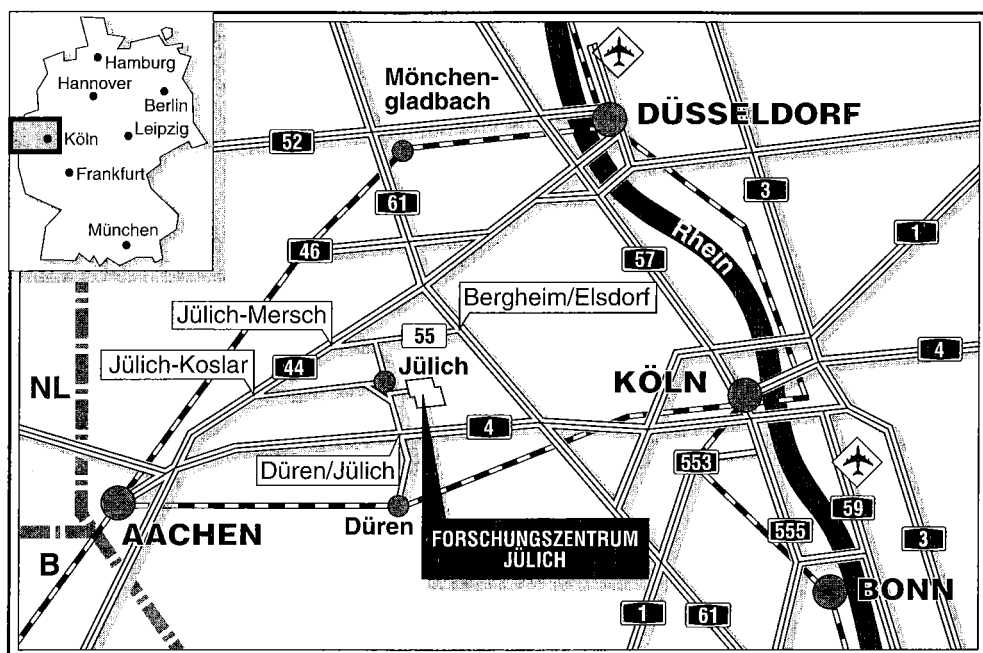


*Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4:
Erdöl und Organische Geochemie*

**Organische Geochemie der höheren
Unterkreide Nordwestdeutschlands:
Ablagerungsmilieu und Zyklik**

Lutz Jendrzejewski



Berichte des Forschungszentrums Jülich ; 3134

ISSN 0944-2952

Institut für Chemie und Dynamik der Geosphäre 4:

Erdöl und Organische Geochemie Jül-3134

D294 (Diss. Universität Bochum)

Zu beziehen durch : Forschungszentrum Jülich GmbH · Zentralbibliothek

D-52425 Jülich · Bundesrepublik Deutschland

Telefon : 02461/61-61 02 · Telefax : 02461/61-61 03 · Telex : 833 556-70 kfa d

Organische Geochemie der höheren Unterkreide Nordwestdeutschlands: Ablagerungsmilieu und Zyklus

Lutz Jendrzejewski

Abstract

This thesis represents the organic geochemical contribution to a multidisciplinary research project, which was established to study the boreal Cretaceous. The "Boreal Cretaceous Cycles Project" (BCCP) looks for sedimentary, biotic and geochemical cycles within rock profiles to elucidate the linkage between sediment accumulation, palaeoceanography and climate-forcing elements. The BCCP started with the assumption of an Albian temperature maximum that is often compared to the recent warming of the atmosphere and therefore called the "Cretaceous Greenhouse".

The samples were collected from cores drilled in the Lower Saxony Basin in Northwest Germany. They cover a stratigraphic sequence from Late Barremian to Late Albian times. By high resolution analysis of the Late Albian (research borehole Kirchrode 1/91) rhythmic sedimentation with three different frequencies was identified reflecting the precession, obliquity and eccentricity cycles. They provide a time resolution down to the 10^4 -year level. Climatic variations influenced the supply of terrigenous clastics during this time interval. For the older parts of the sediment pile there is some evidence for cyclic sedimentation as well, but this needs further confirmation.

The upper Lower Cretaceous in Northwest Germany can be subdivided into two stratigraphic intervals, which are characterized by different environmental settings. The older sediments (Barremian - Late Aptian/"Fish-Shale") were deposited within a marginal basin with restricted water circulation. Below surface water of only average productivity, TOC-rich shales accumulated in oxygen-depleted bottom water. The oxygen deficiency is indicated by an undisturbed lamination, by high amounts of bituminite and by geochemical data. In contrast to this, extremely low TOC values and a dominance of recycled, terrigenous macerals are typical for the younger interval. This residual kerogen type indicates fully oxygenated bottom water conditions. The observed oceanographic change documented in the evolution of the sediments is related to global warming, following transgression and opening of new seaways.

Kurzfassung

Diese Arbeit bildet den organisch-geochemischen Beitrag zu einem multidisziplinären Forschungsprojekt, das sich die Untersuchung der borealen Kreide zum Ziel gesetzt hat. Das "Boreal Cretaceous Cycles Project" (BCCP) sucht in Gesteinen der Kreide nach sedimentären, biotischen und geochemischen Zyklen, um die Einflußfaktoren zwischen der globalen Klimaevolution, der Ozeanographie und der Sedimentation zu verstehen. Dies geschieht vor dem Hintergrund des erdgeschichtlichen Temperaturklimax im Alb, dessen Entstehen vielfach mit der rezenten Erwärmung der Atmosphäre durch anthropogene Einflüsse verglichen wird ("Treibhaus").

Die untersuchten Proben entstammen dem Niedersächsischen Becken und erschließen den Zeitraum Oberbarrême - Oberalb. Durch die hochauflösende Analyse der Sedimente (Forschungsbohrung Kirchrode 1/91) wurden zyklische Sedimentationsmuster identifiziert, die den Erdbahnparametern Präzession, Inklination und Exzentrizität zuzuordnen sind. Klimatische Schwankungen äußern sich dort in einer zyklischen Varianz der klastischen Sedimentzufuhr. Für die älteren Profilbereiche gibt es ebenfalls Anzeichen zyklischer Sedimentationsmuster, die aber noch einer Überprüfung bedürfen.

Die höhere Unterkreide Nordwestdeutschlands läßt sich in zwei Teilintervalle gliedern, denen verschiedene Ablagerungsbedingungen zuzuordnen sind. Das ältere Intervall (Barrême - Unterapt/"Fischschiefer") war durch die eingeschränkte Wasserzirkulation eines Nebenmeeres geprägt. Wie die geochemischen Daten zeigen, entstanden die Corg-reiche Sedimente bei einer durchschnittlichen Paläoproduktivität unter Sauerstoffmangelbedingungen. Das jüngere Teilintervall zeichnet sich demgegenüber durch schlechte Erhaltungsbedingungen für das organische Material aus. Das Ablagerungsmilieu war sauerstoffgesättigt; es dominieren terrigene Komponenten. Die Sedimente sind ausgesprochen Corg-arm. Dieser ozeanographische Wandel steht in direktem Zusammenhang mit der Erwärmung des Klimas, der begleitenden Transgression und der Öffnung neuer Meeresverbindungen.

Vorwort

Mit der Abgabe dieser Dissertation endet meine Mitarbeit an einem Forschungsprojekt, das sich mit der Untersuchung globaler Sedimentationszyklen im erdgeschichtlichen System der Kreide befaßt. Dieser persönliche Schlußpunkt wird selbstverständlich nicht das Ende der Forschungsarbeit bedeuten. Ich wünsche deshalb allen nachfolgenden Bearbeitern viel Erfolg und die erforderliche Ausdauer.

Auf dieser Seite möchte ich all jenen danken, die zur Realisierung der Arbeit beigetragen haben. An erster Stelle nenne ich hier Priv. Doz. Dr. R. Littke (Jülich) und Prof. Dr. J. Rullkötter (Oldenburg). Sie haben das Thema der Arbeit angeregt und das zugehörige Forschungsvorhaben auf den Weg gebracht. Besonderen Dank schulde ich ihnen für ihre kompetente und freundschaftliche Diskussionsbereitschaft, die mir über manche Hürden hinweg geholfen hat. Priv. Doz. Dr. R. Littke übernahm zudem das Referat dieser Arbeit. Prof. Dr. J. Mutterlose (Bochum) danke ich für die Übernahme des Koreferats, für die Bereitstellung der Bohrkern Hoheneggelsen KB 40 und KB 50 und für die vielen, inspirierenden Gespräche über die Blättertone und den Fischechiefer. Mein Dank gilt weiterhin den Mitarbeitern des Instituts für Erdöl und organische Geochemie (Jülich), dessen Gast ich für fast vier Jahre sein durfte. Stellvertretend für viele möchte ich W. Benders, E. Biermanns, U. Disko, W. Laumer, K. Nogai und A. Ropertz nennen. Ein besonderes Dankeschön an Dr. E. Lichtfouse (Paris) und Priv. Doz. Dr. R. Sachsenhofer (Leoben) für ihre herzliche Gesprächsbereitschaft und die angenehme Arbeitsatmosphäre. Herzlichen Dank auch allen Kolleginnen und Kollegen aus der BCCP-Gruppe, insbesondere meinen "Mitdoktoranden" Dr. V. Kühn (Göttingen), Dr. A. Prokoph (Zittau) und Dr. V. Rachold (Potsdam). Der Austausch von Ergebnissen, Ideen und Meinungen war vielfältig und fruchtbar. Es hat mir Spaß gemacht, in diesem Team mitzuarbeiten. Dem Engagement von Dr. J. Fenner (Hannover) verdanke ich den Zugang zu der Bohrung Ahlum 1. Dafür und für den stets freundschaftlichen Kontakt herzlichen Dank. Bei Dipl.-Geol. A. Lückge (Heinsberg) bedanke ich mich für die aufopferungsvolle Hilfe bei der Korrektur des Literaturverzeichnisses. Den studentischen Hilfskräften P. Böttjer, F. Gnewuch, P. Lokay und H. von Seggern schulde ich Dank für ihre vielfältige Unterstützung meiner Arbeit. Und mein ganz besonderer Dank richtet sich an Dich, liebe Magdalena, die Du mich so oft bei meiner Arbeit unterstützt und mich auch ebenso oft von meiner Arbeit abgehalten hast.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Bonn) danke ich für die finanzielle Hilfeleistung im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms "Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation: Riff-Evolution und Kreide-Sedimentation" (Geschäftszeichen: Ru 458/2).

Abkürzungsverzeichnis

a	Jahre (in Zeitangaben)
AkR	Akkumulationsrate
BCCP	Boreal Cretaceous Cycles Projekt
BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
C33	Kohlenwasserstoff mit definierter Anzahl von Kohlenstoffatomen (hier 33)
C-33	Nummer eines definierten Kohlestoffatoms in einem Molekül (hier Nr. 33)
C _{marin}	mariner organischer Kohlenstoff
C _{org}	organischer Kohlenstoff (engl. TOC)
CPI	Carbon Preference Index
et al.	und andere [... Koautoren]
GC	Gaschromatographie
GC/MS	kombinierte Gaschromatographie - Massenspektrometrie
Gew. %	Prozentanteil am Gesamtgewicht
HC	Kohlenwasserstoffe
HI	Wasserstoffindex [mg HC/g C _{org}]
KB	Kernbohrung
Komp.	Sedimentkomponente (Silikat, Karbonat, organisches Material)
LSR	lineare Sedimentationsrate
mdl. Mtg.	mündliche Mitteilung
MPLC	Mitteldruck-Flüssigkeitschromatographie
m/z	Verhältnis von Masse zu Ladung eines Fragmentions
n-C	linearer, gesättigter Kohlenwasserstoff
OI	Sauerstoffindex [mg CO ₂ /g C _{org}]
OM	organisches Material
Phy	Phytan (2, 6, 10, 14-Tetramethylhexadekan)
PI	Produktivitätsindex [S ₁ /(S ₁ +S ₂)]
Pri	Pristan (2, 6, 10, 14-Tetramethylpentadekan)
rel. %	relativer Prozentanteil
p _{naß}	Naßdichte der Gesteinsproben
R _r	Reflexionsvermögen bei zufälliger Raumlage des Mazeralpartikels
S ₁	thermisch mobilisierbare Kohlenwasserstoffe [mg HC/g Gestein]
S ₂	pyrolysierbare Kohlenwasserstoffe [mg HC/g Gestein]
S ₃	pyrolysierbares CO ₂ -Gas [mg CO ₂ /g Gestein]
Vol. %	Prozentanteil am Gesamtvolumen

Inhaltsverzeichnis

Abstract/Kurzfassung	I
Vorwort	II
Abkürzungsverzeichnis	III
Inhaltsverzeichnis	IV
1. Einführung und Zielsetzung	1
2. Geologischer Rahmen	4
2.1 Die Ablagerung organischen Materials	4
2.2 Die Kreide	7
2.3 Das Niedersächsische Becken	11
3. Material und Methodik	17
3.1 Lithologie und Lage der Bohrungen	17
3.2 Untersuchungsmethoden	23
4. Organisch-petrologische Untersuchungen	28
4.1 Mazeralzusammensetzung	28
4.2 Vitrinitreflexion	32
5. Organisch-geochemische Untersuchungen	38
5.1. Untersuchung des Kerogens	38
5.1.1 Elementaranalyse	38
5.1.1.1 Organischer Kohlenstoff	38
5.1.1.2 Karbonatischer Kohlenstoff	43
5.1.2 Organische Sedimentation	47
5.1.2.1 Redox-Zustand und primäre Sedimentzusammensetzung	47
5.1.2.2 Akkumulationsraten	53
5.1.2.3 Abschätzung der Paläoproduktivität	57
5.1.3 Kerogenqualität	60

5.2 Untersuchung des Bitumens	66
5.2.1 Extraktgehalte und Stoffgruppenzusammensetzung	66
5.2.2 <i>n</i> -Alkanverteilung	67
5.2.3 Pristan und Phytan	77
5.3.4 Sterane und Hopane	79
6. Sedimentationszyklen	84
6.1 Einleitung	84
6.2 Zyklenanalyse	86
6.3 Steuerung der Sedimentationszyklen	93
7. Überregionaler Vergleich	95
7.1 Die Unterkreide im Nordatlantik	95
7.2 Die Unterkreide in der mediterranen Tethys	100
8. Zusammenfassung und Diskussion	103
9. Literaturverzeichnis	120
10. Anhang	139
A.1 Lithologische Profile im Maßstab 1 : 100	139
A.2 Geophysikalischen Bohrlochdaten (Profildarstellung)	154
A.3 Geochemische Daten	162
A.4 Gaschromatogramme der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe	180
A.5 Massenfragmentogramme der Sterane und Hopane	198
A.6 Fototafel	210

1. Einführung und Zielsetzung

Die Sedimente der höheren Unterkreide Nordwestdeutschlands sollen hier unter anderem vor dem Hintergrund einer für das jüngste Mesozoikum kontrovers diskutierten Klimaentwicklung betrachtet werden, die ihre Spuren möglicherweise auch im Niedersächsischen Becken hinterlassen hat. An diese Klimaentwicklung gebunden sind zum Teil weltweit nachweisbare Veränderungen in der Geographie und Ozeanographie und damit auch in der Produktion, Akkumulation und Erhaltung von organischem Material.

Nach LARSON (1991 a, b) vollzog sich ein Wandel von kühl-gemäßigten zu extrem warmen Temperaturen. In Anlehnung an einen aktualistischen Begriff wird vielfach von einer kreidezeitlichen Klimakatastrophe gesprochen ("Cretaceous Greenhouse"), wobei Parallelen zum Klimageschehen unserer Zeit nicht nur in der Entwicklung, sondern auch in den Auswirkungen gezogen werden. Aufgrund der Unterschiede wie z. B. im globalen Temperaturgradienten und in den immer noch nicht zweifelsfrei geklärten anthropogenen Einflüssen kann die Situation in der Kreide jedoch nicht ohne weiteres als erdgeschichtliches Modell auf die heutige Zeit übertragen werden (BARRON, 1983; WALKER & CIRBUS SLOAN, 1992). Dennoch oder gerade deswegen erfreut sich die Erforschung der kretazischen Sedimente einer anhaltenden Aufmerksamkeit. Im Rahmen des internationalen Deep Sea Drilling Project (DSDP) und des nachfolgenden Ocean Drilling Program (ODP) sind detaillierte Untersuchungen des organischen Materials der erbohrten Sedimente veröffentlicht worden, die sich überwiegend auf den Bereich der Tethys und des Protoatlantiks konzentrieren (u. a. SUMMERHAYES, 1981; BRALOWER & THIERSTEIN, 1984; HERBIN et al., 1986; MEYERS et al., 1986; STEIN et al., 1988; STEIN et al. 1989 a, b; STEIN & LITKE, 1990). Zwei weitere internationale Studien, das **APTi-Core** Projekt und das **ALBI-Core** Projekt, konzentrieren sich in jüngster Zeit auf zwei definierte Zeitintervalle der Unterkreide. Zum einen auf das Apt als mögliche Übergangsphase, in der sich der klimatische Wandel bereits abzeichnete, und zum anderen auf das Alb, einen potentiellen Höhepunkt der Klimaentwicklung (vgl. LARSON, 1991 a, b). Beide Projekte sind integrierte Bestandteile des "Global Sedimentary Geology Program". Einen wesentlichen Schwerpunkt bildet dabei die Erforschung von zyklisch aufgebauten Profilabschnitten, da insbesondere die orbital gesteuerten Ablagerungszyklen (Milankovitch-Zyklen) als faziesunabhängige Klimaindikatoren gelten (HAYS et al., 1976; BARRON et al., 1985). Zyklische Sedimentationsmuster höherer Ordnung stellen ein wichtiges Instrument zur globalen Profilkorrelation und zur paläoklimatischen Rekonstruktion dar (u. a. SCHWARZACHER & FISCHER, 1982; COTILLON, 1987; HAQ et al., 1987; PREMOLI-SILVA et al., 1989; FISCHER et al., 1991; PARK & OGLESBY, 1991).

Die hier vorgestellte Arbeit ist eingebettet in das **Boreal Cretaceous Cycles Project (BCCP)**, zu dem sich sieben deutschsprachige Forschergruppen zusammengefunden haben. Das BCCP gilt als Beitrag zu den beiden genannten Unterkreide-Studien und soll im Gegensatz zu bisherigen Arbeiten detaillierte Informationen aus dem borealen Klimabereich liefern. Gegenstand der Bearbeitung sind Gesteine aus dem Niedersächsischen Becken, die in der Umgebung von Hannover erbohrt wurden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, die organofaziellen Unterschiede in der Unterkreide Norddeutschlands und ihre Entwicklung mit Hilfe organisch-geochemischer und organisch-petrologischer Methoden zu erforschen, zu erklären und in ein Ablagerungsmodell zu integrieren. Dabei sollte sowohl die paläogeographische und paläoklimatische als auch die paläozeanographische Situation Berücksichtigung finden. Von besonderem Interesse waren dabei Fragen nach

- der Menge und Zusammensetzung des organischen Materials,
- den Produktions- und Erhaltungsbedingungen für das organische Material,
- der Beziehung der allochthonen organischen Partikel zu den Vorkommen von Karbonkohlen im Hinterland des Ablagerungsraums,
- einer potentiellen Wechselwirkung zwischen der Zufuhr des terrigenen organischen Materials und der Erhaltungsrate für marines organisches Material,
- regionalen Aspekten der Sedimentation organischen Materials (z. B. Transportentfernungen und Herkunftsbereiche für terrigene Komponenten),
- einer potentiellen Zyklizität in der organischen Sedimentation und deren Ursachen (Redox-Zyklen, Produktivitätszyklen, Verdünnungszyklen),
- einer Differenzierung zwischen globalen und regionalen Steuerungsprozessen der biogenen Sedimentation.

Durch die Einbindung in das Boreal Cretaceous Cycles Projekt konnten Ergebnissen aus den Bereichen der Sedimentologie, Tonmineralogie, Paläontologie, Palynologie und anorganischer Geochemie zur Beantwortung dieser Fragen mit herangezogen werden. Insbesondere die Kombination der geochemischen Daten führte vielfach zu einer gegenseitigen Absicherung der getroffenen Befunde. Im einzelnen waren folgende Arbeitsgruppen an der Durchführung des Gesamtprojekts beteiligt:

- Sedimentologie: A. Prokoph, J. Wiedmann (†) (Universität Tübingen), J. Thurow (Universität Bochum),
- Mikropaläontologie: P. Cepek, J. Fenner, A. Thies, W. Weiß (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe), H. Keupp (Freie Universität Berlin), J. Mutterlose (Universität Bochum),
- Palynologie: M. Prauss, W. Riegel (Universität Göttingen),
- Sedimentpetrographie: A. Heydemann, V. Kühn, E. Usdowski (Universität Göttingen),
- Anorganische Geochemie: H.-J. Brumsack (Universität Oldenburg), V. Rachold (Universität Göttingen),
- Organische Geochemie: L. Jendrzewski, R. Littke (Forschungszentrum Jülich GmbH), J. Rullkötter (Universität Oldenburg).

2. Geologischer Rahmen

2.1 Die Ablagerung organischen Materials

Spätestens seit der Eroberung des Festlandes durch die Lebewelt wird in nahezu allen Sedimentationsräumen organisches Material abgelagert. Aus organisch-geochemischer Sicht hervorzuheben sind solche Sedimente, die überdurchschnittlich viel organischen Kohlenstoff (Corg) enthalten. Generell erfolgt die Bildung Corg-reicher Schichten sowohl subaquatisch als auch subaerisch. Letztere sollen hier unberücksichtigt bleiben. Sie beschränken sich auf Hochmoortorfe, die unter humiden Klimabedingungen gedeihen (LITKE, 1993). Im folgenden wird auf die Entstehung mariner Schwarzschiefer ("black shales") eingegangen und ihre Verknüpfung mit der Ozeanographie und dem Klima aufgezeigt. Ein weitreichender Überblick über die verschiedenen Corg-reichen Sedimente und deren Bildungsbedingungen findet sich u. a. bei STEIN (1991) und LITKE (1993).

Für das marine Milieu haben sich zwei unterschiedliche Modellvorstellungen zur Bildung Corg-reicher Sedimente etabliert, die zwar intensiv, bisher jedoch nicht abschließend diskutiert wurden (PEDERSEN & CALVERT, 1990; DEMAISON, 1991; PEDERSEN & CALVERT, 1991). Der erste Ansatz geht von einer gesteigerten Bioproduktion im marinen Oberflächenwasser aus ("**Produktivitätsmodell**": SCHLANGER & JENKINS, 1976; THIEDE & VAN ANDEL, 1977; PARRISH & CURTIS, 1982), die durch eine hohe Nährstoffzufuhr gesteuert wird. Nach dem Produktivitätsmodell von PEDERSEN & CALVERT (1990) ist die Erhaltung des organischen Materials unabhängig vom O₂-Gehalt der Wassersäule. Relevant sind ausschließlich die Menge der produzierten Biomasse und die Sedimentationsrate. Aktuelle Beispiele für solche Hochproduktivitätsgebiete sind die Auftriebsregionen des Humboldt-, Benguela-, Kanaren- und Kalifornienstroms sowie die Monsunregionen im Arabischen Meer. Im Falle erhöhter Produktivität des Oberflächenwassers führt die Zersetzung großer Mengen abgestorbener Biomasse zu einem Sauerstoffdefizit in tieferen Wasserregionen (vgl. PARRISH & CURTIS, 1982; JENDRZEJEWSKI, 1994). Die zweite Hypothese, das sogenannte "**Stagnationsmodell**", postuliert eine verbesserte Erhaltung des organischen Materials unter tektonisch und klimatisch induzierten, anoxischen Bodenwasserbedingungen (LANCLOT et al., 1972; FISCHER & ARTHUR, 1977; THIERSTEIN & BERGER, 1978; BRUMSACK, 1983). Im Gegensatz zum Produktivitätsmodell schließt das Stagnationsmodell starke Strömungen im Ablagerungsraum aus. Als rezente Beispiele für stagnierende Sedimentationsbecken gelten das Schwarze Meer, die Ostsee und der Tanganyika-See. Diese Ablagerungsräume sind durch fehlende oder sehr stark eingeschränkte Austauschmöglichkeiten zwischen Boden- und Oberflächenwasser charakterisiert.

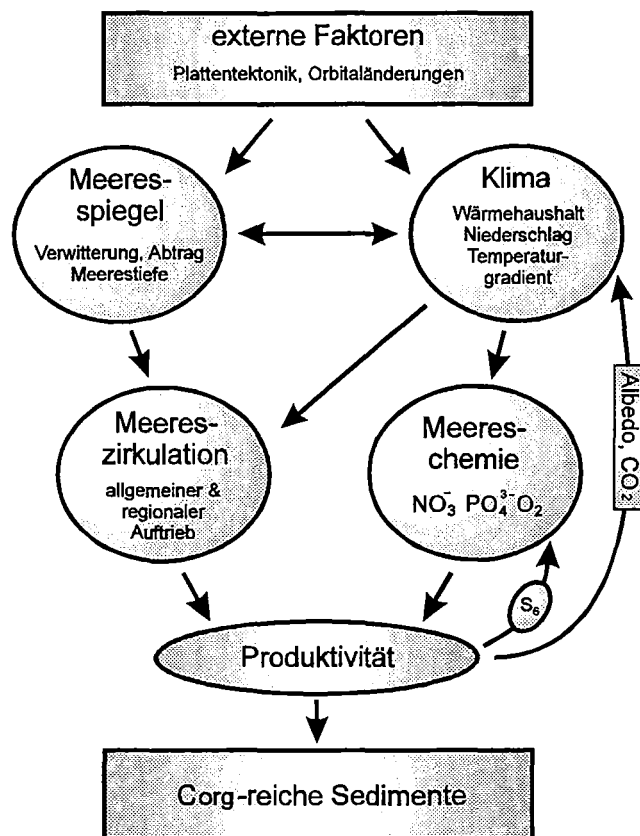


Abb. 1: Beziehung zwischen Klima, Ozeanographie und der Ablagerung Corg-reicher Sedimente. Verändert nach BERGER (1991).

Bei der geochemischen Analyse des organischen Material ist zu berücksichtigen, daß nur ein sehr geringer Prozentsatz der ursprünglich produzierten Biomasse in das Sediment eingebettet und "konserviert" wird. Der größte Teil des abgestorbenen Materials wird innerhalb der Wassersäule aufoxidiert und als Nährstoffquelle "recycled" (u. a. BERGER, 1991). Ein weiterer Teil wird auf und unter der Sedimentoberfläche von benthonischen Organismen verbraucht. So ist die jährliche Erhaltungsrate des organischen Materials unter normalmarinen, sauerstoffgesättigten Verhältnissen um eine Größenordnung geringer als die Menge der ursprünglich auf die Sedimentoberfläche auftreffenden organischen Partikel (BENDER & HEGGIE, 1984; EMERSON et al., 1985). Die Überlieferung dieser Komponenten hängt folglich entscheidend vom Umfang der primären Bioproduktion, der Mächtigkeit der Wassersäule und dem Sauerstoffgehalt in der Wassersäule, im Sediment und an der Sediment-Wasser-Grenzfläche ab. Hinzu kommt die Sedimentationsrate, aus organisch-geochemischer Sicht häufig als Hintergrundsedimentation bezeichnet (vgl. Kap. 5.1.2). Eine schnelle Ablagerung und Überdeckung behindert den Abbau des organischen Materials, verringert allerdings auch den relativen Corg-Gehalt der Sedimente. Die ozeanographischen Faktoren werden durch die Entwicklung des Klimas und des Meerespiegels gesteuert, die ihrerseits von externen Gegebenheiten wie z. B. Plattentektonik und Orbitaländerungen abhängig sind. Die Wechselwirkungen zwischen dem Klima, der Ozeano-

graphie und der Ablagerung organischen Materials sind in Abbildung 1 dargestellt. Das Schema vereinigt die Ansätze des Stagnations- und des Produktivitätsmodell in sich. Zwar ist die Produktivität eine unverzichtbare Größe, die zur Bildung Corg-reicher Sedimente benötigt wird, doch besteht über die bereits oben angedeutete Veränderung des Sauerstoffhaushaltes eine direkte Einflußnahme auf die Erhaltungsbedingungen für das organische Material.

Die **Produktivität** in einem Ablagerungsraum wird durch die Belichtung, die Nährstoffkonzentration und die Durchmischung des Oberflächenwassers geregelt. Sie ist somit durch die Erneuerung der Nährstoffe, also durch Wiederaufarbeitung und Zufuhr in die photische Zone limitiert. Als Nährstoffe sind Nitrat und Phosphat wesentlich, die beide durch Oxidation freigesetzt werden. Ein kalter, sauerstoffreicher Wasserkörper setzt demnach Nährstoffe frei, fällt allerdings Fe, Mn und andere Metalle als Oxide aus. Ein warmes, sauerstoffarmes Meeresbecken begünstigt dagegen die Phosphateinbettung und Nitratzerstörung und fällt Spurenelemente als Sulfide aus. Damit kann ein warmer Ozean nicht produktiver sein als ein kalter (BERGER, 1991). Demzufolge sind die Corg-reichen Lagen der pelagischen Kreideprofile möglicherweise eher auf Stagnation als auf erhöhte Produktivität zurückzuführen (vgl. BERGER & ROTH, 1975; SCHLANGER & JENKYN, 1976; JENKYN, 1980; ARTHUR et al., 1984; BRAWLOWER & THIERSTEIN, 1984; HERBERT & FISCHER, 1986).

Für die Bereitstellung von Nährstoffen ist der Wechsel von Transgression und Regression von Bedeutung. In regressiven Phasen werden dem offenen Ozean mehr Nährstoffe zugeführt, da dann größere Landflächen der Verwitterung ausgesetzt sind. Zudem verlagern sich während einer Regression nährstoffreiche Sedimente vom Flachwasser in die offenen Meeresgebiete. Umgekehrt werden während einer Transgression die Ästuare aufsedimentiert, die Kalksättigung und damit der Abzug von Phosphat steigen und die Produktivität sinkt (FROELICH et al., 1982). Die Erneuerung der Nährstoffe hängt jedoch nicht nur vom externen Eintrag, sondern in stärkerem Maße noch von der Durchmischung der Wassersäule ab (BRAMLETTE, 1965; NEWELL, 1965). Dabei geht von der Tiefendurchmischung der entscheidende Impuls aus. Ist diese gering, so wird das Tiefenwasser nur langsam ausgetauscht. Dann reichert sich dieses mit Nährstoffen an und im Oberflächenwasser geht die Produktivität zurück. Auch unter diesem Aspekt ist ein regressiver Ozean der produktivere, da bei kleinem Schelf die Energie der Gezeiten und der Winde, die eine Umwälzung des Wassers bewirken, hauptsächlich in der Tiefe aufgenommen werden (BERGER, 1991). Einem transgressiven Ozean sind dagegen eine Vielzahl von Nebenmeeren angegliedert, die eigene Wassermassen schaffen können, die als Nährstofffallen dienen. Unter solchen Umständen sinkt die Produktivität des offenen Ozeans (vgl. BRAWLOWER & THIERSTEIN, 1984). Gegründet auf den Zusammenhang zwischen Nährstoffzufuhr und Auftrieb und auf das Gesetz der Fazies von JOHANNES WALTHER (1893) formulierte BERGER (1991) das

Gesetz der Fraktionierung, wonach große Gegensätze in einer zyklisch aufgebauten Abfolge biogener Tiefseesedimente eine niedrige Produktivität des Ozeans bedeuten. Für die Nebenmeere der Schelfregionen ist die Situation dagegen komplexer, da hier bereits geringfügige Änderungen im Wasserhaushalt zu einer Verschiebung des Systems führen (SEIBOLD, 1970; vgl. Kap. 2.3). So ist die Lage der Thermokline und, daran gebunden, die der Nutrikline relativ zum Zugang des Nebenmeeres entscheidend. Hat das nährstoffreiche Thermoklinenwasser keinen Zutritt, wird das Schelfbecken nur mit nährstoffarmem Oberflächenwasser versorgt. Durch Meeresspiegeländerungen gelangen dann die Nährstoffe in unterschiedlichem Maße in das Becken. Die sich daraus entwickelnden Sedimentzyklen lassen sich also direkt auf Meeresspiegelschwankungen zurückführen (BERGER, 1991). Die Interpretation solcher Schichtfolgen wird jedoch vielfach durch den Einfluß weiterer Faktoren (Tektonik, fluviatiler Nährstoffeintrag) erschwert.

Die vielfältigen Wechselbeziehungen zwischen Klima, Ozeanographie und Schwarzschiefer-Sedimentation sollten hier nur angedeutet werden, doch wird daraus bereits klar, wie komplex es ist, aus dem im Sediment ja nur zu einem Bruchteil überlieferten organischen Material auf die ozeanographischen und klimatischen Ablagerungsbedingungen zu schließen. Hier kann nur ein multidisziplinärer Ansatz Erfolg versprechen, wie er im Rahmen des BCCP verfolgt wird.

2.2 Die Kreide

Das zeitliche Grundmuster der Erdgeschichte orientiert sich traditionell an der Evolution des Lebens auf unserem Planeten. Dabei stimmt jedoch die biostratigraphische Gliederung nicht immer mit anderen geologischen Zeitskalen überein. So überwinden auch die in der Kreide ablaufenden plattentektonischen Prozessen, Meeresspiegelschwankungen und Klimawechsel die Grenzen des geologischen Systems (vgl. BARRON, 1983; ZIEGLER, 1990; LARSON, 1991 a, b).

Die Beckenentwicklung West- und Mitteleuropas während der Unterkreide war an **tektonische Strukturen** gebunden, die sich bereits in der Trias abzeichneten. Mit Beginn der Kreide verstärkte sich die Divergenz der nordamerikanischen und eurasischen Krustenplatte. Die zugehörige Spreitungsachse progradierte nordwärts und erfaßten den borealen Bereich (ZIEGLER, 1990). Der Zentralgraben der Nordsee und die angrenzenden Gebiete wurden besonders durch die sogenannte Spätkimmerische Riftphase geprägt. In ihrer Folge kam es zu einer starken Ausdifferenzierung der randlichen Sedimentationsräume, die sich z. B. im Niedersächsischen Becken in einer schnellen Subsidenz von "en-echelon" angeordneten Teiltrögen äußerte. Der beginnende Einbruch der Münsterländer Bucht ab dem Alb markiert einen Höhepunkt dieser

Krustendehnung (KEMPER, 1987; LOMMERZHEIM, 1988). In der Oberkreide dauerten die divergenten Plattenbewegungen im Bereich des Atlantiks generell an, die Aktivitäten im Bereich der Nordsee verloren jedoch deutlich an Intensität. Im tethyalen Raum zwischen der Afrikanischen und Eurasischen Landmasse machten sich zum Ende der Kreide Konvergenzbewegungen verstärkt bemerkbar, die von einer nach Süden einfallenden Subduktionszone begleitet wurden. Die fortschreitende Kollision und die sich abzeichnende Auffaltung des alpinen Orogengürtels reichte in ihrer kompressiven Wirkung bis zu 1.200 km nach Nord- und Westeuropa. In ihrer Folge wurden die ursprünglichen Extensionsbecken eingeengt und herausgehoben (ZIEGLER, 1990). Nach COOPER & WILLIAMS (1989) bildeten sich die sogenannten "invertierten Becken" Mitteleuropas, zu denen auch das Niedersächsische Becken zu rechnen ist. Mit dem Einsetzen der Inversion geht der Aufstieg magmatischer Massive einher (BINOT et al., 1991). Im westlichen Niedersachsen erzeugten die Laccolithen von Bramsche und Vlotho einen erhöhten Wärmefluß, der vor 80 bis 88 Millionen Jahren sein Maximum erreichte (STADLER & TEICHMÜLLER, 1971; BUNTEBARTH, 1985; LEISCHNER, 1993).

Das **Klima** der Kreide galt lange Zeit als erdgeschichtliches Modell für besonders ausgeglichene und warme Bedingungen ohne polare Vereisungen und ohne einen ausgeprägten, globalen Temperaturgradienten, wie er beispielsweise heute vorhanden ist (u. a. BARRON, 1983). Es gibt jedoch auch Hinweise darauf, daß das Klima in der Unterkreide deutlich kühler war, als bisher angenommen wurde, bis hin zur Existenz zirkumpolarer Eismassen (KEMPER & SCHMITZ, 1981; KEMPER, 1987). Die genannten Autoren beschreiben Glendonite aus unterkretazischen Schichten des arktischen Kanadas. Diese Pseudomorphosen von Kalzit nach Ikait bilden sich frühdiagenetisch bei Temperaturen unter 0° C und gelten daher als Indikatoren arktischer Klimaverhältnisse. FRAKES & FRANCIS (1988, 1990) resümieren Funde von Diamiktit-ähnlichen Sedimenten in Sibirien, Kanada und Australien, die sie als sogenannte "ice-rafted deposits" deuten. Nordsibirien verblieb trotz der verstärkten Plattenbewegungen in der Unterkreide in einer subpolaren Position und der Chukotka-Block wanderte, angetrieben durch die Öffnung des Kanada-Beckens, im Verlauf der Kreide über den Nordpol hinweg. Da polnahe Landmassen die Bildung von Eiskappen begünstigen, könnten sich in dieser Konstellation kontinentale Eismassen akkumuliert haben (ZIEGLER, 1990). Im Gegensatz dazu fehlen für die Oberkreide vergleichbare Indizien. FRAKES et al. (1992) trennen daher das System der Kreide klar in eine kühl-gemäßigte Periode (Unterkreide) und eine ausgesprochen warme Klimaphase (Oberkreide). Beginnend schon im mittleren Jura setzte sich in der Unterkreide ein Wechsel von wärmeren und kühleren Intervallen fort, der nach AGER (1981) eine Periodendauer von ca. 30 Millionen Jahren aufwies. Die warmen Klimaphasen wurden möglicherweise von Transgressionsschüben begleitet. Sie sind zudem durch eine erhöhte marine Artenvielfalt und eine verminderte Produktivität der Ozeane gekennzeichnet (VINCENT & BERGER, 1981; BERGER, 1991).

Da die verschiedenen Paläotemperaturindikatoren jedoch zu teilweise widersprüchlichen Aussagen führten, wird der zeitliche Abgrenzung von wärmeren und kälteren Perioden kontrovers diskutiert (u. a. SCHOLLE & ARTHUR, 1980; ROTH, 1987; WEISSERT, 1989; J. MUTTERLOSE, mdl. Mtg.). Generell läßt sich zusammenfassen, daß der klimatische Trend in der Unterkreide auf eine allmähliche Steigerung der globalen Durchschnittstemperaturen hindeutet (FRAKES et al., 1992).

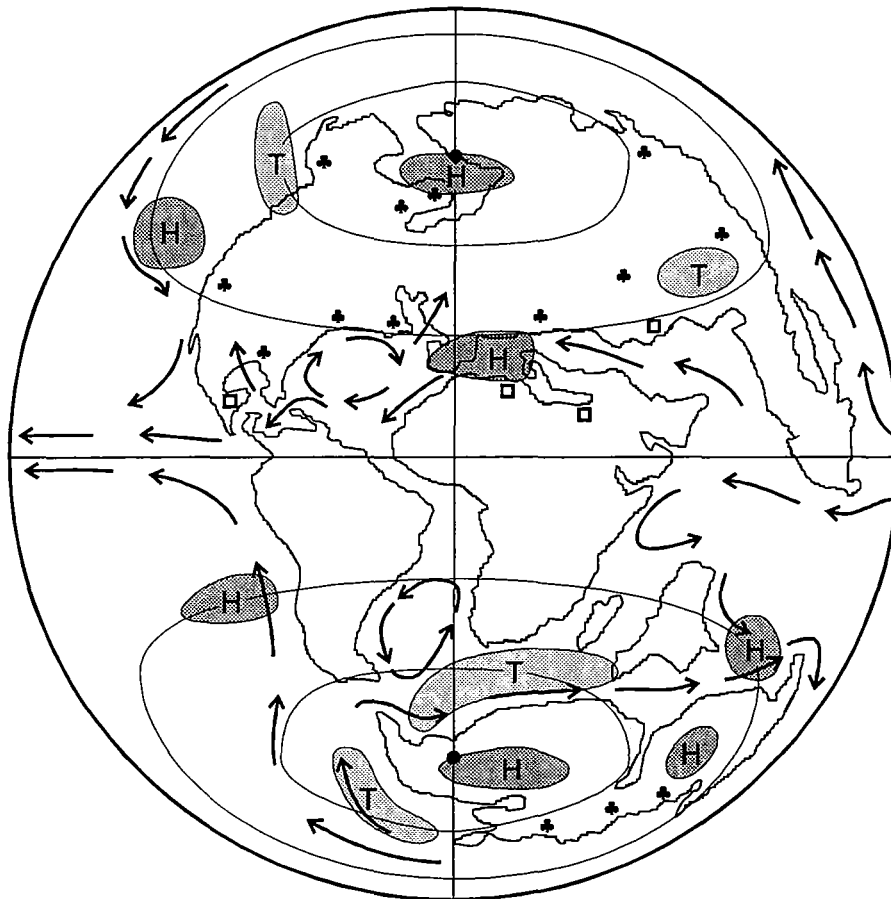


Abb. 2: Ozeanische Zirkulation (→) in der mittleren Kreide. Darstellung verändert nach ROTH (1986). Paläogeographie nach SMITH et al. (1981). Verteilung von Kohlen (★) und Evaporiten (□) nach PARRISH et al. (1982). Verteilung von Hoch- (H) und Tiefdruckgebieten (T) im Sommer der kreidezeitlichen Nordhalbkugel nach PARRISH & CURTIS (1982).

Das Klima der Unterkreide war darüber hinaus durch saisonale Unterschiede geprägt, auch wenn von einem relativ geringen globalen Temperaturgradienten ausgegangen werden muß. Die in dieser Zeit noch recht kompakte Landmasse der Pangäa führte insbesondere in den mittleren geographischen Breiten zu starken Temperaturkontrasten zwischen Sommer und Winter. Es kam zur Entwicklung ausgedehnter Monsunsysteme an den Kontinentalrändern, wie sie u. a. für die Nordufer der Tethys angenommen werden (HALLMAM, 1985; KUTZBACH & GALLIMORE, 1989; FRAKES et al., 1992) (vgl. Abb. 2). Ab der mittleren Kreide herrschten warme

Klimabedingungen vor, die sich durch eisfreie Pole, einen hohen Meeresspiegelstand, ausgedehnte Schelfareale und eine gesteigerte Evaporation charakterisieren lassen (ARTHUR et al., 1985). Die globale Durchschnittstemperatur lag wahrscheinlich um 6° C über den heutigen Verhältnissen (BARRON, 1983), wobei das Alb und die Cenoman/Turon-Wende deutliche Maxima darstellen. ARTHUR et al. (1985) belegen für das Alb eine signifikante Zunahme der vulkanischen Aktivität, die in Verbindung mit dem gesteigerten CO₂-Ausstoß einen "Treibhauseffekt" bewirkt. Die Zunahme an CO₂ in der Atmosphäre wird jedoch durch eine verstärkte Einlagerung von organischem Material in den marinen Sedimenten jener Zeit kompensiert. SCHLANGER & JENKYNs (1976) bezeichnen diese Schwarzschieferbildungen als "oceanic anoxic events" (OAE), eine Definition, die in ihrer globalen Gültigkeit allerdings nicht unumstritten ist. So konnten durchaus unterschiedliche Faktoren der Corg-Akkumulation in den kreidezeitlichen Ozeanen nachgewiesen werden, die dem "event"-Modell entgegenstehen (vgl. RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986; FUNNEL, 1987, RULLKÖTTER et al., 1990 a).

Die **paläozeanographischen Bedingungen** der Kreide waren von den heutigen sehr verschieden. Trotz möglicher Glazialperioden gilt es als gesichert, daß der globale Temperaturgradient in dieser Zeit zumeist gering war. Eine an die Bildung von kaltem Tiefenwasser gekoppelte Zirkulation konnte sich nach Ansicht von (FRAKES et al., 1992) nicht etablieren, da die Größe der polaren Eiskappen hierfür nicht ausgereicht hat. Infolgedessen fehlten wahrscheinlich ausgedehnte Auftriebsgebiete, wie sie aus den heutigen Meeren bekannt sind. Lediglich ein durch monsunale Winde angefachter, saisonaler Küstenauftrieb gilt als wahrscheinlich (BERGER, 1991). Demgegenüber führte die intensive Verdunstung in den warm-ariden Klimaphasen zur Entstehung hochsalinarer Wassermassen. Aufgrund der mangelnden Umwälzung und der hohen Dichte bildete sich daraus ein stabiler, sauerstoffarmer Tiefenwasserkörper, der die Erhaltung des organischen Materials begünstigte (BRASS et al., 1982). Trotz der fortschreitenden Öffnung des Atlantiks während der Unterkreide wird der Tiefenwasserzustrom insbesondere in den südlichen Ozeanteilen noch bis zur Wende Apt/Alb durch das hoch aufragende Falkland-Plateau verhindert (Abb. 2). Durch die Öffnung des Zentralatlantiks bereits im Jura hatte sich eine zirkumäquatoriale Meeresströmung etabliert, die jedoch bereits in der Unterkreide durch das Eindriften des mittelamerikanischen Nicaragua-Blocks unterbrochen wurde (GRADSTEIN & SHERIDAN, 1983). Diese erzwungene Umorientierung der Wasserzirkulation führte zur Anlage des Proto-Golfstroms (FRAKES et al., 1992; vgl. Abb. 2).

Die relative **Lage des Meeresspiegels** war besonders in der frühen Kreide durch stärkere Schwankungen gekennzeichnet, die überwiegend auf tektonische Vorgänge zurückzuführen sind (ZIEGLER, 1990). Im Berrias und Valangin ist ein globaler Meeresspiegeltiefstand zu verzeichnen, der mit der Spätkimmerischen Riftphase korreliert. Zum Ende des Valangin bis ins

Barrême steigt der Meeresspiegel mit Unterbrechungen allmählich an. Dieser Trend setzt sich auch im Apt und Alb fort, wobei kurze Stagnations- bzw. Regressionsphasen eingeschaltet sind (HALLAM, 1981; VAIL & TODD, 1981; HAQ et al., 1987; LARSON, 1991 b). Für die Oberkreide ist ein weltweiter, tektonoeustatischer Meeresspiegelanstieg geradezu zum Synonym geworden, der seine Ursachen vermutlich in der schnell fortschreitenden Öffnung des Atlantiks und des Indiks hatte (PITMAN, 1978; DONOVAN & JONES, 1979; SCOTese et al., 1988). Der Höchststand wurde vermutlich an der Cenoman/Turon-Grenze erreicht (HAQ et al., 1987; vgl. HAYS & PITMAN, 1973; VAIL et al., 1977; BOND, 1978, 1979). Dieser Anstieg führte zu einer rapiden Ausdehnung der marinen Sedimentationsräume und zur Öffnung neuer Meeresverbindungen, die u. a. die kalten, arktischen Wassermassen mit den Warmwasserprovinzen der Tethys und des Zentralatlantiks in Verbindung brachten. Im Zuge der Ausdehnung der Schelfareale reduzierte sich der klastische Eintrag und es kam zur Ablagerung ausgedehnter Karbonatserien. Hierzu zählt auch die mitteleuropäische "Schreibkreide", die dem gesamten System den Namen gab.

2.3 Das Niedersächsische Becken

Das Probenmaterial, das dieser Arbeit zugrunde liegt, entstammt dem Niedersächsischen Becken. Die permo-mesozoische Sedimentfüllung dieses überwiegend marinen Ablagerungsraums ist heute in einer 300 km langen und 65 km breiten Zone am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges nachzuweisen. Im Norden wird es durch das Hochgebiet der Pompeckjschen Schwelle begrenzt, nach Westen stößt es an die Ostholländische Triasplatte und nach Osten gehen die Schichten in das Subherzyne Becken über.

Auch wenn das Niedersächsische Becken als eigenständiger Sedimentationsraum erst ab dem oberen Jura (Kimmeridge) in Erscheinung trat, begann seine geologische Evolution doch bereits im **Perm**. Auf dem variskisch konsolidierten Unterbau bildete sich damals eine von England bis ins Baltikum reichende Depression, die durch Spätherzyne Bruchtektonik in ein nördliches und ein südliches Teilbecken differenziert wurde. Das Niedersächsische Becken lag im Bereich des südlichen Teilbeckens. Marine Ingressionen von Norden her und ein zunehmend arides Klima führten am Ende des Paläozoikums (Zechstein) zur Ausbildung zyklischer Karbonat- und Salinarfolgen. Dieses primär bis zu 1.500 m mächtige Lager gilt als Auslöser einer bedeutenden Salztektonik (JARRITZ, 1970; 1973). Im Mesozoikum setzte sich zunächst die brackisch-lagunäre bis terrestrische Sedimentation fort. Erst der **Jura** brachte einen endgültigen Wandel zu einem flachen Epikontinentalmeer mit überwiegend vollmarinen Bedingungen (ZIEGLER, 1990). Zu dieser Zeit war der halokinetische Aufstieg der Salze im Bereich des späteren Niedersächsischen Beckens bereits abgeschlossen (JARRITZ, 1973). Der untere Jura (**Lias**) zeichnet sich

durch tonig-mergelige, teilweise sehr Corg-reiche Sedimente aus (Posidonienschiefer), die als ergiebige Erdölmuttergesteine gelten. Im mittleren Jura (**Dogger**) traten gröber-klastische Sedimente in den Vordergrund, die ihrerseits als Speichergesteine für Öl und Gas von Bedeutung sind (BOIGK, 1981). Im oberen Jura (**Malm**) kam es zu einer weitreichenden Umgestaltung der paläogeographischen Verhältnisse. Als Reaktion auf die beginnende Atlantiköffnung brachen am Rande des bisherigen Senkungsraums kleinere Teilbecken ein, denen auch das Niedersächsische Becken zuzurechnen ist (BETZ et al., 1987; BINOT et al., 1991). Parallel zur Absenkung des Niedersächsischen Beckens vollzieht sich der Aufstieg der Pompeckjischen Schwelle und der südlichen Festlandregion, die sich aus Brabanter-, Rheinischer- und Böhmischer Masse zusammensetzt. An der Wende Jura/Kreide war der Höhepunkt dieser Ausdifferenzierung erreicht. Das Niedersächsische Becken war nun ein selbständiges Randmeer mit eingeschränkten Verbindungen zu anderen Ozeanregionen.

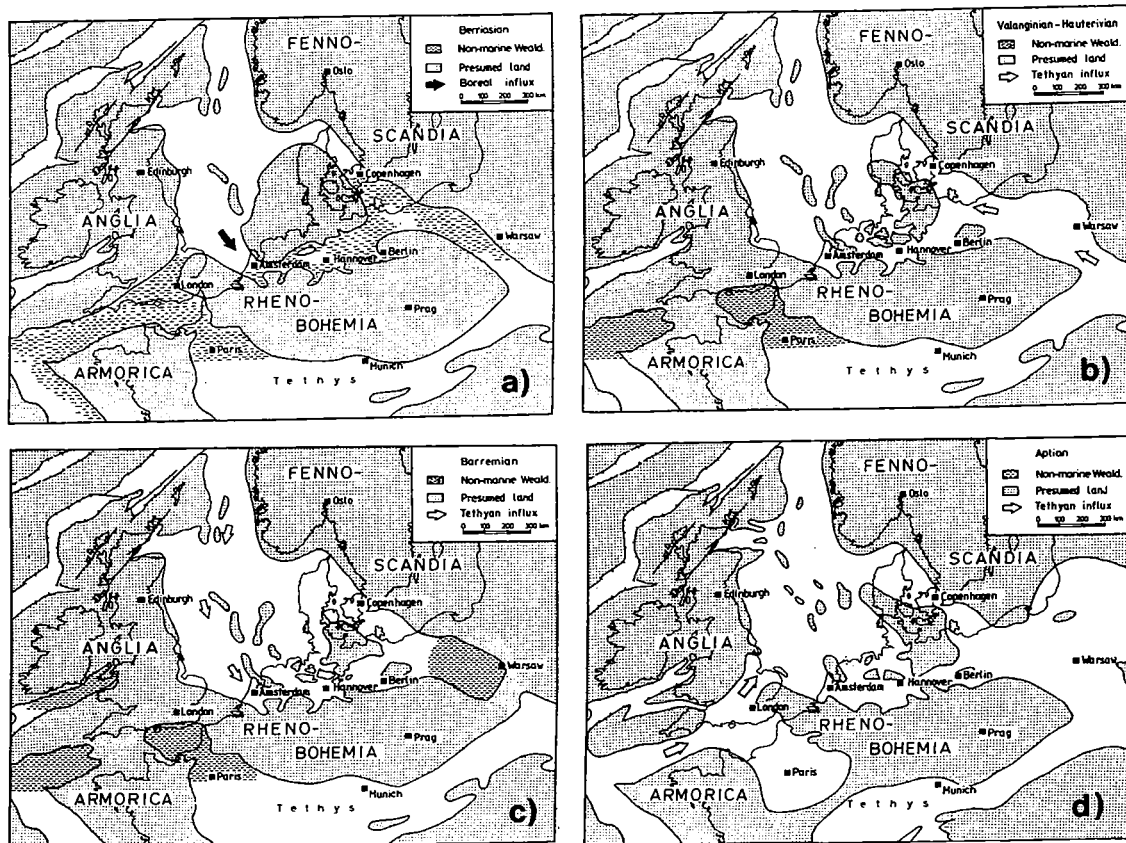


Abb. 3: Die Paläogeographie der Unterkreide in vier Stadien: a) Berrias, b) Valangin/Hauterive, c) Barrême, d) Apt. Unverändert aus MUTTERLOSE (1992) nach Karten von SCHOTT et al. (1967/1969) und ZIEGLER (1990).

Auch während der **Kreide** dauerte diese Marginalposition an, obwohl sich im Zuge einer fortschreitenden Transgression allmählich breitere Verbindungen zu benachbarten Ozeanregionen abzeichneten. Die Lage dieser Wasserwege war jedoch regional und temporal unterschiedlich. Die kreidezeitliche Nordsee hatte über den Wikinggraben einen andauernd wirksamen und tiefreichenden Verbindung zum polaren Nordmeer. Das Niedersächsische Becken war von diesem Wasseraustausch allerdings durch den vorgelagerten Pompeckjiblock weitgehend abgeschnitten. Dieses Hochgebiet reichte von Nordholland bis nach Sachsen-Anhalt (Abb. 3, 4). In der frühesten Kreide (Berrias) erstreckte sich über Südengland, das Pariser Becken und Norddeutschland der brackisch-lakustrine Sedimentationsraum der Wealden-Fazies. Der sogenannte Karpaten-Seeweg über Polen zur Tethys war während dieser Zeit unterbrochen. Gelegentliche, kurze, marine Ingressionen umliefen den Pompeckjischen Block und drangen über Ostholland in das Wealden-Becken vor. Während in den übrigen Gebieten die terrestrisch geprägte Sedimentation andauerte, stellten sich in Nordwestdeutschland im **Valangin** marine Ablagerungsbedingungen ein (u. a. MUTTERLOSE, 1992). Es kam zur Bildung einer mehr als 200 m mächtigen Serie von dunklen Tonsteinen. Die Transgression an der Basis des Valangin öffnete erstmalig den Karpaten-Seeweg und schaffte so eine marine Verbindung zwischen der Tethys und dem Nordwestdeutschen Becken (MICHAEL, 1979). Verbindungen zur kreidezeitlichen Nordsee existierten zwischen den Inseln des Pompeckjiblocks über den sogenannten Giffhorn-, Hoya- bzw. Ems-Kanal (MUTTERLOSE, 1992). Am Ende des Valangin begann erneut eine transgressive Sequenz, die im frühen **Hauterive** ihren Höhepunkt erreichte. Mit dieser Transgression verbunden war der Zustrom tethyalen Faunenelemente, die durch den Karpaten-Seeweg in das boreale Nordeuropa eindrangen. Gestützt auf paläontologische Untersuchungen belegt MUTTERLOSE (1992) für das Hauterive einen Wechsel von mehreren Transgressionen (frühes Unterhauterive, mittleres Hauterive, spätes Hauterive) und Regressionen (spätes Unterhauterive, mittleres Oberhauterive). Die Paläogeographie ähnelte der des Valangin. Die marinen Sedimentationsbedingungen bestanden fort.

Im **Barrême** vollzog sich ein deutlicher Wandel der paläogeographischen Situation in Nordwestdeutschland (RAWSON, 1973; MICHAEL, 1979). Der Rückzug des Meeres schloß die östliche Verbindung zur Tethys und brachte für Süd- und Mittelpolen ein nunmehr brackisch-lakustrines Ablagerungsgeschehen. Das Niedersächsische Becken entwickelte sich zu einem eingeschränkten Randmeer. Hier erreicht das Barrême eine Gesamtmächtigkeit von ca. 200 m. Charakteristisch für den Sedimentstapel sind die feinlamierten Bildungen des sogenannten Hauptblättertens und weiterer dünner Blättertonglagen. Hervorzuheben ist der mit teilweise über 6 Gew.% recht hohe Gehalt an organischem Kohlenstoff in den Schichten (KEMPER & ZIMMERLE, 1978; GNEWUCH, 1993; RULLKÖTTER et al., 1995). Die Ablagerung der lamierten Sedimente dauerte bis ins frühe Apt hinein an, wo mit dem Fischechiefer ein letzter, prominenter Vertreter

dieser Lithologie zu verzeichnen ist. Die Artendiversität der benthonischen Foraminiferen innerhalb der Blättertone ist mit maximal 10 Spezies sehr gering (MUTTERLOSE, 1992). Die Lamination wird durch Unterschiede im Corg- und CaCO₃-Gehalt, in der Detritusführung und in der Faunenzusammensetzung hervorgerufen. Die karbonatischen Laminae lassen sich als monospezifische Nannoplanktonlagen identifizieren (CEPEK & KEMPER, 1981; MUTTERLOSE & HARDING, 1987; MUTTERLOSE, 1991). Darauf stützt sich die These, daß die Lamination durch saisonale Planktonblüten hervorgerufen wurde und somit Ausdruck jahreszeitlicher Variationen ist. KEMPER (1987) bezeichnet diese Sedimente als "Warmwasserlaminite" bzw. als "Schreibkreidefazies in dünnen Lagen" und deutet die dunklen, Corg-reichen Laminae als tonige Normalfazies. Derselbe Autor (1987) ordnet die homogenen Tone, aus denen das Profil überwiegend besteht, einem anderen, kühleren Temperaturregime zu ("Kaltwassertonsteine"). Als Temperaturindikatoren werden der minimale Karbonatgehalt und die große Zahl agglutinierender Foraminiferen benutzt.

Das Apt veränderte die Paläogeographie Nordwestdeutschlands erneut. Mehrere Transgressionsschübe, die sich bis ins Alb fortsetzten, vergrößerten den marinen Ablagerungsraum. Dazu zählten nun auch der Süden Englands und das Pariser Becken, wo bis dahin die Wealden-Fazies Bestand hatte. Dieser geographische Wandel läßt sich mit einem weltweiten Umbruch der Nannoflora und -fauna korrelieren (ERBA & MUTTERLOSE, 1992). Im Zuge der Apt-Transgression öffnete sich im Bereich von Südengland und Nordfrankreich eine neue Meeresverbindung zur Tethys. Der ehemalige Karpaten-Seeweg blieb jedoch weiterhin geschlossen (MUTTERLOSE, 1992). Umstritten ist dagegen eine direkte Verbindung zur Tethys über das Pariser Becken, die sich vermutlich erst im Unteralb öffnete (DESTOMBES et al., 1973; KEMPER, 1982 a; MUTTERLOSE, mdl. Mtg.).

Im Niedersächsischen Becken beginnt das Apt mit dunklen Tonsteinen (*bodei*-Ton), die von dem laminierten Leithorizont des Fischschiefers überlagert werden. Bezogen auf die Vergesellschaftung benthischer Foraminiferen stellt MUTTERLOSE (1992) den paläontologischen Umschwung in das späte Unterapt, da sich erst nach der Ablagerung des Fischschiefers deutliche Unterschiede zu den Sedimenten des Barrêmes zeigen. Ein Wechsel in der Planktonvergesellschaftung vollzog sich bereits vor der Ablagerung des Fischschiefers, da deren Entwicklung nicht vom O₂-Gehalt des Bodenwassers abhängig ist (MUTTERLOSE, 1991; KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). KEMPER (1982 b) postuliert ebenfalls ein Fortbestehen der stationären Nebenmeerbedingungen über die Barrême-Apt-Grenze hinaus. GEORGI (1976) belegt mit planktonischen Foraminiferen der Gattung *Clavibergella* bereits im Fischschiefer einen klaren tethyalen Einfluß. Die Sedimentation setzte sich mit der Ablagerung dunkler Tone fort, die von drei mächtigen Mergelhorizonten abgelöst werden (*ewaldi*-, *clava*- und *inflexus*-Mergel). Im

obersten Apt (Clansayes) folgten erneut dunkle Tone (KEMPER, 1982 b). Nach der Ablagerung des Fischeschiefers setzten sich im Niedersächsischen Becken erstmals in der Erdgeschichte propelagische Bedingungen durch, die sich u. a. in einer Homogenisierung der marinen Floren- und Faunenelemente äußerten (KEMPER, 1982 b; MUTTERLOSE, 1992). Die Wassertiefe wird für diese Zeit mit mehreren hundert Metern angegeben (KEMPER, 1982 c). Wie schon in der Zeit zuvor ist eine starke terrigene Materialzufuhr aus den südlichen Festlandsregionen zu verzeichnen. Sie verursacht im Apt und Alb eine Aufteilung des Sedimentationsraums in drei Fazieszonen ohne Symmetrie zur Beckenachse (KEMPER, 1982 c, d). Küstennah treten Glaukonitreiche Sedimente auf, die von der sogenannten biosilizischen Fazies abgelöst werden. Sie zeichnet sich durch das Massenaufreten von Diatomeen bzw. Kieselschwammresten (z. B. "Flammenmergel" des Alb) und teilweise erhöhte Corg-Werte aus und wird von KEMPER (1982 e) mit einer lokalen Sauerstoffminimumzone in Verbindung gebracht. Zum Beckenzentrum hin folgte dann eine pelagische, sauerstoffgesättigte Fazies. Als Ursache für diese Verteilung in schmalen Gürteln gibt der genannte Autor (1982 e) den Auftrieb kalten Tiefenwassers an ("coastal upwelling"). In dem KEMPERSchen Modell dringen arktische Wassermassen durch den Zentralgraben der Nordsee nach Süden vor und strömt über die in dieser Zeit wenig wirksame Pompeckjische Schwelle in das Niedersächsische Becken. Dieser Zustrom unterschichtet das wärmere Oberflächenwasser und erfährt dann am südlichen Festlandsockel einen Dichte-induzierten Auftrieb. KEMPER (1982 e) diskutiert den starken terrigenen Eintrag als mögliche Alternative für die von ihm beobachteten Produktivitätssignale in der biosilizischen Fazieszone, doch hält er dieser Möglichkeit das Fehlen von größeren Deltabildungen sowie die starke Glaukonit-Sedimentation, die Häufung von Diatomeen und Kieselschwämmen und die gleichzeitige Phosphoritbildung entgegen. Der terrigene Einfluß im Apt und Unteralb verdünne bzw. überlagere im Gegenteil viele der für Auftriebsgebiete typischen Erscheinungen (vgl. Kap. 8).

Im Beckenzentrum erreicht die niedersächsische Unterkreide eine Gesamtmächtigkeit von rund 2.000 m. Auf den häufig an Salzstöcke gebundenen Schwellen und am Südrand des Beckens (Eggegebirge) ist sie dagegen um eine oder sogar um zwei Größenordnungen geringer (ARNOLD, 1976).

