eine fortgeschrittene chemische Reife von $0,9\%R_m$ ermittelt. Diese Reife liegt geringfügig über der von strukturell tiefer gelegenen Muttergesteinen ($0,85\%R_m$; GERLING et al. 1996a) des mittleren Plattformhanges. Demnach können die Lagerstättenöle nur aus weiter entfernten, reiferen Muttergesteinen generiert worden sein, wie sie beispielsweise am tieferen Plattformhang erbohrt wurden (z.B. Bohrung C; $0,95\%R_m$). Folglich ergeben sich Migrationsdistanzen von etwa 15 km.

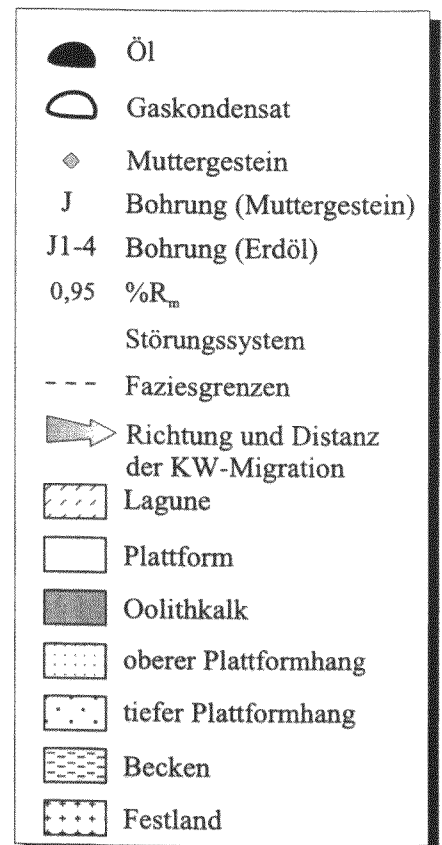
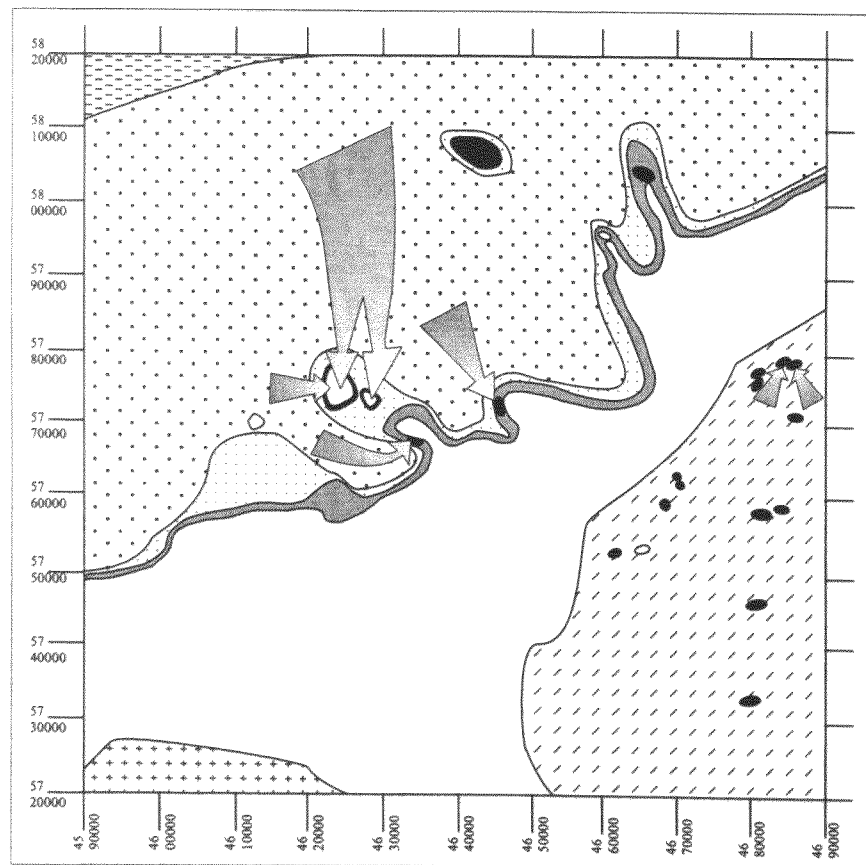
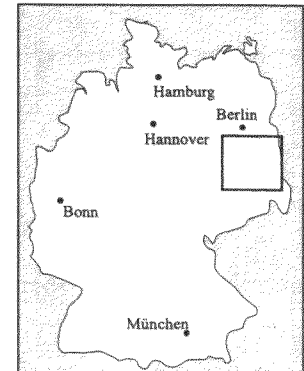
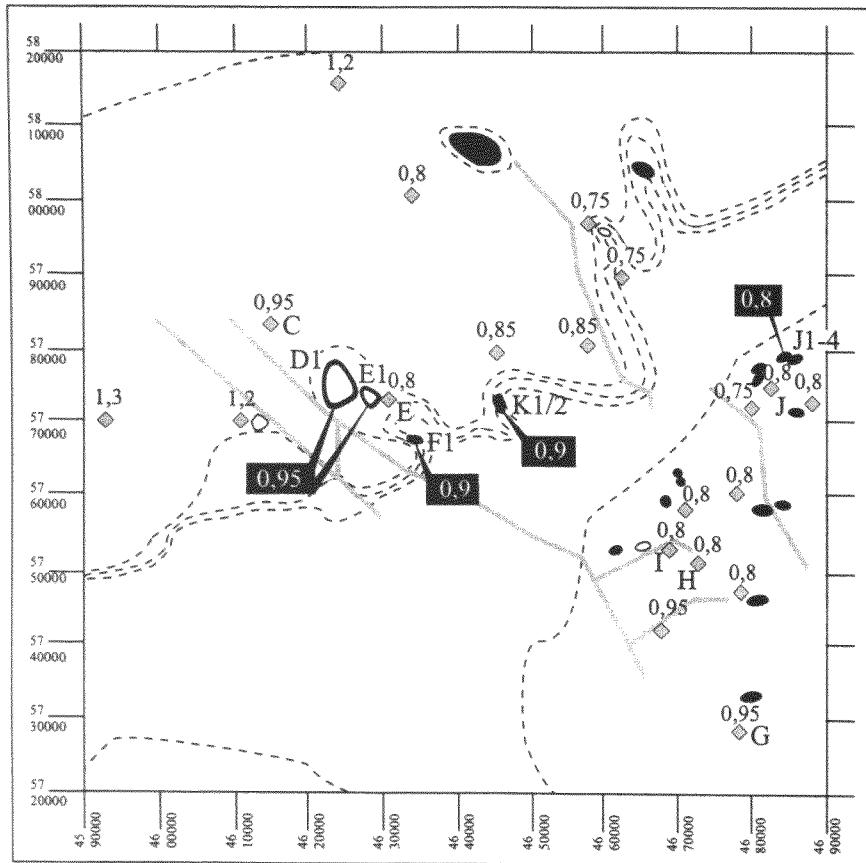
Im Gegensatz zu den vorhergehenden Aussagen läßt sich die ermittelte chemische Reife der Lagerstättenöle aus der Lagunenfazies (z.B. Bohrungen J1/2/3/4; $0,8\%R_m$) sehr genau mit der thermischen Reife der umliegenden Muttergesteine korrelieren (z.B. Bohrung J; $0,8\%R_m$), wodurch eine Migration über geringe Distanzen (etwa 5 km) wahrscheinlich ist.

Abb. 47 und Abb. 48 (die nächsten zwei Seiten): Die Abbildungen zeigen jeweils zwei identische Kartenausschnitte von Mecklenburg-Vorpommern (erste Seite) und SE-Brandenburg (zweite Seite). In den Karten ist die Lage der Reservoirs und deren Inhalte (Öl oder Gaskondensat) dargestellt. Die oberen Karten enthalten zusätzlich Informationen über die für die Öle bzw. Gaskondensate (schwarz unterlegt) und die benachbarten Muttergesteine ermittelten thermischen Reifen (vgl. auch Abb. 37). Buchstaben kennzeichnen die untersuchten Bohrungen. In den unteren Karten sind die verschiedenen Fazieszonen im Ca2 eingezeichnet. Zusätzlich sind die angenommenen Migrationsrichtungen und -weiten der Kohlenwasserstoffe mit Pfeilen gekennzeichnet. Die Karte für die Fazieszonen ist Abb. 1 entnommen. Lage, Größe und Inhalte der Reservoirs stammen aus der Arbeit von PLEIN (1994).

Mecklenburg-Vorpommern



SE Brandenburg



Auffällige Unterschiede in der Stoffgruppenzusammensetzung der Lagerstätteninhalte (Kap. 2.4.1) boten eine weitere Möglichkeit, KW-Migrationsweiten abzuschätzen. Wichtigste Voraussetzung hierfür war allerdings, daß alle Lagerstätteninhalte in Muttergesteinen des Ca₂ generiert wurden und somit gleiches organisches Ausgangsmaterial vorlag (Kap. 3.1). Da dies der Fall ist, müssen die unterschiedlichen Stoffgruppenzusammensetzungen durch verschiedene thermische Reifegrade der Muttergesteine bedingt sein, aus denen die Öle und Gaskondensate generiert wurden. Pauschal gelten dabei Öle mit besonders hohen Anteilen an gesättigten Kohlenwasserstoffen als reif und solche mit besonders hohen Anteilen an NSO-Komponenten als unreif (TISSOT & WELTE 1984). Insofern ergibt sich für die verschiedenen Lagerstätteninhalte aus dem Verhältnis von gesättigten Kohlenwasserstoffen (GKW) und der Summe der Aromaten (AKW) und Heteroverbindungen (NSO und Asphaltene) eine Migrationsreihe, aus der sich indirekt Migrationsdistanzen ableiten lassen (Abb. 49). Dieser Ansatz wurde in ähnlicher Form auch schon von ADAMSKI & HÜNERBEIN (1967) für den Bereich Mecklenburg-Vorpommern und von BLESCHERT (1981) für die Region SE-Brandenburg beschrieben.

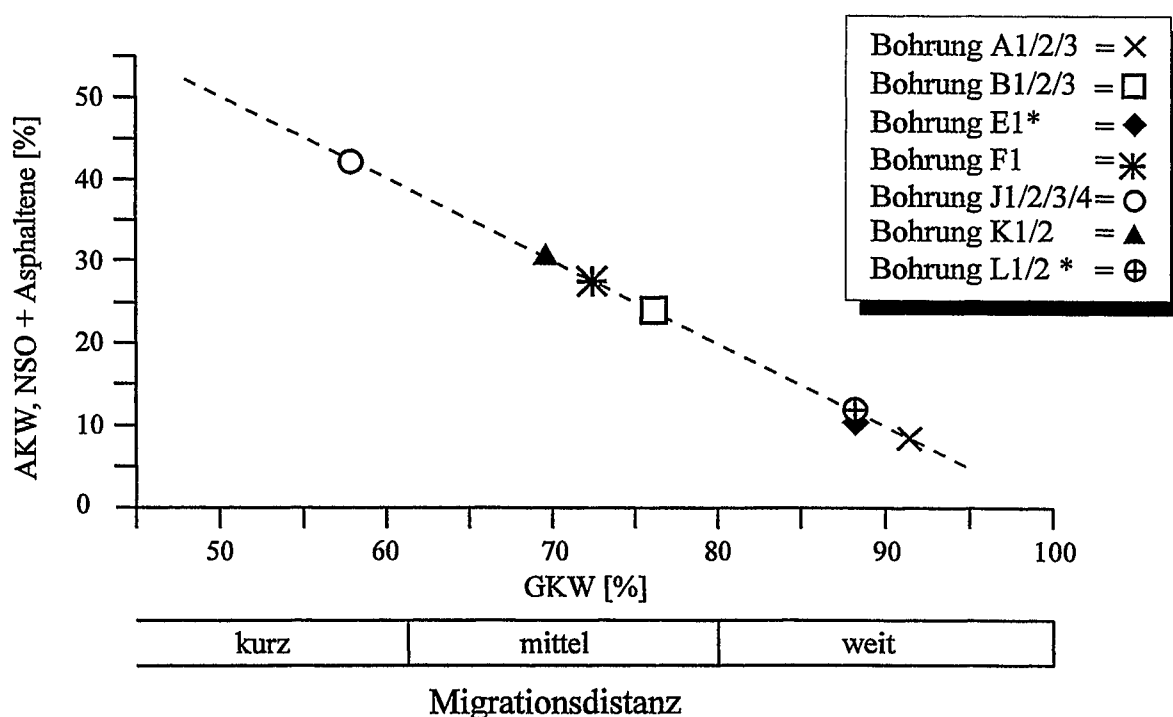


Abb. 49: Eine aus dem Verhältnis von Aliphaten (GKW) zu Aromaten (AKW) und Heteroverbindungen (NSO und Asphaltene) der Lagerstättenöle und Gaskondensate (*) abgeleitete Migrationsreihe, aus der nach ADAMSKI & HÜNERBEIN (1967) und BLESCHERT (1981) unterschiedliche Migrationsdistanzen abgeleitet werden. Dargestellt sind z.T. Mittelwerte von mehreren Proben aus einem Reservoir (Rohdaten in Anhang D). Die Lage der Bohrungen im Arbeitsgebiet kann den Abbildungen 47 und 48 entnommen werden.

Abbildung 49 verdeutlicht, daß sich das Probenmaterial in drei Gruppen untergliedern läßt. Zur besseren Übersichtlichkeit wurden nur die Mittelwerte mehrerer Lagerstättenöle aus einem Reservoir in diese Abbildung übertragen. Die Rohdaten sind im Anhang D enthalten.

1) Zur *ersten Gruppe*, welche durch die weitesten Migrationsdistanzen charakterisiert ist, zählen zwei Gaskondensate aus der Barrenfazies (Bohrungen L1/2; Mecklenburg-Vorpommern), ein Gaskondensat aus der Vorbarrenuntiefen-Fazies (Bohrungen E1; SE-Brandenburg) und drei Erdöle aus der oberen Plattformhangfazies (Bohrungen A1/2/3; Mecklenburg-Vorpommern). Diese Proben enthalten die höchsten Anteile an gesättigten Kohlenwasserstoffen und stammen demnach aus thermisch reifen Muttergesteinen. Da dies Ergebnis gut mit den ermittelten Reifedaten für die Lagerstätteninhalte und für die Muttergesteine übereinstimmt (s.o.), sind Migrationsweiten von 15 bis 20 km für diese Gruppe als realistisch einzustufen.

2) Zur *zweiten Gruppe*, charakterisiert durch mittlere Migrationsdistanzen, zählen die Erdöle aus der unteren Plattformhangfazies (Bohrungen B1/2/3; Mecklenburg-Vorpommern) und der Barrenfazies (Bohrung F1/2 und K1/2; beide SE-Brandenburg). Diese Erdöle zeigen deutlich geringere Anteile an gesättigten Kohlenwasserstoffen als die der ersten Gruppe und stammen somit aus thermisch weniger reifen Muttergesteinen. Die ermittelten Reifedaten für Lagerstätteninhalte und Muttergesteine finden auch in diesem Ergebnis Bestätigung, so daß die Migrationsdistanzen von 7 bis 10 km sehr wahrscheinlich sind.

3) Zur *dritten Gruppe* (kürzeste Migrationsdistanzen) zählen vier Proben aus der Region SE-Brandenburg. Hierbei handelt sich um Erdöle aus der Lagunenfazies (Bohrungen J1/2/3/4). Die hohen Anteile an Aromaten und Heterokomponenten in diesen Proben (Abb. 49) indizieren, daß sie aus vergleichsweise gering reifen Muttergesteinen stammen. Für die Erdöle aus der Lagunenfazies stimmt dieses Ergebnis gut mit den für die Muttergesteine und für die Erdöle ermittelten Reifedaten überein (s.o.), weshalb hier Migrationsdistanzen von etwa 5 km als realistisch angesehen werden können.

Zusammenfassend konnte anhand der ermittelten chemischen Reife von Lagerstättenölen und -gaskondensaten die KW-Migrationsweiten abgeschätzt werden, indem sie mit der thermischen Reife der Muttergesteine korreliert wurden. Diese Ergebnisse wurden durch Unterschiede in der Stoffguppenzusammensetzung von Erdölen und Gaskondensaten bestätigt. Für die Erdöle in den Lagerstätten an den Plattformhängen ergaben sich Migrationsdistanzen zwischen 10 und 20 km und für die dortigen Gaskondensate, mit einer Ausnahme, solche von

mehr als 20 km. Im Gegensatz dazu, konnten für die Lagerstättenfüllungen in der Lagune SE-Brandenburgs eher kurze Migrationsdistanzen zwischen 2 und 5 km abgeleitet werden.

3.4 Rekonstruktion der Migrations- und Akkumulationsprozesse im Ca2

Als Synthese aller vorhergehenden Beschreibungen läßt sich das nachfolgende Migrationsmodell rekonstruieren. Das Modell schließt die thermische Reifung des organischen Materials sowie die Kohlenwasserstoff-Genese, -expulsion, -migration und -akkumulation ein.

Wie in Kapitel 3.1. beschrieben wurde, ist das organische Material in den Muttergesteinen aufgrund hoher Salinität und stark reduzierender Bedingungen bei der Ablagerung außerordentlich gut erhalten geblieben. Das Einsetzen von Drucklösungsprozessen bei zunehmender Versenkung führte besonders in Lösungssäumen und Laminiten zur relativen Anreicherung des organischen Materials. Infolge andauernder Absenkung des Germanischen Beckens bis in die Oberkreide wurde das Ca2 in Teufen von bis zu 3500 m versenkt (Abb. 38). Die Gesteine erreichten zu dieser Zeit ihre maximalen Paläotemperaturen. In Mecklenburg-Vorpommern erreichten die Muttergesteine der höheren Plattformhangbereiche Temperaturen von etwa 117°C und die der tieferen Plattformhänge Temperaturen bis etwa 127°C. In SE-Brandenburg erreichten die Muttergesteine der höheren Plattformhänge und die der Lagune Temperaturen von etwa 117°C und die des tieferen Plattformhanges bis etwa 157°C.

Unter den erhöhten Temperaturbedingungen reifte das organische Material, d.h. der reaktive, H₂-reiche Anteil des organischen Materials (ALLEN & ALLEN 1990) wurde fast vollständig bei der Kohlenwasserstoff-Genese verbraucht. Regional gesehen, erreichten die Muttergesteine an den tieferen Plattformhängen wahrscheinlich schon das Ölgenesestadium, während das organische Material in den flacheren Bereichen noch unreif war. Aufgrund noch fehlender Wegsamkeiten blieben die relativ früher gebildeten Erdöle zunächst noch am Bildungsort. Erst mit dem Einsetzen der Ölgenese in den höher gelegenen Muttergesteinen entstanden dort Wegsamkeiten innerhalb des Kerogennetzwerkes, wodurch eine Kohlenwasserstoff-Migration auch in den tieferen Bereichen möglich wurde.

Die Migration der Kohlenwasserstoffe von den Muttergesteinen bis zu den höhergelegenen Reservoirn erfolgte als einheitliche Ölphase. Dabei waren die Migrationswege an den Plattformhängen relativ lang (etwa 10 bis 20 km) und in der Lagune eher kurz (etwa 2 bis 5 km).

Aufgrund der besonderen faziellen Lage der Muttergesteine kam es bei der Kohlenwasserstoff-Migration, welche zum Teil vom Becken bis zum oberen Plattformrand reichte, immer wieder zur Vermischung verschieden reifer Öle. Diese Vermischung hatte die Ausfällung besonders hochmolekularer Komponenten zur Folge, welche in den Muttergesteinen entlang der Migrationsbahnen als hochreflektierende Festbitumina zurückblieben.

Während der Oberkreide wurde der gesamte Raum Mecklenburg-Vorpommerns und SE-Brandenburgs im Zuge iaramischer tektonischer Bewegungen von Hebung und Erosion betroffen (ZIEGENHARDT 1974; BLESCHERT 1981 und KARNIN et al. 1995). Hierbei wurden die Muttergesteine in Mecklenburg-Vorpommern um etwa 800 bis 1000 m und die in SE-Brandenburg teilweise um 1000 bis 1500 m bis in ihre heutige Teufenlage gehoben. Zu diesem Zeitpunkt endete die Kohlenwasserstoff-Genese. Während dieser Prozesse fand großräumig Kluftbildung und teilweise eine Verstellung der Gesteine statt (u.a. ZIEGENHARDT 1974; BLESCHERT 1981 und MÜLLER 1985), wodurch für kurze Zeit besonders in der Lagune SE-Brandenburgs für bereits akkumulierte Kohlenwasserstoffe Wegsamkeiten (Re-Migration, siehe Kap. 3.3.2.1) geschaffen wurden. So wurden erhebliche Mengen der Kohlenwasserstoffe in die sogenannten Kluftlagerstätten umverteilt.

4. Zusammenfassung

Auf der Basis eines interdisziplinären Untersuchungsprogrammes, d.h. der Kombination von organisch-geochemischen, petrologischen und petrophysikalischen Methoden, konnte die Kohlenwasserstoff-Genese sowie die Migrations- und Akkumulationsgeschichte der Kohlenwasserstoffe in den Mutter- und Speichergesteinen des Ca₂ rekonstruiert werden.

Während des Ca₂ wurde die Faziesentwicklung und die Ausbildung von Mutter- und Speichergesteinen von relativen Meeresspiegelschwankungen sowie dem paläomorphologischen Untergrund (Werra-Folge) beeinflusst. Muttergesteine wurden ausschließlich in den permanent wasserbedeckten Stillwasserbereichen gebildet, welche sich hauptsächlich auf die mittleren und tieferen Plattformhänge und auf die vom offenen Meer abgegrenzte Karbonatplattform beschränkten. Speichergesteine wurden in Bereichen mit starker Wellenbewegung gebildet, welche sich auf lokal begrenzte Vorbarrenuntiefen am höheren Plattformhang und auf Karbonatsandbarren am Plattformrand beschränkten. Mutter- und Speichergesteine des Ca₂ werden im Liegenden durch den Werra-Anhydrit und im Hangenden durch den Staßfurt-Anhydrit abgegrenzt, wodurch sie hydrodynamisch nahezu isoliert sind.

Das organische Material der untersuchten Ablagerungsräume ist überwiegend aus marinen, planktonischen Kleinstlebewesen, wie Phyto- und Zooplankton, eucaryotische Mikroorganismen und Bakterien, gebildet worden. Untergeordnet sind in einigen Proben Bruckstücke von bisaccaten Sporen enthalten, die durch äolischen Eintrag in das Zechstein-Meer gelangten. Heute liegt das organische Material in Form von Liptinit und Lipitodentrinit im Gestein vor, welches dem Kerogentyp I bis II entspricht.

Anaerobe, evaporitische und stark reduzierende Ablagerungsbedingungen, unter denen das organische Material konserviert wurde, führten zu dessen nahezu vollständiger Erhaltung und somit zu hoher Muttergesteinsqualität.

Die Muttergesteinsfazies untergliedert sich in drei Lithofaziestypen (Laminit, Mikrit und Lösungssaum), welche sich organisch-geochemisch im wesentlichen durch wechselnde Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) unterscheiden. Durchschnittlich wurden für Laminite 0,4% TOC, für Mikrite 0,2% TOC und für Lösungssäume 1,0% TOC ermittelt. Etwa die Hälfte des heute im untersuchten System enthaltenen organischen Kohlenstoffs

befindet sich im Lithofaziestyp Laminit, welcher etwa 35% der drei Lithofaziestypen ausmacht.

Die Muttergesteine der Lagune SE-Brandenburgs weisen eine recht einheitliche thermische Reife auf, welche einer Vitrinitreflexion von $0,8\%R_m$ entspricht. Die Muttergesteine der Plattformhänge sind der paläomorphologischen Struktur folgend, tiefer versenkt gewesen und daher etwas höher reif ($0,80$ bis $0,95\%R_m$). Die thermische Reife des organischen Materials entspricht dem Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese. Niedrige Wasserstoff-Indizes von 50 bis 150 mg KW/g TOC dokumentieren eine hohe Umsetzungsrate des reaktiven Kerogens. Sie liegen etwa 500 mg KW/g TOC unter denen, die in vergleichbaren unreifen Muttergesteinen gemessen wurden. Die gelbe Fluoreszenzfarbe der Liptinite belegt, daß in den Muttergesteinen immer noch ein geringes Restpotential zur Kohlenwasserstoff-Bildung enthalten ist.

Hohe berechnete maximale Paläotemperaturen und niedrigere rezente Ca_2 -Formationstemperaturen belegen, daß der Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese in die geologische Vergangenheit datiert. Die maximalen Paläotemperaturen wurden bei Versenkungsteufen des Ca_2 erreicht, welche in Mecklenburg-Vorpommern etwa 800 bis 1000 m und in SE-Brandenburg etwa 1000 bis 1500 m tiefer als die heutigen waren. KARNIN et al. (1995) konnten mittels Beckensimulationen den Zeitpunkt der maximalen Versenkung und gleichbedeutend den Höhepunkt der Kohlenwasserstoff-Genese auf etwa 80 Millionen Jahren vor Heute datieren. Anschließend gelangte das Ca_2 im Zuge lamarischer tektonischer Bewegungen durch Hebung und Erosion in seine rezente Teufenlage. Aufgrund dieser Prozesse endete die Kohlenwasserstoff-Genese.

Im Detail konnten aufgrund einer Muttergesteins-Öl-Korrelation folgende Migrationswege rekonstruiert werden:

(1) Mecklenburg-Vorpommern: Die in der Barrenzone akkumulierten Gaskondensate und die Öle in Reservoirs des unteren Plattformhanges sind aus tiefer gelegenen Bereichen des Beckens einmigriert. Die Öle, welche am oberen Plattformhang akkumulierten, stammen aus Muttergesteinen des unteren Plattformhanges.

(2) SE-Brandenburg: Die Gaskondensate in den Vorbarrenuntiefen stammen aus den Muttergesteinen des tiefen Plattformhanges, wogegen die Öle aus der Karbonatbarre in den

Muttergesteinen des mittleren Plattformhanges generiert wurden. Die in der Lagunenfazies akkumulierten Öle wurden aus benachbarten Muttergesteinen gebildet.

Die Kohlenwasserstoff-Migration fand vornehmlich entlang von Lösungssäumen und darin enthaltenen Mikroklüften als einheitliche Ölphase statt. Belegt wird dies durch berechnete gleichmäßige Abgaberaten bei den Aliphaten ($n\text{-C}_{22}$ bis $n\text{-C}_{36}$) und durch Migrationsrestphasen, welche heute in Form von Festbitumina in den Muttergesteinen enthalten sind. Diese Festbitumina liegen als gleichmäßige Beläge an den Wänden von Mikroklüften vor.

Für die Lagerstättenfüllungen an den Plattformhängen konnten aus ihrer stofflichen Zusammensetzung für die Erdöle Migrationsdistanzen von etwa 10 bis 20 km und für die Gaskondensate solche von mehr als 20 km abgeleitet werden. Im Gegensatz dazu ergaben sich für die Lagerstättenfüllungen in der Lagunenfazies SE-Brandenburgs eher kurze Migrationsdistanzen zwischen 2 und 5 km.