Das Alb und auch die nachfolgenden Stufen der **Oberkreide** brachten keinen wesentlichen Wechsel der Sedimentationsbedingungen mehr. Der seit dem Apt zunehmend überflutete Pompeckjiblock verlor weiter an Bedeutung, so daß sich nun ein einheitlicher, pelagischer Ablagerungsraum von Polen bis nach Mittelengland erstreckte. Gleichzeitig verringerte sich die tektonische Aktivität, und der klastische Eintrag in das Niedersächsische Becken reduzierte sich drastisch. Das Alb ist im Zentrum des Niedersächsischen Beckens durch monotone, dunkel- bis mittelgraue Mergelsteine gekennzeichnet. Auch in der Oberkreide bestehen die Sedimente

Norddeutschlands aus einer einförmigen Folge von Mergelsteinen und hellen Kalksteinen in Pläner- und Schreibkreidefazies. Im Coniac und Santon wurde der zentrale Teil des Niedersächsischen Beckens, der bis dahin die stärkste Subsidenz erfahren hatte, zur Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle herausgehoben (VOIGT, 1963). An ihrem Südrand bildeten sich kompressive Strukturen, von denen die Osning-Überschiebung die größte Ausdehnung besitzt. Auch am Nordrand des ehemaligen Beckens wurden die Abschiebungen in Form von Auf- und Überschiebungen reaktiviert. Im Gegensatz dazu sank das einstige Hochgebiet des Pompeckjiblocks zunehmend ein. Diese Subsidenz wird heute durch ein über 2.000 m mächtiges Oberkreideprofil belegt (VOIGT, 1963). Ursache dieser subherzynen Beckeninversion war die Konvergenz im Bereich der alpinen Orogenfront (ZIEGLER, 1990). Nach einer allgemeinen Verkleinerung des Meeresbeckens fiel der gesamte norddeutsche Sedimentationsraum noch im Obermaastricht trocken. Abgesehen von einigen unbedeutenden Ingressionen stellte sich erst wieder im Eozän eine vollmarine Fazies ein (WALTER, 1992).

3. Material und Methodik

3.1 Lithologie und Lage der Bohrungen

Der vorliegende Arbeit basiert auf Untersuchungen an insgesamt sechs Kernbohrungen (Abb. 4 und 5). Dabei lag das Hauptaugenmerk einerseits auf der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb), die die Corg-arme Fazies nach KEMPER (1982 e) repräsentiert, und andererseits auf der Bohrung Hoheneggelsen KB 50 (Oberbarrême - Unterapt), deren Profil insgesamt achtzehn Schwarzschieferhorizonte umfaßt. Das gewonnene Bild ließ sich durch Detailuntersuchungen an den Kernen Ahlum 1 (Oberbarrême - Unterapt) und Hoheneggelsen KB 40 (Unterapt) ergänzen, die in Form von Diplomarbeiten (GNEWUCH, 1993; LOKAY, 1994) durchgeführt bzw. angeleitet wurden. Zur Erweiterung des betrachteten Zeitintervalls konnte auf Voruntersuchungen an den Bohrungen Wiechendorf 1/86 (Oberbarrême - Unterapt) und Hoheneggelsen KB 3 (Mittelapt) zurückgegriffen werden. Organisch-geochemische und organisch-petrologische Untersuchungsergebnisse zu diesen Vorstudien wurden von RULLKÖTTER et al. (1995, im Druck) publiziert. Dort findet sich auch die Beschreibung der Kerne, so daß hier auf eine weitere Ausführung verzichtet werden kann. Die überarbeiteten Profildarstellungen im Maßstab 1 : 100 wurden in den Anhang A.1 aufgenommen.

Kirchrode 1/91

Die Forschungsbohrung wurde im November 1991 im Westen des Sarstedt-Lehrte-Salzstocks abgeteuft. Ihre geographische Position im Hermann-Löns-Park von Hannover wird durch die GAUSS-KRÜGER-Koordinaten R 35 56 500, H 58 04 600 (Blatt 3625 "Lehrte") genauer bezeichnet (Abb. 4). Entsprechend den Anforderungen der beteiligten Arbeitsgruppen wurde der in 1 m-Stücke geteilte und anschließend der Länge nach halbierte Kern bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) bergfeucht und kühl eingelagert. Das 245 m lange Profil setzt sich aus gleichförmig grauen Kalkmergel-, Mergel- und Tonmergelschichten zusammen, die ein Einfallen von 7 - 10° zeigen. Dadurch reduziert sich die reale Mächtigkeit des Sedimentstapels auf ca. 241 m. Die Abfolge ist im wesentlichen autochthon, nur oberhalb von 28 m und unterhalb von 205 m lassen sich Anzeichen für eine Resedimentation beobachten. Hervorzuheben ist ein Kondensationshorizont bei 132 m Teufe, der wahrscheinlich mit der Grenze zwischen unterem und oberem Oberalb zusammenfällt. Eine detaillierte Beschreibung des Kerns mit einer Differenzierung in neun lithologische Einheiten gibt PROKOPH (1994). Das Profil im Maßstab 1 : 100 ist im Anhang A.1 dargestellt.

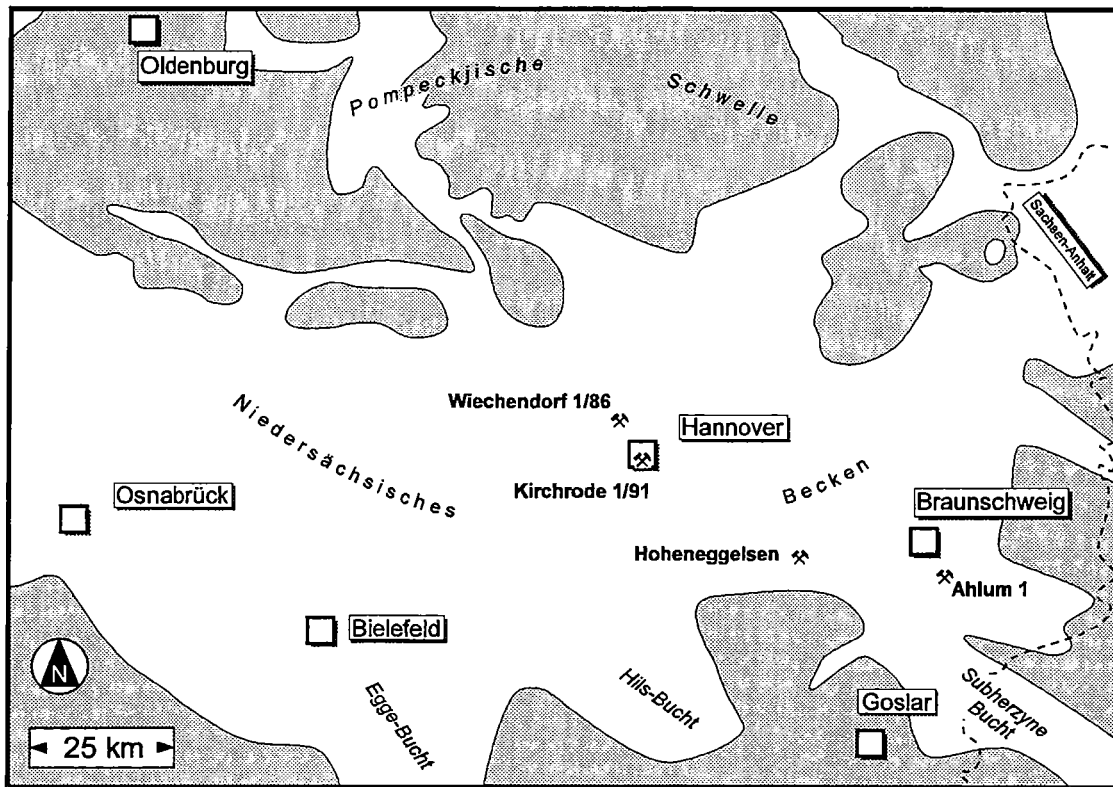


Abb. 4: Lage der untersuchten Kernbohrungen im mittleren und östlichen Niedersachsen. Grau unterlegt die paläogeographische Situation im Apt (verändert nach SCHOTT et al. (1967/1969).

Die biostratigraphische Einteilung erfolgte durch P. CEPEK und J. WIEDMANN anhand von Ammoniten und kalkigem Nannoplankton. Beide Fossilgruppen datieren die Bohrung in das Oberalb (Abb. 5). Die Grenzen zum Mittelalb bzw. zum Cenoman wurden demnach nicht durchteuft. Bei der Festlegung der Grenze zwischen oberem und unterem Oberalb traten jedoch deutliche Diskrepanzen auf. Gemäß der Ammonitenstratigraphie ist die angesprochene Grenze zwischen der *Callihoplites auritus*- und *Mortonicerias rostratum*-Subzone bei 64 m Bohrteufe zu ziehen (WIEDMANN, 1993). Die gleiche Zeitmarke läßt sich mit Hilfe des kalkigen Nannoplanktons zwischen der *Prediscoshaera columnata*- und der *Eiffelithus turriseiffelii*-Zone festlegen (SISSINGH, 1977). Dies entspricht in der Bohrung Kirchrode 1/91 einer Teufenlage von 132 m (P. CEPEK, unpubl.). Eine Grenzziehung bei 132 m wird durch einen Wechsel in der Bivalvenvergesellschaftung (PROKOPH, 1994) und durch das Erstauftreten der planktonischen Foraminifere *Globerinelloides bentonensis* gestützt (W. WEIß, mdl. Mtg.), jedoch nicht zweifelsfrei abgesichert.

Zur zusätzlichen Charakterisierung der erbohrten Gesteine wurden umfangreiche geophysikalische Bohrlochmessungen ("logging") durchgeführt und die Daten anschließend allen beteiligten Arbeitsgruppen zur Verfügung gestellt. Die dreizehn Meßreihen lassen sich in fünf Gruppen zu-

sammenfassen, die im Anhang A.2 graphisch dargestellt sind. Ihre Auflösung beträgt jeweils 10 cm. Diese Meßdichte ermöglicht eine statistische Bearbeitung des Datensatzes im Hinblick auf eine potentielle Zyklizität der Ablagerungen (siehe Kapitel 6). Zur Kontrolle der geochemischen Befunde eignen sich die geophysikalischen Profile nicht, da aufgrund der monotonen Lithologie keine gute Korrelation zwischen beiden Meßdisziplinen besteht. Die Aussagekraft der Akustik-, Widerstands- und Gammastrahlungsmessungen ist zudem auf den ersten zwölf Bohrm Metern durch oberflächennahe Störeinflüsse stark herabgesetzt.

- Dichte (γ -ray 1, linear density) und Kaliber
- Porosität (γ -ray 2, Neutron)
- Schallgeschwindigkeit (integrated sonic)
20 cm und 60 cm Durchlaufzeit (Trtime 20, Trtime 60)
- Widerstand
Fe-resistivity 1 und -2
- Spektral Gamma (γ -ray 3)
Gesamt-Gamma, K-Gamma, Th-Gamma, U-Gamma

Hoheneggelsen KB 50

Die Bohrung Hoheneggelsen KB 50 wurde im März 1991 wenige Kilometer südöstlich der gleichnamigen Ortschaft angesetzt. Im topographischen Koordinatensystem nach GAUSS-KRÜGER entspricht diese Lage den Werten R 35 81 200, H 57 85 175 (Blatt 3827 "Lebenstedt-West"; Abb. 4). Als vollständig gekernte Aufschlußbohrung diente sie ebenso wie die Bohrungen Hoheneggelsen KB 3 und KB 40 in erster Linie der Standorterkundung für eine Mülldeponie. Die weitere Lagerung des Kernmaterials erfolgte daher nicht in ähnlich idealer Weise wie bei der Forschungsbohrung Kirchrode 1/91.

Das 31 m mächtige Profil umfaßt überwiegend dunkel gefärbte, marine Sedimente des Oberbarrêmes und Unterapts (Abb. 5; Anhang A.2; KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Bis zu einer Teufe von 2,37 m ist das Gestein durch eine rezente Bodenbildung stark verwittert, so daß in diesem Bereich auf eine Untersuchung verzichtet wurde. Die biostratigraphische Einteilung der Bohrung anhand kalkiger Nannofossilien umfaßt den oberen Teil der *Vagalapilla* sp.-Zone, die *Chiastozygus litterarius*-Zone und den unteren Teil der *Flabellites oblongus*-Zone (KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Das lithologische Bild ist geprägt durch den Wechsel von homogenen, z. T. noch plastischen Tonen in dunkelgrauer bis schwarzer Farbe mit fein laminierten, ebenfalls

dunkel gefärbten Blättertonen. Wie die späteren CaCO_3 -Messungen gezeigt haben, müssen diese sogenannten Blättertone z. T. als Mergel oder sogar Kalkmergel angesprochen werden. Als lithologische Ausnahme erscheint eine wenige Zentimeter mächtige Karbonatbank im untersten Unterapt, die jedoch durch frühere Bearbeiter des Kernmaterials bereits vollständig entnommen worden war. Erste Vertreter einer karbonatischen, Corg-armen und daher helleren Sedimentation treten unterhalb des Fischeschiefers (Oberapt) in drei dünnen Bänken auf. Oberhalb dieses letzten Blättertons setzt sich dann die Folge von mergeligen Tonen und Tonmergeln durch, die das lithologische Bild der niedersächsischen Unterkreide von da an dominiert (u. a. KEMPER, 1982 f, MUTTERLOSE, 1992; RULLKÖTTER et al., 1995, im Druck). Der Fischeschiefer gilt als bekanntester Repräsentant der laminierten Lithologie. Er weist mit 1,70 m die größte Einzelmächtigkeit im Bohrprofil auf und wird von einigen Autoren als boreales Äquivalent des weltweit nachweisbaren OAE 1a (Selli-Event) angesehen (ARTHUR et al., 1990). Diese Parallelisierung ist jedoch noch nicht zweifelsfrei gelungen, da der niedersächsische Fischeschiefer einen vom OAE 1a abweichenden Verlauf der Kohlenstoffisotopenkurve aufweist (LOKAY, 1994; J. THUROW, mdl. Mtg.). Die siebzehn weiteren Blättertonlagen in der Bohrung Hoheneggelsen KB 50 erreichen teilweise nur Mächtigkeiten von 5 - 10 cm. Insgesamt umfassen die laminierten Sedimente 6,90 m oder 22 % der Kernstrecke. In einer ersten Kampagne wurden 53 Proben unter Berücksichtigung der wesentlichen lithologischen Wechsel und Besonderheiten entnommen. 22 weitere Proben dienen zu einem späteren Zeitpunkt ausschließlich der Verdichtung des Corg- und CaCO_3 -Profils.

Hoheneggelsen KB 40

Die geographische Position dieser Aufschlußbohrung rund 2 km südlich der Ortschaft Hoheneggelsen wird durch die GAUSS-KRÜGER-Koordinaten R 35 81 763 und H 57 85 500 (Blatt 3827 "Lebenstedt-West") bestimmt (Abb. 4). Das Oberbarrême ist nicht mehr aufgeschlossen, doch wurden noch acht laminierte Tone des Unterapts erbohrt, darunter auch der hier 1,95 m mächtige Fischeschiefer. Die *Chiatstozygus litterarius*-Zone findet sich in den unteren 2,2 m der Bohrung wieder. Das übrige Profil ist der *Flabellites oblongus*-Zone zuzurechnen, ohne daß jedoch die Obergrenze dieser stratigraphischen Einheit erreicht wurde (KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Gemäß dieser Einstufung setzt Hoheneggelsen KB 40 in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau an als die Schwesterbohrung KB 50 (Abb. 5). Die lithofazielle Abfolge ist in beiden Bohrungen ähnlich. Die Sedimente des Unterapts bis einschließlich des Fischeschiefers sind auch hier durch den Wechsel von dunkel gefärbten, homogenen Tonen mit den laminierten Blättertonen gekennzeichnet. Erste Einschaltungen einer karbonatischen, aber Corg-armen Sedimentation treten ebenfalls unterhalb des Fischeschiefers in Erscheinung. Die Folge von

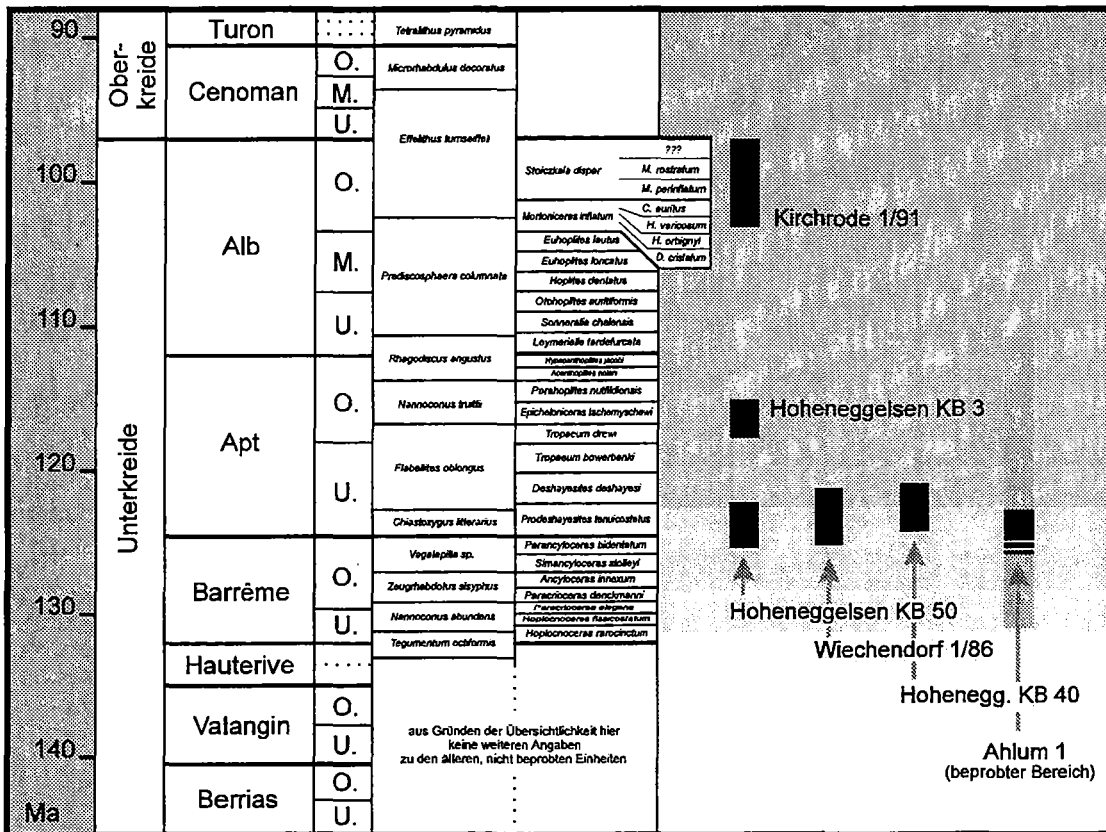


Abb. 5: Stratigraphische Einordnung der bearbeiteten Bohrungen in die Unterkreide Norddeutschlands. Absolute Altersangaben nach HARLAND et al. (1990). Nannofossilzonierung für Nordwesteuropa nach MUTTERLOSE (1988, 1991) und CRUX (1989). Ammonitenzonierung des Barrême und Apt aus MUTTERLOSE (in Vorb.). Ammonitenzonierung und -subzonierung des Alb aus OWEN (1984).

grauen Tonmergeln und mergeligen Tonen (Hedbergellenmergel) macht mit fast 20 m den überwiegenden Teil der Bohrung Hoheneggelsen KB 40 aus. Der Schwerpunkt der Untersuchungen an diesem Kern lag jedoch in einer Detailbetrachtung des Fischeschiefers, die in Form einer Diplomarbeit durchgeführt wurde (LOKAY, 1994). Die Probennahme konzentrierte sich daher auf das Teufenintervall der dunklen, Corg-reicheren Gesteine zwischen 19 und 31 m. Insgesamt wurden 151 Proben entnommen. Eine lückenlose Beprobung des Fischeschiefers konnte mittels 5 cm-Mischproben erzielt werden. An den lithologischen Wechsell zu den hangenden Hedbergellenmergeln bzw. zur liegenden Tonsteinfolge wurde dieses Raster auf 1 cm-Mischproben verdichtet. Die lithologische Übereinstimmung mit den Gesteinen der Bohrung Hoheneggelsen KB 50 rechtfertigte in den übrigen Gesteinseinheiten eine weiterständige Probennahme (10 cm-Intervalle). Eine Übersicht über die lithologische Abfolge im Maßstab 1 : 100 ist im Anhang A.1 abgedruckt.

Ahlum 1

Auch diese zu 100 % gekernte Bohrung wurde bereits 1984 unter primär geotechnischen Gesichtspunkten abgeteuft. Bei einer Gesamtlänge von 265 m erschließt Ahlum 1 die geologische Zeitscheibe zwischen Unterbarrême und Unteralb. Die Lage der Bohrung einige Kilometer östlich der niedersächsischen Stadt Wolfenbüttel entspricht den GAUSS-KRÜGER-Koordinaten R 44 06 750 und H 57 82 800 (Blatt 3829 "Wolfenbüttel"; Abb. 4). Den geologischen Rahmen bildet der Subherzyne Trog, der nach Westen hin in das größere Niedersächsische Becken übergeht. Im Gegensatz zu den drei vorher genannten Bohrungen steht Ahlum 1 jedoch nicht in einer zentralen Beckenposition, sondern in mehr küstennaher Fazies am Rande des Salzstocks von Salzdahlum. Diese Struktur bildet den nordwestlichen Endpunkt des Asse-Heeseberg-Diapirs, der schon in der Kreide ein flachmarines bis temporär landfestes Hochgebiet darstellte. Dementsprechend können stratigraphische Lücken im Profil der Bohrung nicht ausgeschlossen werden.

Die überwiegend im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführten Untersuchungen am Ahlum 1-Kern beschränken sich auf das Teufenintervall zwischen 158 und 205 m (GNEWUCH, 1993), das annähernd das zeitliche Äquivalent des Hoheneggelsen KB 50-Profiles darstellt (Abb. 5). Die Einteilung des Sedimentstapels in zwei Grundtypen kann analog zu den KB 40- und KB 50-Kernen erfolgen. Homogene, teilweise eindeutig bioturbate Tone und Mergel wechsellagern mit insgesamt acht Blättertonlagen, darunter auch der hier knapp 2 m mächtige Fischechiefer (GNEWUCH, 1993). Leider liegen zu der Bohrung Ahlum 1 keine detaillierten biostratigraphischen Daten vor, so daß insbesondere die Frage nach möglichen Sedimentationslücken im Beckenrandbereich bis auf weiters ungeklärt bleiben muß. Insgesamt wurden aus der sogenannten Dunklen Tonsteinfohle 46 Proben entnommen und untersucht. Sieben Proben stammen aus den laminierten Bereichen. Eine Probe repräsentiert eine dünne Kalksteinbank, wie sie auch in den Bohrungen Hoheneggelsen KB 40 und KB 50 anzutreffen war. Eine beckenweite Korrelation dieser Kalkvorkommen ist allerdings fragwürdig. Die Corg-armen Hedbergellenmergel im Hangenden des Fischeiefers wurden nicht untersucht. Die zugehörige Profildarstellung im Maßstab 1 : 100 findet sich im Anhang A.1.

3.2 Untersuchungsmethoden

Im folgenden werden die wesentlichen Merkmale der Untersuchungsmethoden und der dabei benutzten Geräte kurz charakterisiert. Die aufgeführten Messungen wurden vorwiegend in den Labors des Instituts für Erdöl und Organische Geochemie (ICG-4) des Forschungszentrums Jülich GmbH (KFA) vorgenommen. Einige ergänzende Gaschromatographie/Massenspektrometrie-Messungen der Aliphatenfraktion wurden im Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM) der Universität Oldenburg durchgeführt. In Abbildung 6 sind die einzelnen Arbeitsschritte inklusive der Beprobung und Aufbereitung als Flußdiagramm wiedergegeben. Die Untersuchungen waren selektiv, so daß nicht alle Proben den gleichen Analyseweg durchlaufen haben.

Die **Lagerung** des Kernmaterials erfolgte nur für die Forschungsbohrung Kirchrode 1/91 in optimaler Weise. Die Archivhälfte und der zur Beprobung vorgesehene Teil des Kerns wurde bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Hannover) in Kernkästen aus Kunststoff kühl und bergfeucht deponiert. Im nachhinein zeigten sich jedoch auch hier Spuren von sogenannten Weichmachern, die aus den Kunststoffkästen in das Gesteinsmaterial eingewandert waren (J. RULLKÖTTER, mdl. Mtg.). Alle übrigen Bohrkerne lagerten z. T. über mehrere Jahre bei Raumtemperatur und unter Luftzufuhr in hölzernen Kisten oder Kernrohren aus Kunststoff.

Nach der Probenahme mußte sich das Gestein einem im Einzelfall über mehrere Tage andauernden Trocknungsprozeß unterziehen. Anschließend wurden Bruchstücke des Materials zur Herstellung von mikroskopischen Schliffen abgetrennt und der verbleibende Rest in einer Scheibenschwingmühle pulverisiert.

Die mikroskopische Analyse der organischen Partikel erfolgte an polierten **Anschliffen** des Gesteins bzw. der **Kerogenkonzentrate**. Zu diesem Zweck wurden die Gesteinsproben in Epoxid-Harz eingebettet, nachfolgend mit verschiedener Körnung geschliffen und abschließend poliert. Die Anreicherung des Kerogens erfolgte in zwei Schritten: Der karbonatische und sulfatische Anteil im Gesteinspulver wurden zu einem großen Teil mit 25 %-iger Salzsäure (HCl) herausgelöst; das Silikatmaterial sowie die Oxyde und Hydroxyde konnten mit 40 %-iger Flußsäure (HF) entfernt werden. Die sauren Lösungen wurden jeweils abgefiltert und mit destilliertem Wasser neutralisiert. Die weitere Verarbeitung des getrockneten Materials zu mikroskopischen Schliffen geschah in ähnlicher Art und Weise, wie bei den Gesamtgesteinsproben. Ein Teil des Kerogens wurde zuvor abgetrennt und der Rock-Eval-Pyrolyse zugeführt.

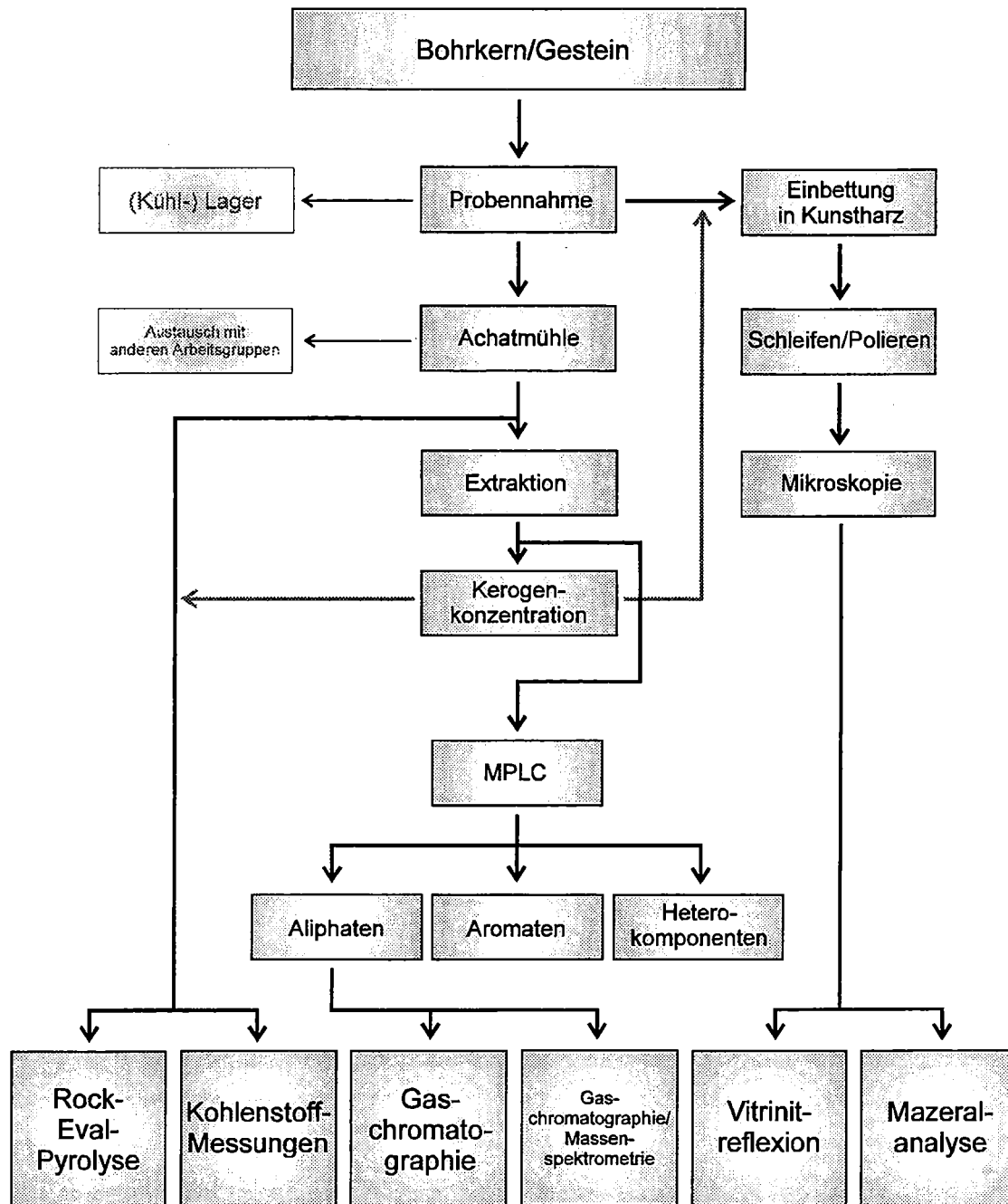


Abb. 6: Flußdiagramm des Analyseweges der untersuchten Gesteinsproben

Die **Mazeralanalyse** der Proben gemäß der von STACH et al. (1982) aufgestellten Klassifikation geschah zweiphasig: Die Gruppe der Liptinite wurde anhand ihrer Fluoreszenz unter dem Mikroskop erkannt und gezählt. Die Anregung der Fluoreszenz erfolgte durch den ultravioletten Spektralanteil einer Quecksilberhöchstdrucklampe. Der zwischengeschaltete Filtersatz bestand aus einem Anregungsfilter (395 - 440 nm), einem Farbfilter (460 nm) und einem Sperrfilter (470 nm). Die Mazeralgruppe der Vitrinite und Inertinite sowie die teilweise Pyrite ließen sich unter normalem, weißem Mischlicht identifizieren. Die quantitative Analyse erfolgte nach dem sogenannten "point-counter"-Verfahren. Bei sehr Corg-armen Proben wurden dazu Kerogenkonzentrate benutzt.

Das **Reflexionsvermögen** der Vitrinite und Inertinite [% R_r] ließ sich bei reflektiertem, weißem Licht unter Ölimmersion ermitteln. Dabei fanden wiederum Gesamtgesteinsanschliffe und Kerogenkonzentrat-Anschliffe Verwendung.

Der Gehalt an gesamtem und organischem **Kohlenstoff** in den Sedimenten und einigen Kerogenkonzentraten wurde durch die vollständige Verbrennung zu CO₂ bestimmt. Zuvor wurden jeweils zwei Teilproben (Doppelmessung mit anschließender Mittelwertbildung) in Keramiktiegeln eingewogen, zwecks verbesserter Verbrennung mit Ethanol (C₂H₅OH) benetzt und erneut getrocknet. Die anschließende Messung des Gesamtkohlenstoffs erfolgte in einem Induktionsofen bei 1.100° C unter reinem Sauerstoff. Zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffs mußte der Karbonatanteil der Parallelproben mit 25 %-iger Salzsäure (HCl) entfernt werden. Aus der Differenz beider Meßwerte errechnet sich dann der Karbonatanteil, der nach Umrechnung vereinfachend als Kalziumkarbonat angegeben wird.

Für eine rasche Charakterisierung des Kerogenyps und der Reife des organischen Materials wurde das Verfahren der **Rock-Eval-Pyrolyse** herangezogen. Alle wesentlichen Grundlagen dieser Meßmethode finden sich bei ESPITALIÉ et al. (1985). Hervorzuheben ist, daß sich mehrere Parameter bestimmen lassen: Die in Metalltiegeln eingebrachten Gesteinsproben und Kerogenkonzentrate wurden in einer inerten Heliumatmosphäre auf 300° C erhitzt. Die Menge der dabei mobilisierten organischen Komponenten bildet das sogenannte S1-Signal, das mit einem Flammenionisationsdetektor meßbar ist. Ein weiteres Aufheizen der Proben bis zu einer Temperatur von 500° C führte zum sukzessiven Aufbrechen der makromolekularen Kerogenstruktur. Die Menge der dabei freigesetzten Komponenten wurde als S2-Wert registriert. Der S3-Wert läßt sich auf Sauerstoff-haltige, organische Verbindungen zurückführen. Das daraus entstehende CO₂-Gas wurde bis zu einer Temperatur von 390° C aufgefangen und gemessen.

Aus diesen drei Parametern konnten Wasserstoff- und Sauerstoffindexwerte (HI [mg HC/g Corg], OI [mg CO₂/g Corg]) berechnet werden. Als weitere Meßgrößen der Rock-Eval-Pyrolyse sind der Produktionsindex ($PI = S1/(S1 + S2)$) und die Temperatur maximaler Pyrolyseausbeute (T_{max}) zu nennen.

Zur Untersuchung des Bitumenanteils im Gestein mußten die löslichen Komponenten mit einem organischen Lösungsmittel extrahiert werden. Dabei kam überwiegend die von RADKE et al. (1978) entwickelte "**flow blending**"-Technik zum Einsatz, bei der das Material mittels schnell drehender Rührstäbe in 600 ml Dichlormethan homogenisiert wird. Durch Zugabe von 1 % Methanol läßt sich die Oberflächenspannung herabsetzen und damit die Benetzbarkeit steigern. Nach dem Abfiltrieren des unlöslichen Materials wurde die so gewonnene Lösung in einem Rotationsverdampfer eingeeengt. Für die Corg-armen Proben der Bohrung Hoheneggelsen KB 3, die zudem nur in geringen Mengen zur Verfügung standen, fand die **Soxhletextraktion** Anwendung. Bei diesem Verfahren wird das Gesteinspulver über einen Zeitraum von ca. 24 Stunden in einem geschlossenen Destillationskreislauf mit Dichlormethan umspült. Auch hier wurde die Lösung anschließend eingeeengt.

Die **Mitteldruck-Flüssigkeitschromatographie** (MPLC) diente zur Auftrennung der zuvor gewonnenen Extrakte in die Stoffgruppen der gesättigten und ungesättigten (olefinischen) Kohlenwasserstoffe (Aliphaten), aromatischen Kohlenwasserstoffe (Aromaten) und der N-, S- und O-haltigen Heterokomponenten (NSO-Komponenten). Die von RADKE et al. (1980) beschriebene, automatisierte MPLC-Apparatur arbeitet mit Kieselgel als stationärer und *n*-Hexan als mobiler Phase. Die Heterokomponenten wurden auf der sogenannten Vorsäule gebunden; die Trennung von Aliphaten und Aromaten erfolgte in der nachgeschalteten Hauptsäule.

Die analytische Trennung der gesättigten Kohlenwasserstoffe *n*-C₁₅ - *n*-C₃₆ geschah mittels **Kapillarsäulen-Gaschromatographie** (GC). Zum Einsatz kam ein mit einem Kaltaufgabesystem bestückter Gaschromatograph vom Typ HEWLETT PACKARD 5710 A. Die Starttemperatur des Probeninjektors betrug 30° C. Die 50 m lange "fused-silica"-Trennsäule vom Typ HP Ultra besaß einen Innendurchmesser von 0,2 mm und eine Filmdicke von 0,1 µm (Filmmaterial OV 1). Der Ofen wurde mit einer Rate von 4° C/Min. von 80 auf 300° C erhitzt und die Endtemperatur anschließend 32 Minuten gehalten. Die gesättigten Kohlenwasserstoffe wurden gemäß ihrer Kettenlänge aufgetrennt und mit Computerunterstützung quantifiziert (Datenverarbeitungssystem "Multichrom" der Firma VG Laboratory Systems). Als interner Standard diente eine Lösung von 278,9 mg 5α-Androstan in 50 ml *n*-Hexan, die den Proben bereits vor der Extraktion zugesetzt worden war.

Zur Identifizierung der Chemofossilien ("Biomarker") innerhalb der Aliphatenfraktion wurde die kombinierte **Gaschromatographie/Massenspektrometrie** (GC/MS) eingesetzt. Das FINNIGAN MAT 5100 SP-Gerät war mit einer 50 m langen Quarzkapillarsäule bestückt. Der Innendurchmesser dieser Kapillare betrug 0,25 mm, die Filmdicke der stationären Phase 0,4 μm (CP-SIL-5CB). Ab einer Starttemperatur von 110° C wurde der Ofen mit einer Rate von 3°/Min. bis auf die Endtemperatur von 320° C aufgeheizt (Haltezeit 2 Min.). Die Injektionstemperatur betrug 280° C. Das Massenspektrometer arbeitete mit einer Ionisierungsenergie von 70 eV. Die bei der GC/MS-Analyse erstellten Massenfragmentogramme geben das Erscheinen von Ionen bestimmter Masse/Ladungsverhältnisse (m/z) in Abhängigkeit von der Retentionszeit ihrer Ausgangsmoleküle bei der gaschromatographischen Trennung wieder (Anhang A.5).

4. Organisch-petrologische Untersuchungen

4.1 Mazeralzusammensetzung

Die organischen Partikel der Gesteine werden unter dem Begriff "Mazerale" zusammengefaßt. Dabei ist die Anlehnung an den Terminus der anorganischen Komponenten (Minerale) offensichtlich. Die Betrachtung und Analyse der Mazerale in Sedimentgesteinen geht auf Methoden zurück, die in der Kohlepetrographie und Palynologie entwickelt wurden (TEICHMÜLLER, 1986). Man unterscheidet im wesentlichen drei Hauptgruppen: die Liptinite, Vitrinite und Inertinite. Jede dieser Gruppen besteht ihrerseits aus unterschiedlichen Mazeralen, die von STACH et al. (1982) *en détail* beschrieben wurden. Liptinite sind aufgrund ihres Fluoreszenzvermögens unter dem Mikroskop gut zu identifizieren. Material von geringer Maturität fluoresziert hellgelb, bei fortschreitender Inkohlung verschiebt sich die Farbe in den rötlichen Spektralbereich. Liptinite gehen auf eine Vielzahl floraler Ausgangsstoffe zurück. Dazu zählen u. a. Algen, Sporen und Harze. Im Rahmen dieser Studie wurde die Gruppe der Liptinite dort, wo es möglich war, in Alginit, Sporinit, Bituminit und Liptodetrinit differenziert. Vitrinite und Inertinite zeigen keine sichtbare Fluoreszenz. Sie sind im weißen Licht anhand ihrer Farbe bzw. ihres Reflexionsvermögens zu unterscheiden. In Gesteinen geringer Reife ist das Reflexionsvermögen von Inertinit deutlich höher, als das von Vitrinit. Bei zunehmender Maturität wird die Reflexion aller Mazerale größer und gleicht sich zudem mehr und mehr an. Eine visuelle Unterscheidung während der Mazeralanalyse wird dadurch erschwert. Vitrinite lassen sich im wesentlichen auf Reste höherer Landpflanzen zurückführen. Inertinit bildet sich z. B. durch Waldbrände, bei denen das pflanzliche Ausgangsmaterial einem schnellen, thermischen Umwandlungsprozeß unterworfen wird. Gemäß ihrer Namensgebung sind diese Partikel gegenüber weiterer Oxidation, thermischer Reifung und bakteriellem Abbau besonders resistent.

Die Mazeralzusammensetzung der nordwestdeutschen **Unterkreide** offenbart deutliche Unterschiede zwischen den lithologischen Haupteinheiten, die eine klare Zweiteilung des Gesamtprofils zulassen. Die Grenze zwischen den beiden Abschnitten wird durch den Fischeischiefer markiert. Die hangenden Hedbergellenmergel, die grauen Tone und Mergel der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 und die Mergel und Kalkmergel des Kirchrode-Kerns bilden einen Abschnitt (Unterapt - Oberalb), der Fischeischiefer selbst und die liegende Tonsteinsfolge formen das zweite Teilprofil (Oberbarrême - Unterapt).

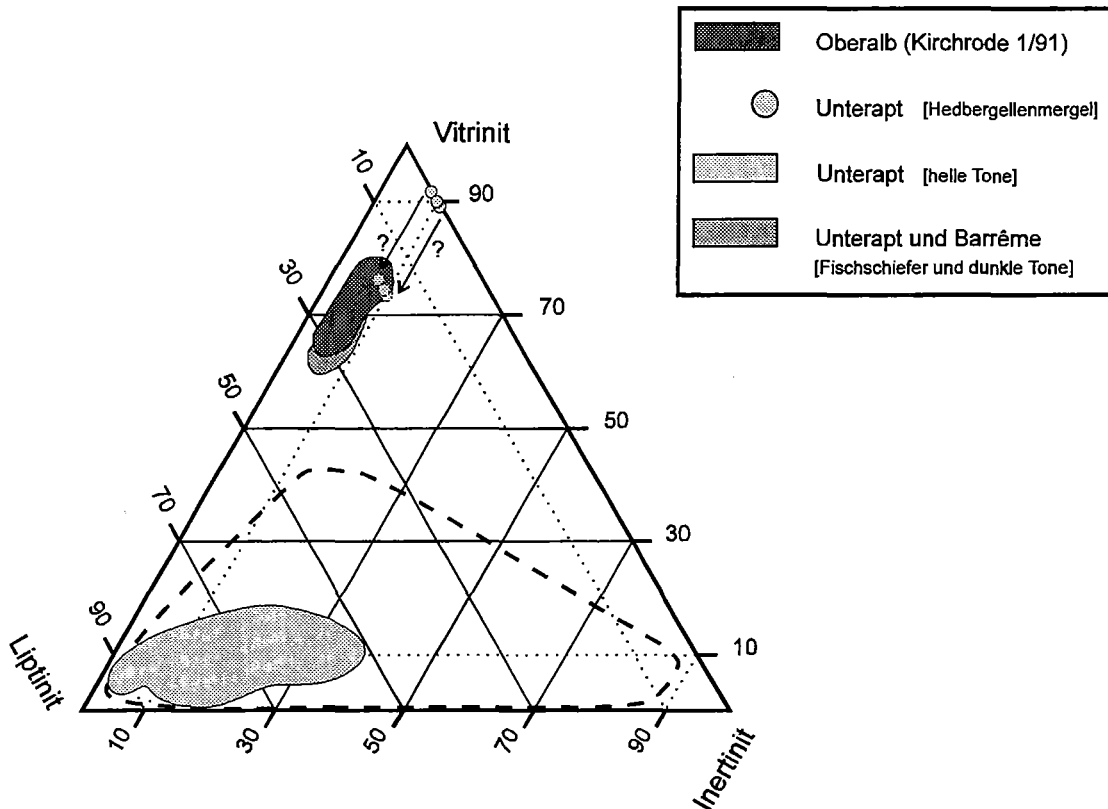


Abb. 7: Mazeralzusammensetzung der Unterkreide Nordwestdeutschlands. Das Feld mariner Sedimente nach einer Aufstellung von LITKE (1993) ist gestrichelt umrahmt. Zu den Proben mit 0 % Liptinit siehe Anmerkungen im Text.

Das Mazeralspektrum der **Oberalb**-Sedimente von Kirchrode wurde an Kerogenkonzentraten bestimmt, da der geringe Corg-Gehalt der Proben (Kap. 5.1.1.1) einer repräsentativen statistischen Auszählung der organischen Partikel im Gesamtgestein entgegenstand. Alle untersuchten Proben bieten ein einheitliches Bild, das von Vitriniten dominiert wird (Abb. 7). Zwischen 60 und 80 % der identifizierten Mazerale gehören dieser Gruppe an. Sie lassen sich beinahe ausschließlich als aufgearbeitete und resedimentierte Partikel ansprechen (Vitrodetrinite). Primäre Vitrinite konnten nicht sicher identifiziert werden. Auffällig ist die hohe Reflexion der Vitrinite in den untersuchten Bohrungen, die auf einen hohen Reifegrad schließen läßt (Kap. 4.2). Ein teufen- und damit altersabhängiger Trend in der Mazeralverteilung ist im Bohrprofil nicht festzustellen. Die Gruppe der Inertiniten ist selten vertreten. Sie bilden stets weniger als 10 % aller Mazerale. Vertreter aus der Liptinitgruppe sind, im Vergleich mit anderen marinen Sedimenten, auffällig rar. Sie treten mit relativen Gehalten von 14 - 32 % in Erscheinung und zeigen zumeist eine hellgelbe Fluoreszenzfarbe. Es überwiegen marine Algen und Dinoflagellaten (Foto A, B).

Daneben sind aber auch Sporinite zu finden, die abermals einen terrigenen Sedimentanteil belegen. Eine Besonderheit stellen einige wenige Liptodetrinite dar, die unter ultraviolettem Licht eine orange bis rötliche Färbung zeigen (Foto C). Hierbei handelt es sich um Partikel mit wesentlich höherer Reife, die wahrscheinlich aus älteren, aufgearbeiteten Sedimenten stammen und im Niedersächsische Becken erneut abgelagert wurden.

Die **Mittelapt**-Sedimente der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 zeigen eine Mazeralzusammensetzung analog zu den Befunden für das Oberalb. Auch hier bestimmen Vitrodetrinite mit heller Reflexionsfarbe das Gesamtbild. Primäre Vitrinite, Inertinite und marine organische Partikel sind selten. Da die Reflexionmessungen und die Rock-Eval-Pyrolyse (Kap. 5.1.3) ebenfalls eine weitreichende Analogie beider Profile belegen konnte, wurde auf eine weitere quantitative Mazeralbestimmung der Corg-armen Sedimente verzichtet.

In den Gesteinen des **Unterapt** und **Oberbarrême** ist ein scharfer Wechsel der Mazeralzusammensetzung zu beobachten. Die grauen Tone und Mergel im Hangenden des Fischschiefers zeigen in allen untersuchten Bohrungen ein ähnliches Verteilungsmuster, wie es zuvor für die Kerne aus den Bohrungen Kirchrode 1/91 und Hoheneggelsen KB 3 beschrieben wurde (Abb. 7). In den Gesamtgesteinsschliffen der Hedbergellenmergel geht die Menge der Liptinite quasi gegen Null, doch ist diese Aussage aufgrund der geringen Corg-Gehalte des Gesteins und der damit verbundenen absoluten wie relativen Seltenheit der Partikel nicht repräsentativ. Die wenigen Liptinite wurden nur qualitativ registriert. Möglicherweise existiert auch hier ein Liptinitanteil, der dem in den anderen Corg-armen, CaCO₃-reichen Gesteinen ähnlich ist. Dies wurde in Abb. 7 spekulativ ("?",) eingetragen. Eine sichere Quantifizierung kann auch hier nur an Kerkonzentrationen durchgeführt werden. Die Differenzierung von Inertiniten und Vitriniten erfolgte in einer weiteren Betrachtung mittels Reflexionsbestimmung. Daraus ließ sich ein Inertinitanteil von ca. 10 rel.% determinieren.

Der **Fischschiefer** zeigt eine gänzlich andere Mazeralverteilung. Es überwiegen Liptinite mit Anteilen von rund 75 bis 95 rel.% (Abb. 7). Die in den stratigraphisch jüngeren Einheiten dominante Vitrinitgruppe tritt hier zurück. Innerhalb der Liptinite bilden die Liptodetrinite die größte Fraktion, gefolgt von Bituminit und marinem Alginit (Foto E, F). Die Mazerale sind, ebenso wie die häufig auftretenden Foraminiferen, parallel zur Lamination eingeregelt (Foto G, H). Hervorzuheben ist der hohe Anteil an Bituminit (Foto G), der den Alginitanteil häufig übertrifft, in den Proben der Bohrung Hoheneggelsen KB 40 sogar um den Faktor 6 bis 7 (LOKAY, 1994). Bituminit gilt als frühdiagenetisches Degenerationsprodukt, das in einem anoxischen Milieu aus Algen, Nannofauna oder Bakterien gebildet wird (TEICHMÜLLER, 1982). LITKE & SACHSENHOFER (1994) beobachteten hohe Bituminitanteile in Corg-reichen Sedimenten aus Auftriebsgebieten.

Auch hier zeigt sich eine verstärkte Degradation der marinen Liptinite, die möglicherweise auch den Wasserstoffgehalt des organischen Materials herabsetzt (LITKE & SACHSENHOFER, 1994). Nach den Komponenten der Liptinitgruppe spielen Vitrinite und Inertinite in den Fischechieferproben eine untergeordnete Rolle. Es handelt sich überwiegend um resedimentierte Detritit-Partikel. Zusammen macht ihr Anteil am Gesamtmazeralgehalt zumeist 10 - 20 % aus. Das Verhältnis beider Fraktionen untereinander schwankt beträchtlich, ohne ein interpretierbares Bild aufzuzeigen.

Die unterhalb des Fischeiefers anstehende **Tonsteinfole** mit ihren teilweise laminierten Sedimenten zeigt eine differenzierte Mazeralverteilung. Es dominiert jedoch auch hier zumeist das marine organische Material (Abb. 7). In einem engen stratigraphischen Rahmen zwischen dem letzten, dünnen Blätterton des Unterapt und dem mächtigeren Fischeiefer finden sich einige wenige Proben, in denen der Liptinitanteil hinter der Menge an terrigenen Vitriniten und Inertiniten zurückfällt. Dieser Profilabschnitt ist in allen untersuchten Bohrkernen durch die geringsten Corg-Gehalte innerhalb der Tonsteinfole gekennzeichnet (< 1 %). Die helle Färbung der Gesteine wird durch einen relativ hohen Karbonatanteil verursacht, der jedoch nicht das Niveau der Blättertone erreicht (vgl. Kap. 5.1.1). Die nach unten anschließenden Tone und Blättertone ähneln in ihrer Mazeralzusammensetzung dem Fischeiefer. Innerhalb der vorherrschenden Liptinitgruppe dominieren marine Alginite. Signifikante Bituminitanteile finden sich nur noch vereinzelt in Proben, die alle eine mehr oder weniger deutliche Lamination aufweisen. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Beobachtungen von J. KOCH (in KEMPER & ZIMMERLE, 1978), der eine selektive Anreicherung von mutmaßlich bituminösem, nicht näher bestimmtem Material in den laminierten Sedimenten herausstellt. Dem entgegen stehen die Untersuchungen von GNEWUCH (1993), der in einigen "schrägschichteten Peliten" erhöhte Bitumintgehalte ermitteln konnte. Möglicherweise handelt es sich jedoch bei dieser Schrägschichtung um eine wenig ausgeprägte und daher fehlinterpretierte Lamination.

Die relative Verteilung der einzelnen Mazeralgruppen in den grauen, CaCO₃-reichen Sedimenten des oberen Teilprofils (jünger als Fischeiefer) ist untypisch für marine Gesteinsfolgen (Abb. 7; siehe auch LITKE & SACHSENHOFER, 1994). Wie beispielsweise SCHEIDT & LITKE (1989) anhand des Ruhrkarbons zeigen konnten, läßt ein solches Verteilungsmuster auf terrestrische Bildungen schließen. Gleichwohl sind die Sedimente der betreffenden Kreidprofile in mariner Fazies abgelagert worden. Dies wird allein schon durch die wenn auch seltenen, marinen Alginite belegt. Die Dominanz terrigener Mazerale spricht für eine starke terrestrische Sedimentzufuhr in das Niedersächsische Becken während der jüngeren Unterkreide. Zudem gibt die Seltenheit der Liptinite einen ersten Hinweis auf ein oxidierendes, sauerstoffgesättigtes Ablagerungsmilieu, da die Vorläufer dieser Mazeralgruppe gegenüber einem oxidativen und

biogenen Abbau in der Wassersäule bzw. im Sediment besonders anfällig sind. Hierdurch kommt es zu einer relativen Anreicherung der resistenteren terrigenen Partikel. Die hohen Lip-
tinitgehalte in den Proben aus dem unteren Teilprofil sind ein Charakteristikum vieler mariner
Sedimente. Zwar belegen auch hier detritische Vitrinite und Inertinite eine terrigene Hinter-
grundsedimentation, doch waren die Erhaltungsbedingungen für die organischen Komponenten
im unteren Unterapt und im Oberbarrême wesentlich besser als in der nachfolgenden Zeit. Eine
Ausnahme bilden die hellen, Corg-armen Tonmergel unmittelbar unterhalb des Fischeschiefers.
Hier deutet sich bereits ein fazieller Wechsel an, der sich jedoch erst nach der Sedimentation
des Fischeschiefers beckenweit durchsetzte. Folgt man den Ausführungen von TEICHMÜLLER
(1982), so bilden die hohen Bituminitanteile im Fischeschiefer und in anderen laminierten Berei-
chen einen klaren Indiz für anoxische Verhältnisse im Sediment. Dies deckt sich mit dem litho-
logischen Erscheinungsbild, denn die Lamination spricht gegen die Anwesenheit benthonischer
Lebensformen.

4.2 Vitrinitreflexion

Die Messung der Vitrinitreflexion ermöglicht in erster Linie die schnelle Charakterisierung der
Reife von Sedimentgesteinen. Das Reflexionsvermögen der Mazerale ist anisotrop ausgebildet.
Zur Vereinfachung wird nur der zufällige Wert ("random reflectance", R_r) bei beliebiger Raum-
lage der Partikel gemessen. Im Rahmen von Faziesuntersuchungen lassen sich mit dieser
Methode primäre Vitrinite von resedimentierten und dann häufig reiferen Partikeln unterschei-
den. Da das Reflexionsvermögen der Mazeralgruppen in gering inkohlten Gesteinen stark diffe-
riert (STACH et al., 1982), ist die Ansprache von sekundären Vitriniten über die Quantifizierung
ihrer Reflexionsfähigkeit möglich.

Die Vitrinite in den Gesteinen der Bohrung Kirchrode 1/91 (**Oberalb**) zeigen hohe Reflexions-
werte in einem Bereich zwischen rund 0,5 und 1,5 % R_r . Besonders viele Vitrinite fallen in den
oberen Teufenlagen in die Klasse 0,9 - 1,0 % R_r . Nach unten hin verschiebt sich das Vertei-
lungsmaximum zu noch höheren Reifegraden bis in die Klasse 1,3 - 1,4 % R_r (Abb. 8 a, b).
Ähnliche Ergebnisse lieferte der Hoheneggelsen KB 3-Kern mit seinen **Mittelapt**-Sedimenten.
Auch hier weist das Hauptkontingent der gemessenen Vitrinite erhöhte Reflexionswerte auf. Die
Verteilungsmaxima liegen in einem breiten Bereich zwischen 0,7 und 1,1 % R_r , wobei Werte um
1 % R_r besonders häufig sind (Abb. 9). Material geringerer Reife (< 0,5 % R_r) ist nur vereinzelt
zu finden.

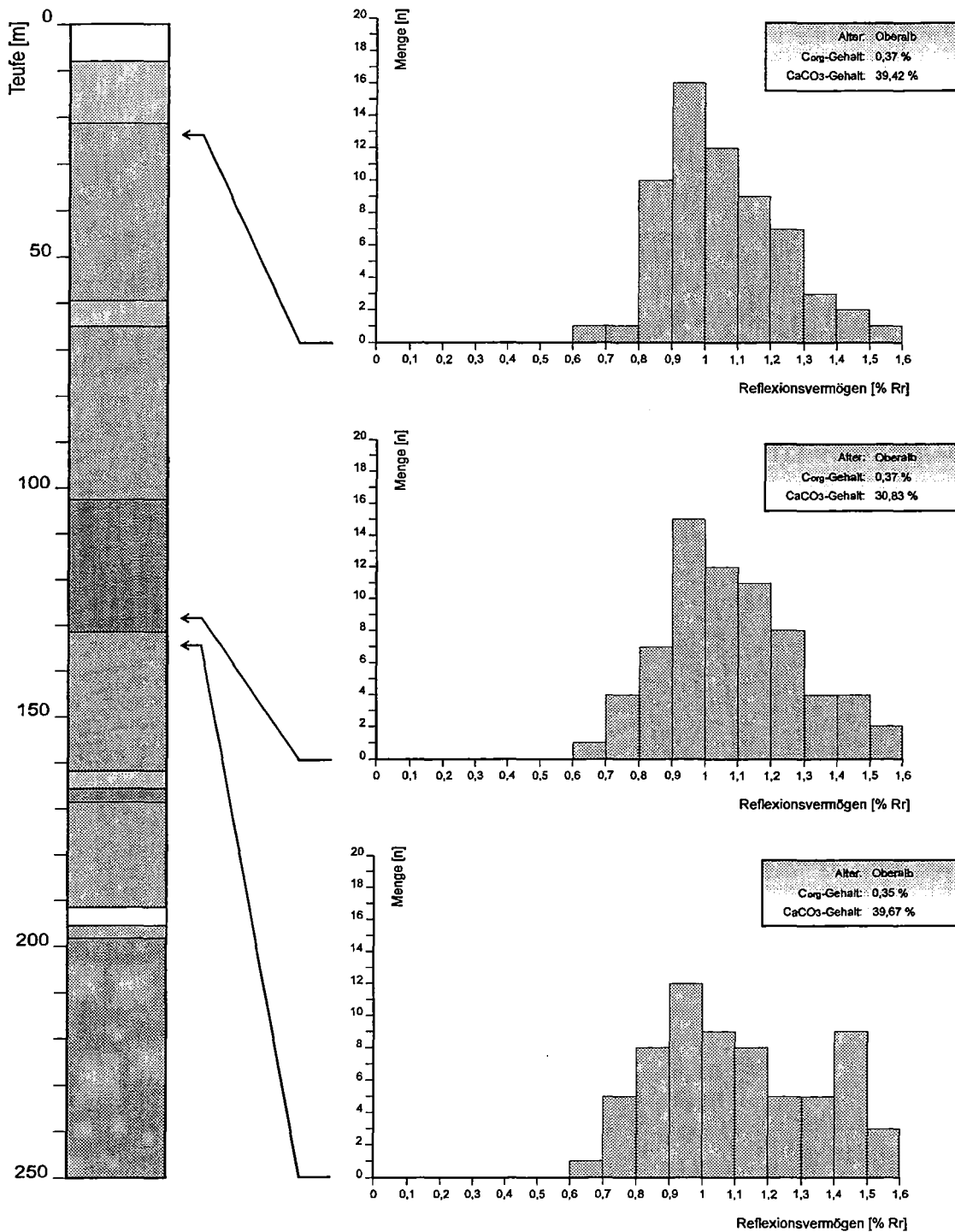


Abb. 8 a: Histogramme der Vitrinitreflexionswerte für drei repräsentative Proben aus dem oberen Profilabschnitt der Bohrung Kirchrode 1/91. Links die relativen Grauwertstufen der Bohrung nach PROKOPH (1994).

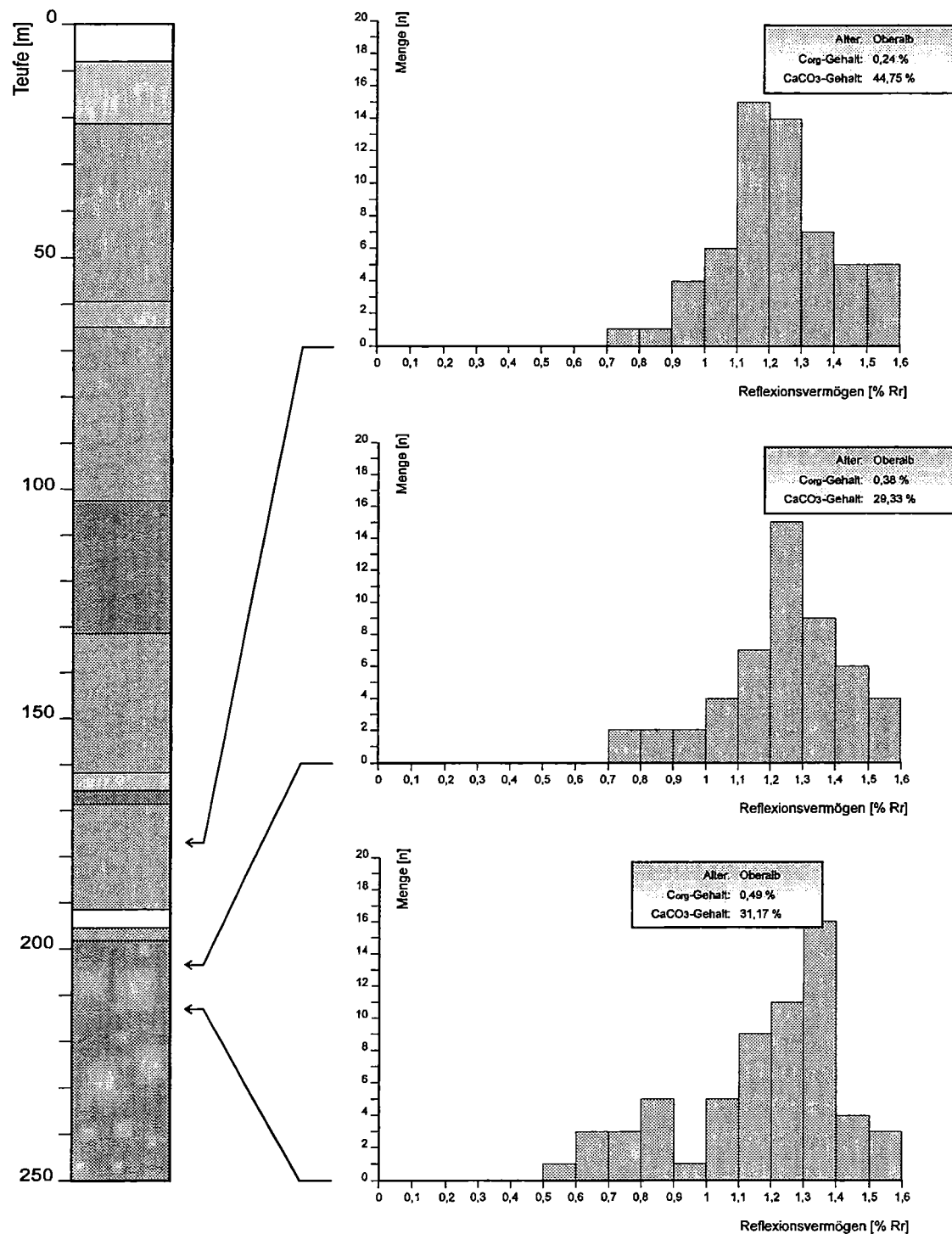


Abb. 8 b: Histogramme der Vitrinitreflexionswerte für drei repräsentative Proben aus dem unteren Profilabschnitt der Bohrung Kirchrode 1/91. Auffällig ist der teufenparallele Trend der Verteilungsmaxima hin zu höheren Reifegraden. Links die relativen Grauwertabstufungen der Bohrung nach PROKOPH (1994).

Die Gesteine aus den vier **Unterapt - Oberbarrême**-Bohrungen zeigen erneut ein differenziertes Bild. Analog zu den Ergebnissen der Mazeralanalyse ist eine Affinität zwischen den Tonen und Mergeln oberhalb des Fischeschiefers und den zuvor beschriebenen Oberalb- und Mittelapt-Sedimenten festzustellen. Das Verteilungsmaximum liegt im Bereich um ca. 1,0 % Rr. Zusätzlich treten Vitrinite auf, die eine mittleren Reflexion von 0,24 % Rr anzeigen. Aufgrund der geringen Größe der Vitrodetrinite streuen die gemessenen Werte stark. Möglicherweise treten hier größere Meßfehler auf. Für den Fischeschiefer und die Tonfolge im Liegenden konnte eine deutlich bimodale Verteilung der Reflexionswerte festgestellt werden. Die Fraktion geringerer Reife weist ein Maximum in der Klasse von 0,2 bis 0,3 % Rr auf. Die stärker inkohlierten Vitrinite decken eine Wertespanne zwischen 0,5 und 1,6 % Rr ab, wobei die Lage der Maximalpopulation stark schwankt (Abb. 10). Wiederum ist der Corg-arme Profilabschnitt

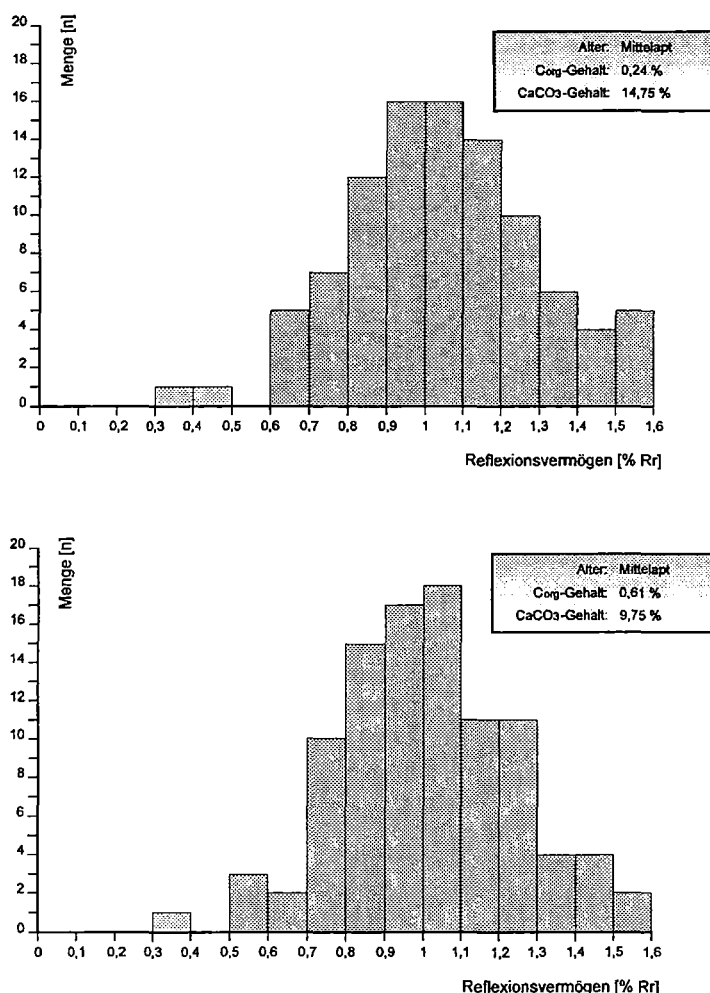


Abb. 9: Histogramme der Vitrinitreflexionswerte für zwei repräsentative Proben aus dem Mittelapt-Profil der Bohrung Hoheneggelsen KB 3.

unterhalb des Fischeschiefers auffällig. Bei geringen Corg-Anteilen treten hier die primären Vitrinite zu Gunsten des resedimentierten Materials in den Hintergrund. Es hat den Anschein, daß sowohl die Gesamtzusammensetzung der Mazerale, die Vitrinitpopulation im besonderen und der Corg-Gehalt durch den gleichen Einflußfaktor gesteuert werden. Es zeigt sich jedoch keine Abhängigkeit vom Karbonatgehalt der Proben (vgl. Kap. 5.1.1.2).

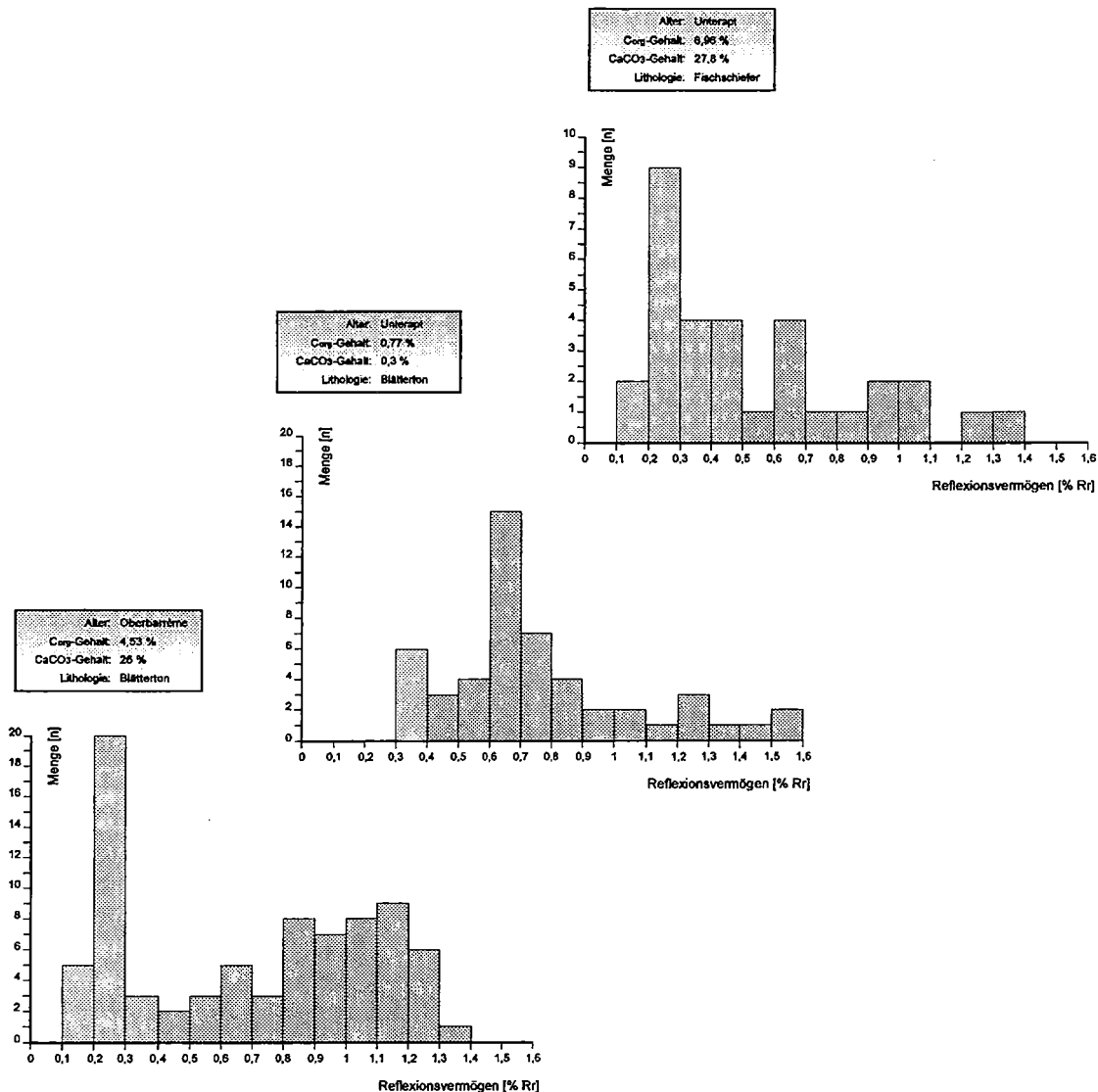


Abb. 10: Histogramme der Vitrinitreflexionswerte für drei repräsentative Proben aus den Unterapt-Oberbarrême-Profilen (Hoheneggelsen KB 40, KB 50 und Ahlum 1)

In allen untersuchten Bohrungen konnte Material mit Reifedaten von z. T. über 2 % R_r identifiziert werden. Diese Partikel wurden als Inertinite ausgegrenzt und in den Abbildungen 8, 9 und 10 nicht dargestellt. Ihr relativer Anteil am Gesamtmazeralgehalt beträgt stets unter 10 %, was teilweise erst mittels der Reflexionsmessungen quantifiziert werden konnte.

Die Reflexionswerte aus dem Teilprofil oberhalb des Fischeschiefers zeigen einen Reifegrad, der für die nordwestdeutsche Unterkreide nicht zu erwarten ist. Das flache Teufenniveau der betrachteten Bohrungen und die geringe Überdeckung des Sedimentstapels im Niedersächsischen Becken sprechen für ein Reflexionsvermögen von weniger als 0,5 % Rr. Auch ein thermisches Ereignis, das die Inkohlung des Gesteins vorangetrieben haben könnte, ist aufgrund der regionalgeologischen Befunde auszuschließen. Die ermittelten Daten repräsentieren demnach nicht den primären Reifezustand der Ablagerungen. Es handelt sich bei den Vitriniten beinahe ausnahmslos um allochthones Material, daß nach einer erosiven Aufarbeitung erneut sedimentiert wurde. Primär kretazische Vitrinite konnten nicht gefunden werden. Die Reflexionswerte von > 0,5 % Rr mit Maxima bei ca 1,0 % Rr sind unter anderem charakteristisch für die kohligen Ablagerungen des Oberkarbons (SCHEIDT & LITKE, 1989). Diese paläozoischen Gesteine bildeten während der Kreide weite Teile der damaligen Küstenregion, so daß sich die gemessenen Vitrinite mit großer Sicherheit als umgelagerte Oberkarbon-Partikel ansprechen lassen. Der teufenparallele Trend der Vitrinitverteilung hin zu höheren Reifegraden ist demnach nicht als primäre Reifezunahme innerhalb der Bohrung zu werten. Vielmehr drücken sich hier Inkohlungsunterschiede im Liefergebiet der Klastika aus. LITKE et al. (1994) konnten nachweisen, daß die Erosion des Oberkarbons auf das heute anstehende Niveau zum überwiegenden Teil vor dem Zechstein stattgefunden hat. Somit waren potentielle Liefergesteine mit geringem Inkohlungsgrad in der Unterkreide bereits abgetragen. Dies zeigt sich eindrucksvoll in den für die rezyklierten Vitrinite ermittelten Reflexionswerte (> 0,5 % Rr; siehe oben). Nach der von TEICHMÜLLER et al. (1984) erstellten Inkohlungskarte der Karbonoberfläche ist zu vermuten, daß das Liefergebiet der umgelagerten Partikel südlich einer Linie Münster-Bielefeld gelegen haben muß.

Auch in den älteren Kreideprofilen treten die oberkarbonischen Detritite stets hervor. Sie belegen einen kontinuierlichen, terrestrischen Einfluß auf die Sedimentzusammensetzung vom Unterbarrême bis an die Oberkreide-Basis. Daneben konnten im Fischeschiefer und in den dunklen Tonen auch primäre Vitrinite in nennenswerten Mengen gemessen werden. Das verstärkte Auftreten primärer Mazerale in den dunklen Sedimenten ist ein Ausdruck der guten Erhaltungsbedingungen für das organische Material in diesem Zeitabschnitt. Umgekehrt kann die klare Dominanz hochreifer, wenig reaktiver Oberkarbon-Partikel im jüngeren Profilteil und unterhalb des Fischeschiefers als Hinweis auf eine weitgehend sauerstoffgesättigte, oxidierende Wassersäule gelten. Die Reflexionsuntersuchungen lassen den Schluß zu, daß auch die primären Vitrinite bevorzugt oxidiert werden, so daß das resedimentierte Material in den Corg-armen Gesteinen die Majorität bildet.

5. Organisch-geochemische Untersuchungen

5.1 Untersuchung des Kerogens

5.1.1. Elementaranalyse

5.1.1.1. Organischer Kohlenstoff

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff in den unterkretazischen Sedimenten Nordwestdeutschlands weist über das aus sechs Bohrungen kombinierte Gesamtprofil hinweg eine Schwankungsbreite von rund einer Größenordnung auf. Innerhalb der einzelnen Teilprofile bzw. Lithologien sind die Werte jedoch zumeist sehr konstant. Eine Übersicht über die durchschnittlichen Gehalte an organischem Kohlenstoff in den untersuchten Sedimenten gibt Tabelle 1.

Tabelle 1

Durchschnittliche C_{org}- und CaCO₃-Gehalte, Standardabweichung der Meßwerte und Anzahl der untersuchten Proben in den verschiedenen lithologischen Einheiten und Bohrungen. Literaturdaten aus 1) RULLKÖTTER et al. (1995), 2) LOKAY (1994), 3) RULLKÖTTER et al. (im Druck), 4) GNEWUCH (1993).

	Bohrung	C _{org} Mittelwert [%] Standardabweichung Zahl der Proben	CaCO ₃ Mittelwert [%] Standardabweichung Zahl der Proben
Ober- alb	Kirchrode 1/91	0,37 +/- 0,06 (481)	34,2 +/- 4,7 (481)
Mittel- apt	Hoheneggelsen KB 3 ¹⁾	0,45 +/- 0,14 (70)	12,3 +/- 8,5 (70)
Hedbergellen- mergel	Hoheneggelsen KB 50	0,40 +/- 0,10 (10)	16,4 +/- 3,7 (10)
	Hoheneggelsen KB 40 ²⁾	0,43 +/- 0,06 (3)	17,0 +/- 2,8 (3)
	Wiechendorf 1/86 ³⁾	0,40 +/- 0,05 (6)	23,0 +/- 8,2 (6)
Fischschiefer	Hoheneggelsen KB 50	3,65 +/- 2,50 (6)	37,4 +/- 10,8 (6)
	Hoheneggelsen KB 40 ²⁾	5,06 +/- 1,14 (41)	32,5 +/- 11,3 (41)
	Wiechendorf 1/86 ³⁾	5,61 +/- 0,63 (5)	43,5 +/- 5,9 (5)
	Ahlum 1 ⁴⁾	4,34 +/- 1,78 (3)	51,0 +/- 23,1 (3)
Tone und Blättertone (älter als Fischschiefer)	Hoheneggelsen KB 50	3,41 +/- 1,70 (58)	7,3 +/- 10,6 (58)
	Hoheneggelsen KB 40 ²⁾	2,44 +/- 1,36 (92)	5,3 +/- 10,8 (92)
	Wiechendorf 1/86 ³⁾	2,03 +/- 1,07 (9)	17,0 +/- 11,1 (9)
	Ahlum 1 ⁴⁾	2,52 +/- 1,51 (43)	5,5 +/- 15,9 (43)

Im **Oberalb** wurden durchweg niedrige Corg-Gehalte registriert. Sie bestätigen damit den sedimentologischen Befund einer außerordentlich monotonen Schichtfolge. Die Probe mit dem höchsten Anteil an organischem Kohlenstoff erreicht in der Bohrung Kirchrode 1/91 einen Wert von 0,6 Gew.% (232,75 m). Minimalwerte finden sich bei 169,25 m (0,18 Gew.%) und bei 224,25 m (0,22 Gew.%). Bei einem Durchschnittswert von 0,37 Gew.% sind die absoluten Schwankungen im Corg-Gehalt gering. Aus den Doppelmessungen für jede einzelne Probe ist eine Abweichung der Analysen von maximal 0,02 Gew.% feststellbar. Der Kurvenverlauf des Corg-Profils (Abb. 11) zeichnet demzufolge die tatsächlichen Variationen innerhalb des Sedimentstapels in guter Auflösung nach. Der untere Teil der Bohrung (bis ca. 160 m) wird durch einen schnellen Wechsel der Werte mit relativ großen Amplituden bestimmt. Der generelle Trend in diesem Bereich geht zu niedrigeren Corg-Gehalten. So beträgt der Mittelwert für den Bereich stärkster Variationen (245 - 207 m) 0,37 Gew.%, für den anschließenden Abschnitt bis 160 m nur noch 0,30 Gew.%. Ins Hangende steigt der organische Kohlenstoffanteil allmählich an, um dann wieder ein relativ hohes Niveau zu erreichen ($\bar{\varnothing}$ 0,39 Gew.%). Die übergeordneten Schwankungen der Corg-Daten werden durch die Ausgleichskurve in Abb. 11 verdeutlicht. Die ablesbaren Trends lassen sich nicht mit der von PROKOPH (1994) vorgenommenen, sequenz-stratigraphischen Unterteilung der Bohrung in Einklang bringen. Insbesondere die postulierte "transgressive surface" bei 132 m tritt im Corg-Profil nicht hervor. Regelmäßige Variationen mit zyklischem Charakter finden sich nur im obersten Teufenintervall zwischen 0 und 40 m. Auf diese Fluktuation, die durch eine mittleren Wellenlänge von 5,4 m gekennzeichnet ist, wird in Kapitel 6 ("Sedimentationszyklen") näher eingegangen.

Die Sedimente des späten **Mittelapt** in der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 sind ebenfalls durchweg arm an organischem Kohlenstoff (Abb. 12). Die Werte schwanken zwischen 0,13 und 0,64 Gew.% (RULLKÖTTER et al., 1995). Der Durchschnitt liegt bei 0,45 Gew.%. Die Kohlenstoffbestimmung bestätigt damit die unter dem Mikroskop gewonnenen Daten. In den mergeligen Partien des unteren Profiltails (Darstellung in Anhang A.1) treten besonders geringe Corg-Gehalte auf ($\bar{\varnothing}$ 0,28 Gew.%), in den tonigen Gesteinen darüber liegen die Werte um den Faktor 2 höher ($\bar{\varnothing}$ 0,52 Gew.%). Dieser Wechsel verläuft parallel zu geringfügigen Unterschieden im Karbonat/Ton-Verhältnis, ohne auf grundsätzliche Änderungen der Sedimentationsbedingungen hinzuweisen.

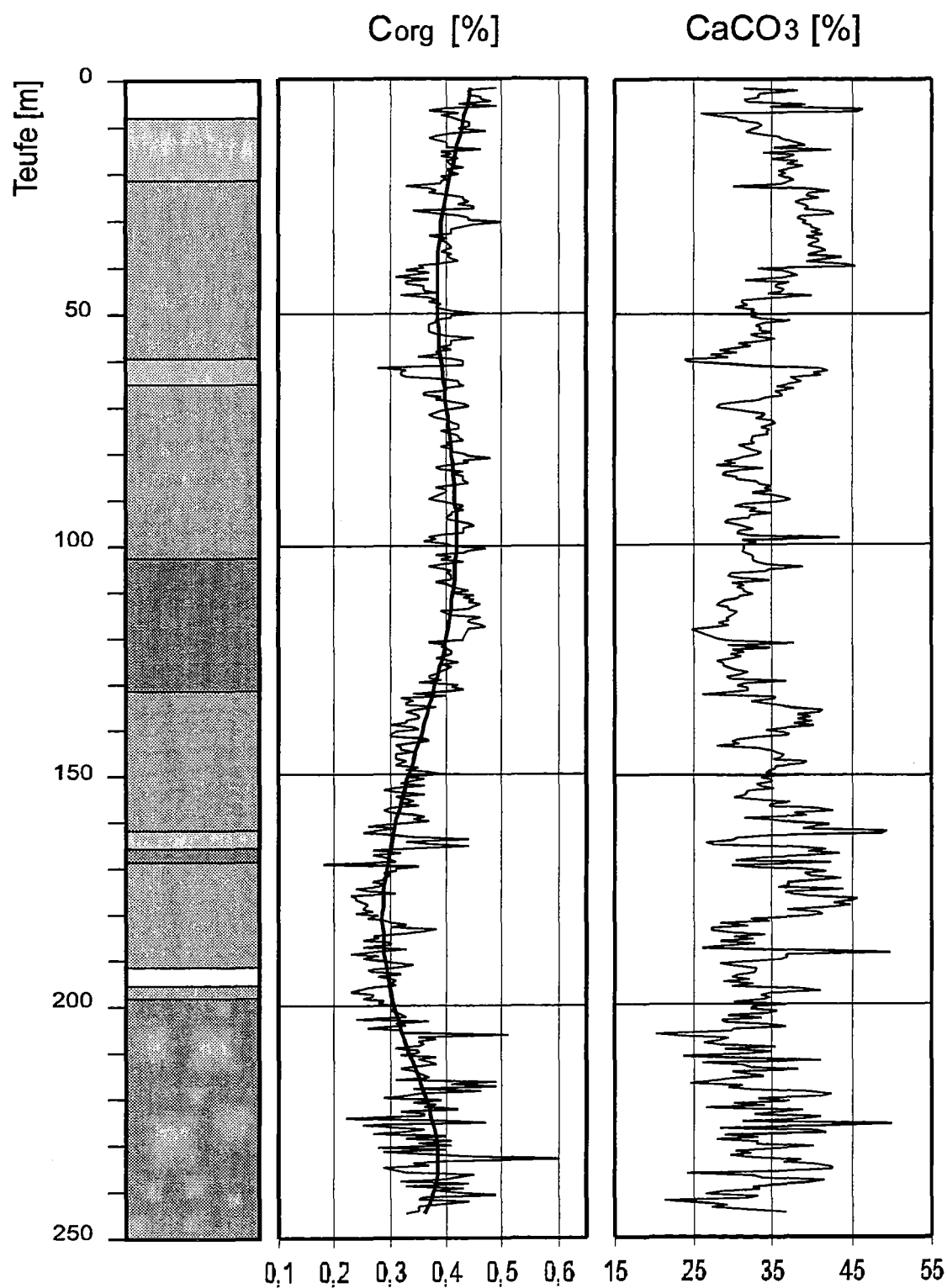


Abb. 11: Profilkurve der organischen und karbonatischen Kohlenstoffdaten für das nordwestdeutsche Oberalb (Kirchrode 1/91). Die Ausgleichskurve im Corg-Profil wird durch ein Polynom 6. Ordnung beschrieben. Relative Grauwertabstufung der Bohrung nach PROKOPH (1994).

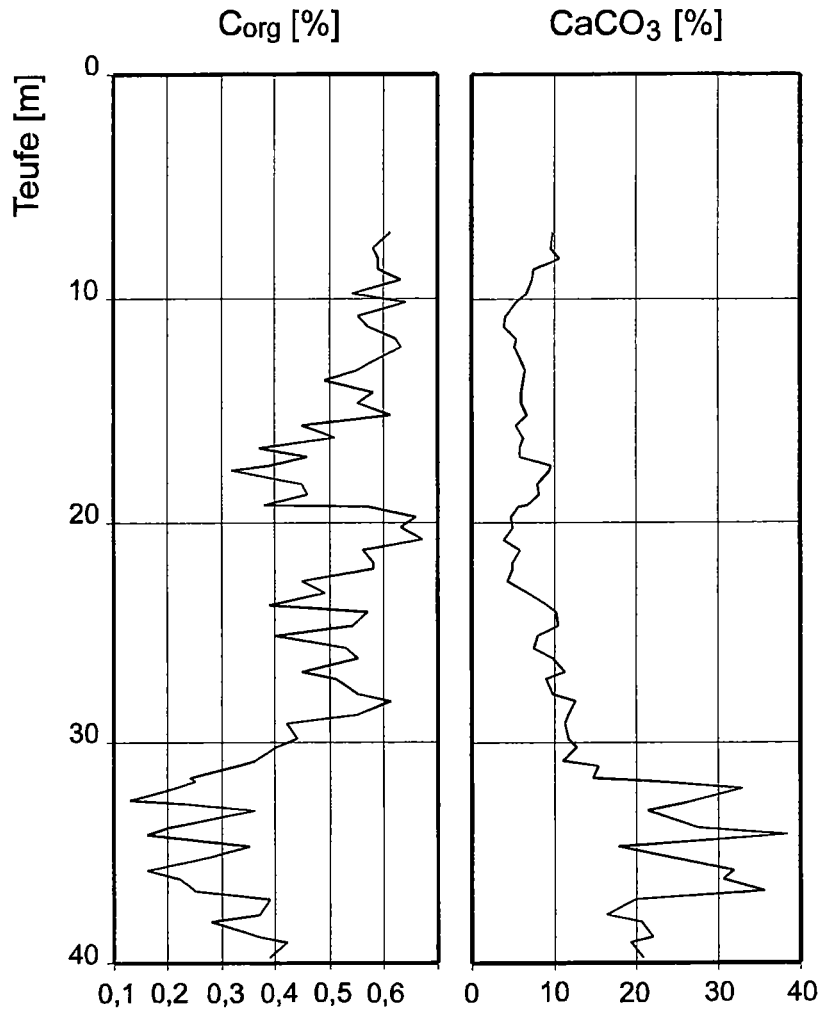


Abb. 12: Corg- und Karbonatprofil der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 (Mittelapt).

In den Hedbergellenmergeln des **Unterapt** ist ebenfalls wenig organisches Material abgelagert bzw. überliefert worden. Die Corg-Werte liegen im Durchschnitt bei 0,4 Gew.%, maximal wurden 0,6 Gew.%, minimal 0,22 Gew.% registriert (Abb. 13). Die Übereinstimmung mit den Daten des Mittelapt und Oberalb ist augenfällig. Für die Bohrung Hoheneggelsen KB 40 konnte LOKAY (1994) belegen, daß sich der Rückgang im Corg-Gehalt vom reichen Fischeschiefer zu den armen Hedbergellenmergeln innerhalb von weniger als 10 cm vollzieht. Es handelt sich um einen kontinuierlichen Übergang, der mit einem 1 cm-Probenraster verifiziert wurde. Der Anteil an organischem Kohlenstoff im Fischeschiefer ist um eine Größenordnung höher als in den überlagernden Sedimenten. Die Maximalwerte gehen in allen Bohrungen über 6,0 Gew.% hinaus. Das Mittel liegt bei rund 5,0 Gew.%. Auch in der dunklen Tonfolge sind überwiegend hohe Corg-Gehalte festzustellen (Abb. 13). Die Schwankungsbreite ist jedoch groß. An der Profilbasis (**Oberbarrême**) ist eine klare Abhängigkeit der Corg-Daten von der Lithologie erkennbar. Die laminierten Blättertone enthalten mehr organischen Kohlenstoff ($\approx 5,0$ Gew.%) als die zwi-

schengeschalteten homogenen Tone ($\varnothing$ 2,3 Gew.%). In den Blättertonen Maximalwerte von teilweise über 6,0 Gew.% erreicht. Selbst in den bioturbaten Lagen fällt der Corg-Gehalt nur selten und unwesentlich unter 2,0 Gew.%. Er liegt damit deutlich über dem Niveau des hellen, sehr Corg-armen, jüngeren Teilprofils. In den Bohrungen Hoheneggelsen KB 40 und KB 50 fällt jeweils ein Blättertonhorizont durch deutlich geringere Corg-Werte auf ($\sim$ 0,75 Gew.%). In beiden Fällen handelt es sich um den letzten laminierten Ton im Unterapt (Abb. 13). In diesem Profilbereich unterhalb des Fischschiefers finden sich allgemein die niedrigsten Corg-Gehalte (< 1 Gew.%) innerhalb der Tonsteinsfolge. Bemerkenswert ist, daß hier bei der Mazeralanalyse erhöhte Vitrit- und Inertinitanteile bestimmt wurden (vgl. Kap. 4.1).

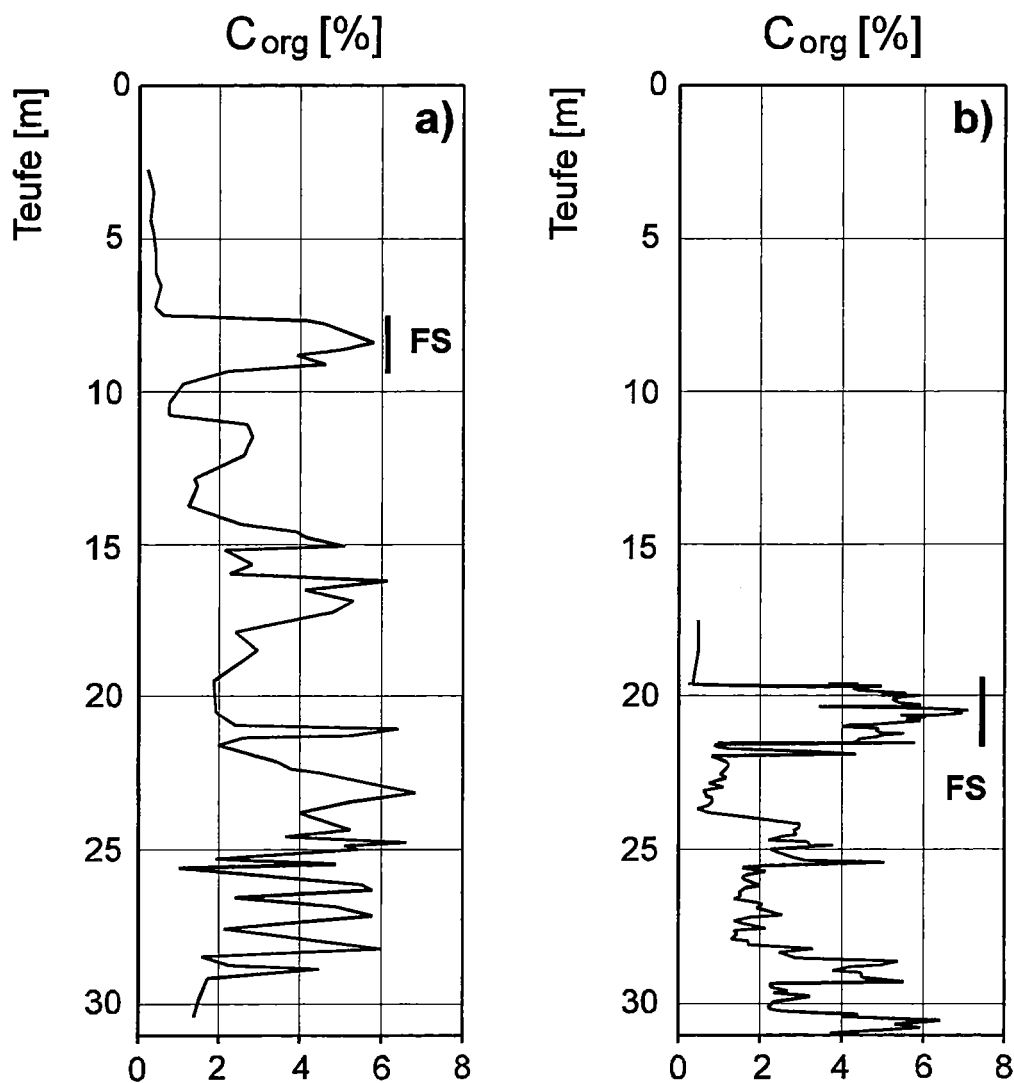


Abb.13: Corg-Profile der Bohrungen Hoheneggelsen KB 50 (a) und KB 40 (b). Das Niveau des Fischschiefers (FS) ist markiert.

5.1.1.2. Karbonatischer Kohlenstoff

Der Karbonatgehalt der Sedimentgesteine wird durch Differenzbildung zwischen den gemessenen Werten des Gesamtkohlenstoffs und des organischen Kohlenstoffs berechnet. Vereinfachend wird der nach dieser Methode ermittelte Gehalt als Gew.% CaCO_3 angegeben, obwohl auch andere Karbonatphasen auftreten. In den untersuchten Bohrungen ist jedoch der Kalkspat stets das dominierende Karbonatmineral. Eine Ausnahme bilden zum Teil die Fe-, Mg-, Mn- und P-haltigen Mischkonkretionen in der Bohrung Kirchrode 1/91 (KÜHN, 1995). Eine Übersicht über die durchschnittlichen Gehalte an karbonatisch gebundenem Kohlenstoff in den untersuchten Sedimenten gibt Tabelle 1.

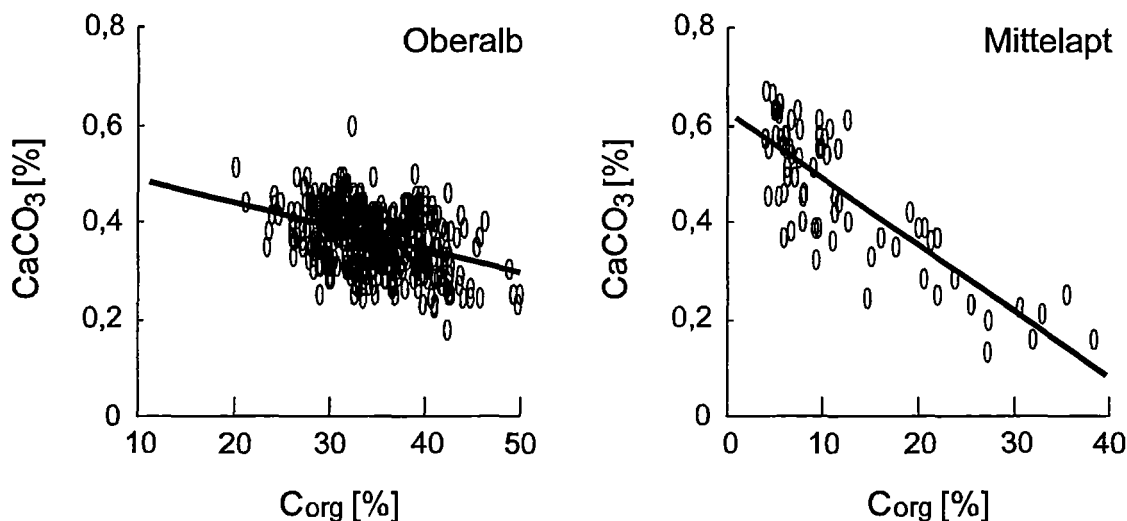


Abb. 14: Korrelation zwischen Karbonat- und Corg-Gehalt in den Oberalb- und Mittellapt-Sedimenten. Die Regressionsgraden verdeutlichen eine negative Beziehung beider Parameter.

Die Kalziumkarbongehalte in den **Oberalb**-Sedimenten (Abb. 11) entsprechen denen von Kalkmergeln und Mergeln, seltener auch von Tonmergeln. Die Extremwerte liegen bei minimal 20 Gew.% (206,25 m) und maximal 49,5 Gew.% (188,75 m). Das Mittel der gesamten Bohrung Kirchrode 1/91 beträgt 34,3 Gew.% (Tab. 1). Anhand der Kalziumkarbonatkonzentration läßt sich die Kernstrecke mehrfach unterteilen. Der untere Bereich bis 160 m Teufe ist durch hochfrequente Wechsel mit großer Amplitude gekennzeichnet; hier finden sich auch die genannten Extrema. Weiter ins Hangende ist bis ca. 130 m ein rückläufiger Trend der CaCO_3 -Werte zu erkennen. Von da an schwankt der Karbonatgehalt bei geringer Amplitude um einen relativ niedrigen Mittelwert von ca. 32 Gew.%. Hier zeigt das Karbonatprofil einen ausgeprägt zyklischen Verlauf, dem sich auch größere Sprünge unterordnen. Diese Schwankungen werden in Kapitel 6 näher untersucht und dort als 100.000 Jahre-Exzentrizitätszyklus identifiziert. Der

generelle Trend innerhalb des mittleren Kernbereichs geht zu ansteigenden Karbonatwerten. Der oberste Bohrabschnitt (0 - 40 m) weist relativ hohe Kalkgehalte um ca. 40 Gew.% auf. CaCO_3 - wie auch C_{org} -Gehalt steigen beide in mehreren Schritten zum Hangenden hin an, korrelieren jedoch negativ (Abb. 14).

Der kalzitische Anteil erreicht im Hoheneggelsen KB 3-Kern (**Mittelapt**) nicht die Quantität wie später in den Sedimenten des Oberalb (Abb. 12). Die Werte variieren zwischen rund 4,0 und 38,5 Gew.% (RULLKÖTTER et al., 1995). Der Mittelwert für die gesamte Bohrung kann mit 12,4 Gew.% angegeben werden. Es zeigen sich deutliche Unterschiede in Abhängigkeit von der Lithologie. Im unteren Teufenbereich (31,8 - 40,0 m) liegt der Durchschnitt bei 24,6 Gew.%. Es handelt sich demnach um Mergel und Tonmergel. Das Hangende weist einen mittleren CaCO_3 -Gehalt von 7,8 Gew.% auf. Diese Gesteine lassen sich als mergelige Tone klassifizieren. Auch im Mittelapt korrelieren die Datenreihen von C_{org} und Kalziumkarbonat negativ (Abb. 14). Diese inverse Beziehung zwischen beiden geochemischen Parametern innerhalb der hellen Mergel- und Tonmergelfolge deutet nach RICKEN (1993) auf einen Wechsel in der Karbonatakkumulation hin und steht damit scheinbar im Widerspruch zu der Aussage, daß die Sedimentzusammensetzung in erster Linie durch Schwankungen der terrigenen Tonzufuhr bestimmt wird (siehe Kap. 5.1.3 und Kap. 6). Letzteres würde eine positive Korrelation zwischen CaCO_3 und C_{org} bewirken, denn der terrigene Eintrag verdünnt das (marine) organische und anorganische Material gleichermaßen (RICKEN, 1993). Da das organische Material in der jüngeren Unterkreide jedoch ebenfalls überwiegend terrestrischen Ursprungs ist (Kap. 4.1, 5.1.3, 5.2), laufen der Ton- und C_{org} -Gehalt parallel.

Für die Zeitspanne vom **Oberbarrême** bis ins **Unterapt** konnten stark wechselnde Karbonatgehalte ermittelt werden (Abb. 15). Die hellen Hedbergellenmergel oberhalb des Fischschiefers enthalten im Durchschnitt 18,1 Gew.% Kalzit ($\Rightarrow$ "Tonmergel"). Der höchste Wert wird bei 39,3 Gew.% markiert (Wiechendorf 1/86), der niedrigste Wert liegt bei 10,5 Gew.% (Hoheneggelsen KB 50). Wie schon im C_{org} -Gehalt zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den Daten der Bohrungen Kirchrode 1/91 und Hoheneggelsen KB 3. Der unterlagernde Fischschiefer ist deutlich reicher an Karbonat. Mit Maximalwerten > 65 Gew.% übertrifft er sämtliche anderen Lithologien der nordwestdeutschen Unterkreide. Derartig hohe Werte sind jedoch auch innerhalb des Fischschiefers auf einen kleinen Bereich im oberen Drittel der Einheit beschränkt. Der Rückgang der CaCO_3 -Gehalte um den Faktor 2 vollzieht sich bereits innerhalb des Laminits, so daß der Wechsel zu den Hedbergellenmergeln nicht so markant ist wie bei den C_{org} -Daten. Diese Beobachtungen konnten in den Bohrungen Hoheneggelsen KB 40 und KB 50 gleichermaßen gemacht werden. In der dunklen Tonfolge schwanken die Karbonatwerte besonders stark. Es ist nicht immer eine Parallelität zur Lithologie festzustellen (Abb. 15). So sind

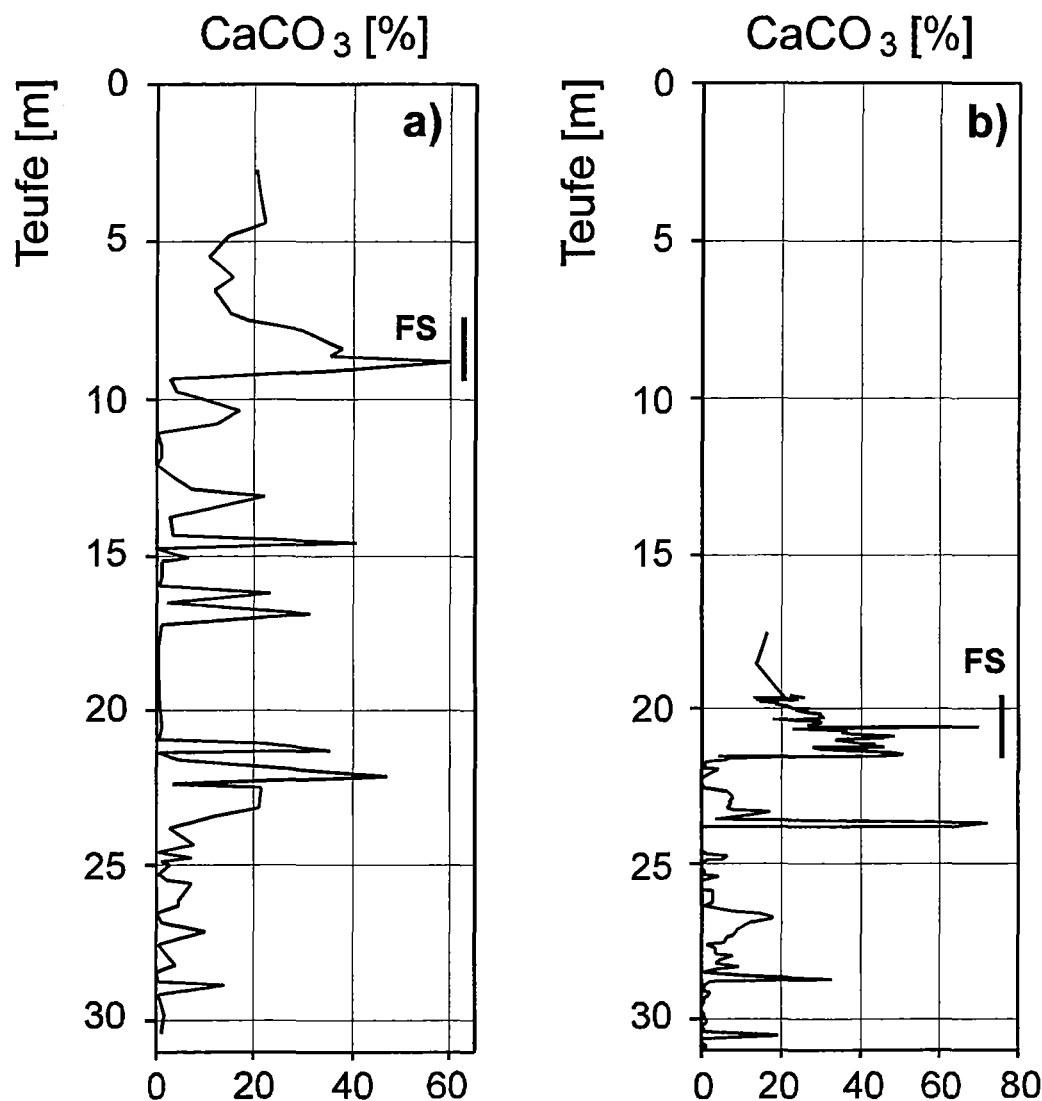


Abb. 15: Karbonatprofil der Bohrungen Hoheneggelsen KB 50 (a) und KB 40 (b). Das Niveau des Fischschiefers (FS) ist markiert.

im Oberbarrême von Hoheneggelsen CaCO_3 -Werte ausschließlich < 10 Gew.% zu verzeichnen. Dabei liegt der Karbonatgehalt der Blättertone generell über dem der homogenen Tone. Werte, die das 10 %-Niveau überschreiten, treten allerdings erst im Unterapt auf. Wieder sind es die Laminite, die sich durch hohe Meßwerte auszeichnen. Insbesondere im KB 50-Kern enthalten sechs dieser Lagen zwischen 20 und 46 Gew.% CaCO_3 . Die Tonsteinfole des KB 40-Kerns weist insgesamt nur zwei Karbonatmaxima auf (≈ 27 Gew.%), die ebenfalls an Blättertone gebunden sind. Demgegenüber zeigen die bioturbaten Tone in allen Bohrungen minimale Karbonatgehalte. Der Durchschnittswert für das KB 50-Profil liegt bei 1,7 Gew.%, wobei auch gleichsam Karbonat-freie Lagen vorkommen. Ein abweichendes Bild bieten die helleren, Corg-armen Gesteine unterhalb des Fischschiefers (Abb. 15). Hier treten sowohl nahezu Karbonat-freie Blättertone als auch homogene Lagen mit zumindest moderaten CaCO_3 -Gehalten auf. Für

das Gesamtprofil ist eine positive Korrelation zwischen C_{org} und Kalziumkarbonat festzustellen. Betrachtet man die beiden Hauptlithotypen jedoch getrennt, so zeigt sich weder in den homogenen noch in den laminierten Tonen eine ausgeprägte Korrelation der Datenreihen.

Der geringe Anteil an organischem Kohlenstoff bei gleichzeitig moderaten bis hohen $CaCO_3$ -Gehalten in den Sedimenten oberhalb des Fischeschiefer-Niveaus deutet abermals auf schlechte Erhaltungsbedingungen für organisches Material hin. Bereits RULLKÖTTER et al. (1995) vermuteten kontinuierliche Ablagerungsbedingungen zwischen den Hedbergellenmergeln und dem Profil Hoheneggelsen KB 3. Diese Aussage kann nun bis in das obere Oberalb ausgedehnt werden. Der schnelle Rückgang der C_{org} -Werte vom Fischeschiefer zu den Hedbergellenmergeln ist Ausdruck der sich schnell verändernden Redox-Bedingungen im Sedimentationsraum. Derartige Wechsel treten in der dunklen Tonsteinfole mehrfach auf, was sich an den starken Schwankungen der C_{org} -Kurve ablesen läßt. Trotz dieser Variationen waren die Erhaltungsbedingungen für das organische Material in dem unteren Teilprofil graduell wesentlich besser. Die Minimalwerte fallen selten unter 2,0 Gew.%. Bemerkenswert sind die minimalen Karbonatgehalte innerhalb der bioturbaten Tonlagen. Laut KEMPER (1987) handelt es sich dabei um sogenannte "Kaltwassertonsteine", die aufgrund geringer Wassertemperaturen keine kalkschalige Biomasse enthalten. Damit wären die hohen $CaCO_3$ -Gehalte in einigen dünnen Blättertonen ein Hinweis auf einen mehrfachen Wandel der ozeanographischen Situation im Niedersächsischen Becken. Eine Korrelation der Oberbarrême-Profile über die Werte des organischen und karbonatischen Kohlenstoffs ist nicht möglich, da die Zahl der zumeist an die Blättertone gebundenen C_{org} -Maxima schwankt. Lediglich der Fischeschiefer und die hellen Gesteine im Liegenden, die durch stark voneinander abweichende Meßwerte gekennzeichnet sind, lassen sich zwischen den Bohrungen parallelisieren. Die negative Korrelation der C_{org} - und $CaCO_3$ -Werte in der Bohrung Kirchrode 1/91 führt zu der Aussage, daß das kalkige Plankton keinen wesentlichen Anteil an der C_{org} -Akkumulation hatte. Tatsächlich besteht der Großteil des heute vorgefundenen organischen Materials aus terrigenen Komponenten. Hier wirkt sich die unterschiedliche Anfälligkeit der Mazerafraktionen gegenüber oxidativem Abbau aus (Kap. 4.1).

Mit einer guten Übereinstimmung lassen sich die Veränderungen im Karbonatgehalt der Bohrung Kirchrode 1/91 in das zugehörige sequenzstratigraphische Muster (PROKOPH, 1994) einhängen. Die "transgressive systems tract" im unteren Profilabschnitt geht einher mit starken, hochfrequenten Schwankungen der Datensätze, wobei zur "transgressive surface" hin eine Abnahme der $CaCO_3$ -Werte zu verzeichnen ist. Ab diesem Niveau ist der mittlere Kalkgehalt geringer, ausgesprochene Maximalwerte treten sehr selten hinzu ("highstand systems tract"). Hier belegt eine ausgeprägte Zyklizität das stabile Ablagerungsmilieu. Ein weiteres Maximum mit

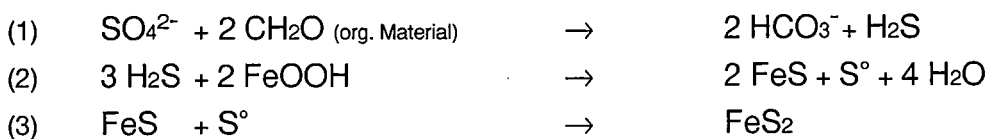
teilweise abrupten Schwankungen bilden die obersten 40 m des Profils. Hier postuliert PROKOPH (1994) eine stark regressive Tendenz. In den gleichen Bereich fallen zyklische Schwankungen der C_{org}-Daten ($\lambda \approx 5,4$ m), die als Produktivitätssignal gedeutet werden (vgl. Kap. 6.3). Beide Interpretationen passen gut zusammen, da laut FROELICH et al. (1982) die marine Bioproduktion während einer Regressionsphase tendenziell hoch ist.

5.1.2 Organische Sedimentation

Auf der Basis der C_{org}- und CaCO₃-Daten lassen sich die primäre Sedimentzusammensetzung, die ursprünglichen Akkumulationsraten und die Paläoproduktivität als weitere sedimentologische Kenngrößen berechnen. Dies konnte nicht für alle Bohrungen gleichermaßen durchgeführt werden, da die zusätzlich erforderlichen Parameter für die meisten Kerne nur unzureichend oder gar nicht bestimmbar waren. Das vollständigste Datenpaket existiert für die Forschungsbohrung Kirchrode 1/91, auf die deshalb im folgenden besonders eingegangen wird.

5.1.2.1 Redox-Zustand und primäre Sedimentzusammensetzung

Neben den drei Hauptkomponenten Karbonat, Silikat und organisches Material tritt Pyrit (FeS₂) als ubiquitäre Phase in den unterkretazischen Sedimenten Nordwestdeutschlands auf. In den Oberalb-Sedimenten sind z. T. Zentimeter-große, pyritisierte Fossilreste (Pflanzen ?) zu erkennen. Die dunklen Sedimente des Oberbarrême und Unterapt enthalten sowohl idiomorphe Einkristalle im Millimeter-Bereich als auch gehäuft framboidale Aggregate, sogenannte "Himbeerpyrite" (Foto D). Diese Pyrite zählen zu den frühdiagenetischen Bildungen im Sediment. Während die Menge der anorganischen Materie durch diagenetische Prozesse relativ wenig beeinflusst wird, unterliegt das organische Material bereits in der Wassersäule und unmittelbar nach der Sedimentation einem verstärkten Umwandlungsprozeß. Dabei wird ein Teil des Materials durch sulfatreduzierende Bakterien abgebaut und so der **Pyritgenese** zugeführt. Diese Reaktionsfolge findet in einem anoxischen Milieu statt, das entweder das gesamte Sediment umfaßt oder auf einen engen Raum, z. B. einen Tierkadaver, begrenzt bleibt. Nach LEVENTHAL (1983) und BERNER (1984) verläuft die Reaktion gemäß folgender Gleichungen:



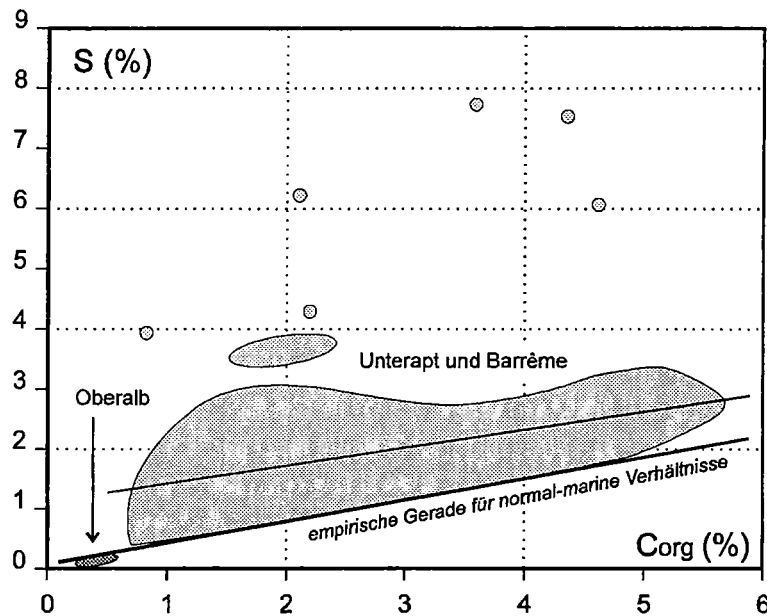


Abb. 16: Corg- und S-Gehalte der Oberalb- und Oberbarrême - Unterapt-Sedimente (Fischschiefer und älter). Die Gerade markiert ein S/C-Verhältnis von 1 : 2,7, das die frühdiagenetische Pyritgenese im normal-marinen Milieu charakterisiert (BERNER, 1984).

Da zumeist ein Teil des Zwischenproduktes H_2S als Gas aus dem System entweicht, werden effektiv 2,7 Mol Kohlenstoff benötigt, um 1 Mol Pyrit zu bilden (BERNER, 1984). Eine gute Korrelation zwischen Schwefel und organischem Kohlenstoff existiert jedoch nur, wenn das organische Material als limitierender Faktor der Pyritbildung auftritt. Ob Sulfat, Eisen oder das organische Material der limitierende Faktor in diesem Umwandlungsprozeß ist, läßt sich demnach für den jeweiligen Probensatz in einem Corg/S-Diagramm entscheiden. Gleichzeitig ist damit eine Unterscheidung zwischen oxischem und anoxischem Ablagerungsmilieu möglich (LEVENTHAL, 1983; BERNER, 1984). In Abbildung 16 sind die Ergebnisse für die Corg-arme Fazies des Oberalb und die Corg-reiche Fazies des Oberbarrême und Unterapt dargestellt. Die Gerade folgt dem empirischen S/C-Verhältnis von 1 : 2,7 nach BERNER (1984). Alle 140 Datenpunkte der Oberalb-Gesteine kommen in einem engen Feld unterhalb dieser Gerade zu liegen. Die Korrelation zwischen Schwefel- und Corg-Gehalten ist positiv. Dabei wurden die wenigen Extremwerte im S-Gehalt, die auf größere, pyritisierte Fossilreste zurückzuführen sind, nicht berücksichtigt, da sie keinen Aufschluß über den **Redox-Zustand** des Gesamtsediments geben. Die Pyritbildung in den Oberalb-Ablagerungen war gemäß Abbildung 16 durch den Mangel an organischer Materie limitiert. Dies ist typisch für oxische Ablagerungsbedingungen (STEIN, 1991). Auch die positive Korrelation zwischen Corg und S ist ein Charakteristikum dieser Fazies (BERNER, 1984). Die Lage der Werte unterhalb der BERNERSchen Gerade wird auf die Sedimentation von älterem, rezykliertem organischen Material zurückgeführt, daß nicht metabolisierbar ist und demnach auch kaum noch für die Sulfatreduktion und Pyritbildung zur Verfügung steht. Demgegenüber liegt die Punktwolke der älteren Gesteine auf bzw. über der Ausgleichslinie. Nach LEVENTHAL

(1983) und BERNER (1984) wird das Ablagerungsmilieu dadurch als zeitweise anoxisch ausgewiesen. Bereits im Bodenwasser stand H_2S zur Bildung framboidaler Pyritaggregate zur Verfügung. Als singuläre Punkte sind in Abbildung 16 die Extremwerte einiger homogener, dunkler Tone dargestellt.

Eine weitere graphische Darstellung zur Pyritgenese bezieht das an der Reaktion beteiligte Eisen mit ein (Abb. 17). Dabei wird der Anteil des für die Pyritisierung zur Verfügung stehenden Eisens (Fe^*) nach Gleichung (4) berechnet. Dieser Ansatz geht von der Voraussetzung aus, daß das silikatisch fixierte Eisen nicht metabolisiert werden kann. Der Fe-Gehalt der Silikate beträgt ca. 25 % des Al-Gehaltes (BRUMSACK, 1988).

$$(4) \quad \text{Fe}^* = \text{Fe} - 0,25 \cdot \text{Al}$$

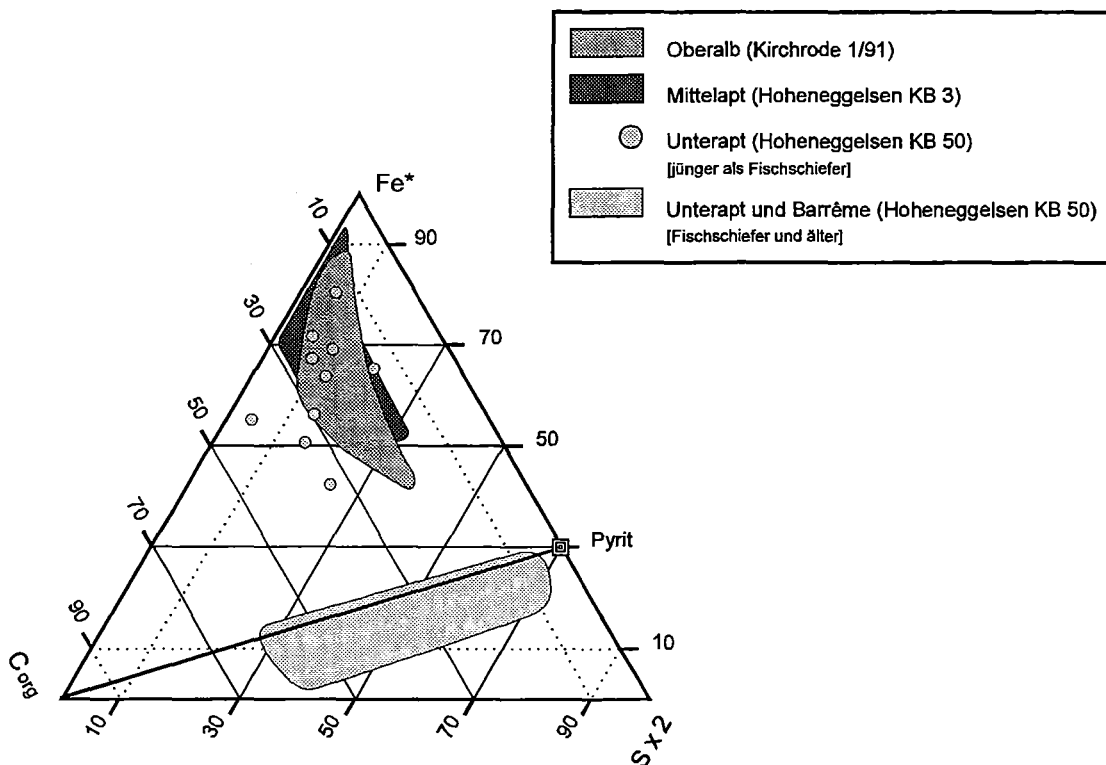


Abb. 17: Ternäres System der Pyritbildung (Fe^* - S^*2 - Corg) für die Sedimente der nordwestdeutschen Unterkreide. Darstellung verändert aus RACHOLD (1994) unter Verwendung eigener Daten.

Aus dem Dreiecksdiagramm " Fe^* - S^*2 - Corg " läßt sich der Redox-Zustand der Sedimente ablesen. Datenpunkte, die unter die Verbindungslinie Corg - Pyrit fallen, belegen eine Fe-Untersättigung des Systems. Gesteine, deren Zusammensetzung oberhalb dieser Linie liegt, sind demnach S- oder Corg -limitiert. In Abbildung 17 liegen die Punktwolken der Oberalb- und Mittellapt-Sedimente und auch die Einzelpunkte der wenigen Hedbergellenmergel-Proben weit

oberhalb der Linie Pyrit - Corg. Das Fe-Angebot wurde nicht durch die Bildung von Pyrit aufgebraucht. Die Pyritgenese in den Sedimenten, die nach dem Fischechiefer zur Ablagerung kamen, wird demnach durch das Angebot an organischer Substanz, nicht aber durch den Fe- oder S-Gehalt begrenzt (vgl. Abb. 16). Wiederum wurden die wenigen Ausnahmen, die auf große, pyritisierte Fossilfragmente zurückgehen, nicht berücksichtigt. Der geringe Pyritisierungsgrad spricht ebenso wie die minimalen Corg-Gehalte für ein oxidatives Ablagerungsmilieu (RAISWELL et al., 1988). Die Punktwolke der Fischechiefer-Proben und der unterlagernden Tonfolge liegt auf bzw. unterhalb der Linie Pyrit - Corg. Das gesamte Fe-Angebot in den Sedimenten wurde für die Bildung der zahlreichen Pyrite verbraucht. Zudem gibt die Datenlage einen Hinweis auf mögliche organische Schwefelverbindungen, die die große Menge des analytisch nachweisbaren Schwefels begründen (BRUMSACK, 1988).

Unter der Vereinfachung, daß der gesamte nach Gleichung (1) gebildete Schwefelwasserstoff mit dem zur Verfügung stehenden Eisen zu Pyrit reagiert, reichen 2 Mol Corg, um 1 Mol FeS₂ entstehen zu lassen. In diesem Fall kann die Menge des ursprünglichen, vor der Sulfatreduktion vorhandenen organischen Kohlenstoffs (Corg*) nach einer von LITKE (1993) entwickelten Gleichung (5) berechnet werden. Es sei darauf hingewiesen, daß die so ermittelten Corg*-Daten nur eine Minimalabschätzung darstellen, da der Corg-Verlust bei der Abgabe von H₂S aus dem Sediment größer wird (vgl. VETÖ et al., 1994).

$$(5) \quad C_{org}^* = C_{org} + 2 S \cdot M_c / M_s$$

In Gleichung (5) stehen M_c und M_s für die Molmassen von Kohlenstoff (12,01 g) und Schwefel (32,06 g). Die danach ermittelten **ursprünglichen Kohlenstoffgehalte** für das Oberalb und das Unterapt der Bohrung Hoheneggelsen KB 40 (LOKAY, 1994) sind in Abbildung 18 dargestellt. Gleichzeitig ist für das untere Zeitintervall auch der signifikante Corg-Verlust aufgetragen. Die Teufenkurve der für die Bohrung Kirchrode 1/91 berechneten Corg*-Gehalte zeigt einen ähnlichen Verlauf wie die der analytisch bestimmten Corg-Daten. Der mittlere Corg*-Anteil liegt mit 0,49 Gew.% um rund ein Drittel über dem Durchschnitt der gemessenen Werte (Ø 0,37 Gew.%). Der Absolutgehalt ist jedoch nach wie vor als gering anzusprechen. Die Corg*-Gehalte sind ebenso wie die tatsächlich überlieferten Corg-Anteile auf den bakteriellen Abbau der organischen Substanz im oxidativen, also nicht-sulfatreduzierenden Milieu zurückzuführen. Gleichzeitig muß jedoch auch von einer stark verminderten Primärproduktion ausgegangen werden (Kap. 5.1.2.3; "Downwelling"-These in Kap. 8). In den Gesteinen des Oberbarrême und Unterapt schwankt das Verhältnis Corg/Corg* zwischen 1 : 1,1 und 1 : 3,2. Der relative Verlust an organischem Kohlenstoff variiert demnach zwischen 10 und annähernd 70 % (LOKAY, 1994). Bemerkenswert ist erneut die jüngste Blättertonlage, die unterhalb des Fischechiefers im Bereich der Corg-armen Tone auftritt. Bereits der geringe Corg-Gehalt (0,7 Gew.%) und der relativ

geringe Liptinitanteil heben diesen Horizont von den anderen Laminiten ab. Der berechnete C_{org}^* -Gehalt der Probe erreicht einen Wert von 2,29 Gew.%, wodurch sich im nachhinein ein deutlicher Unterschied zu den homogenen Tonen ergibt.

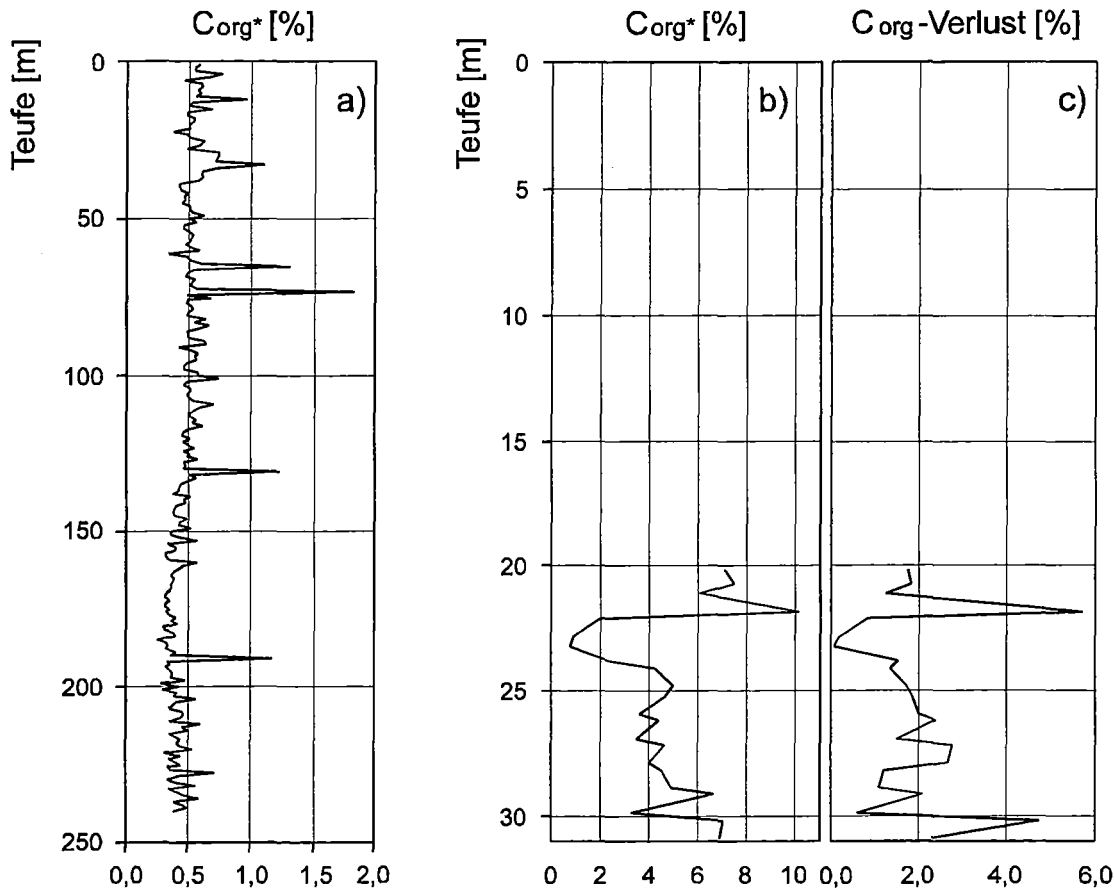


Abb. 18: C_{org}^* -Gehalt im Oberalb (a) und in den dunklen Tonen des Unterapt (b). Daneben der C_{org} -Verlust (c) der dunklen Tone (verändert nach LOKAY, 1994).