5. Literaturverzeichnis

- ADAMSKI R. & HÜNERBEIN G. (1967): Zur Geochemie der Erdöle des Oberperms Nordostmecklenburgs. - Sammelbd. Vorträge V. Intern. Konf. geochem., chem. und physik. Probl. bei der Erdöl-Erdgas-Erkundung. VEB Deutsch. Verl. Grundstoffind. (1968): 250-274.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990): Basin Analysis - Principles & Applications: 451 S.
- ANTONOWICZ L. & KNIESZNER L. (1984): Zechstein reefs of the Malm Dolomite in Poland and their seismic recognition. - Acta Geologica Polonica **34/1-2**: 81-94.
- BARBE A., GRIMALT J.O., PUEYO J.J. & ALBAIGES J. (1990): Characterization of model evaporitic environments through the study of lipid components. - B. DURAND & F. BEHAR (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1989: 815-828.
- BARKER C. (1974): Pyrolysis techniques for source rock evaluation. - AAPG Bull. **58**: 2349-2361.
- BARKER C.E. & PAWLEWICZ M.J. (1994): Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures. A comparison of Methods. - P.K. MUKHOPADHYAY & W.G. DOW (Eds.); Vitrinite reflectance as a maturity parameter: applications and limitations. - ACS Symposium Series **570**: 216-229.
- BARTHURST R.G.C. (1980): Carbonate Sediments and Their Diagenesis: Developments in Sedimentology 12: S.
- BELOW A. (1992): Fazies- und geochemische Diagenesestudie im Zechstein 2 Karbonat (Ca₂) Nordwestdeutschlands. - Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel **60**: 147 S.
- BEST G. (1989): Die Grenze Zechstein/ Buntsandstein in Nordwest-Deutschland nach Bohrlochmessungen. - Z. geol. Ges. **140**: 73-85.
- BLESCHERT K.H. (1981): Zusammenhang zwischen der Genese, Migration und Akkumulation der Kohlenwasserstoffe und den Lagebeziehungen von Paläo- und rezenten Erdöl-Erdgas-Lagern des Raums südlich Berlin. - Z. geol. Wiss. **9**: 941-964.
- & PISKE J. (1986): Karbonatgenese und Kohlenwasserstoff-Bildung unter geologisch-zeitlichen Aspekten. - Z. geol. Wiss. **14**: 95-98.
- , EISERBECK W. & PISKE J. (1991): Hydrocarbon prospecting methods in Staßfurt Carbonate (Zechstein), Eastern Germany. - EAPG Conference, Florence (1991) (Kurzfassung): 164.
- BOON J.J., HINES H., BURLINGAME A.L., KLOK J., RIJPSTRA W.I.D., DE LEEUW J.W., EDMUNDS K.E. & EGLINGTON G. (1983): Organic geochemical studies of Solar Lake laminated cyanobacterial mats. - M. BJØRØY et al. (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1981: 207-227.
- BORCHERT H. (1940): Die Salzlagerstätten des deutschen Zechsteins. - Arch. Lagerstättenforschung **67**; Berlin (Reichsamt Bodenforschung).
- BOTZ R. & MÜLLER G. (1981): Mineralogie, Petrographie, anorganische Geochemie und Isotopengeochemie der Karbonatgesteine des Zechstein 2. - Geol. Jb. **D47**: 3-112.
- , HILTMANN W., SCHOELL M., TESCHNER M. & WEHNER H. (1981): Kriterien und Bewertung des Zechstein Stinkschiefers im Hinblick auf sein Erdöl- und Erdgaspotential. - Geol. Jb. **D47**: 113-132.
- BRAITHWAITE C.J.R. (1989): Stylolites as open fluid conduits. - Mar. Pet. Geol. **6**: 93-95.
- BRAY E.E. & EVANS E.D. (1961): Distribution of n-Paraffins as a clue to recognition of source beds. - Geochim. Cosmochim. Acta **22**: 2-15.

- BROTHERS L., MICHAEL H.E. & KROOSS B.M. (1991): The effects of fluid flow through porous media on the distribution of organic compounds in a synthetic crude oil. - Org. Geochem. 17: 11-24.
- CARLSON R.M.K., TARCHINI C. & DJERASSI C. (1980): Biological implications of recent discoveries in the marine sterol fields. - S.N. ANANCHENKO (Ed.); Frontiers of Bioorganic Chemistry and Molecular Biology (INPAC): 211-224.
- & CHAMBERLAIN D.E. (1986): Steroid biomarker clay mineral adsorption free energies: Implications to petroleum migration indices. - Org. Geochem. 10: 163-180.
- CASPI E., ZANDER J.M., GREIG J.B., MALLORY F.B., CONNER R.L. & LANDREY J.R. (1968): Evidence for nonoxidative cyclization of squalene in the biosynthesis of tetrahymanol. - Am. Chem. Soc. 90: 3563-3564.
- CLARK D.N. & TALLBACKA L. (1980): The Zechstein deposits of southern Denmark. - H. FÜCHTBAUER & T.M. PERYT (Eds.); The Zechstein Basin. - Contrib. Sed. 9: 205-231.
- CLARK J.P. & PHILP R.P. (1989): Geochemical characterization of evaporite and carbonate depositional environments and correlation of associated crude oils in the Black Creek Basin, Alberta. - Canadian Petroleum Geologists Bulletin 37: 401-416.
- COHEN Y., AIZENSTAT Z., STOLER A. & JØRGENSEN B.B. (1980): The microbial geochemistry of Solar Lake, Sinai. - P.A. TRUDINGER & M.R. WALTER (Eds.); Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments: 167-172; Springer, New York.
- CONNAN J., BOUROLLEC J., DESSOT D. & ALBRECHT P. (1986): The microbial input in carbonate-anhydrite facies of a sabkha paleoenvironment from Guatemala: A molecular approach. - Org. Geochem. 10: 29-50.
- COOLES G.P., MACKENZIE A.S. & QUIGLEY T.M. (1986): Calculation of petroleum masses generated and expelled from source rocks. - D. LEYTHAEUSER & J. RULLKÖTTER (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1985: 235-245.
- D'ANS J. (1915): Untersuchungen über die Salzsysteme ozeanischer Ablagerungen. - Z. Kali 9; Halle (Saale).
- DAVIS J.B. (1968): Paraffinic hydrocarbons in the sulfate-reducing bacterium *Desulfovibrio desulfuricans*. - Chem. Geol. 3: 155-160.
- DELVAUX D., MARTIN H., LEPLAT P. & PAULET J. (1990): Geochemical characterisation of sedimentary organic matter by means of pyrolysis kinetic parameters. - B. DURAND & F. BEHAR (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1989: 175-187.
- DEMAISON G.J. & MOORE G.T. (1980): Anoxic environments and oil source bed genesis. - AAPG Bull. 64: 1179-1209.
- DEMBICKI H., HORSFIELD B. & HO T.T.Y. (1983): Source rock evaluation by pyrolysis-gaschromatography. - AAPG Bull. 67: 1093-1103.
- , MEINSCHEN W.G. & HATTIN D.E. (1976): Possible ecological and environmental significance of the predominance of even-carbon number C₂₀-C₃₀ n-alkanes. - Geochim. Cosmochim. Acta 40: 203-208.
- DUNHAM R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - W.E. HAM (Ed.) Classification of carbonate rocks. - AAPG Mem. 1: 108-121.
- DÜPPENBECKER S.J. (1992): Genese und Expulsion von Kohlenwasserstoffen in zwei Regionen des Niedersächsischen Beckens unter Berücksichtigung der Aufheizraten. - Berichte des Forschungszentrums Jülich 2657: 304 S.

- , DOHMEN L. & WELTE D.H. (1989): Numerical modelling of petroleum expulsion in two areas of the Lower Saxony basin, Northern Germany. - A. FLEET & W. ENGLAND (Eds.); *Petroleum Migration - Spec. Pub. Geol. Soc. London* **59**: 47-64.
- DURAND B. (1980): Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. - B. DURAND (Ed.); *Kerogen - Insoluble Organic Matter From Sedimentary Rocks*; *Éditions Technip, Paris*: 13-34.
- & PARATTE M. (1983): Oil potential of coals: a geochemical approach. - J. BROOKS (Ed.); *Petroleum Geochemistry and Exploration of Europe*. - *Geol. Soc. Spec. Publ.* **12**: 255-264.
- , HUC A.Y. & OUDIN J.L (1987): Oil saturation and primary migration: Observations in shales and coals from the Kerbau wells, Mahakam Delta, Indonesia. - B. DOLIGEZ (Ed.); *Migration of hydrocarbons in sedimentary basins*. 2nd IFP Exploration Research conference, Carcans, France; *Éditions Technip*: 173-195.
- EGLINGTON G. & HAMILTON R.J. (1963): Distribution of n-alkanes and n-fatty acids in plant waxes. - *Science* **156**: 1322-1334.
- ESPITALIÉ J. (1986): Use of T_{max} as a maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. - J. BURRUS (Ed.); *Thermal modelling in sedimentary basins*. *IFP Collection Colloques et Séminaires* **44**: 475-496; *Éditions Technip*.
- , LAPOTE J.L., MADEC M., LEPLAT P. & BOUTEFÉU A. (1977): Methode rapide de caracterisation des roches mere, de leur potentiel petrolier et de leur degre d'evolution. - *Rev. Inst. Franc. Petr.* **32**: 23-42.
- , SENGAKAKADI K. & TRICHET J. (1984): Role of matrix during kerogen pyrolysis. - *Org. Geochem.* **6**: 365-382.
- , DEROO G. & MARQUIS F. (1985a): La pyrolyse rock-eval et ses applications (première partie). - *Rev. Inst. Franc. Petr.* **40**: 563-579.
- , - & - (1985b): La pyrolyse rock-eval et ses applications (deuxième partie). - *Rev. Inst. Franc. Petr.* **40**: 755-784.
- , - & - (1986): La pyrolyse rock-eval et ses applications (troisième partie). - *Rev. Inst. Franc. Petr.* **41**: 73-89.
- EVANS R. & KIRKLAND D.W. (1988): Evaporitic environments as a source of petroleum. - B.C. SCHREIBER (Ed.); *Evaporites and Hydrocarbons*: 256-299; Columbia University Press, New York.
- FOLK R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. - *AAPG Bull.* **43**: 1-38.
- (1962): Spectral subdivision of limestone types. - W.E. HAM (Ed.); *Classification of carbonate rocks*. - *AAPG Mem.* **1**: 62-84.
- FOWLER M.G. & DOUGLAS A.G. (1987): Saturated hydrocarbon biomarkers in oils of late Precambrian age from Eastern Siberia. - *Org. Geochem.* **11**: 201-213.
- FRANCU J., RUDINEC R. & SIMÁNEK V. (1989): Hydrocarbon generation zone in the east Slovakian Neogene basin: model and geochemical evidence. - *Geologický Zborník - Geologica Carpathica* **40/3**: 355-384.
- FÜCHTBAUER H. & PERYT T. (1980): The Zechstein Basin with Emphasis on Carbonate Sequences. - *Contrib. Sed.* **9**: 328 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GALLANGO O. & CASSANI F. (1991): Biological marker maturity of marine crude oils and rock extracts from the Maracaibo Basin, Venezuela. - *Org. Geochem.* **18/2**: 215-224.
- GELPI E., SCHNEIDER H., MANN J. & ORÓ J. (1970): Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. - *Phytochem.* **9**: 603-612.

- GERLING P., PISKE J., RASCH H.J. & WEHNER H. (1996a): Paläogeographie, Organofazies und Genese von Kohlenwasserstoffen im Staßfurt-Karbonat Ostdeutschlands - Teil 1: Sedimentationsraum und Muttergesteinsausbildung. - Erdöl Erdgas Kohle **112**: 13-18.
- , -, & - (1996b): Paläogeographie, Organofazies und Genese von Kohlenwasserstoffen im Staßfurt-Karbonat Ostdeutschlands - Teil 2: Genese von Erdölen und Erdölbegleitgasen. - Erdöl Erdgas Kohle **112**: 152-156.
- GOAD L.J. & WITHERS N. (1982): Identification of 27-nor-(24R)-24-methylcholesta-5,22-dien-3 β -ol and brassicasterol as the major sterols of the marine dinoflagellate *Gymnodinium simplex*. - Lipids **17**: 853-858.
- GRIMALT J. & ALBAIGES J. (1987): Sources and occurrence of C₁₂-C₂₂ n-alkane distributions with even carbon-number preference in sedimentary environments. - Geochim. Cosmochim. Acta **51**: 1379-1384.
- , -, AL-SAAD H.T. & DOUABUL A.A.Z. (1985): N-alkane distributions in surface sediments from Arabian Gulf. - Naturwissenschaften **72**: 35-37.
- HAN J. & CALVIN M. (1969): Hydrocarbon distribution of algae and bacteria and microbiological activity in sediments. - Proc. Nat. Acad. Sci. USA **64**: 436-443.
- HANEBECK D. (1995): Experimentelle Simulation und Untersuchung der Genese und Expulsion von Erdölen aus Muttergesteinen. - Berichte des Forschungszentrums Jülich **3048**: 326 S.
- HAVEN TEN H.L., LEEUW DE J.W., RULLKÖTTER J. & SINNINGHE DAMSTÉ J.S. (1987): Restricted utility of the pristane/phytane ratio as palaeoenvironmental indicator. - Nature **330**: 641-643.
- , -, SINNINGHE DAMSTÉ J.S., SCHENCK P.A., PALMER S.E. & ZUMBERGE J.E. (1988): Application of biological markers in the recognition of palaeohypersaline environments. - A.J. FLEET, K. KELTS & M.R. TALBOT (Eds.); Lacustrine Petroleum Source Rocks - Geol. Soc. Spec. Pub. **40**: 123-130.
- , LITKE R. & RULLKÖTTER J. (1992): Hydrocarbon biological markers in Carboniferous coals of different maturities. - J.M. MOLDOWAN, P. ALBRECHT, & R.P. PHILP (Eds.); Biological markers in Sediments and Petroleum: 142-155.
- HINDENBERG K. & LEYTHAEUSER D. (1993): Geochemical effects of generation and expulsion of petroleum in carbonate source rocks of the Permian Zechstein age in Germany. - 16th Int. Meeting on Org. Geochem. Stavanger 1993 (Kurzfassung): 23-26, Falch Hurtigtrykk, Oslo, Norway.
- & LEYTHAEUSER D. (1994): Genese und Migration von Erdölkohlenwasserstoffen in den Muttergesteinen des Staßfurtkarbonates (Ca₂). - Sediment '95, Universität Greifswald A/2 (Kurzfassung): 77.
- HOFMANN P. (1992): Sedimentary Facies, Organic Facies, and Hydrocarbon Generation in Evaporite Sediments of the Mulhouse Basin, France. - Berichte des Forschungszentrums Jülich **2664**: 288 S.
- & LEYTHAEUSER D. (1994): Migration von Kohlenwasserstoffen in karbonatischen Muttergesteinen des Staßfurtkarbonates (Ca₂, Zechstein), Bohrung Aue 1, Harz: Die Rolle von Lösungssämen. - Sediment '95, Universität Greifswald A/2 (Kurzfassung): 83.
- & LEYTHAEUSER D. (1995): Migration of hydrocarbons in carbonate source rocks of the Staßfurt member (Ca₂) of the Permian Zechstein, borehole Aue 1, Germany: the role of solution seams. - Org. Geochem. **23/6**: 597-606.
- HOTH K., RUSBÜLT J., ZAGORA K. & HARTMANN O. (1993): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962 - 1990. - Schriftenr. f. Geowiss. **2**: 7-145.
- HUCKE K. (1922): Erdölspuren im Zechstein von Rüdersdorf. - Geologie von Brandenburg: 20.
- HUNT J.M. (1979): Petroleum Geochemistry and Geology; Freeman, San Francisco: 617 S.

- HUTTEL P. (1989): Das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) in Süd-Oldenburg - Faziesanalyse und Diagenese eines Sediments am Nordhang der Hunte-Schwelle. - Göttinger Arb. Geol. Paläont. **39**: 94 S.
- ITOH T., SICA D. & DJERASSI C. (1983): Minor and trace sterols in marine invertebrates. Part 35. Isolation and structure elucidation of seventy-four sterols from the sponge *Axinello cannabina*. - J. Chem. Soc. Perkin Trans. I: 147-152.
- JACOB H. (1985): Dispersed solid bitumens as an indicator for migration and maturity in prospecting for oil and gas. - Erdöl Kohle Erdgas Petrochem. **38**: 365-392.
- (1989): Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid oil bitumen („migrabitumen“). - Int. Journ. Coal Geol. **11**: 65-79.
- & HILTMANN W. (1989): Disperse, feste Erdölbitumina als Maturitäts-Indikatoren im Rahmen der Erdöl-/Erdgas-Prospektion. - Geol. Jb. **D89**: 3-37.
- JIAMO F., GUOYING S., PINGAN P., BRASSELL S.C., EGLINGTON G. & JIGANG J. (1986): Peculiarities of salt lake sediments as potential source rocks in China. - Org. Geochem. **10**: 119-126.
- JIANG Z.S. & FOWLER M.G. (1986): Carotenoid-derived alkanes in oils from northwestern China. - Org. Geochem. **10**: 831-839.
- JONES R.W. (1984): Comparison of carbonate and shale source rocks. - J.G. PALACAS (Ed.); Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. - AAPG Studies in Geology **18**: 1163-1180.
- JUDERSLEBEN G. & VOIGT E. (1992): Beziehungen zwischen Nutzporosität, Kapillarporenraum und Diagenese in Dolomitgesteinen, Staßfurtkarbonat (Zechstein), in Südbrandenburg. - Erdöl Erdgas Kohle **108/5**: 211-213.
- & - (1993): Diagenese und Speicherraumentwicklung des Staßfurt-Karbonats am Zechsteinbeckenrand Südbrandenburgs. - E.P. MÜLLER & H. PORTH (Eds.); Zur Geologie und Kohlenwasserstoffführung des Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke. - Geol. Jb. **A131**: 271-303.
- KARNIN W.D., IDIZ E., MERKEL D. & HINDENBERG K. (1995): The Brandenburg Productive Zechstein (Ca₂) Belt; an Example of an Integrated Hydrocarbon Habitat and Basin Development Study. - Conference of Mining and Metallurgy - Krakau 1995 (Kurzfassung): 112.
- KATZ B.J. (1983): Limitations of Rock-Eval Pyrolysis for typing organic matter. - Org. Geochem. **4**: 195-199.
- KÄDING K.-CH. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. - Geol. Jb. Hessen **106**: 123-130.
- KIRKLAND D.W. & EVANS R. (1981): Source-rock potential of evaporitic environment. - AAPG Bull. **65**: 181-190.
- KLÖDEN E. (1973): Diagenetische Veränderungen an karbonatischen Sedimentgesteinen des Nordostdeutschen Flachlandes im Zusammenhang mit der Erdöl- und Erdgaslagerstättenbildung. - Dissertation, Bergakademie Freiberg: 125 S.
- KROOSS B.M. & LEYTHAEUSER D. (1988): Experimental measurements of the diffusion parameters of light hydrocarbons in water-saturated sedimentary rocks: II. Results and geochemical significance. - Org. Geochem. **12/2**: 91-108.
- , - & LEYTHAEUSER D. (1993): Experimental measurement of the molecular migration of hydrocarbons in source rocks at elevated temperatures. - A.G. DORÉ et al. (Eds.); Basin Modelling: Advances and Applications. - NFP Spec. Pub. **3**: 277-291.
- LAFARGUE E. & BARKER C. (1988): Effect of water washing on crude oil compositions. - AAPG Bull. **72**: 263-276.

- , ESPITALIÉ J., JACOBSEN T. & EGGEN S. (1990): Experimental simulation of hydrocarbon migration. - B. DURAND & F. BEHAR (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1989: 121-131.
- LARTER S.R. (1984): Application of analytical pyrolysis techniques to kerogen characterisation and fossil fuel exploration/exploitation. - K. VOORHEES (Ed.); Analytical Pyrolysis - Methods and Applications: 212-275.
- LEEUW DE J.W. & SINNINGHE DAMSTÉ J.S. (1990): Organic sulfur compounds and other biomarkers as indicators of palaeosalinity. - W. ORR & C.M. WHITE (Eds.); Geochemistry of sulfur in fossil fuels; ACS Symposium Series 249: 417-443.
- LEWAN M.D. (1983): Effects of thermal maturation on stable organic isotopes as determined by hydrous pyrolysis of Woodford Shale. - Geochim. Cosmochim. Acta **47**: 1471-1479.
- LEYTHAEUSER D. (1985): Erkennung und Quantifizierung der primären Migration des Erdöls. - Erdöl Kohle Erdgas Petrochem. **38**: 535-542.
- , SCHÄFER R.G. & YÜLKER A. (1982): Role of diffusion in migration of hydrocarbons. - AAPG Bull. **66**: 408-429.
- , RADKE M. & SCHAEFER R.G. (1985): Aspekte der Erkennung und Beurteilung der primären Migration des Erdöls. - Erläutert an einem Beispiel aus dem Ruhrkarbon. - Fortschr. Geol. Rheinld. Westf. **33**: 219-229.
- , SCHAEFER R.G. & RADKE M. (1988a): Geochemical effects of primary migration of petroleum in Kimmeridge source rocks from Brae field area, North Sea. I: Gross composition of C₁₅₊-soluble organic matter and molecular composition of C₁₅₊-saturated hydrocarbons. - Geochim. Cosmochim. Acta **52**: 701-713.
- , RADKE M. & WILLSCH H. (1988b): Geochemical effects of primary migration of petroleum in Kimmeridge source rocks from Brae field area, North Sea. II: Molecular composition of alkylated naphthalenes, phenanthrenes, benzo- and dibenzothiophenes. - Geochim. Cosmochim. Acta **52**: 2879-2891.
- , HAGEMANN H.W., HOLLERBACH A. & SCHAEFER R.G. (1980): Hydrocarbon generation in source beds as a function of the type and maturation of their organic matter: a mass balance approach. - Proc. 10th World Petroleum Congress **2**: 31-41.
- , MACKENZIE A.S., SCHAEFER R.G. & BJORØY M. (1984): A novel approach for recognition and quantification of hydrocarbon migration effects in shale-sandstone sequences. - AAPG Bull. **68**: 196-219.
- , BORROMEIO O., MOSCA F., DI PRIMIO R., RADKE M. & SCHAEFER R.G. (1995): Pressure solution in carbonate source rocks and its control on petroleum generation and migration. - Mar. Petr. Geol. **12/7**: 717-733.
- LITCKE R. (1993): Deposition, Diagenesis and Weathering of Organic Matter-Rich Sediments. - S.Bhattacharji et al. (Eds.); Lecture notes in earth sciences **47**: 216 S.
- , BAKER D.R. & LEYTHAEUSER D. (1988): Microscopic and sedimentologic evidence for the generation and migration of hydrocarbons in Toarcian source rocks of different maturities. - L. NOVELLI & L. MATTAVELLI (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1987: **13**: 549-559.
- LOMANDO A.J. (1992): The Influence of Solid Reservoir Bitumen on Reservoir Quality. - AAPG Bull. **76**: 1137-1152.
- MAAS I. & THOMASER R. (1980): Geologische Fakten der Isotopenverteilung des Kohlenstoffs organischer Substanzen in Sedimentgesteinen. - Z. angew. Geol. **30**: 214-218.
- MACKENZIE A.S. (1984): Applications of biological markers in petroleum geochemistry. - J. BROOKS & D.H. WELTE (Eds.); Adv. Petrol. Geochim. **1**: 115-214

- & MCKENZIE D. (1983): Isomerization and aromatization of hydrocarbons in sedimentary basins formed by extension. - Geol. Mag. 120/8: 417-470.
- & QUIGLEY T.M. (1988): Principles of geochemical prospect appraisal. - AAPG Bull. 72: 399-415.
- , LEYTHAEUSER D. & SCHAEFER R.G. (1983): Expulsion of petroleum hydrocarbons from shale source rocks. - Nature 301: 506-509.
- , BRASSELL S.C., EGLINGTON G. & MAXWELL J.R. (1982): Chemical fossils: the geological fate of steroids. - Science 72/4: 491-504.
- , MAXWELL J.R., COLEMAN M.L. & DEEGAN C.E. (1984): Biological marker and isotope studies of North Sea crude oils and sediments. - Proc. 11th World Petroleum Congress 2: 45-56.
- , RULLKÖTTER J., WELTE D.H. & MANKIEWICZ P. (1985): Reconstruction of oil formation and accumulation in North Slope, Alaska, using quantitative gas chromatography-mass spectrometry. - L.B. MAGOON & G.E. CLAYPOOL (Eds.); Alaska North Slope Oil/Source Rock Correlation Study. - AAPG Studies in Geology 20: 319-377.
- , PATIENCE R.L., MAXWELL J.R., VANDENBROUCKE M. & DURAND B. (1980): Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France-I. Changes in the configuration of acyclic isoprenoid alkanes, steranes, and triterpanes. - Geochim. Cosmochim. Acta 45: 1345-1355.
- , PRICE I., LEYTHAEUSER D., MÜLLER P., RADKE M. & SCHAEFER R.G. (1987): The expulsion of petroleum from Kimmeridge clay source rocks in the area of Brae oilfield, UK continental shelf. - J. BROOKS & K.W. GLENNIE (Eds.); Petroleum Geology of North West Europe: 865-877.
- MAJOROWICZ J. & PLEWA S. (1979): Study of Heat Flow in Poland with Special Regard to Tectonophysical Problems. - V. CERMAK & L. RYBACH (Eds.); Terrestrial Heat Flow in Europe: 240-252.
- MANN U. (1996): Zur Erdölmigration in karbonatischen Muttergesteinen. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I; 11/12: 1311-1330.
- , DÜPPENBECKER S.J., LANGEN A., ROPERTZ B. & WELTE D.H. (1991): Pore network evolution of the Lower Toarcian Posidonia Shale during petroleum generation and expulsion - a multidisciplinary approach. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I 8: 1051-1071.
- , HANTSCHER T., SCHAEFER R.G., KROOSS B., LEYTHAEUSER D., LITKE R. & SACHSENHOFER R.F. (1997): Petroleum Migration: Mechanisms, Pathways, Efficiencies and Numerical Simulations. - D.H. WELTE et al. (Eds.); Petroleum and Basin Evolution: 405-520.
- MATSUMOTO G., TORII T. & HANYA T. (1982): High abundance of algal 24-ethylcholesterol in Antarctic lake sediment. - Nature 299: 52-54.
- MCAULIFFE C.D. (1980): Oil and gas migration: chemical and physical constraints. - W.H. ROBERTS & J.R. CORDELL (Eds.); Problems of Petroleum Migration, AAPG Studies in Geology 10: 89-107.
- MELLO M.R., GAGLIANONE P.C., BRASSELL S.C. & MAXWELL J.R. (1988a): Geochemical and biological marker assessment of depositional environments using Brazilian offshore oils. - Mar. Pet. Geol. 5: 205-223.
- , TELNAES N., GAGLIANONE P.C., CHICARELLI M.I., BRASSELL S.C. & MAXWELL J.R. (1988b): Organic geochemical characterization of depositional paleoenvironments of source rocks and oils in Brazilian marginal basins. - Org. Geochem. 13: 31-45.
- MENNING M. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie Teil II. - E. PLEIN (Ed.); Magnetostratigraphie, Courier Forschungsinstitut Senckenberg 183: 40-45.