Auf der Grundlage der berechneten C_{org}^* -Daten läßt sich der ursprüngliche Anteil des organischen Materials (OM^*) zurückrechnen (Gleichung 6; LITKE, 1993). In einem einfachen System der **Sedimentzusammensetzung**, das nur die Komponenten Karbonat, organisches Material und Silikat berücksichtigt, läßt sich damit auch die letzte Größe, der silikatische Anteil, bestimmen (Gleichung 7; LITKE, 1993). Dieser berechnete Silikatanteil beinhaltet dann auch andere Mineralphasen, die jedoch meist untergeordnet auftreten (Phosphate, Oxide etc.).

$$(6) \quad OM^* = C_{org}^* \cdot 100 / C_{OM}$$

$$(7) \quad \text{Silikat} = 100 - CaCO_3 - OM^*$$

Der Kohlenstoffanteil des organischen Materials geht als Faktor COM in Gleichung (6) ein. Da für die Unterkreide des Niedersächsischen Beckens keine Daten vorliegen, mußte auf Literaturangaben zurückgegriffen werden. SCHACHTSCHABEL et al. (1989) geben für sehr unreifes Bodensubstrat einen Wert von 55 % an, den GNEWUCH (1993) und LOKAY (1994) in ihren Berechnungen für die mittlere Unterkreide zugrunde legen. LITKE (1993) nimmt für das organische Material des Posidonienschiefers (unterer Jura) einen Kohlenstoffgehalt von 78 % an. Der für die Oberalb-Sedimente benutzte Wert (70 %) orientiert sich unter Berücksichtigung geringer Reifeunterschiede an den Angaben für den norddeutschen Lias.

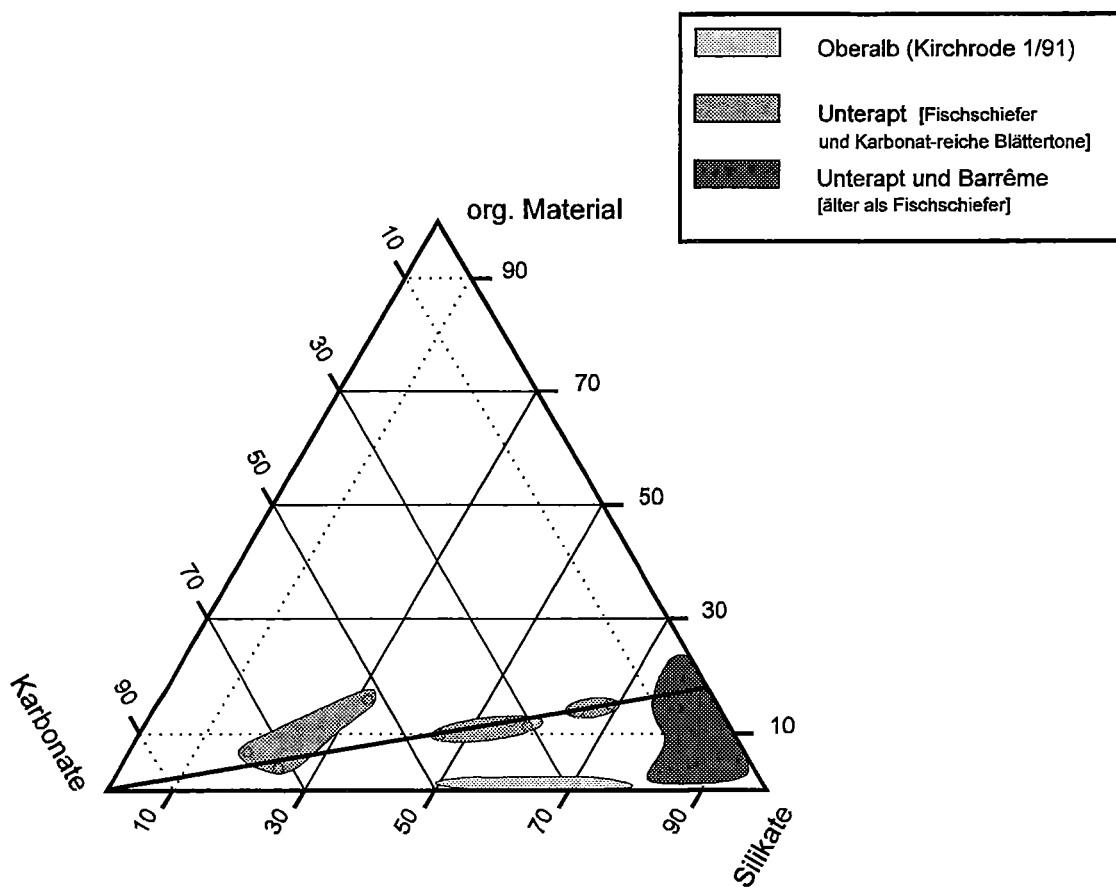


Abb. 19: Primäre Sedimentzusammensetzung der Oberalb-, Unterapt- und Oberbarrême-Gesteine. Die Trendlinie zeigt eine positive Korrelation zwischen Silikat und organischer Substanz an (weitere Erläuterungen im Text).

Die primäre Sedimentzusammensetzung im Oberalb wird durch den starken Corg-Abbau in der Wassersäule geprägt. Danach liegen alle Datenpunkte innerhalb des ternären Systems "Karbonat - Silikat - org. Material" (Abb. 19) unmittelbar an der Basis der Dreiecksdarstellung, dem Null-Niveau der Corg-Komponente. Für den Zeitraum Oberbarrême - Unterapt lassen sich

zwei Fraktionen unterscheiden. Der Fischechiefer und die Karbonat-reichen Blättertone beschreiben eine diffuse Punktwolke um 10 % OM. Das Karbonat/Silikat-Verhältnis variiert stark (Abb. 19). Demgegenüber fällt die überwiegende Zahl der Datenpunkte der Tone und Blättertone in die silikatisch geprägte Ecke. Der Karbonatanteil dieser Sedimente übersteigt selten die 10 %-Marke (vgl. Kap. 5.1.1.2). Die breit gestreuten Datenpunkte der CaCO_3 -reichen Proben definieren eine Trendlinie, die eine positive Korrelation zwischen Silikat und OM anzeigt (Abb. 19). Demzufolge wird der Gehalt an organischer Substanz durch die Karbonatsedimentation verdünnt (vgl. Abb. 15). Entsprechend der Trendlinie besitzen CaCO_3 -freie Proben ca. 19 % organisches Material. Einige der Karbonat-armen Gesteine innerhalb der dunklen Tonfolge fallen in diesen Bereich, wenn auch die Mehrheit der Proben deutlich weniger OM enthält.

5.1.2.2 Akkumulationsraten

Die Berechnung der Akkumulationsraten für das Gesamtsediment (Gleichung 8; LITKE, 1993) ermöglicht es, den Einfluß einer differentiellen Kompaktion auszugrenzen. Damit können Vergleiche zwischen einzelnen Profiltteilen und zwischen Profilen unterschiedlichen Alters und/oder unterschiedlicher Lithifizierung getroffen werden. Die Akkumulationsraten einzelner Sedimentkomponenten sind unabhängig von Verdünnungseffekten durch andere Komponenten des Systems (Gleichung 9). Dadurch wird die Bewertung des Ablagerungsgeschehens im Vergleich zu den auf Gew.% basierenden Datenreihen objektiviert.

$$(8) \quad \text{AkR}_{\text{sed}} = \text{LSR} * (\rho_{\text{naß}} - 1,026 * \text{Po}/100)$$

$$(9) \quad \text{AkR}_{\text{Komp}} = \text{Gew.\%}_{\text{Komp}} * \text{AkR}_{\text{sed}}/100$$

Die Akkumulationsrate des Gesamtsediments wird in Gleichung (8) mit AkR_{sed} abgekürzt. LSR ist die lineare Sedimentationsrate, $\rho_{\text{naß}}$ die Naßdichte des Gesteins und Po dessen Porosität. In Gleichung (9) steht AkR_{Komp} für die Akkumulationsrate der einzelnen Teilkomponenten und $\text{Gew.\%}_{\text{Komp}}$ für deren Anteil am Sediment (Komp = Silikat, Karbonat, OM). Den größten Einfluß auf die berechneten Werte hat die lineare Sedimentationsrate. Für die Bohrung **Kirchrode 1/91** konnte diese Größe im Teufenbereich 50 - 143 m anhand der zyklisch verlaufenden Karbonatkurve sehr genau bestimmt werden. Die stärker schwankenden Sedimentationsraten in den über- und unterlagernden Niveaus ließen nur einen Pauschalwert zu, so daß die drei Profiltteile nicht vorbehaltlos miteinander verglichen werden können (Abb. 20). Im mittleren Teufenbereich verläuft die Akkumulationsrate parallel zum Karbonatgehalt der Gesteine. Geringe Akkumulationsraten sind durch geringe CaCO_3 -Werte bzw. hohe Silikat-Anteile gekennzeichnet. Im unteren Profilabschnitt fallen drei Zonen geringer Sedimentakkumulation auf, die eindeutig mit drei

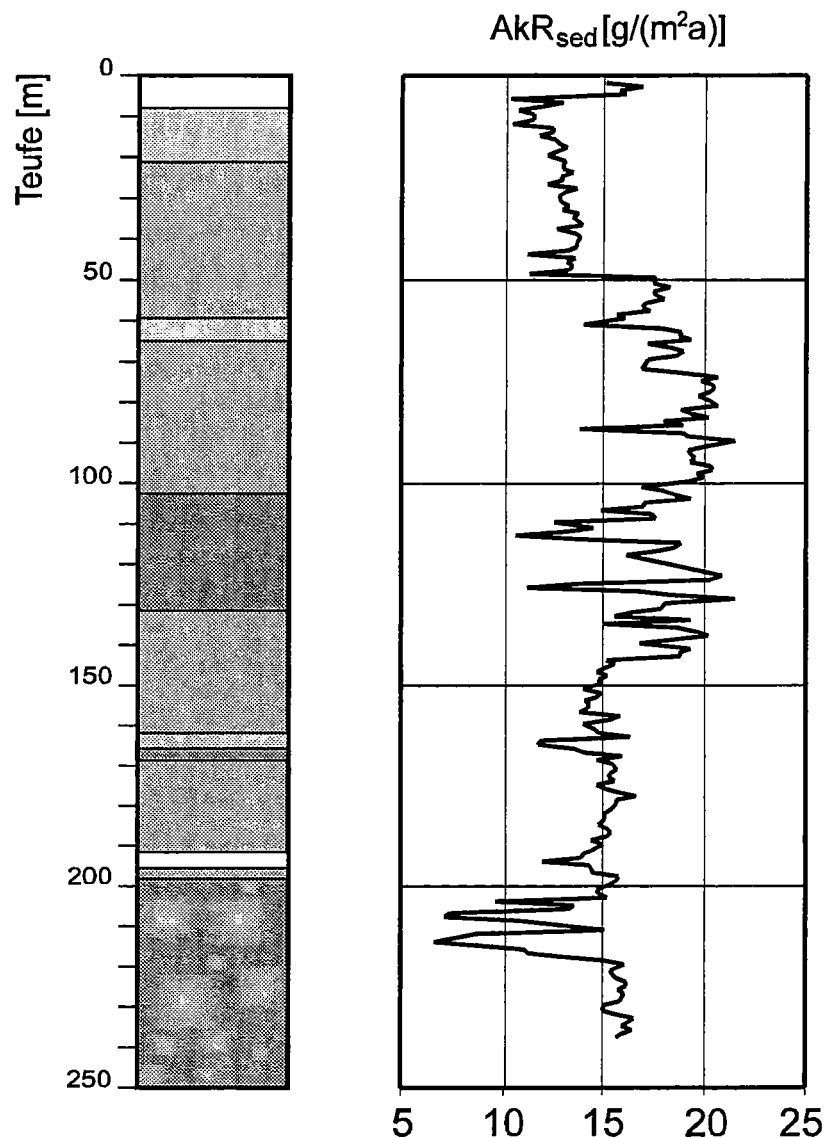


Abb. 20: Sedimentakkumulation in der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). Relative Grauwertabstufung der Bohrung nach PROKOPH (1994).

tonreichen Partien zu korrelieren sind (vgl. Profilbeschreibung bei PROKOPH, 1994). In Tabelle 2 sind die wesentlichen Eckdaten der Akkumulation für das Gesamtgestein und die drei Teilkomponenten zusammengefaßt. Die mittlere Akkumulationsrate des Gesamtsediments im Oberalb ist mit rund $15 \text{ g}/(\text{cm}^2\text{a})$ relativ hoch, was aufgrund der angegebenen Sedimentationsraten zu erwarten war. Bemerkenswert ist die extrem geringe Akkumulationsrate des marinen organischen Materials ($0,08 \text{ g}/(\text{cm}^2\text{a})$). Sie ist zum Teil das Produkt einer weitreichenden, oxidativen Zerstörung des Materials schon innerhalb der Wassersäule und in den obersten Sedimentschichten. Auf der anderen Seite deuten dieser besonders niedrige Wert vermutlich auf besondere ozeanographische Bedingungen hin, die in Kapitel 8 näher diskutiert werden.

Tabelle 2

Ursprünglicher Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}^*) und organischem Material (OM^*) sowie Akkumulationsraten für das nordwestdeutsche Oberalb. Im Vergleich dazu sind die entsprechenden Werte eines kretazischen und jurassischen Schwarzschiefers aus dem Niedersächsischen Becken angegeben. C_{org}^* - und OM^* -Angaben für den Fischeischiefer (Unterapt) aus LOKAY (1994). Mittelwerte für den Posidonien-schiefer (Lias ϵ) nach Daten von LITKE (1993).

	C_{org}^* [%]	OM^* [%]	AkR_{sed} [g/(m ² a)]	AkR_{org} [g/(m ² a)]	AkR_{car} [g/(m ² a)]	AkR_{sil} [g/(m ² a)]
Oberalb Mittelwert	0,49	0,71	15,5	0,08	5,3	10,1
Oberalb Maximum	1,82	2,60	21,5	0,36	8,0	15,1
Oberalb Minimum	0,26	0,37	6,7	0,03	1,7	4,1
Fischeischiefer	6,86	12,5	5,8	0,8	1,9	2,9
Posidonien- schiefer	11,9	15,3	23,0	2,7	9,9	9,6

Die Quantifizierung der Akkumulationsraten im Oberbarrême und Unterapt wurde nur für den C_{org} -reichen **Fischeischiefer** durchgeführt. Die wesentliche Einflußgröße der Gleichung (8), die lineare Sedimentationsrate, läßt sich für die dunkeln Gesteine der Unterkreide nur unzureichend ermitteln. Die paläontologische Datierung reicht in ihrer Auflösung dazu nicht aus. Für die Bohrung Hoheneggelsen KB 40 konnte unter Vorbehalt eine Fazies-unabhängige Zyklustratigraphie aufgestellt werden, die eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 3,2 cm/1.000 Jahre anzeigt (Kap. 6.2). Dieser Wert wird für den lithologisch einheitlichen Fischeischiefer als lineare Sedimentationsrate (LSR) angenommen. Die Porositäts- und Dichteangaben mußten durch Vergleiche mit faziell, lithologisch und stratigraphisch ähnlichen Gesteinen abgeschätzt werden. Für den Term " $\rho_{naß} = 1,026 \cdot \rho_o/100$ " ergibt sich daraus ein Wert von 1,8 g/cm³. In Tabelle 2 sind die für den Fischeischiefer berechneten Akkumulationsraten aufgeführt. Insbesondere die Akkumulation organischer Materie ähnelt der anderer Schwarzschiefer.

Die C_{org} -Akkumulation ist entscheidend von der Sedimentationsrate abhängig. Eine rasche Überdeckung entfernt das organische Material schnell und effektiv aus dem Kohlenstoffkreislauf und fördert so seine Überlieferung im Gestein (MÜLLER & SUESS, 1979; ARTHUR & DEAN, 1986; SUMMERHAYES, 1987). Diese Beziehung läßt sich in einem logarithmischen LSR- AkR_{org} -Diagramm darstellen (Abb. 21). Für die Kreidesedimente des Nordatlantiks konnte SUMMERHAYES (1987) klar zwischen C_{org} -armen und C_{org} -reichen Proben unterscheiden. Die Parameter des nordwestdeutschen Fischeischiefers fallen genau in den Bereich, der die Korrelation für C_{org} -Gehalte $> 1\%$ beschreibt. Die gute Übereinstimmung mit den Daten von SUMMERHAYES (1987) bestätigt im nachhinein die für den Fischeischiefer zugrundegelegte Sedimentationsrate (vgl.

oben und Kap. 6). Die Mittelwerte aus dem oberen Alb ergeben keine Übereinstimmung mit den Literaturdaten. Bei einer als gesichert geltenden Sedimentationsrate von 10 cm/1.000 Jahre erweist sich die berechnete Corg-Akkumulation bzw. der darin als zweite Größe einfließende Corg-Gehalt als um rund eine Größenordnung zu gering. Die von SUMMERHAYES (1987) aufgestellte Beziehung kann für das Oberalb Niedersachsens nicht angewendet werden (Abb. 21). Die ermittelte Sedimentationsrate korreliert in dem Diagramm von SUMMERHAYES (1987) mit einer um den Faktor 10 höheren Corg-Akkumulation. Statt 0,08 g/(m²a) hätten sich Werte um 1 g/(m²a) ergeben müssen. Umgekehrt wäre bei der geringen Corg-Akkumulation eine um eine Größenordnung verlangsamte Sedimentation zu erwarten gewesen. Offensichtlich war die ozeanographische Situation im Niedersächsischen Becken deutlich verschieden von den Verhältnissen im Nordatlantik.

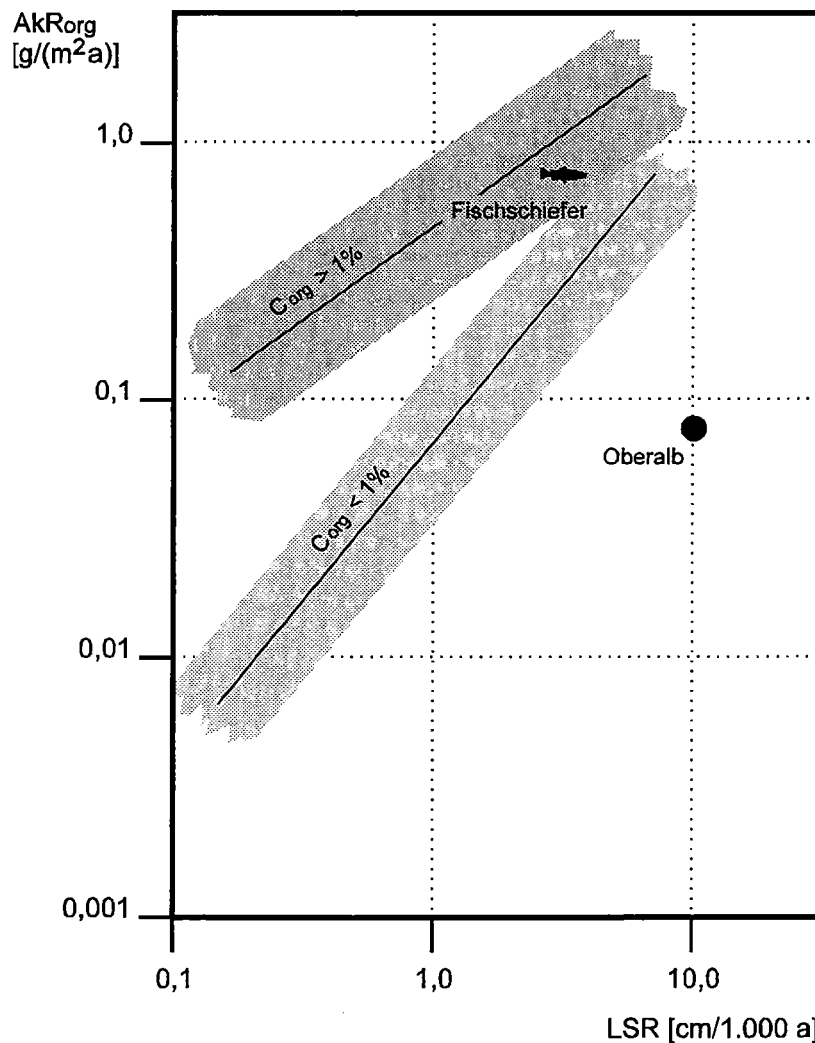


Abb. 21: Beziehung zwischen Sedimentationsrate (LSR) und Corg-Akkumulation (AkRorg) für den Fischschiefer und das obere Alb Nordwestdeutschlands. Grau unterlegt die Korrelation beider Parameter nach SUMMERHAYES (1987).

5.1.2.3 Abschätzung der Paläoproduktivität

Neben den Redox-Verhältnissen und der Zusammensetzung des organischen Materials ist die Primärproduktion des Oberflächenwassers eine weitere wesentliche Kenngröße zur Charakterisierung des Ablagerungsmilieus in einem Sedimentbecken. Mit ihrer Hilfe lassen sich die untersuchten Proben in ein grobes Fazieschema zwischen Hoch- und Niedrigproduktivitätsgebieten (küstennahes Auftriebsgebiet $\leftrightarrow$ offener Ozean) einordnen. Auf der Grundlage einer empirischen Formel von MÜLLER & SUESS (1979), die die rezente Beziehung zwischen Corg-Akkumulation, Sedimentationsrate und Oberflächenproduktivität berücksichtigt, und den Analysen zum Sedimentationsverhalten biogener Partikel von BETZER et al. (1984) entwickelte STEIN (1986) eine Gleichung (10), nach der sich die marine Paläoproduktivität für das *oxische* Milieu ermitteln läßt:

$$(10) \quad \text{Pro} = 5,31 * (C_{\text{marin}} (\rho_{\text{naß}} - 1,026 * \text{Po}/100))^{0,71} * \text{LSR}^{0,07} * T_{\text{marin}}^{0,45}$$

In dieser Berechnungsformel der marinen Primärproduktion (Pro) wird der prozentuale Anteil des *marinen* organischen Materials durch C_{marin} symbolisiert. T_{marin} ist die Wassertiefe, in der die Sedimente abgelagert wurden. Für das anoxische Ablagerungsmilieu führt Gleichung (10) zu unrealistisch hohen Werten. Aufgrund der anderen Erhaltungsbedingungen für das organische Material formulieren BRALOWER & THIERSTEIN (1984) folgende Gleichung (11) zur Berechnung der Paläoproduktivität im *anoxischen* Milieu.

$$(11) \quad \text{Pro} = 5 * C_{\text{marin}} * \text{LSR} * (\rho_{\text{naß}} - 1,026 * \text{Po}/100)$$

Ein wesentliches Problem bei der Berechnung der Paläoproduktivität im **Oberalb** stellt die geringe, kaum seriös quantifizierbare Menge des marinen organischen Materials dar, so daß für die gesamte Bohrung ein einheitlicher Wert angenommen werden mußte. Die in Tabelle 3 aufgeführte Produktivität von 9,6 gC/(m²a) liegt um mehr als eine Größenordnung unterhalb der ebenfalls aufgelisteten Werte für die normal-marine Küstenfazies. Selbst im küstenfernen, pelagischen Milieu der offenen Ozeane ist nach STEIN (1991) eine um den Faktor 5 höhere Produktivität zu erwarten. Dies wird als Indiz für eine ozeanographische Situation gewertet, die deutlich von derjenigen abweicht, die bei der Entwicklung der Gleichung (10) zu Grunde gelegt wurde (siehe auch Kapitel 8). Wie schon die ungewöhnliche Beziehung zwischen Sedimentationsrate und Corg-Akkumulation gezeigt hat (vgl. SUMMERHAYES, 1987), sind die sehr geringen Corg-Gehalte im Oberalb die wesentliche Ursache für eine mangelnde Übereinstimmung mit den in der Literatur etablierten Auswerteverfahren. Die bisher gewonnenen Fazies-Charakteristika lassen auf einen normal-marinen Küstenraum schließen. Aufgrund der kreidezeitlichen Temperaturen und des hohen terrigenen Eintrags im Oberalb wäre deshalb mit einer zumindest durchschnittlichen Produktivität zu rechnen. Legt man für diesen Fall den von STEIN (1991) an-

gegebenen Richtwert ($150 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$; Tab. 3) zugrunde, läßt sich aus Gleichung (10) der ursprüngliche Gehalt an marinem organischen Kohlenstoff (C_{marin}^*) modellhaft berechnen. Ein Produktivitätswert von $160 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$, der dem STEINSchen Richtwert befriedigend nahe kommt, errechnet sich nach diesem Ansatz unter Verwendung eines potentiellen C_{marin}^* -Gehalts von rund 1 % (Kirchrode* in Tab. 3). Der Modellwert von 1 % marinem organischen Kohlenstoff gibt eine Vorstellung über die Größenordnung des Corg-Abbaus, da der tatsächliche Gehalt an marinem organischen Kohlenstoff eher unter 0,1 % liegt.

Tabelle 3

Marine Produktivität im nordwestdeutschen Oberalb und während der Ablagerung des Fischschiefers im Vergleich zu verschiedenen marinen Faziesräumen. Die berechneten Daten sind als Orientierungswerte zu verstehen und daher in Klammern gesetzt (siehe Diskussion im Text). Modellwert für Kirchrode 1/91* unter Verwendung eines angenommenen C_{marin}^* -Anteils von 1 % (siehe Anmerkungen im Text). Literaturdaten nach einer Aufstellung von STEIN (1991).

	Wassertiefe [m]	Sedimentationsrate [cm/1.000 a]	Primärproduktion [g C/(m ² a)]
Auftriebsgebiet	250	20	250
Auftriebsgebiet	2500	15	250
Küste	250	10	150
Küste	2500	10	150
offener Ozean	3000	5	50
offener Ozean	5000	1	50
Kirchrode 1/91	ca. 600	10	(9,6)
Kirchrode 1/91*	ca. 600	10	(160)
Fischschiefer	?	3,2 (?)	(170)

Die Berechnung der marinen Primärproduktion für das Unterapt (**Fischschiefer**) erfolgte gemäß Gleichung (11), da dieser Horizont unter anoxischen Bodenwasserverhältnissen gebildet wurde. Zu den bereits oben erwähnten Unwägbarkeiten kommt hinzu, daß der C_{marin} -Gehalt aufgrund des dominanten Bituminitanteils in diesem Sediment nicht ermittelt werden kann. Unter vollständiger Einbeziehung des Bituminitanteils ergibt sich für den Zeitraum der Fischschiefer-Sedimentation ein Produktivitätswert von rund $170 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$. Dieser Wert deutet an, daß die marine Primärproduktion auch im Unterapt nicht bemerkenswert hoch gewesen ist. Sie übertrifft zwar den Wert einer normal-marinen Küstenfazies, doch entspricht sie in ihrer Größenordnung nicht den Verhältnissen in einem Auftriebsgebiet (Tab. 3). Diese Aussage deckt sich mit den Ergebnissen von RACHOLD (1994), der ebenfalls keine geochemischen Anzeichen einer besonders erhöhten Produktivität feststellen konnte.

Es stellt sich nun die Frage, wieviel Wasser im jährlichen Durchschnitt zwischen dem Niedersächsischen Becken und dem borealen Nordmeer maximal ausgetauscht werden darf, damit sich bei einer vorgegebenen Produktivität von $170 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$ anoxische Verhältnisse etablieren können. Die Abgrenzung der jährlichen Erneuerungsrate wurde mit der von MISKELL-GERHARDT (1989; S. 257-259) vorgestellten Massenbilanzrechnung durchgeführt. Dazu sind grobe Abschätzungen des Wasservolumens, des Sauerstoffanteils im borealen Frischwasser und der oxidativ abgebauten Kohlenstoffmenge notwendig, so daß nur ein Richtwert ermittelt werden konnte. Unter Übernahme der ozeanographischen Kenngrößen von MISKELL-GERHARDT (1989) und einem mutmaßlichen Wasservolumen von $1,34 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ ergibt sich ein Grenzwert von 7 %. Sinkt der boreale Wasserzufluß demnach unter diesen Wert, so reicht das Sauerstoffangebot im Niedersächsischen Becken nicht mehr aus, um den anfallenden Kohlenstoff abzubauen. In der heutigen Ostsee wird ein mittlerer Wasseraustausch via Skagerrak und Dänischer Inselwelt von ca. 1 % pro Jahr erreicht. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Erneuerungsrate in den meisten Jahren wesentlich geringer ist, so daß sich eine sauerstoffverarmte Tiefenwasserschicht über mehrere Jahre erhalten kann (K.-C. EMAIS, mdl. Mitg.). Die Daten aus dem Niedersächsischen Becken sprechen demnach für eine verringerte Wasserzirkulation zur Zeit der Ablagerung des Fischschiefers, die in Verbindung mit einer geringfügig erhöhten Oberflächenproduktivität zur Akkumulation großer Corg-Mengen geführt hat. Auftriebsphänomene können als Steuerungsfaktoren ausgeschlossen werden.

Die in diesem Kapitel vorgestellten Berechnungen zur Paläoproduktivität und zum Wasseraustausch erreichen die Grenze einer seriösen Datenauswertung. Einen wesentlichen Unsicherheitsfaktor in den Berechnungen bilden die Größen, die sich trotz des multidisziplinären Datensatzes nur unzureichend abschätzen lassen. Hier sind die Sedimentationsrate, die Menge des marinen organischen Materials sowie die Tiefe und das Volumen des Niedersächsischen Beckens zu nennen. So zieht beispielsweise eine Verdoppelung der Wassertiefe bei den Berechnungen für die Bohrung Kirchrode 1/91 (Gleichung (10)) einen um rund 35% erhöhten Produktivitätswert nach sich. Der Einfluß von C_{marin} auf die Produktivitätsberechnung wurde oben bereits dargestellt ("Kirchrode*-Berechnung"). Ein weiterer Kritikpunkt liegt in den empirischen Ansätzen von BRALOWER & THIERSTEIN (1984), STEIN (1986) und MISKELL-GERHARDT (1989), die teilweise auf rezente Beobachtungen und Messungen beruhen und daher nicht vorbehaltlos auf die Kreide übertragbar sind. Die in Kapitel 5.1.2.3 vorgestellten Zahlen verstehen sich daher ausdrücklich als Orientierungswerte und Diskussionsgrundlage für nachfolgende Bearbeiter.

5.1.3 Kerogenqualität

Mit Hilfe der Rock-Eval-Pyrolyse läßt sich die Zusammensetzung des Kerogens klassifizieren und die Reife des Materials bzw. dessen Qualität im Hinblick auf die Kohlenwasserstoffgenese festlegen (ESPITALIÉ et al., 1985). Insbesondere die Art des Kerogens stellt ein wichtiges Indiz zur Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen dar. Die Rock-Eval-Pyrolyse erlaubt es somit, die petrographischen Ergebnisse durch geochemische Analysen zu verifizieren.

Zwei wesentliche Parameter sind der **Wasserstoffindex** (HI) und der **Sauerstoffindex** (OI). Der HI-Wert gibt die Menge an generierbaren Kohlenwasserstoffen bezogen auf den Corg-Gehalt der Probe wieder. Im OI-Wert drückt sich die Menge an CO₂ aus, die, ebenfalls bezogen auf den Corg-Gehalt, bei der Pyrolyse freigesetzt wird. Marines organisches Material zeichnet sich durch hohe HI-Werte und niedrige OI-Werte aus. Terrigenes Material ist demgegenüber ärmer an Wasserstoff und reicher an generierbarem CO₂. Hohe OI-Werte sind zudem ein Indikator für eine geringe Reife des organischen Materials. Das Verhältnis von H zu C bzw. von O zu C nutzt VAN KREVELEN (1961), um das organische Material in drei **Kerogentypen** einzuteilen. ESPITALIÉ et al. (1977) modifizierten dieses Verfahren, indem sie direkt auf die HI- und OI-Werte zurückgriffen (vgl. Abb. 22).

Der Kerogentyp I geht überwiegend auf Algenmaterial zurück. Ein hoher Lipid-Anteil und relativ geringe Mengen polyaromatischer Verbindungen sind für diese Gruppe charakteristisch. Es ergibt sich ein hohes initiales H/C- und ein niedriges O/C-Verhältnis. Die wenigen Sauerstoffatome sind überwiegend durch Ester-Bindungen fixiert. Typ I-Kerogene treten relativ selten auf (TISSOT & WELTE, 1984). Häufiger sind dagegen Kerogene vom Typ II. Sie leiten sich aus den Derivaten einer heterogenen Organismenassoziation ab (Phytoplankton, Zooplankton), deren Überreste unter reduzierenden Bedingungen abgelagert wurde (TISSOT & WELTE, 1984). Auch hier sind relativ hohe H/C- und niedrige O/C-Verhältnisse charakteristisch. Der dritte Kerogentyp (III) besteht aus den Überresten höherer Landpflanzen. Das Material gelangt dabei direkt oder als Abbauprodukt in Form von Huminsäuren in das Sediment. Typisch für diese Kerogen-Gruppe sind relativ geringe H/C- und hohe O/C-Verhältnisse. Typ III-Kerogene besitzen kein hohes Ölbildungspotential. Bei entsprechend großer Versenkungstiefe sind sie jedoch wertvolle Erdgasbildner (TISSOT & WELTE, 1984). Neben diesen drei Gruppen unterscheiden TISSOT & WELTE (1984) ein weiteres Kerogen, das sie als Residual-Typ bezeichnen. Dieses Residual-Kerogen zeichnet sich durch hohe O/C - und extrem geringe H/C -Verhältnisse aus. Unter dem Mikroskop korrelieren die Befunde mit einer großen Menge kohligter Partikel

und stark oxidiertem bzw. umgelagertem, organischem Material (TISSOT & WELTE, 1984). Kerogene des Residual-Typs wurden u. a. auch in kretazischen Sedimenten des Nordatlantiks gefunden (DSDP Leg 44 und 48; TISSOT et al., 1980); sie sind dort jedoch eher untypisch (vgl. Kap. 7.1).

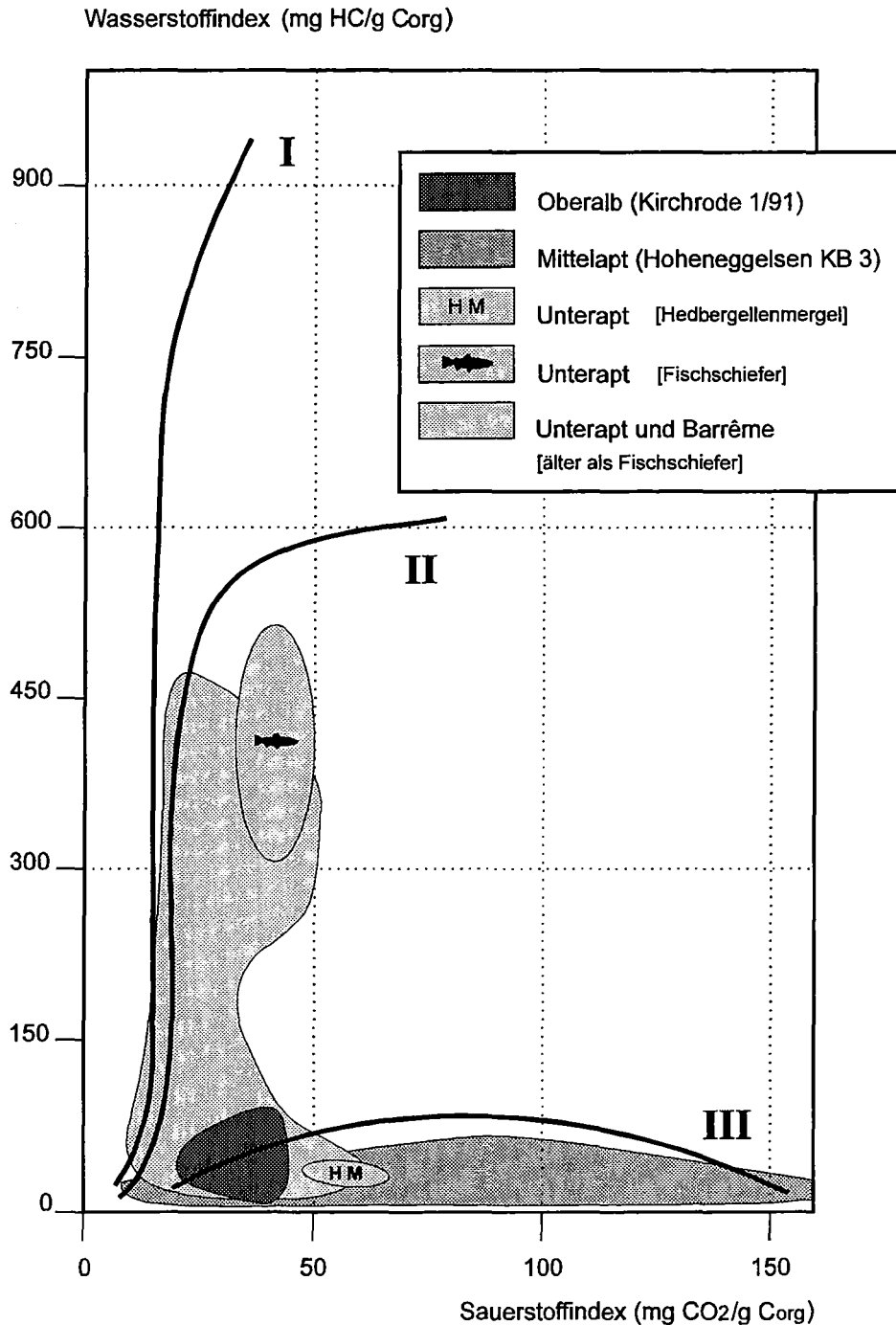


Abb. 22: HI/OI-Verhältnisse des organischen Materials in Sedimenten der nordwestdeutschen Unterkreide. Die fettgedruckten Kurven geben die idealen Evolutionspfade der Kerogentypen I, II und III in dem durch ESPITALIÉ et al. (1977) modifizierten VAN KREVELEN -Diagramm wieder.

Das HI/OI -Verhältnisse der Proben aus dem Niedersächsischen Becken ist in Abbildung 21 aufgetragen. Die markanten Unterschiede in der Mazeralzusammensetzung (Kap. 4.1) spiegeln sich auch in der Kerogenklassifizierung wider. Die hellen, Corg-armen Sedimente weisen sehr geringe HI-Werte (< 100 mg HC/g Corg) auf. Die OI-Werte streuen demgegenüber beträchtlich. Besonders hohe Werte weisen einige Proben aus dem mittleren Apt auf (max. 411 mg CO₂/g Corg). Für die Kerogenkonzentrate der Oberalb-Sedimente, die Hedbergellenmergel des Unterapt und die Corg-armen Tone unterhalb des Fischschiefers (Unterapt) konnten OI-Werte gemessen werden, die z. T. um eine Größenordnung darunter liegen, doch lassen sich alle Vertreter dieser Lithologien dem **Kerogentyp III** zuordnen. Nur einige homogene Tone mit erhöhten Corg-Gehalten erreichen eine Kerogenqualität, die bereits dem Typ II entspricht (vgl. Abb 23). Messungen an Kerogenkonzentraten der Bohrung Kirchrode 1/91 bestätigen diesen Befund und belegen gleichzeitig, daß die Daten nicht durch adsorptive Einflüsse der Mineralmatrix verfälscht werden. Die teilweise extrem geringen HI-Werte (min. 25 mg HC/g Corg [Kerogenkonzentrate] bzw. 7 mg HC/g Corg [Gesamtgestein]) sprechen für die Klassifizierung einiger Proben als **Residual-Typ** sensu TISSOT & WELTE (1984). Demgegenüber fallen die Corg-reicheren, dunkel gefärbten Sedimente aus dem Oberbarrême und Unterapt in den Bereich der Kerogentypen I oder II. Unter Berücksichtigung der mikroskopischen Befunde (Kap. 4) und der S₂/Corg-Beziehung der Proben (Abb. 23) werden diese Sedimente dem **Kerogentyp II** zugeordnet. Insbesondere der Fischschiefer und die Blättertone weisen erhöhte HI-Werte von z. T. über 400 mg HC/g Corg auf. LOKAY (1994) konnte für die Bohrung Hoheneggelsen KB 40 belegen, daß sich der starke Rückgang der HI-Werte vom Fischschiefer zu den Hedbergellenmergeln im Hangenden innerhalb von 12 cm vollzieht. Hier zeigt sich eine Parallelität zu den Corg-Daten, die in diesem Profilabschnitt einen ähnlichen Übergang beschreiben (Kap. 5.1.1.1).

Die Rock-Eval-Pyrolyse beinhaltet mögliche Fehlerquellen, die bei der Kerogentypisierung in Form eines HI/OI-Diagramms erkennbar sind. So kann die Aussagekraft des OI-Wertes nach KATZ (1983 a) durch den thermischen Aufschluß von Karbonaten (überwiegend Siderite) verfälscht werden. Der HI-Wert wird durch die Adsorption der pyrolysierten Kohlenwasserstoffe an der Mineralmatrix herabgesetzt (KATZ, 1983 a, 1984; ESPITALIÉ et al., 1985). Dabei ist der Grad der Adsorption entscheidend vom Tongehalt abhängig, da diese Schichtsilikate eine besonders große Adsorptionskapazität besitzen (ESPITALIÉ et al., 1985). In einem S₂/Corg-Diagramm (Abb. 23) läßt sich der Adsorptionseinfluß in den verschiedenen Lithologien direkt ablesen. Zudem ist eine klare Trennung zwischen Typ I - und Typ II-Kerogenen auch bei mittleren HI-Werten möglich (LANGFORD & BLANC-VALLERON, 1990).

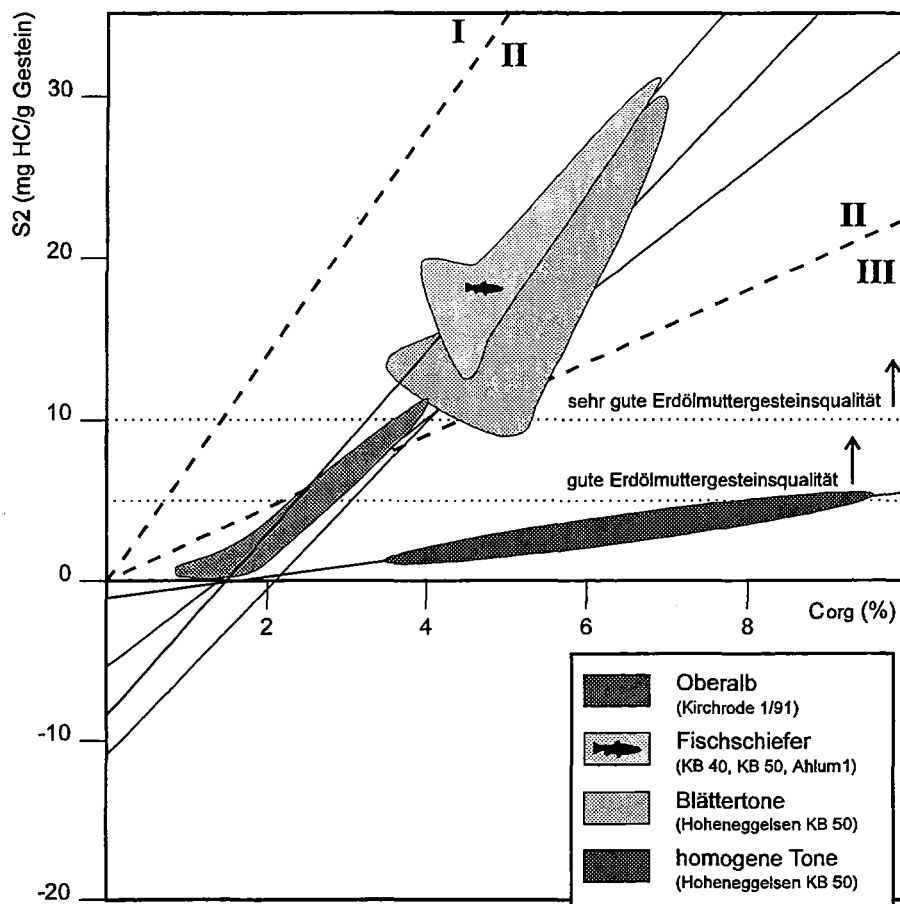


Abb. 23: S2/Corg-Diagramm für die Gesteine aus dem Oberalb (Kirchrode 1/91; Kerogenkonzentrate) und aus dem Barrême/Apt-Grenzbereich (Gesamtgesteinsanalysen). Die gestrichelten Linien geben die Grenze zwischen Kerogentyp I und II bzw. zwischen II und III wieder. Zur Erläuterung dieser Abgrenzung siehe LANGFORD & BLANC-VALLERON (1990). Die Regressionsgeraden zu den vier Punktwolken sind als dünne, durchhaltende Linien dargestellt. Einteilung der Erdölmuttergesteinsqualitäten nach ESPITALIÉ et al. (1985).

Die Corg-armen Gesteine, repräsentiert durch die Kerogenkonzentrate der Bohrung **Kirchrode 1/91**, fallen in Abbildung 23 eindeutig in das Feld der Typ III-Kerogene. Damit werden die mikroskopischen Ergebnisse und die Aussage des HI/OI-Diagramms bestätigt. Selbst die S2-Werte des aufkonzentrierten Materials liegen unter 5 mg HC/g Konzentrat, so daß die Muttergesteinsqualitäten als extrem gering einzustufen sind (ESPITALIÉ et al., 1985). Das organische Material des **Fischschiefers** kann klar als Typ II-Kerogen angesprochen werden. Die Gesteine unterhalb des Fischschiefers lassen sich anhand ihres S2/Corg-Verhältnisses in zwei Gruppen differenzieren, wobei erneut eine Parallelbeziehung zwischen sedimentärem Gefüge (homogen $\leftrightarrow$ laminiert) und geochemischen Daten festzustellen ist. Die **Blättertone** fallen ganz überwiegend in den Bereich von Kerogentyp II. Ähnlich wie der Fischschiefer besitzen sie sehr gute Erdölmuttergesteinsqualitäten. Die **homogenen Tone** liegen im Grenzbereich der Kerogentypen II und III. Es zeigt sich, daß die Proben mit zunehmendem Corg-Gehalt auch ein zunehmend marin geprägtes Kerogen besitzen. Diese Abhängigkeit unterwauert die unter dem Mikroskop

gewonnenen Ergebnisse. Bei fehlender Adsorption der Kohlenwasserstoffe durch die Mineralmatrix würden die durch die Punktwolken definierten Regressionsgeraden jeweils durch den Nullpunkt des S_2/C_{org} -Diagramms verlaufen. Die vorhandenen Adsorptionseigenschaften äußern sich in einer solchen Darstellung in Form eines positiven X- und eines negativen Y-Achsenabschnitts der Regression. Dabei ist der Y-Achsenabschnitt aussagekräftiger, da er nur wenig durch den Charakter des organischen Materials beeinflusst wird (LANGFORD & BLANC-VALLERON, 1990). Erwartungsgemäß verläuft die Regressionsgerade der Kerogenkonzentrate annähernd durch den Nullpunkt. Die geringe Abweichung gibt einen Hinweis auf noch vorhandene Adsorbenten oder auf geringfügige Analyseungenauigkeiten. Die Regressionsgerade der Fischeischieferproben schneidet die Y-Achse bei -8,4. Somit beläuft sich die **Adsorptionskapazität** dieses Schwarzschiefers auf 8,4 mg pyrolysierbarer Kohlenwasserstoffe pro g Gestein. Die Adsorptionskapazität der Blättertone ist demgegenüber erhöht (10,8 mg KW/g Gestein), auch wenn die Punktwolke ansonsten weitgehend parallel zu der des Fischeischiefers angeordnet ist. Gemäß den Untersuchungen von ESPITALIÉ et al. (1985) ist die stärkere Adsorptionfähigkeit auf den höheren Silikatanteil in vielen Blättertonen zurückzuführen. Bemerkenswert ist, daß die karbonatarmen, homogenen Tone weniger Kohlenwasserstoffe adsorbieren, als die $CaCO_3$ -reichen Laminite.

Die Tiefenverteilung der Rock-Eval-Parameter für die Proben aus der Bohrung **Hohenegelsen KB 50** ist in Abbildung 24 aufgetragen. Deutlich ist eine Korrelation der Datenreihen von S_2 , S_3 und HI mit der stratofaziellen Ausbildung der Tone und Mergel und dem C_{org} -Gehalt der Proben zu erkennen. Aufgrund der geringen primären Maturität des Gesteins zeigen die Reife-sensitiven Parameter S_1 , T_{max} und PI (in Abb. 24 nicht dargestellt) eine weniger deutliche Abhängigkeit. Dennoch drückt sich in den vielfach erhöhten T_{max} -Werten der homogenen Tone und den geringeren S_1 -Daten dieser Lithologie ein sekundärer Reifeunterschied aus, der auf den erhöhten Gehalt an Oberkarbon-Partikel zurückzuführen ist (vgl. Kap. 4.2). Gestützt auf die mikroskopischen Befunde ermöglicht die Rock-Eval-Pyrolyse hier eine schnellere und feinere Unterscheidung der Kerogenzusammensetzung. Die Qualität des Kerogens drückt sich in den S_2 -, S_3 - und HI-Werten direkt aus. In den homogenen Profilbereichen ist die Menge an generierbaren Kohlenwasserstoffen durchweg niedriger als in den Blättertonen und im Fischeischiefer. Auch das S_3 -Signal ist in den homogenen Tönen geringer. Wie schon bei der mikroskopischen Untersuchung fällt auch hier auf, daß die Qualität des organischen Materials positiv mit dem C_{org} -Gehalt der Gesteine korreliert. Analog zur Deutung der markanten Unterschiede zwischen dem hellen und dunklen Teilprofil können auch die graduell weniger stark ausgeprägten Variationen innerhalb der dunklen Tonfolge auf Unterschiede in den Redox-Bedingungen zurückgeführt werden, die zu einer relativen Anreicherung des reiferen, resedimentierten Materials geführt haben.

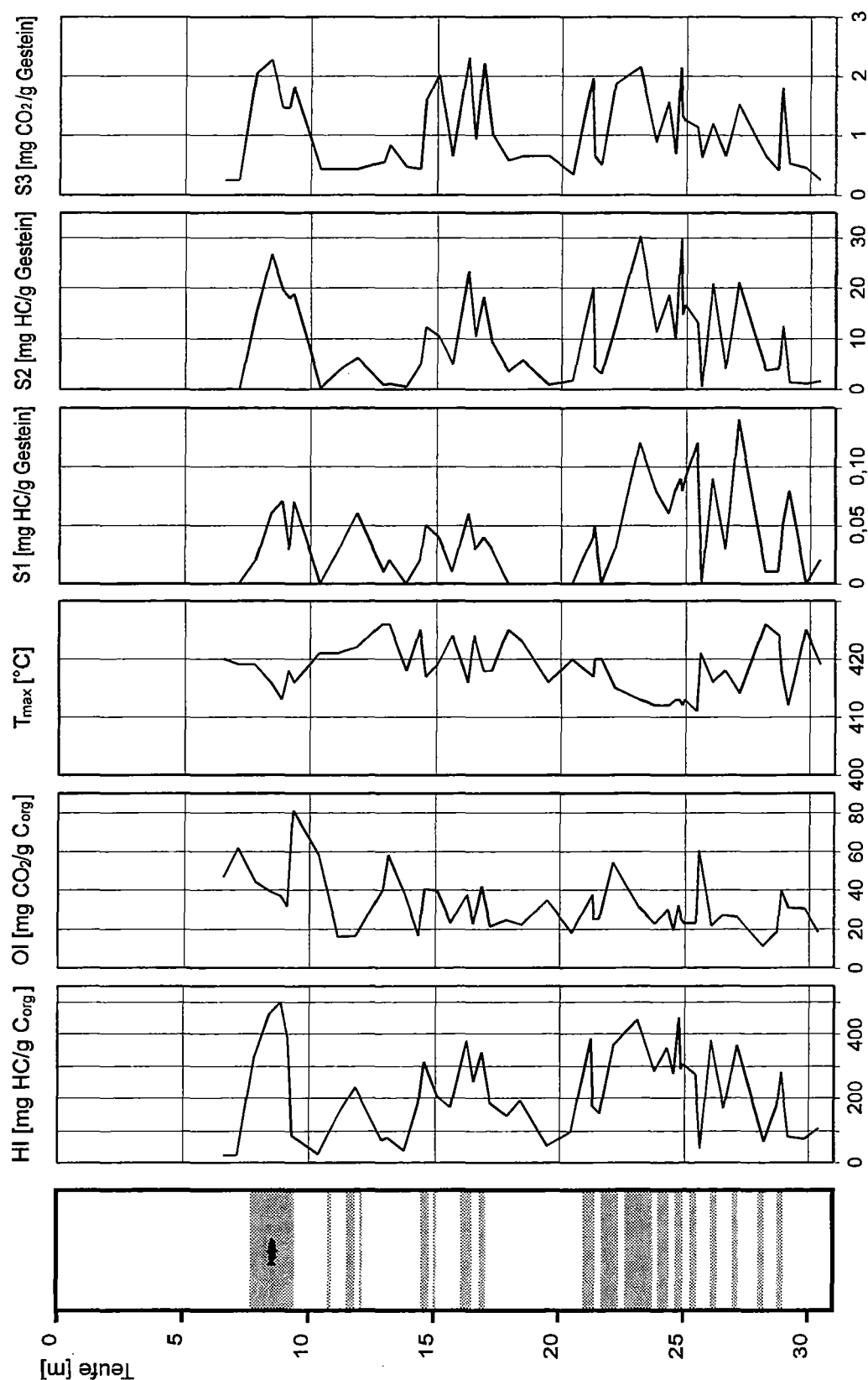


Abb. 24: Parameter der Rock-Eval-Pyrolyse (HI, OI, T_{max}, S1, S2, S3) der Sedimente aus der Bohrung Hoheneggelsen KB 50. In dem stark vereinfachten Profil der Bohrung sind die laminierten Horizonte hervorgehoben.

5.2 Untersuchung des Bitumens

5.2.1 Extraktgehalte und Stoffgruppenzusammensetzung

Entsprechend der niedrigen Reife des organischen Materials (Kap. 5.1.3) ist die Menge der extrahierbaren Sedimentkomponenten (**Bitumen**) in allen untersuchten Proben gering. Dies gilt sowohl für die hellen, Corg-armen Sedimente des Oberalb ($\bar{\varnothing}$ 8,9 mg/g Corg), als auch für die Corg-reichen Laminite des Unterapt und Oberbarrême (15,0 - 27,0 mg/g Corg). Der um den Faktor 2 - 3 höhere Bitumengehalt in den dunklen Tönen spiegelt erneut die unterschiedlichen Erhaltungsbedingungen für das organische Material wider. Haupteinflußfaktoren sind dabei die Zusammensetzung des organischen Materials (Kap. 5.1.3) und der absolute Corg-Gehalt der Sedimente (Kap. 5.1.1.1). Wie Untersuchungen an ähnlichen Ablagerungen der Grube Messel (RULLKÖTTER et al., 1988) und aus dem Nördlinger Ries (RULLKÖTTER et al., 1990 b) gezeigt haben, ist eine erhöhte Extraktausbeute typisch für Schwarzschiefer. BASKIN & PETERS (1992) gehen davon aus, daß die molekulare Vernetzung im Zuge der Kerogenbildung durch den Einbau von Schwefel in das organische Material und/oder durch eine herabgesetzte katalytische Wirkung der Tonminerale (geringeres Ton/Corg-Verhältnis) behindert wird. Auch innerhalb der Corg-reichen Fazies lassen sich graduelle Unterschiede zwischen laminierten und homogenen Tönen erkennen, die den Wechsel von anoxischen und suboxisch-oxischen Sedimentationsphasen nachzeichnen. Der durchschnittliche Gehalt an löslichen Komponenten liegt hier bei 21,3 bzw. 18,9 mg/g Corg. Für das späte Mittelapt der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 wurden Bitumengehalte zwischen 6 und 25 mg/g Corg ermittelt (RULLKÖTTER et al., 1995). Die Extraktausbeute aller lithologischen bzw. stratigraphischen Einheiten ist in Tabelle 4 anhand repräsentativer Proben zusammengestellt. Für den Fischschiefer wurden die Daten aus den Bohrungen Hoheneggelsen KB 50 (Beckenfazies) und Ahlum 1 (Randfazies) gegenübergestellt. Dabei zeigte sich abermals, daß die Unterschiede zwischen beiden Lokationen vernachlässigbar gering sind.

Der prozentuale Anteil der **gesättigten Kohlenwasserstoffe** am Bitumen schwankt zwischen 14,8 und 52,2 %. Dabei ist auffällig, daß die Karbonat-reicheren Proben in der Regel höhere Aliphatgehalte aufweisen. RULLKÖTTER et al. (im Druck) beobachten den gleichen Zusammenhang im Datensatz der Bohrung Wiechendorf 1/86. Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß das polare organische Material im Corg-reichen Fischschiefer und in den meisten Blättertonen weniger stark an des unlösliche Kerogennetzwerk gebunden ist (vgl. BASKIN & PETERS, 1992). Der Anteil der **aromatischen Kohlenwasserstoffe** ist in den unreifen Sedimenten Niedersachsen erwartungsgemäß gering. Dem steht eine typische Dominanz der **Heterofraktion** gegenüber. Diese sogenannten NSO-Komponenten machen stets mehr als 40 % des Gesamtex-

Tabelle 4

Extraktgehalte und Stoffgruppenzusammensetzung der Extrakte in den Sedimenten der Unterkreide des Niedersächsischen Beckens anhand von repräsentativ ausgewählten Proben. * = Beckenrandfazies der Bohrung Ahlum 1 (GNEWUCH, 1993).

	C _{org} [vol.%]	Bitumen [mg/g C _{org}]	gesättigte Kohlenwasserstoffe [rel.%]	aromatische Kohlenwasserstoffe [rel.%]	Hetero- komponenten [rel.%]
Tonmergel (Oberalb)	0,42	6,3	36,4	11,4	52,2
Hedbergellen- mergel (Apt)	0,42	15,4	47,4	11,0	41,6
Fischschiefer (Unterapt)	5,79	20,9	13,9	8,4	77,3
Fischschiefer* (Unterapt)	6,40	18,8	7,1	5,1	64,4
Blätterton (Unterapt)	3,94	15,0	18,1	10,2	71,7
Blätterton (Unterapt)	6,82	19,7	14,8	11,2	74,0
homogener Ton (Unterapt)	2,95	12,4	22,6	5,5	71,9
homogener Ton (Oberbarrême)	1,50	10,5	34,2	9,2	56,6

traktes aus. Besonders hoch ist ihr Anteil in den laminierten Blättertonen und dem Fischschiefer (68,3 - 77,7 %). Der Einbau von Schwefel in das organische Material war im anoxischen Milieu dieser Schwarzschiefer vermutlich begünstigt. In den hellen Mergeln und Tonmergeln des Alb treten die Heterokomponenten weniger stark hervor (Ø 52 %). In der einzigen untersuchten Probe der Hedbergellenmergel bilden die Heterokomponenten die zweitstärkste Fraktion (41,6 %) hinter den aliphatischen Kohlenwasserstoffen (47,4 %).

5.2.2 *n*-Alkanverteilung

Die chemische Zusammensetzung des Bitumens und seiner drei Fraktionen ist primär abhängig vom Kerogentyp der Sedimente. Sekundär findet dann eine Veränderung der Verteilungsmuster statt, wenn im Zuge eines thermischen Reifeprozesses neue Kohlenwasserstoffe generiert werden. In unreifen Ablagerungen tritt häufig eine Vorherrschaft der ungeradzahigen *n*-Alkane gegenüber solchen mit einer geraden Anzahl von Kohlenstoffatomen auf (TISSOT et al., 1977). Eine derartige Verteilung verwischt im Laufe der Katagenese, da die neu generierten *n*-Alkane kein bevorzugtes Kohlenstoffmuster aufweisen (TISSOT & WELTE, 1984). Dennoch bieten be-

sonders die Verteilungsmuster unreifer Sedimente, wie sie im Niedersächsischen Becken vorliegen, ein zusätzliches Instrument für die Ansprache des organischen Materials. Derivate von Flora und Fauna, die mit mikroskopischen Mitteln nicht erkennbar waren, können so identifiziert werden. Terrigene Schüttungen in das Sedimentbecken äußern sich in einer Dominanz der ungeradzahlig Alkane n -C₂₃ bis n -C₃₅, wobei ein Maximum bei n -C₂₇, n -C₂₉ und n -C₃₁ auftritt (WEETE, 1972). Wachse der höheren Landpflanzen gelten als wichtigste Quelle dieser langkettigen Alkane (EGLINTON & HAMILTON, 1963). Darüber hinaus können auch Relikte von lakustrinen Grünalgen wie *Botryococcus braunii* zu einem Übergewicht der langkettigen n -Alkane führen (GELPI et al., 1970; MOLDOWAN et al., 1985). Die Vorherrschaft von geradzahlig Alkanen im Bereich n -C₂₆ bis n -C₂₈ gilt dagegen als Indiz für sulfatreduzierende Bakterien (u. a. HOLLERBACH, 1985). Marine Grün- und Blaualgen liefern bevorzugt ungeradzahlig Alkane im kurzkettigen Bereich von n -C₁₂ bis n -C₂₁, wobei das Verteilungsmaximum bei n -C₁₅ und n -C₁₇ liegt (ORÓ et al., 1967; HAN et al., 1968; GELPI et al., 1970; BLUMER et al., 1971). Ist ein Maximum bei n -C₁₉ und n -C₂₁ zu verzeichnen und tritt gleichzeitig n -C₂₂ hervor, so scheint dies für einen signifikanten Anteil von Dinoflagellaten, Zooplankton oder Frischwasserpflanzen charakteristisch zu sein (HOLLERBACH, 1985). Werden gleichermaßen terrigene und marine Partikel sedimentiert, so wird das Verteilungsmuster im Gaschromatogramm durch die Abbauprodukte der Landpflanzen bestimmt, da das kontinentale Material einen wesentlich höheren Gehalt an n -Alkanen aufweist (TISSOT et al., 1977; TISSOT & WELTE, 1984).

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel dargestellt, macht das extrahierbare organische Material maximal rund 3,9 Gew.% der gesamten organischen Substanz im Sediment aus, die wiederum nur einen geringen Teil der ursprünglich produzierten Menge organischen Materials repräsentiert (vgl. STEIN, 1991). Dies ist bei der Untersuchung des Bitumens stets zu berücksichtigen. Die Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoffe aller 34 untersuchten Proben findet sich in Anhang A.4, so daß im folgenden nur ausgewählte Chromatogramme dargestellt werden. In Tabelle 5 sind die Mittelwerte der CPIs sowie der Pri/Phy-, Pri/ n -C₁₇ und Phy/ n -C₁₈-Verhältnisse für die verschiedenen Lithologien bzw. Bohrungen zusammengefaßt.