- MILANKOVITSCH M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - Acad. Roy. Serbe. spec. ed. 133: 633 S.
- MOLDOWAN J.M. (1984): C₃₀-steranes, novel markers for marine petroleum and sedimentary rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta 48: 2767-2768.
- , SEIFERT W.K. & GALLEGOS E.J. (1985): Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. - AAPG Bull. 69: 1255-1268.
- , LEE C.Y., JACOBSON S.R., WATT D.S., JEGANATHAN A., SLOUGUI N.E. & GALLEGOS E.J. (1991): Analysis and occurrence of C₂₆-steranes in petroleum and source rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta 55: 1065-1081.
- , SUNDARAMAN P., SALVATORY T., ALAJBEG A., GJUKIC B., LEE C.Y. & DEMASION G.J. (1992): Source correlation and maturity assessment of selected oils and rocks from the Central Adriatic Basin (Italy and Yugoslavia). - J.M. MOLDOWAN, P. ALBRECHT & P. PHILP (Eds.); Biological Markers in Sediments and Petroleum: 370-401.
- , FAGO F.J., LEE C.Y., JACOBSON S.R., WATT D.S., SLOUGUI N.E., JEGANATHAN A.A. & YOUNG D.C. (1990): Sedimentary 24-*n*-propylcholestanes, molecular fossils diagnostic of marine algae. - Science 247: 309-312.
- MOMPER J.A. (1978): Oil migration limitations suggested by geological and geochemical considerations. - AAPG Contin. Educ. Course Notes Ser. 8: B1-B60.
- MORRIS R.J. & CARRE C. (1984): Observation on the biochemical composition of an unusual diatom bloom. - J. Mar. Biol. Ass. U.K. 64: 721-738.
- , ARMITAGE M.E., LAVIS A. & BALLANTINE J.A. (1981) The sterols of *Neomysis integer*. I. The effect of sex, maturity and season. - J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 53: 105-114.
- MÜLLER E.P. (1968): Geochemische Gesetzmäßigkeiten und Isotopengeochemie der organischen Substanz im Oberperm des Norddeutschen Flachlandes. - Vorträge V. Intern. Konf. geochem., chem. und physik. Probl. bei der Erdöl-Erdgas-Erkundung. VEB Deutsch. Verl. Grundstoffind. (1968): 150-162.
- (1984): Zur Genese von Erdölen in Karbonaten am Beispiel der Lagerstätten im Oberen Perm des Territoriums der DDR. - Z. angew. Geol. 30/5: 214-218.
- (1985): The genesis of crude oil in carbonate rocks: an example from the Upper Permian of GDR. - W.S. AL-HASHAMI (Ed.); Proc. 2nd Geological Congress on the Middle East, Bagdad. - Arab Geological Association: 113-123.
- & PAPENDIECK G. (1975): Zur Verteilung und Dynamik von Tiefenwässern unter besonderer Berücksichtigung des Zechsteins. - Z. geol. Wiss. 3: 167-196.
- & SCHREYER C. (1991): Internes Kartenmaterial - Muttergesteinscharakteristik des Staßfurtkarbonates. - Erdöl und Erdgas Geotechnologie Gommern GmbH.
- , DUBSLAFF H., EISERBECK W. & SALLUM R. (1993): Zur Entwicklung der Erdöl- und Erdgasexploration zwischen Ostsee und Thüringer Wald. - E.P. MÜLLER & H. PORTH (Eds.) Zur Geologie und Kohlenwasserstoffführung des Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke - Geol. Jb. A131: 5-30.
- , THEILING F., MAAS I., GEISSLER C. & DOSTAL P. (1967): Die isotope Zusammensetzung des Kohlenstoffs in Sedimenten des Perms und ihre Bedeutung für die Fazies. - Z. angew. Geol. 14/5: 250-257.
- MÜNZBERGER E., ROST U. & WIRTH J. (1966): Vergleichende Darstellung der Sedimentationsverhältnisse des Zechsteins im Norddeutschen Flachland. - Ber. dt. Geol. Wiss. A1/2: 161-174.

- NES W.R. & MCKEAN M.L. (1977): Biochemistry of Steroids and Other Isoprenoids. - University Park Press, Baltimore: 690 S.
- NESTLER F.H. (1993): Maturität und Typisierung der organischen Substanz in bituminösen Ablagerungen des Staßfurtkarbonates (Ober Perm); Organisch-petrologische und organisch-geochemische Untersuchungen. - Dissertation Universität Greifswald: 105 S.
- NISHIMURA M. & BAKER E.W. (1986): Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments. - Geochim. Cosmochim. Acta, **50**: 299-305.
- OELSNER C. (1982): Das Erdkrustentemperaturfeld der DDR und seine Interpretation bezüglich geothermischer Ressourcen. - Freib. Forsch.-H. **C378**: 9-27.
- OTTENJANN K. (1980): Spektrale Fluoreszenz-Mikrophotometrie von Kohlen und Ölschiefern. - Leitz Mitt. Techn. **7**: 262-273.
- OURISSON G., ALBRECHT P. & ROHMER M. (1979): The hopanoids. Palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. - Pure and Applied Chemistry **51**: 709-729.
- , - & - (1982): Predictive microbial biochemistry, from molecular fossils to procaryotic membranes. - Trends in Biochemical Science **7**: 236-239.
- , - & - (1984): The microbial origin of fossil fuels. - Scientific American **251/2**: 44-51.
- , ROHMER M. & PORALLA K. (1984): Procaryotic hopanoids and other polyterpenoid sterols surrogates. - Annual Review of Microbiology **41**: 301-333.
- ÖZGAYA I. (1991): Computer simulation of primary oil migration in Kuwait. - Jour. Petr. Geol. **14**: 37-48.
- PALACAS J.G. (1983): Carbonate rocks as sources of petroleum: Geological and chemical characteristics and oil-source rock correlations. - Proc. 11th World Petroleum Congress **2**: 31-43.
- (1984): Introduction. - J.G. PALACAS (Ed.); Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks. - AAPG Studies in Geology **18**: vii-viii.
- (1988): Characteristics of carbonate source rocks of petroleum. - L.B. MAGOON (Ed.) Petroleum Systems of the United States. - U.S. Geol. Surv. Bull. **1870**: 20-25.
- PAUL J. (1991): Zechstein carbonates -marine episodes of a hypersaline sea. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I **4**: 1029-1045.
- PERYT T.M. & PERYT D. (1977): Zechstein foraminifera from the Fore-Sudetic monocline areas (West Poland) and their palaeoecology. - Ann. Soc. Géol. Pol. **XLVII**: 301-326.
- PETERS K.E. (1986): Guidelines for evaluation petroleum source rocks using programmed pyrolysis. - AAPG Bull. **70**: 318-329.
- & MOLDOWAN J.M. (1992): Effects of source, thermal maturity and biodegradation on the distribution and isomerization of homohopanes in petroleum. - Org. Geochem. **17**: 47-61.
- & - (1993): The biomarker guide. - Prentice Hall Inc. Engelwood Cliffs, New Jersey 07632: 363 S.
- PFEFFERKORN G. (1978): Oberflächenuntersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop bei Eisen- und Stahlwerkstoffen. - Radex-Rdsch.: 575-588.
- PHILP R.P. & LEWIS C.A. (1987): Organic geochemistry of biomarkers. - Ann. Rev. Earth Planet Sci. **15**: 363-395.
- PISKE J. & SCHRETZENMAYR S. (1984): Sedimentationszyklen im Staßfurtkarbonat und ihre Modifikation durch azyklische Vorgänge. - Z. geol. Wiss **12**: 83-100.

- PLEIN E. (1994): Deutschland/ Germany. - H. KULKE (Ed.); Regional Petroleum Geology of the World I. - Beitr. Regional. Geol. d. Erde **21**: 139-192.
- PÖHLIG C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalkes und des Werraanhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. - Göttinger Arb. Geol. Paläont. **30**: 99 S.
- PRATSCH J.C. (1982): Focused gas migration and concentration of deep-gas accumulations. - Erdöl und Kohle Erdgas Petrochem. **35**: 59-65.
- PRICE L.C. (1976): Aqueous solubility of petroleum as applied to its origin and primary migration. - AAPG Bull. **60**: 213-244.
- PRIMIO DI R. (1990): Organisch-geochemische und mikroskopische Untersuchungen zur Kohlenwasserstoffgenese und primären Migration in karbonatischen Muttergesteinen der Trias Italiens. - Unveröff. Diplomarbeit RWTH Aachen: 83 S.
- (1995): The generation and migration of sulphur-rich petroleums in a low-maturity carbonate source rock sequence from Italy. - Berichte des Forschungszentrums Jülich **3110**: 197 S.
- & LEYTHAEUSER D. (1995): Quantification of the effect of carbonate redistribution by pressure solution in organic-rich carbonates. - Mar. Pet. Geol. **12/7**: 735-739.
- RADKE M. (1981): Class separation of aromatic compounds in rock extracts and crude oils by semipreparative HPLC. - KFA-ICH5 Report **500581**: 34 S.
- RADKE M. (1987): Organic geochemistry of aromatic hydrocarbons. - J.M. BROOKS & D.H. WELTE (Eds.); Adv. Petrol. Geochem. **2**: 141-207.
- (1988): Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. - Mar. Pet. Geol. **5**: 224-236.
- & WELTE (1983): The methylphenanthrene Index (MPI): A maturity parameter based on aromatic hydrocarbons. - M. BJØRØY et al. (Eds.); Adv. Org. Geochem. **1981**: 504-512.
- , SITTARDT H.G. & WELTE D.H. (1978): Removal of soluble organic matter from rock samples with a flow-through extraction cell. - Anal. Chem. **50**: 663-665.
- , WILLSCH H. & WELTE D.H. (1980): Preparative hydrocarbon group type determination by automated medium pressure liquid chromatography. - Anal. Chem. **52**: 406-411.
- , - & - (1986): Maturity parameters based on aromatic hydrocarbons: Influence of the organic matter type. - D. LEYTHAEUSER & J. RULLKÖTTER (Eds.); Adv. Org. Geochem. **1985**: 51-63.
- RASCH J. & ZAGORA K. (1993): Paläostrukturen im basalen Zechstein des westlichen Vorpommern. - Z. geol. Wiss. **21**: 303-317.
- , -, SCHLASS H., MÜNZBERGER E. & BEER H. (1993): Zur Geologie und Kohlenwasserstoff-Führung der regionalen Karbonatsand-Barrenzone des Staßfurtkarbonates in Mecklenburg-Vorpommern. - Geol. Jb. **A131**: 305-329.
- REDDING C.E., SCHOELL M., MONIN J.C. & DURAND B. (1980): Hydrogen and carbon isotopic composition of coals and kerogens. - A.G. DOUGLAS & J.R. MAXWELL (Eds.); Adv. Org. Geochem. **1979**: 711-723.
- REICHENBACH W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2-5 in ihrer Beckenausbildung. Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss. **A15/4**: 555-563.
- RICHTER-BERNBURG G. (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. - Z. dt. geol. Ges. **105**: 843-854.

- RICKEN W. (1986): Diagenetic Bedding. - Lecture Notes in Earth Science 6: 210 S.
- ROEDDER E. (1984): Fluid inclusions. - Min. Soc. Am., Rev. Min. 12: 644 S.
- ROGERS M.A., MCALARY J.D. & BAILEY N.J.L. (1974): Significance of reservoir bitumens to thermal-maturation studies, Western Canada Basin. - AAPG Bull. 58/9: 1806-1824.
- ROHMER M. (1987): The hopanoids, prokaryotic triterpenoids and sterol surrogates. - Surface Structures of Microorganisms and Their Interactions with the Mammalian Host. - E. SCHRINER et al. (Eds.); Proc. 18th Workshop Conference, Hoechst, Schloss Ringberg, October 20-23 (1987), VCH: 227-242.
- ROHRBACK B.G. (1983): Crude oil geochemistry of the Gulf of Suez. - M. BJØRØY et al. (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1981: 39-48.
- ROPERTZ B. (1994): Wege der primären Migration: Eine Untersuchung über Porennetz, Klüfte und Kerogenetzwerke als Leitbahnen für den Kohlenwasserstoff-Transport. - Berichte des Forschungszentrums Jülich 2875: 291 S.
- RULLKÖTTER J., LITKE R., HAGEDORN-GÖTZ I. & JANKOWSKI B. (1988): Vorläufige Ergebnisse der organisch-geochemischen und organisch-petrographischen Untersuchungen an Kernproben des Messeler Ölschiefers. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 107: 37-51.
- SANNEMANN D., ZIMDARS J. & PLEIN E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. - Z. dt. geol. Ges. 129: 33 - 69.
- SASSEN R. (1988): Geochemical and carbon isotopic studies of crude oil destruction, bitumen precipitation and sulfate reduction in the deep Smackover Formation. - Org. Geochem. 12/1-3: 115-120.
- SASSEN R. (1990): Geochemistry of carbonate source rocks and crude oils in Jurassic salt basins of the Gulf Coast. - J. BROOKS (Ed.) - Classic Petroleum Provinces; Spec. Publ. Geol. Soc. 50: 265-277.
- & MOORE C.H. (1988): Framework of hydrocarbon generation and destruction in Eastern Smackover Trend. - AAPG Bull. 72/6: 649-663.
- , - & MEENDSEN F.C. (1987a): Distribution of hydrocarbon source potential in the Jurassic Smackover Formation. - Org. Geochem. 11/5: 379-383.
- , -, NUNN J.A., MEENDSEN F.C. & HEXDARI E. (1987b): Geochemical studies of crude oils generation, migration, and destruction in the Mississippi Salt Basin. - Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans. 37:217-224.
- SCHOELL M. (1984): Stable isotopes in petroleum research. - J. BROOKS & D.H. WELTE (Eds.); Adv. Petr. Geochem. 1: 247-292.
- , TESCHNER M., WEHNER H., DURAND B. & OUDIN J.L. (1983): Maturity related biomarker and stable isotope variations and their application to oil/source rock correlation in the Mahakam Delta, Kalimantan. - M. BJØRØY et al. (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1981: 156-163.
- SCHOLLE P.A. & HALLEY R.B. (1985): Burial Diagenesis: Out of sight, out of mind: Carbonate Cements, SEPM Special Publication 36: 309-335.
- SCHRETZENMAYR S. (1981): Remanente Mobilität des Schollenbaus der Norddeutsch-Polnischen Senke. - Z. geol. Wiss. 9/12: 1361-1377.
- SEIFERT W.K. & MOLDOWAN J.M. (1978): Applications of steranes, terpanes, and monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils. - Geochim. Cosmochim. Acta 42: 77-95.
- & - (1981): Paleoreconstruction by biological markers. - Geochim. Cosmochim. Acta 45/2: 783-794.

- & - (1986): Use of biological markers in petroleum exploration. - R.B. JOHNS (Ed.); Biological Markers in the Sedimentary Record: 261-290.
- SIMONEIT B.R., CRISP P.T., ROHRBACK B.G. & DIDYK B.M. (1980): Chilean paraffin dirt - II. Natural gas seepage at an active site and its geochemical consequences. - A.G. DOUGLAS & J.R. MAXWELL (Eds.); Adv. Org. Geochem. 1979: 171-176.
- SLACH J.C. (1993): Die Beziehung zwischen der Organofazies und der Lithofazies/ Paläogeographie für das Staßfurt-Karbonat (Ca₂) in Thüringen. - Unveröff. Diplomarbeit Universität zu Köln: 58 S.
- SMITH D.B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. - H. FÜCHTBAUER & T.M. PERYT (Eds.) The Zechstein Basin. - Contrib. Sedim. 9: 7-34.
- STAHL W. (1978): Source rock - crude oil correlation by isotopic type curves. - Geochim. Cosmochim. Acta 42: 1573-1577.
- STROHMENGER C. & STRAUSS C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. - Sed. Geol. 102: 55-77.
- , VOIGT E. & ZIMDARS J. (1992): Cyclic development of Zechstein 2 carbonates: Role of eustasy and antecedent topography (Upper Permian, NE Germany). - Profil 1: 47-48.
- , - & - (1993): Einfluß von Eustasie und Paläorelief auf die sedimentologische und diagenetische Entwicklung der Zechstein 2 Karbonate (Ober-Perm, Nordost-Deutschland). - Erdöl Erdgas Kohle 109: 445 - 450.
- , ANTONINI M., JÄGER G, ROCKENBAUCH K. & STRAUSS C (1996): Zechstein 2 Carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, northwest Germany): an integrated approach. - Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine 20/1: 1-35.
- TAYLOR J.C.M. & COLTER V.S. (1975): Zechstein of the English sector of the southern North Sea Basin. - A.W. WOODLAND (Ed.); Petroleum and continental shelf of North-West Europe 1; 249-263; Barking (Applied Science Publishers).
- TEICHMÜLLER M. (1954) Combination of the current methods of coal petrography by examination of polished thin sections. - A means for better international cooperation in coal petrography. - Proc. 1th meeting Comm. Coal petrology 1: 25.
- & OTTENJANN K. (1977): Art und Diagenese von Liptiniten und lipoiden Stoffen in einem Erdölmuttergestein auf Grund fluoreszenzmikroskopischer Untersuchungen. - Erdöl und Kohle 30: 387-398.
- & DURAND B. (1983): Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and vitrinites in peat and coals, and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis. - Int. J. Coal Geol. 2: 197-230.
- TEUMER P., MÜLLER E.P. & ALCAM P. (1990): Exploration and Production of Crude Oil and Natural Gas in the GDR. - Erdöl Erdgas Kohle 106/7-8: 285-292.
- TISSOT B. & WELTE D.H. (1984): Petroleum Formation and Occurrence, 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin: 699 S.
- , PELET R., ROUCACHE J. & COMBAZ A. (1977): Alkanes as geochemical fossil indicators of geological environments. - R. CAMPOS & J. GOÑI (Eds.) Adv. Org. Geochem. 1975: 117-154.
- THOMAS M.M. & CLOUSE J.A. (1990a): Primary migration by diffusion through kerogen: I. Model experiments with organic coated rocks. - Geochim. Cosmochim. Acta 54: 2775-2779.
- & - (1990b): Primary migration by diffusion through kerogen: II. Hydrocarbon diffusivities in kerogen. - Geochim. Cosmochim. Acta 54: 2781-2792.

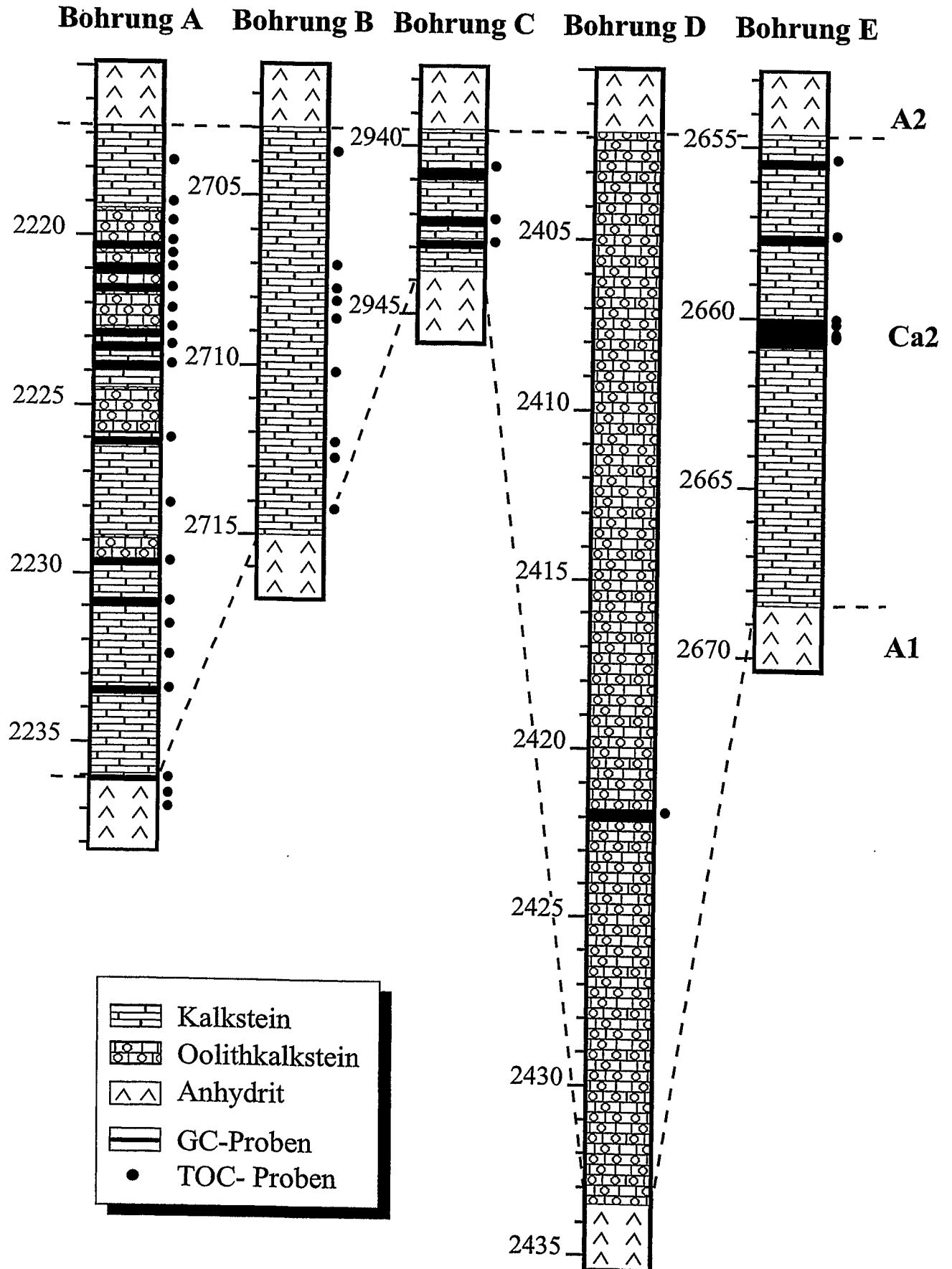
- & -(1990c): Primary migration by diffusion through kerogen: III. Calculation of geologic fluxes. - Geochim. Cosmochim. Acta **54**: 2793-2796.
- THORSTENSEN O., ISBERG B. & ASPELIN P. (1995): Contrast enhancement of the upper abdomen evaluated by CT. A comparison between iohexol 350 mg l/ml and iopamidol 370 mg l/ml. - Acta Radiologica **36/5**: 549-551.
- TODOROV I., SCHEGG R. & WILDI W. (1993): Thermal maturity and modelling of Mesozoic and Cenozoic sediments in the south of the Rhine Graben and Eastern Jura (Switzerland). - Eclogae geol. Helv. **86/3**: 667-692.
- TUCKER M.E. (1991): Sequence stratigraphy in carbonate-evaporite basins: models and application to Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. - J. Geol. Soc. London **148**: 1019-1036.
- VALENTINI A.L., TARTAGLIONE T., MONTI L. & MARANO P. (1994): Iomeprol versus iopamidol in contrast-enhanced computed tomography of thoracic and abdominal organs. - European Journal of Radiology **18/1**: 88-92.
- VAN DER BAAN D. (1990): Zechstein reservoirs in The Netherlands. - J. BROOKS (Ed.): Classic petroleum provinces. - Geol. Soc. Spec. Publ. **50**: 379-398.
- VANDENBROUKE M. (1972): Étude de la migration primaire: variation de composition des extraits de roche à un passage roche-mère/ réservoir. - H.R. VON GAERTNER & H. WEHNER (Eds.); Adv. Org. Geochem. **1981**: 147-155.
- VELD H., FERMONT W.J.J. & JEGERS L.F. (1993): Organic petrological characterization of Westphalian coals from The Netherlands: correlation between Tmax, vitrinite reflectance and hydrogen index. - Org. Geochem. **20/6**: 659-675.
- VENKATESAN M.I. (1989): Tetrahymanol: Its widespread occurrence and geochemical significance. - Geochim. Cosmochim. Acta **53**: 3095-3101.
- VOIGT, E. (1995): Rekonstruktion der Speicherraumgenese in Plattformrand- und Plattformhangkarbonaten des südlichen Zechstein Beckenrandes (SE Brandenburg). - Dissertation, Universität in Erlangen: 109 S.
- VOLKMAN J.K. (1988): Biological marker compounds as indicators of the depositional environments of petroleum source rocks. - A.J. FLEET, K. KELTS & M.R. TALBOT (Eds.); Lacustrine Petroleum Source Rocks. - Geol. Soc. Spec. Pub. **40**: 103-122.
- WALTER R. (1992): Geologie von Mitteleuropa (5. Auflage). - Stuttgart (Schweizerbart): 561 S.
- WAPLES D.W. & MACHIYARA T. (1991): Biomarkers for Geologists - A Practical Guide to the Application of Steranes and Triterpanes in Petroleum Geology. - AAPG Methods in Exploration **9**: 91 S.
- WEHNER H., GERLING P., MÜLLER E.P. & BLESCHERT K.H. (1993): Facies controlled compositions of petroleum and natural gas in Zechstein Carbonates in Eastern Germany, (abstract). - AAPG Bulletin **77**: 1676.
- WEINLICH F.H. (1991): Genese und Verteilung der freien Gase im Staßfurtkarbonat der Lausitz. - Z. angew. Geol. **37**: 14 - 20.
- WELTE D.H. (1987): Migration of hydrocarbons, facts and theory. - B. DOLIGEZ (Ed.); Migration of hydrocarbons in sedimentary basins. 2nd IFP Exploration Research conference, Carcans, France; Éditions Technip: 393-413.
- & WAPLES D.W. (1973): Über die Bevorzugung geradzahlgiger n-Alkane in Sedimentgesteinen. - Naturwissensch. **60**: 516-517.

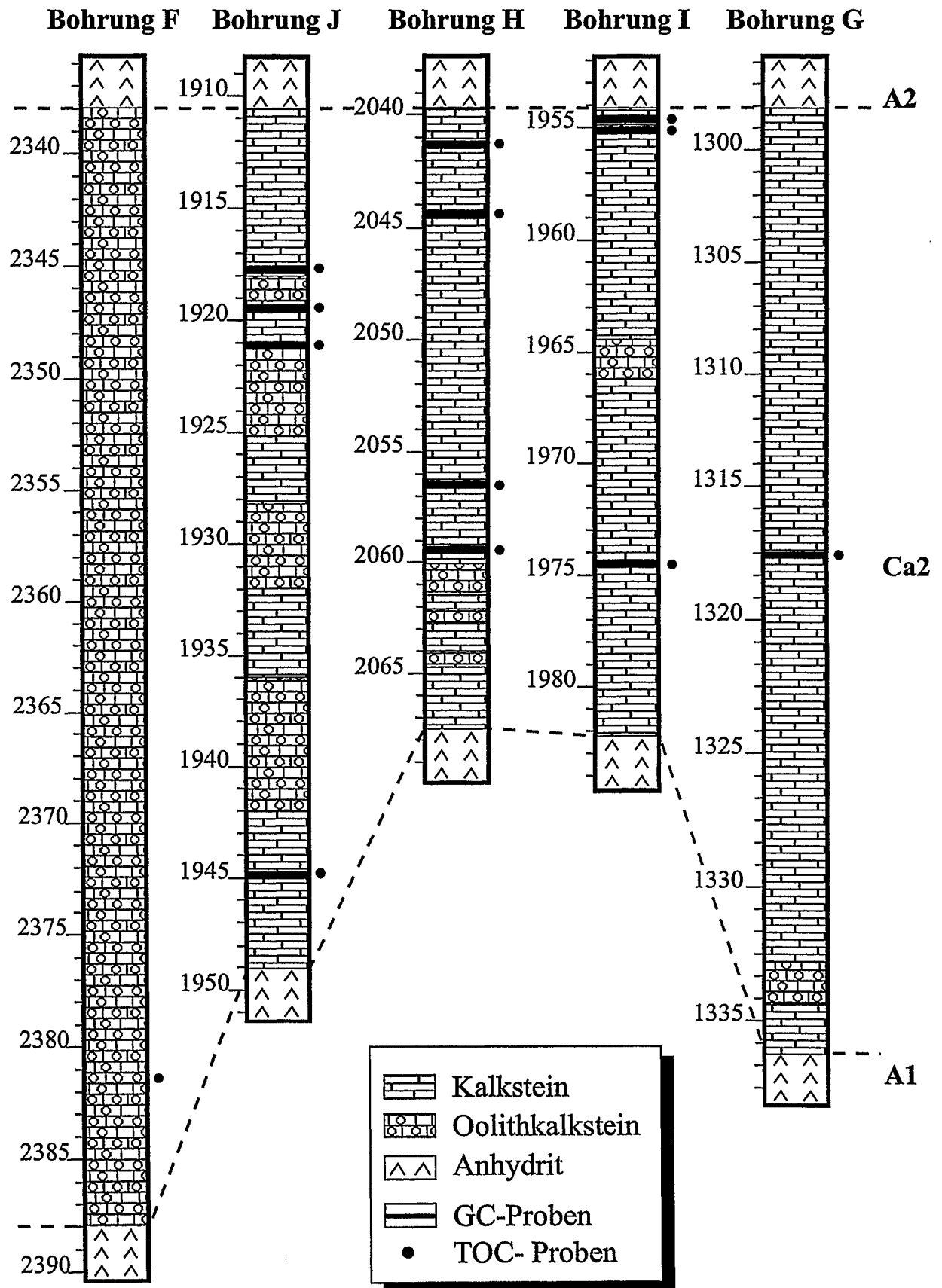
- & YÜKLER M.A. (1981): Petroleum origin and accumulation in basin evolution - a quantitative model. - AAPG Bull. **65**: 1387-1396.
- WILLHELMS A. & LARTER S. (1994a): Origin of tar mats in petroleum reservoirs. I. introduction and case studies. - Mar. Petrol. Geol. **11**:418-441.
- & - (1994b): Origin of tar mats in petroleum reservoirs. II. formation mechanisms for tar mats. - Mar. Petrol. Geol. **11**:442-456.
- YEH H.W. & EPSTEIN S. (1980): Hydrogen and carbon isotopes of petroleum and related organic matter.- Geochim. Cosmochim. Acta **45**: 735-762.
- ZIEGENHARDT W. (1974): Charakter und Genese von Erdöl/ Erdgas-Kluftlagerstätten im Staßfurtkarbonat (Zechstein 2). Ein Beitrag zur Methodik lagerstättengenetischer Interpretation. - Z. angew. Geol. **20/12**: 533-540.
- (1975): Einige geologische Aspekte zur Kohlenwasserstoff Frühbildung in Karbonaten. - Z. angew. Geol. **21/11**: 517-526.
- , ROCKEL W. & GRIESBACH H. (1978): Paläomorphologie und Erdöl-Erdgas-Lagerstättenbildung im Staßfurtkarbonat Thüringens. - Z. angew. Geol. **24/9**: 353-362.
- ZIEGLER M.A. (1989): North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate. - Geol. Rundsch. **78/1**: 105-127.
- ZIEGLER M.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. - 239 S.; Den Haag (Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.).
- ZUMBERGE J.E. (1987a): Prediction of source characteristics based on terpane biomarkers in crude oils: a multivariate statistical approach. - Geochim. Cosmochim. Acta **51**, 1625-1637.
- (1987b): Terpenoid biomarker distributions in low maturity crude oils. - Org. Geochem. **11**: 479-496.

6. Anhang

Anhang A

Säulenprofile
Probenkurzbeschreibung





Probennr.	Bohrung	Teufe [m]	Kurzbeschreibung der Gesteinsproben
34493-2	G	1318,10	Lösungssaum (hell); hoher Mikritanteil
34494-1	G	1318,15	Mikrit; Partikeleinschüttungen
34475-2	J	1917,70	Lösungssaum
34474-1	J	1917,74	Mikrit, Partikel mit bitumengefüllten Mikrorissen
33456-R	J	1919,38	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
34476-1	J	1921,10	Mikrit
34477-2	J	1921,12	Lösungssaum
34481-1	J	1944,94	Mikrit, Partikeleinschüttungen und Anhydrit
34480-2	J	1944,96	Lösungssaum/ Algenrasen
34244-1	I	1954,10	Mikrit
34501-1	I	1954,63	Mikrit, hoher Anteil an organischem Material; Partikel
34502-2	I	1954,66	Lösungssaum
34245-1/2	I	1955,00	Mikrit mit integrierten Lösungssäuren
34485-1	I	1955,20	Mikrit, Partikeleinschüttungen, Fossilbruchstücke
34484-2	I	1955,22	Lösungssaum
34490-2	I	1974,50	Algenrasen
34491-1	I	1974,52	Mikrit, deutlich anhydritisch
34492-2	I	1974,53	Lösungssaum/ Algenrasen
34499-1	H	2041,30	Mikrit, Partikeleinschüttungen
34500-2	H	2041,36	Lösungssaum (Partikelführung)
34498-1	H	2044,40	Mikrit
34497-2	H	2044,43	Lösungssaum (Festbitumina)
34496-1	H	2056,50	Mikrit
34495-2	H	2056,52	Lösungssaum (Festbitumina)
34251-1	H	2059,20	Mikrit, (dunkel)
32840-1	A	2217,80	Stäbfort-Anhydrit (A2)
32840-2	A	2217,85	Übergang A2/ Ca2; hoher Karbonatanteil
32841-1	A	2219,00	Mikrit
32841-2	A	2219,15	Lösungssaum
32842-L	A	2219,57	Laminit
32843-1	A	2220,43	Mikrit
32843-2	A	2220,50	Lösungssaum
32844-1	A	2220,95	Mikrit
32844-2	A	2221,00	Lösungssaum
32845-1	A	2221,45	Mikrit, geringe Partikeleinschüttung
32846 -R	A	2221,50	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
32845 -R	A	2221,60	Übergang zum Reservoir („grainstones“)

Probennr.	Bohrung	Teufe [m]	Kurzbeschreibung der Gesteinsproben
32847 -R	A	2222,80	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
32848-1	A	2222,88	Mikrit, geringe Partikeleinschüttung
32848 -R	A	2222,90	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
32849-1	A	2223,18	Mikrit, geringe Partikeleinschüttung
32849 -R	A	2223,20	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
32850-1	A	2223,24	Mikrit
32850-2	A	2223,30	Lösungssaum
32851 -R	A	2223,63	Reservoir („grainstones“)
32852 -R	A	2225,00	Reservoir („grainstones“, Stylolithen)
32853-1	A	2226,00	Mikrit („grainstones“)
32854-1	A	2226,08	Mikrit
32854-2	A	2226,10	Lösungssaum
32855-1	A	2226,15	Reservoir („grainstones“, offene Poren)
32856-1	A	2227,97	Mikrit
32856-2	A	2228,00	Lösungssaum
32857-1	A	2229,56	Mikrit
32858-1	A	2229,61	Mikrit („grainstones“, offene Poren)
32859-L/K	A	2230,67	Laminit, Kluft (Anhydrit, Halit)
32860-L/K	A	2230,72	Laminit, Kluft (Anhydrit, Halit)
32861-1	A	2230,76	Mikrit
32861 -K	A	2230,80	Kluft
32861-2	A	2230,85	Lösungssaum
32862-L	A	2231,70	Laminit, Kluft (Anhydrit, Halit)
32863-1	A	2232,52	Mikrit, schwach laminiert
32864-L	A	2233,49	Laminit, Mikritgehalt überwiegt
32864-L	A	2233,52	Laminit, Lösungssaumanteil überwiegt
32865-1/2	A	2234,56	Mikrit mit Lösungssäumen
32866-1	A	2236,24	Mikrit, zunehmender Anhydritgehalt
32866-2	A	2236,26	Lösungssaum, hoher Anhydritgehalt
32867-1	A	2236,28	Mikrit, Übergang zum Ca ₂
32867-2	A	2236,29	Werra-Anhydrit (A1)
32868-1	A	2236,32	Werra-Anhydrit (Laminit)
32869-1	A	2236,42	Werra-Anhydrit (Laminit)
33493 -R	F	2381,44	Reservoir („grainstones“)
33451 -R	D	2421,86	Reservoir („grainstones“, Poren, Fossilbruchstücke)
33477-1	E	2655,56	Mikrit, (dunkel)
34478-2	E	2657,65	Lösungssaum

Probennr.	Bohrung	Teufe [m]	Kurzbeschreibung der Gesteinsproben
34479-1	E	2657,67	Mikrit, (dunkel)
34471-2	E	2660,06	Lösungssaum
34472-1	E	2660,08	Mikrit, Partikeleinschüttungen
34473-2	E	2660,10	Lösungssaum
34503-2	E	2660,11	Lösungssaum
32870-L	B	2703,70	Laminit
32871-1	B	2707,16	Mikrit, schwach laminiert
32871-2	B	2707,20	Lösungssaum, Mikrorisse
32872-1	B	2707,93	Mikrit, Mikrorisse
32872-2	B	2708,00	Lösungssaum, Mikrorisse
32873-2	B	2708,70	Lösungssaum
32873-1	B	2708,75	Mikrit
32874-1	B	2710,04	Mikrit, Mikrorisse
32874-2	B	2710,08	Lösungssaum
32875-1	B	2712,24	Mikrit
32875-2	B	2712,28	Lösungssaum
32876-1	B	2712,71	Mikrit, schwach laminiert
32877-1	B	2714,37	Mikrit, schwach laminiert
33471-1	C	2940,94	Mikrit (dunkel)
34482-1	C	2942,23	Mikrit, Partikeleinschüttungen und Anhydrit
34483-2	C	2942,25	Lösungssaum/ Algenrasen
33475-L	C	2942,86	Laminit (dunkel)

Anhang B

Methoden

Probenaufbereitung

Die Bohrkernstücke wurden mit der Diamantsäge der Länge nach in zwei Hälften zersägt. Eine der Hälften wurde für die weitere Bearbeitung verwendet, während die andere als Belegstück zurückblieb.

1. Für die Herstellung von hochglanzpolierten sowie von abgedeckten Dünnschliffen (GESCO, Salzgitter) wurden Gesteinsstücke der Größe 1,5 * 2,0 cm gesägt.
2. Die Proben für die Permeabilitätsuntersuchungen („Plugs“) hatten einen Durchmesser von etwa 3 cm und eine Mächtigkeit von 2 bis 3 cm.
3. Gesteinsstücke für die REM Analysen wurden direkt aus dem Kern geschlagen und blieben unbehandelt.
4. Für alle organisch-geochemischen Verfahren wurden Gesteinsstücke (bis zu 50 g) im Trockenschrank bei einer Temperatur von 25°C für 3 bis 4 Stunden getrocknet und anschließend in der Scheibenschwingmühle (12 sec/700 Umdrehungen [min.]) zu Gesteinspulver weiterverarbeitet.

Bestimmung der Kohlenstoffgehalte

Mit einem LECO IR 112 wurde der Gesamtgehalt an Kohlenstoff (TC: Total Carbon) und an organischem Kohlenstoff (TOC: Total Organic Carbon) bestimmt.

Bei dem Versuch werden zwischen 80 und 100 mg des gemahlenen Gesteinspulvers von jeder Probe in Keramiktiegeln eingewogen und dazu 1 g Kupfer als Beschleuniger hinzugegeben.

Bei der TC-Messung wird das eingewogene Gesteinspulver etwa 20 bis 30 Sekunden auf 1100°C erhitzt und im Sauerstoffstrom verbrannt. Die Menge des bei der Verbrennung gebildeten CO₂ wird mit einem Infrarot-Detektor bestimmt.

Für die TOC-Messung wird das eingewogene Gesteinspulver mit etwa 4 bis 5 ml einer 25%igen Salzsäure dekarbonatisiert und etwa 5 bis 6 Stunden auf einer Trockenplatte bei 90 C getrocknet. Die TOC-Messung erfolgt wie oben beschrieben. Aus der Differenz von ermitteltem TC- und TOC-Gehalt wird der Karbonat-Gehalt in CaCO₃-Äquivalenten berechnet.

$$\% \text{CaCO}_3 = \frac{(TC - TOC) \times 100,9}{12,01}$$

Eine Unterscheidung verschiedener Karbonate ist mit dieser Methode allerdings nicht möglich. Sofern neben Calcit noch Dolomit in den Proben enthalten war, sind die errechneten Karbonat-Gehalte um maximal 8% des Meßwertes zu hoch.

Rock-Eval Pyrolyse

Die Rock-Eval Pyrolyse (Rock-Eval II Gerät der Firma Geocom) dient zur Charakterisierung von organischem Material in Sedimenten und Kohlen (ESPITALIÈ et al. 1977; 1985a,b; 1986), wobei die natürliche thermische Reifung des organischen Materials im Laborexperiment nachvollzogen wird.

Bei dem Versuch wird die pulverisierte Probe und das darin enthaltene organische Material bei einem festgelegten Temperaturverlauf (Abb. 50) unter Sauerstoffabschluß erhitzt (pyrolysiert) und die dabei freiwerdenden Produkte qualitativ und quantitativ erfaßt.

Analytische Bedingungen

Gesteinspulver	90 bis 100 mg	
FID	Helium	100 ml/min. (50 ml/min. zum FID und 50 ml/min. zum TCD)
	Wasserstoff	28 ml/min.
Temperaturprogramm	Starttemperatur	300°C
	Haltezeit	3 Minuten
	Aufheizrate	25°C /min
	Endtemperatur	550°C
Meßdauer	20 Minuten	

Im ersten Schritt werden die Proben von etwa 80°C bis 300°C aufgeheizt. Während dieses Zeitraumes aus dem Porenraum der Probe mobilisierte, freie und adsorptiv gebundene Kohlenwasserstoffe werden quantitativ als (S1-Peak) erfaßt.

Im zweiten Schritt werden die Proben von 300°C auf 550°C bei einer Aufheizrate von 25°C/min erhitzt. Die Endtemperatur ist auf 550°C festgelegt, da ab 600°C die Zersetzung des anorganisch gebundenen Kohlenstoffs (beispielsweise aus Calcit oder Dolomit) beginnt. Die freigesetzten Kohlenwasserstoffe und kohlenwasserstoffähnlichen Produkte werden mittels eines FID quantitativ als S2-Peak erfaßt.

Die Pyrolyse-Temperatur, bei welcher die maximale Menge an Pyrolyse-Produkten freigesetzt wird, wird als $T_{\max}$ (Abb. 50) registriert und spiegelt die thermische Reife des pyrolysierten organischen Materials wieder. Eine Probe mit hoher thermischer Reife wird auch bei der Pyrolyse erst bei hohen Temperaturen größere Mengen an Kohlenwasserstoffen freisetzen und umgekehrt.

Das bei der Pyrolyse ebenfalls erzeugte CO₂ wird in einer Molekularsiebfalle gesammelt, nach der Messung des S2-Peaks durch Aufheizen dieser Falle wieder freigesetzt und mittels eines IR-Detektors als S3-Peak aufgezeichnet.

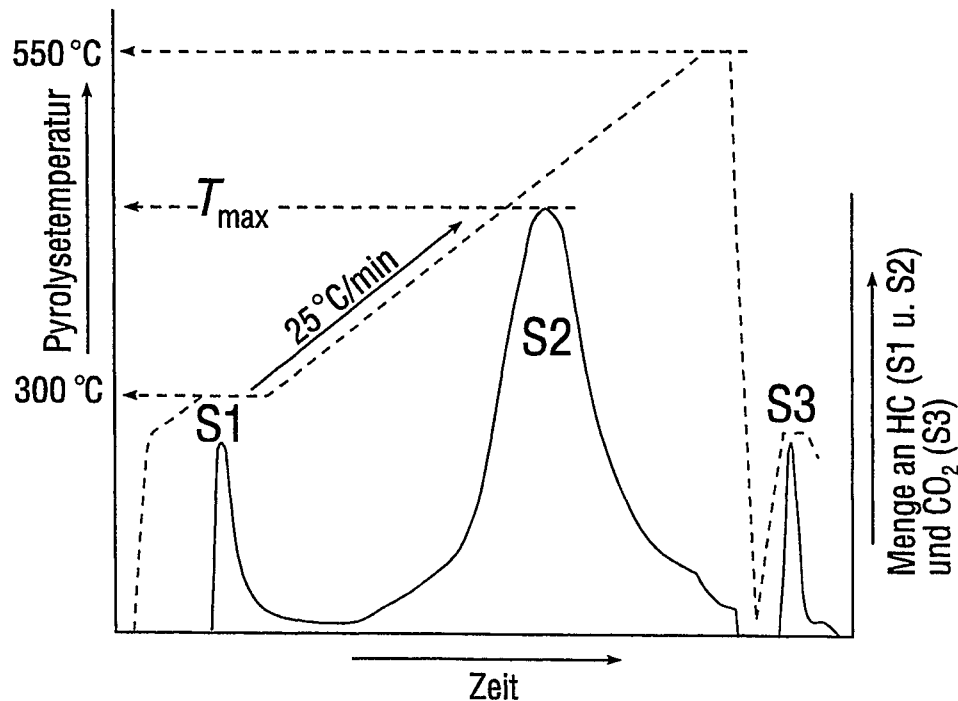


Abb. 50: Prinzip der Rock-Eval Pyrolyse sowie die wesentlichen ermittelbaren Parameter (Erläuterungen im Text).

Anhand des S1-Peaks kann abgeschätzt werden, ob in der geologischen Vergangenheit gebildete freie Kohlenwasserstoffe in der Probe enthalten waren. Wesentliches Ziel der Eliminierung dieser Kohlenwasserstoffe ist allerdings ein Verhindern von Meßwertverfälschungen bei den weiteren Schritten durch diese möglicherweise einmigrierten Produkte. Der S2- und S3-Peak ermöglicht eine Bestimmung der Art des pyrolysierten organischen Materials über folgende Parameter

- **HI:** Der **H**ydrogen (Wasserstoff)-Index wird berechnet nach der Formel $(S2/TOC) \cdot 100$ und gibt die Menge der bei der Pyrolyse generierten Kohlenwasserstoffe an, normiert auf den TOC (Einheit: mg KW/ g TOC).
- **OI:** Der **O**xygen (Sauerstoff)-Index wird berechnet nach der Formel $(S3/TOC) \cdot 100$ und gibt die Menge des bei der Pyrolyse gebildeten Kohlendioxyds an, normiert auf den TOC (Einheit: mg CO_2 / g TOC).

Für die verschiedenen Typen des organischen Materials sind in Abhängigkeit vom biogenen Ausgangsmaterial bestimmte HI/OI-Verhältnisse charakteristisch (z.B. TISSOT & WELTE 1984).

Da Korrelationen zwischen T_{max} -Werten und Vitritreflexionen bestehen, ist aus den T_{max} -Werten die Abschätzung der Vitritreflexion möglich (u.a. DURAND & PARATTE 1983; TEICHMÜLLER & DURAND 1983; ESPITALIÈ 1986; FRANCU et al. 1989; TODOROV

et al. 1993 und VELD et al. 1993). Wichtig ist hierbei allerdings, daß nur solche $T_{\max}$ -Werte verglichen werden können, die am gleichen Typ des organischen Materials bestimmt wurden.

Extraktion des löslichen organischen Materials

Die Extraktion des C_{10+} -löslichen organischen Materials aus den Gesteinsproben erfolgte mit einem modifizierten „Flow-Blending“ Verfahren (RADKE et al. 1978 und RADKE & WELTE 1981).

Vor der Extraktion wird das Gesteinspulver (etwa 10 bis 100 mg) mit zwei internen Standards versetzt. Als Standard werden reine Lösungen (Standard A) oder Lösungsgemische (Standard B) verwendet, welche speziell für jede Probe dosiert werden.

Standard A besteht aus 103 mg 5 α -Androstan in 100 ml n-Hexan gelöst. Dieser Standard wird für die bei der MPLC gewonnene Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe verwandt. Lösungssaum- und Mikritproben erhielten aufgrund ihrer ungleichen Gehalte an gesättigten Kohlenwasserstoffen unterschiedliche Mengen an Standard A, die nach dem Gesteinsgewicht errechnet wurden (Lösungssaum: etwa 20 μ g /g Gestein; Mikrit: etwa 10 μ g /g Gestein).

Standard B besteht aus 801,3 mg 1-Phenylhexan, 611,9 mg 1-Phenylheptan, 403,6 mg 1,8-Dimethylnaphthalen, 212,3 mg 1-Phenylnaphthalen, 201,3 mg 1-Ethylpyren und 201,8 mg 1-Butylpyren in 100 ml n-Hexan gelöst. Dieses Standardgemisch wird für die bei der MPLC gewonnene Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe verwandt. Lösungssaum- und Mikritproben enthielten 5 μ g Etylpyren/g Gestein.

Nach der Zugabe dieser internen Standards wird das Gesteinspulver mit 600 ml einer Lösung aus Dichlormethan und Methanol (99:1 Vol.%) 5 Minuten in der „Flow Blending“ Anlage extrahiert. Der Extrakt wird zentrifugiert und anschließend vom Gesteinspulver abfiltriert. Bei einigen Proben war es erforderlich, den Extrakt mit einem Membranfilter von einer feinen Suspension aus Tonmineralen zu reinigen.

Der Extrakt wird, durch die Destillation des Lösungsmittels unter kontrolliertem Vakuum, in einem Rotationsverdampfer bei 30 bis 35°C und einem Druck von 400 bar eingeeengt und in Probengläser (5 ml) pipettiert. Das restliche Lösungsmittel verdampft in 6 bis 8 Stunden unter Raumtemperatur und Atmosphärendruck.

Mitteldruck-Flüssigkeits-Chromatographie (MPLC)

Die von RADKE et al. (1980) entwickelten Methode ermöglicht die Auftrennung der Gesamtöle und Gesteinsextrakte in verschiedene Stoffgruppen: (a) in gesättigte, (b) in aromatische Kohlenwasserstoffe und (c) in Heterokomponenten.

Analytische Bedingungen

Vorsäule	zur Abtrennung der Heterokomponenten und der Asphaltene Füllung: Kieselgel 63-200 µm
Hauptsäule	zur Abtrennung unpolarer Aliphaten und polarer Aromaten Füllung: Kieselgel 40-63 µm
RI-Detektor	zur Kontrolle der Abtrennung der Aliphaten
UV-Detektor	registriert die aromatischen Verbindungen, welche im UV Licht (bei 254 nm) absorbieren

Die Fraktionen der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe werden automatisch in einem Fraktionssammler aufgefangen.

Laufmittel	n-Hexan
Aliphaten	die Trennung ist nach 4 bis 5 Minuten abgeschlossen
Aromaten	die Trennung ist nach 8 Minuten abgeschlossen
Durchflußrate	Aliphaten: 8 ml/min
Durchflußrate	Aromaten: 12 ml/min

Die Verdünnungs- und Injektionsvolumina werden vor der Trennung des Extrakt berechnet. Der Extrakt wird in n-Hexan in einer Spritze aufgenommen und in die Vorsäule eingeleitet. Durch Adsorption an das Kieselgel werden die polaren Verbindungen (Heterokomponenten) in der Vorsäule gebunden. Die in der mobilen Phase verbliebenen gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe werden in der nachgeschalteten Hauptsäule getrennt und in Fraktionssammlern aufgefangen. Kontrolliert wird die Stoffgruppentrennung durch einen RI- und einen UV-Detektor. Das Lösungsmittel wird am Rotationsverdampfer (35°C/ 200 bar) abdestilliert und die einzelnen Fraktionen in Probengläser (1 ml) übertragen.

Im Anschluß an die MPLC erfolgt eine Elution der Vorsäule mit Ethanol. Das Lösungsmittel wird am Rotationsverdampfer (35°C/200 bar) abdestilliert. Der Gehalt der Heterokomponenten wird nach dem Eindampfen des restlichen Lösungsmittels bei Raumtemperatur und Atmosphärendruck gewogen. Die Fraktionen der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe werden bis nach der jeweiligen Messung am

Gaschromatographen in Lösung gehalten und erst danach eingedampft und gewogen. Dies verringert Verdampfungsverluste der leichtflüchtigen Komponenten. Der Gehalt an organischem Schwefel wird über die Peakhöhen am UV-Detektor berechnet.

Kapillarsäulen Gas-Chromatographie (GC)

Die Erdöle und Gaskondensate aus einigen Lagerstätten in Mecklenburg-Vorpommern und in SE-Brandenburg wurden als Gesamtfraction an einem Gaschromatographen HP 5710A der Firma Hewlett-Packard analysiert.

Analytische Bedingungen

Fused-Silica Kapillarsäule	Länge	25 m
	Querschnitt	0,38 * 0,25 mm
	Filmdicke	0,26 µm
	Filmmaterial	FS SE-54-CB
Trärgas	Helium	2,9 ml/min.
	Wasserstoff	43 ml/min.
	Luft	365 ml/min.
	Hilfsgas (AR)	58 ml/min.
Kaltaufgabesystem	Starttemperatur	-30°C
	Aufheizrate	5°C/min.
	Endtemperatur	300°C
	Haltezeit	120 Sekunden
	Split	1:11
Ofen	Starttemperatur	-30°C
	Aufheizrate	4°C/min.
	Endtemperatur	310°C
	Haltezeit	32 Minuten
Detektor	FID	
	Detektortemperatur	325°C

Kapillarsäulen Gas-Chromatographie der gesättigten Kohlenwasserstoffe (C₁₅-C₃₆)

Die gesättigten Kohlenwasserstoffe (n-C₁₅ bis n-C₃₆) und die Isoprenoide Pristan und Phytan wurden mit einem Gaschromatographen HP 5710A der Firma Hewlett-Packard gemessen. Die Erfassung und Auswertung der Analyseergebnisse erfolgte mit dem Datenverarbeitungssystem Multichrom der Firma VG Laboratory Systems, das auf einer PDP 11/73 (Firma DEC) installiert ist. Die Quantifizierung der Einzelkomponenten wurde mit 5α-Androstan als internem Standard durchgeführt.

Analytische Bedingungen

Fused-Silica Kapillarsäule	Länge	60 m
	Querschnitt	0,35* 0,20 mm
	Filmdicke	0,28 µm
	Filmmaterial	FS SE-54-CB
Trägergas	Helium	0,85 ml/min.
	Wasserstoff	43 ml/min.
	Luft	365 ml/min.
	Hilfsgas (AR)	58 ml/min.
Kaltaufgabesystem	Starttemperatur	30°C
	Aufheizrate	5°C/min.
	Endtemperatur	300°C
	Haltezeit	120 Sekunden
	Split	1:11
Ofen	Starttemperatur	80°C
	Aufheizrate	2°C/min.
	Endtemperatur	310°C
	Haltezeit	32 Minuten
Detektor	FID	
	Detektortemperatur	325°C

Hochdruck-Flüssigkeits-Chromatographie (HPLC) der Aromatenfraktion aus der MPLC

Zur Analyse der Aromatenfraktion war es erforderlich, diese Fraktion mit Hilfe der HPLC, nach der Methode von RADKE (1981), nach Anzahl der aromatischen Ringe pro Molekül in vier Teilfraktionen aufzutrennen (AF1a, AF1b, AF2, AF3 und AF4). Nur die **AF1b** (die Alkyl-naphthalene) und die **AF2** (Phenanthren und Alkylphenanthrene) wurden anschließend gaschromatographisch untersucht worden.

Analytische Bedingungen

Hauptsäule	8 * 250 mm
stationäre Phase	5µ Aluminiumoxid (ICN-Flow, Eschwege)
Konditionierungssäule	5µ Aluminiumoxid Super I + 4% H ₂ O (ICN-Flow Eschwege)
Fließmittel	AF1a und AF1b } in n-Hexan gelöst AF2 } mit 8% Dichlormethan in n-Hexan gelöst AF3+4AF } in 100% Dichlormethan gelöst
Flußrate	16 ml/min.
Gesamtanalysezeit	~10 Minuten

Kapillarsäulen Chromatographie der aromatischen Kohlenwasserstoffe (n-C₁₀₊)

Die Gas-Chromatographie der Aromatenfraktion unterscheidet sich nur insofern von der der Aliphatenfraktion, als daß das Substanzgemisch sowohl von einem FID, als auch von einem parallel angeschlossenen „Hal Elektronik Conductivity Detektor“ registriert wird, wobei letzterer die schwefelhaltigen Verbindungen erfaßt. Die Messung der bei der HPLC abgetrennten AF1 und AF2 Unterfraktionen für die quantitative Bestimmung der Naphthaline, Phenanthrene, Dibenzothiophene und Methyldibenzothiophene erfolgte durch den Zusatz von internen Standards (s.o.).