Das Verteilungsmuster der unverzweigten Aliphaten in den Proben der Bohrung Kirchrode 1/91 (**Oberalb**) ist über die gesamte Profilstrecke hinweg relativ einheitlich. In allen Proben dominieren Moleküle mit einer ungeraden Anzahl von Kohlenstoffatomen. Dieser terrestrische "Fingerabdruck" läßt sich mit Hilfe der sogenannten CPI-Werte quantifizieren, die das Gewichtsverhältnis von Molekülen mit ungerader und gerader Anzahl von Kohlenstoffatomen darstellen (BRAY & EVANS, 1961; PHILIPPI, 1965). Ein teufenabhängiger Trend der CPI-Werte innerhalb des Kirchrode-Kerns ist nicht erkennbar. Auffällig sind lediglich die erhöhten Werte bei 203,25 und 207,25 m (CPI₍₂₉₎ max. 2,28). Diese Proben lassen sich mit eng begrenzten

Phasen minimaler Sedimentakkumulation korrelieren (vgl. Abb. 20), die zudem durch einen hohen Tonmineraleintrag charakterisiert sind. Auch im übrigen Profil ist eine Korrelation zwischen CPI und dem Karbonat/Ton-Verhältnis festzustellen. So weisen die Proben aus den Bereichen der Karbonatmaxima (z. B. 137,25 m, 177,25 m) relativ niedrige CPI-Werte auf, wogegen solche aus den Karbonatminima (z. B. 110,25 m, 183,25 m) höhere CPI-Werte erbringen. Das Verteilungsmuster der *n*-Alkane ist in allen Proben des Oberalb durch zwei breite Maxima geprägt (Abb. 25). Der Bereich leichter bis mittelschwerer Alkane von *n*-C15 bis *n*-C25 bildet eines dieser Maxima, wobei *n*-C17 bis *n*-C23 stets den größten Anteil haben. Ein weiteres Maximum umfaßt die Moleküle *n*-C27 bis *n*-C37. Zumeist überwiegt *n*-C27, seltener auch *n*-C29 (Abb. 25). Ihr Anteil ist im Bereich der zyklischen Karbonatmaxima geringer, als in dem der alternierenden Minima. Die Chromatogramme offenbaren zudem ein komplexes Molekülgemisch, das mit der einfachen gaschromatographischen Trennung nicht weiter aufschlüsselbar ist. Die Retentionszeit dieser Stoffgruppe variiert geringfügig, zeigt jedoch keine eindeutige Abhängigkeit von der *n*-Alkanverteilung oder der Teufenlage (Anhang A.4; vgl. RULLKÖTTER et al., 1995).

Die Vorherrschaft ungeradzahlicher *n*-Alkane untermauert den hohen terrigenen Materialeintrag in das Niedersächsische Becken mit molekular-geochemischen Daten. Das *n*-Alkanmaximum innerhalb der schwerflüchtigen Aliphaten geht auf Wachse höherer Landpflanzen zurück (vgl. EGLINTON & HAMILTON, 1963). Somit läßt sich mit Hilfe der gaschromatographischen Bitumenanalyse eindeutig kontinentales Primärmaterial nachweisen, das unter dem Mikroskop nicht sicher identifiziert werden konnte. Dabei lassen die eher moderaten CPI-Werte den Schluß, daß der terrigene Eintrag nicht so dominant war, wie es der geringe Anteil mariner Mazerale unter dem Mikroskop (< 10 Vol.%) andeutet (vgl. BRAY & EVANS, 1961; PHILIPPI, 1965). Bereits geringe Mengen höherer Landpflanzen können jedoch das Verteilungsmuster der *n*-Alkane in einem marinen Sediment bestimmen (TISSOT et al., 1977). Zu berücksichtigen ist auch, daß die hochreifen Vitrodetrinite aus dem Oberkarbon keine schwerflüchtigen *n*-Alkane liefern. Der höhere relative Anteil langkettiger *n*-Alkane (*n*-C27, *n*-C29) in den zyklisch auftretenden Karbonatminima zeigt erneut an, daß das Klima die Erosion in jenen Phasen forcierte. Möglicherweise hatte es zudem einen Einfluß auf die Quantität der festländischen Pflanzengesellschaft. In stärker humiden Phasen führte der höhere Niederschlag zu einem vermehrten Abtrag und Transport und damit zu einer gesteigerten Sedimentation terrigener (organischer) Partikel im Niedersächsischen Becken (Karbonatminima). Bei gleichzeitig moderaten Temperaturen wären verbesserte Wachstumsbedingungen für die terrestrische Flora vorhanden, die den Eintrag höherer Landpflanzen weiter ansteigen ließen. Die Karbonatmaxima repräsentieren demgegenüber stärker aride Phasen mit herabgesetzter Erosion und möglicherweise geringerer Pflanzenproduktion (weniger *n*-C27 und *n*-C29).

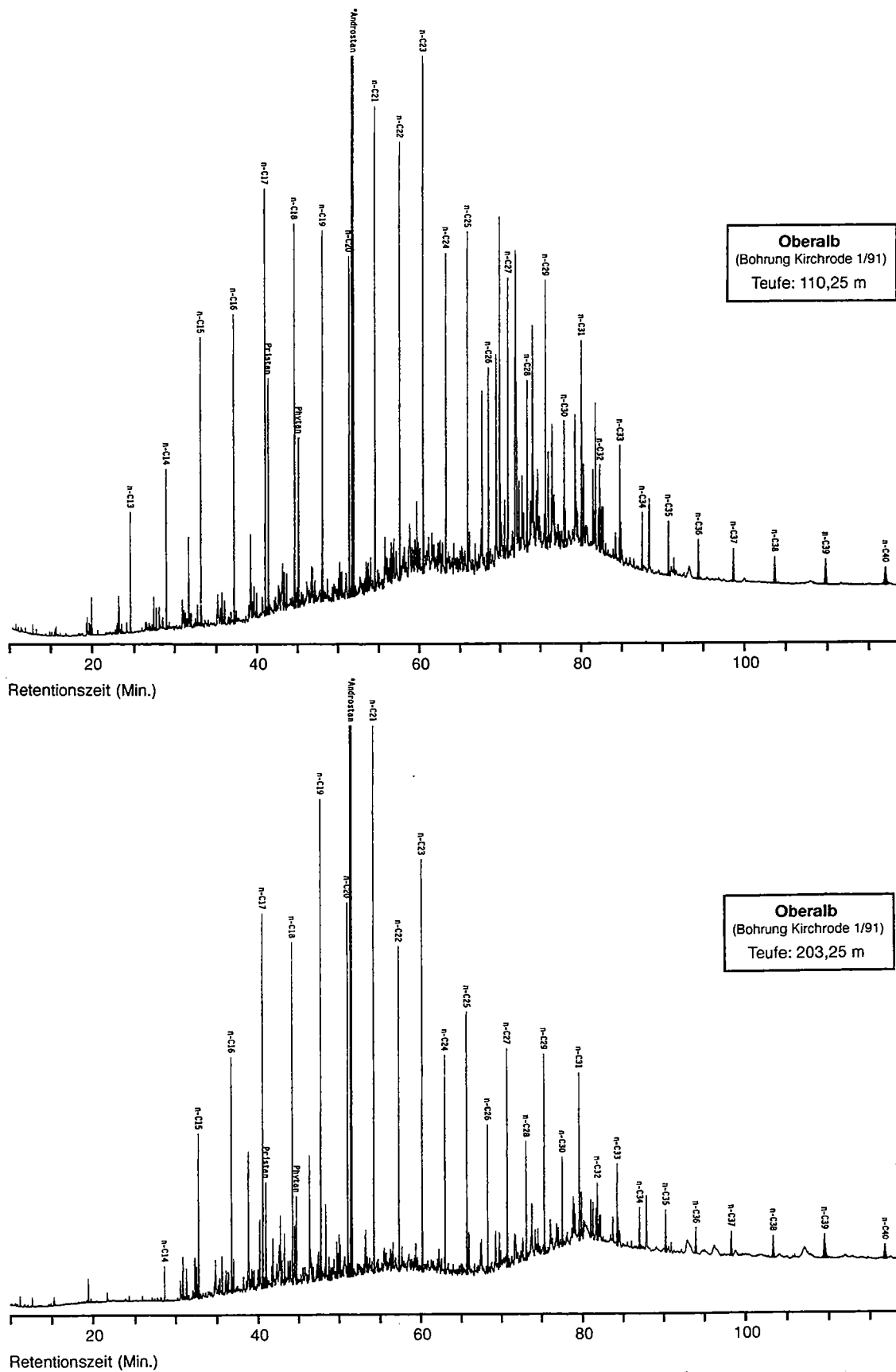


Abb. 25: Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoffe zweier typischer Proben aus der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). * Androstan = interner Standard.

Das zweite *n*-Alkanmaximum bei kurzen bis mittleren Kettenlängen beinhaltet mehrere Informationen über die Zusammensetzung des organischen Materials. Der hohe *n*-C17- und *n*-C19-Gehalt läßt auf eine signifikante Menge mariner Grünalgen schließen und ist wahrscheinlich mit den wenigen Alginiten im Kerogen zu korrelieren. Die hohe Konzentration von *n*-C21 und *n*-C23 kann dagegen nicht auf diese Organismengruppe zurückgeführt werden. Laut SIMONEIT et al. (1979) zeigt sich darin der Einfluß aerober Bakterien, die das organische Material noch vor "Abschluß" des Sediments überprägt haben. Auch das undifferenzierte, komplexe Molekülgemisch, das die *n*-Alkanverteilung über einen weiten Bereich hinweg unterlagert, ist auf die aerobe Bakterientätigkeit zurückzuführen. Möglicherweise ist dieser massive bakterielle Abbau nahe der Sedimentoberfläche für den geringen C_{org}-Gehalt der Gesteine verantwortlich, der dann z. B. bei der Berechnung der Paläoproduktivität zu unrealistischen Ergebnissen geführt hat. Ein erheblicher Anteil der kurzkettigen Komponenten geht zudem auf organisches Material höherer Reife zurück, wie es unter dem Mikroskop in Form der resedimentierten Partikel identifiziert werden konnte (vgl. RULLKÖTTER et al., im 1995). Für eine solche Interpretation spricht darüber hinaus die große Menge gesättigter Kohlenwasserstoffe im Gesamtextrakt (max. 52 %).

Die Untersuchung der **Mittelapt**-Sedimente der Bohrung Hoheneggelsen KB 3 erbrachte Ergebnisse, die im wesentlichen den Befunden aus dem Oberalb ähnlich sind. Auch hier weist die *n*-Alkanverteilung zwei distinkte Maxima auf. Das Maximum im leichtflüchtigen Bereich beschränkt sich klar auf die Moleküle *n*-C15 bis *n*-C19. Im hinteren Bereich der Gaschromatogramme erstreckt sich die Maximalverteilung auf die Moleküle *n*-C27 bis *n*-C37. RULLKÖTTER et al. (1995) deuten die hohe Konzentration der kurzkettigen Komponenten als Produkt der unter dem Mikroskop erkennbaren, hochreifen Oberkarbon-Partikel. Diese Interpretation wird durch den hohen Anteil gesättigter Kohlenwasserstoffe am Gesamtextrakt gestützt (überwiegend > 20 %). Der signifikante Gehalt langkettiger *n*-Alkane innerhalb der Aliphatenfraktion spiegelt den Eintrag von primärem, also kretazischem Pflanzenmaterial wider. Parallel zu der lithologischen Zweiteilung der Bohrung in einen mergeligen und einen tonigen Abschnitt sind auch in der *n*-Alkanverteilung Unterschiede zu erkennen. So ist die Menge der langkettigen, von Landpflanzen abgeleiteten Moleküle im tonigen Profilabschnitt höher. Offenbar hatte das humidere Klima während dieser Zeit einerseits Einfluß auf das Erosionsgeschehen (höhere Tongehalte), andererseits auch auf die terrestrische Pflanzenproduktivität (höhere Gehalte an langkettigen *n*-Alkanen). Der Unterschied in der Zusammensetzung des Bitumens zwischen Tonsteinen und bunten Mergeln zeigt an, daß die terrigene Verdünnung des marinen Materials nicht die einzige Einflußgröße im Sedimentationsgeschehen war (RULLKÖTTER et al., 1995). Zum gleichen Ergebnis kommt KÜHN (1995) aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen, ohne jedoch die zusätzlichen Steuerungsfaktoren aufzeigen zu können. Über die

n-Alkanverteilung hinaus offenbaren auch die Gaschromatogramme der KB 3-Proben ein komplexes Molekülgemisch, das sich mit der angewandten Methode nicht näher differenzieren läßt. Die Retentionszeit dieser Stoffe korreliert mit dem Verteilungsmuster der *n*-Alkane. So eluiert das Gemisch in Proben mit einem hohen Anteil schwerer *n*-Alkane später als in solchen, in denen überwiegend leichtflüchtige Aliphaten auftreten (RULLKÖTTER et al., 1995). Vermutlich geht die Bildung dieser Molekül ASSOZIATION auf die Tätigkeit aerober Bakterien zurück. Wird das organische Material von den Mikroorganismen frühzeitig, also an oder nahe der Sedimentoberfläche abgebaut, so sind die Molekulargewichte ($\Rightarrow$ Retentionszeiten) von Ausgangsstoff und Endprodukt sehr ähnlich.

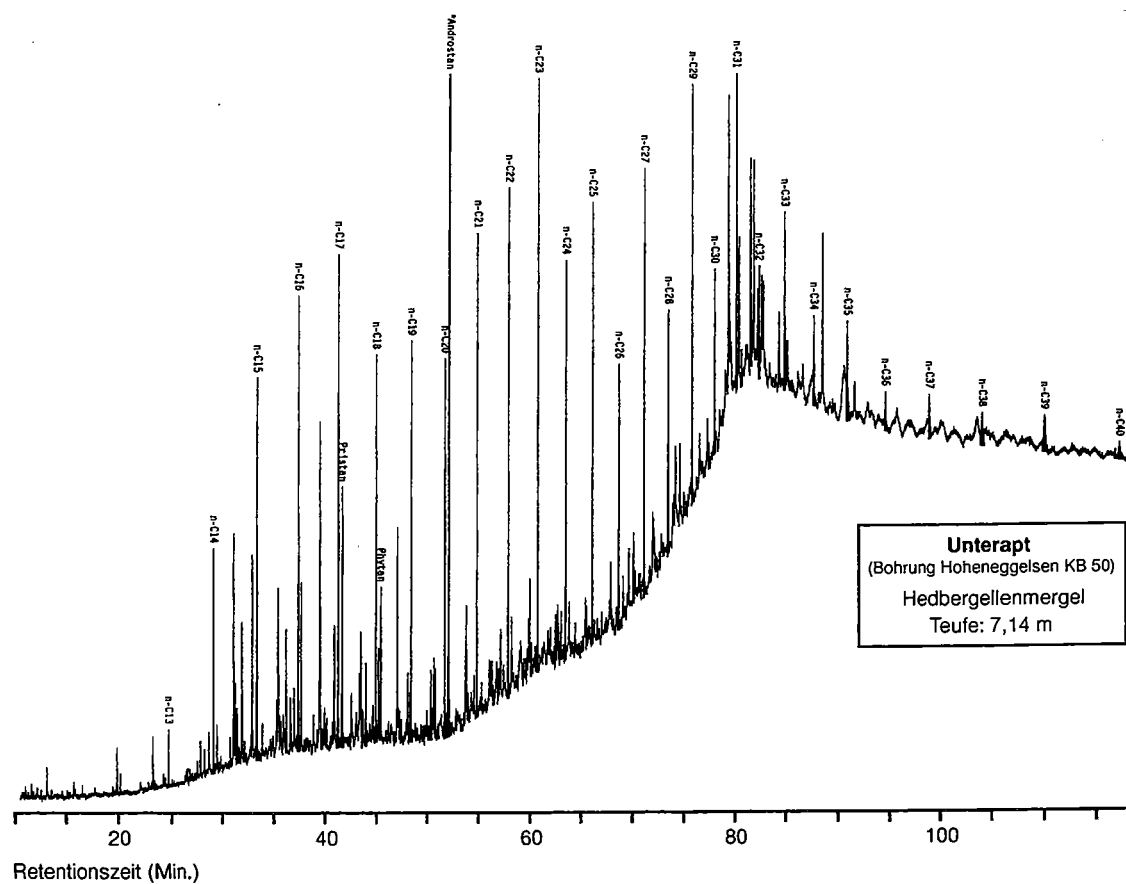


Abb. 26: Gaschromatogramm der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Hedbergellenmergel (Unterapt, Bohrung Hoheneggelsen KB 50). * Androstan = interner Standard.

Das Grundmuster der *n*-Alkanverteilung der **Hedbergellenmergel** (Unterapt) zeigt eine große Übereinstimmung mit den Gaschromatogrammen der hangenden Mergel- und Tonmergelsequenz (Abb. 26). Auch hier tritt ein Maximum im vorderen Bereich auf, das sich von *n*-C15 bis *n*-C23 erstreckt. Hinzu kommt ein weiteres Verteilungsmaximum innerhalb der langkettigen *n*-Alkane. Es umfaßt die Moleküle *n*-C25 bis *n*-C35, wobei *n*-C29 die höchste Konzentration aufweist. Da auch alle übrigen Datensätze eine weitreichende Analogie innerhalb der Mergel und Tonmergel aufzeigen, kann bezüglich der Interpretation der molekularen Daten auf die Aussagen in den vorangegangenen Absätzen (Oberalb, Mittelaapt) verwiesen werden.

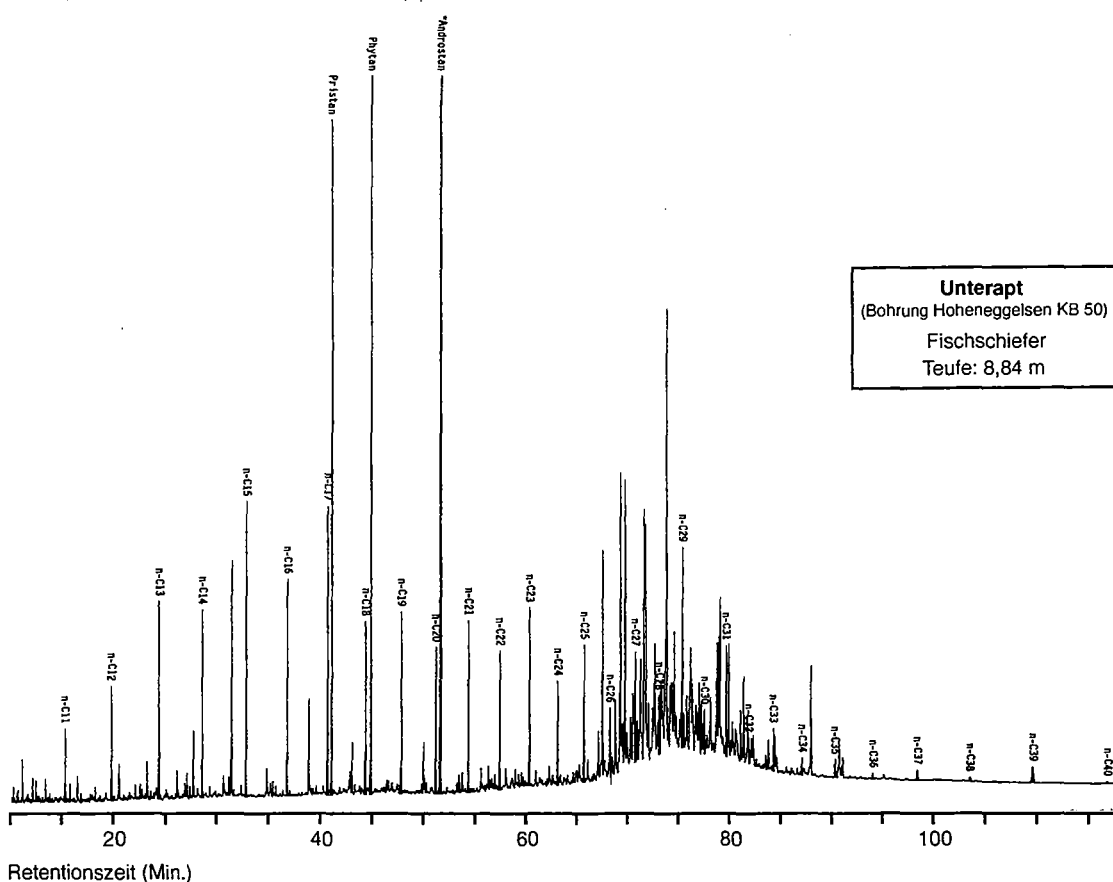


Abb. 27: Gaschromatogramm der gesättigten Kohlenwasserstoffe des Fischeisens (Unterapt, Bohrung Hoheneggelsen KB 50). * Androstan = interner Standard.

Die Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoffe aus dem nordwestdeutschen **Fischeisen** (Unterapt) sind durch die Vorherrschaft von Molekülen mit ungerader Anzahl von Kohlenstoffatomen geprägt. Die homologe Reihe der *n*-Alkane weist zwei distinkte Maxima auf (Abb. 27). Unter den leichtflüchtigen Komponenten treten *n*-C15 und *n*-C17 deutlich hervor, wobei das erstgenannte Molekül stets in höherer Konzentration vorhanden ist. Dieses Signal

geht auf den großen Anteil mariner Grünalgen zurück, die auch mikroskopisch identifiziert werden konnten. Das Übergewicht der kurzkettigen Komponenten ist im Fischechiefer deutlich ausgeprägt. So liegt der LHCPi mit maximal 2,3 in einem ähnlichen Bereich wie in der überlagernden Mergelsequenz. Für den Schwarzschiefer drückt sich darin das marine Gepräge des organischen Materials aus; in den jüngeren Karbonaten geht der hohe LHCPi (max. 2,9) in erster Linie auf den Eintrag reifer Oberkarbon-Komponenten zurück. Dennoch enthält auch der Fischechiefer eine signifikante Menge rezyklierter Vitritine (Kap. 4.1). Unter den *n*-Alkanen mit höheren Retentionszeiten treten bevorzugt *n*-C₂₉ und *n*-C₃₁ heraus (CPI₍₂₉₎ max. 4,15). Hier spiegelt sich erneut der Eintrag von primärem, kretazischem Landpflanzenmaterial wider, das der gesamten *n*-Alkanverteilung seinen Stempel aufdrückt (vgl. Tissot et al., 1977). Die höchsten Einzelkonzentrationen in der Fraktion der nichtaromatischen Kohlenwasserstoffe besitzen die Isoprenoide Pristan und Phytan (Kap. 5.2.3). Darüber hinaus zeigen die Gaschromatogramme im Bereich längerer Retentionszeiten eine komplexe Molekülassoziation (Steroide, Triterpenoide), deren Vertreter in zum Teil signifikanter Konzentration auftreten. Da die *n*-Alkanfraktion des Fischechiefers aus der Beckenrandfazies (Bohrung Ahlum 1; GNEWUCH, 1993) gaschromatographisch nicht aufgetrennt wurde, sind Aussagen über eventuelle Unterschiede in der Zusammensetzung dieser Stoffgruppe nicht möglich.

Die dunkel gefärbten, Corg-reichen **Tone und Blättertone** des Oberbarrême/Unterapt lassen aus molekular-geochemischer Sicht sowohl Unterschiede als auch Analogien zu den vorher beschriebenen Gesteineinheiten erkennen. Die *n*-Alkanfraktion wird von den Vertretern mit ungerader Anzahl von Kohlenstoffatomen dominiert. Zwei Verteilungsmaxima erstrecken sich von *n*-C₁₅ bis *n*-C₁₉ bzw. von *n*-C₂₃ bis *n*-C₃₅. Im leichtflüchtigen Bereich besitzt zumeist *n*-C₁₅ die höchste Konzentration, zu längeren Retentionszeiten hin bildet *n*-C₂₉, in einigen Proben aber auch *n*-C₂₅ oder *n*-C₂₇ das Hauptkontingent (Abb. 28). Analog zum Corg-reichen Fischechiefer übertreffen die Isoprenoidkohlenwasserstoffe Pristan und Phytan in ihrer Menge die einzelnen *n*-Alkane (Kap. 5.2.3). Im Bereich längerer Retentionszeiten (> 65 Min) tritt auch hier eine komplexe Molekülassoziation hinzu, deren einzelne Komponenten teilweise hohe Konzentrationen aufweisen. Die kurzkettigen *n*-Alkane *n*-C₁₅ und *n*-C₁₇ sind als Derivate mariner Grünalgen anzusehen, die im Sediment überliefert wurden. Ein offensichtlich andauernd vorhandener terrigener Zustrom spiegelt sich in den langkettigen Komponenten um *n*-C₂₇ wider. Dabei ist kein signifikanter Unterschied zwischen der Beckenfazies (Hoheneggelsen KB 50, Wiechendorf 1/86) und dem küstennahen Ablagerungsraum (Ahlum 1) festzustellen. Die generell geringeren CPI-Werte in der Bohrung Ahlum 1 (Tab. 5) sprechen für eine weniger starke, terrigene Beeinflussung der Sedimentation. Diese Aussage steht im Widerspruch zu dem küstennahen Standort der Bohrlokation und ist möglicherweise auf paläogeographische Faktoren (fehlende Flußmündungen, Beckenmorphologie etc.) zurückzuführen.

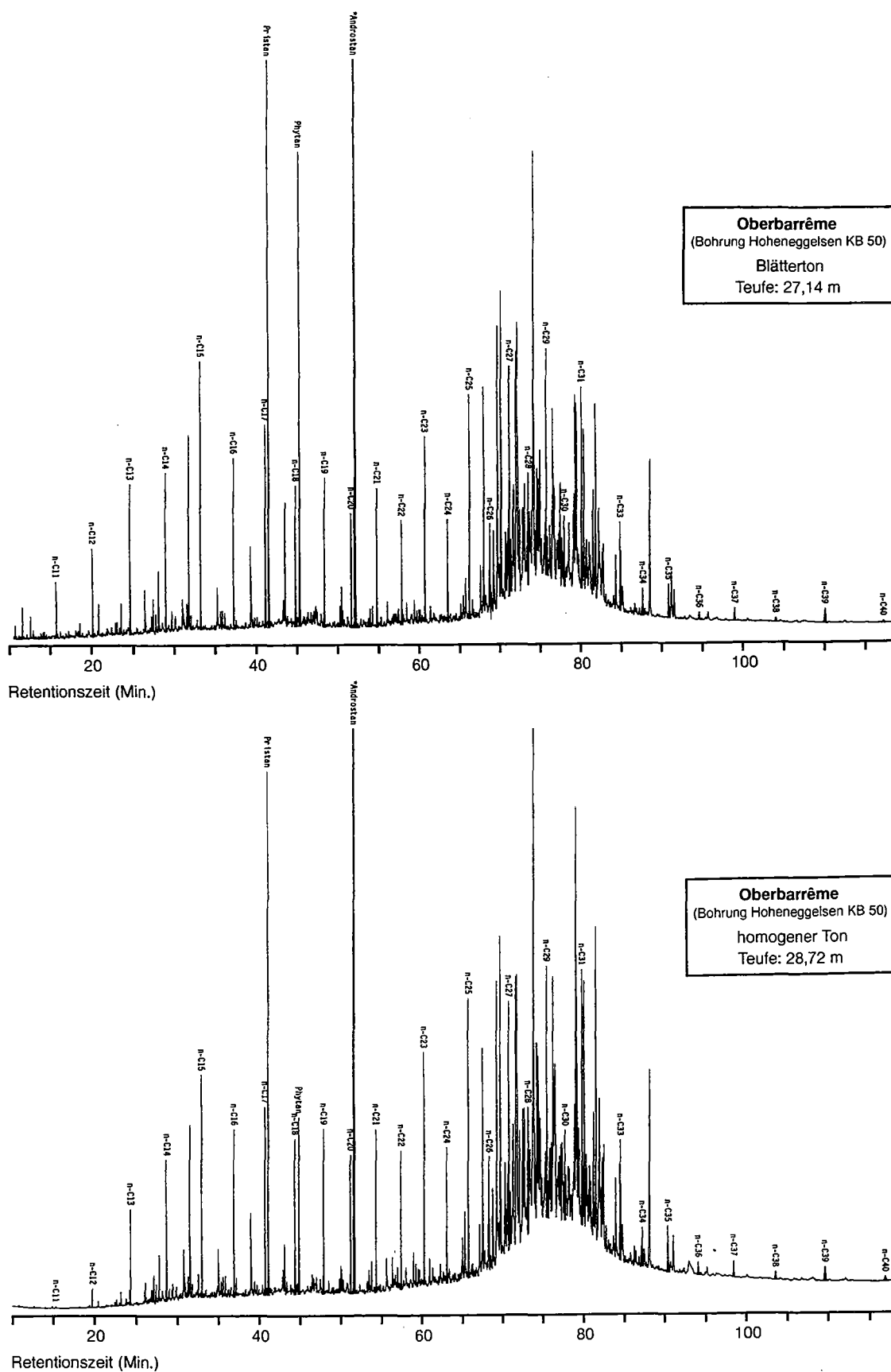


Abb. 28: Gaschromatogramm der gesättigten Kohlenwasserstoffe eines Blättertons (oben) und eines homogenen Tons (unten) aus dem nordwestdeutschen Oberbarrême (Bohrung Hoheneggelsen KB 50).

* Androstan = interner Standard.

Tabelle 5

Durchschnittliche CPI-Werte sowie Pri/Phy-, Pri/*n*-C17 und Phy/*n*-C18-Verhältnisse in den untersuchten Kernbohrungen bzw. Lithotypen. Der CPI (25-31) konnte für die Bohrung Hoheneggelsen KB 50 nicht berechnet werden, da die Dotriakontan-Konzentration (*n*-C32) infolge von Überlagerungen nicht quantifizierbar war. ¹⁾ Daten aus GNEWUCH (1993). Daten zur Bohrung Wiechendorf 1/86 liegen nicht vor.

	CPI (23...25)	CPI (27)	CPI (27...29)	CPI (29)	CPI (25...31)	LHCPI	Pri/Phy	Pri/ <i>n</i> -C17	Phy/ <i>n</i> -C18
Oberalb (Kirchrode 1/91)	1,23	1,33	1,51	1,74	1,5	2,16	1,24	0,6	0,56
Mittelapt (Hohenegg KB 3)	1,16	1,45	1,36	1,28	1,3	3,56	1,34	0,8	0,68
Hedbergellamergel (Hohenegg KB 50)	1,32	1,59	1,75	1,94	1,67	1,14	1,82	0,71	0,54
Fischschiefer (Hohenegg KB 50)	1,59	1,58	2,65	3,79	2,45	1,86	0,91	2,62	4,67
Blättertone (Hohenegg KB 50)	2,02	2	2,32	2,71	<i>n</i> -C32 nicht quantifiziert	0,81	1,43	3,66	3,22
¹⁾ Blättertone (Ahlum 1)	1,5	1,81	1,74	1,67	1,76	0,69	1,13	2,76	2,78
homogene Tone (Hohenegg KB 50)	1,92	1,79	1,93	2,12	<i>n</i> -C32 nicht quantifiziert	0,88	2,13	2,68	1,63
¹⁾ homogene Tone (Ahlum 1)	1,93	2,03	1,87	1,72	1,92	0,82	1,76	1,97	1,59

$$\text{CPI (23...25)} = 2 \times (n\text{-C23} + n\text{-C25}) / (n\text{-C22} + 2 \times n\text{-C24} + n\text{-C26})$$

$$\text{CPI (27)} = 2 \times n\text{-C27} / (n\text{-C26} + n\text{-C28})$$

$$\text{CPI (27...29)} = 2 \times (n\text{-C27} + n\text{-C29}) / (n\text{-C26} + 2 \times n\text{-C28} + n\text{-C30})$$

$$\text{CPI (29)} = 2 \times n\text{-C29} / (n\text{-C28} + n\text{-C30})$$

$$\text{CPI (25...31)} = [2 \times (n\text{-C25} + n\text{-C27} + n\text{-C29} + n\text{-C31})] / [(n\text{-C24} + (2 \times (n\text{-C26} + n\text{-C28} + n\text{-C30})) + n\text{-C32}]$$

$$\text{LHCPI} = 2 \times (n\text{-C17} + n\text{-C18} + n\text{-C19}) / (n\text{-C27} + n\text{-C28} + n\text{-C29})$$

Wesentlicher Unterschied zu allen vorher betrachteten Einheiten ist die Verteilung von lang- und kurzkettigen *n*-Alkanen. In der dunklen Tonsteinfohle überwiegen die schwerflüchtigen Komponenten (Abb. 28). Der Relativanteil von *n*-C15 beträgt im Fischschiefer um die 10 %, in der unterlagernden Tonfolge liegt die durchschnittliche Konzentration dieses Algenindicators dagegen nur noch bei 5,7 %. Dementsprechend überschreitet der LHCPI nur in wenigen Proben den Wert 1,0. Eine klare Abhängigkeit vom Lithotyp, also Unterschiede zwischen homogenen und laminierten Profilabschnitten innerhalb der dunklen Tonfolge, sind dagegen nicht festzustellen. Offenbar zeigt sich in Bezug auf die *n*-Alkanverteilung eine größere

Ähnlichkeit zwischen Blättertonen und homogenen Lagen als zwischen den Blättertonen und dem ebenfalls laminierten Fischechiefer. Die Untersuchungen am Kerogen, insbesondere die Rock-Eval-Pyrolyse, führten zu einer gegenteiligen Aussage (u. a. Kap. 5.1.3). Der geringe Unterschied im extrahierbaren organischen Material der laminierten und homogenen Tone steht im Widerspruch zur erhöhten Karbonatproduktion (marine Algen) innerhalb der Laminite (vgl. Kap. 8). Möglicherweise wirkt sich hier der hohe terrigene Eintrag nivellierend auf die *n*-Alkanverteilung aus. Im Gegensatz dazu bietet der Fischechiefer Hinweise auf eine erhöhte Algenproduktion. Der im Vergleich zu allen übrigen Laminiten erhöhte *n*-C15- und *n*-C17-Gehalt sowie der höhere Liptinit- und Bituminanteil lassen diesen Schluß zu. Gleichzeitig waren die Erhaltungsbedingungen für dieses labile organische Material in der stark anoxischen Fazies des Fischeiefers offenbar besser als zur Zeit der Blättertonsedimentation.

5.2.3 Pristan und Phytan

Das mit organischen Lösemitteln extrahierbare Inventar der Sedimente setzt sich aus einem komplexen Molekülgemisch zusammen, dessen Komponenten auf Überreste lebender Organismen zurückgehen. Innerhalb dieser biogenen Stoffgruppe finden sich viele Lipide, deren strukturelle und stereochemische Eigenheiten die Abstammung von einzelligen Algen, Bakterien oder auch höheren Landpflanzen verraten (u. a. EGLINTON & CALVIN, 1967; MAXWELL et al., 1971; BLUMER, 1973; WHITEHEAD, 1973; BRASSELL & EGLINTON, 1983). Sie gelten als Indikatoren längst vergangener Lebensgemeinschaften und bieten so wichtige Informationen zu den Ablagerungsbedingungen und der Herkunft der Sedimente, die mit Hilfe der Mazeralanalyse und der Mikropaläontologie nicht gewonnen werden können. Aus diesem Grund werden sie vielfach als **Chemofossilien** oder "Biomarker" bezeichnet (SEIFERT & MOLDOWAN, 1978; 1981; MOLDOWAN et al., 1985). Über die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus hinaus lassen sich Chemofossilien zur Charakterisierung der Reife des organischen Materials einsetzen. Im Bereich der Erdöluntersuchung wird mit ihrer Hilfe die Art und das Ausmaß der biogenen Degradation ermittelt und eine Korrelation zwischen Ölen und Ölmuttergesteinen hergestellt (u. a. PETERS & MOLDOWAN, 1993). Durch die thermische Umwandlung im Verlauf der Katagenese gehen jedoch mehr und mehr molekulare Informationen verloren. In unreifen Ablagerungen, wie sie in der nordwestdeutschen Unterkreide vorliegen (Kap. 4.2), ermöglichen die Biolipide eine Faziesansprache dagegen noch nach über 100 Millionen Jahre (vgl. BRASSELL et al., 1987).

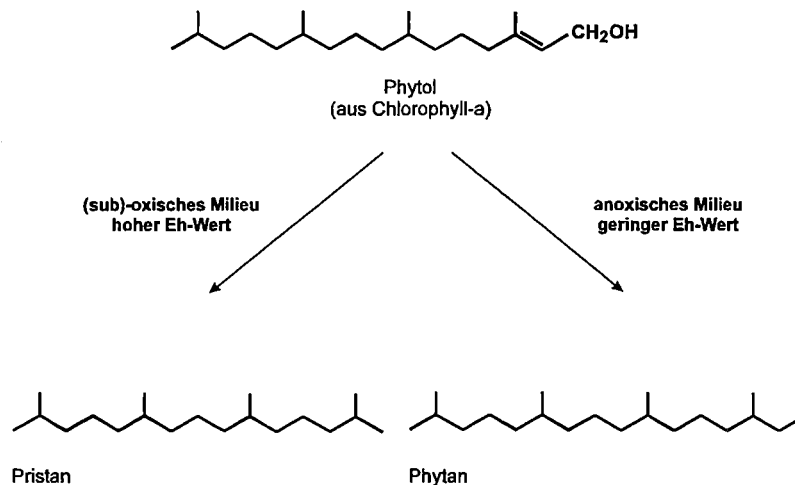


Abb. 29: Diagenetische Entstehung von Pristan und Phytan aus der Phytol-Seitenkette des Chlorophyll-a. Darstellung verändert nach PETERS & MOLDOWAN (1993).

Zu der heterogenen Gruppe der Biomarker gehören auch die acyklischen Isoprenoide **Pristan** (C19) und **Phytan** (C20). Sie entstehen im Zuge der Diagenese aus der Phytol-Seitenkette des Chlorophyll-a (Abb. 29) und sind daher in nahezu allen marinen Sedimenten anzutreffen (u. a. PETERS & MOLDOWAN, 1993). Im Gegensatz zu vielen anderen Verbindungen ist die Konzentration dieser Alkane direkt aus dem Gaschromatogramm zu bestimmen, ohne auf die aufwendigere Methode der kombinierten Gaschromatographie/Massenspektrometrie zurückgreifen zu müssen.

In der karbonatisch geprägten jüngeren Unterkreide Niedersachsens (**Unterapt-Oberalb**) sind die Absolut- und Relativgehalte dieser "Biomarker" gering (Abb. 25, 26). Sie treten stets hinter den leichten und mittelschweren *n*-Alkanen zurück, ihr Verhältnis schwankt zwischen 1,0 und 1,5. Zur Rekonstruktion der Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen ist das Pri/Phy-Verhältnis nur bedingt brauchbar (VOLKMAN & MAXWELL, 1986; TEN HAVEN et al., 1987). Dennoch spiegeln die Werte einerseits das oxidierende Milieu im Sedimentbecken und andererseits den hohen terrigenen Eintrag wider (vgl. TEN HAVEN et al., 1987). Ein anderes Bild zeichnet der **Fischschiefer**. Wie bereits in Kapitel 5.2.2 erwähnt, bilden Pristan und Phytan die am höchsten konzentrierten Alkane, die in den Gaschromatogrammen quantifiziert werden konnten (Abb. 27). Dies ist laut WELTE & WAPLES (1973) ein mögliches Indiz für den reduzierenden Charakter der umgebenden Sedimente. In der Bohrung Hoheneggelsen KB 50 erreichen die Isoprenoide eine Relativkonzentration von rund 23 bzw. 25 % der quantifizierten Kohlenwasserstoffe. Das daraus berechnete Pri/Phy-Verhältnis ist gering ($\approx 0,9$). Zu ähnlichen Ergebnissen kommen RULLKÖTTER et al. (im Druck) an Proben der Bohrung Wiechendorf 1/86. Da das Pri/Phy-Verhältnis möglicherweise die Redox-Bedingungen im Sediment reflektiert, ergibt sich für den Fischschiefer ein weiterer Hinweis auf das reduzierende Bildungsmilieu.

Dabei wird die Vorläuferkomponente Phytol zu Dihydrophytol hydriert und anschließend zu Phytan reduziert (u. a. TISSOT & WELTE, 1984; TEN HAVEN et al., 1987; PETERS & MOLDOWAN, 1993). In den **dunklen Tonsteinen** des Oberbarrême und Unterapt sind Pristan und Phytan ebenfalls in weitaus höheren Konzentrationen vertreten als die einzelnen *n*-Alkane (Abb. 28). Ihr Verhältnis untereinander beträgt jedoch stets $> 1,0$ (max. 2,84) wobei in beiden Lithotypen sowohl hohe als auch niedrige Werte auftreten. Da sich keine strenge Korrelation zwischen dem Pri/Phy-Verhältnis und dem Sedimentgefüge (laminiert $\Leftrightarrow$ homogen) ergibt, ist hier keine klare Aussage zu den Redox-Bedingungen möglich. RULLKÖTTER et al. (im Druck) gehen davon aus, daß die Unterschiede zum hangenden Fischechiefer auf ein zumindest zeitweise verändertes Ablagerungsmilieu schließen lassen. Möglicherweise lieferten zudem Archaeobakterien einen wichtigen Beitrag zum organischen Material des Fischechiefers, da die Zellmembranen dieser Organismen als zusätzliche Dihydrophytol- bzw. Phytan-Quelle gelten (CHAPPE et al., 1982). Demgegenüber läßt der höhere Pri/Phy-Index in den liegenden Tonsteinen eine solche Interpretation nicht zu (vgl. RULLKÖTTER et al., im Druck).

5.2.4 Sterane und Hopane

Die Aliphatenfraktionen aus den Proben der Forschungsbohrung Kirchrode 1/91 wurden mittels kombinierter Gaschromatographie/Massenspektrometrie untersucht, um die Zusammensetzung und Verteilung der Sterane und Hopane zu bestimmen. Wie Pristan und Phytan zählen auch diese Kohlenwasserstoffe zur Gruppe der Chemofossilien. Sterane und Hopane bestehen jeweils aus sechs Isopreneinheiten, unterscheiden sich jedoch in ihrer Struktur. Steroide, die Vorläufersubstanzen der Sterane, kommen sowohl in pflanzlichen als auch tierischen Zellen vor. Gemeinsam ist ihnen eine tetracyclische Grundstruktur. Die Hopane zählen zu den pentacyclischen Triterpenoiden. Diese sind in rezenten wie fossilen Sedimenten weit verbreitet und lassen sich dort mit wenigen Ausnahmen auf prokariote Organismen zurückführen (TISSOT & WELTE, 1984; HOLLERBACH, 1985; PERTES & MOLDOWAN, 1993). Neben Molekülen mit vier Cyclohexanringen und einem Cyclopentanring (z. B. Hopane) sind auch pentacyclische Terpane bekannt, die über fünf Cyclohexanringe verfügen (z. B. Gammaceran, Oleanan). In Anhang A.5 sind die Massenfragmentogramme der Sterane (m/z 217) und Hopane (m/z 191) aus den Proben des Oberalb von Kirchrode sowie die darin identifizierten Verbindungen zusammengestellt.

In den Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91 ist die Konzentration der polycyclischen gesättigten Kohlenwasserstoffe gering. Die **Steranverteilung** (m/z 217) bietet über das gesamte Bohrprofil hinweg ein relativ einheitliches Bild. Die Anwesenheit von C₃₀-Steranen belegt, daß der überwiegende Teil der Sterane als Chemofossilien mariner Organismen anzusehen ist

(MOLDOWAN et al., 1985). Die Vorläufersubstanzen dieser Sterane haben sich aufgrund des oxidativen Milieus in der Wassersäule und im Sediment und wegen des Diagenesefortschritts nicht erhalten. Verteilungsunterschiede zeigen sich besonders in den reifeabhängigen Parametern, auf die im übernächsten Absatz noch eingegangen wird.

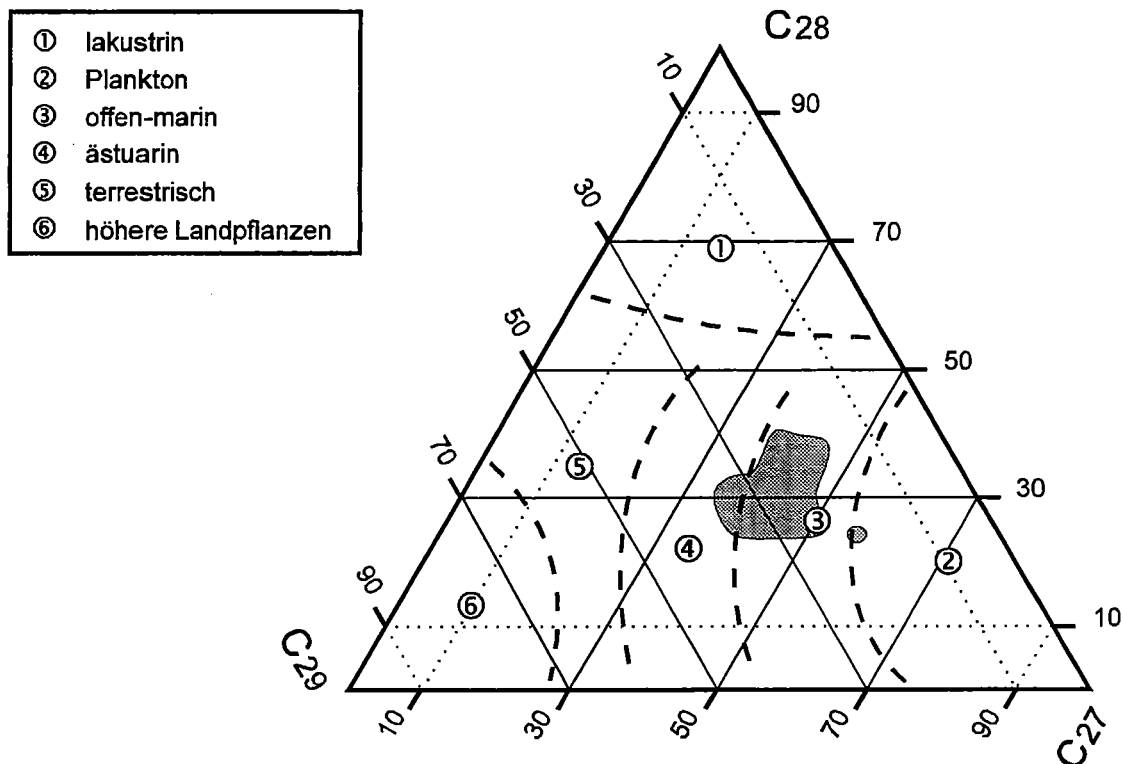


Abb. 30: Relativanteile der C27-, C28- und C29- β -Sterane in den Gesteinen der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). Abgrenzung der Faziesräume verändert nach SHANMUGAM (1985).

Als reifeunabhängiger **Faziesindikator** gilt die Relativverteilung der $5\alpha, 14\beta(H), 17\beta(H)$ -Isomere der homologen C27-, C28- und C29-Sterane, die nach HUANG & MEINSCHEN (1987) von der Art des organischen Materials bestimmt wird. In Abbildung 30 sind die entsprechenden Relativanteile in ein ternäres Faziesdiagramm nach SHANMUGAM (1985) eingetragen. Der Schwerpunkt der Kirchrode-Sedimente liegt eindeutig im Bereich der offen-marinen Fazies. Es zeigt sich, daß der äußerst geringe Anteil an terrigenem Primärmaterial kaum einen Einfluß auf die Steranverteilung hat, da eine hierfür typische C29-Dominanz in keiner Probe festzustellen ist. Auch die große Menge an resedimentiertem Oberkarbonmaterial bildet sich nicht ab. Nach CZOCHANSKA et al. (1988) ist ein gegenüber C27- und C28-Steranen erhöhter Anteil an C29-Steranen als Indikator für höhere Landpflanzen zu werten. VOLKMAN (1986, 1988) weist jedoch darauf hin, daß es auch marine Vorläufer von C29-Steranen gibt. Von einer Ausnahme abgesehen ist der Relativanteil der C29-Sterane in den Proben aus dem unteren Teil der Bohrung geringfügig erhöht, so daß diese möglicherweise einem stärker küstennahen Ablagerungsraum zugeordnet

werden können ("ästuarine Fazies" in Abb. 30). Die Abnahme der C29-Sterananteile zum Hangenden fügt sich in das sequenzstratigraphische Muster der Bohrung (vgl. PROKOPH, 1994). Die transgressive Entwicklung, die den älteren Teil der Bohrung kennzeichnet ("transgressive systems tract"), führte wahrscheinlich zu einer Rückverlagerung der Küstenlinie und damit zu einem geringfügigen Rückgang des primären terrigenen organischen Materials in den Sedimenten von Kirchrode.

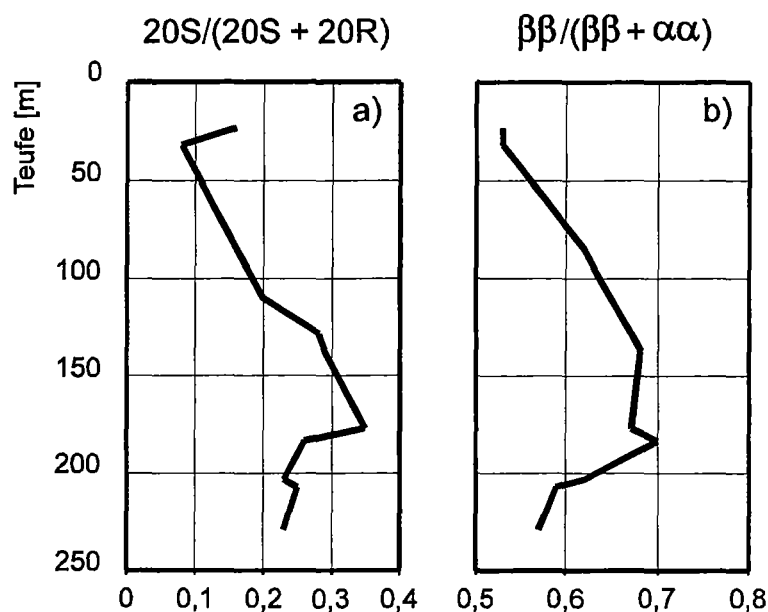


Abb 31: 20S/(20S + 20R)-Verhältnisse (a) und $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ -Verhältnisse (b) in den Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91.

Weitere Unterschiede in der Steranverteilung in Abhängigkeit von der Teufenlage zeigen sich bei der Betrachtung von **reifeindikativen Parametern**, die sich aus den Relativanteilen bestimmter Moleküle berechnen lassen. Dazu zählen unter anderem der Isomerisierungsgrad an der C-20-Position der C29-5 α (H),14 α (H),17 α (H)-Sterane (20S/(20S + 20R)) und der Isomerisierungsgrad an der C-14- und C-17-Position der (20S)- und (20R)-C29-Sterane ($\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$); vgl. SEIFERT & MOLDOWAN, 1986). Es ist jedoch zu beachten, daß der Isomerisierungsgrad auch von faziellen Unterschieden beeinflusst werden kann (RULLKÖTTER & MARZI, 1988), die innerhalb des Kirchrode-Profiles allerdings sehr gering sind (vgl. Abb. 30). In Abbildung 31 sind die genannten Parameter gegen die Teufe aufgetragen. Das 20S/(20S + 20R)-Verhältnis schwankt zwischen 0,08 und 0,35 und ist damit typisch für unreife Sedimente (RULLKÖTTER & MARZI, 1988). Die höchsten Werte finden sich im unteren Abschnitt des Bohrprofils zwischen ca. 120 und 180 m. Ein ähnliches Bild liefert das $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ -Verhältnis. Die Maximalwerte erstrecken sich auch hier auf das untere Teufenniveau zwischen rund 120 und 190 m, wobei jedoch auch für den flacheren Teil der Bohrung ein relativ erhöhte Reife angedeutet wird. Die Maturitäts-Werte im

oberen Profilabschnitt können als zu hoch angesehen werden, da sie vermutlich auf eine Überlagerung durch 5 β (H)-Sterane zurückgehen. Diese unter den Analysebedingungen nicht weiter trennbaren Sterane belegt eine geringe Reife des organischen Primärmaterials (H. WILKES, mdl. Mtlg.).

Das Verteilungsmuster der Isomere wird vermutlich durch das rezyklierte organische Material aus dem Oberkarbon geprägt. Analog zu den hohen Vitrinitreflexionsdaten spiegelt sich im Teufenverlauf der molekularen Reifeindikatoren eine wechselnde Maturität des jeweils eingebrachten Oberkarbonmaterials wider. Ein primärer Reifetrend nimmt mit der Teufe stetig zu, würde allerdings keinen Rückgang zur Basis des Bohrprofils erklären, wie er in Abbildung 31 und 32 zu erkennen ist (vgl. TISSOT & WELTE, 1994). Demnach wurde zur Zeit der Ablagerung des mittleren Profilabschnitts anderes organisches Material resedimentiert als während der Akkumulation der ältesten und jüngsten Kirchrode-Sedimente. Ob sich darin eine Verschiebung des terrestrischen Liefergebietes oder nur des relativen Erosionsniveaus (Sattel- und Muldenstruktur des Oberkarbons) äußert, kann mit den hier angewandten Methoden nicht geklärt werden. Auch die Lage der Maximalpopulation in den Vitrinitreflexionsdaten ist unterhalb einer Teufe von 177 m zu deutlich höheren Werten verschoben (Abb. 8 a und b). Im Unterschied zu den molekularen Reifeparametern weisen die Vitrinitreflexionswerte für das unterste Teufeniveau (> 190 m) jedoch besonders hohe Reifegrade aus. Hier zeigt sich, daß molekulare und optische Reifeparameter nicht einfach parallelisierbar sind (vgl. HUANG et al., 1990; LEISCHNER, 1993; PETERS & MOLDOWAN, 1993). Möglicherweise wurden die Sterane aus dem Oberkarbonmaterial aufgrund der hohen Reife thermisch zerstört und sind deshalb heute nicht mehr nachweisbar.

Auch das Verteilungsmuster der **Hopane** (m/z 191) offenbart ein weitgehend einheitliches Bild. Die dominanten Substanzpeaks in den Massenfragmentogrammen werden durch 17 α (H),21 β (H)-Hopan und 17 β (H),21 β (H)-Hopan hervorgerufen. In der unteren Hälfte der Bohrung findet sich zusätzlich 17 α (H),21 β (H)-30-Norhopan in einer hohen Relativkonzentration. 17 β -Hopane treten in allen Proben in hoher Relativkonzentration auf. Sie gehen nach OURISSON et al. (1979) auf einen bakteriellen Ursprung zurück und repräsentieren demnach den Beitrag primärer mikrobieller Biomasse im Oberalb von Kirchrode. Die ebenfalls stark vertretenen 17 α -Hopane sind demgegenüber in Teilen auf organisches Material höherer Reife zurückzuführen (PETERS & MOLDOWAN, 1993). Unterschiede in der Hopanverteilung zeigen sich besonders in den reife-sensitiven Parametern, von denen hier das Verhältnis von 17 α (H)-22,29,30-trisnor-Hopan (Tm) zu 18 α (H)-22,29,30-trisnor-neo-Hopan (Ts) dargestellt wurde (Abb. 32). Das 18 α /(18 α + 17 α)- oder auch Ts/(Ts + Tm)-Verhältnis kann ebenfalls nur bei weitgehend gleichbleibender Fazies herangezogen werden (MOLDOWAN et al., 1986; PETERS & MOLDOWAN, 1993). Dieses Kriterium

ist für das Oberalb Niedersachsens jedoch hinreichend erfüllt (vgl. Abb. 30). Analog zu den aus der Steranverteilung berechneten Reifeparametern zeigt auch das $18\alpha/(18\alpha + 17\alpha)$ -Verhältnis einen Wechsel der thermischen Maturität im Teufenintervall zwischen ca. 120 und 190 m an, die abermals auf den Einfluß des rezyklierten Oberkarbonmaterials zurückgeführt wird.

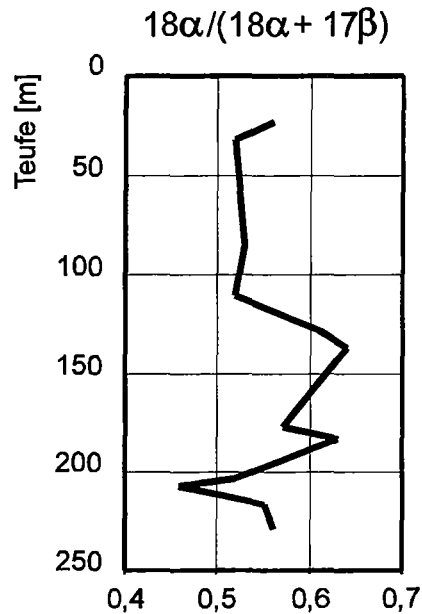


Abb. 32: $18\alpha/(18\alpha + 17\beta)$ -Verhältnisse in den Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91.

Zusammenfassend läßt sich aus der Steran- und Hopanverteilung entnehmen, daß das organische Material eine Mischung aus primär terrigenen (Kreide), sekundär terrigenen (Oberkarbon) und marinen Komponenten darstellt. Mit Hilfe der $5\alpha,14\beta(H),17\beta(H)$ -Isomere der C27-, C28 und C29-Sterane ist eine fazielle Zuordnung innerhalb des marinen Milieus möglich, ohne daß terrigene Signale den Befund verfälschen (vgl. Kap. 5.2.2). Gleichzeitig konnten erstmals Aussagen über die Relativverteilung des mikroskopisch kaum nachweisbaren kretazischen Landpflanzenmaterials gemacht werden. Die zusätzlichen Informationen über die thermische Reife der organischen Komponenten belegen einen klaren Einfluß des umgelagerten Oberkarbonmaterials auf die Steran- und Hopanverteilung im Oberalb Niedersachsens.

6. Sedimentationszyklen

6.1 Einleitung

Ein Ziel dieser Studie war die Erfassung zyklischer Sedimentationsmuster höherer Ordnung in den bearbeiteten Profilen. Die Zyklizität von Sedimentprofilen ist in vielen Fällen das geologische Abbild von Klimaschwankungen, die durch eine periodische Änderung der Erdbahnparameter hervorgerufen werden (Abb. 33). Schwankungen der Bahnexzentrizität, der Inklination der Erdachse und der Präzession des sonnennächsten Punktes der Erdbahn ziehen eine im wesentlichen jahreszeitliche Variation der Sonneneinstrahlung und ihrer meridionalen Verteilung nach sich. Dagegen werden Änderungen der gesamten globalen Sonneneinstrahlung im jahreszeitlichen Durchschnitt nur von der Exzentrizität verursacht. Sie sind in ihrem Ausmaß allerdings vernachlässigbar. Erstmals mathematisch vorhergesagt wurden diese Orbitalschwankungen und deren Periodendauer von dem Geophysiker MILUTIN MILANKOVITCH (1930, 1941).

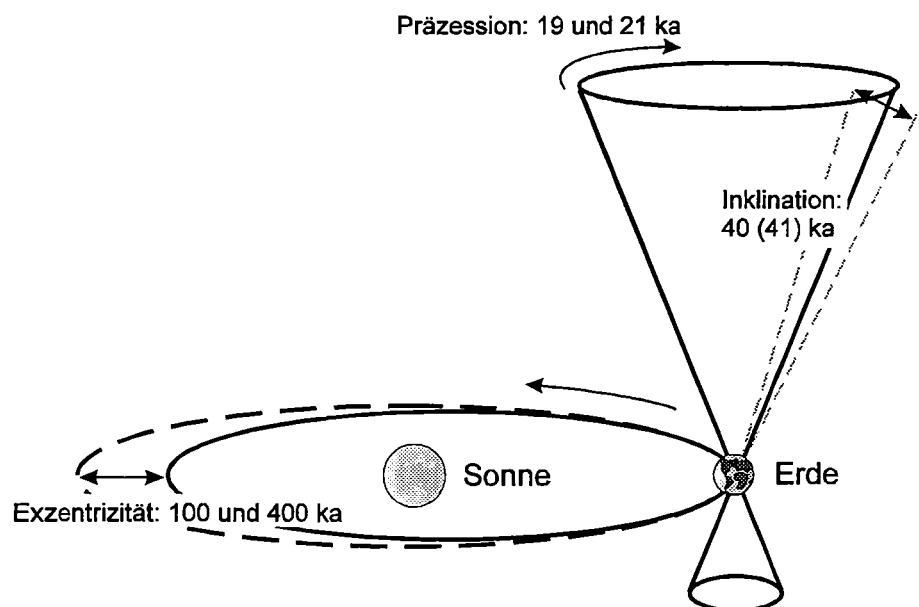


Abb. 33: Die Parameter der Erdbahn und ihre periodischen Schwankungen (verändert nach BERGER, 1988).

Die heutige Exzentrizität e der elliptischen Erdbahn, die als Differenz zwischen großer und kleiner Halbachse der Ellipse definiert ist, beträgt 0,017. Die dadurch bedingte unterschiedliche Sonnenbestrahlung der Erde schwankt zwischen dem sonnennächsten und dem sonnenfernen Punkt ihrer Bahn innerhalb eines Jahres um ca. 7 %. Die Exzentrizität oszilliert in heutiger

Zeit mit einer Periodendauer von rund 100.000 Jahren (und 400.000 a) zwischen Werten von 0,005 und 0,6. Die Inklination der Erdbahn variiert mit einer Periodendauer von ca. 40.000 Jahren. Ist die Inklination gering, so liegen die Wendekreise bei 22° und der Temperaturgradient zwischen dem Äquator und den Polen ist relativ groß. Ist sie hoch, liegen die Wendekreise bei 24° . Dadurch gelangt mehr Sonnenenergie zu den Polkappen, die sich nun stärker erwärmen können. Änderungen der Präzession verlaufen ebenfalls zyklisch mit einer Periodendauer von 19.000 und 23.000 Jahren, in denen die Meridionalverteilung der Sonneneinstrahlung jahreszeitlichen Variationen von bis zu 2 % unterworfen ist. Die Interferenz der Parameter führt zu periodischen Änderungen der jahreszeitlichen Variation der Sonneneinstrahlung und ihrer meridionalen Verteilung und damit zu Variationen des globalen Klimas. Die Veränderung der gesamten globalen Sonneneinstrahlung durch Variationen der Erdbahnparameter im jahreszeitlichen Durchschnitt wird heute mit maximal 0,3 % angegeben und die damit verknüpfte Temperaturverschiebung mit maximal $0,2^\circ \text{C}$ (SCHMIDBAUER, 1990).

Für die Größe der Variation des Klimas im borealen Bereich ist es von Bedeutung, daß die Nordhemisphäre wesentlich mehr Land aufweist als die Südhalbkugel. Daher kann die Nordhemisphäre viel effektiver erwärmt werden, wenn die Erde auf ihrer Bahn während des nördlichen Sommers der Sonne am nächsten kommt (BERGER, 1988). Dies war vermutlich auch schon während der Kreide der Fall (BERGER & LOUTRE, 1989; vgl. SMITH et al., 1981).

Die zyklischen Klimaschwankungen sind insbesondere für das Quartär eingehend untersucht worden. Hier konnte der Zusammenhang zwischen der Klimaentwicklung und der Raumlage der Erde nachgewiesen werden (HAYS et al., 1976; IMBRIE, 1985; BERGER & WEFER, 1992). Für das ältere System der Kreide sind solche Aussagen wesentlich erschwert, da die Periodendauer der Bahnparameter, die Lage der Kontinente und die internen Wechselwirkungen des Klimasystems bis heute z. T. nur recht vage rekonstruiert werden können. Nach BERGER & LOUTRE (1989) finden sich im sogenannten Milankovitch-Spektrum der Mittelkreide Perioden von 18,5 und 22,3 ka (Präzession), von 39 und 51 ka (Inklination) und von 92, 115 und 400 ka (Exzentrizität).

Das internationale ALBI-Core Projekt hat sich zum Ziel gesetzt, einen festgelegten Zeitabschnitt der Mittelkreide (Oberalb) weltweit auf mögliche Sedimentationszyklen hin zu untersuchen. Das Interesse gilt dabei sowohl der sedimentologischen, paläontologischen und geochemischen Ausprägung dieser Zyklen, als auch den quantitativen und qualitativen Unterschieden in Abhängigkeit von der geographischen Breite des Ablagerungsraums. Insbesondere an Hand der Ausprägung der Sedimentationszyklen lassen sich die Wechselwirkungen zwischen orbitaler

Varianz und klimatischer bzw. ozeanographischer Entwicklung untersuchen. Sie ermöglichen damit Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen im jeweiligen Sedimentationsraum (Kapitel 2.1). Es lassen sich mehrere Typen von Zyklen unterscheiden, die auf Schwankungen der Erdbahnparameter zurückzuführen sind:

- Verdünnungszyklen durch die wechselnde Zufuhr klastischen Materials als Abbild von erosionsrelevanten Klimawechseln (humid $\leftrightarrow$ arid)
- Produktivitätszyklen, die in erster Linie auf eine Fluktuation im Nährstoffangebot zurückgehen (z. B. jahreszeitlich schwankender Küstenauftrieb in Monsungebieten)
- Redox-Zyklen, die in offenen Meeresgebieten vielfach parallel zu Schwankungen in der Produktivität verlaufen (Kapitel 2.1)
- Lösungszyklen, die durch Lageänderungen der Lysokline bzw. der Karbonat-Kompensationstiefe verursacht werden.