Analytische Bedingungen

Fused-Silica Kapillarsäule (Ultra 2)	Länge	50 m
	Innendurchmesser	0,20 mm
	Filmdicke	0,28 µm.
Trärgas	Helium	0,8 ml/min.
	Wasserstoff	30 ml/min.
	Luft	420 ml/min.
	Hilfsgas (AR)	30 ml/min.
	Säulenendsplitspülung	20 ml/min.
	Split 1:1	
Detektor (Hal)	Luft	12 ml/min.
	Säulenendsplitspülung	10 ml/min.
Ofen	Starttemperatur	90°C („on colum system“)
	Haltezeit	4 Minuten
	Aufheizrate	50°C/min. bis 120°C
	Haltezeit	1 Minute
	Aufheizrate	3°C /min.
	Endtemperatur	310°C
	Haltezeit	35 Minuten
Detektor (Hal)	Reaktionstemperatur	830°C.

Molekularsiebadduktion der n-Alkane

Mittels dieses Verfahren lassen sich chemische Fossilien (Biomarker) aus der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe (s.o.) für die GC-MS-Analysen separieren. Die im wasserfreien n-Hexan gelösten, gesättigten Kohlenwasserstoffe werden an ein Molekularsieb (5Å Molekularsiebpulver) gebunden. Das Molekularsieb wird abfiltriert. Nach dem Verdampfen des Lösungsmittels bleibt ein mit chemischen Fossilien angereicherter Extrakt zurück.

Kombinierte Gas-Chromatographie/ Massenspektroskopie (GC/ MS)

Aus der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe wurden ausgewählte Verbindungen der chemischen Fossilien (Sterane und Hopane) bestimmt. Die Messungen erfolgten an einem Massenspektrometer vom Typ VG 7070 E der Firma VG Analytical, der direkt mit einem Gaschromatographen vom Typ Fraktovap 4160 der Firma Carlo Erba verbunden war.

Analytische Bedingungen

Fused-Silica Kapillarsäule (WCOT)	Länge	50 m
	Innenquerschnitt	0,39 mm
	Filmdicke	0,25 µm
	Filmmaterial	CP-Sil-5 CB
Trärgas	Helium	0,85 ml/min.
	Wasserstoff	43 ml/min.
	Luft	365 ml/min.
	Hilfsgas (AR)	58 ml/min.
Kaltaufgabesystem	Starttemperatur	40°C
	Aufheizrate	5°C /min.
	Endtemperatur	300°C
	Haltezeit	120 Sekunden
Ofen	Starttemperatur	110°C
	Aufheizrate	3°C/min.
	Endtemperatur	320°C
	Haltezeit	8-10 Minuten (isotherm)
	Ionisierungsenergie	70eV
	Split	1:11

Permeabilitätsmessungen

Permeabilitätsmessungen an ausgesuchten Muttergesteinsproben wurden mittels einer von KROOSS et al. (1993) und HANEBECK (1995) konstruierten Meßzelle (Abb. 51) durchgeführt.

Die Muttergesteinsprobe (E) befindet sich im Zentrum dieser Meßzelle (A), eingebettet zwischen zwei porösen Edelstahlfritten (F). Diese werden aufgrund ihrer Porosität als obere und untere Probenkammer bezeichnet und bilden den Abschluß der Probenhalter (H). Die Muttergesteinsprobe und die Edelstrahlfritten mit Probenhaltern befinden sich in einer Dichtungshülse aus Aluminium. Diese Hülse dichtet die Gesteinsprobe und die Edelstahlfritten gegen den Radialdruck ab, der über die Zuleitung (D) in die Aufgabekammer (I) aufgegeben wird. Die Dichtungen (G) dichten die Aufgabekammer für den Radialdruck

nach außen ab. Der Radial- oder Manteldruck variierte in der vorliegenden Arbeit, je nach Versuch, zwischen 100 bis 300 bar. Über die Zuführungen (B) und (C) in den Probenhaltern kann in den porösen Edelstahlfritten und damit auf beiden Seiten der Muttergesteinsprobe ein Druck aufgebaut werden. Der Druck variierte bei den verschiedenen Versuchen zwischen 19 und 32 bar. Aus dem Volumen des durch die Probe strömenden Wassers pro Zeiteinheit errechnet sich die Permeabilität des Gesteins nach dem Gesetz von Darcy.

$$K = \eta \times \frac{L}{A} \times \frac{Q}{Dt \times Dp}$$

η	=	Viskosität des Wassers [cP]
L	=	Länge der Probe [cm]
A	=	Fläche der Probe [cm ²]
Q	=	Volumenfluß des Wassers, welches durch die Probe strömt [cm ³ /s]
Dt	=	Anfangsdruck [atm]
Dp	=	Enddruck [atm]
K	=	Permeabilität [Darcy; 1 Darcy = 0,98E-12 m ²]

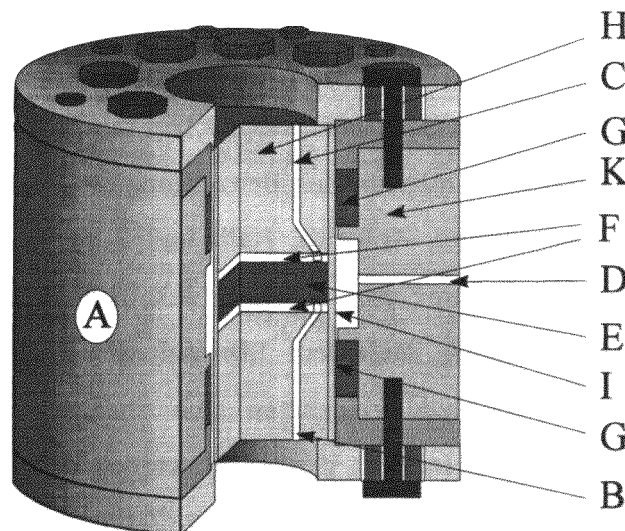


Abb. 51: Aufbau der Meßzelle (nach HANEBECK 1995)

Reflexionsmessungen an Festbitumina

Das Reflexionsvermögen der Festbitumina wurden nach den Grundlagen der Vitrinitreflexions-Messungen ermittelt. Diese Methode ist in dem Lehrbuch von STACH et al. (1982) beschrieben. Die Messungen erfolgten an einem ZEISS Photomikroskop III mit einem

40/0,85 Ölimmersionsobjektiv ($n_{\text{Öl}}=1,515$) unter Normallicht bei einer Wellenlänge von 546 nm. Pro Probe wurden nach Möglichkeit mindestens 50 Einzelmessungen durchgeführt, aus denen unter Angabe der Standardabweichung ein Mittelwert gebildet wurde.

Fluoreszenzmessungen

Die mikroskopische Analyse des organischen, liptinitischen Materials in den Muttergesteinszonen erfolgte unter Fluoreszenzanregung.

Die Fluoreszenzmessungen wurden an einem Leica Mikroskopfotometer MPV-SP bei BEB Erdgas und Erdöl GmbH durchgeführt. Die Anregung erfolgte mit einem Breitbandblaufilter.

REM Untersuchungen

Die Untersuchungen wurden an einem Rasterelektronenmikroskop SEM505 (PHILIPS) bei BEB Erdgas und Erdöl GmbH in Hannover durchgeführt.

Die Probenstücke wurden parallel und senkrecht zur Schichtung aus dem Kernmaterial herausgeschlagen.

Vor der Untersuchung werden die Oberflächen der Proben mit Gold bedampft. Das REM-Verfahren bietet aufgrund der dreidimensionalen Betrachtung die Möglichkeit, die Verteilung von Mineralgruppen wie z.B. Calcit, Anhydrit, Halit und Pyrit und das Vorkommen von Poren und Porenkanälen im Gesteinsverbund besser lokalisieren zu können. Mittels des Sekundärelektronendetektors können außerdem Materialunterschiede im Gestein erkannt werden. Diese Materialunterschiede zeichneten sich anschaulich durch Hell/Dunkel-Kontraste im Foto ab (Tafel III; Foto 16). Verursacht wurden diese Hell/Dunkel-Kontraste durch die unterschiedliche Ordnungszahl der Elemente (Z-Faktor; PFEFFERKORN 1978). Dieser Effekt läßt sich für die Untersuchung von Gesteinen mit Residualölen besonders gut ausnutzen, da die Kohlenwasserstoffe im Gegensatz zu den mineralischen Komponenten wesentlich dunkler erscheinen.

Anhang C

organischer Kohlenstoffgehalt

Gesamtkohlenstoffgehalt

Karbonatgehalt

Rock-Eval Pyrolyse Ergebnisse

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	TOC [Gew.-%]	TC [Gew.-%]	CaCO ₃ [Gew.-%]	S1 [mg KW/ g]	S2 [mg KW/ g]	S3 mg [mg CO ₂ / g]	T _{max} [°C]	HI [mg KW/ g TOC]	OI [mg CO ₂ / g TOC]
34493-2	1318.10	G	0.15	12.10	99.58	0.01	0.06	0.82	412	40	547
34494-1	1318.15	G	0.06	11.40	94.50	0.00	0.04	0.45	0	67	750
34475-2	1917.70	J	0.32	12.10	98.17	0.10	0.42	0.99	429	131	309
34474-1	1917.74	J	0.19	12.20	100.00	0.12	0.25	1.38	424	132	726
33456-R	1919.38	J	0.23	11.60	94.75	0.39	0.43	0.80	414	187	348
34476-1	1921.10	J	0.15	12.30	101.20	0.09	0.26	1.06	0	173	707
34477-2	1921.12	J	8.33	18.20	82.25	1.97	32.11	1.79	420	385	21
34481-1	1944.94	J	0.43	10.40	83.08	0.05	0.48	0.15	445	112	35
34480-2	1944.96	J	0.61	10.90	85.75	0.09	0.91	0.18	447	149	30
34501-1	1954.63	I	0.59	11.70	92.58	0.13	0.69	0.32	441	117	54
34502-2	1954.66	I	1.69	9.44	64.58	0.32	2.48	0.64	442	147	38
34485-1	1955.20	I	0.46	11.50	92.00	0.10	0.41	0.33	438	89	72
34484-2	1955.22	I	1.11	11.50	86.58	0.29	1.43	0.42	441	129	38
34490-2	1974.50	I	0.76	8.78	66.83	0.16	0.93	0.47	433	122	62
34491-1	1974.52	I	0.34	5.02	39.00	0.04	0.28	0.06	445	82	18
34492-2	1974.53	I	0.70	7.58	57.33	0.13	0.83	0.51	431	119	73
34499-1	2041.30	H	0.17	11.90	97.75	0.01	0.05	0.62	427	29	365
34500-2	2041.36	H	0.43	10.30	82.25	0.05	0.31	0.55	441	72	128
34498-1	2044.40	H	0.21	12.30	100.70	0.01	0.08	0.89	443	38	424
34497-2	2044.43	H	3.11	9.03	49.33	0.41	6.68	0.46	450	215	15
34496-1	2056.50	H	0.20	11.90	97.50	0.02	0.06	0.36	435	30	180
34495-2	2056.52	H	4.83	8.52	30.75	1.02	9.70	0.32	448	201	7
34251-1	2059.20	H	0.20	11.50	94.17	0.11	0.24	1.27	423	120	635
32840-1	2217.80	A	0.05	0.21	1.33	0.00	0.01	0.12	0	0	240
32840-2	2217.85	A	0.41	4.87	37.17	0.16	0.81	0.58	436	198	141
32841-1	2219.00	A	0.19	11.00	90.08	0.05	0.17	0.58	426	89	305
32841-2	2219.15	A	0.64	8.58	66.17	0.24	1.23	0.58	437	192	91
32842-L	2219.57	A	0.27	11.00	90.15	0.12	0.25	0.40	428	44	148
32843-1	2220.43	A	0.18	10.85	88.92	0.08	0.16	0.69	425	89	383
32843-2	2220.50	A	0.46	9.53	75.58	0.23	0.63	0.53	436	137	115
32844-1	2220.95	A	0.28	10.89	88.42	0.11	0.24	0.88	421	86	314
32844-2	2221.00	A	1.14	7.52	53.17	0.58	2.52	0.78	432	221	68
32845-1	2221.45	A	0.13	11.40	93.92	0.30	0.29	0.28	433	223	215
32846-R	2221.50	A	0.20	10.90	89.17	2.79	0.72	0.09	415	360	45
32845-R	2221.60	A	0.17	11.30	92.75	0.26	0.20	1.04	420	118	612

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	TOC [Gew. %]	TC [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	SI [mg KW/ g]	S2 [mg KW/ g]	S3 mg [mg CO ₂ / g]	T _{max} [°C]	HI [mg KW/ g TOC]	OI [mg CO ₂ / g TOC]
32847-R	2222.80	A	0.19	11.30	92.59	2.27	0.41	0.07	410	216	37
32848-1	2222.88	A	0.19	11.30	92.58	0.49	0.19	0.26	415	100	137
32848-R	2222.90	A	0.19	11.70	95.92	0.89	0.39	0.43	413	205	226
32849-1	2223.18	A	0.13	11.50	94.75	0.19	0.09	0.26	425	69	200
32849-R	2223.20	A	0.19	11.90	97.58	1.07	0.41	0.54	415	216	284
32850-1	2223.24	A	0.13	11.40	93.92	0.06	0.08	0.24	431	62	185
32850-2	2223.30	A	0.52	11.60	92.33	0.36	1.10	0.40	434	212	77
32851-R	2223.63	A	0.07	11.40	94.42	0.01	0.03	0.06	384	43	86
32853-1	2226.00	A	0.16	11.30	92.83	0.22	0.17	0.75	422	106	469
32854-1	2226.08	A	0.17	11.50	94.42	0.01	0.02	0.25	428	12	147
32854-2	2226.10	A	0.31	11.80	95.75	0.28	0.42	0.35	432	135	113
32855-1	2226.15	A	0.18	11.30	92.67	0.48	0.23	1.14	416	128	633
32856-1	2227.97	A	0.17	11.50	94.42	0.05	0.13	0.84	426	76	494
32856-2	2228.00	A	0.61	10.50	82.42	0.33	1.48	0.37	436	243	61
32857-1	2229.56	A	0.19	10.80	88.42	0.15	0.23	0.11	434	121	58
32858-1	2229.61	A	0.17	10.80	88.58	0.15	0.17	0.57	421	100	335
32861-1	2230.76	A	0.21	11.70	95.75	0.21	0.27	0.56	425	129	267
32861-K	2230.80	A	0.08	7.71	63.58	0.20	0.11	0.19	425	138	238
32861-2	2230.85	A	0.27	11.20	91.08	0.33	0.29	0.53	421	107	196
32862-L	2231.70	A	0.23	11.40	93.84	0.17	0.32	0.20	427	74	87
32863-1	2232.52	A	0.18	11.50	94.33	0.12	0.18	0.69	428	100	383
32864-1	2233.49	A	0.16	11.70	96.17	0.07	0.14	0.60	426	88	375
32864-L	2233.52	A	0.33	10.80	87.25	0.17	0.37	0.37	430	112	112
32866-1	2236.24	A	0.10	11.50	95.00	0.19	0.20	0.28	426	200	280
32866-2	2236.26	A	0.34	10.60	85.50	0.13	0.37	0.42	432	109	124
32867-1	2236.28	A	0.08	11.30	93.50	0.01	0.01	0.17	435	13	213
32867-2	2236.29	A	0.17	10.50	86.08	0.05	0.13	0.25	431	76	147
32867-3	2236.30	A	0.12	5.80	47.33	0.10	0.23	0.30	429	192	250
32868-1	2236.32	A	0.17	5.09	41.00	0.11	0.25	1.10	427	147	647
32869-1	2236.42	A	0.14	3.94	31.67	0.11	0.12	0.90	421	86	643
33493-R	2381.44	F	4.34	7.86	29.33	0.00	0.03	0.03	0	1	1
33451-R	2421.86	D	0.21	11.00	89.92	0.02	0.05	0.20	438	24	95
33477-1	2655.56	E	0.35	10.80	87.08	0.20	0.44	0.22	428	126	63
34478-1	2657.65	E	0.33	11.30	91.42	0.08	0.38	0.02	434	115	6
34479-2	2657.67	E	0.41	11.20	89.92	0.15	0.56	0.15	434	137	37

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	TOC [Gew. %]	TC [Gew. %]	CaCO ₃ [Gew. %]	S1 [mg KW/ g]	S2 [mg KW/ g]	S3 mg [mg CO ₂ / g]	T _{max} [°C]	HI [mg KW/ g TOC]	OI [mg CO ₂ / g TOC]
34471-2	2660.06	E	0.46	11.10	88.67	0.10	0.45	0.95	430	98	207
34472-1	2660.08	E	0.10	11.30	93.33	0.10	0.33	1.20	443	330	1200
34473-2	2660.10	E	0.46	11.10	88.67	0.76	12.79	0.37	427	0	80
34503-2	2660.11	E	0.32	11.40	92.33	0.06	0.39	0.13	432	122	41
32870-L	2703.70	B	0.34	11.40	92.92	0.17	0.45	0.30	436	50	88
32871-1	2707.16	B	0.29	11.50	93.42	0.10	0.28	0.53	434	97	183
32871-2	2707.20	B	2.05	8.57	54.33	0.54	5.50	0.85	435	268	41
32872-1	2707.93	B	0.19	11.50	94.25	0.04	0.11	0.62	437	58	326
32872-2	2708.00	B	1.35	4.28	24.42	0.36	2.39	0.73	439	177	54
32873-1	2708.75	B	0.13	11.40	93.92	0.05	0.06	0.49	426	46	377
32873-2	2708.70	B	1.14	3.67	21.08	0.29	2.03	0.87	438	178	76
32874-1	2710.04	B	0.10	11.60	95.83	0.01	0.02	0.82	434	20	820
32874-2	2710.08	B	0.86	9.61	72.92	0.30	1.89	0.46	440	220	53
32875-1	2712.24	B	0.12	11.40	94.00	0.02	0.01	0.80	0	0	667
32875-2	2712.28	B	0.78	8.97	68.25	0.29	1.34	0.59	441	172	76
32876-1	2712.71	B	0.24	11.10	90.50	0.09	0.17	0.57	433	71	238
32877-1	2714.37	B	0.19	11.20	91.76	0.09	0.07	0.03	433	37	16
33471-1	2940.94	C	0.33	9.90	79.75	0.14	0.38	0.18	427	115	55
34482-1	2942.23	C	0.35	10.00	80.42	0.09	0.31	0.28	433	89	80
34483-2	2942.25	C	0.75	10.30	79.58	0.22	0.97	0.29	434	129	39
33475-1	2942.86	C	0.85	9.72	73.92	0.23	1.04	0.37	433	122	44

Anhang D

Extraktgehalte
Stoffgruppenzusammensetzung

Probennr.	Teufe [m]	Probentyp	Bohrung	Einwaage [g]	Extrakt [mg]	Extrakt [ppm]	Extrakt getr. [mg]	GKW [Gew. %]	AKW [Gew. %]	NSO [Gew. %]	Rest [Gew. %]	GKW/ AKW
34494-1	1318.10	Mikrit	G	36.00	9.45	262.50	92.73	5.61	5.36	5.65	83.38	1.05
34493-2	1318.15	Lösungssaum	G	90.00	61.88	687.56	41.96	2.24	2.93	27.45	67.37	0.76
34474-1	1917.70	Mikrit	J	100.00	91.50	915.00	75.40	26.06	26.37	19.60	27.97	0.99
34475-2	1917.74	Lösungssaum	J	100.00	80.93	809.30	67.38	21.28	24.90	21.67	32.15	0.85
33456-1	1919.38	Mikrit	J	100.00	184.88	1848.80	109.73	31.52	30.55	19.45	18.48	1.03
34476-1	1921.10	Mikrit	J	100.00	32.58	325.80	25.83	18.74	29.38	20.17	31.71	0.64
34477-2	1921.12	Lösungssaum	J	8.00	27.48	3435.00	24.33	17.39	35.47	23.67	23.47	0.49
34481-1	1944.94	Mikrit	J	45.00	19.06	423.56	11.71	10.59	32.45	28.10	28.86	0.33
34480-2	1944.96	Lösungssaum	J	20.00	14.85	742.50	14.77	18.28	31.55	24.78	25.39	0.58
34501-1	1954.63	Mikrit	I	100.00	74.99	749.90	57.19	32.24	15.88	21.07	30.81	2.03
34502-2	1954.66	Lösungssaum	I	77.00	140.82	1828.83	85.80	24.13	15.73	26.53	33.61	1.53
34485-1	1955.20	Mikrit	I	100.00	73.04	730.40	58.52	40.81	20.40	16.88	21.91	2.00
34484-2	1955.22	Lösungssaum	I	90.00	133.59	1484.33	100.15	35.31	24.38	16.80	23.50	1.45
34491-1	1974.52	Mikrit	I	40.00	15.30	382.50	12.96	38.89	27.70	18.90	14.51	1.40
34490-2	1974.50	Lösungssaum	I	100.00	105.80	1058.00	85.07	41.88	27.91	17.21	13.00	1.50
34492-2	1974.53	Lösungssaum	I	48.00	49.74	1036.25	41.21	39.99	25.33	17.42	17.25	1.58
34499-1	2041.30	Mikrit	H	80.00	20.56	257.00	16.72	17.58	26.08	30.38	25.96	0.67
34500-2	2041.36	Lösungssaum	H	70.00	33.99	485.57	28.93	17.46	20.53	23.12	38.89	0.85
34498-1	2044.40	Mikrit	H	100.00	23.12	231.20	19.21	16.03	15.34	17.78	50.85	1.05
34497-2	2044.43	Lösungssaum	H	14.00	34.37	2455.00	28.91	19.16	20.87	25.97	34.00	0.92
34496-1	2056.50	Mikrit	H	100.00	27.08	270.80	23.99	29.39	18.34	18.38	33.89	1.60
34495-2	2056.52	Lösungssaum	H	8.00	41.60	5200.00	34.75	21.66	23.86	33.29	21.19	0.91
34251-1	2059.20	Mikrit	H	100.00	33.12	331.20	28.85	38.70	28.64	20.09	12.57	1.35
32844-1	2220.95	Mikrit	A	10.47	10.89	1040.11	9.48	19.51	12.03	31.43	37.03	1.62
32844-2	2221.00	Lösungssaum	A	6.50	17.36	2670.77	13.64	25.37	18.26	22.07	34.31	1.39
32846 -R	2221.50	Reservoir	A	20.92	82.91	3963.19	56.65	53.26	8.97	11.65	26.13	5.94
32847 -R	2222.80	Reservoir	A	15.30	50.03	3269.93	44.79	56.22	25.83	12.28	5.67	2.18
32851 -R	2223.63	Reservoir	A	29.16	20.37	698.56	16.37	48.32	9.10	16.49	26.08	5.31
32854-1	2226.08	Mikrit	A	12.81	9.46	738.49	7.50	30.53	22.13	25.73	21.60	1.38
32854-2	2226.10	Lösungssaum	A	7.80	10.28	1317.95	8.44	35.31	20.38	21.80	22.51	1.73
32857-1	2229.56	Mikrit	A	29.33	12.99	442.89	11.66	41.34	9.95	24.87	23.84	4.16
32861-1	2230.76	Mikrit	A	36.32	33.19	913.82	24.70	31.82	17.00	22.35	28.83	1.87
32861 -K	2230.80	Kluft	A	13.20	7.66	580.30	6.69	28.25	19.88	27.50	24.36	1.42
32864-1	2233.49	Mikrit	A	29.13	17.68	606.93	17.26	15.41	13.09	17.32	54.17	1.18
33493 -R	2381.44	Reservoir	F	40.00	7.71	192.75	6.66	19.52	25.98	33.18	21.32	0.75
33451 -R	2421.86	Reservoir	D	92.00	54.02	587.17	44.56	26.23	13.60	9.02	51.14	1.93

Probennr.	Teufe [m]	Probentyp	Bohrung	Einwaage [g]	Extrakt [mg]	Extrakt [ppm]	Extrakt getr. [mg]	GKW [Gew. %]	AKW [Gew. %]	NSO [Gew. %]	Rest [Gew. %]	GKW/ AKW
33477-1	2655.56	Mikrit	E	80.00	100.15	1251.88	83.65	43.67	21.06	12.79	22.47	2.07
33478-1	2657.67	Mikrit	E	23.00	20.55	893.48	17.92	16.80	15.57	11.89	55.75	1.08
33479-2	2657.67	Lösungssaum	E	30.00	33.76	1125.33	28.73	40.45	16.46	18.48	24.61	2.46
33471-2	2660.06	Lösungssaum	E	70.00	54.74	782.00	49.30	39.25	22.29	15.96	22.49	1.76
33472-1	2660.08	Mikrit	E	100.00	17.02	170.20	14.73	35.10	30.69	18.47	15.75	1.14
33473-2	2660.10	Lösungssaum	E	50.00	52.63	1052.60	45.50	39.63	25.38	18.22	16.77	1.56
334503-2	2660.11	Lösungssaum	E	25.00	13.55	542.00	11.90	38.66	29.83	18.82	12.69	1.30
32871-1	2707.16	Mikrit	B	32.36	15.65	483.62	12.47	34.40	15.16	24.54	25.90	2.27
32871-2	2707.20	Lösungssaum	B	3.85	8.70	2259.74	7.51	13.45	5.33	29.96	51.26	2.53
32873-1	2708.75	Mikrit	B	36.75	14.29	388.84	11.12	35.88	23.56	26.26	14.30	1.52
32873-2	2708.70	Lösungssaum	B	6.32	9.50	1503.16	8.55	23.27	2.81	30.88	43.04	8.29
32877-1	2714.37	Mikrit	B	18.33	5.32	290.23	4.71	46.28	21.66	27.60	4.46	2.14
33471-1	2940.94	Mikrit	C	100.00	92.20	922.00	76.79	45.60	18.49	10.69	25.21	2.47
33482-1	2942.23	Mikrit	C	70.00	37.06	529.43	32.15	52.66	27.40	16.30	3.64	1.92
33483-2	2942.25	Lösungssaum	C	100.00	114.60	1146.00	87.12	50.57	24.17	14.82	10.43	2.09
33475-1	2942.86	Mikrit	C	50.00	61.12	1222.40	50.11	47.20	22.15	14.29	16.36	2.13
32925	~2220	Erdöl	A1		205.34		92.27	91.40	4.50	4.10	0.00	20.31
32926	~2220	Erdöl	A2		208.11		93.40	90.10	5.70	4.20	0.00	15.81
32927	~2220	Erdöl	A3		199.60		89.93	91.90	4.00	4.10	0.00	22.98
33504	~2700	Erdöl	B1		98.98		82.55	73.70	25.30	1.00	0.00	2.91
33505	~2700	Erdöl	B2		122.17		84.71	65.00	34.60	0.40	0.00	1.88
33506	~2700	Erdöl	B3		102.44		85.19	85.50	12.20	2.30	0.00	7.01
33494	~3400	Erdöl	L1		104.13		86.48	88.20	4.20	0.80	7.00	21.00
33495	~3400	Erdöl	L2		102.38		85.15	88.20	4.20	1.90	6.00	21.00
33496	~2500	Erdöl	E1		109.88		90.82	88.20	4.20	0.20	8.00	21.00
33497	~2500	Erdöl	D1		108.64		89.89	59.60	40.00	0.40	0.00	1.49
33498	~2490	Erdöl	K1		104.70		86.91	67.40	27.70	4.90	0.00	2.43
33499	~2490	Erdöl	K2		102.23		85.03	72.40	21.30	7.00	0.00	3.40
33500	~2350	Erdöl	F1		101.42		84.42	69.70	25.00	4.80	0.00	2.79
33501	~1800	Erdöl	J1		119.81		83.21	49.90	37.30	12.80	0.00	1.34
33502	~1800	Erdöl	J2		123.80		85.75	57.80	31.10	11.10	0.00	1.86
33503	~1900	Erdöl	J3		103.88		86.29	73.60	19.80	6.00	0.00	3.72
33594	~1900	Erdöl	J4		114.99		86.79	56.80	36.00	7.20	0.00	1.58

Anhang E

Gehalte an n-Alkanen und Isoprenoiden

Geochemische Parameter aus der Fraktion
der Aliphaten

Berechnete Abgaberaten aus der Fraktion
der Aliphaten

Problemr.	34494-1	34493-2	34474-1	34475-2	33456-1	34476-1	34477-2	34481-1	34480-2	34501-1	34502-2	34485-1	34484-2	34491-1	34490-2	34492-2	34499-1
Tiefe	[m]																
Bohrung																	
	G	G	J	J	J	J	J	J	J	I	I	I	I	I	I	I	H
	1318.10	1318.15	1917.70	1917.74	1919.38	1921.10	1921.12	1944.94	1944.96	1954.63	1954.66	1955.20	1955.22	1974.52	1974.50	1974.53	2041.30
n-C15																	
	48	32	1003	896	1287	484	1121	798	665	1648	1751	827	2050	1067	1419	1345	509
n-C16																	
	83	46	1057	902	1293	547	1026	770	582	1867	1841	969	2169	1201	1453	1386	569
n-C17																	
	113	53	1435	1190	1710	727	1229	1086	787	2197	2027	1279	2473	1685	1896	1820	678
n-C18																	
	100	48	931	761	1089	526	728	526	372	1484	1226	1049	1616	1327	1413	1368	514
n-C19																	
	97	46	835	665	963	470	574	425	294	1204	912	1012	1260	1203	1187	1169	473
n-C20																	
	117	64	796	610	893	463	479	389	255	1056	733	978	1047	1091	991	970	456
n-C21																	
	198	119	759	565	834	423	408	394	221	987	649	981	970	976	861	839	401
n-C22																	
	375	224	680	480	722	397	325	488	207	892	519	915	801	903	754	737	388
n-C23																	
	371	262	589	400	611	334	254	560	197	794	427	844	691	807	666	650	318
n-C24																	
	337	296	583	382	573	342	234	748	217	787	398	870	665	779	620	611	346
n-C25																	
	276	276	506	323	492	266	196	738	204	718	339	798	598	749	607	607	258
n-C26																	
	268	269	494	298	449	262	184	887	222	692	313	783	567	716	557	572	247
n-C27																	
	236	230	400	239	359	188	145	764	187	592	255	690	497	650	501	518	183
n-C28																	
	227	231	404	230	350	181	134	862	196	587	244	684	492	640	495	516	175
n-C29																	
	207	199	328	182	280	141	109	685	156	495	203	592	428	581	444	461	139
n-C30																	
	176	191	318	176	274	134	103	642	146	475	187	566	404	556	425	445	116
n-C31																	
	146	162	248	144	222	99	81	476	112	370	147	470	332	474	372	386	86
n-C32																	
	129	143	230	126	213	96	71	411	99	345	135	441	305	458	331	358	65
n-C33																	
	97	105	173	105	149	72	60	280	76	252	105	334	232	381	270	303	51
n-C34																	
	79	91	137	90	123	55	44	213	57	226	83	306	207	355	223	267	34
n-C35																	
	67	78	107	86	106	49	36	151	46	185	63	246	160	288	190	225	27
n-C36																	
	53	62	77	80	77	46	31	115	37	152	51	196	129	251	146	196	19
Summe																	

Probennr.		34500-2	34498-1	34497-2	34496-1	34495-2	34251-1	32844-1	32844-2	32846-R	32847-R	32851-R	32854-1	32854-2	32857-1	32861-1	32861-XI	32864-1	33493-R
Teufe	[m]	2041.36	2044.40	2044.43	2056.50	2056.52	2059.20	2220.95	2221.00	2221.50	2222.80	2223.63	2226.08	2226.10	2229.56	2230.76	2230.80	2233.49	2381.44
Bohrung		H	H	H	H	H	H	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	F
n-C15	[µg/g Extr.]	457	698	583	964	971	889	820	4500	1031	1760	1549	1381	1809	1626	1467	2203	585	104
n-C16	[µg/g Extr.]	478	740	578	1079	979	1029	1748	5144	2671	3772	3788	2512	3136	3333	2761	3295	1406	107
n-C17	[µg/g Extr.]	526	828	649	1426	1157	1351	2487	4903	4364	5440	5799	3422	4084	4746	3755	3931	2145	103
n-C18	[µg/g Extr.]	396	653	517	1159	842	1088	3177	4448	5703	6617	7500	4185	4582	5772	4546	4473	2370	84
n-C19	[µg/g Extr.]	367	593	456	1076	579	1038	2509	3548	5646	6405	7759	3912	4029	5415	4191	4063	1977	62
n-C20	[µg/g Extr.]	338	567	365	998	397	997	2341	3202	5681	6340	7912	4046	3835	5320	4067	4163	1815	57
n-C21	[µg/g Extr.]	303	513	262	880	276	933	1846	2479	4697	5153	6596	3378	3077	4389	3279	3763	1529	48
n-C22	[µg/g Extr.]	268	490	190	781	195	891	1760	2316	4481	4937	6420	3406	2860	4085	3163	3699	1517	48
n-C23	[µg/g Extr.]	222	414	138	656	135	820	1443	1938	3734	4135	5407	2914	2337	3353	2566	2957	1319	40
n-C24	[µg/g Extr.]	216	452	128	625	107	828	1472	1917	3700	4157	5549	2946	2272	3381	2642	2843	1432	44
n-C25	[µg/g Extr.]	177	365	108	528	79	758	1317	1751	3372	3804	5034	3668	2044	3090	2412	2674	1461	39
n-C26	[µg/g Extr.]	168	394	98	479	61	738	1306	1645	3221	3773	4965	2708	1920	2949	2251	2636	1435	40
n-C27	[µg/g Extr.]	129	322	78	387	46	631	1100	1349	2735	3033	4227	2385	1604	2621	1911	2391	1199	33
n-C28	[µg/g Extr.]	126	310	74	353	37	619	1068	1234	2517	3027	4159	2282	1468	2602	1811	2480	1211	33
n-C29	[µg/g Extr.]	103	254	57	296	29	503	1165	1341	2738	3067	4065	2544	1552	2647	1893	2899	1433	27
n-C30	[µg/g Extr.]	84	213	53	239	23	446	1184	1229	2521	2878	3704	2438	1484	2638	1888	3016	1806	24
n-C31	[µg/g Extr.]	60	163	37	188	16	341	909	1020	2247	2556	3222	2128	1250	1908	1489	2736	806	20
n-C32	[µg/g Extr.]	48	136	31	164	14	294	915	884	2056	2191	2887	2012	1120	1895	1378	2438	1029	16
n-C33	[µg/g Extr.]	35	100	23	127	14	216	527	578	1516	1728	2121	1397	774	1237	984	1985	430	14
n-C34	[µg/g Extr.]	25	74	16	101	8	175	624	636	1570	1829	2268	1596	902	1488	1146	2063	696	10
n-C35	[µg/g Extr.]	21	57	15	87	7	134	470	520	1350	1638	2004	1341	719	1171	873	1753	517	9
n-C36	[µg/g Extr.]	13	42	8	63	5	101	320	361	980	1274	1567	1052	525	863	621	1429	246	7
Summe	[µg/g Extr.]	4559	8376	4463	12655	5979	14821	30507	46946	68530	79514	98502	57651	47385	66528	51094	63890	28364	968
Pristan	[µg/g Extr.]	64	75	68	141	185	162	1329	2340	2444	3066	3284	1813	10895	2414	1933	2162	1026	23
Phytan	[µg/g Extr.]	78	79	86	12	219	236	2247	3738	5537	6392	7249	3942	24680	5024	4111	4201	2411	23
n. = nicht nachweisbar																			

Problemnr. Teufe	[m]	33451-R		33477-1	34478-1	34479-2	34471-2	34472-1	34473-2	34503-2	32871-1		32871-2	32873-1	32873-2	32877-1	33471-1	34482-1	34483-2	33475-1
		D	E	E	E	E	E	E	E	E	E	B	B	B	B	B	C	C	C	C
Bohrung																				
n-C15	[µg/g Extr.]	890	1012	405	1051	912	912	622	859	826	2255	2653	1940	3793	1578	940	852	1673	1584	
n-C16	[µg/g Extr.]	973	1283	453	1207	945	945	744	872	928	2851	2514	3249	3865	2736	1170	1181	1666	1513	
n-C17	[µg/g Extr.]	1078	1250	411	1167	939	939	802	847	947	3014	2285	4495	3833	3561	1305	1452	1506	1383	
n-C18	[µg/g Extr.]	1339	1272	362	1113	810	810	697	716	779	3246	2037	4821	3577	4059	1292	1477	1292	1185	
n-C19	[µg/g Extr.]	1561	1056	279	935	690	690	599	600	650	2733	1677	4457	2948	4000	1145	1205	1050	978	
n-C20	[µg/g Extr.]	1783	1037	248	890	645	645	585	562	604	2598	1565	4429	2476	4255	1024	1018	905	848	
n-C21	[µg/g Extr.]	1638	880	201	788	568	568	518	487	525	2244	1317	4111	1919	4111	860	833	746	696	
n-C22	[µg/g Extr.]	1634	849	178	717	518	518	485	449	466	2078	1145	3889	1549	4366	791	789	684	614	
n-C23	[µg/g Extr.]	1419	722	146	622	445	445	423	396	398	1772	930	3410	1166	3784	680	696	587	517	
n-C24	[µg/g Extr.]	1466	736	138	584	422	422	401	375	380	1745	796	3530	1040	4033	674	694	573	488	
n-C25	[µg/g Extr.]	1376	619	120	528	387	387	359	348	340	1627	655	3508	886	3849	613	629	507	440	
n-C26	[µg/g Extr.]	1290	573	109	475	356	356	342	318	320	1555	508	3533	719	3784	553	598	446	380	
n-C27	[µg/g Extr.]	1113	473	91	393	299	299	286	269	272	1320	407	3088	586	3182	467	503	365	320	
n-C28	[µg/g Extr.]	1159	484	87	389	292	292	283	268	266	1228	321	2855	482	2972	476	532	361	314	
n-C29	[µg/g Extr.]	1157	449	77	349	274	274	262	251	241	1220	356	2591	495	3018	439	462	329	294	
n-C30	[µg/g Extr.]	1221	403	67	299	245	245	233	226	219	1242	313	2449	436	2625	379	404	276	255	
n-C31	[µg/g Extr.]	1319	376	57	263	217	202	202	205	189	1046	272	1871	340	2049	345	322	239	222	
n-C32	[µg/g Extr.]	702	370	53	236	197	181	181	187	184	947	227	1683	289	1519	281	266	201	192	
n-C33	[µg/g Extr.]	486	268	40	182	170	157	157	162	162	706	151	1290	195	1231	216	199	145	144	
n-C34	[µg/g Extr.]	354	238	33	144	151	127	143	136	136	780	156	1299	207	1231	170	164	118	116	
n-C35	[µg/g Extr.]	142	171	25	116	119	102	102	111	128	641	114	1102	153	1047	116	118	93	84	
n-C36	[µg/g Extr.]	154	157	21	n.n.	87	75	75	78	94	472	84	785	102	628	100	103	70	68	
Summe	[µg/g Extr.]	24252	14681	3600	12447	9686	8485	8727	9051	37320	20481	64386	31057	63618	14034	14496	13836	12636		
Pristan	[µg/g Extr.]	568	439	110	330	251	160	232	224		12434	819	1364	1652	1601	536	620	616	545	
Phytan	[µg/g Extr.]	1402	575	114	372	333	237	301	285	27449	1070	2634	2367	3691	3691	792	887	772	699	
n.n. = nicht nachweisbar																				

Probennr.	32925	32926	32927	33504	33505	33506	33494	33495	33496	33497	33498	33499	33500	33501	33502	33503	33594
Teufe	[m]	~2220	~2220	~2700	~2700	~2700	~3400	~3400	~2500	~2500	~2490	~2490	~2350	~1800	~1800	~1900	~1900
Bohrung	A1	A2	A3	B1	B2	B3	L1	L2	E1	D1	K1	K2	F1	J1	J2	J3	J4
n-C15	6778	6292	6554	12216	13285	8011	8473	13742	2531	2524	7685	7736	5604	6885	6710	7695	7659
n-C16	6810	6534	6558	9900	9091	7630	6832	10973	1564	1618	7999	7924	5407	6112	6020	6927	6791
n-C17	6289	6577	6070	7282	5965	6613	5220	8286	918	1050	7446	7422	4825	7117	6952	8381	8271
n-C18	5804	6292	5687	5550	3984	5990	3544	5727	565	631	6767	6685	4106	4529	4452	5343	5084
n-C19	4838	4984	4867	3761	2364	4933	2151	3654	278	351	5671	5652	3184	3743	3826	4606	4368
n-C20	4651	4510	4604	2690	1661	4380	1522	2645	160	234	5282	5235	2995	3280	3340	4028	3889
n-C21	3796	3521	3668	1769	1009	3554	954	1662	93	115	4404	4350	2436	2890	3023	3799	3600
n-C22	3567	3302	3454	1391	755	3250	695	1175	56	n.n.	4230	4201	2237	2469	2565	3132	3007
n-C23	2945	2708	2840	882	506	2730	429	707	n.n.	n.n.	3566	3502	1938	1940	2132	2649	2514
n-C24	2935	2694	2813	734	401	2667	320	553	n.n.	n.n.	3557	3493	1830	1749	1956	2431	2305
n-C25	2680	2452	2527	569	316	2347	218	371	n.n.	n.n.	3283	3212	1784	1491	1619	2216	2043
n-C26	2591	2349	2451	460	255	2243	158	263	n.n.	n.n.	3029	2979	1657	1308	1530	1994	1811
n-C27	2132	1994	2070	315	177	1765	n.n.	157	n.n.	n.n.	2498	2452	1407	1091	1246	1646	1503
n-C28	1970	1818	1976	248	141	1630	n.n.	114	n.n.	n.n.	2197	2208	1364	981	1136	1537	1395
n-C29	2010	1920	2159	243	109	1568	n.n.	89	n.n.	n.n.	2098	2277	1442	776	915	1342	1135
n-C30	1808	1760	2033	186	n.n.	1417	n.n.	63	n.n.	n.n.	1605	1870	1352	811	941	1332	1197
n-C31	1482	1513	1861	154	n.n.	1276	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	1390	1651	1150	636	748	1039	943
n-C32	1231	1297	1670	111	n.n.	1022	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	1001	1313	926	584	680	939	878
n-C33	871	921	1298	n.n.	n.n.	781	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	611	855	746	407	478	683	641
n-C34	926	993	1303	n.n.	n.n.	802	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	598	811	688	364	468	682	616
n-C35	756	825	1088	n.n.	n.n.	757	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	546	731	672	337	413	545	491
n-C36	481	525	817	n.n.	n.n.	510	n.n.	n.n.	n.n.	n.n.	338	442	528	209	275	371	405
Summe	67350	65781	68368	48462	40020	65875	30518	50179	6164	6523	75802	77001	48277	49710	51425	63316	60547
Pristan		3320	3589	3221	3431	2909	2744	4622	415	653	3640	3534	1999	678	787	939	776
Phytan		5648	6057	5506	4521	4309	4556	7499	469	674	6162	5976	3426	1117	1361	1651	1298
n. n. = nicht nachweisbar																	

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	CPI 1	CPI 2	CPI 3	CPI 4	CPI 5	LHCPI	Pris/Phy	Pris/n-C17	Phy/n-C18
34494-1	1318.10	G	0.98	0.95	0.99	1.03	0.97	0.46	0.80	0.23	0.32
34493-2	1318.15	G	0.99	0.92	0.93	0.94	0.96	0.22	0.66	0.16	0.26
34474-1	1917.70	J	0.94	0.89	0.90	0.91	0.92	2.83	0.64	0.10	0.24
34475-2	1917.74	J	0.94	0.91	0.90	0.90	0.94	4.02	0.55	0.08	0.23
33456-1	1919.38	J	0.95	0.90	0.90	0.90	0.94	3.80	0.64	0.10	0.24
34476-1	1921.10	J	0.89	0.85	0.87	0.90	0.90	3.37	0.79	0.10	0.18
34477-2	1921.12	J	0.92	0.91	0.92	0.92	0.94	6.52	0.71	0.08	0.20
34481-1	1944.94	J	0.90	0.87	0.89	0.91	0.90	0.88	0.79	0.11	0.29
34480-2	1944.96	J	0.93	0.89	0.90	0.91	0.92	2.69	0.74	0.11	0.30
34501-1	1954.63	I	0.96	0.93	0.93	0.93	0.95	2.92	0.79	0.09	0.17
34502-2	1954.66	I	0.94	0.92	0.93	0.94	0.95	5.93	0.92	0.09	0.16
34485-1	1955.20	I	0.96	0.94	0.94	0.95	0.95	1.70	0.67	0.10	0.18
34484-2	1955.22	I	0.96	0.94	0.95	0.96	0.96	3.78	0.81	0.09	0.17
34491-1	1974.52	I	0.98	0.96	0.96	0.97	0.97	2.25	0.67	0.12	0.22
34490-2	1974.50	I	1.00	0.95	0.96	0.97	0.99	3.12	0.75	0.11	0.19
34492-2	1974.53	I	0.99	0.95	0.96	0.96	0.98	2.91	0.78	0.11	0.18
34499-1	2041.30	H	0.87	0.87	0.90	0.95	0.93	3.35	0.99	0.11	0.14
34500-2	2041.36	H	0.92	0.88	0.92	0.98	0.95	3.59	0.83	0.12	0.20
34498-1	2044.40	H	0.87	0.92	0.94	0.97	0.93	2.34	0.94	0.09	0.12
34497-2	2044.43	H	0.91	0.90	0.90	0.89	0.94	7.78	0.78	0.10	0.17
34496-1	2056.50	H	0.94	0.93	0.96	1.00	0.98	3.53	11.99	0.10	0.01
34495-2	2056.52	H	0.91	0.92	0.93	0.94	0.99	23.14	0.84	0.16	0.26
34251-1	2059.20	H	0.96	0.93	0.94	0.94	0.96	1.98	0.68	0.12	0.22
32844-1	2220.95	A	0.92	0.93	0.98	1.03	0.95	2.45	0.59	0.53	0.71
32844-2	2221.00	A	0.95	0.94	1.01	1.09	1.00	3.29	0.63	0.48	0.84
32846 -R	2221.50	A	0.94	0.95	1.02	1.09	1.00	1.97	0.44	0.56	0.97
32847 -R	2222.80	A	0.93	0.89	0.96	1.04	0.98	2.02	0.48	0.56	0.97
32851 -R	2223.63	A	0.93	0.93	0.98	1.03	0.98	1.69	0.45	0.57	0.97
32854-1	2226.08	A	1.10	0.96	1.02	1.08	1.08	1.60	0.46	0.53	0.94
32854-2	2226.10	A	0.94	0.95	1.00	1.05	0.99	2.75	0.53	0.51	0.86
32857-1	2229.56	A	0.93	0.94	0.98	1.01	0.95	2.02	0.48	0.51	0.87
32861-1	2230.76	A	0.93	0.94	0.98	1.02	0.97	2.22	0.47	0.51	0.90
32861 -K	2230.80	A	0.94	0.93	1.00	1.05	0.99	1.60	0.51	0.55	0.94
32864-1	2233.49	A	0.96	0.91	0.93	0.95	0.86	1.69	0.43	0.48	1.02

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	CPI 1	CPI 2	CPI 3	CPI 4	CPI 5	LHCPI	Pris/Phy	Pris/n-C17	Phy/n-C18
33493-R	2381.44	F	0.91	0.90	0.91	0.93	0.95	2.71	0.99	0.22	0.28
33451-R	2421.86	D	0.95	0.91	0.94	0.97	1.05	1.16	0.41	0.53	1.05
33477-1	2655.56	E	0.93	0.90	0.95	1.01	0.96	2.55	0.76	0.35	0.45
34478-1	2657.67	E	0.95	0.92	0.96	1.00	0.98	4.12	0.96	0.27	0.32
34479-2	2657.67	E	0.97	0.91	0.96	1.02	0.99	2.84	0.89	0.28	0.33
34471-2	2660.06	E	0.97	0.92	0.97	1.02	0.99	2.82	0.75	0.27	0.41
34472-1	2660.08	E	0.96	0.92	0.96	1.02	0.97	2.52	0.67	0.20	0.34
34473-2	2660.10	E	0.98	0.92	0.96	1.02	0.99	2.74	0.77	0.27	0.42
34503-2	2660.11	E	0.95	0.93	0.96	1.00	0.97	3.05	0.78	0.24	0.37
32871-1	2707.16	B	0.95	0.95	0.97	0.99	0.98	2.39	0.59	0.37	0.59
32871-2	2707.20	B	0.98	0.98	1.04	1.12	1.05	5.54	0.77	0.36	0.53
32873-1	2708.75	B	0.96	0.97	0.97	0.98	0.97	1.61	0.52	0.30	0.55
32873-2	2708.70	B	0.94	0.98	1.02	1.08	1.03	6.63	0.70	0.43	0.66
32877-1	2714.37	B	0.94	0.94	1.00	1.08	1.01	1.27	0.43	0.45	0.91
33471-1	2940.94	C	0.96	0.91	0.96	1.03	1.00	2.71	0.68	0.41	0.61
34482-1	2942.23	C	0.95	0.89	0.93	0.99	0.96	2.76	0.70	0.43	0.60
34483-2	2942.25	C	0.96	0.90	0.96	1.03	1.00	3.65	0.80	0.41	0.60
33475-1	2942.86	C	0.97	0.92	0.97	1.03	1.00	3.82	0.78	0.39	0.59
32925	~2220	A1	0.94	0.93	0.99	1.06	0.99	2.77	0.59	0.53	0.97
32926	~2220	A2	0.93	0.96	1.01	1.07	1.00	3.12	0.59	0.55	0.96
32927	~2220	A3	0.93	0.94	1.00	1.08	0.99	2.68	0.58	0.53	0.97
33504	~2700	B1	0.87	0.89	0.98	1.12	1.03	20.58	0.76	0.47	0.81
33505	~2700	B2	0.91	0.89	0.00	0.00	0.00	28.79	0.88	0.46	0.78
33506	~2700	B3	0.94	0.91	0.96	1.03	0.99	3.53	0.68	0.44	0.72
33494	~3400	L1	0.85	0.83	0.89	1.00	0.00	49.16	0.62	0.56	1.31
33495	~3400	L2	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60	0.53	1.29
33496	~2500	E1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.88	0.45	0.83
33497	~2500	D1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62		1.07	0.97
33498	~2490	K1	0.95	0.96	1.02	1.10	1.04	2.93	0.59	0.49	0.91
33499	~2490	K2	0.95	0.95	1.02	1.12	1.03	2.85	0.59	0.48	0.89
33500	~2350	F1	0.99	0.93	0.99	1.06	1.01	2.88	0.58	0.41	0.83
33501	~1800	J1	0.94	0.95	0.92	0.87	0.95	5.40	0.61	0.10	0.25
33502	~1900	J2	0.94	0.93	0.91	0.88	0.93	4.62	0.58	0.11	0.31
33503	~1900	J3	0.97	0.93	0.93	0.94	0.97	4.05	0.57	0.11	0.31
33594	~1900	J4	0.97	0.94	0.91	0.88	0.95	4.40	0.60	0.09	0.26

Bilanzierung der Proben	Bohrung	Rel. Abga- berate	n-C15	n-C16	n-C17	n-C18	n-C19	n-C20	n-C21	n-C22	n-C23	n-C24	n-C25	n-C26	n-C27	n-C28	n-C29	n-C30	n-C31	n-C32	n-C33	n-C34	n-C35	n-C36
34474-1/34475-2	J	[%]	11	15	17	18	20	23	26	29	32	35	36	40	40	43	45	45	42	45	40	35	20	-4
34476-1/34477-2	J	[%]	-132	-88	-69	-38	-22	-3	4	18	24	31	27	30	23	26	23	23	19	26	17	21	28	31
34481-1/34480-2	J	[%]	17	24	28	29	31	35	44	58	65	71	72	75	76	77	77	77	76	76	73	73	69	68
34501-1/34502-2	I	[%]	-6	1	8	17	24	31	34	42	46	49	53	55	57	58	59	61	60	61	58	63	66	66
34485-1/34484-2	I	[%]	-148	-124	-93	-54	-24	-7	1	12	18	24	25	28	28	28	28	29	29	31	31	32	35	34
34491-1/34490-2	I	[%]	-33	-21	-13	-6	1	9	12	16	17	20	19	22	23	23	24	24	22	28	29	37	34	42
34499-1/34500-2	H	[%]	10	16	22	23	22	26	24	31	30	37	31	32	30	28	25	27	30	26	32	27	24	33
34498-1/34497-2	H	[%]	16	22	22	21	23	36	49	61	67	72	70	75	76	76	78	75	78	77	77	78	73	82
34496-1/34495-1	H	[%]	-1	9	19	27	46	60	69	75	79	83	85	87	88	89	90	90	91	91	89	92	92	92
32854-1/32854-2	A	[%]	-31	-25	-19	-9	-3	5	9	16	20	23	44	29	33	36	39	39	41	44	45	43	46	50
33477-1/34471-2	E	[%]	10	26	25	36	35	38	35	39	38	43	37	38	37	40	39	39	42	47	37	37	30	45
32871-1/32871-2	B	[%]	-18	12	24	37	39	40	41	45	47	54	60	67	69	74	71	75	74	76	79	80	82	82
32873-1/32873-2	B	[%]	-95	-19	15	26	34	44	53	60	66	71	75	80	81	83	81	82	82	83	85	84	86	87
34482-1/34483-2	C	[%]	-96	-41	-4	13	13	11	10	13	16	17	19	25	27	32	29	32	26	25	27	28	21	32