6.2 Zyklenanalyse

Um in einem Sedimentstapel eine mögliche Zyklizität identifizieren zu können, sollten im Idealfall folgende Voraussetzungen verwirklicht sein: 1.) konstante Sedimentationsrate, Schichtlücken treten nicht auf, 2.) Sedimentationsrate gewährt eine hohe zeitliche Auflösung, 3.) der Probenabstand kann so weit verdichtet werden, daß eine mathematische Analyse hochfrequenter Zyklen möglich ist, 4.) das Profil deckt einen Zeitraum ab, der auch die Identifizierung der langwelligen Exzentrizitätszyklen zuläßt.

Die Forschungsbohrung **Kirchrode 1/91** erfüllt diese Voraussetzungen zumindest in einigen Teilabschnitten. Sie durchteuft zudem das ALBI-Core-Niveau und bietet damit die Möglichkeit zum internationalen Vergleich. Von den geochemischen Daten liegen Corg- und CaCO_3 -Messungen in einem 0,5 m-Raster vor, so daß auch die statistische Bearbeitung der Meßwerte möglich war.

Bereits die visuelle Betrachtung der **CaCO_3 -Profilkurve** offenbart eine Schwankung der Meßdaten in regelmäßigen Intervallen von rund 12 m. Dieser Befund ist zwischen 50 und 170 m besonders deutlich ausgeprägt (Abb. 34 a). Ein "Bündel" relativ hoher Karbonatgehalte wird in einem Abstand von 11 - 13 m von einem scharfen Minimum begrenzt. Der periodische Kurvenverlauf ähnelt in auffälliger Weise dem "bundling", wie es FISCHER et al. (1991) für den ALBI-Core von Piobbico beschrieben. In dem Profil aus dem nordöstlichen Apennin spiegelt die charakteristische Bündelung der Meßwerte den Exzentrizitäts-Zyklus der Erdbahn wider. Die Ver

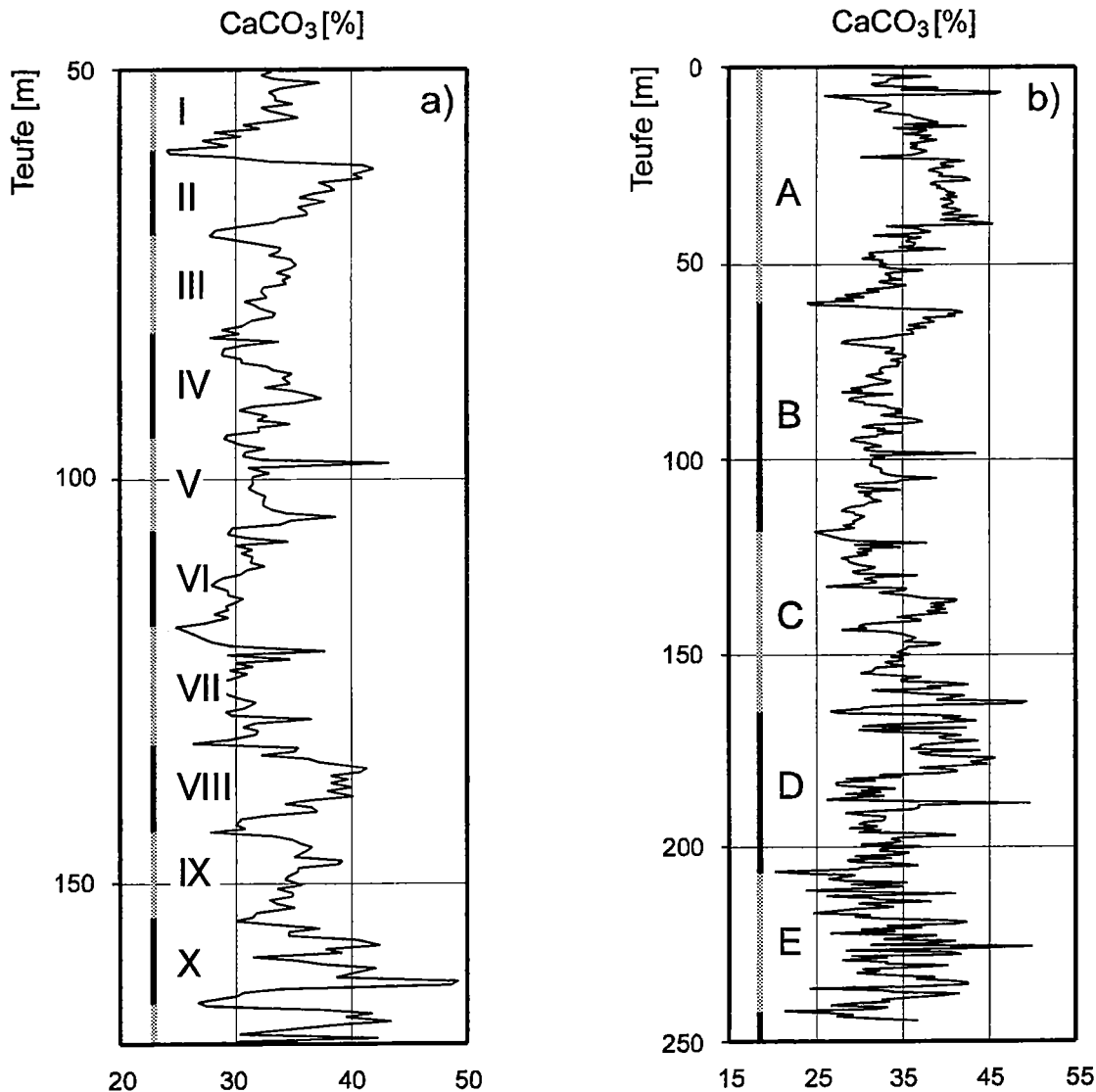


Abb. 34: Karbonatgehalte in der Bohrung Kirchrode 1/91. Probenabstand 0,5 m. Im Bereich 50 - 170 m (a) sind die "Exzentrizität 1"-Zyklen (~ 100.000 Jahre) hervorgehoben (I - X). Für das Gesamtprofil (b) ist eine potentielle "Exzentrizität 2"-Zyklik (~ 450.000 Jahre) markiert (A - E).

dichtung des Probenrasters in einem ausgewählten Bereich des Kirchrode-Profiles (80 - 92 m) auf einen Abstand von 0,1 m bestätigte den 12 m Zyklus, erbrachte allerdings, wie RACHOLD (1994) zeigen konnte, keine weiterreichenden Erkenntnisse. Neben diesem recht klar zu identifizierenden Zyklus sind Schwankungen von größerer Wellenlänge angedeutet (Abb. 34 b). Benutzt man erneut die Minimalwerte des Karbonatgehalts als Orientierungspunkte, so zeigt sich eine weitere Bündelung der CaCO₃-Daten in einem Abstand von 37 - 58 m. Berücksichtigt man die unterschiedlichen Sedimentationsraten, wie sie PROKOPH (1994) für einige Profileile abgeschätzt hat, so errechnet sich für diese Varianz eine Zeitdauer von 450.000 bis 500.000 Jahren. Ob es sich dabei um den langwelligen Exzentrizitätszyklus handelt, der zumindest für das Quartär auf 400.000 Jahre eingegrenzt wurde, läßt sich nicht eindeutig festlegen. Gestützt

wird diese These jedoch durch die Spektralanalyse der palynologischen Daten. Hier zeigte sich eine deutlich ausgeprägte Frequenz mit einer Wellenlänge von 44,4 m, die als Exzentrizitätssignal gedeutet wird (M. PRAUSS, mdl. Mtg.). Die Berechnung der Sedimentationsraten durch PROKOPH (1994) erfolgte auf der Basis einer mathematischen Zyklusanalysen ("Fast Fourier Transformation") und unter der Annahme, daß es sich bei den dabei identifizierten Wellenlängen um ein Milankovitch-Spektrum handelt (weitere Erläuterungen unten und bei PROKOPH, 1994).

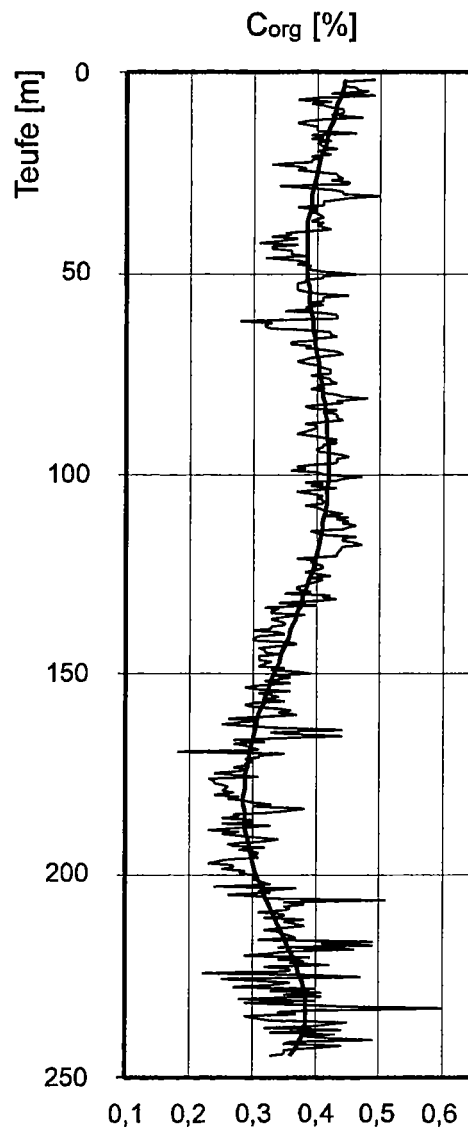


Abb. 35: Corg-Profil der Bohrung Kirchrode 1/91. Die geglättete Kurve (fett gedruckt, Polynom 6. Grades) verdeutlicht eine Schwankung geringerer Ordnung, deren Signifikanz nicht eindeutig geklärt werden konnte (weitere Erläuterungen im Text).

Die gleiche Betrachtung der **Corg-Profilkurve** läßt eine einfache, visuelle Ansprache der oben genannten Zyklen nicht zu. Lediglich eine Varianz geringer Ordnung wird nach Glättung der Kurve augenscheinlich (Abb. 35). Die Werte des organischen Kohlenstoffs sind im obersten und untersten Teil der Bohrung sowie in einem Bereich zwischen 80 und 120 m relativ hoch, getrennt durch zwei weiträumige Minima. Dabei liegt der Absolutbetrag dieser Schwankungen bei ca. 0,1 %, so daß auch hier der geringe Corg-Gehalt die Aussagekraft der Analysen einschränkt. Möglicherweise handelt es sich um das Abbild von eustatischen Meeresspiegelschwankungen 2. oder 3. Ordnung gemäß HAQ et al. (1987). Da diese Varianzen jedoch weder mit den Karbonatdaten noch mit dem von PROKOPH (1994) entwickelten sequenzstratigraphischen Modell parallelisierbar sind, ist hier keine eindeutige Zuordnung möglich.

Um interferierende Schwankungen höherer Ordnung erfassen zu können, wurde die Datensatz der Corg- und CaCO₃-Bestimmung einer mathematischen **Spektralanalyse** unterworfen ("Fast Fourier Transformation"). Die Ergebnisse lassen sich in sogenannten "Power-Spektren" darstellen, wobei die demodulierten Frequenzen gegen ihre zugehörige Intensität (Power) aufgetragen werden. Hohe Intensitäten stehen für eine häufige und damit sichere Identifizierung der entsprechenden Frequenz. Eine detaillierte Einführung in die mathematische Zyklenanalyse geologischer Daten findet sich bei DAVIS (1973).

Aus dem Gesamtprofil der Bohrung **Kirchrode 1/91** wurde ein Teufenintervall zwischen 40 und 115 m herausgegriffen, da in diesem Bereich aufgrund der sedimentologischen Befunde (PROKOPH, 1994) von einer konstanten Ablagerungsrate ausgegangen werden kann. In der durch diesen Profiltail repräsentierten Zeitspanne war die Sedimentation vermutlich nur unwesentlich durch den benachbarten Salzstock von Sarstedt-Lehrte beeinflusst (PROKOPH, 1994; BCCP-GRUPPE, mdl. Mtg.). Auch hier ließ sich anhand der Corg-Daten keine eindeutige Zyklizität der organischen Sedimentation identifizieren. Die Analyse der **Karbonatwerte** zeigt Abbildung 36. In der mathematischen Betrachtung tritt der bereits visuell festgelegte 12 m-Zyklus klar hervor. Daneben sind zwei Frequenzen mit einer Periode von 5,2 m bzw. 3 m deutlich vertreten. Das Verhältnis dieser drei Frequenzen untereinander entspricht in etwa dem Verhältnis der Orbitalzyklen von Exzentrizität, Inklination und Präzession. Demzufolge umfaßt der 12 m-Zyklus möglicherweise einen Zeitraum von 92.000 Jahren, der Periodendauer der kreidezeitlichen "Exzentrizität 1" nach BERGER & LOUTRE (1989). Daraus leitet sich für den 5,2 m- und 3 m-Zyklus eine Zeitspanne von rund 39.000 bzw. 23.000 Jahren ab. Diese Werte korrelieren gut mit den Angaben zur Periodendauer der Inklination und der Präzession während der Kreide. Verfolgt man die Idee eines Milankovitch-Spektrums in der Kirchrode-Bohrung weiter, läßt sich für den betrachteten Teufenbereich die Sedimentationsrate recht genau und unabhängig von den z. T. widersprüchlichen Aussagen der Biostratigraphie angeben: Bei einer Periodendauer

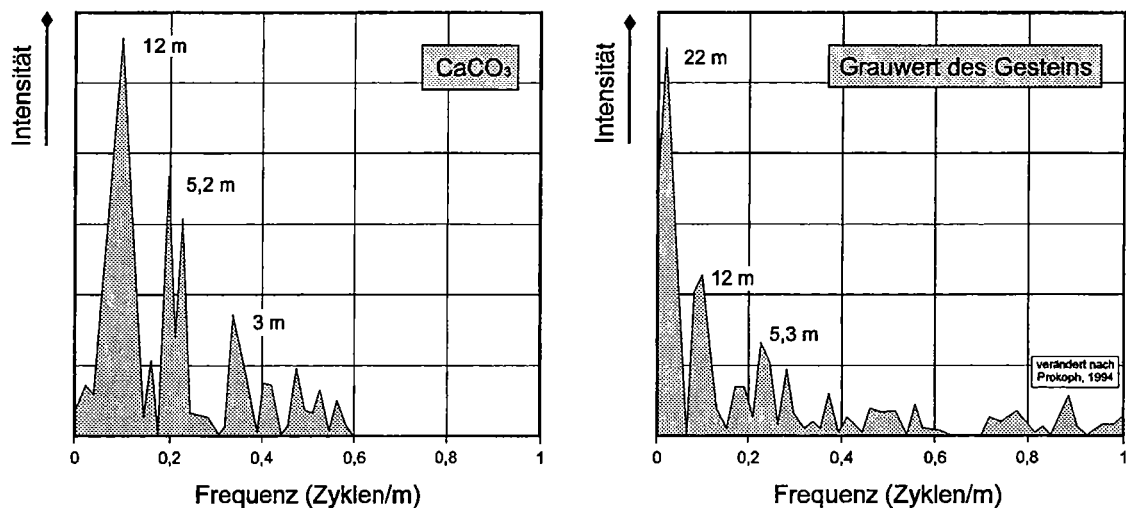


Abb. 36: Frequenzspektrum der Karbonatdaten und der Grauwerte für einen Bereich stabiler Sedimentationsbedingungen (40 - 115 m).

von 92.000 Jahren für die "Exzentrizität 1" folgt daraus eine Ablagerung von 13 cm/1.000 Jahre. Auf der Grundlage der "Exzentrizität 2" (115.000 Jahre) errechnet sich ein Wert von ca. 10 cm/1.000 Jahre. Letzterer stimmt mit den für den gleichen Profiltail festgelegten Angaben von PROKOPH (1994) überein. Die Parallelisierung der im Karbonatprofil identifizierten Frequenzen mit solchen aus dem Milankovitch-Spektrum wird durch die Untersuchungen an anderen Datensätzen gestützt, in denen sich identische Zyklen abzeichneten (PROKOPH, 1994; RACHOLD, 1994). Eine Reihe von Spektralanalysen mit ähnlich geringen Abweichungen der identifizierten Frequenzen haben FISCHER et al. (1991) für den Piobbico-Kern (ALBI-Core) vorgestellt.

Im Teufenintervall 0 - 40 m ist ebenfalls eine zyklische Variation der Meßwerte zu beobachten. Dies betrifft in erster Linie den **Corg-Gehalt** der Sedimente, der mit einer Wellenlänge von rund 5,4 m oszilliert. Der bereits visuell erkennbare Zyklus (Abb. 37) wurde durch PROKOPH (1994) mathematisch eindeutig verifiziert, ohne daß dabei allerdings weitere Frequenzen hervortraten. Aus diesem Grund ist eine Einordnung in das Milankovitch-Spektrum nicht möglich. Die Karbonatdaten zeigen demgegenüber keine eindeutig zyklischen Schwankungen. Die Profilkurven beider Parameter verlaufen auf diesen obersten Bohrmeter zum Teil parallel, zum Teil aber auch antiparallel (Abb. 37).

Eine feinere Auflösung auch der kurzwelligen Schwingungen läßt sich durch ein dichteres Probenraster erzielen. Hierzu konnte auf die geophysikalischen **Bohrlochmessungen** zurückgegriffen werden, deren Daten allen Arbeitsgruppen in einem 0,1 m-Abstand zur Verfügung standen. Es zeigte sich jedoch, daß sich die im Karbonatgehalt identifizierten Zyklen in den Logging-Daten z. T. nur unvollständig ausdrücken. In Abbildung 38 sind die Spektralanalysen zur

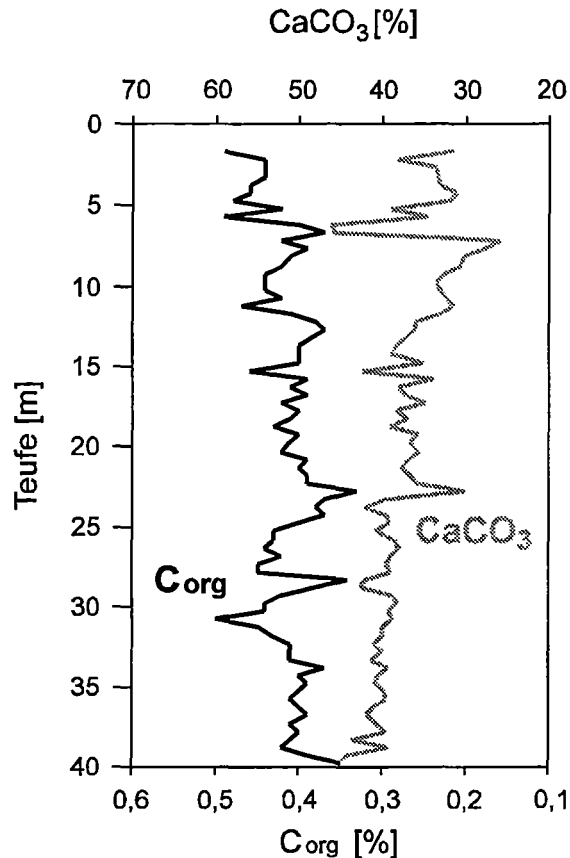


Abb. 37: Kalziumkarbonat- und C_{org}-Gehalt der Bohrung Kirchrode 1/91 (Teufenbereich 0 bis 40 m).

natürlichen Radioaktivität und zur Dichte beispielhaft dargestellt. Aus den Varianzen in der natürlichen Radioaktivität tritt nur der Exzentrizitäts-Zyklus mit ca. 13 m eindeutig hervor. Dieser ist im Datensatz der Dichte-Werte nicht nachweisbar. Hier zeigen sich wiederum Frequenzen hoher Intensität, die sich als Inklinations- bzw. Präzessionssignal deuten lassen. Sie liegen bei 4,8 und 2,4 m. Auch wenn sich kleinere Abweichungen zwischen den Frequenzen innerhalb der chemischen bzw. geophysikalischen Datensätzen ergeben, kristallisieren sich doch ähnliche Schwankungen heraus, die die These einer orbital gesteuerten Sedimentationszyklik im Kirchrode-Profil untermauern.

Für den Zeitraum Oberbarrême - Unterapt, der durch die Kerne **Hoheneggelsen KB 40 und KB 50, Wiechendorf 1/86 und Ahlum 1** repräsentiert wird, ist die Identifizierung geochemischer Zyklen erschwert. Aufgrund der im vorangegangenen Kapitel geschilderten Ablagerungssituation sind stark schwankende Sedimentationsraten und Schichtlücken in den Profilen nicht auszuschließen. Zudem wurden die Bohrungen nicht in einem äquidistanten Raster beprobt. Lediglich aus einer Studie am KB 40-Kern (LOKAY, 1994) liegen Proben des Fisch-

schiefers und der darunter liegenden Sedimentfolge in einem 5 und 10 cm-Abstand vor. Die Spektralanalyse der C_{org} - und $CaCO_3$ -Gehalte ergab nur für die Daten des organischen Kohlenstoffs ein interpretierbares Bild. Sämtliche Aussagen zu einer potentiellen Zyklik im Bereich des Milankovitch-Frequenzbands müssen unter Vorbehalt getroffen werden, da die Menge der zur Verfügung stehenden Daten sehr viel geringer ist als im Falle der Bohrung Kirchrode 1/91.

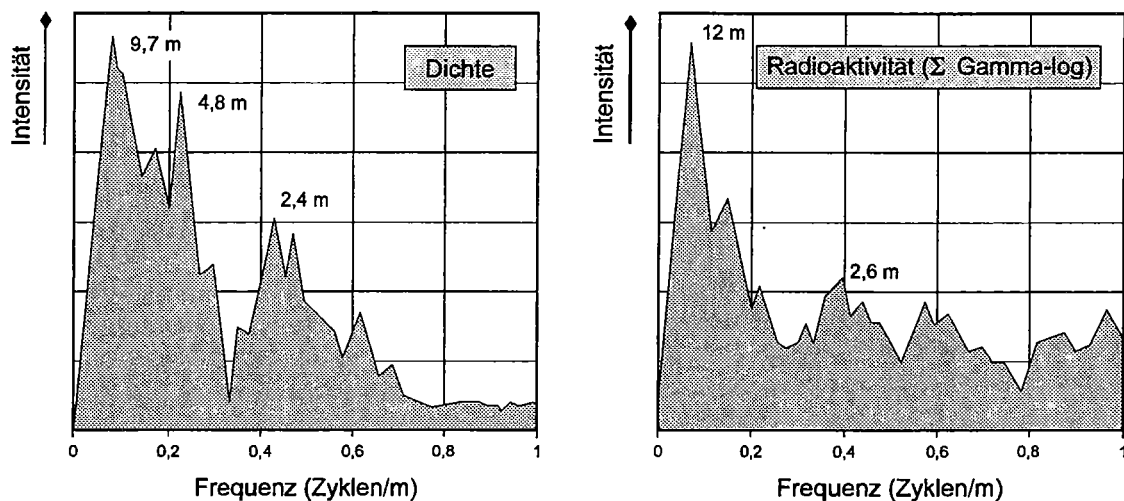


Abb. 38: Frequenzspektren der geophysikalischen Bohrlochdaten für die natürliche Radioaktivität und die Dichte im Teufenbereich 40 - 100 m. Modifiziert nach Rachold (1994).

Das Power-Spektrum der **C_{org}-Werte** ist in Abbildung 39 aufgetragen. Bemerkenswert ist die Fülle von Frequenzen, die mit relativ hohen Intensitäten vertreten sind. Dies ist jedoch nicht unbedingt der Ausdruck eines durch unterschiedliche Zyklen beeinflussten Sedimentationsgeschehens. Die für die Spektralanalyse zur Verfügung stehende Datenmenge liegt an der unteren Grenze einer signifikanten Zyklenauflösung, so daß auch zufällige Signale betont werden. Drei Schwingungen mit Wellenlängen von 1,64 m, 1,26 m und 0,6 m weisen die mit Abstand größten Intensitäten auf. Will man diesen Werten jeweils eine Frequenz aus dem Milankovitch-Spektrum zuordnen, so ergibt sich unter allen Möglichkeiten die beste Übereinstimmung bei folgender Konstellation: Die beiden langwelligen Schwingungen (1,64 m, 1,26 m) spiegeln die kreidezeitliche Inklination 1 und 2 (51 ka, 39 ka) wider. Der 0,6 m-Zyklus entspricht folglich dem Präzessionszyklus 2 (18,5 ka). Das Verhältnis der im KB 40-Kern identifizierten Frequenzen weicht nur um ca. 100 Jahre von den Angaben von BERGER & LOUTRE (1989) ab. Aus den beiden Inklinationssignalen leitet sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von rund 3,2 cm/1.000 Jahre ab. Daraus folgt für den Fischschiefer eine Sedimentationszeit von rund 60.000 Jahren. Der angegebene Wert zeigt im AkR_{org}/LSR-Diagramm (Abb. 21; SUMMERHAYES, 1987) eine gute Korrelation mit der in Kapitel 5.1.2.2 berechneten C_{org}-Akkumulation.

In einem weiteren Szenario lassen sich die Frequenzen bei 1,64 und 1,26 m der kreidezeitlichen Exzentrizitätszyklik zuordnen, die bereits in den Kirchrode-Sedimenten dominant hervortrat. Es ergibt sich daraus eine mittlere Sedimentationsrate von 1,4 cm/1.000 Jahre. Die Frequenzverhältnisse zeigen jedoch bei diesem Ansatz erhebliche Abweichungen, so daß die erste Interpretation zutreffender erscheint. Die mathematische Analyse der Corg-Daten zeigt, daß auch im Unterapt möglicherweise eine Milankovitch-Zyklik vorhanden ist. Durch die besonderen Ablagerungsbedingungen in einem marginalen Becken und wegen des gerade durch den Fischechiefer markierten Umbruchs in der Beckensituation sind jedoch auch andere Einflußfaktoren nicht auszuschließen.

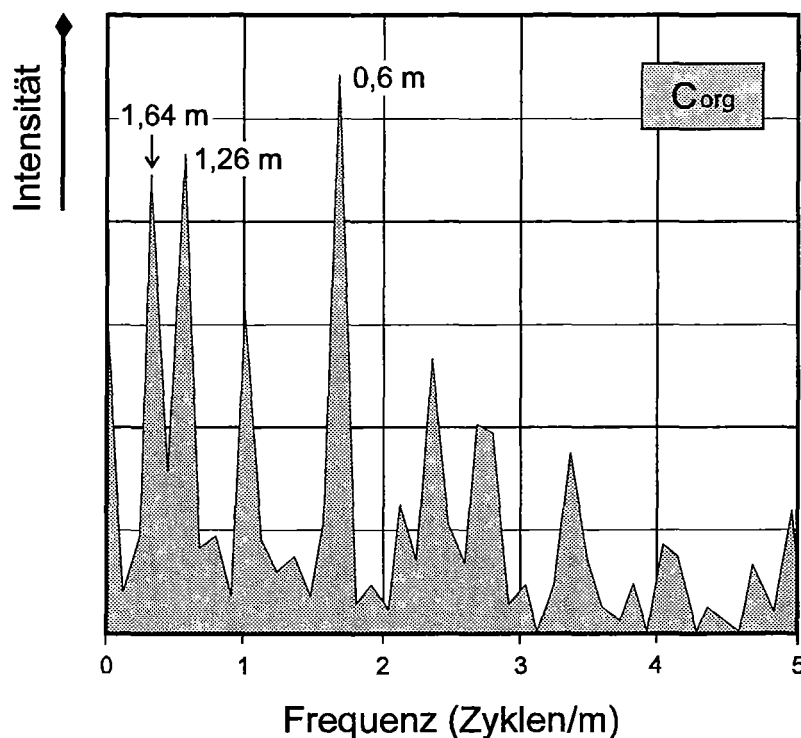


Abb. 39: Frequenzspektrum der Corg-Werte für die Bohrung Hoheneggelsen KB 40.

6.3 Steuerung der Sedimentationszyklen

Für das Oberalb-Profil der Bohrung **Kirchrode 1/91** konnten chemische Sedimentationszyklen im Bereich der orbitalen Milankovitch-Frequenzen identifiziert werden. Sie zeigen sich in erster Linie in Form von Variationen des Karbonatgehalts. Daneben treten die gleichen oder ähnliche Spektren auch in anderen Datenreihen hervor (PROKOPH, 1994; RACHOLD 1994). Unter der Annahme, daß die Ablagerungsbedingungen während des Oberalbs nicht wesentlich variierten, lassen sich die beobachteten Schwankungen durch die **klastische Verdünnung** einer konstan-

ten Karbonatproduktion erklären. Dies wird durch die Quantifizierung der Akkumulationsraten der drei wesentlichen Sedimentkomponenten gestützt (Kap. 5.1.2.2). Mit Ausnahme des obersten Profilbereichs (0 - 40 m) können zyklische Veränderungen der Produktivität ausgeschlossen werden, da produktivitätsindikative Elemente wie Barium keine entsprechenden Variationen zeigen (RACHOLD, 1994). Die Verdünnungszyklik ist somit wahrscheinlich das Abbild von orbital induzierten Klimaschwankungen, deren Periodendauer mit denen der Milankovitch-Zyklen korrelieren. Der Wechsel von mehr ariden zu stärker humiden Klimaphasen zieht eine Veränderung der terrigenen Sedimentzufuhr nach sich. Die starke Beeinflussung der Sedimentation durch terrigene Komponenten konnte schon anhand der Mazeralzusammensetzung belegt werden, ohne daß sich dabei konkrete Zyklen abzeichneten. Der Gehalt langkettiger n-Alkane (n -C27 und n -C29) im Bitumen, die auf Wachse höherer Landpflanzen zurückgehen, folgt dagegen dem zyklischen Wechsel von tonigen und karbonatischen Phasen (Kap. 5.2.2).

Die Schwankungen der Corg-Daten im Teufenintervall der Bohrung Kirchrode 1/91 von 0 bis 40 m lassen sich in Verbindung mit den Ergebnissen der anderen beteiligten Arbeitsgruppen als **Produktivitätssignal** deuten. Sowohl der Anstieg im P/Al- und Ba/Al-Verhältnis (RACHOLD, 1994), als auch die Faunenzusammensetzung (J. FENNER, mdl. Mtlg.) und der erhöhte Anteil an biogener Kieselsäure belegen für diesen Kernabschnitt eine erhöhte Produktivität. Zudem korreliert der Karbonatgehalt in diesem Bereich häufig positiv mit den Corg-Daten, so daß die terrigene Verdünnung als Steuerungsfaktor zurücktritt.

Auch im Bohrkern **Hoheneggelsen KB 40** deutet sich ein orbitaler Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen an. Hier zeigt sich jedoch eine mit großer Vorsicht als Milankovitch-Zyklus ansprechbare Varianz im Datensatz des organischen Kohlenstoffs. Der Karbonatkohlenstoff lieferte dagegen kein interpretierbares Spektrum. Die als Inklinationszyklus gedeuteten Schwankungen korrelieren zumindest teilweise mit den regelmäßigen Wechseln in der Lithofazies der Oberbarrême- und Unterapt-Profile (Kap. 3.1). Die Abfolge von bioturbaten und laminierten Tonen und Tonmergeln spiegelt, wie an anderer Stelle bereits mehrfach erläutert, eine regelmäßige Veränderung des Sauerstoffangebots an der Sediment-Wasser-Grenzfläche wider (**Redox-Zyklen**). Die paläogeographische Situation des Niedersächsischen Beckens übte einen entscheidenden Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen im Oberbarrême und Unterapt aus. So ist anzunehmen, daß die starken Differenzialbewegungen zwischen dem Becken und den umgebenen Schwellen- bzw. Festlandregionen die Wasserzufuhr und -zirkulation geprägt haben. Desweiteren könnten auch klimatisch induzierte Transgressionen die zeitweise stratifizierten Wassermassen umgewälzt haben. In diesen Fällen waren Veränderungen von Lage und Ausdehnung der Sauerstoffminimumzone im Niedersächsischen Becken der Grund für eine primäre Redox-Zyklik. Ein direktes Produktivitätssignal ist darin nicht zu sehen.

7. Überregionaler Vergleich

Ein Vergleich der niedersächsischen Unterkreide mit Sedimenten aus anderen Ozeanregionen muß notwendigerweise einer Beschränkung unterliegen. So wird im folgenden nur auf Ablagerungen des Nordatlantiks und der mediterranen Tethys eingegangen. Beide Meeresgebiete standen in der Unterkreide in enger Wechselwirkung mit den Ablagerungsräumen Nordwestdeutschlands. Im Zuge der atlantischen Krustendehnung gelangten kalte, boreale Wassermassen in die kreidezeitliche Nordsee und die angrenzenden Randmeere. Die begleitenden tektonischen Prozesse gelten als Haupteinflußfaktor bei der Anlage und Gestaltung des Niedersächsischen Beckens. Und auch der marine Einfluß der Tethys prägte zumindest zeitweise die Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen in Nordwestdeutschland. Aus dem lithologischen Spektrum sollen die geochemisch besonders interessanten Schwarzschiefer hervorgehoben werden. Der zeitliche Rahmen wird durch das stratigraphische Gesamtniveau der sechs bearbeiteten Bohrkerne (Oberbarrême - Oberalb) vorgegeben. Ein Überblick über die globale Verbreitung von Schwarzschiefern, der auch das ältere Mesozoikum berücksichtigt, findet sich bei HALLAM (1987).

7.1 Die Unterkreide im Nordatlantik

Im Nordatlantik und den unmittelbar angrenzenden Gebieten treten kretazische Schwarzschiefer in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auf. Insbesondere im Rahmen der Tiefseebohrprogramme DSDP und ODP wurden diese Zeitintervalle mehrfach erschlossen und mit organisch-geochemischen Methoden untersucht (u. a. TISSOT et al., 1980; RULLKÖTTER et al., 1983; RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1984, 1986; DE GRACIANSKY et al., 1987; SUMMERHAYES, 1987). Die Corg-reichen Sedimente im westlichen Nordatlantik werden von JANSÁ et al. (1979) und ARTHUR & DEAN (1986) drei lithologischen Einheiten zugeordnet: der Blake-Bahama-Formation, der Hatteras-Formation und der Plantagenet Formation (Σ = Berrias - Santon). Eine genaue stratigraphische Abgrenzung dieser Gesteinsserien haben COOL (1982) und DE GRACIANSKY et al. (1982) vorgenommen. Weitere Untersuchungen am organischen Material der Unterkreide, die in die Zusammenstellungen von DE GRACIANSKY et al. (1987) bzw. SUMMERHAYES (1987) noch nicht eingeflossen sind, finden sich u. a. bei DUNHAM et al. (1988), KATZ (1988) und STEIN et al. (1988). Sedimente aus dem Zeitintervall Hauterive-Oberapt sind letztmals 1993 während des ODP-Legs 149 (Site 897) erbohrt worden (SAWYER et al., 1994).

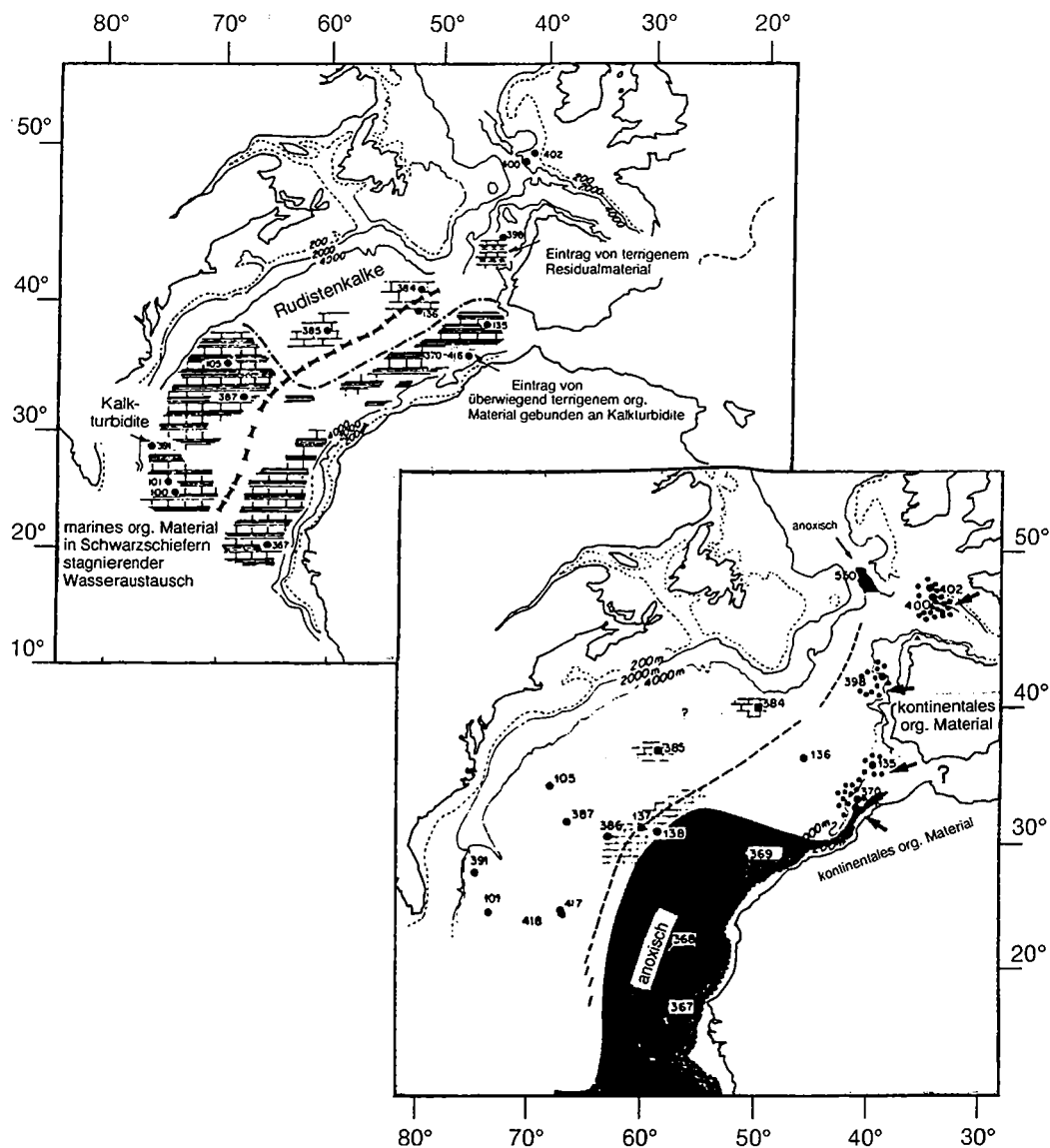


Abb. 40: Faziesverteilung im kreidezeitlichen Nordatlantik verändert aus DE GRACIANSKY et al. (1987). Oben für den Zeitraum Hauterive - Unterapt (Blake-Bahama-Phase), darunter für den Abschnitt Alb - Untercentoman (Hatteras-Phase). Die numerierten Punkte geben die Lage von Unterkreide-Bohrungen aus dem Deep Sea Drilling Project an. Paläogeographische Rekonstruktion nach OLIVET et al. (1982).

Das zeitliche Fenster der untersuchten Kernbohrungen Nordwestdeutschlands entspricht in Teilen der Blake-Bahama- und der Hatteras-Formation des westlichen Nordatlantiks. Ein Vergleich der dort erbohrten Ablagerungen mit den Sedimenten Niedersachsens ist nur bedingt möglich. Wie die zuvor dargestellten Ergebnisse belegen, waren für die Entstehung der dunkel gefärbten, Corg-reichen Lagen des Oberbarrême und Unterapt in erster Linie lokale Faktoren verantwortlich (vgl. Kap. 8). Die ozeanographische Situation des Niedersächsischen Beckens wurde durch die stark gegliederte Beckenmorphologie und die wechselnde Ausrichtung und Wirksamkeit der Meeresverbindungen geprägt. Diese Bedingungen weichen deutlich von dem pelagischen Milieu des Nordatlantiks ab. Die Organofazies der Blake-Bahama-Formation zeigt

jedoch Übereinstimmungen mit den Oberalb-Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91. Der Corg-Gehalt der Sedimente ist überwiegend gering, die Erhaltungsbedingungen für das organische Material waren trotz turbiditischer Einschaltungen zumeist schlecht (KATZ, 1983 b; HERBIN et al., 1983; SUMMERHAYES & MASRAN, 1983; RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986). Das überlieferte Mazeralspektrum besteht zu ca. 90 rel.% aus terrigenen Komponenten, darunter auch rezykliertes Material höherer Reife (RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986). Dieser Befund deckt sich mit sehr geringen HI-Werten ($\bar{\varnothing}$ 55 mg HC/g Corg), wie sie auch in der jüngeren Unterkreide Niedersachsens gemessen wurden. In diesem Teil des Nordatlantiks herrschten während der älteren Unterkreide offenbar oxidative, normal-marine Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen (Abb. 40), die sich in Nordwestdeutschland erst ab dem Unterapt durchsetzen konnten. In den Barrême-Sedimenten der Hatteras-Formation dominiert ebenfalls das terrigene organische Material, was mit geringen HI-Werten von 50 - 75 mg HC/g Corg in Einklang steht. Die Corg-Gehalte liegen über 1,0 Gew.%. Auch wenn diese Daten diverse Übereinstimmungen mit den Barrême-Sedimenten Niedersachsens zeigen, waren die Ablagerungsbedingungen doch anders: Im Nordwestatlantik führten Turbiditströme zu einer schnellen Überdeckung und damit bessere Erhaltung des Materials und nicht, wie im Niedersächsischen Becken, die eingeschränkte Wasserzirkulation einer Randmeerfazies (Abb. 40).

Im östlichen Nordatlantik ist die Unterkreide u. a. vor Nordwestafrika erbohrt worden (SUMMERHAYES, 1987). RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY (1986) haben die Alb-Sedimente am Kontinentalhang von Mazagan untersucht (DSDP Leg 79, Site 547). Die Ergebnisse sprechen für ein offen-marines, sauerstoffgesättigtes Ablagerungsmilieu. Die erhöhten Corg- und HI-Werte gehen, wie schon im westlichen Nordatlantik, auf eine schnelle Umlagerung und Resedimentation zurück. Die primäre Akkumulation des Materials erfolgte auf dem äußeren Schelf, beeinflusst durch ein möglicherweise durch Auftriebsphänomene erzeugtes Sauerstoffdefizit (RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986). Weitere Unterkreideprofile wurden in der Tiefsee-Ebene vor Spanien erbohrt (DSDP Site 398; ODP Site 897). SAWYER et al. (1994) beschreiben für den Zeitraum Hauterive-Oberapt eine Wechsellagerung von Sand- und Tonsteinen, die durchschnittlich 0,9 Gew.% Corg enthalten. Das organische Material besteht überwiegend aus terrigenen Mazeralen und marinen, stark oxidierten Liptiniten. Die ozeanographischen Verhältnisse waren im gesamten Zeitintervall durch einen sauerstoffgesättigten Wasserkörper gekennzeichnet. Ähnliche Ergebnisse haben auch CORNFORD (1979) und DEROO et al. (1979) für die Apt-Alb-Gesteine des Vigo-Tiefseeberges erzielt (DSDP Site 398). Der lagenweise erhöhte Corg-Gehalt vor der spanischen Küste wird auf eine schnelle Resedimentation zurückgeführt. Das Material stammte ursprünglich aus flacheren Schelfbereichen (SAWYER et al., 1994). Die Ablagerungssituation ist demnach der vor Nordwestafrika ähnlich, jedoch nicht derjenigen im Niedersächsischen Becken.

Ähnlich wie die Nordsee mit ihren Randbecken als flaches Schelfmeer dem östlichen Nordatlantik angegliedert war, existierte in der Kreide als Pendant auf dem nordamerikanischen Kontinent der sogenannte "western interior seaway" (RICE, 1983). Daten zur Produktion und Ablagerung organischen Materials in diesem borealen Flachmeer wurden von MISKELL-GERHARDT (1989) für das Oberalb publiziert. Im Gegensatz zum niedersächsischen Oberalb sind die zeitgleichen Sedimente (Mowry Shale) des "western interior seaway" reich an organischem Kohlenstoff. MISKELL-GERHARDT (1989) führt dies auf eine Kombination aus eingeschränktem, ästuarinen Wasseraustausch, signifikanter Nährstoffzufuhr von Land und lokalen wie saisonalen Auftriebsphänomenen zurück. Der berechnete Paläoproduktivitätswert wird mit ca. $350\text{g}/(\text{m}^2\text{a})$ angegeben und nach GROSS (1972) einem schwach-produktiven "Upwelling"-Gebiet zugeordnet. Dieser Wert offenbart sowohl von der Größenordnung als auch von der faziellen Klassifikation her klare Unterschiede zu den in Kapitel 5.1.2.3 vorgestellten Daten (vgl. STEIN, 1991). Die ozeanographische Situation ähnelt in Ansätzen der Laminifazies des nordwestdeutschen Barrême und Unterapt. Für das Oberalb postuliert zwar auch RACHOLD (1994) einen saisonalen Küstenauftrieb im Niedersächsischen Beckens, doch äußern sich diese Strömungsverhältnisse nicht in einem erhöhten Corg-Gehalt der Sedimente. Das von MISKELL-GERHARDT (1989) aufgestellte, sequenzstratigraphische Modell zeigt Parallelen zu dem der Bohrung Kirchrode 1/91 (PROKOPH, 1994; Kap. 5.1.1): Auch hier setzt sich das Oberalb aus einem "transgressive systems tract", einer kondensativen "transgressive surface" und einem anschließenden "highstand systems tract" zusammen. Periodische Schwankungen der Korngröße spiegeln möglicherweise die in Niedersachsen belegten Milankovitch-Frequenzen wider, wobei auch im "western interior seaway" der 100 ka-Zyklus dominiert. Nach KAUFFMAN (1986) handelt es sich um eine durch den Wechsel von warm-ariden und kühl-humiden Klimaphasen gesteuerte Verdünnungszyklen. Offenbar hat die Exzentrizität der Erdbahn einen weltweit meßbaren Einfluß auf das kretazische Ablagerungsgeschehen. Die von MISKELL-GERHARDT (1989) vorgestellten Daten ermöglichen jedoch keine genaue Parallelisierung beider Gesteinsserien.

Die Betrachtung der nordatlantischen Unterkreide hat sowohl Ähnlichkeiten als auch Unterschiede zu den Befunden aus Nordwestdeutschland ergeben (Abb. 40; Tab. 6, 7). Eine ausgesprochen Randmeerfazies, wie sie für das niedersächsische Barrême und Unterapt angenommen wird, existierte im Atlantik nicht. Die dort vorherrschende offen-marine Ablagerungssituation führte jedoch zur Bildung von Gesteinsfolgen, deren Organofazies mit der jüngeren Unterkreide von Hannover zu vergleichen ist. Diese Fazies hatte im Atlantik bereits in der älteren Unterkreide Bestand. In den Profilen treten turbiditische, Corg-reiche Lagen auf, die ursprünglich von einem sauerstoffarmen Schelfgebiet stammen. Möglicherweise bestand hier eine ähnliche ozeanographische Situation wie bei der Ablagerung des borealen Fischschiefers. Die mangelnde zeitliche Kongruenz der beschriebenen Faziestypen belegt hier wie dort den Einfluß

lokaler, allenfalls regionaler Faktoren auf die Akkumulation organischer Substanz. Auch für die Entstehung des über weite Teile Nordeuropas verbreiteten Fischschiefers sind keine globalen Steuerungsfaktoren verantwortlich (vgl. Kap. 8). So waren beispielsweise weite Bereiche des Nordatlantiks zur gleichen Zeit durch sauerstoffreiche Wassermassen gekennzeichnet. Lediglich für die hier nicht betrachtete Cenoman-Turon-Grenze gibt es Hinweise auf eine ozeanweite Sauerstoffminimumzone (RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986; ARTHUR et al., 1987; FUNNEL, 1987; DE GRACIANSKY et al., 1987; SUMMERHAYES, 1987).

Tabelle 6

Vergleich wesentlicher Eckdaten der nordwestdeutschen Schwarzschieferfazies (Bläutertone und Fischschiefer) mit zeitgleichen Ablagerungen aus anderen Ozeanregionen. Literaturdaten aus ¹⁾ RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY (1986), ²⁾ DEROO et al. (1979), ³⁾ SAWYER et al. (1994), ⁴⁾ CORNFORD (1979).

	Niedersächs. Becken	westlicher Nordatlantik ¹⁾	östlicher Nordatlantik
Hauptlithotypen	laminierte Tone bzw. Mergel	tonig (Hatteras-Formation) karbonatisch (Blake-Bahama-Formation)	überwiegend Tone ^{2/3)} teilweise siltig oder mergelig
Corg-Gehalt	3 - 6 %	0,7 - 1,8 % nur in Turbiditen > 3 %	< 1 % ²⁾
Mazeral- zusammensetzung	Liptinit > 50 % Vitrinit < 20 %	90 % terrigene Mazerale	10 - 40 % Liptinit ⁴⁾ 40 - 60 % Vitrinit
HI-Werte	um 450 mg HC/g Corg	50 - 75 mg HC/g Corg nur in Turbiditen > 100 mg HC/g Corg	< 50 mg HC/g Corg ²⁾
Fazies	anoxisch "stagnation model"	pelagisch mit turbiditischen Einschaltungen	pelagisch ^{3/1)} mit turbiditischen Einschaltungen

Über den direkten Vergleich der Faziestypen und Eckdaten hinaus (Tab. 6, 7) wurden die Meßwerte aus dem Niedersächsischen Becken zur Berechnung sedimentologischer Kenngrößen benutzt. Die dabei angewandten Formeln und Modelle gehen überwiegend auf Untersuchungen im Nordatlantik zurück. So wurde der wichtige Zusammenhang zwischen der Akkumulationsrate des organischen Materials und der Ablagerungsrate des Gesamtsediments berücksichtigt (Kap. 5.1.2.2; vgl. DEGENS & ITTEKOT, 1987; SUMMERHAYES, 1987) und die Paläoproduktivität nach den Formeln von BRALOWER & THIERSTEIN (1984) und STEIN (1986) berechnet (Kap. 5.1.2.3). Während die dunklen Sedimente der Unterkreide, insbesondere der Fischschiefer, gut mit den Literaturangaben korrelieren, erbrachten die Daten aus dem Oberalb (Kirchrode 1/91) erhebliche Abweichungen. Entscheidender Faktor dabei ist wahrscheinlich der für ein warmes Schelfmeer ungewöhnlich geringe Corg-Anteil dieser Sedimente. Die Problematik wurde bereits in den methodischen Kapiteln eingehend diskutiert, sodaß an dieser Stelle auf die entsprechenden Textpassagen verwiesen werden kann.

Tabelle 7

Vergleich wesentlicher Eckdaten der nordwestdeutschen Mergel- und Tonmergelfazies (Mittelapt - Alb) mit zeitgleichen Ablagerungen aus anderen Ozeanregionen. Literaturdaten aus ¹⁾ RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY (1986), ²⁾ DEROO et al. (1979), ³⁾ SAWYER et al. (1994), ⁴⁾ CORNFORD (1979), ⁵⁾ MISKELL-GERHARDT (1989), ⁶⁾ FISCHER et al. (1991).

	Niedersächs. Becken	¹⁾ westlicher Nordatlantik	östlicher Nordatlantik	⁵⁾ western interior seaway	⁶⁾ mediterrane Tethys
Haupt- lithotypen	Mergel und Tonmergel	tonig (Hatteras-Formation) karbonatisch (Blake-Bahama-Form.)	^{2/3)} überwiegend Tone teilweise siltig oder mergelig	Tone teilweise sandig teilweise laminiert	Mergel mit tonigen Einschaltungen
Corg-Gehalt	Ø 0,37 %	0,7 - 1,8 % nur in Turbiditen > 3 %	< 1 % ²⁾	1 - 3 %	maximal 2 %
Mazeral- zusammen- setzung	Liptinit < 10 % Vitrinit/Inertinit ~ 90%	90 % terrigen Mazerale	45 - 90 % ⁴⁾ terrigen Mazerale	divers (je nach Lage im Sedimentbecken)	überwiegend terrigen Mazerale
HI-Werte	< 100 mg HC/g Corg (Residualkerogen)	50 - 70 mg HC/g Corg nur in Turbiditen > 100 mg HC/g Corg	< 50 mg HC/ g Corg ²⁾	keine genauen Angaben	keine genauen Angaben
Fazies	offen-marin	pelagisch mit turbiditischen Einschaltungen	pelagisch ^{3/1)} mit turbiditischen Einschaltungen	z. T. eingeschränkte Wasserzirkulation lokaler Küstenauftrieb	pelagisch

7.2 Die Unterkreide in der mediterranen Tethys

Corg-reiche Sequenzen der mediterranen Tethys sind heute in Südeuropa, Nordafrika und im Nahen Osten aufgeschlossen. Im sogenannten "off shore"-Bereich konnte die Unterkreide wegen der mächtigen tertiären und quartären Sedimentfüllung des Mittelmeeres bisher nicht erbohrt werden. Anhand festländischer Aufschlüsse wurden in jüngerer Zeit überwiegend die prominenten Schwarzschiefer der Cenoman-Turon-Grenze untersucht (u. a. CRUMIÈRE et al., 1990; KUHNT et al., 1990; LIPSON-BENITAH et al., 1990; THUROW & KUHNT, 1986). Ein Forschungsobjekt, das auch die Ablagerungen der Unterkreide umfaßt, ist der bereits mehrfach erwähnte Piobbico-Kern, der 1982 im nordöstlichen Apennin abgeteuft wurde (Abb. 41). Die gesamte pelagische Gesteinsfolge reicht von der späten Trias bis ins Jungtertiär (Miozän) und wurde am Nordrand der Tethys abgelagert (CHANNELL et al., 1979). Hervorzuheben ist eine zyklische Wechselfolge von Tonen und Mergeln des Apt und Alb ("Scisti a Fucoidi"), die von stärker karbonatischen Sedimenten ("Scaglia Bianca") überlagert wird (ERBA, 1988; TORNAGHI et al., 1989). Das Interesse der Bearbeiter (u. a. ARTHUR et al., 1984; DE BOER, 1982; DE BOER & WONDERS, 1984; FISCHER & SCHWARZACHER, 1984; FISCHER et al., 1991; HERBERT & FISCHER, 1986; HERBERT, 1992) konzentrierte sich dabei vorwiegend auf die Sedimentationszyklen in der älteren Gesteinseinheiten. Neben den Karbonaten (oberhalb der CCD) und einigen Chertlagen

(unterhalb der CCD) treten Gesteine auf, die eine tonig-detritische Komponente beinhalten. In den stratigraphischen Niveaus der sogenannten "oceanic anoxic events" sind diese Sedimente durch einen hohen Corg-Gehalt gekennzeichnet. Besonders auffällig ist der OAE 2 (Cenoman/Turon), der zu ca. 30 Gew.% aus organischem Material aufgebaut wird. In der Unterkreide tritt der OAE 1a ("Selli-Event") mit rund 9 Gew.% Corg hervor, der als zeitliches Äquivalent des borealen Fischechiefers angesehen wird (KEMPER & ZIMMERLE, 1982; PRATT & KING, 1986, COCCIONI et al., 1987). Die dunklen Tone des "Urbino-" und "Amadeus-Level" enthalten jeweils < 5 Gew.% Corg.

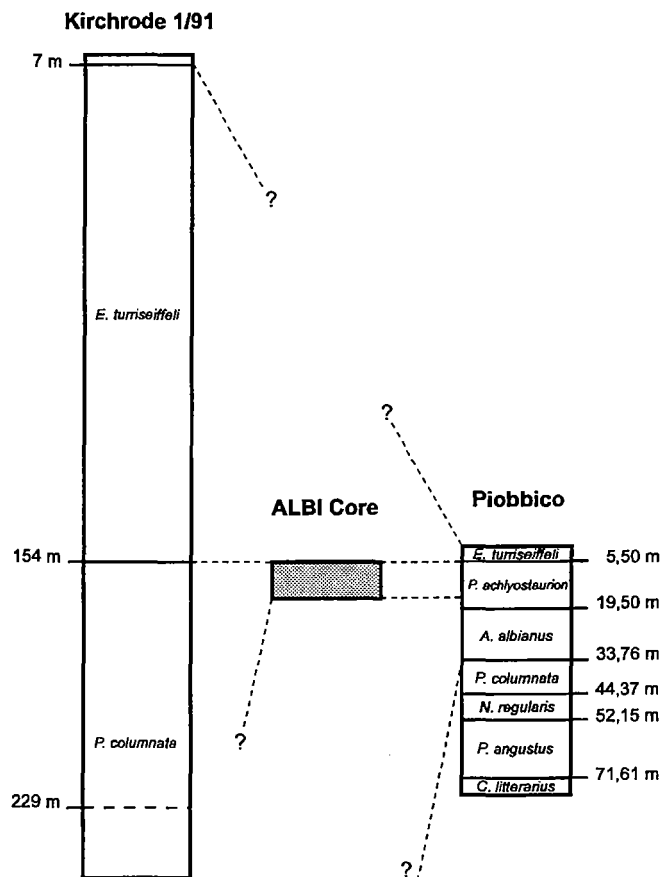


Abb. 41: Vorläufige biostratigraphische Korrelation der ALBI-Core-Bohrungen von Kirchrode und Piobbico nach unveröffentlichten Daten der BCCP-Gruppe (Bearbeiter P. CEPEK).

Trotz ähnlicher Corg-Gehalte ist ein seriöser Vergleich des norditalienischen "Selli-Event" mit dem norddeutschen Fischechiefer nicht möglich. Ein wesentliches, nach wie vor ungeklärtes Phänomen ist der gegenläufige Trend der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, der auf abweichende Steuerungsfaktoren schließen läßt (LOKAY, 1994). Hinzu kommt, daß das pelagische Schichtpaket von Piobbico in Wassertiefen zwischen 1 und 2 km abgelagert wurde. Und auch die Dimension und Konfiguration der mediterranen Tethys wies klare Unterschiede zum Niedersächsischen Becken auf. Die einfache Parallelisierung der Daten berührt die Diskussion um die grundsätzliche Existenz

eines ozeanweiten Sauerstoffdefizits ("Anoxic Event"). Für den Nordatlantik wurde diese Theorie bereits von mehreren Autoren angezweifelt, so daß aufgrund der unterschiedlichen paläo-ozeanographischen Rahmenbedingungen und der großen geographischen Entfernung auch hier von zufälligen Übereinstimmungen ausgegangen werden muß. Erste Untersuchungen im anorganisch-geochemischen Bereich sprechen ebenfalls für regional geprägte Abweichungen zwischen den Daten beider Lokationen (RACHOLD, 1994).

Die oben angeführten ozeanographischen Unterschiede waren nicht nur im Unterapt, sondern darüber hinaus bis in die Oberkreide hinein gültig (vgl. FISCHER et al., 1991). Im Gegensatz zum Kirchrode-Profil umfaßt das ALBI-Core-Niveau in Norditalien auch laminierte, dunkle Tone, die bis zu 2 Gew.% Corg enthalten (FISCHER et al., 1991). Das organische Material besteht überwiegend aus terrigenen Komponenten; der Wasserstoffgehalt ist entsprechend gering (PRATT & KING, 1986). Die Reife des Materials entspricht einer thermischen Beanspruchung von maximal 50° C (FISCHER et al., 1991). Auf zyκλοstratigraphischer Basis berechneten HERBERT & FISCHER (1986) eine Sedimentationsrate von 0,5 cm/1.000 a. Dieser im Vergleich zu Kirchrode 1/91 um den Faktor 20 geringere Wert ist Ausdruck der pelagischen Ablagerungsbedingungen. Die durchschnittliche Akkumulationsrate der Hauptkomponente CaCO₃ mit 8,4 g/(cm²a) wird von FISCHER et al. (1991) angegeben (vgl. Kap. 5.1.2.2). Auch wenn bisweilen Übereinstimmungen in den organisch-geochemischen Daten auftreten, lassen die Abweichungen dennoch auf generell unterschiedliche Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen zwischen den borealen und tethyalen Sedimenten schließen. Nach FISCHER et al. (1991) sind in erster Linie Produktivitätsschwankungen für den lithologischen Wechsel zwischen Tonen und Mergeln verantwortlich. Der quantitative Vergleich dieser Zyklen belegt einen orbitalen Einfluß auf die Sedimentation, der sich gleichermaßen in Norditalien und Niedersachsen widerspiegelt. Auch im Piobbico-Kern konnten Schwankungen der Karbonat-Daten in Bereichen von 20, 39 und 100 ka nachgewiesen werden. Zudem ist hier der 400 ka-Exzentrizitätszyklus eindeutig belegt. Im pelagischen Milieu der Tethys zeigt sich der klimatische Wandel jedoch nicht in Form einer wechselnden Silikatzufuhr, sondern in einer regelmäßigen Veränderung der Oberflächenproduktivität (FISCHER et al., 1991). Eine direkte zeitliche Korrelation beider Profile anhand der Zyklen ist nicht möglich, da diese nur im mittleren Teil der Bohrung Kirchrode 1/91 identifiziert werden konnten.

8. Zusammenfassung und Diskussion

Die vorliegende Studie bildet mit ihren Ergebnissen aus der organischen Geochemie einen integrierten Beitrag zum Boreal Cretaceous Cycles Project (BCCP). Das Ziel dieser interdisziplinären Arbeitsgruppe war und ist es, die unterkretazischen Ablagerungen des Niedersächsischen Beckens auf sedimentäre, biotische und geochemische Zyklen hin zu untersuchen. Auf der Grundlage der ermittelten Daten ist nun ein überregionaler Vergleich mit anderen Profilen möglich, der zu einer Differenzierung zwischen globalen und lokalen Steuerungsprozessen der Sedimentation führen soll. Damit ist eine Einbindung sowohl in internationale (APTI-Core, ALBI-Core) als auch nationale ("Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation" der DFG) Forschungsprogramme gegeben. Die gewonnenen Erkenntnisse mündeten darüber hinaus in ein detailliertes Ablagerungsmodell, das im Falle des Oberalb den bisherigen Vorstellungen entgegensteht (vgl. KEMPER, 1982 a, e; RACHOLD, 1994). Die Zusammenarbeit verschiedener geowissenschaftlicher Arbeitsgruppen erwies sich als fruchtbar, doch bedeutete dies für die Bearbeiter mitunter eine recht enge Abgrenzung ihres Betätigungsfeldes. Insbesondere die von Dissertationen stets auch erwartete Quantität und die klare Trennung von Ergebnissen der anderen Projektbeteiligten war dabei oft nur schwer zu erreichen.

Im Rahmen dieser Studie wurden mehr als 800 Proben aus insgesamt sechs Kernbohrungen bearbeitet (Kirchrade 1/91, Hoheneggelsen KB 3, KB 40, KB 50, Wiechendorf 1/86, Ahlum 1). Zu den dabei eingesetzten Untersuchungsmethoden der organischen Petrologie und der organischen Geochemie gehörten: Auflichtmikroskopie unter weißem und ultraviolettem Licht, Kohlenstoffbestimmungen, Rock-Eval-Pyrolyse, Gaschromatographie und Gaschromatographie/Massenspektrometrie. Die wesentlichen Ergebnisse werden an dieser Stelle nochmals zusammengefaßt und diskutiert. Dabei nimmt die Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen des Niedersächsischen Beckens und ihr zeitlicher Verlauf einen breiten Raum ein:

- Die hier betrachtete Abschnitt der nordwestdeutschen Unterkreide läßt sich auf der Basis der Untersuchungen am organischen Material in **zwei Abschnitte** einteilen, die sich in den meisten ermittelten Datenreihen klar voneinander unterscheiden. Die Grenze zwischen den Teilprofilen wird durch den Fischechiefer (Unterapt) markiert, wobei sich erste geochemische Anzeichen eines Umbruchs im Niedersächsischen Becken schon vor der Ablagerung dieses Leithorizonts andeuten. Die Zweiteilung bestätigt ähnliche Ergebnisse der paläontologischen und der anorganisch-geochemischen Bearbeitung (MUTTERLOSE, 1991, 1992; RACHOLD, 1994, KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Der durch die bearbeiteten Bohrungen nicht abgedeckte Zeitraum

ist zwar größer als die tatsächlich beprobten Intervalle, doch kann auf der Grundlage von Literaturdaten davon ausgegangen werden, daß sich die Ablagerungsbedingung seit dem mittleren Unterapt nicht gravierend verändert haben (u. a. KEMPER, 1973; KEMPER, 1982 a, c; WEHNER, 1982). Lokal erhöhte Corg-Gehalte im unteren Alb erreichen bei weitem nicht mehr das Niveau der Barrême- und Unterapt-Laminite. Sie werden von KEMPER (1982 a, c) mit engräumigen Auftriebsphänomenen in Verbindung gebracht. Die gleiche Situation postuliert RACHOLD (1994) auch für das Oberalb.