Anhang F

Gehalte an Aromaten

Geochemische Parameter aus der Fraktion
der Aromaten

Probennr.													33503	
Teufe	[m]												33496	
Bohrung													33506	
2-MN	[µg/g Extr.]	79	874	n.n	n.n	195	2339	91	n.n	[µg/g Öl]	165	1236	n.n	487
1-MN	[µg/g Extr.]	99	1107	n.n	n.n	256	2981	105	n.n	[µg/g Öl]	181	1264	n.n	630
2-EN	[µg/g Extr.]	n.n	158	n.n	n.n	36	179	12	n.n	[µg/g Öl]	33	173	n.n	227
1-EN	[µg/g Extr.]	n.n	168	n.n	n.n	37	311	13	n.n	[µg/g Öl]	27	128	n.n	140
2,6+2,7-DMN	[µg/g Extr.]	100	758	30	107	249	1584	75	63	[µg/g Öl]	113	879	101	519
1,3+1,7-DMN	[µg/g Extr.]	147	1050	49	177	345	2191	99	100	[µg/g Öl]	147	1157	116	793
1,6-DMN	[µg/g Extr.]	162	1121	53	194	368	2383	101	114	[µg/g Öl]	156	1034	157	671
1,4+2,3-DMN	[µg/g Extr.]	76	448	25	76	137	749	39	44	[µg/g Öl]	60	396	39	275
1,5-DMN	[µg/g Extr.]	59	369	26	85	121	850	33	44	[µg/g Öl]	46	312	36	264
1,2-DMN	[µg/g Extr.]	61	273	24	43	78	470	23	35	[µg/g Öl]	34	202	23	174
1,3,7-TMN	[µg/g Extr.]	103	435	76	171	195	611	40	122	[µg/g Öl]	51	419	36	296
1,3,6-TMN	[µg/g Extr.]	150	651	124	270	314	995	63	204	[µg/g Öl]	71	557	66	404
1,3,5-TMN	[µg/g Extr.]	131	613	122	271	276	836	57	177	[µg/g Öl]	73	506	62	339
2,3,6-TMN	[µg/g Extr.]	87	311	73	164	170	557	37	116	[µg/g Öl]	38	310	34	221
1,2,5-TMN	[µg/g Extr.]	143	588	153	293	185	656	43	128	[µg/g Öl]	63	281	59	302
PHEN	[µg/g Extr.]	185	487	172	270	197	826	76	111	[µg/g Öl]	22	145	10	101
3-MP	[µg/g Extr.]	110	226	107	164	97	414	29	72	[µg/g Öl]	13	86	5	67
2-MP	[µg/g Extr.]	194	329	136	215	149	618	43	98	[µg/g Öl]	16	108	7	16
9-MP	[µg/g Extr.]	213	538	238	397	239	1157	67	170	[µg/g Öl]	27	178	8	153
1-MP	[µg/g Extr.]	198	446	169	279	179	831	53	128	[µg/g Öl]	22	151	6	100
2-E+9-EP	[µg/g Extr.]	0	116	69	74	42	159	12	41	[µg/g Öl]	6	48	3	46
2,6+3,5:DMP	[µg/g Extr.]	97	72	45	48	35	119	9	71	[µg/g Öl]	8	43	2	57
2,7-DMP	[µg/g Extr.]	69	45	26	28	24	82	7	44	[µg/g Öl]	5	40	2	34
1,3-DMP	[µg/g Extr.]	262	497	247	313	219	887	64	253	[µg/g Öl]	35	238	9	189
1,6-DMP	[µg/g Extr.]	164	241	122	152	114	436	32	155	[µg/g Öl]	19	125	6	118
1,7-DMP	[µg/g Extr.]	146	199	94	117	83	329	24	119	[µg/g Öl]	16	92	4	82
2,3-DMP	[µg/g Extr.]	50	49	29	29	22	83	7	46	[µg/g Öl]	6	34	2	46
1,9-DMP	[µg/g Extr.]	109	157	79	98	71	297	21	91	[µg/g Öl]	13	86	3	81
Summe DMN	[µg/g Extr.]	606	4019	206	681	1297	8227	370	398	[µg/g Öl]	554	3979	471	2696
Summe TMN	[µg/g Extr.]	614	2598	547	1169	1139	3656	239	746	[µg/g Öl]	296	2075	257	1562
Summe MP	[µg/g Extr.]	716	1539	651	1056	664	3020	192	467	[µg/g Öl]	77	523	26	336
Summe DMP	[µg/g Extr.]	897	1374	710	858	611	2396	174	818	[µg/g Öl]	107	707	31	653
Naph./ Phen.		0.68	1.94	0.49	0.85	1.66	1.90	1.37	0.82	[µg/g Öl]	4.14	4.40	10.86	3.91
n.n. = nicht nachweisbar														

Anhang G

Verhältniswerte ausgewählter
Biomarkerverbindungen

Probennr.	Teufe [m]	Probentyp	Bohrung	C27 [%]	C28 [%]	C29 [%]	$\alpha\alpha\alpha 20S /$ $(\alpha\alpha\alpha 20S + \alpha\alpha\alpha 20R)$ C27-Sterane	$2^* \alpha\beta\beta 20S + R /$ $(2^* (\alpha\beta\beta 20S + R) + (\alpha\alpha\alpha 20S + R))$ C27-Sterane	$\beta\alpha S / (\beta\alpha S + \beta\alpha R)$
									C27-Sterane
34494-1	1318,10	Mikrit	G	25	24	51	0,45	0,70	0,58
34493-2	1318,15	Lösungssaum	G	26	26	47	0,49	0,64	0,64
34476-1	1921,10	Mikrit	J	32	21	47	0,38	0,65	0,60
34477-2	1921,12	Lösungssaum	J	35	20	45	0,46	0,66	0,66
34485-1	1955,20	Mikrit	I	39	13	48	0,42	0,64	0,61
34484-2	1955,22	Lösungssaum	I	40	15	46	0,44	0,63	0,60
34498-1	2044,40	Mikrit	H	35	22	43	0,41	0,60	0,59
34497-2	2044,43	Lösungssaum	H	34	28	39	0,44	0,55	0,58
34496-1	2056,50	Mikrit	H	48	14	38	0,46	0,61	0,62
34495-2	2056,52	Lösungssaum	H	44	21	35	0,37	0,55	0,59
32844-1	2220,95	Mikrit	A	30	21	49	0,45	0,68	0,59
32844-2	2221,00	Lösungssaum	A	27	19	54	0,40	0,72	0,61
32857-1	2229,56	Mikrit	A	29	26	45	0,48	0,73	0,61
32864-1	2233,49	Mikrit	A	20	19	62	0,37	0,69	0,57
33493 -R	2381,44	Reservoir	F	35	21	45	0,43	0,60	0,60
33451 -R	2421,86	Reservoir	D	21	26	53	0,47	0,73	0,57
34471-2	2660,06	Lösungssaum	E	40	30	29	0,50	0,69	0,60
34472-1	2660,08	Mikrit	E	36	21	43	0,43	0,63	0,62
34473-2	2660,10	Lösungssaum	E	45	25	30	0,41	0,70	0,61
34503-2	2660,11	Lösungssaum	E	42	26	31	0,54	0,60	0,60
32873-1	2708,75	Mikrit	B	46	17	38	0,41	0,70	0,60
32873-2	2708,70	Lösungssaum	B	27	22	50	0,50	0,70	0,63
34482-1	2942,23	Mikrit	C	30	24	46	0,51	0,75	0,64
34483-2	2942,25	Lösungssaum	C	29	22	48	0,48	0,73	0,67
32927	~2220	Erdöl	A3	19	21	59	0,46	0,68	0,60
33506	~2700	Erdöl	B3	25	19	56	0,59	0,71	0,55
33496	~2500	Erdöl	E1	32	12	56	0,50	0,66	0,59
33498	~2490	Erdöl	K1	25	23	52	0,43	0,75	0,64
33500	~2350	Erdöl	F1	22	26	53	0,45	0,73	0,57
33503	~1900	Erdöl	J3	28	18	54	0,52	0,73	0,70

Probennr.	Teufe [m]	Probentyp	Bohrung	C30/C29	Hopan/Moretan	Ts/Tm	Homohopanindex	Gammaceranindex	22S/(22S+22R)
34494-1	1318.10	Mikrit	G	1.57	0.97	1.27	0.06	0.12	0.62
34493-2	1318.15	Lösungssaum	G	1.07	0.66	1.20	0.06	0.28	0.60
34476-1	1921.10	Mikrit	J	1.50	0.67	1.42	0.03	0.18	0.59
34477-2	1921.12	Lösungssaum	J	1.23	0.81	1.75	0.06	0.19	0.58
34485-1	1955.20	Mikrit	I	1.35	0.64	5.50	0.05	0.63	0.56
34484-2	1955.22	Lösungssaum	I	0.97	0.88	3.58	0.05	0.37	0.63
34498-1	2044.40	Mikrit	H	1.26	0.81	1.78	0.05	0.37	0.57
34497-2	2044.43	Lösungssaum	H	1.32	0.79	1.49	0.05	0.14	0.56
34496-1	2056.50	Mikrit	H	1.96	0.51	5.00	0.03	0.44	0.57
34495-2	2056.52	Lösungssaum	H	1.10	0.82	3.28	0.04	0.29	0.57
32844-1	2220.95	Mikrit	A	1.68	0.63	0.75	0.18	0.00	0.60
32844-2	2221.00	Lösungssaum	A	2.09	0.50	1.36	0.21	0.00	0.57
32857-1	2229.56	Mikrit	A	1.96	0.52	0.78	0.21	0.00	0.62
32864-1	2233.49	Mikrit	A	1.33	0.76	0.43	0.24	0.00	0.62
33493 -R	2381.44	Reservoir	F	1.23	0.85	1.02	0.07	1.30	0.60
33451 -R	2421.86	Reservoir	D	1.28	0.80	0.67	0.06	1.00	0.59
34471-2	2660.06	Lösungssaum	E	1.65	0.65	2.32	0.09	0.18	0.55
34472-1	2660.08	Mikrit	E	1.70	0.64	2.50	0.06	0.14	0.55
34473-2	2660.10	Lösungssaum	E	1.59	0.66	2.76	0.07	0.16	0.59
34503-2	2660.11	Lösungssaum	E	1.67	0.65	2.35	0.10	0.16	0.60
32873-1	2708.75	Mikrit	B	1.85	0.66	1.97	0.29	0.00	0.65
32873-2	2708.70	Lösungssaum	B	2.11	0.48	1.35	0.20	0.00	0.63
34482-1	2942.23	Mikrit	C	2.81	0.43	5.08	0.09	0.24	0.58
34483-2	2942.25	Lösungssaum	C	2.23	0.53	5.24	0.08	0.37	0.55
32927	~2220	Erdöl	A3	2.64	0.39	1.45	0.25	0.00	0.57
33506	~2700	Erdöl	B3	2.22	0.45	2.15	0.16	0.00	0.55
33496	~2500	Gaskondensat	E1	1.15	0.92	1.09	0.18	0.00	0.66
33498	~2490	Erdöl	K1	1.97	0.51	1.69	0.21	0.00	0.60
33500	~2350	Erdöl	F1	2.07	0.50	1.25	0.18	0.00	0.61
33503	~1900	Erdöl	J3	2.22	0.48	1.60	0.10	0.00	0.61

Anhang H

C-Isotopenzusammensetzung

Probennr.	Teufe [m]	Bohrung	Aliphaten [δC^{13}]	Aromaten [δC^{13}]
32925	~2220	A1	-27,40	-26,10
33504	~2700	B1	-26,94	-25,69
33505	~2700	B2	-26,60	-25,45
33506	~2700	B3	-26,90	-25,72
33494	~3400	L1	-27,52	-25,66
33495	~3400	L2	-27,38	-25,85
33498	~2490	K1	-27,23	-25,69
33499	~2490	K2	-27,28	-25,74
33500	~2350	F1	-27,36	-25,91
33501	~1800	J1	-24,80	-24,26
33502	~1800	J2	-24,81	-24,16
33503	~1900	J3	-25,23	-24,25
33594	~1900	J4	-25,13	-24,24

Anhang I

Porendurchmesser

Permeabilitäten

Probennr.	Bohrung	Teufe [m]	Probentyp	Porentyp	Anzahl der Messungen [n]	Durchmesser [µm]
33493-2	G	1318.15	Lösungssaum	Einzepore	7	6 - 23
34475-2	J	1917.70	Lösungssaum	Einzepore	15	5 - 18
34502-2	I	1954.33	Lösungssaum	Einzepore	10	1 - 22
34492-2	I	1974.53	Lösungssaum	Einzepore	10	6 - 15
34495-2	H	2056.52	Lösungssaum	Einzepore	12	3 - 5
32841-2	A	2219.15	Lösungssaum	Einzepore	9	10 - 19
32843-2	A	2220.43	Lösungssaum	Einzepore	11	2 - 8
34473-2	E	2660.10	Lösungssaum	Einzepore	20	9 - 15
34475-2	J	1917.70	Lösungssaum	Mikrokluff	11	388 - 603
34480-2	J	1944.96	Lösungssaum	Mikrokluff	10	259 - 444
34500-2	H	2041.36	Lösungssaum	Mikrokluff	12	40 - 75
32844-2	A	2221.00	Lösungssaum	Mikrokluff	13	346 - 589
34478-2	E	2657.65	Lösungssaum	Mikrokluff	10	98-112
34473-2	E	2660.10	Lösungssaum	Mikrokluff	12	28 - 33
32871-2	B	2704.20	Lösungssaum	Mikrokluff	15	400 - 546
32872-2	B	2708.00	Lösungssaum	Mikrokluff	9	400 - 680
32873-2	B	2708.70	Lösungssaum	Mikrokluff	11	420 - 740

Probe: 34244										
Mikrit										
Länge:	0.97 cm									
Durchmesser:	2.82 cm									
Fläche:	6.16 m²									
Wassertemperatur:	25 °C									
Wasserviskosität:	0.8904 cP									
Kalkulation der Flussrate										
Datum		Manteldruck [bar]	Volumen [ml]	Zeit [sec.]	Grenzdruck [bar]	Fluss [m/s]	Permeabilität [m²]	Darcy	mDarcy	µDarcy
11/10/93		100	0.00	0.00	32					
11/10/93		100	1.02	2280.00	32	0.000447368	1.92096E-18	1.96016E-06	0.00	1.96
11/10/93		100	0.29	3180.00	32	9.1195E-05	3.91582E-19	3.99574E-07	0.00	0.40
11/10/93		100	0.37	4140.00	32	8.9372E-05	3.83755E-19	3.91586E-07	0.00	0.39
Probe: 34245										
Mikrit mit integrierten Lösungssämen										
Länge:	1.08 cm									
Durchmesser:	2.85 cm									
Fläche:	6.38 cm²									
Wassertemperatur:	25 °C									
Wasserviskosität:	0.8904 cP									
Kalkulation der Flussrate										
Datum		Manteldruck [bar]	Volumen [ml]	Zeit [sec.]	Grenzdruck [bar]	Fluss [m/s]	Permeabilität [m²]	Darcy	mDarcy	µDarcy
11/11/6/93		100	0.00	0.00	23					
11/11/6/93		100	0.50	14.60	23	0.034246575	2.1994E-16	0.000224428	0.22	224.43
11/11/6/93		100	1.00	28.70	23	0.034843206	2.23771E-16	0.000228338	0.23	228.34
11/11/6/93		100	1.50	42.60	23	0.035211268	2.26135E-16	0.00023075	0.23	230.75
11/11/6/93		100	2.00	56.80	23	0.035211268	2.26135E-16	0.00023075	0.23	230.75
11/11/6/93		100	2.50	70.90	23	0.035260931	2.26454E-16	0.000231076	0.23	231.08
11/11/6/93		100	3.00	85.50	23	0.035087719	2.25342E-16	0.000229941	0.23	229.94
11/11/6/93		100	3.50	99.80	23	0.03507014	2.25229E-16	0.000229825	0.23	229.83
11/11/6/93		100	4.00	114.20	23	0.03502627	2.24947E-16	0.000229538	0.23	229.54
11/11/6/93		100	4.50	127.90	23	0.035183737	2.25958E-16	0.00023057	0.23	230.57
11/11/6/93		100	0.00	0.00	55					
11/11/6/93		100	0.50	7.30	55	0.068493151	1.8395E-16	0.000187704	0.19	187.70
11/11/6/93		100	1.00	14.10	55	0.070921986	1.90473E-16	0.00019436	0.19	194.36
11/11/6/93		100	1.50	21.00	55	0.071428571	1.91833E-16	0.000195748	0.20	195.75
11/11/6/93		100	2.00	28.20	55	0.070921986	1.90473E-16	0.00019436	0.19	194.36
11/11/6/93		100	2.50	35.40	55	0.070621469	1.89666E-16	0.000193536	0.19	193.54
11/11/6/93		100	3.00	42.60	55	0.070422535	1.89131E-16	0.000192991	0.19	192.99
11/11/6/93		100	3.50	49.80	55	0.070281124	1.88751E-16	0.000192604	0.19	192.60
11/11/6/93		100	4.00	56.80	55	0.070422535	1.89131E-16	0.000192991	0.19	192.99
11/11/6/93		100	4.50	64.10	55	0.070202808	1.88541E-16	0.000192389	0.19	192.39

[illegible]

Probe: 34245		Mikrit mit integrierten Lösungssäumen																				
Länge:		1.08 cm																				
Durchmesser:		2.85 cm																				
Fläche:		6.38 cm²																				
Wassertemperatur:		80 °C																				
Wasserviskosität:		0.3503 cP																				
Kalkulation der Flussrate																						
Datum						Manteldruck [bar]		Volumen [ml]		Zeit [sec.]		Grenzdruck [bar]		Fluss [m/s]		Permeabilität [m²]		Darcy		mDarcy		µDarcy
11/17/93						300		0.00		0.00		32		0.011494253		2.08737E-17		2.12997E-05		0.02		21.30
11/17/93						300		0.50		43.50		32		0.011111111		2.01779E-17		2.05897E-05		0.02		20.59
11/17/93						300		1.00		90.00		32		0.011094675		2.01481E-17		2.05593E-05		0.02		20.56
11/17/93						300		1.50		135.20		32		0.010911075		1.98147E-17		2.02191E-05		0.02		20.22
11/17/93						300		2.00		183.30		32		0.010869565		1.97393E-17		2.01421E-05		0.02		20.14
11/17/93						300		2.50		230.00		32		0.010869565		1.97393E-17		2.01421E-05		0.02		20.14
11/17/93						300		3.00		280.00		32		0.010714286		1.94573E-17		1.98544E-05		0.02		19.85
11/19/93						300		0.00		0.00		32										
11/19/93						300		0.50		64.80		32		0.007716049		1.40125E-17		1.42984E-05		0.01		14.30
11/19/93						300		1.00		133.80		32		0.007473842		1.35726E-17		1.38496E-05		0.01		13.85
11/19/93						300		1.50		199.50		32		0.007518797		1.36542E-17		1.39329E-05		0.01		13.93
11/19/93						300		2.00		261.80		32		0.007639419		1.38733E-17		1.41564E-05		0.01		14.16

Anhang J

Tafeln

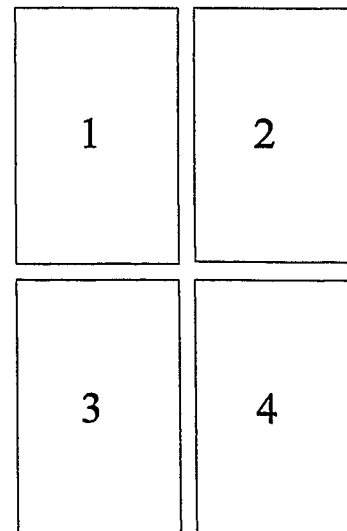
Tafel I

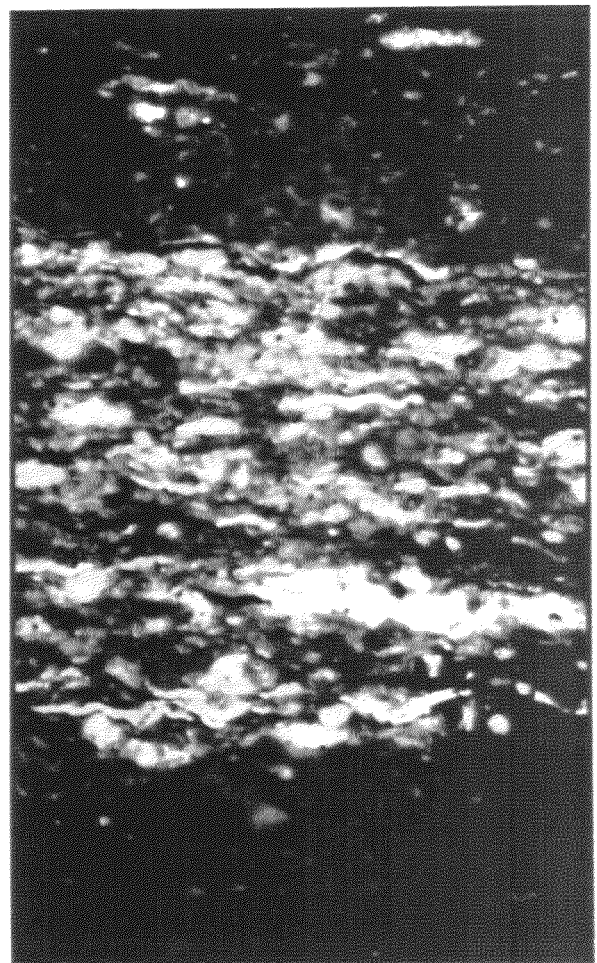
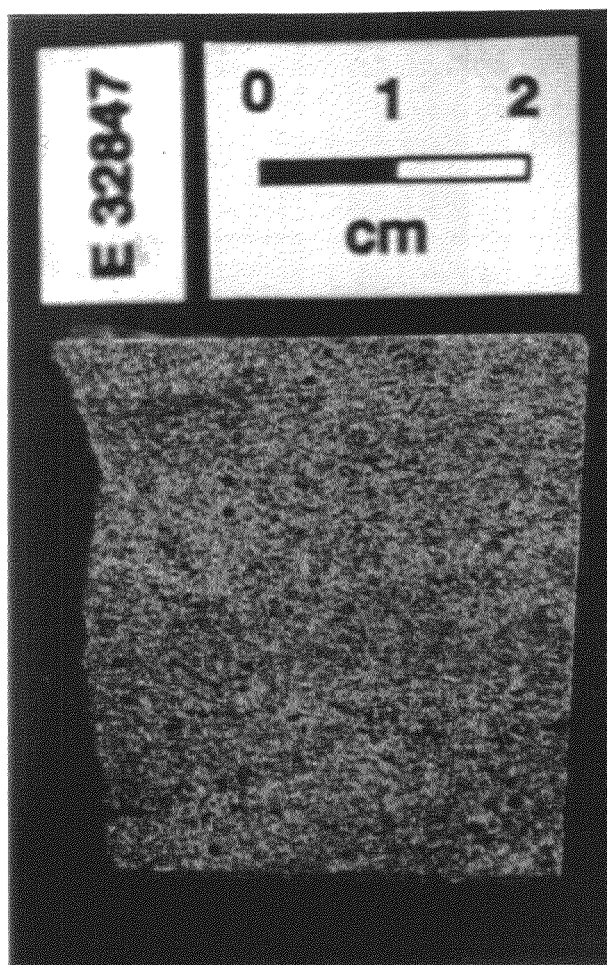
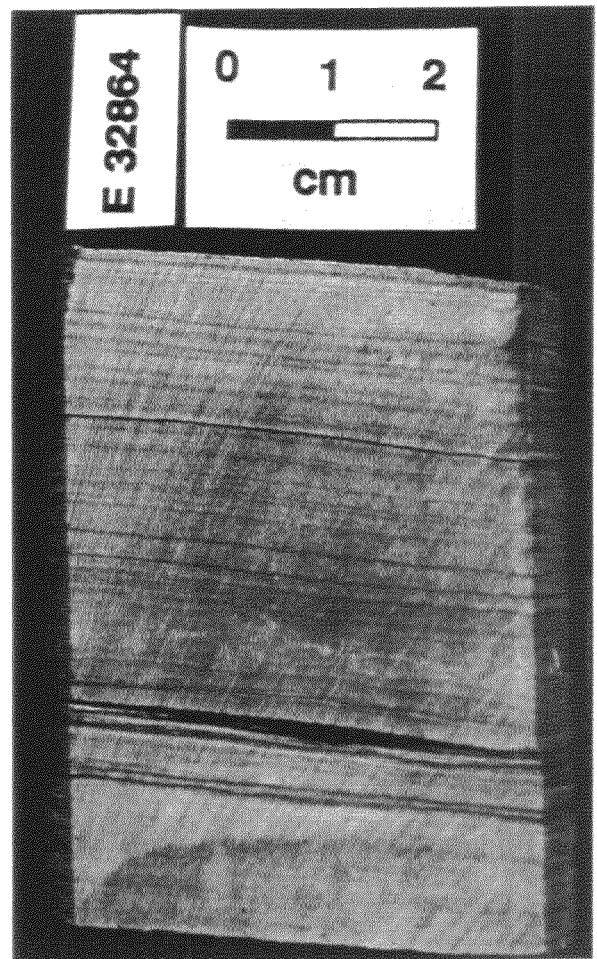
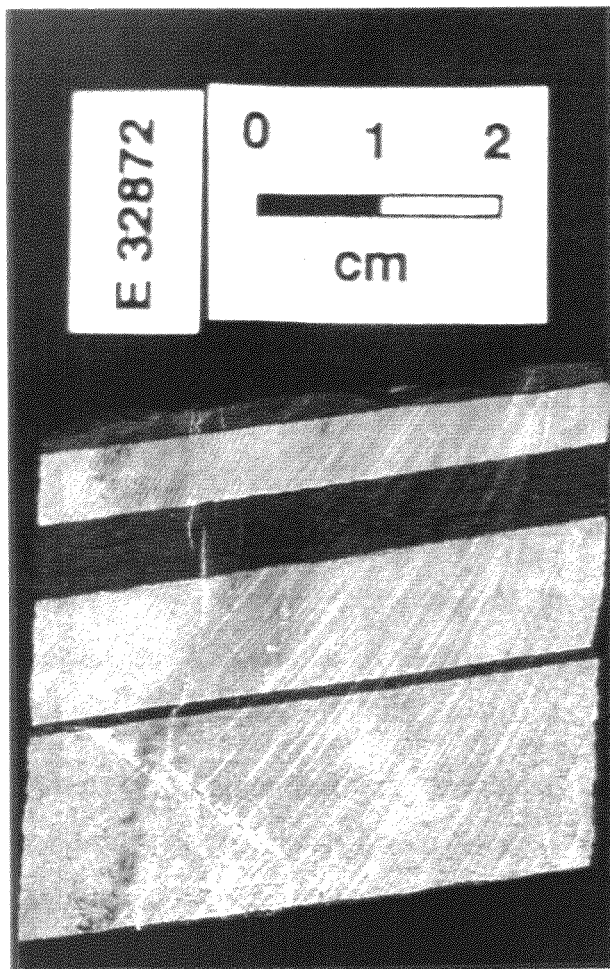
Foto 1: Beispiel für eine Muttergesteinslithologie des Ca2 (Bohrung B), bestehend aus Mikrit - Intervallen (hellgrau), mehreren Lösungssäumen (schwarz) und +/- senkrecht zur Schichtung verlaufenden Klüften (weiß).

Foto 2: Beispiel für eine typische laminierte Muttergesteinslithologie des Ca2 (Bohrung A), engräumiger Wechsel von mikritischen Intervallen (hellgrau) und Lösungssäumen (schwarz).

Foto 3: Beispiel für ein Reservoirgestein des Ca2 (Bohrung A), bestehend aus grobkörnigen, oolithischen Partikeln.

Foto 4: Beispiel fluoreszierender Liptinite (gelb) innerhalb eines Muttergesteins des Plattformhang (Probe 32856; Bohrung A; polierter Anschliff im UV-Licht; Bildbreite = 0,28 mm).





Tafel II

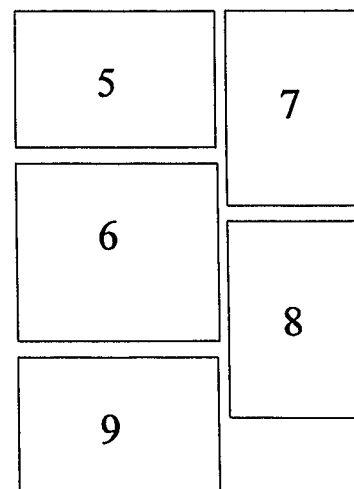
Foto 5: Beispiel fluoreszierender Lamalginite (gelb) innerhalb eines Muttergesteins der Lagune des Ca2 (Probe 34480-2; Bohrung J; polierter Anschliff im UV-Licht; Bildbreite = 0,28 mm).

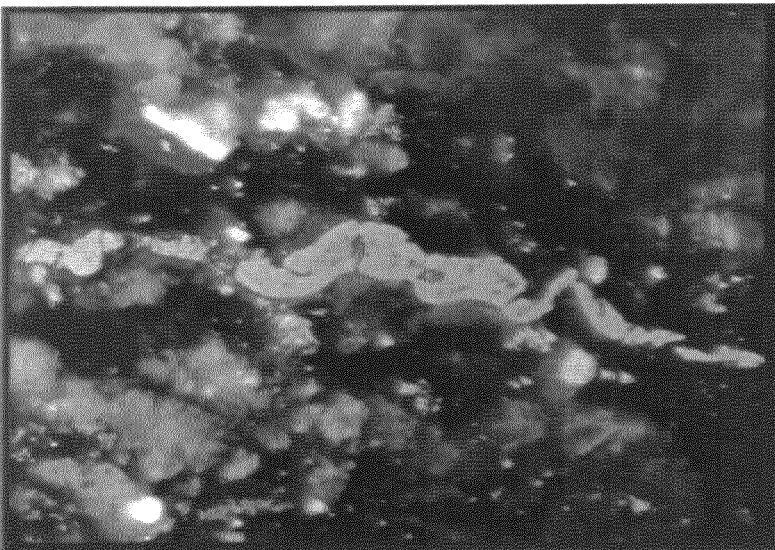
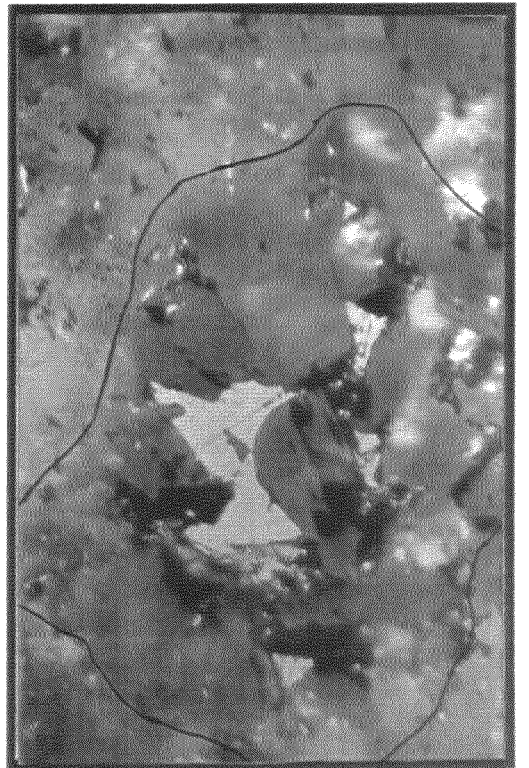
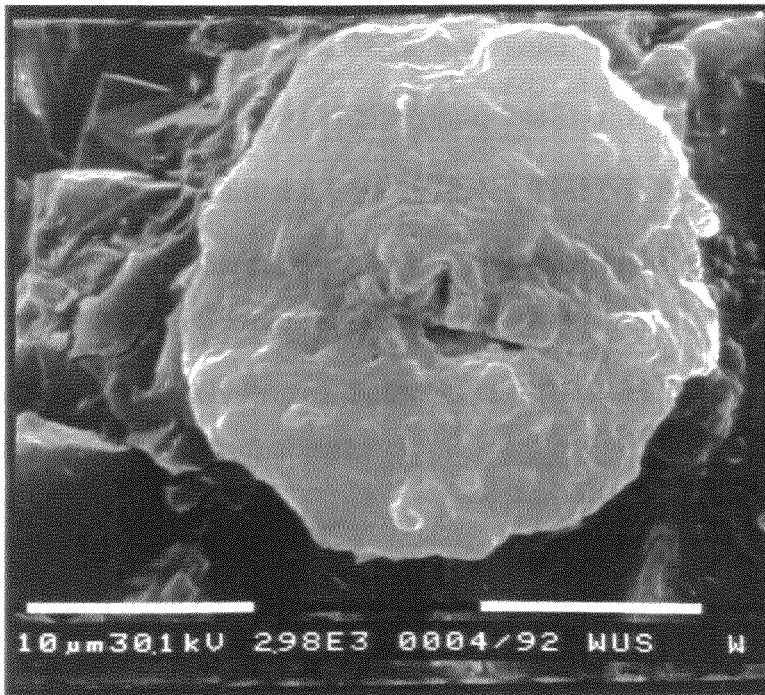
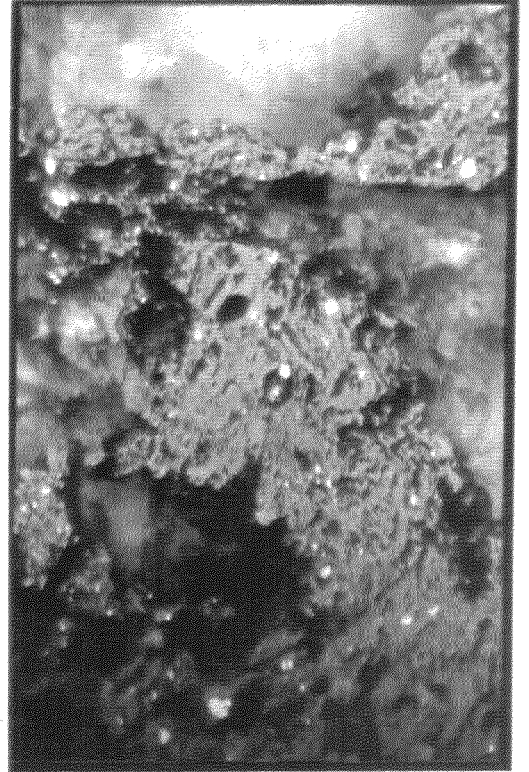
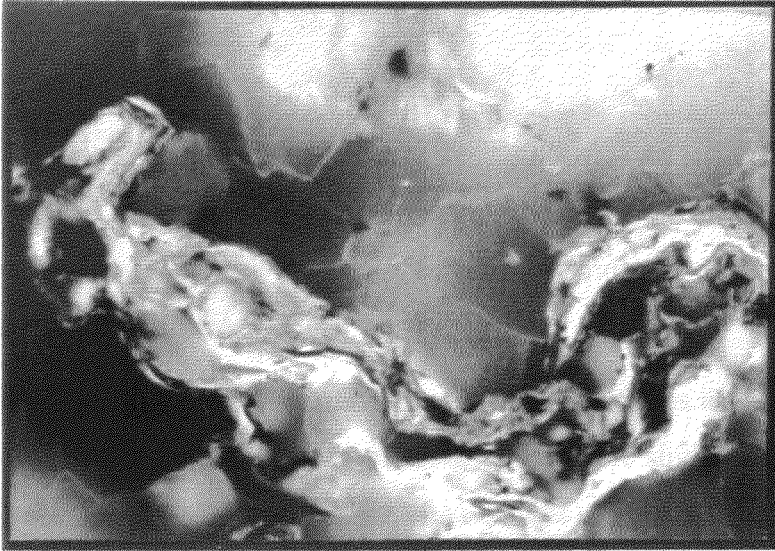
Foto 6: Beispiel einer bisaccaten Spore auf der Gesteinsoberfläche eines Lösungssaums in einem Muttergestein des Ca2 (Probe 32872-2; Bohrung B; REM-Aufnahme).

Foto 7: Beispiel eines mit Festbitumina (grau) ausgefüllten Styloliths (Probe 34475-2; Bohrung J; polierter Anschliff im Auflicht; Bildbreite = 0,72 mm).

Foto 8: Querschnitt durch eine Migrationsbahn (Linie) in einem Lösungssaum mit homogenem Festbitumina (hellgrau und idiomorphen Anhydritkristallen (Probe 32856-2; Bohrung A; polierter Anschliff im Auflicht; Bildbreite = 0,28 mm).

Foto 9: Festbitumina mit variablem Reflexionsverhalten (hell bzw. dunkelgrau) eng nebeneinander in einem Lösungssaum (Probe 32856-2; Bohrung A; polierter Anschliff im Auflicht; Bildbreite = 0,72 mm).





Tafel III

Foto 10: Mikroriß im Lösungssaum; idiomorphe Anhydritkristalle sind vom Rand in den Porenraum hineingewachsen; Kluftwände sind mit Festbitumina belegt (Probe 32873-2; Bohrung B; REM Aufnahme).

Foto 11: Ausschnittsvergrößerung eines Mikrorisses im Lösungssaum; Kluftwände sind mit Festbitumina belegt; idiomorphe Anhydritkristalle sind in den offenen Porenraum gewachsen (Probe 32873-2; Bohrung B; REM Aufnahme).

Foto 12: Festbitumen in einem Mikroriß im Lösungssaum, welches Poren beinhaltet (Pfeil) (Probe 34244-2; Bohrung I; REM Aufnahme).

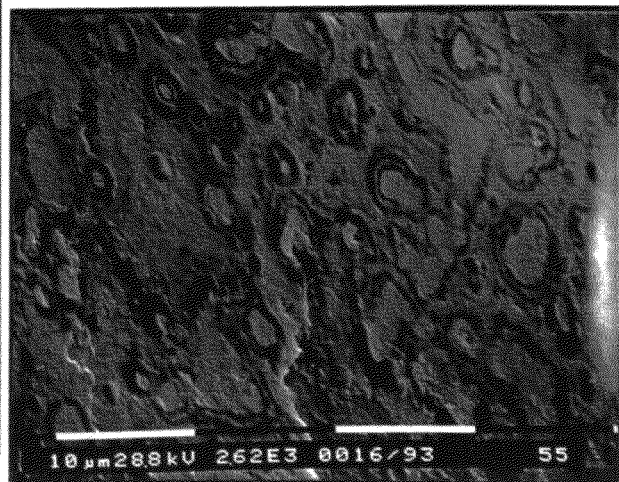
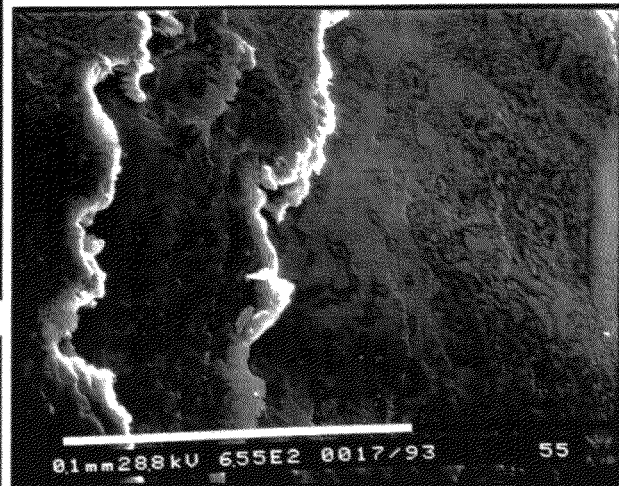
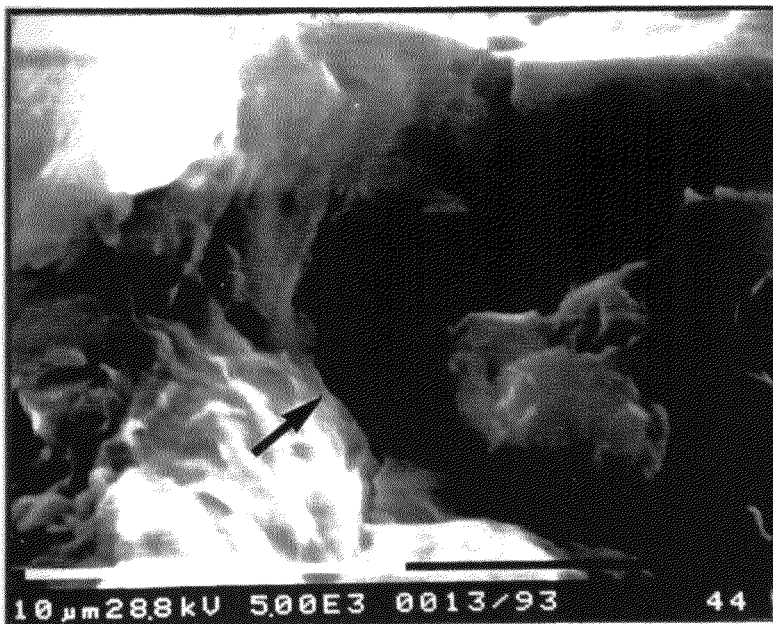
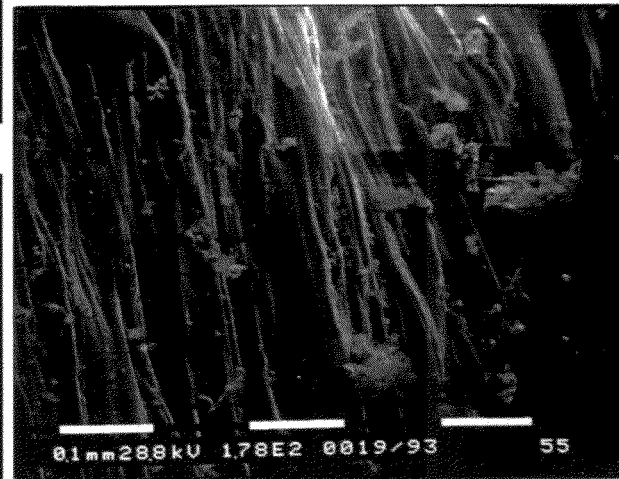
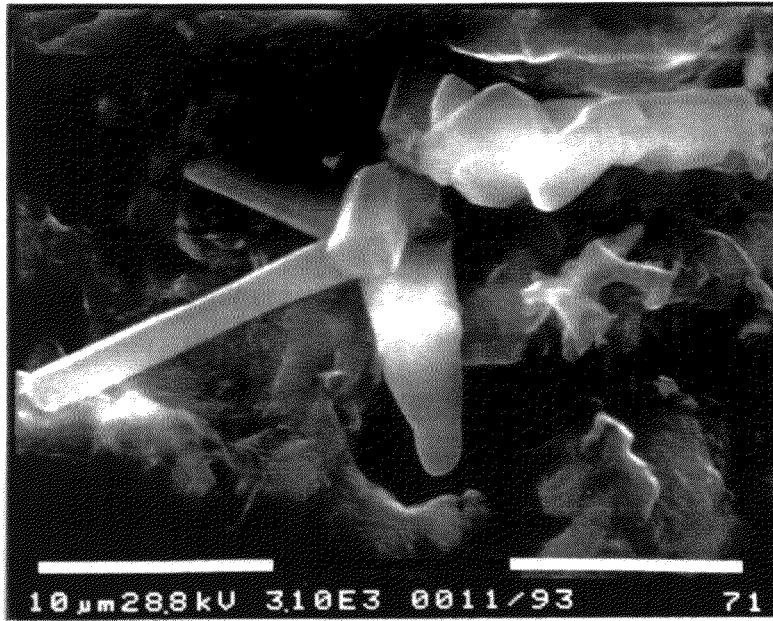
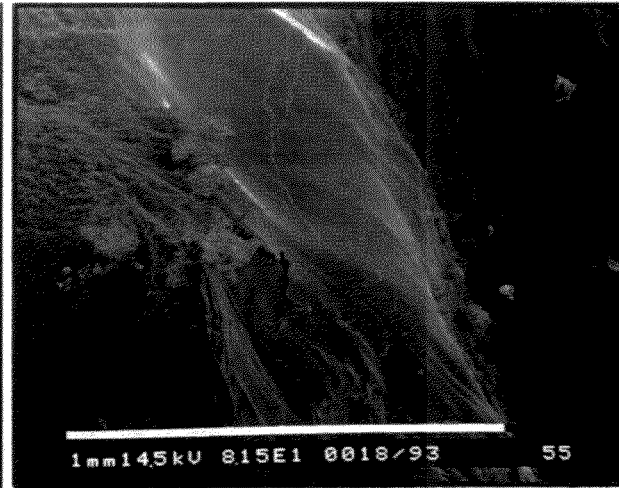
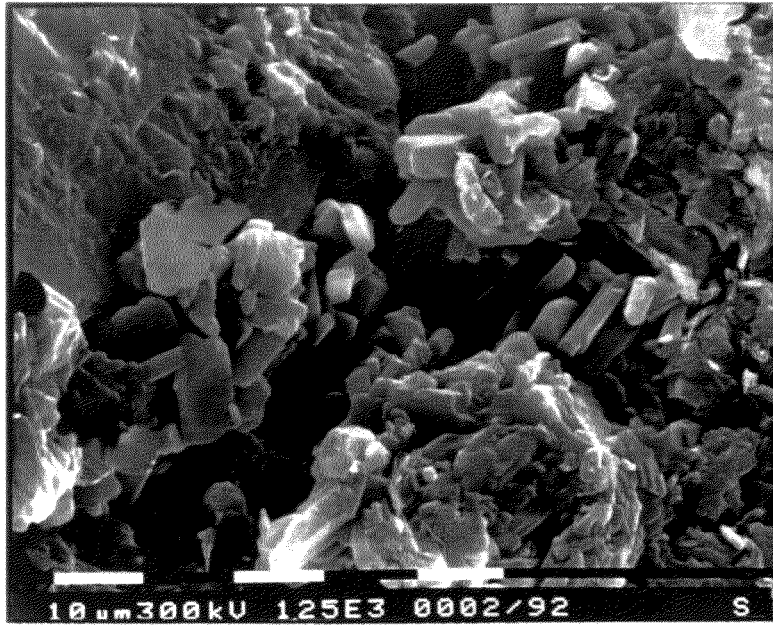
Foto 13: Festbitumina im Mikrit (Probe 34481-1; Bohrung J; REM Aufnahme).

Foto 14: Ausschnitt aus Foto 13 (Probe 34481-1; Bohrung J; REM Aufnahme).

Foto 15: Ausschnitt aus Foto 13: Festbitumina in etwa 10 µm mächtigen Schichten (Probe 34481-1; Bohrung J; REM Aufnahme).

Foto 16: Ausschnitt aus Foto 13: mit Öl (Pfeil) benetzte Schichtfläche (Probe 34481-1; Bohrung J; REM Aufnahme).

10	13
11	14
12	15
	16



Tafel IV

Foto 17: Eine mit Anhydrit zementierte Kluft, die senkrecht zur Schichtung durch einen Laminit verläuft. Kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse zeigen eine bräunliche Eigenfarbe (Probe 32870-L; Bohrung B polierter Dünnschliff im Durchlicht; Bildbreite = 1,45 mm).

Foto 18: Gleicher Ausschnitt wie Foto 17 hier unter UV-Licht; kohlenwasserstoffhaltige Flüssigkeitseinschlüsse erscheinen als weißlich helle Punkte (Probe 32870-L; Bohrung B; Bildbreite = 1,45 mm).

Foto 19: Flüssigkeitseinschluß mit bräunlicher Eigenfarbe im Halitzement; er enthält eine flüssige und eine gasförmige Kohlenwasserstoffphase (Bohrung A; Probe 32856-1; polierter Dünnschliff im Durchlicht; Bildbreite = 0,13 mm).

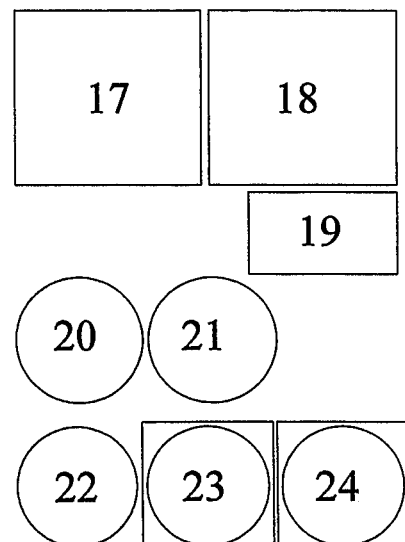
Foto 20: Muttergesteinsprobe vor dem Farb-Test (Erläuterungen in Kap. 2.5.1): Lösungssäume (dunkelgrau) und Mikrit (hellgrau); (Probe 34244; Durchmesser 2,82 cm; Bohrung I).

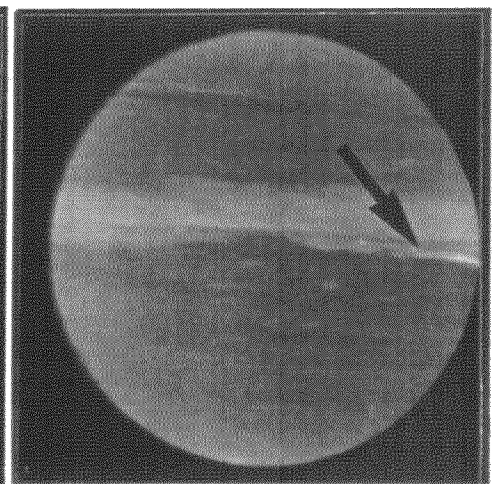
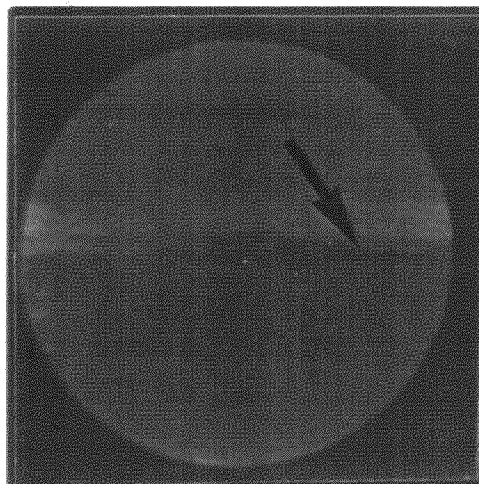
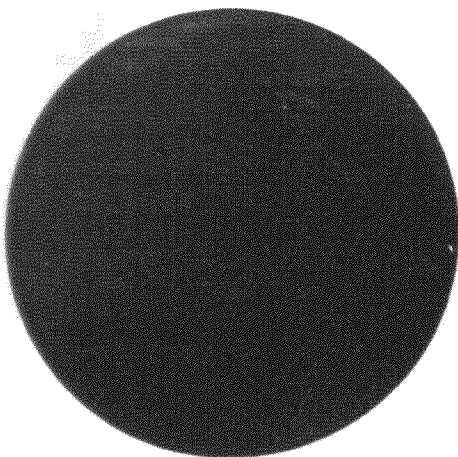
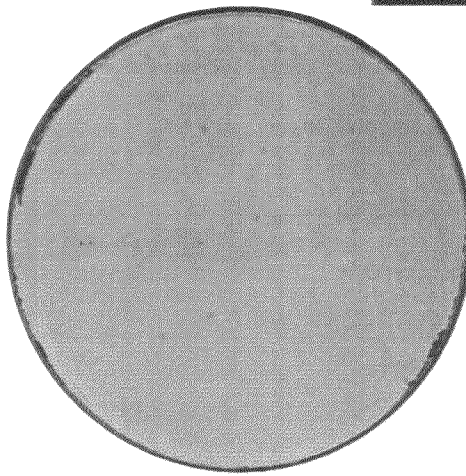
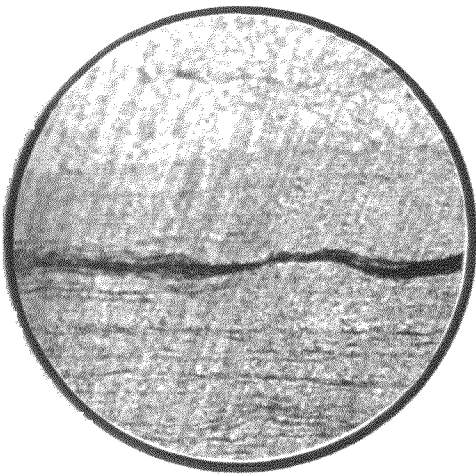
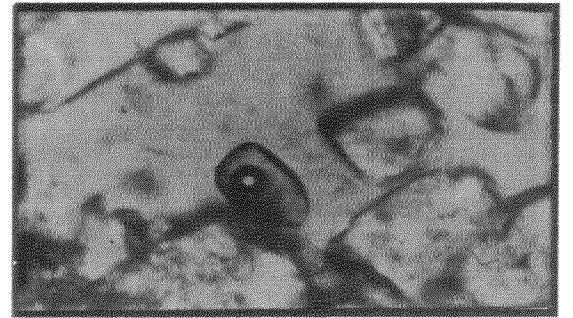
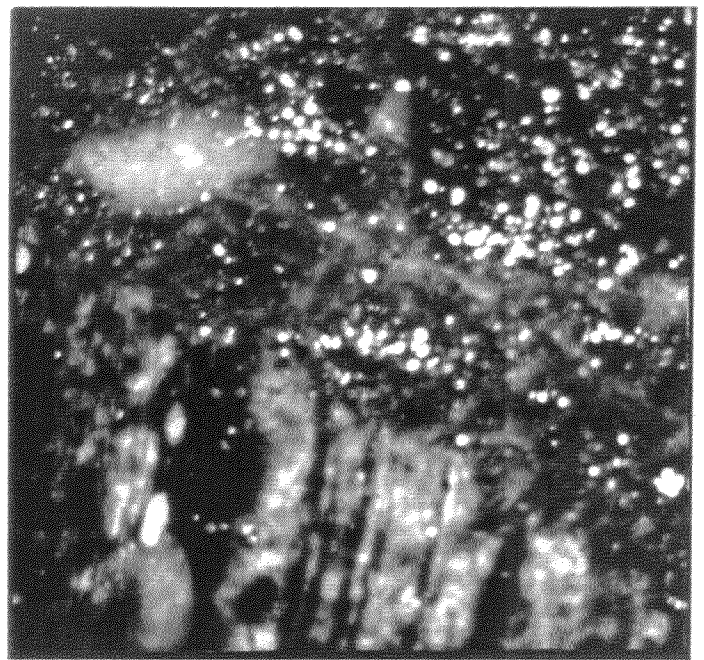
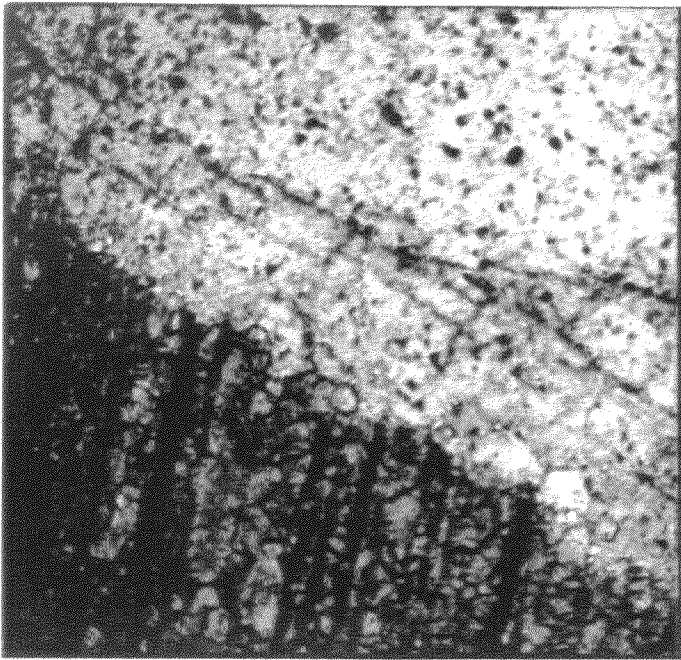
Foto 21: Muttergesteinsprobe nach dem Farb-Test (Erläuterungen in Kap. 2.5.1): Ein auf die Gesteinsoberfläche aufgetragener Entwickler (weiß) reagierte mit dem Eindringmittel aus den Porenräumen (rot). Die Konturen der Porenräume zeichnen sich nach dem Versuch deutlich auf dem Entwickler ab (Probe 34244; Durchmesser 2,82 cm; Bohrung I).

Foto 22: Muttergesteinsprobe (Erläuterungen in Kap. 2.5.1): Lösungssäume (dunkelgrau) und Mikrit (hellgrau) (Probe 34245; Durchmesser 2,82 cm; Bohrung I).

Foto 23: 1. Röntgenaufnahme vor dem Test (Erläuterungen in Kap. 2.5.1): Porenräume erscheinen schwarz (Probe 34245; Durchmesser 2,82 cm; Bohrung I).

Foto 24: 2. Röntgenaufnahme nach dem Test (Erläuterungen in Kap. 2.5.1): die Porenräume sind mit Kontrastmittel gefüllt und erscheinen weiß (Probe 34245; Durchmesser 2,82 cm; Bohrung I)





Forschungszentrum Jülich



Jül-3698
September 1999
ISSN 0944-2952