- Die Differenzierung in zwei Teilprofile mit einem Übergangsbereich im Unterapt bildet einen markanten **Wechsel der Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen** für das organische Material ab. Dieser Wechsel prägt sowohl den Corg-Gehalt der Proben, als auch deren Mazeralzusammensetzung, das Verhältnis von primärem zu resedimentiertem Material, die *n*-Alkanverteilung und die primäre Sedimentzusammensetzung. Auch die marine Flora und Fauna erlebte im Unterapt einen deutlichen Umschwung (u. a. KEUPP & MUTTERLOSE, 1994).

- Die Ablagerungsbedingungen am Ende des **Barrême** (unteres Teilprofil) sind stark von regionalen Faktoren geprägt. Das Niedersächsische Becken bildet ein weitgehend abgeschlossenes Nebenmeer der kreidezeitlichen Nordsee, von der es durch die Pompeckjsche Schwelle wirksam getrennt ist. Auch zur tethyalen Welt bestand seit dem unteren Barrême keine marine Verbindung mehr (RAWSON, 1973; MICHAEL, 1979; RUFFEL, 1991; MUTTERLOSE, 1992). Die intensive Salztektunik und die nordwärts progradierende Atlantiköffnung führte im Oberbarrême zu einer komplexen, beckeninternen Ausdifferenzierung (u. a. KEMPER, 1973; ZIEGLER, 1990).

Die geochemischen Daten zeichnen ein Bild, das durch temporär anoxische Bodenwasserbedingungen geprägt ist. Bereits die Lamination der Blättertone indiziert einen O₂-Mangel, denn benthonische Organismen fehlten während dieser Sedimentationsphasen fast vollständig (vgl. MICHAEL, 1979). Die Analyse der Corg- und S-Gehalte sowie der hohe Bitumen- und Bituminiteanteil in den Laminiten belegen das anoxische Milieu aus geochemischer Sicht (vgl. TEICHMÜLLER, 1982; BERNER, 1984). Das organische Material im Oberbarrême ist heterogen zusammengesetzt. Marine Liptinite (Alginite) und Bituminite stehen neben einer signifikanten Menge (max. 50 rel.%) terrigener Mazerale (Vitrinite und Inertinite). Letztere belegen den andauernden Einfluß des terrestrischen Erosionsgeschehens auf die Sedimentakkumulation im Niedersächsischen Becken. Die Analyse der *n*-Alkanverteilung erbrachte sowohl Indikatoren für marine Grünalgen (*n*-C15, *n*-C17) als auch für Wachse höherer Landpflanzen (*n*-C25, *n*-C27, *n*-C29). Signifikant ist der gegenüber den homogenen Profilbereichen stets erhöhte Karbonatanteil der

Laminite, der insbesondere zu Beginn des Apt deutlich ansteigt. Die biogene Karbonatproduktion war in diesem Zeitabschnitt offenbar begünstigt. Da die Tonfolge mit großer Sicherheit oberhalb der einstigen Karbonat-Kompensationstiefe abgelagert wurde, läßt sich der Wechsel in der Karbonatakkumulation zwischen laminierten und bioturbaten Schichten als Wechsel der Karbonatproduktion deuteten (vgl. KEMPER, 1987).

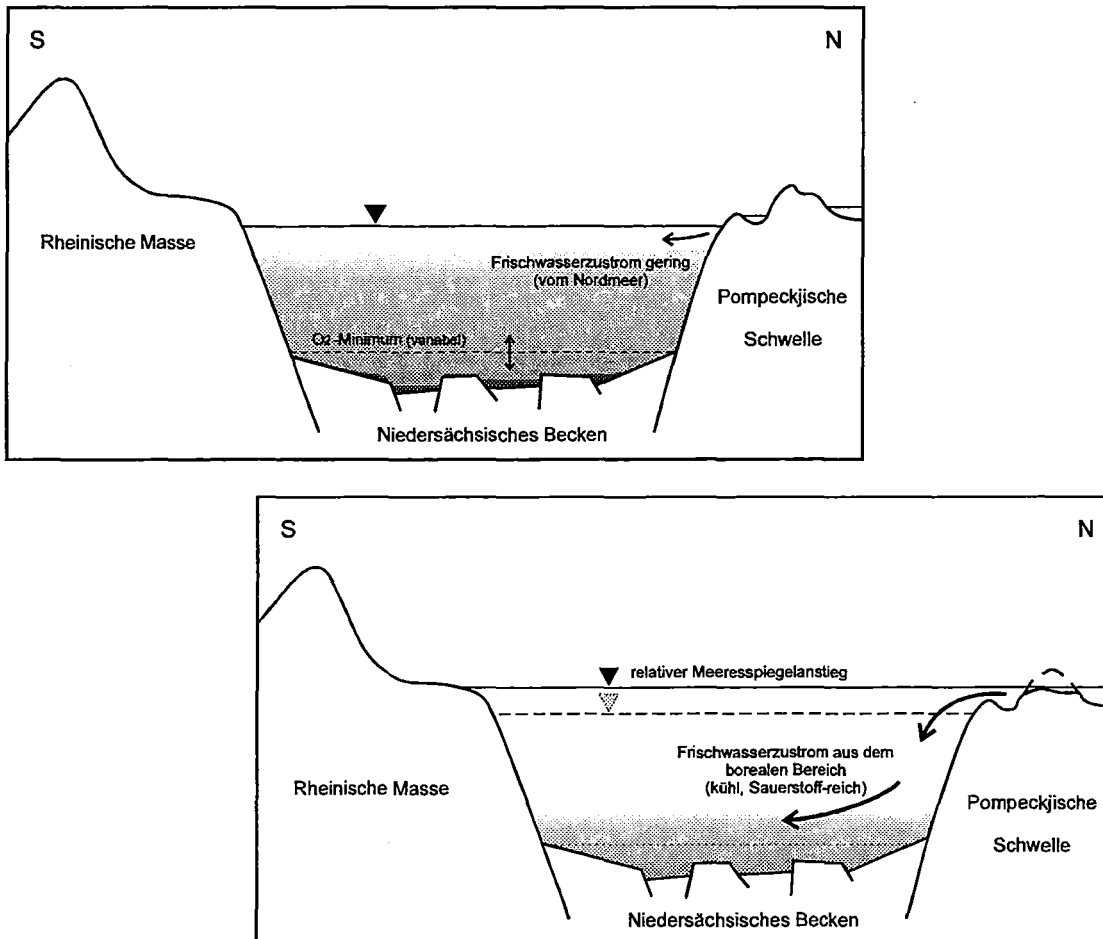


Abb. 42: Modell der ozeanographischen Situation im Niedersächsischen Becken für das obere Barrême und das untere Unterapt. Becken- und Schwellenmorphologie stark schematisiert. a) Blätersedimentation, b) Ablagerung der bioturbaten Tone.

Die Bildung der homogenen Tonelagen erfolgte unter Anwesenheit von Sauerstoff an der Sediment-Wasser-Grenzfläche. Bereits die Bioturbation der Sedimente läßt diese Schlußfolgerung zu. Die geochemische Redox-Charakterisierung bestätigte den Befund, das Pri/Phy-Verhältnis lieferte dagegen keine zuverlässigen Aussagen. Der Anteil an Vitriniten ist in den homogenen Tonen erhöht; ein Unterschied, der sich auch in der Kerogenqualität ausdrückt (Typ III $\leftrightarrow$ Typ II). Die relativ hohen Corg-Gehalte ($\approx 2,3$ Gew.%) deuten auf zumindest disaerobe Verhält-

nisse an der Sediment-Wasser-Grenzfläche hin (1,0 - 0,1 ml O₂/l sensu TYSON, 1987), da Hinweise auf eine erhöhte Oberflächenproduktivität fehlen (vgl. RACHOLD, 1994). Zudem spricht auch die Abwesenheit von Foraminiferen und anderen Kalkschalern für einen geringen Sauerstoffgehalt (CaCO₃-Gehalt in den meisten bioturbaten Lagen nahe 0 %; vgl. MICHAEL, 1979).

Die genannten Produktions-, Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen sind die Folge einer temporär eingeschränkten Wasserzirkulation innerhalb des Niedersächsischen Beckens. Bei mangelndem Austausch mit dem borealen Nordmeer etablierte sich eine stratifizierte Wassersäule. Die absterbende Biomasse entzog den unteren Wasserschichten den Sauerstoff, so daß es zur Bildung laminierter, Corg-reicher Blättertone kam (Abb. 42). Diese Lagen sind beckenweit nicht korrelierbar und ihre Anzahl nimmt zum Beckenrand hin generell ab (vgl. u. a. MICHAEL, 1974, 1979; MUTTERLOSE & HARDING, 1987; KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Die zeitgleiche Bildung von laminierten Sedimenten in anderen Randbereichen der kreidezeitlichen Nordsee wird von einigen Autoren vermutet, ist jedoch nicht zweifelsfrei bewiesen (vgl. RAWSON & MUTTERLOSE, 1983; THOMSEN, 1989). Die Schwarzschieferbildung wird demnach entscheidend durch die interne Beckenmorphologie gesteuert. Dieses Szenario entspricht dem sogenannten Stagnationsmodell (u. a. FISCHER & ARTHUR, 1977; THIERSTEIN & BERGER, 1978), wie es beispielsweise für Teile der heutigen Ostsee angewandt wird.

Durch eine zeitweise größere Verbindungen zur Nordsee konnten boreale Wassermassen in das Becken einströmen (Abb. 42). Die erhöhte Umwälzung zerstörte die Schichtung der Wassersäule. Der Meeresboden geriet unter Sauerstoffeinfluß und die benthonischen Organismen eroberten ihren Lebensraum zurück. Der verminderte Liptinitgehalt und die geringeren HI-Werte der homogenen Profilabschnitte gehen auf die degradierende Wirkung des Sauerstoffs zurück. Die planktonische Lebewelt war klar durch Kaltwasserformen geprägt, die durch ein Nord-Süd gerichtetes Strömungssystem ins Niedersächsische Becken gelangten (KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Die Frage nach den primären Ursachen für den Zustrom borealer Wassermassen kann nicht abschließend beantwortet werden. Neben klimatisch induzierten Transgressionen sind auch tektonisch Differentialbewegungen nicht auszuschließen. Aufgrund der sich abzeichnenden Milankovitch-Zyklen im Unterapt wird hier der erstgenannte Einflußfaktor favorisiert.

- Die für das Oberbarrême rekonstruierten Faziesbedingungen bestehen nach den geochemischen Daten in ihren Grundzügen bis ins **unterste Apt** (unteres Teilprofil) fort. Wesentlicher Unterschied ist die starke Zunahme der Karbonatakkumulation in den Blättertonen, während die Corg-Gehalte auf gleichem Niveau verbleiben. Veränderungen in der Zusammensetzung des extrahierbaren organischen Materials (Bitumen) zeigten sich nicht (Kap. 5.1, 5.2). Offenbar liefer-

ten die kalkbildenden Organismen keinen signifikanten Beitrag zu dem heute überlieferten organischen Material. Die Lamination wird in erster Linie durch die lagig sedimentierten, kalkigen Nannofossilien aufgezeichnet (CEPEK & KEMPER, 1981; MUTTERLOSE & HARDING, 1987; MUTTERLOSE, 1991) und nicht, wie im CaCO₃-armen Oberbarrême, durch eingeregelter Algen (GAIDA et al., 1981). Die verstärkte Karbonatproduktion spiegelt das Klimageschehen in der mittleren Kreide wider. Im Verlauf des Apt steigen die Temperaturen allmählich an, um im Alb ihren Höhepunkt zu erreichen (SCHOLLE & ARTHUR, 1980; WEISSERT, 1989). In Zeiten verstärkten Frischwasserzuströms (homogene Tone) behindert der "Kälteimport" aus dem Nordmeer vermutlich die Karbonatproduktion. Bei mangelndem Wasseraustausch (Blättertone) konnte sich das Niedersächsische Becken durch die atmosphärische Temperatureinwirkung stärker erwärmen, was zu einer verstärkten Kalkproduktion führte.

● Noch im **unteren Unterapt** kommt es dann offensichtlich zu einem einschneidenden Wandel der Ablagerungssituation. Es treten nun erstmals in dem betrachteten Zeitintervall auch Corg-arme Horizonte auf (< 1 Gew.%). Der geringe Corg-Gehalt einzelner Lagen korreliert mit einer Vitrit-dominierten Mazeralzusammensetzung und einer entsprechenden Kerogenqualität (Typ III). Insbesondere der Relativanteil der resedimentierten Oberkarbonpartikel ist in diesen Schichten erhöht. Die eingeschalteten Blättertone und der nachfolgende Fischechiefer belegen, daß sich der ozeanographische Umbruch uneinheitlich vollzieht ($\Rightarrow$ *Übergangsbereich*). Während das Unterapt aus lithologischer und sedimentpetrographischer Sicht sowie aufgrund der Benthosvergesellschaftung übergangslos an das Oberbarrême anschließt, deuten die organisch-petrologischen und organisch-geochemischen Daten einen Wandel an (vgl. MUTTERLOSE, 1991, 1991; KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Zu den Auffälligkeiten in diesem Profilbereich zählen die geringen Karbonatgehalte zweier Blättertone (< 5 Gew.%), die mit moderaten Corg-Gehalten einhergehen, der geringe Corg-Anteil in dem obersten Blätterton ($\approx$ 0,75 Gew.%), der demgegenüber einen moderaten CaCO₃-Gehalt aufweist.

Die lagenweise verminderten Corg-Gehalte und die terrestrisch geprägte Mazeralzusammensetzung werden mit einem temporär oxischen Milieu in Verbindung gebracht, das auf vermehrten Kaltwasserzuström via Pompeckjischer Schwelle zurückzuführen ist. Die geochemische Redox-Charakterisierung untermauert diese Interpretation. Mit hinreichender Sicherheit kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die ozeanographische Situation des Niedersächsischen Beckens in dieser Zeitscheibe weiterhin vom borealen Nordmeer geprägt wurde. Die biogene Karbonatproduktion ist durch den Zustrom der kalten Wassermassen eingeschränkt; paläontologische Hinweise auf eine marine Verbindung zur Tethys gibt es nicht (vgl. KEMPER, 1987; MUTTERLOSE, 1992). Die durch den temporären Frischwasserzufluß bedingte Sauerstoff-

sättigung erreichte erstmals ein Niveau, das die weitgehende Degradation des labilen organischen Materials (marine Liptinite, primäre Vitrinite) ermöglichte und zur Bildung Corg-armer Lagen führte. Der hohe Anteil an umgelagerten Partikeln zeugt demgegenüber von einer fort-dauernden Zufuhr terrigener Komponenten und Nährstoffe.

- Der markante **Fischschiefer**-Horizont (Übergangsbereich) lagerte sich analog zu den Blät-tertonen unter anoxischen Bodenwasserverhältnissen ab. Dies konnte durch die geochemische Redox-Charakterisierung zweifelsfrei belegt werden. Das Sauerstoffdefizit wird durch die ausgeprägte Lamination, die sich nur in einem lebensfeindlichen Milieu erhalten kann, sowie durch den hohen Bituminitanteil, das geringe Pri/Phy-Verhältnis, die hohe Extraktausbeute und den geringen Aliphatengehalt unterstrichen. Der im Vergleich zum umgebenden Gestein relativ hohe Corg-Gehalt (> 6 Gew%) geht in erster Linie auf die guten Erhaltungsbedingungen zurück, obwohl die Karbonatdaten und die hohe Konzentration der *n*-C15- und *n*-C17-Alkane eine erhöhte marine Primärproduktion andeuten.

Die Produktivitätsberechnungen nach BRALOWER & THIERSTEIN (1984) ergaben mit 170 gC/(m²a) einen Wert, der auf eine leicht überdurchschnittliche Bioproduktion im Oberflächenwasser schließen läßt (vgl. STEIN, 1991). Die Fertilität hatte jedoch nicht das Ausmaß, das in ausgesprochenen Hochproduktionsgebieten erreicht wird. In solchen "Upwelling"-Zonen wird die Corg-Erhaltung vermutlich allein durch die Sedimentationsrate und die Menge der abgestorbenen Organismen gesteuert (vgl. PEDERSEN & CALVERT, 1990; DEMAISON, 1991; PEDERSEN & CALVERT, 1991). Für die Zeit der Fischschiefer-Sedimentation konnte demgegenüber ein ver-ringerter Wasseraustausch mit der benachbarten Paläo-Nordsee abgeschätzt werden (< 7 %). Auch die anorganisch-geochemischen Untersuchungen von RACHOLD (1994) lieferten keine Anzeichen einer besonders erhöhten Produktivität.

Das mikroskopierbare organische Material wird von marinen Partikeln dominiert, wobei der hohe Bituminitgehalt als mutmaßliches Degradationsprodukt der marinen Fraktion zugerechnet wird (vgl. TEICHMÜLLER, 1982). Insbesondere die elongaten Alginite und die anorganischen Fischreste sind in die Hell-Dunkel-Feinschichtung eingeregelt. Die hellen Laminae stellen 5 bis 2 µm starke, monospezifische Coccolithenlagen dar (MUTTERLOSE, 1992). Vergleichbare Taphocoenosen gelten als charakteristisch auch für andere Schwarzschieferablagerungen Nord-westdeutschlands (MÜLLER & BLASCHKE, 1969; MUTTERLOSE & HARDING, 1987; THOMSEN, 1989; MUTTERLOSE, 1991). Sie werden von KEUPP & MUTTERLOSE (1994) auf saisonale Planktonblüten zurückgeführt. Die letztgenannten Autoren argumentieren auf der Basis eines markanten Wandels der Kalzispähren-Vergesellschaftung für einen Zusammenbruch des borealen Strö-

mungssystem, da im Fischeischiefer erstmals wieder tethyale Formen auftreten. Der faunistische und florale Umschwung an der Barrême-Apt-Grenze ist weltweit nachweisbar. Er wird von einigen Autoren mit einer erhöhten mittelozeanischen Aktivität, verstärktem Intraplattenvulkanismus ("superplume") und dadurch vermehrtem CO₂-Eintrag in die Atmosphäre in Verbindung gebracht (CALDEIRA & RAMPINO, 1991; LARSON, 1991 a, b; LARSON & OLSON, 1991).

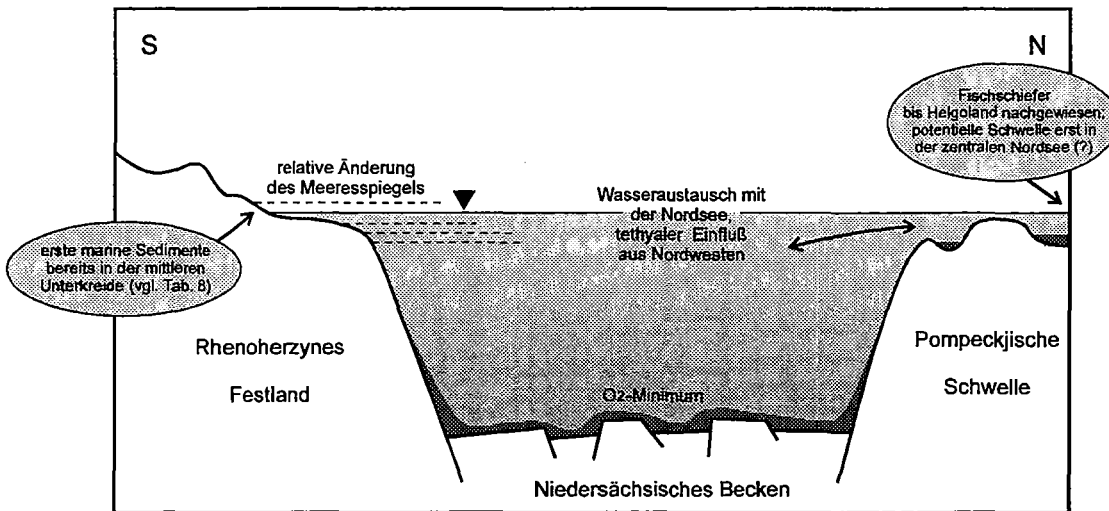


Abb. 43: Modell der ozeanographischen Situation im Niedersächsischen Becken für den Zeitraum der Fischeischiefersedimentation (Unterapt). Becken- und Schwellenmorphologie stark schematisiert.

Im Kontrast zu den Blättertonen findet sich der Fischeischiefer nicht nur im Niedersächsischen Becken, sondern auch weit darüber hinaus. Lithologisch und stratigraphisch identische Schwarzschiefer sind in den Buchten der Rheinischen Masse (WOLBURG, 1954), auf den Hochgebieten der Pompeckjischen Schwelle (KEMPER, 1973) und weiter nördlich bis Helgoland (GAIDA et al., 1981; WURSTER, 1962) und Dänemark (JENSEN & BUCHARD, 1987), auf Teilen der Russischen Plattform (ZIEGLER, 1990) und möglicherweise auch in Frankreich (vgl. Brèhèret, 1988) zu finden. Es könnten also überregionale Faktoren gewesen sein, die zu einer derart weiten Verbreitung des Fischeischiefers geführt haben. Der Schwarzschiefer fällt in ein stratigraphisches Niveau, das weltweit ähnliche Corg-reiche Sedimente hervorgebracht hat. Den angesprochenen Zeitraum (unteres Apt - oberes Alb) fassen SCHLANGER & JENKYN (1976) als erstes "oceanic anoxic event" (OAE 1) zusammen. Im Gegensatz zum OAE 2 (Cenoman/Turon-Grenze) gliedert sich das sogenannte "event" in eine Vielzahl einzelner Schwarzschieferlagen auf, für deren Entstehung nicht nur globale Faktoren verantwortlich gemacht werden können (u. a. TISSOT et al., 1980; SUMMERHAYES, 1981; RULLKÖTTER &

MUKHOPADHYAY, 1986; FUNNEL, 1987). Aus der Summe der verschiedenen Teillagen ist der aus Norditalien bekannte "Selli-Event" (PRATT & KING, 1986) hervorzuheben, da er möglicherweise zeitgleich mit dem borealen Fischechiefer gebildet wurde (COCCIONI et al., 1987; KEMPER & ZIMMERLE, 1982; vgl. Kap. 7).

Die Aussagen bezüglich der ozeanographischen Verhältnisse während der Fischechieferbildung sind teilweise widersprüchlich: RACHOLD (1994) wertet diesen Schwarzschiefer als Signal einer Unterapt-Transgression, während KEUPP & MUTTERLOSE (1994) eine begleitende Regression postulieren. Nach den organisch-geochemischen Untersuchungen sind sich der Fischechiefer und die Blättertone in vielerlei Punkten ähnlich (Kerogentyp, Corg-Gehalt, Redox-Verhältnisse, Extraktgehalte). Auch RACHOLD (1994) stellt die geochemische Verwandtschaft zu den Blättertonen heraus. Dennoch zeigen sich auch Unterschiede, die auf Veränderungen der Ablagerungsbedingungen zur Zeit des Fischechiefers schließen lassen. Erstmals in der Unterkreide ist eine Dominanz mariner organischer Partikel in der Mazeralzusammensetzung festzustellen, die sich auch in einem höheren n -C15- und n -C17-Gehalt widerspiegelt. Die außerordentlich guten Erhaltungsbedingungen für das organische Material waren über einen relativ langen Zeitraum hinweg konstant. Die gesteigerte Karbonatakkumulation im Fischechiefer und die auf einem hohen Niveau fluktuierenden Corg-Daten zeugen von einer veränderten Produktivität. Damit ergeben sich organisch-geochemische Indizien für einen Umbruch der marinen Strömungssysteme, der von MUTTERLOSE (1992) und KEUPP & MUTTERLOSE (1994) anhand paläontologischer Daten bewiesen werden konnte. Die größere regionale Verbreitung des Fischechiefers ist ein weiteres Kriterium, das diesen Laminit nicht einfach als "letzten Blätterton" erscheinen läßt.

Eine abschließende Bewertung dieses Leithorizonts ist schwierig. Vergleiche mit Daten aus dem Nordatlantik ergaben für das Unterapt keinen Hinweis auf ein global wirksames Sauerstoffdefizit. Auch die mögliche Parallelisierung mit dem "Selli-Event" Oberitaliens läßt einen identischen Steuerungsfaktor der Sedimentation zweifelhaft erscheinen, da der für Schwarzschiefer charakteristische, positive Sprung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Fischechiefer ausbleibt (SCHOLLE & ARTHUR, 1980; THUROW et al., 1992; LOKAY, 1994). Die konstant guten Erhaltungsbedingungen für das organische Material gelten als Indiz für eine fortwährend eingeschränkte Wasserkirkulation. Möglicherweise waren die Verbindungen zum borealen Nordmeer sehr begrenzt. Gleichzeitig drängten die warmen, salinaren Wassermassen aus der Tethys den borealen Zustrom in ganz Nordeuropa zurück. Dadurch könnte sich am Grunde der Paläo-Nordsee und in ihren Randbecken eine stagnierende Sauerstoffminimumzone etabliert haben (Abb. 43). Die

Vorkommen des Fischeschiefers in Dänemark und Helgoland zeigen an, daß der Pompeckjiblock keine wirksame Barriere mehr darstellte. Die Existenz einer anderen Schwellregion weiter nördlich wäre nach paläogeographischen Rekonstruktionen denkbar, ist jedoch nicht gesichert (vgl. ZIEGLER, 1990).

- Den organisch-geochemischen Daten zufolge setzte sich im Niedersächsischen Beckennach der Ablagerung des Fischeschiefers eine normal-marine Fazies durch (oberes Teilprofil). Sie hatte vom **Unterapt** bis in die **Oberkreide** (Cenoman) hinein Bestand (KEMPER, 1989). Über den Flachwasserbereich der Pompeckjischen Schwelle existierte ein breiter Austausch mit der kreidezeitlichen Nordsee. Zur Tethys hin bestand seit dem Oberapt eine marine Verbindung via Südengland und Nordfrankreich (MUTTERLOSE, 1992). Diese flachmarine Verbindung vertieften und verbreiterte sich bei fortschreitendem Meeresspiegelanstieg und erreichte im Unteralt das Pariser Becken (DESTOMBES et al., 1973; KEMPER, 1982 b). Anhand mariner Floren (*Obliquipithonelloida*-Zysten) läßt sich für das Niedersächsische Becken eine von Süden nach Norden gerichtete, warme Oberflächenströmung belegen, die wahrscheinlich seit dem Ende der *Prodeshayesites tenuicostatus*-Zone (Unterapt) Bestand hatte (KEUPP, 1992; KEUPP & MUTTERLOSE, 1994).

Die geochemischen Untersuchungen weisen das Ablagerungsmilieu eindeutig als sauerstoff-gesättigt aus. Der sehr geringe Corg-Gehalt, das Corg/S-Verhältnis, das relativ hohe Pri/Phy-Verhältnis und die Vorherrschaft wenig reaktiver Mazerale (resedimentierte Vitrinite und Inertinite aus dem Oberkarbon) sprechen für oxische Verhältnisse in der Wassersäule und den oberen Sedimentschichten. Wie die hohen Konzentrationen von *n*-C₂₁ und *n*-C₂₃ andeuten, war die organische Substanz in dieser Zeit einer starken aeroben Degradation unterworfen. Die Erhaltungsbedingungen insbesondere für das labile, autochthone Material waren schlecht. Dennoch konnte mit Hilfe der Chemofossilien sowohl autochthones marines als auch autochthones terrigenes Material identifiziert werden. Die Steranverteilung ermöglichte zudem eine klare Zuordnung der Sedimente zu einer offen-marinen, zeitweise küstennahen Fazies, ohne daß dieser Befund durch terrigene Einflüsse verwischt wurde. Demgegenüber gehen die durch die "Biomarker"-Verteilung angezeigten Maturitätsschwankungen in den Kirchrode-Proben eindeutig auf den Eintauch von Oberkarbonmaterial wechselnder Reife zurück.

Der geringe Anteil an (marinem) organischem Material in den Sedimenten erwies sich als problematisch. Im Oberalt von Kirchrode steht er im Widerspruch zu der großen Sedimentationsrate, die nach allgemeiner Modellvorstellung die Erhaltung der organischen Substanz begünstigen sollte (vgl. MÜLLER & SUESS, 1979; STEIN et al., 1986; SUMMERHAYES, 1987; STEIN, 1991).

Trotz einer generell hohen Sedimentations- bzw. Akkumulationsrate ist die Corg-Akkumulation jedoch extrem niedrig. Auch die nach STEIN (1986) berechnete Produktivität des Oberflächenwassers erbrachte äußerst geringe Werte. Sie liegt um den Faktor 15 unter den von STEIN (1991) angegebenen Werten einer normal-marinen Küstenfazies. Die mikropaläontologische Analyse erbrachte ebenfalls keine eindeutigen Informationen über Menge und Varianz der marinen Bioproduktion. Lediglich die Menge der benthonischen Organismen weist Schwankungen auf, die parallel zur Sedimentationszyklik verlaufen (P. CEPEK, J. FENNER, A. THIES & W. WEIß, mdl. Mtg.).

Der sich schnell vollziehenden Wechsel der Organofazies vom Fischschiefer zu den hangenden Hedbergellenmergeln (≈ 5.000 Jahre; LOKAY 1994) wurde durch den nunmehr ungehinderten Zustrom aus zwei unterschiedlichen Meerwasserprovinzen verursacht. Er ist die Folge einer weltweit nachweisbaren Transgression ($\Rightarrow$ "Treibhausklima"). Der Temperatur-, Salinitäts- bzw. Dichtekontrast verhinderte wahrscheinlich eine schnelle Mischung beider Wasserkörper (Abb. 44; vgl. DRAKE et al., 1978; KENNETT, 1982). Die resultierende Überschichtung des borealen Zustroms durch tethyale Wassermassen sorgte dafür, daß das kühle, O₂-reiche Wasser aus der Nordsee bis in die Tiefen des Sedimentbeckens gelangte, obwohl die Meeresverbindungen vergleichsweise flach waren. Nach den organisch-geochemischen Daten kam es in der jüngeren Unterkreide Niedersachsens jedoch nicht zu einem "Upwelling" von nährstoffreichem Tiefenwasser, das von KEMPER (1982 a, e) und RACHOLD (1994) postuliert wird. Eine erhöhte Akkumulation von organischem Kohlenstoff, wie sie für Auftriebsgebiete typisch ist (u. a. PARRISH & CURTIS, 1982), kann aus den untersuchten Sedimenten nicht abgelesen werden. Auch die Flammenmergel von Alfeld zeigen aus organisch-geochemischer Sicht keinerlei Charakteristika einer an das Auftriebsgeschehen gebundenen Sauerstoffminimumzone. Die berechneten Daten zur Sedimentakkumulation und Primärproduktion lassen demgegenüber sogar den Schluß zu, daß die geringen Corg-Gehalte in den Proben der Bohrungen Hoheneggelsen KB 3 und Kirchrode 1/91 nicht nur eine Folge des sauerstoffgesättigten Ablagerungsmilieus sind, sondern auch auf eine ungewöhnlich niedrige Oberflächenfertilität im Niedersächsischen Becken zurückgehen. Eine solch geringe Primärproduktion tritt besonders in Gebieten auf, in denen das Oberflächenwasser in größere Tiefen abströmt ("Downwelling"). Dadurch werden gleichzeitig die Nährstoffe abgeführt und die Produktivität in der photischen Zone sinkt (DRAKE et al., 1978; DUXBURY & DUXBURY, 1984). Für die Sedimente der Bohrung Kirchrode 1/91 ist ein küstennahes "Downwelling" als Ablagerungsmodell denkbar, das durch eine erhöhte Evaporation hervorgerufen wird (W. HAY, mdl. Mtg.). Nach dieser Vorstellung steigt der Salzgehalt im Oberflächenwasser infolge des trocken-warmen Klimas (u. a. KEMPER, 1979; KÜHN, 1995) und des damit verbundenen, geringen Süßwassereintrags so weit an, daß es aufgrund der höheren Dichte absinkt. Die Massenbilanz wird durch oberflächennah zuströmendes, entsprechend

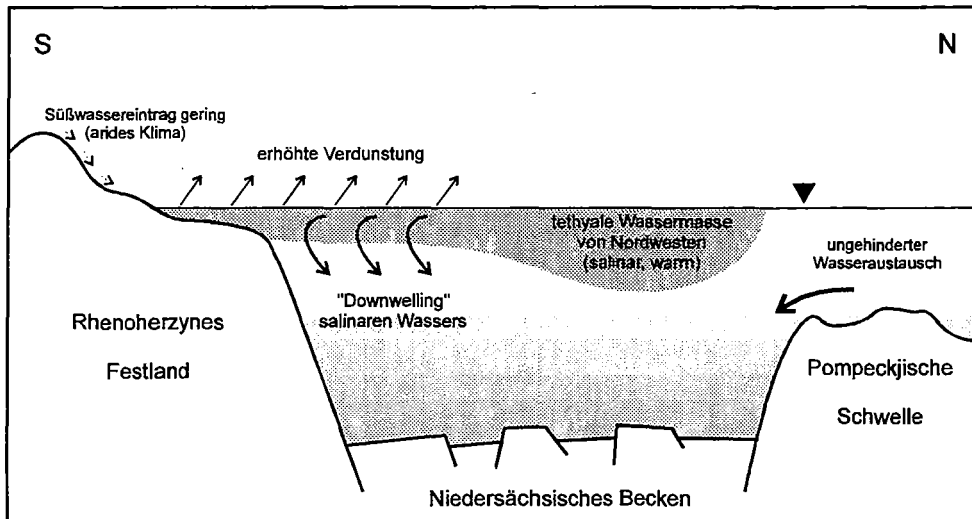


Abb. 44: Modell der ozeanographischen Situation im Niedersächsischen Becken für den Zeitraum nach der Ablagerung des Fischeisens (Unterapt - Oberapt). Becken- und Schwellenmorphologie stark schematisiert.

nährstoffarmes Wasser ausgeglichen (Abb. 44 und Darstellung in DUXBURY & DUXBURY, 1984). Die Folge sind sehr Corg-arme Sedimente mit einem geringen Anteil an marinem organischen Material, wie sie u. a. in Kirchrode erbohrt worden sind. Als rezente Beispiele für dieses Szenario werden von DUXBURY & DUXBURY (1984) das Mittelmeer und das Rote Meer angegeben.

Gemessen an den Unterschieden zwischen beiden Teilprofilen sind die Veränderungen innerhalb des oberen Schichtstapels sehr gering. Diese Schwankungen lassen sich daher nicht immer eindeutig bestimmten Steuerungsfaktoren zuordnen. Im mittleren Apt (Hoheneggelsen KB 3) ist ein geringfügiger Unterschied im Corg-Gehalt zwischen karbonatischen und stärker tonigen Sedimenten zu erkennen, wobei die leicht erhöhten Corg-Werte an die tonigen Bereiche gebunden sind. Schwankungen von stärker humiden zu stärker ariden Klimaphasen, die als Haupteinflußgröße gelten können, ziehen einen wechselnden Tonmineraleintrag nach sich (KÜHN, 1995), der wiederum die Erhaltungsbedingungen für das organische Material verändert. Aufgrund der sich verändernden *n*-Alkanverteilung und Tonmineralzusammensetzung ist jedoch eine reine Verdünnung zwischen marinem Karbonat und terrigenem Silikat auszuschließen (KÜHN, 1995; RULLKÖTTER et al., 1995). Möglicherweise bewirkte der erhöhte Nährstoffeintrag während der relativ humiden Klimaphasen eine Steigerung der marinen Primärproduktion ("Düngung"), die einen geringfügig erhöhten Corg-Gehalt der Proben nach sich zieht.

Die übergeordneten Schwankungen der Karbonatdaten von Kirchrode folgen offensichtlich dem sequenzstratigraphischen Muster der Bohrung (vgl. PROKOPH, 1994). Vermutlich veränderte sich die terrigene Verdünnung der marinen Sedimentkomponenten in Abhängigkeit von der Bewegung der Küstenlinie. Die faziesabhängige Relativverteilung der C27- C28- C29-homologen

Steran deutet für den unteren Bereich der Bohrung an, daß auch der Anteil der mit anderen Mitteln nicht identifizierbaren, terrigenen Primärkomponenten mit fortschreitender Transgression zurückgeht. Die sedimentpetrographischen Untersuchungen von KÜHN (1995) haben gezeigt, daß diese Variationen mit Veränderungen in der Tonmineralogie einhergehen. Der Befund wird allerdings durch eine mögliche Korngrößenfraktionierung bzw. einen Wechsel des terrestrischen Liefergebietes relativiert.

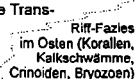
In Tabelle 8 ist die Entwicklung der Sedimentationsbedingungen für das Niedersächsische Becken zusammengefaßt und den Verhältnissen in benachbarten Ablagerungsräumen gegenübergestellt.

- Zyklische Sedimentationsmuster im **Milankovitch-Frequenzband** konnten in den dunklen, Corg-reichen Sedimenten des Oberbarrême und Unterapt nicht mit letzter Sicherheit nachgewiesen werden. Nach den bisher gewonnen Ergebnissen ist eine orbitale Steuerung des Sedimentationsgeschehens in Teilen der niedersächsischen Unterkreide jedoch wahrscheinlich. So treten in dem dichten Corg-Datensatz der Bohrung Hoheneggelsen KB 40 Frequenzen hervor, deren Verhältnis untereinander gut mit denen des Milankovitch-Spektrums korreliert. Die Abweichungen zu den Zeitangaben von BERGER & LOUTRE (1989) beträgt maximal 100 Jahre. Folgt man dieser Interpretation, läßt sich für den **Fischschiefer** eine Sedimentationsrate von rund 3,2 cm/1.000 Jahre angeben. Die Ablagerungszeit für diesen markanten Schwarzschiefer beträgt demnach rund 60.000 Jahre. Aufgrund der starken regionalgeologischen Einflüsse (Salztektonik, Beckenkonfiguration, evtl. stark schwankende Sedimentationsraten) erscheint ein multidisziplinärer Ansatz erfolgversprechend, wie er im Fall der Bohrung Kirchrode 1/91 praktiziert wurde. Die sich abzeichnenden Zyklen werden durch Schwankungen der Redox-Bedingungen gesteuert. Ob es sich primär um Redox-Zyklen handelt, die auf eine stratifizierte Wassersäule zurückgehen, oder ob Variationen der Oberflächenproduktivität in erster Linie Einfluß auf die Corg-Akkumulation nehmen, muß offen bleiben (vgl. PEDERSEN & CALVERT, 1990; DEMAISON, 1991; PEDERSEN & CALVERT, 1991).

- In der Bohrung **Kirchrode 1/91** konnten orbital gesteuerte Sedimentationsmuster erstmals auch für die ausgesprochen monotonen Oberalb-Ablagerungen Niedersachsens nachgewiesen werden. Die Daten des karbonatisch gebundenen Kohlenstoffs zeigen zyklische Variationen mit einer Periode von 12 m, 5,2 m und 3 m, die den **Orbitalparametern** Exzentrizität 1 (92.000 a), Inklination (39.000 a) und Präzession (23.000 a) zugeordnet werden. Möglicherweise drückt sich in den CaCO₃-Daten ein weiterer, langwelliger Exzentrizitätszyklus aus, der in der Fourier-

Tabelle 8

Das Ablagerungsgeschehen im jüngeren Mesozoikum (Oberjura - Oberkreide) für das Niedersächsische Becken und die angrenzenden Sedimentationsräume. Angaben zu den hier nicht untersuchten Regionen und Zeitintervallen nach SCHUSTER & WOLBURG (1963), SCHOTT et al. (1967/1969), MICHAEL & PAPE (1971), KEMPER (1976, 1982 b), BOIGK (1981), LOMMEZHEIM (1988), BEST et al. (1989), THOMSEN (1989), ZIEGLER (1990), MUTTERLOSE (1992), WALTER (1992), KEUPP & MUTTERLOSE (1994) sowie nach mdl. Mitg. von C. BÜKER und G. NEUNZERT.

	Niedersächsisches Becken	Münsterländer Bucht	Pompeckjische Schwelle	Nordsee	Polnische Senke
Oberkreide	Schwarzschiefer in Salzstockrandsenken an der Cenoman/Turon-Grenze (zusammen maximal 10 m)	ab dem Untercenoman Küstenlinie im heutigen Ruhrgebiet (Grünsande)	normal-marine ("Pläner- und Schreibkreide-Fazies")	normal-marine ("Schreibkreide-Fazies")	normal-marine (2.000 m "Schreibkreide-Fazies")
Alb	normal-marine (möglicherweise küstennahes "Downwelling" des Oberflächenwassers)	normal-marine bis ins Maastricht (Kalke, Plänerkalke, "Emechermergel", karbonatliche Sandsteine)	ab dem Alb vollständig überflutet ⇒ marine graue Tone (ca. 1,5 m Alb bei Helgoland) (ca 12 m Alb bei Eiderstedt)	ab dem Alb sämtliche Hochgebiete überflutet	normal-marine Tonmergel und Mergel
Apt	Mergel, Mergeltone und Tonmergel überwiegend sehr Corg-arm (im Zentralteil 300 m Apt)	Transgression aus Richtung Nordwesten ab dem Unteralb	Transgression	Transgression	flachneritische Tone und Sande
Barrême	Transgression dunkle Tone zeitweise anoxisch eingeschränkter Wasseraustausch (> 200 m Tone) Regression	erste marine Sedimentation in Randlagen (Egge- und Altstätter Bucht)	seit dem Keuper überwiegend Festland	Corg-reiche Tone im Barrême und Apt ("Munk Marl", Fischschiefer)	Transgression
Hauterive	marine Fazies fortschreitende Transgression (400 m Ton) 	Festland	(marine Ablagerungen sind auf Salzstockrandsenken und flache Meeresarme zwischen dem Niedersächsischen Becken und der Nordsee beschränkt)	überwiegend normal-marine (Tone und Mergel)	brackisch-lakustrin (Karpatische Seeweg geschlossen) Regression
Valangin	marine Fazies (stenohaline Fauna) (ca. 200 m dunkle Tone) Transgression		Überflutungen im Bereich der heutigen Elbmündung und in Ostfriesland (Tonsteine, teilweise bituminös)	Corg-reiche Tone ("Kimmeridge Clay")	flachneritische Tone und Sande
Berrias	"Wealden" brackisch-lakustrin				(Karpatische Seeweg geöffnet) Transgression
oberer Jura	kurzzeitige, marine Ingressionen via Holland		starke Heraushebung im oberen Jura	Transgression	brackisch-lakustrin  Evaporite Regression

Analyse jedoch nicht hervortrat. Die Periodendauer dieser Schwankungen liegt bei 450.000 bis 500.000 Jahren. Unter Berücksichtigung der Daten zur Sedimentakkumulation (Kap. 5.1.2.2) und der Ergebnisse anderer BCCP-Mitarbeiter lassen sich die Karbonatvariationen im nordwestdeutschen Oberalb auf eine klimatisch induzierte, klastische Verdünnung der marinen Sedimentkomponenten zurückführen (u. a. PROKOPH et al., 1993). Sie bilden den mehrfachen Wechsel von stärker ariden und stärker humiden Klimaphasen ab, der eine Veränderung des terrigenen Eintrags zur Folge hat. Regelmäßige Schwankungen der Corg-Gehalte im obersten Oberalb (0 - 40 m Bohrteufe) lassen sich nicht eindeutig ansprechen. Möglicherweise tritt hier ein Produktivitätssignal hervor, da auch andere Parameter (P, Ba, Faunenzusammensetzung) in diesem Zeitintervall eine signifikante Veränderung erfahren (J. FENNER, mdl. Mtlg.; RACHOLD, 1994).

- Durch die organisch-geochemischen Daten konnten die bereits bestehenden Modelle zur ozeanographischen Entwicklung des Niedersächsischen Beckens verfeinert bzw. in Frage gestellt werden. Darüber hinaus ermöglichen die Untersuchungsergebnisse Angaben zur **Klimaevolution** während der Unterkreide. Die feine Lamination der Blättertone und des Fischschiefers gilt als Ausdruck jahreszeitlicher Schwankungen in der Oberflächenproduktivität. Während die hellen, karbonatischen Laminae eine sommerliche Planktonblüte repräsentieren, bilden die dunklen, Corg- und Ton-reichen Laminae die Hintergrundsedimentation ab (KEUPP & MUTTERLOSE, 1994). Bei der mikroskopischen Betrachtung der Gesteinsanschliffe konnte eine durchhaltende Lamination mit einer Anreicherung von organischem Material in distinkten Lagen allerdings nicht beobachtet werden (Foto G; vgl. Fotos in JANKOWSKI & LITKE, 1986). Der hohe Anteil terrigener Mazerale im Barrême und Unterapt deutet auf einen effizienten Abtrag der festländischen Oberkarbongesteine unter humiden bis semihumiden Klimabedingungen hin. Funde von Großreptilien und subtropischer Flora in unterkretazischen Karstschloten des Rheinischen Schiefergebirges stützen diese Aussage (LANSER, 1987). Der Wechsel Corg-reicher Laminite mit relativ Corg-ärmeren, homogenen Tönen kann nicht zweifelsfrei auf klimatische Einflüsse zurückgeführt werden. Die verbesserte Corg-Akkumulation resultiert nur zum Teil aus einer erhöhten Produktivität. Wesentlicher Faktor war jedoch der eingeschränkte Wasseraustausch mit benachbarten Meeresgebieten. Die detaillierte CaCO₃-Analyse hat für die Bohrung Hoheneggelsen KB 50 (Oberbarrême - Unterapt) ergeben, daß innerhalb der beprobten Blättertonlagen ein deutlicher Anstieg der Karbonatsedimentation zu verzeichnen ist. Möglicherweise spiegelt sich darin die allmähliche Erwärmung der Erdatmosphäre wider. Der endgültige ozeanographische Wandel im Unterapt läßt sich mit einem ersten klimatischen Maximum parallelisieren. Nach einer Epoche gemäßigter Temperaturen mit saisonalen Schwankungen führt das zunehmende "Treibhausklima" zu einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels (VAIL et al.,

1977; HAQ et al., 1987). Die erhöhte Produktion ozeanischer Kruste ("superplume") und der begleitende Vulkanismus erzeugte einen Anstieg des "Treibhausgases" CO₂ (CALDEIRA & RAMPINO, 1991; LARSON, 1991 a, b; LARSON & OLSON, 1991). Das System reagiert auf diese Gleichgewichtsverschiebung mit einer verstärkten Akkumulation von organischem Kohlenstoff in den Ozeansedimenten (SCHLANGER & JENKINS, 1976; ARTHUR et al., 1990). Ob der nordwestdeutsche Fischechiefer als typischer Repräsentant dieser Lithologie gelten kann, ist nach wie vor ungeklärt. Insbesondere die negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus der Bohrung Hoheneggelsen KB 40 (LOKAY, 1994) widersprechen einer solchen Hypothese.

Der weltweite Temperaturanstieg erreichte im Alb und an der Cenoman/Turon-Grenze zwei Gipfelpunkte (u. a. BARRON, 1983). Neben diesem generellen klimatischen Trend lassen sich in der borealen Unterkreide Niedersachsens auch geringfügigere Variationen erkennen. Die ansteigende Sedimentationsrate im Mittellapt (Hoheneggelsen KB 3), die sich u. a. in einer verstärkten Corg-Akkumulation äußert, ist möglicherweise auf Klimaveränderungen zurückzuführen. Ein kühleres Intermezzo mit gemäßigt-humiden Bedingungen könnte die Erosion der Festlandsgebiete verstärkt haben (vgl. KÜHN, 1995). Im Oberalb (Kirchrode 1/91) dominiert ein subarides Klima, das von RACHOLD (1994) und KÜHN (1995) mit einer Zunahme der Smektit- und Quarzgehalte belegt wird. Für einen geringen Süßwassereintrag spricht auch das "Downwelling"-Modell, das für das Oberalb aufgrund der organisch-geochemischen Datenlage entwickelt wurde. Die Niederschläge jener Zeit haben jedoch ausgereicht, um fortdauernd Oberkarbonmaterial zu erodieren, wie der große Anteil an hochreifen Vitriten in den Gesteinen belegt. Relativ kurzfristige Schwankungen von stärker humiden und stärker ariden Klimaphasen bildeten sich in den Sedimenten als orbital gesteuerte Verdünnungszyklen ab. Ein intensiviertes Erosionsgeschehen in humiden Zeitabschnitten führte jeweils zu einem Anstieg des Tonmineraleintrags und damit zur relativen Abnahme der gemessenen CaCO₃-Gehalte. Parallel dazu verstärkte sich auch der Eintrag von Landpflanzen, wie es die erhöhten *n*-C₂₇- und *n*-C₂₉-Gehalte in den Karbonat-armen Proben belegen (Kap. 5.2.2).

- Ein Vergleich der Daten des BCCP mit Ergebnissen aus anderen Ozeanregionen hat gezeigt, daß die **überregionale Parallelisierung** nur schwer möglich ist. Ähnliche geochemische Befunde im Nordatlantik oder der Tethys gehen zum Teil auf ganz unterschiedliche ozeanographische Rahmenbedingungen zurück. So war das Ablagerungsmilieu in den Weltmeeren durch größere Wassertiefen und eine stärkere Wasserzirkulation geprägt. Die Akkumulation Corg-reicher Sedimente wurde durch schnelle Turbiditätsströme oder Auftriebsphänomene begünstigt und nicht durch eine stratifizierte Wassersäule, wie es im nordwestdeutschen Barrême und Unterapt

der Fall war. Trotz teilweise übereinstimmender Daten lassen sich demnach keine globalen Einflußfaktoren belegen (RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986). Auf der anderen Seite führte ein sauerstoffgesättigtes Umfeld zur Ablagerung Corg-armer Gesteine mit einem hohen Anteil terrigener Mazerale und entsprechend geringen HI-Werten (RULLKÖTTER & MUKHOPADHYAY, 1986). Durch die von VAIL et al. (1977) belegte, weltweite transgressive Entwicklung etablierten sich in dieser Zeit auch im Niedersächsischen Becken normal-marine Verhältnisse. Besonders hervorzuheben ist erneut der geringe Corg-Gehalt in den Proben der Bohrung Kirchrode 1/91, der nicht in die für den Atlantik erarbeiteten Gesetzmäßigkeiten integriert werden kann (vgl. STEIN, 1987; SUMMERHAYES, 1987). Auch die auf dieser Basis berechnete Paläoproduktivität fällt aus dem Rahmen der Literaturangaben.

- Aufgrund der detaillierten, multidisziplinären Analyse des Kirchrode 1/91-Kerns haben sich vielerlei Ansatzmöglichkeiten für **weitere Untersuchungen** ergeben. Im gleichen stratigraphischen Niveau (Oberalb) wäre die Suche nach zyklischen Sedimentationsmustern in den von Salztektunik nicht oder minimal beeinflussten Bereichen des Niedersächsischen Beckens sicherlich sinnvoll. In den Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91 konnten die Orbitalzyklen in der oberen *Mortoniceras rostratum*-, in der unteren *Callihoplites auritus*-, sowie in der *Hysterocheras varicosum*- und der *Hysterocheras orbigny*-Subzone aufgrund der unruhigen Sedimentation nicht nachgewiesen werden. Dies gilt ebenso für die hier nicht untersuchten Zeitabschnitt. Für die interessanten Schwarzschieferhorizonte des Hauptblättertens und des Fischeschiefers müßte die einwandfreie Identifikation der sich abzeichnenden Zyklen in einem wesentlich dichteren Probenraster erfolgen, als bisher geschehen (vgl. LOKAY, 1994; NEHBE, 1994). Deartige Untersuchungen könnten auch dazu beitragen, die überregionale Verbreitung des Fischeschiefers und die Beckenentwicklung innerhalb dieser ozeanographischen Wendezeit genauer zu beleuchten.

Betrachtet man die eingangs formulierten Fragestellungen (Seite 2), so wird ersichtlich, daß nicht in allen Bereichen befriedigende Antworten herausgearbeitet werden konnten. Es ließ sich keine Wechselwirkung zwischen dem recht hohen terrigenen Mazeraleintrag und der Produktion und Akkumulation von marinem organischem Material feststellen. Möglicherweise liegt die Crux auch hier in der Menge des marinen organischen Kohlenstoffs, die, wie bereits mehrfach dargestellt, nur durch eine ozeanographische Ausnahmesituation erklärt werden kann (möglicherweise küstennahes "Downwelling"; vgl. DUXBURY & DUXBURY, 1984). Weitere Analysen, insbesondere an Profilen mit weniger hohen Sedimentationsraten, könnten die Befunde aus dem Oberalb von Kirchrode verifizieren.

Die Menge der resedimentierten Oberkarbon-Partikel ließ sich demgegenüber recht sicher quantifizieren. Trotz einer Wassertiefe von ca. 600 m (KEMPER, 1982 c) und Transportentfernungen von mindestens 30 km (vgl. Abb. 4) zeigten sie eine große Resistenz gegenüber dem oxidativen bzw. abrasiven Abbau. Die flächendeckende Analyse des Oberkarbon-Eintrags über mehrere Bohrlokationen hinweg könnte somit eine seriöse Massenbilanzierung der festländischen Erosionsbeträge ermöglichen. Damit wäre eine wichtige Einflußgröße für die **computer-gestützte Beckensimulation** bestimmt, für die es bisher nur grobe Annahmen gibt.

9. Literaturverzeichnis

- AGER, D.V. (1981): Major marine cycles in the Mesozoic.- J. Geol. Soc. London, 138, 159-166.
- ARNOLD, H. (1976): Kreide.- in: Akademie für Raumforschung und Landesplanung (Hrsg.): Deutscher Planungsatlas Band I: Nordrhein-Westfalen, 8, 23-25.
- ARTHUR, M.A. & DEAN, W.E. (1986): Cretaceous palaeoceanography.- in: TUCHOLKE, B. & VOGT, P. (Hrsg.): Decade of North American Geology, Western North Atlantic synthesis, Geol. Soc. Amer. 617-630.
- ARTHUR, M.A., DEAN, W.E., BOTTJER, D. & SCHOLLE, P.A. (1984): Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: the primary diagenetic origin of Milankovitch-like cycles.- in: BERGER, W.H., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, part 1, NATO ASI Series C, 126, 191-222.
- ARTHUR, M.A., DEAN, W.E. & SCHLANGER, S.O. (1985): Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to the climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂.- in: SUNDQUIST, E.T. & BROECKER, W.S. (Hrsg.): The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present, Am. Geophys. Union, Geophys. Monograph, 32, 504-529.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeogeographic controls on organic-matter production and preservation.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 401-420.
- ARTHUR, M.A., BRUMSACK, H.-J., JENKYN, H.C. & SCHLANGER, S.O. (1990): Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences.- in: GINSBURG, R.N. & BEAUDOIN, B. (Hrsg.): Cretaceous resources, events and rhythms, NATO ASI Series C, 304, 75-120.
- BARRON, E.J. (1983): A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem.- Earth-Science Rev., 19, 305-338.
- BARRON, E.J., ARTHUR, M.A. & KAUFFMAN, E.G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate.- Earth Planet. Sci. Lett., 72, 327-340.
- BASKIN, D.K. & PETERS, K.E. (1992): Early generation characteristics of a sulphur-rich Monterey kerogen.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 76, 1-13.
- BENDER, M.L. & HEGGIE, D.T. (1984): Fate of organic carbon reaching the seafloor: a progress report.- Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 977-986.
- BERGER, A. (1988): Milankovitch theory and climate.- Rev. Geophys., 26, 624-657.

- BERGER, W.H. (1991): Produktivität des Ozeans aus geologischer Sicht: Denkmodelle und Beispiele.- Z. dt. geol. Ges., 142, 149-178.
- BERGER, W.H. & LOUTRE, M.F. (1989): Pre-Quaternary Milankovitch frequencies.- Nature, 342, 133.
- BERGER, W.H. & ROTH, P.H. (1980): Oceanic micropaleontology: progress and prospects.- Rev. Geophysics and Space Physics, 13, 561-585 and 624-635.
- BERGER, W. H. & WEFER, G. (1992): Klimageschichte aus Tiefseesedimenten.- Naturwissenschaften, 79, 541-550.
- BERNER, R.A. (1984): Sedimentary pyrite formation: an update.- Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 605-615.
- BEST, G., ELSTNER, F. & KEMPER, E. (1989): Jüngere Unterkreide und Cenoman in der südlichen Nordsee und in Schleswig-Holstein.- Geol. Jb., A 113, 317-336.
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.- in: ZIEGLER, P.A. (Hrsg.), Compressional intra-plate deformations in the alpine foreland, Tectonophysics, 137, 127-170.
- BETZER, P.R., SHOWERS, W.J., LAWS, E.A., WINN, C.D., DITULLO, G.R. & KROOPNICK, P.M. (1984): Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean.- Deep-Sea Res., 31, 1-11.
- BINOT, F., GERLING, W., HILTMANN, W., KOCKEL, F. & WEHNER, H. (1991): The Petroleum Systems in the Lower Saxony Basin.- EOG -Konferenz Florenz, Basin Analysis & Modelling II, 24.
- BLUMER, M. (1973): Chemical fossils: trends in organic geochemistry.- Pure Appl. Chem., 34, 591-909.
- BLUMER, M., GUILLARD, R.R. & CHASE, T. (1971): Hydrocarbon of marine phytoplankton.- Marine Biology, 8, 183-189.
- BOND, G.C. (1978): Speculations on real sea level changes and vertical motion of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary period.- Geology, 6, 247-250.
- BOND, G.C. (1979): Evidence for some uplifts of large magnitude in continental platforms.- in: McGETCHIN, T.R. & MERILL, R.B. (Hrsg.): Plateau Uplift: model and mechanism, Tectonophysics, 61, 285-305.
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdgas in der Bundesrepublik Deutschland.- 330 S., Stuttgart.
- BRALOWER, T.J. & THIERSTEIN, H.R. (1984): Low productivity and slow deep-water circulation in mid-Cretaceous oceans.- Geology, 12, 614-618.
- BRAMLETTE, M.N. (1965): Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time.- Science, 148, 1696-1699.
- BRASS, G.W., SOUTHAM, J.R. & PETERSON, W.H. (1982): Warm saline bottom waters in the ancient ocean.- Nature, 296, 620-623.

- BRASSELL, S.C. & EGLINTON, G. (1983): The potential of organic geochemical compounds as sedimentary indicators of upwelling.- in: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): Coastal upwelling: its sedimentary record, NATO Conf. Ser. IV, 10 A, 545-571.
- BRASSELL, S.C., EGLINTON, G. & HOWELL, V.J. (1987): Palaeoenvironmental assessment of marine organic-rich sediments using molecular organic geochemistry.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 79-98.
- BRAY, E.E. & EVENS, E.D. (1961): Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 22, 2-15.
- BRÈHÈRET, J.G. (1988): Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien albien de la partie pélagique du bassin vocontien.- *Bull. Soc. Geol. France*, ser. 8, 4, 349-356.
- BRUMSACK, H.-J. (1983): A note on Cretaceous black shales and recent sediments from oxygen deficient environments: paleoceanographic implications.- in: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): Coastal upwelling: its sediment record, NATO Conf. Ser. IV, 10 A, 471-484.
- BRUMSACK, H.-J. (1986): The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California.- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): North Atlantic palaeoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., 21, 447-462.
- BRUMSACK, H.-J. (1988): *Rezente, C_{org}-reiche Sedimente als Schlüssel zum Verständnis fossiler Schwarzschiefer*.- Habilitationsschrift, 126 S., Göttingen.
- BUNTEBARTH, G. (1985): Das Temperaturgefälle im Dach des Bramscher Massivs aufgrund von Inkohlungsuntersuchungen im Karbon von Ibbenbüren.- *Fortschr. Geol. Reinld. u. Westf.*, 33, 255-264.
- CALDEIRA, S.E. & RAMPINO, M.R. (1991): The mid-Cretaceous super plume, carbon dioxide, and global warming.- *Geoph. Res. Lett.*, 18, 987-990.
- CEPEK, P. & KEMPER, E. (1981): Der Blättertonstein des nordwestdeutschen Barrême und die Bedeutung des Nannoplanktons für die fein laminierten, anoxisch entstandenen Gesteine.- *Geol. Jb.*, A 58, 3-13.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B. & HOWARTH, F. (1979): Adria, the African promontory.- *Earth Sci. Rev.*, 15, 313-392.
- CHAPPE, B., ALBRECHT, P. & MICHAELIS, W. (1982): Polar lipids of archaeobacteria in sediments and petroleum.- *Science*, 217, 65-66.
- COCCIONI R., NESCI, O., TRAMONTANA, M., WEZEL, F.-C. & MORETTI, E. (1987): Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittilitico" alla base delle Marne a Fucidi nell'Appennino umbro-marchigiano.- *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 106, 183-192.
- COOL, T.E. (1982): Sedimentological evidence concerning the paleoceanography of the Cretaceous western North Atlantic Ocean.- *Palaeo. Palaeo. Palaeo.*, 39, 1-35.

- COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D. (1989): Inversion tectonics.- Geol. Soc. London, Spec. Publ., 44, 375 S., London.
- CORNFORD, C. (1979): Organic petrography of Lower Cretaceous shales at DSDP Leg 47b Site 398, Vigo Seamount, eastern North Atlantic.- in: SIBUET, J.-C., RYAN, W.B.F. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 47, 523-527.
- COTILLON, P. (1987): Bed scale cyclicity of Pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide-control.- Marine Geol., 78, 109-123.
- CRUMIÈRE, J.-P., CRUMIÈRE-AIRAUD, C., ESPITALIÉ, J. & COTILLON, P. (1990): Global and Regional Controls on Source-Rock Deposition and Preservation: The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (CTOAE) on the European Tethyan Margin (southeastern France).- in: HUC, A.Y. (Hrsg.): Deposition of Organic Facies, AAPG Studies in Geology, 30, 107-118.
- CRUX, J.A. (1989): Biostratigraphy and palaeogeographical applications of Lower Cretaceous nannofossils from north western Europe.- in: CRUX, J.A. & VAN HECK, S.E. (Hrsg.): Nannofossils and their applications, 143-211.
- DAVIS, J.C. (1973): Statistics and data analysis in geology.- 646 S., New York.
- DE BOER, P.L. (1982): Some remarks about the stable isotope composition of cyclic pelagic sediments from the Cretaceous Appennines (Italy).- in : SCHLANGER, S.O. & CITA, M.B. (Hrsg.): Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies, 129-143.
- DE BOER, P.L. & WONDERS, A.A.H. (1984): Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy).- in: BERGER, W.H., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, part 1, NATO ASI Series C, 126, 177-190.
- DEGENS, E.T. & ITTEKKOT, V. (1987): The carbon cycle - tracking the path of organic particles from sea to sediment.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 121-135.
- DE GRACIANSKY, P.C., BROSSE, E., DEROO, G., HERBIN, J.-P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., SIGAL, J. & SCHAAF, A. (1982): Les formations d'âge Crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique: paléogéographie et milieux de dépôt.- Rev. Inst. Franc. Petr., 37, 275-336.
- DE GRACIANSKY, P.C., BROSSE, E., DEROO, G., HERBIN, J.-P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., SIGAL, J. & SCHAAF, A. (1987): Organic-rich sediments and palaeoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 317-344.
- DEMAISON, G. (1991): Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic-rich sediments and sedimentary rocks?.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., Discussion, 75, 499.

- DEROO, G., HERBIN, J.P., ROUCACHÉ, J. & TISSOT, B. (1979): Organic geochemistry of Cretaceous shales from DSDP Site 398, Leg 47b, eastern North Atlantic.- in: SIBUET, J.-C., RYAN, W.B.F. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 47, 513-522.
- DESTOMBES, P., JUIGENT, P. & RIOULT, M. (1973): Ammonites de l'Aptien-Albien des Régions Nord-Pyrénéennes et du Sud Aquitain (France-Sud).- Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 5, 87-151.
- DONOVAN, D.T. & JONES, E.J.W. (1979): Causes for world-wide changes in Sea-level.- J. Geol. Soc., 136, 187-192.
- DRAKE, C.L., IMBRIE, J., KNAUSS, J.A. & TUREKIAN, K.K. (1978): Oceanography.- 447 S., New York.
- DUNHAM, K.W., MEYERS, P.A. & HO, E.S. (1988): Organic geochemistry of Cretaceous black shales and adjacent strata from the Galicia Margin, North Atlantic Ocean.- in: BOILLLOT, G., WINTERER, E.L. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, 103, 557-565.
- DUXBURY, A.C. & DUXBURY, A. (1984): An introduction to the world's oceans.- 549 S., Menlo Park.
- EGLINTON, G. & HAMILTON, R.J. (1963): The distribution of alkanes.- in: SWAIN, T. (Hrsg.): Chemical Plant Taxonomy, 187-217.
- EGLINTON, G. & CALVIN, M. (1967): Chemical fossils.- Sci. Am., 216, 32-43.
- EMERSON, S., FISCHER, K., REIMERS, C. & HEGGIE, D. (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments.- Deep-Sea Research, 32, 1-21.
- ERBA, E. (1988): Aptian/Albian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Scisti a Fucoidi cored at Piobbico (central Italy).- Riv. Ital. Paleont. Strat, 94/2, 36 S., Mailand.
- ERBA, E. & MUTTERLOSE, J. (1992): The floral and faunal turnover in the Early Aptian (Early Cretaceous).- Abstr. 5th Int. Conf. Global Bio-Events, Göttingen.
- ESPTALIÉ, J., LAPORTE, J.L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAULET, J. & BOUTEFEU, A. (1977): Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution.- Rev. Inst. Franc. du Petr., 32, 23-42.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985): La pyrolyse rock-eval et ses applications (deuxieme partie).- Rev. Inst. Franc. Petr., 40, 755-784.
- FISCHER, A.G. & ARTHUR, M.A. (1977): Secular variations in the pelagic realm.- in: COOK, H.E. & ENOS, P. (Hrsg.): Deep Water Carbonate Environments, SEPM Spec. Publ., 25, 19-50.
- FISCHER, A.G. & SCHWARZACHER, W. (1984): Cretaceous bedding rythms under orbital control?.- in: BERGER, W.H., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): Milankovitch and climate, part 1, NATO ASI Series C, 126, 163-175.
- FISCHER, A.G., HERBERT, T.D., NAPOLEONE, G., PREMOLI SILVA, I. & RIPEPE, M. (1991): Albian pelagic rhythms (Pibbico Core).- J. Sed. Petrol., 61, 1164-1172.

- FRAKES, L.A. & FRANCIS, J.E. (1988): A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous.- *Nature*, 333, 547-549.
- FRAKES, L.A. & FRANCIS, J.E. (1990): Cretaceous palaeoclimates.- in: GINSBURG, R.N. & BEAUDOIN, B. (Hrsg.): Cretaceous Resources, Events and Rhythms, NATO ASI Series C, 304, 273-287.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.I. (1992): Climate Modes of the Phanerozoic.- 274 S., Cambridge.
- FROELICH, P.H., BENDER, M.L., LUEDKE, N.A., HEATH, G.R. & de VRIES, T. (1982): Marine phosphorus cycle.- *Am. J. Sci.*, 282, 474-511.
- FUNNEL, B.M. (1987): Anoxic non-events; alternative explanations.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 421-422.
- GAIDA, K.-H., GEDENK., R., KEMPER, E., MICHAELIS, W., SCHEUCH, R., SCHMITZ, H.-H. & ZIMMERLE, W. (1981): Lithologische, mineralogische und organisch-geochemische Untersuchungen an Tonsteinen und Tonmergelsteinen der Unterkreide Nordwestdeutschlands (Unter besonderer Berücksichtigung der Schwarzschiefer).- *Geol. Jb.*, A 58, 15-47.
- GELPI, E., SCHNEIDER, H., MANN, J. & ORÓ, J. (1970): Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae.- *Phytochem.*, 9, 603-612.
- GEORGI, K.-H. (1976): Mikrofaunistisch-lithologische Untersuchungen der Hilsandstein-Region (Apt/Alb) im Raum Salzgitter-Goslar.- *Mitt. Geol. Inst. Tech. Univ. Hannover*, 13, 5-112.
- GNEWUCH, F. (1993): Die Bohrung Ahlum 1 (östliches Niedersächsisches Becken) - Organisch-geochemische und organisch-petrographische Untersuchungen an Sedimentgesteinen des Barremiums und Aptiums.- unveröff. Dipl. Arbeit, RWTH Aachen, 124 S., Aachen.
- GRADSTEIN, F.M. & SHERIDAN, R.E. (1983): On the Jurassic Atlantic Ocean and a synthesis of results of DSDP Leg 76.- in: SHERIDAN, R.E., GRADSTEIN, F.M. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 76, 913-943.
- GROSS, M.G. (1972): Oceanography, a View of the Earth.- 581 S., Englewood Cliffs.
- HALLAM, A. (1981): A revised sea-level curve for the early Jurassic.- *J. Geol. Soc. London*, 138, 735-743.
- HALLAM, A. (1985): A review of Mesozoic climates.- *J. Geol. Soc. London*, 142, 433-445.
- HALLAM, A. (1987): Mesozoic marine organic-rich shales.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 251-262.
- HAN, J., MCCARTHY, E.D., CALVIN, M. & BENN, M.H. (1968): Hydrocarbon constituents of blue-green algae *Nostoc muscorum*, *Anacystis nidulans*, *Phormidium luridum* and *Chlorogloea fritschii*.- *J. Chem. Soc., C*, 2785-2791.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million Years ago to present).- *Science*, 235, 1156-1167.

- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, F.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A geologic time scale.- 263 S., Cambridge.
- HAYS, J.D. & PITMAN, (III.), W.C. (1973): Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences.- *Nature*, **246**, 18-22.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & SHACKLETON, N.J. (1976): Variations in the Earth's orbit - pace-maker of the ice ages.- *Science*, **194**, 1121-1132.
- HERBERT, T.D. & FISCHER, A.G. (1986): Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy.- *Nature*, **321**, 739-743.
- HERBERT, T.D. (1992): Paleomagnetic calibration of Milankovitch cyclicity in lower Cretaceous sediments.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **112**, 15-28.
- HERBIN, J.P., DEROO, G. & ROUCACHÉ, J. (1983): Organic geochemistry in the Mesozoic and Cenozoic formations of Site 534, Leg 76, Blake-Bahama Basin, and comparison with Site 391, Leg 44.- in: SHERIDAN, R.E., GRADSTEIN, F.M. et al. (Hrsg.): *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **76**, 481-493.
- HERBIN, J.P., MONTADERT, L., MÜLLER, C., GOMEZ, R., THUROW, J., & WIEDMANN, J. (1986): Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys.- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): *North Atlantic palaeoceanography*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 389-422.
- HOLLERBACH, A. (1985): *Grundlagen der organischen Geochemie*.- 181 S., Heidelberg.
- HUANG, D., LI, J. & ZHANG, D. (1990): Maturation sequence of continental crude oils in hydrocarbon basins in China and its significance.- *Org. Geochem.*, **16**, 521-529.
- HUANG, W.-Y. & MEINSCHEN, W.G. (1979): Sterols as ecological indicators.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 739-745.
- IMBRIE, J. (1985): A theoretical framework for the Pleistocene ice ages.- *J. Geol. Soc.* **142**, 417-432.
- JANKOWSKI, B. & LITKE, R. (1986): Das organische Material der Ölschiefer von Messel.- *Geowissenschaften in unserer Zeit*, **4**, 73-80.
- JANSA, L.F., ENOS, P., GRADSTEIN, F.M. & SHERIDAN, R.E. (1979): Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin: western North Atlantic.- in: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W.B.F. (Hrsg.): *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental margins and palaeoenvironments*, *Maurice Ewing Srs.* **3**, 1-56.
- JARRITZ, W. (1970): Epirogenese in Nordwestdeutschland im höheren Jura und in der Unterkreide.- *Geol. Rundschau*, **59**, 114-124.
- JARRITZ, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands.- *Geol. Jb.*, **10**, 1-77.
- JENDRZEJEWSKI, L. (1994): Forschungsreise zum Ozean ohne Sauerstoff - Das Arabische Meer als Modell für die Erdölbildung.- *KFA intern*, **2/94**, 5-6.

- JENKYN, H.C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.- J. geol. Soc. London, 137, 171-188.
- JENSEN, T.F. & BUCHARD, B. (1987): Sedimentology and geochemistry of the organic carbon rich Lower Cretaceous Sola Formation (Barremian - Albian), Danish North Sea.- in: BROOKS, J & GLENNIE, K. (Hrsg.): The Petroleum Geology of NW Europe, 1, 431-440.
- KATZ, B.J. (1983 a): Limitation of 'Rock-Eval' pyrolysis for typing organic matter.- Organic Geochem., 4, 195-199.
- KATZ, B.J. (1983 b): Organic geochemical character of some Deep Sea Drilling Project Cores from Leg 76 and 44.- in: SHERIDAN, R.E., GRADSTEIN, F.M. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 76, 463-468.
- KATZ, B.J. (1984): Source, quality and richness of Deep Sea Drilling Project Site 525 sediments, southeastern Gulf of Mexico.- in: BEUFLER, R.I. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 77, 445-450.
- KATZ, B.J. (1988): Organic-geochemical character and hydrocarbon-source potential of site 635.- in: AUSTIN, (JR.), J.A., SCHLAGER, W. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, 101, 381-388.
- KAUFFMAN, E.G. (1986): High resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous Bio-Events.- in: WALLISER, O.H. (Hrsg.): Global Bio-Events, Lect. Notes Earth Sci., 8, 279-336.
- KEMPER, E. (1973): The Aptian and Albian stages in northwest Germany.- in: CASEY, R. & RAWSON, P.F. (Hrsg.): The boreal Lower Cretaceous, 345-360.
- KEMPER, E. (1976): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriß der emsländischen Unterkreide.- 206 S., Nordhorn-Bentheim.
- KEMPER, E. (1982 a): Paläogeographie und Umweltfaktoren zur Zeit des späten Apt und frühen Alb in Europa.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Geol. Jb., A 65, 641-653.
- KEMPER, E. (1982 b): Zur Gliederung der Schichtenfolge Apt - Alb.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Geol. Jb., A 65, 21-33.
- KEMPER, E. (1982 c): Kurzfassung für den Gesamtband.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Geol. Jb., A 65, 3-14.
- KEMPER, E. (1982 d): Geologische und Milieu-indikative Aspekte einiger sedimentärer Erscheinungen.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Geol. Jb., A 65, 47-62.
- KEMPER, E. (1982 e): Das Ablagerungsmilieu zur Zeit des späten Apt und frühen Alb im Niedersächsischen Becken.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, Geol. Jb., A 65, 655-680.

- KEMPER, E. (1982 f): Schichtenfolge und Sedimentationsraten des hohen Apt und tiefen Alb südlich und östlich von Hannover.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Das späte Apt und frühe Alb Nordwestdeutschlands, *Geol. Jb.*, A 65, 633-640.
- KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreidezeit.- *Geol. Jb.*, A 96, 1-185.
- KEMPER, E. (1989): Das Mittelalb im östlichen und mittleren Niedersächsischen Becken.- in: KEMPER, E. (Hrsg.): Alb und Unter-Cenoman in Mittel- und Nordeuropa, *Geol. Jb.*, A 113, 195-221.
- KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1978): Die anoxischen Sedimente der präoberaptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr paläogeographischer Rahmen.- *Geol. Jb.*, A 45, 3-41.
- KEMPER, E. & SCHMITZ, H.H. (1981): Glendonite - Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus.- *Geol. Rundschau*, 70, 759-773.
- KEMPER, E. & ZIMMERLE, W. (1982): Das Ablagerungsmilieu zur Zeit des späten Apt und frühen Alb im Niedersächsischen Becken.- *Geol. Jb.*, A 65, 655-680.
- KENNET, J. (1982): *Marine Geology*.- 813 S., Englewood Cliffs.
- KEUPP, H. (1992): Die Flora kalkiger Dinoflagellaten-Zysten im mittleren Apt (Gargas) der Kernbohrung Himstedt 3 bei Hoheneggelsen/Niedersachsen.- *Berliner geowiss. Abh.*, E 3, 121-169.
- KEUPP, H. & MUTTERLOSE, J. (1994): Calcareous phytoplankton from the Barremian/Aptian boundary interval from NW Germany.- *Cret. Research*, 15, 739-763.
- KUHNT, W., HERBIN, J.P., THUROW, J. & WIEDMANN, J. (1990): Distribution of Cenomanian-Turonian Organic Facies in the Western Mediterranean and along the Adjacent Atlantic Margin.- in: HUC, A.Y. (Hrsg.): *Deposition of Organic Facies, AAPG Studies in Geology*, 30, 133-160.
- KÜHN, V. (1995): Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten der norddeutschen Unterkreide unter besonderer Berücksichtigung der Tonmineralogie sowie diagenetischer Bildungen.- 140 S., Göttingen.
- KUTZBACH, J.E. & GALLIMORE, R.G. (1989): Pangaeen climates: Megamonsoons of the megacontinent.- *J. Geophys. Res.*, 94, 3341-3357.
- LANCELOT, Y., HATHAWAY, J.C. & HOLLISTER, C.D. (1972): Lithology of sediments from the western North Atlantic Leg 11 of the DSDP.- in: HOLLISTER, C.D., EWING, J.I. et al. (Hrsg.): *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 41, 901-949.
- LANGFORD, F.F. & BLANC-VALLERON, M.-M. (1990): Interpreting rock-eval pyrolysis data using graphs of pyrolysable Hydrocarbons vs. total organic carbon.- *Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, 74, 799-804.
- LANSEER, P. (1987): Neue Funde aus der Kreide Westfalens.- 28 S., Münster.
- LARSON, R.L. (1991 a): Latest pulse of earth: evidence for mid-Cretaceous superplume.- *Geology*, 19, 547-550.

- LARSON, R.L. (1991 b): Geological consequences of superplumes.- *Geology*, 19, 963-966.
- LARSON, R.L. & OLSON, P. (1991): Mantle plumes control magnetic reversal frequency.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 437-447.
- LEISCHNER, K. (1993): Kalibration simulierter Temperaturgeschichten von Sedimentgesteinen.- Diss. Univ. Bochum, 309 S., Bochum.
- LEVENTHAL, J.S. (1983): An interpretation of the carbon and sulphur relationship in the Black Sea sediments as indicators of the environment of deposition.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 133-137.
- LIPSON-BENITAH, S., FLEXER, A., ROSENFELD, A., HONIGSTEIN, A., CONWAY, B. & ERIS, H. (1990): Dysoxic sedimentation in the Cenomanian-Turonian Daliyya Formation, Israel.- in: HUC, A.Y. (Hrsg.): *Deposition of Organic Facies*, AAPG Studies in Geology, 30, 27-40.
- LITTKE, R. (1993): Deposition, diagenesis and weathering of organic matter-rich sediments.- *Lect. Notes Earth Sci.*, 47, 216 S., Heidelberg.
- LITTKE, R. & SACHSENHOFER, R.F. (1994): Organic Petrology of Deep Sea Sediments: A Compilation of Results from the Ocean Drilling Program and the Deep Sea Drilling Project.- *Energy & Fuels*, 8, 1498-1512.
- LITTKE, R., BÜKER, C., LÜCKGE, A., SACHSENHOFER, R.F. & WELTE, D.H. (1994): A new evaluation of palaeo-heat flow and eroded thicknesses for the Carboniferous Ruhr basin, western Germany.- *Int. J. Coal. Geol.*, 26, 155-183.
- LOKAY, P. (1994): Untersuchungen am Fischechiefer der Bohrung Hoheneggelsen KB 40.- unveröff. Dipl. Arbeit, Ruhr-Universität Bochum, 79 S., Bochum.
- LOMMERZHEIM, A. (1988): Die Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen im Münsterländer Becken.- Diss. Univ. Münster, 260 S., Münster.
- MAXWELL, J.R., PILLINGER, C.T. & EGLINTON, G. (1971): Organic Geochemistry.- *Quar. Rev.* 25, 571-628.
- MEYERS, P.A., DUNHAM, K.W. & DUNHAM, P.L. (1986): Organic geochemistry of Cretaceous organic-carbon-rich shales and limestones from the western North Atlantic Ocean.- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): *North Atlantic palaeoceanography*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 21, 333-346.
- MICHAEL, E. (1974): Zur Palökologie und Faunenführung des norddeutschen Unterkreide-Meeres.- *Geol. Jb.*, A 19, 1-68.
- MICHAEL, E. (1979): Mediterrane Fauneneinflüsse in den Borealen Unterkreide-Becken Europas, besonders Nordwestdeutschlands.- in: WIEDMANN, J. (Hrsg.): *Aspekte der Kreide Europas*, IUGS Ser. A 6, 305-321.

- MICHAEL, E. & PAPE, H.G. (1971): Eine bemerkenswerte Bio- und Lithofazies an der Basis des Unter-Hauterivium Nordwestdeutschlands.- Mitt. Geol. Inst. Tech. Univ. Hannover, 10, 43-108.
- MILANKOVITCH, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen.- 176 S., Berlin.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem.- 484 S., Belgrad.
- MISKELL-GERHARDT, K.J. (1989): Productivity, preservation, and cyclic sedimentation within the Mowry Shale depositional sequence, Lower Cretaceous, western interior seaway.- UMI dissertation information service, 281 S., Ann Arbor.
- MOLDOWAN, J.M., SEIFERT, W.K. & GALLEGOS, E.J. (1985): Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 69, 1255-1268.
- MOLDOWAN, J.M., SUNDARARAMAN, P. & SCHOELL, M. (1986): Sensitivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of S. W. Germany.- Org. Geochem., 10, 915-926.
- MÜLLER, G. & BLASCHKE, R. (1969): Zur Entstehung des Posidonienschiefers (Lias epsilon).- Die Naturwissenschaften, 12, 561-562.
- MÜLLER, P.J. & SUESS, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans - organic matter preservation.- Deep-Sea Res., A 26, 1347-1362.
- MUTTERLOSE, J. (1988): Das kalkige Nannoplankton des nw-deutschen Valangin und seine paläozeanographische Deutung.- Berliner Geowiss. Abh., A 94, 175-209.
- MUTTERLOSE, J. (1991): Das Verteilungs- und Migrationsmuster des kalkigen Nannoplanktons in der borealen Unterkreide (Valangin-Apt) NW-Deutschlands.- Paleaontographica, B 221, 27-152.
- MUTTERLOSE, J. (1992): Migration and evolution patterns of florals and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe.- Palaeo. Palaeo. Palaeo., 94, 261-282.
- MUTTERLOSE, J. (in Vorb.): Die Stufengliederung der deutschen Kreide – Berrias – Apt.-
- MUTTERLOSE, J. & HARDING, I. (1987): Phytoplankton from the anoxic sediments of the Barremian (Lower Cretaceous) of North-West Germany.- Abh. Geol. B.-A., 39, 177-215.
- NEHBE, D. (1994): Corg-Akkumulation, Isotopie und Palaeoenvironment von Blättertonen und dunklen Tonsteinen des Barrême/Apt (Grube Gott, Sarstedt).- unveröff. Dipl. Arbeit, Ruhr-Universität Bochum, 53 S., Bochum.
- NEWELL, N.D. (1965): Mass extinctions at the end of the Cretaceous period.- Science, 149, 922-924.
- OLIVET, J.L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.-M. (1982): Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue.- Bull. Soc. Géol. France, 7, 875-892.

- ORÓ, J., TORNABENE, T.G., NOONER, D.W. & GELPI, E. (1967): Aliphatic hydrocarbons and fatty acids of some marine and freshwater microorganisms.- J. Bacteriol., 93, 1811-1818.
- OURISSON, G., ALBRECHT, P. & ROHMER, M. (1979): The hopanoids - Palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products.- Pure Appl. Chem., 51, 709-719.
- OWEN, H. G. (1984): Albian Stage and Substage boundaries.- Bull. geol. Soc. Denmark, 33, 183-189.
- PARK, J. & OGLESBY, R.J. (1991): Milankovitch rhythms in the Cretaceous: AGCM modelling study.- Palaeo. Palaeo. Palaeo., 90, 329-355.
- PARRISH, J.T. & CURTIS, R.L. (1982): Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras.- Palaeo. Palaeo. Palaeo., 40, 31-66.
- PARRISH, J.T., ZIEGLER, A.M. & SCOTese, C.R. (1982): Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic.- Palaeo. Palaeo. Palaeo., 40, 67-101.
- PEDERSEN, T.F. & CALVERT, S.E. (1990): Anoxia versus productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 74, 454-466.
- PEDERSEN, T.F. & CALVERT, S.E. (1991): Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., Reply, 75, 500-501.
- PETERS, K.E. & MOLDOWAN, J.M. (1993): The Biomarker Guide - Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments.- 363 S., Englewood Cliffs.
- PHILIPPI, G.T. (1965): On the depth, time and mechanism of petroleum generation.- Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 1021-1049.
- PITMAN, (III.), W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences on passive margins.- Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1389-1403.
- PRATT, L.M. & KING, J.D. (1986): Variable marine productivity and high eolian input recorded by rhythmic black shales in mid-Cretaceous pelagic deposits from central Italy.- Palaeoceanography, 1, 507-522.
- PREMOLI-SILVA, I., RIPEPE, M. & TORNAGHI, M.E. (1989): Planctonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidences from the Aptian-Albian Piobiccio Core (central Italy).- Terra Nova, 5, Abstract Supplement 1, 443-448.
- PROKOPH, A. (1994): Zyklische Sedimentation im Oberalb des Norddeutschen Beckens - Sedimentologie, Zeitreihenanalyse, Zyklostratigraphie, Biostratigraphie.- Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, A, 19, 163 S., Tübingen.

- PROKOPH, A., THUROW, J., KÜHN, V., JENDRZEJEWSKI, L. & RACHOLD, V.E. (1993): Sedimentologie, Zyklen und regionale Korrelation im borealen Oberalb.- unveröff. Kurzbericht zum DFG-Schwerpunkt "Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation", 3. *Schwerpunktkolloquium*, 30-31.
- RACHOLD, V.E. (1994): Geochemie der Unterkreide Nordwestdeutschlands: Zyklen und "Events".- Diss. Univ. Göttingen, 108 S., Göttingen.
- RADKE, M., 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.
- RADKE, M., WILLSCH, H. & WELTE, D.H. (1980): Preparative hydrocarbon group type determination by automated medium pressure liquid chromatography.- *Anal. Chem.*, 52, 406-411.
- RAISWELL, R., BUCKLEY, F., BERNER, R.A. & ANDERSON, T.F. (1988): Degree of pyritisation as a palaeoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation.- *J. Sed. Petrol.*, 58, 812-819.
- RAWSON, P.F. (1973): Lower Cretaceous (Ryazanian-Barremian) marine connections and cephalopod migrations between the Tethyan and Boreal realms.- in: CASEY, R. & RAWSON, P.F. (Hrsg.): *The boreal Lower Cretaceous*, 131-144.
- RAWSON, A.H. & MUTTERLOSE, J. (1983): Stratigraphy of the Lower B and basal Cement Beds (Barremian) of the Speeton Clay, Yorkshire, England.- *Proc. Geol. Assoc.*, 94, 133-146.
- RICE, D.D. (1983): General characteristics of the Cretaceous Western Interior Seaway and Basin.- in: RICE, D.D. & GAUTIER, D.L. (Hrsg.): *Patterns of Sedimentation, Diagenesis and Hydrocarbon Accumulation in Cretaceous Rocks of the Rocky Mountains*, Society of Economic Palaeont. and Min., *short course* 11, 2.
- RICKEN, W. (1993): Sedimentation as a Three-Component System - Organic Carbon, Carbonate, Noncarbonate.- *Lect. Notes Earth Sci.*, 51, 211 S., Heidelberg.
- ROTH, P. H. (1986): Mesozoic palaeogeography of the North Atlantic and Tethys Oceans.- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): *North Atlantic palaeoceanography*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 21, 299-320.
- ROTH, P.H. (1987): Mesozoic calcareous nannofossil evolution: relation to paleoceanographic events.- *Paleoceanography*, 2, 601-611.
- RUFFELL, A.H. (1991): Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe.- *Cret. Res.*, 12, 527-551.
- RULLKÖTTER, J. & MARZI, R. (1988): Natural and artificial maturation of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany.- *Org. Geochem.*, 13, 639-645.

- RULLKÖTTER, J. & MUKHOPADHYAY, P.K. (1984): Jurassic and mid-Cretaceous carbonaceous claystones in the western (DSDP Leg 76) and eastern (DSDP Leg 79) North Atlantic.- in: SCHENK, P.A., DE LEEUW, J.W. & LIJMBACH, G.W.M. (Hrsg.): Advances in organic geochemistry 1983, Org. Geochem., 6, 761-767.
- RULLKÖTTER, J. & MUKHOPADHYAY, P.K. (1986): Comparison of Mesozoic carbonaceous claystones in the western and eastern North Atlantic (DSDP Legs 76, 79 and 93).- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): North Atlantic palaeoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., 21, 377-388.
- RULLKÖTTER, J., VUCHEV, V., HINZ, K., WINTERER, E.L., BAUMGARTNER, P.O., BRADSHAW, M.L., CHANNELL, J.E.T., JAFFREZO, M., JANSÁ, L.F., LECKIE, R.M., MOORE, J.M., SCHAFTENAAR, C., STEIGER, T.H. & WIEGAND, G.E. (1983): Potential deep sea petroleum source beds related to costal upwelling.- in: SUESS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): Coastal upwelling: its sedimentary record, NATO Conf. Ser. IV, 10 A, 467-483.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R., HAGEDORN-GÖTZ, I. & JANKOWSKI, B. (1988): Vorläufige Ergebnisse der organisch-geochemischen und organisch-petrographischen Untersuchungen an Kernproben des Messel Ölschiefers.- Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 107, 37-51.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R., RADKE, M., DISKO, U., HORSFIELD, B. & THUROW, J. (1990 a): Petrography and geochemistry of organic matter in Triassic and Cretaceous deep-sea sediments from the Wombat and Exmouth plateaus and nearby abyssal plains off northwest Australia.- in: VON RAD, U., HAQ, B.U. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, 122, 317-333.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R. & SCHAEFER, R.G. (1990 b): Characterization of organic matter in sulfur-rich sediments of Miocene age (Nördlinger Ries, southern Germany).- in: ORR, W.L. & WHITE, C.M. (Hrsg.): Geochemistry of Fossil Fuels, 149-169.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R., HEBER, G., HORSFIELD, B., JENDRZEJEWSKI, L., NOTØ, H., RADKE, M. & SCHAEFER, R.G. (im Druck): Organic matter in Upper Barremian to Lower Aptian sediments in the Lower Saxony Basin, NW Germany (Wiechendorf 1/86 borehole).- Geol. Jb.
- RULLKÖTTER, J., LITKE, R., JENDRZEJEWSKI, L., NOTØ, H., RADKE, M. & SCHAEFER, R.G. (1995): Organic matter in dark and light coloured late Middle Aptian marine sediments from the Lower Saxony Basin, NW Germany (Hoheneggelsen KB 3 borehole).- Geol. Jb., 196, 257-273.
- SAWYER, D.S., WHITMARSH, R.B., KLAUS, A. et al. (1994): Site 897.- Proc. ODP, Init. Rep., 149, 41-113.
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1989): Lehrbuch der Bodenkunde.- 491 S., Stuttgart.

- SCHEIDT, G. & LITTKE, R. (1989): Comparative organic petrology of interlayered sandstones, siltstones, mudstones and coals in the Upper Carboniferous Ruhr basin, northwest Germany, and their thermal history and methane generation.- *Geol. Rundschau*, **78**, 375-390.
- SCHLANGER, S.O. & JENKINS, H.C. (1976): Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences.- *Geol. en Mijnbouw*, **55**, 179-184.
- SCHMIDTBAUER, B. (Hrsg.) (1990): Schutz der Erdatmosphäre: eine internationale Herausforderung; Zwischenbericht der Enquete-Kommission des 11. Deutschen Bundestages.- 633 S., Bonn.
- SCHOLLE, P.A. & ARTHUR, M.A. (1980): Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool.- *Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, **64**, 67-87.
- SCHOTT, W., JARRITZ, W., KOCKEL, F., SAMES, C.W., VON STACKELBERG, V., STETS, J., STOPPEL, D., BALDSCHUHN, R. & KRAMPKE, K.-D. (1967/1969): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Norddeutschland mit einer Übersichtsdarstellung des nördlichen Mitteleuropas.- 315 S., 306 Karten, Hannover.
- SCHUSTER, A. & WOLBURG, J. (1963): Das Alb in der Bohrung Münsterland 1 und benachbarten Bohrungen.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **11**, 45-56.
- SCHWARZACHER, W. & FISCHER, A.G. (1982): Limestone-Shale bedding and perturbations of the earth's orbit.- in: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): *Cyclic und Event Stratification*, 72-95.
- SCOTSE, R.C., GAHAGAN, L.M. & LARSON, R.L. (1988): Plate reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins.- *Tectonophysics*, **155**, 27-48.
- SEIBOLD, E. (1970): Nebenmeere im humiden und ariden Klimabereich.- *Geol. Rundschau*, **60**, 73-105.
- SEIFERT, W.K. & MOLDOWAN, J.M. (1978): Application of steranes, terpanes and monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 77-95.
- SEIFERT, W.K. & MOLDOWAN, J.M. (1981): Paleoreconstruction by biological markers.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 783-749.
- SEIFERT, W.K. & MOLDOWAN, J.M. (1986): Use of biological markers in petroleum exploration.- in: JOHNS, R.B. (Hrsg.): *Methods in Geochemistry and Geophysics*, **24**, 261-290.
- SHANMUGAM, G. (1985): Significance of coniferous rain forests and related organic matter in generating commercial quantities of oil, Gippsland Basin, Australia.- *Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, **69**, 1241-1254.
- SIMONEIT, B.R.T., MAZUREK, M.A., BRENNER, S., CRISP, P.T. & KAPLAN, I.R. (1979): Organic geochemistry of recent sediments from Guaymas Basin, Gulf of California.- *Deep Sea Res.*, **A 26**, 879-891.

- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton.- *Geol. en Mijnbouw*, 56, 1, 37-65.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. (1981): Phanerozoic paleocontinental world maps.- 102 S., Cambridge.
- STACH, E., MACHOWSKY, M.T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Stach's textbook of coal petrology.- 535 S., Stuttgart.
- STADLER, G. & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens.- *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 18, 547-564.
- STEIN, R. (1986): Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean.- in: DEGENS, E.T. et al. (Hrsg.), *Biochemistry of Black Shales*, Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 60, 55-70.
- STEIN, R. (1991): Accumulation of Organic Carbon in Marine Sediments.- *Lect. Notes Earth Sci.*, 34, 217 S., Heidelberg.
- STEIN, R., RULLKÖTTER, J., LITKE, R., SCHAEFER, R.G. & WELTE, D.H. (1988): Organo-facies reconstruction and lipid geochemistry of sediments from the Galicia Margin, North-east Atlantic (ODP Leg 103).- in: BOILLLOT, G., WINTERER, E.L. et al. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 103, 567-585.
- STEIN, R., TEN HAVEN, H.L., LITKE, R., RULLKÖTTER, J. & WELTE, D.H. (1989 a): Accumulation of marine and terrigenous organic carbon at upwelling site 658 and nonupwelling sites 657 and 659: implications for the reconstruction of paleoenvironments in the eastern subtropical Atlantic through late Cenozoic times.- in: RUDDIMAN, W., SARNTHEIN, M. et al. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 108, 361-385.
- STEIN, R., RULLKÖTTER, J. & WELTE, D.H. (1989 b): Changes in paleoenvironments in the Atlantic Ocean during Cretaceous times: results from black shale studies.- *Geol. Rundschau*, 78, 883-901.
- STEIN, R. & LITKE, R. (1990): Organic-carbon-rich sediments and paleoenvironment: results from Baffin Bay (ODP-Leg 105) and upwelling area off Northwest Africa (ODP-Leg 108).- in: HUC, A.Y. (Hrsg.): *Deposition of Organic Facies*, Amer. Assoc. Petr. Geol., Stud., 30, 41-56.
- SUMMERHAYES, C.P. (1981): Organic Facies of Middle Cretaceous black shales in deep North Atlantic.- *Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull.*, 65, 2364-2380.
- SUMMERHAYES, C.P. (1987): Organic-rich sediments from the North Atlantic.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): *Marine Petroleum Source Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 301-316.

- SUMMERHAYES, C.P. & MASRAN, T.C. (1983): Organic facies of Cretaceous and Jurassic sediments from Deep Sea Drilling Project Site 534 in the Blake-Bahama Basin, Western North Atlantic.- in: SHERIDAN, R.E., GRADSTEIN, F.M. et al. (Hrsg.): Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 76, 469-480.
- TEICHMÜLLER, M. (1982): Origin of petrographic constituents of coals.- in: STACH, E. et al. (Hrsg.): Stach's textbook of coal petrology, 219-294.
- TEICHMÜLLER, M. (1986): Organic petrology of source rocks, history and state of the art.- in: LEYTHAEUSER, D. & RULLKÖTTER, J. (Hrsg.): Advances in organic geochemistry 1985, Org. Geochem., 10, 581 - 599.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 32, 11-34.
- TEN HAVEN, H.L., DE LEEUW, RULLKÖTTER, J., J. & SINNINGHE DAMSTÉ, J.S. (1987): Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator.- Nature, 330, 641-643.
- THIEDE, J. & VAN ANDEL, T.H. (1977): The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic Ocean.- Earth Planet. Sci. Lett., 33, 301-309.
- THIERSTEIN, H.R. & BERGER, W.H. (1978): Injection events in ocean history.- Nature, 276, 461-466.
- THOMSEN, E. (1989): Seasonal variability in the production of Lower Cretaceous calcareous nanoplankton.- Geology, 17, 715-717.
- THUROW, J. & KUHN, W. (1986): Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch area.- in: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (Hrsg.): North Atlantic palaeoceanography, Geol. Soc. Spec. Publ., 21, 423-446.
- THUROW, J., BRUMSACK, H.J., RULLKÖTTER, J., LITKE, R. & MEYERS, P. (1992): The Cenomanian/Turonian Boundary Event in the Indian Ocean - a key to understand the global picture.- Geophy. Monograph, 70, 253-273.
- TISSOT, B., PELET, R., ROUCACHÉ, J. & COMBAZ, A. (1977): Utilisation des alcanes comme fossiles géochimiques indicateurs des environnements géologiques.- in: CAMPOS, R. & GONI, J. (Hrsg.): Advances in organic geochemistry 1975, Org. Geochem., 1, 117-154.
- TISSOT, B.P., DEMAISON, G., MASSON, P., DELTEIL, J.R. & COMBAZ, A. (1980): Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic Basins.- Amer. Assoc. Petr. Geol., Bull., 64, 2051-2063.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1984): Petroleum Formation and Occurrence.- 699 S., Berlin.
- TORNAGI, M.E., PREMOLI-SILVA, I. & RIPIPE, M. (1989): Lithostratigraphy and planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian-Albian "Scisti a Fucoidi", Piobbico core, Marche, Italy: background for cyclostratigraphy.- Riv. Ital. Paleont. Strat., 95, 223-264.

- TYSON, R.V. (1987): The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks.- in: BROOKS, J. & FLEET, A. (Hrsg.): Marine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 26, 47-67.
- VAIL, P.R., MITCHUM, (JR.), R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, (III.), S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLEDID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level.- in: PAYTON, C.E. (Hrsg.): Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration, Amer. Assoc. Petr. Geol., Mem., 26, 49-212.
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. (1981): Northern North Sea Jurassic unconformities, Chronography and sea-level changes from seismic stratigraphy.- in: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (Hrsg.): Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, Inst. Petroleum, 216 - 235.
- VAN KREVELEN, D.W. (1961): Coal - Typology, Chemistry, Physics, Constitutions.- 513 S., Amsterdam.
- VETÖ, I., HETÉNYI, M., DEMÉNY, A. & HERTELENDI, E. (1994): Hydrogen index as reflecting intensity of sulphidic diagenesis in non-bioturbated, shaly sediments.- Org. Geochem., 22, 299-310.
- VINCENT, E. & BERGER, W.H. (1981): Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography.- in: EMILIANI, C. (Hrsg.): The Sea, 7, 1025-1119.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge und Schollenränder und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete.- Z. dt. geol. Ges., 114, 378-418.
- VOLKMAN, J.K. (1986): A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter.- Org. Geochem., 9, 84-99.
- VOLKMAN, J.K. (1988): Biological marker compounds as indicators of the depositional environments of petroleum source rocks.- in: FLEET, A.J., KELTS, K. & TALBOT, M.R. (Hrsg.): Lacustrine Petroleum Source Rocks, Geol. Soc. Spec. Publ., 40, 103-122.
- VOLKMAN, J.K. & MAXWELL, J.R. (1986): Acyclic isoprenoids as biological markers.- in: JOHNS, R.B. (Hrsg.): Biological markers in the sedimentary record, 1-42.
- WALKER, J.C.G. & CIRBUS SLOAN, L. (1992): Something is wrong with climate theory.- Geotimes, 6/92, 16-18.
- WALTER, R. (1992): Geologie von Mitteleuropa.- 561 S., Stuttgart.
- WALTHER, J. (1893): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.- 531 S., Jena.
- WEETE, J.D. (1972): Aliphatic hydrocarbons of the fungi.- Phytochem., 11, 1201-1205.
- WEHNER, H. (1982): Die organische Geochemie der dunklen Tonsteine des nordwestdeutschen Ober-Apt und Unter-Alb.- Geol. Jb., A 65, 139-146.
- WEISSERT, H. (1989): C-isotope stratigraphy, a monitor of palaeoenvironmental changes: a case study from the Cretaceous.- Surveys in Geophysics, 10, 1-61.

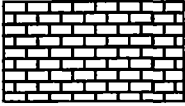
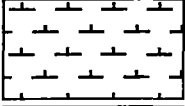
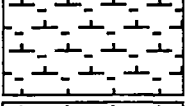
- WELTE, D.H. & WAPLES, D.W. (1973): Über die Bevorzugung geradzahlicher *n*-Alkane in Sedimentgesteinen.- *Naturwissenschaften*, 60, 516-517.
- WHITEHEAD, E.V. (1973): Molecular evidence of the biogenesis of petroleum and natural gas.- *Proc. Symp. Hydrogeochem. Biogeochem. Washington*, II, 158-211.
- WIEDMANN, J. (1993): Datierung und Makrofossilführung der Bohrung Kirchrode 1/91.- unveröff. Kurzbericht zum DFG-Schwerpunkt "Globale und regionale Steuerungsprozesse biogener Sedimentation", 3. *Schwerpunktkolloquium*, 32-33.
- WOLBURG, J. (1954): Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem paläogeographischen Abriß von Wealden und Unterkreide.- *Beih. Geol. Jb.*, 13, 1-115.
- WURSTER, P. (1962): Geologisches Porträt Helgolands.- *Die Natur*, 70, 1-14.
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 239 S., 56 Beilagen, Den Haag.

10. Anhang

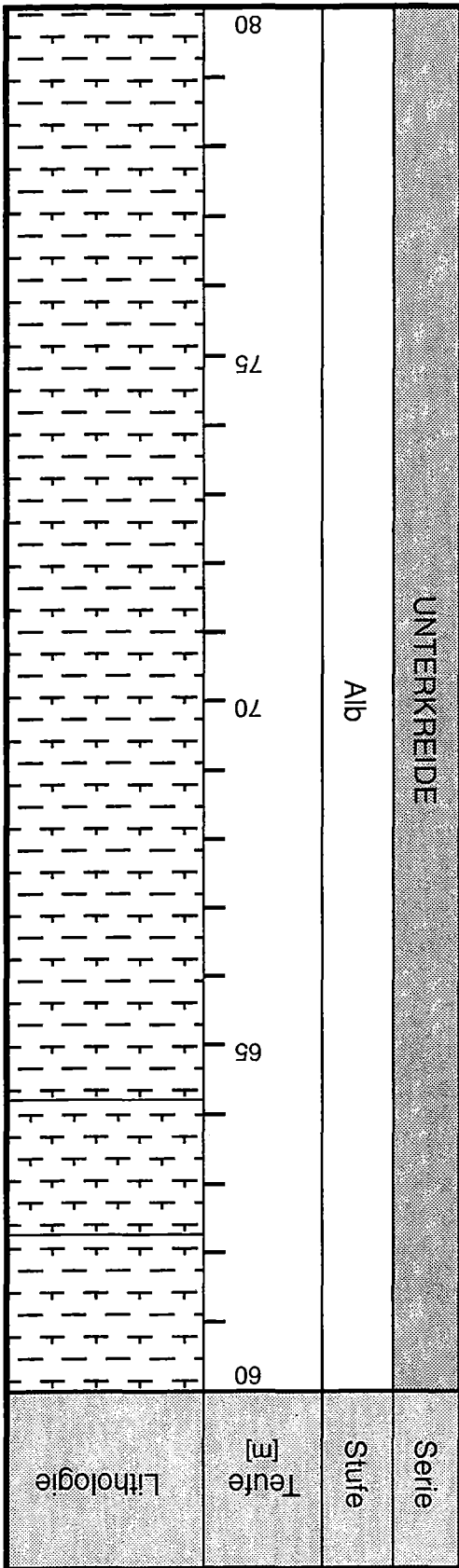
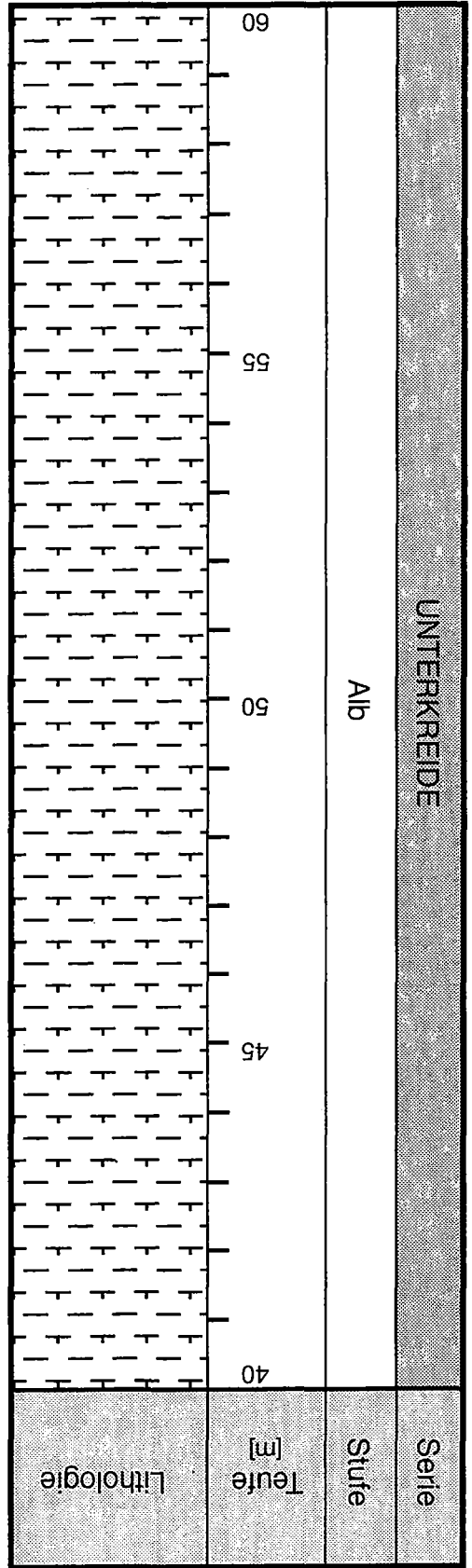
A.1 Lithologische Profile im Maßstab 1 : 100

- Kirchrode 1/91 (Oberalb), verändert nach PROKOPH (1994)
- Hoheneggelsen KB 3 (Mittelapt), verändert aus RULLKÖTTER et al. (1995)
- Hoheneggelsen KB 40 (Unterapt), verändert aus LOKAY (1994)
- Hoheneggelsen KB 50 (Unterapt/Oberbarrême)
- Wiechendorf 1/86 (Unterapt/Oberbarrême), verändert aus RULLKÖTTER et al. (im Druck)
- Ahlum 1 (Unterapt/Oberbarrême), verändert aus GNEWUCH (1993)

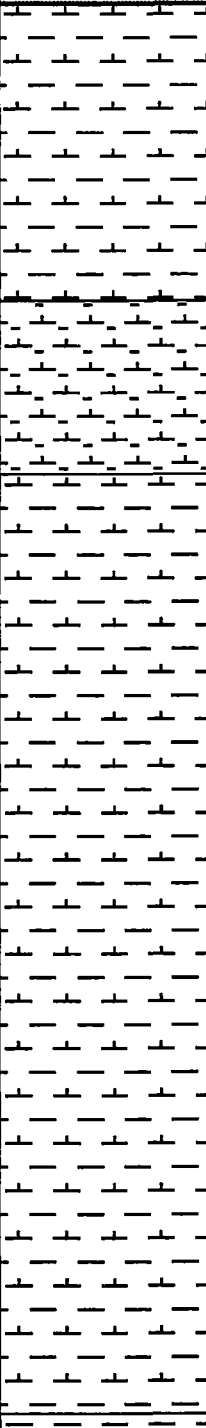
Legende

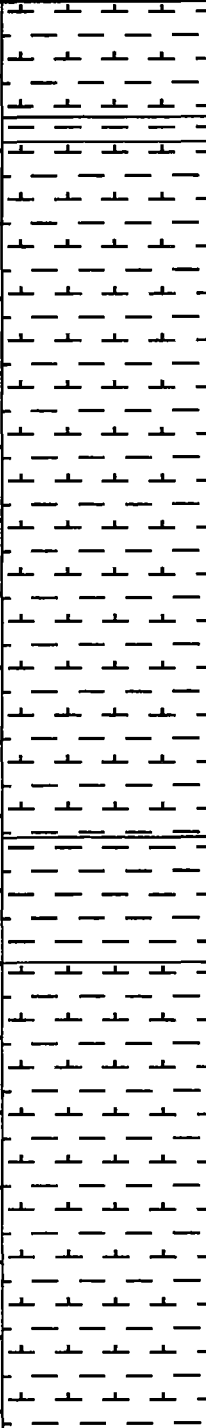
	Kalk
	Mergel
	Mergel, siltig
	Tonmergel der. Mergelton
	Ton
	Laminat (Blättertöne, Fischechiefer)

Bohrung Kirchrode 1/91



Bohrung Kirchrode 1/91

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Alb	80	
		85	
		90	
		95	
		100	

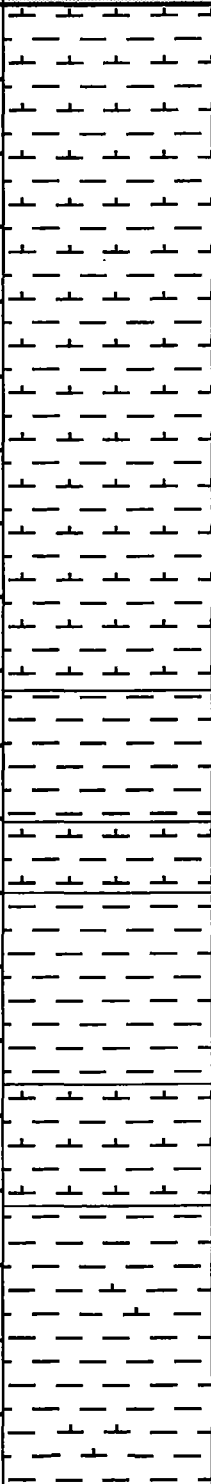
Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Alb	100	
		105	
		110	
		115	
		120	

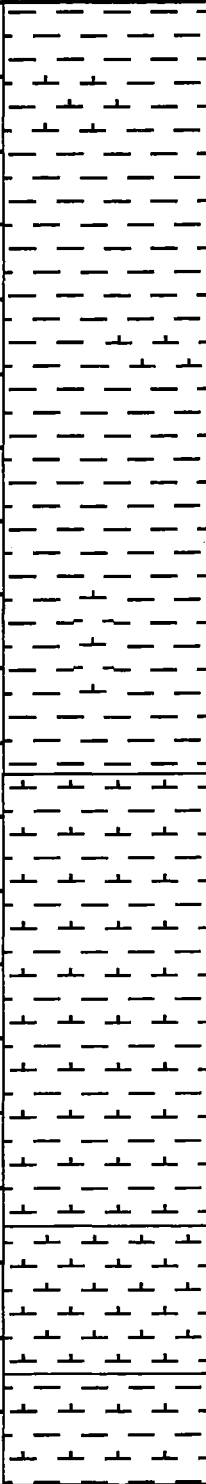
Bohrung Kirchrode 1/91

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Alb	120	
		125	
		130	
		135	
		140	

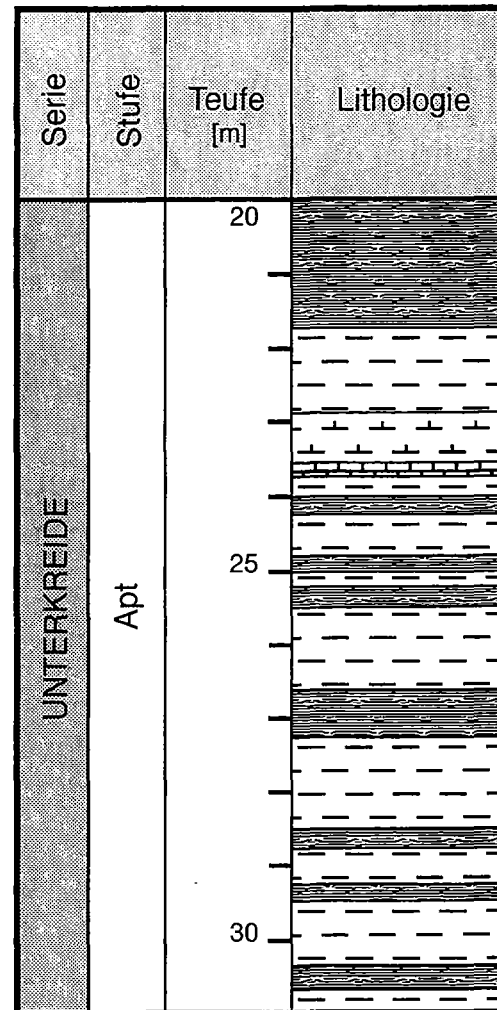
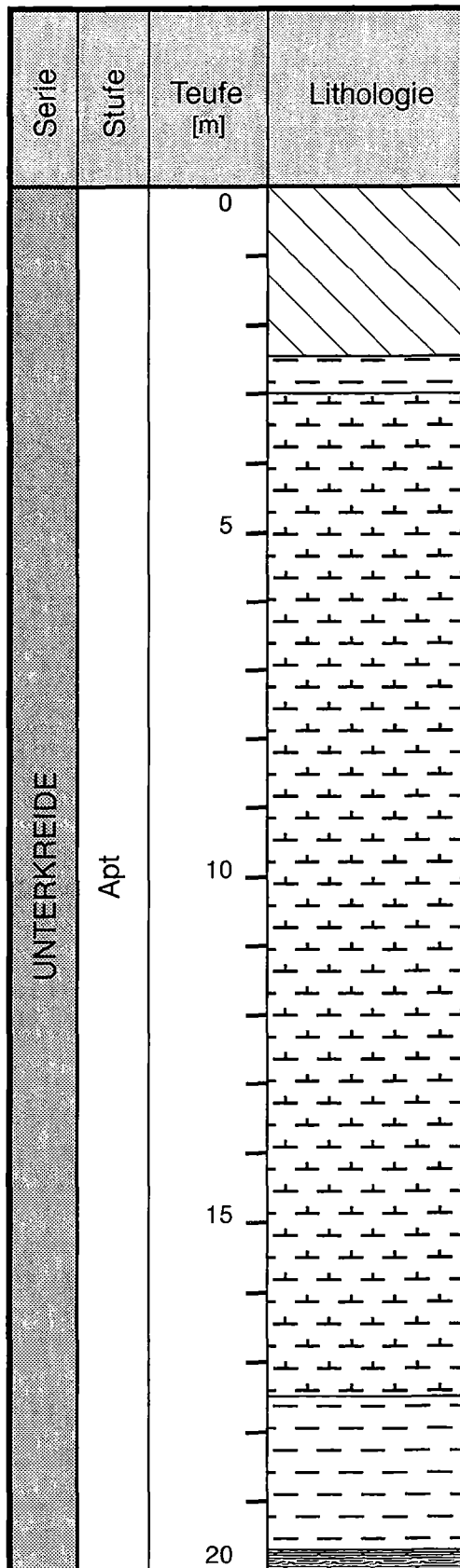
Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Alb	140	
		145	
		150	
		155	
		160	

Bohrung Hoheneggelsen KB 3

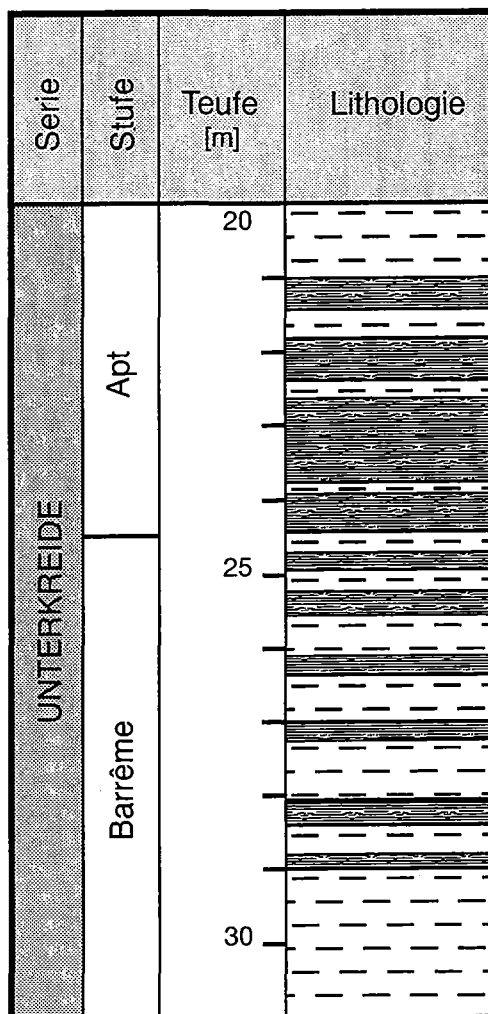
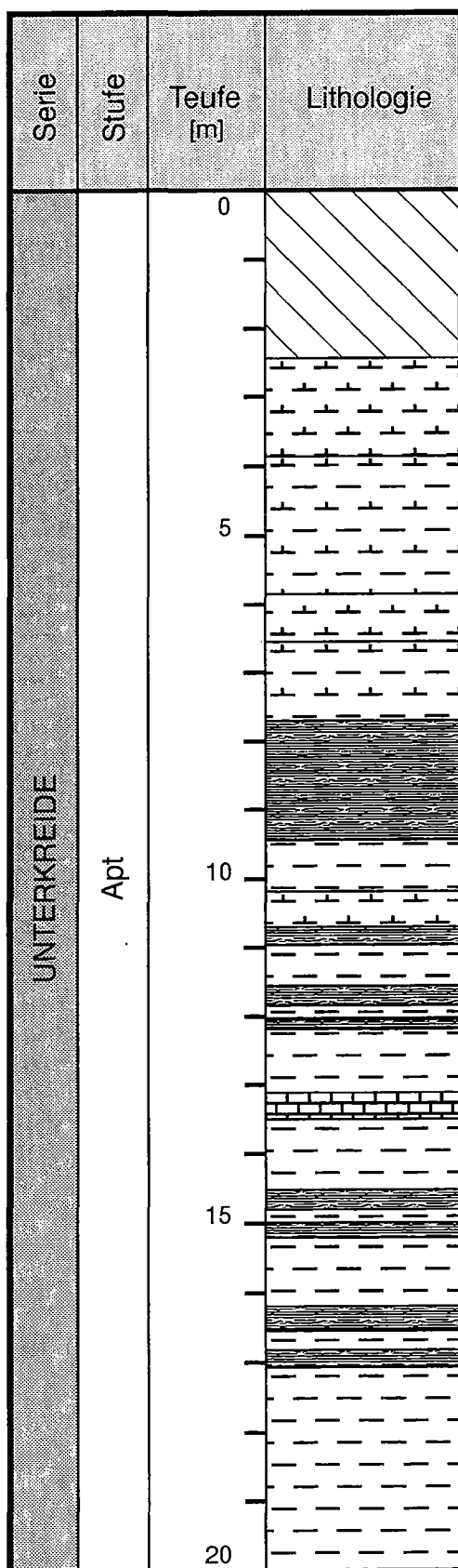
Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Apt	0	
		20	

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Apt	20	
		40	

Bohrung Hoheneggelsen KB 40



Bohrung Hoheneggelsen KB 50



Bohrung Wiechendorf 1/86

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Apt	50	
		55	
		60	
		65	
		70	

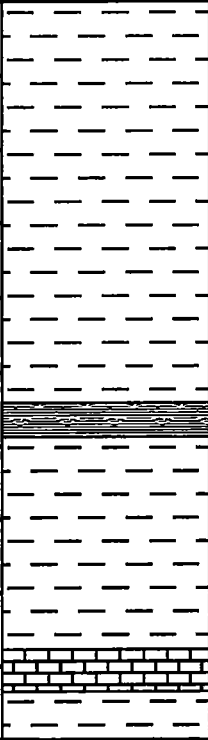
Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Apt	70	
		75	
		80	
		85	
	Barrême	90	

Bohrung Ahlum 1

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Apt	155	
	Barrême	160	
		165	
		170	
		175	

Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Barrême	175	
		180	
		185	
		190	
		195	

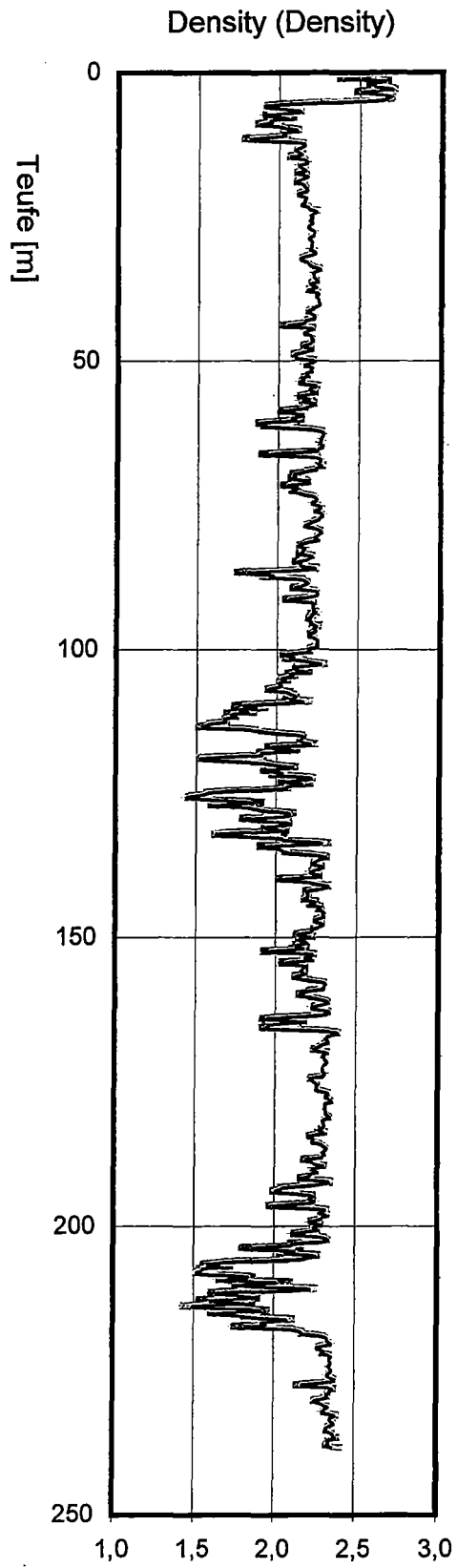
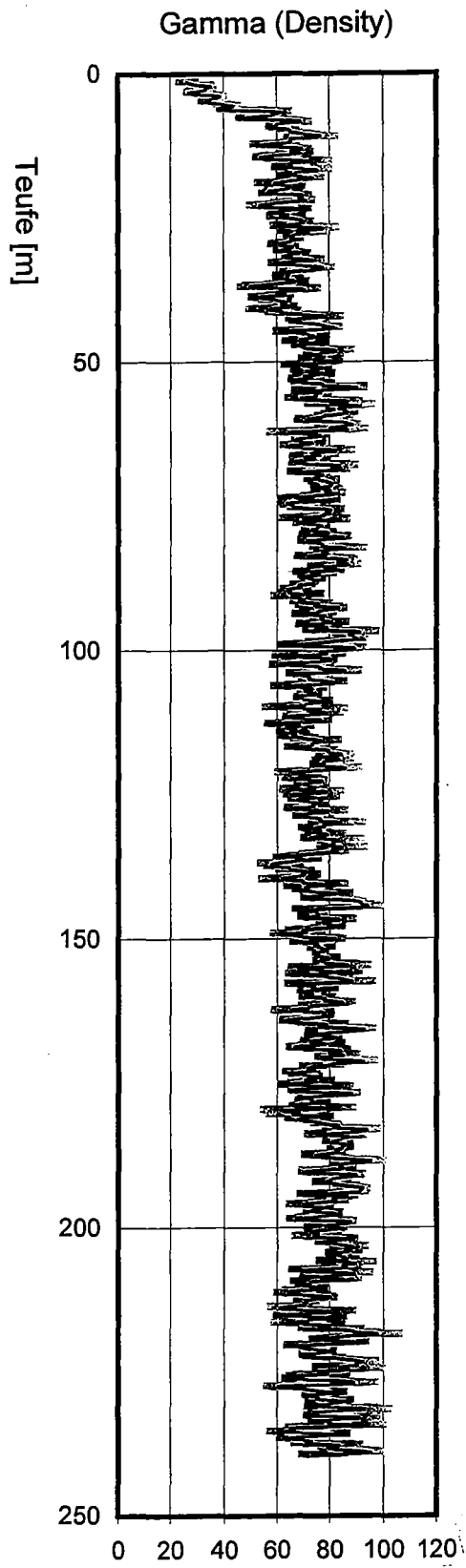
Bohrung Ahlum 1

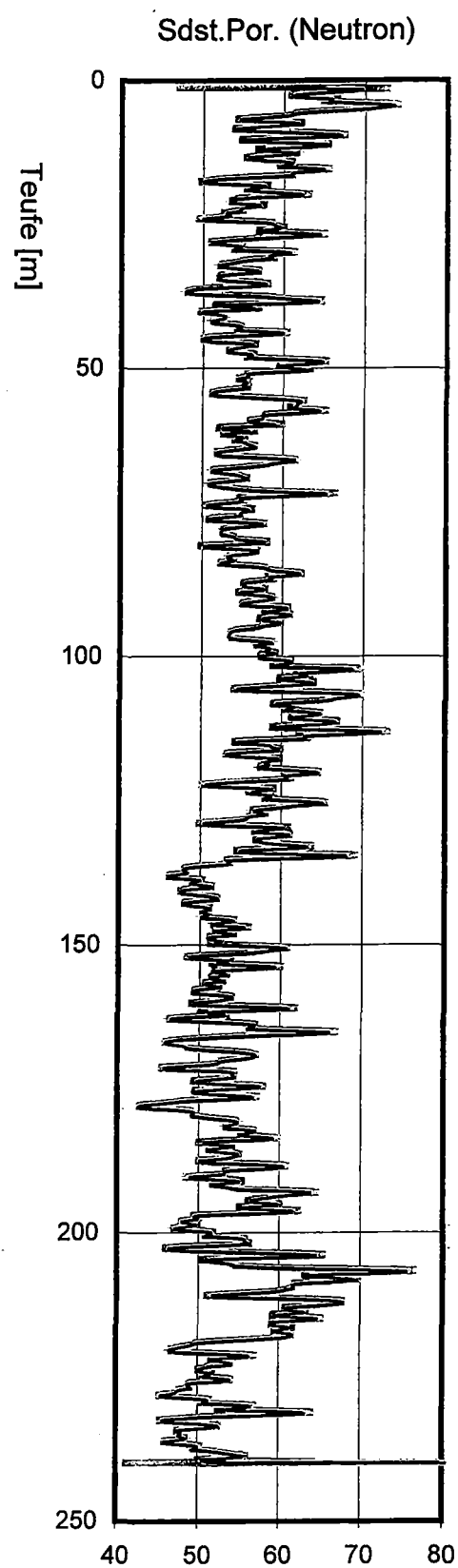
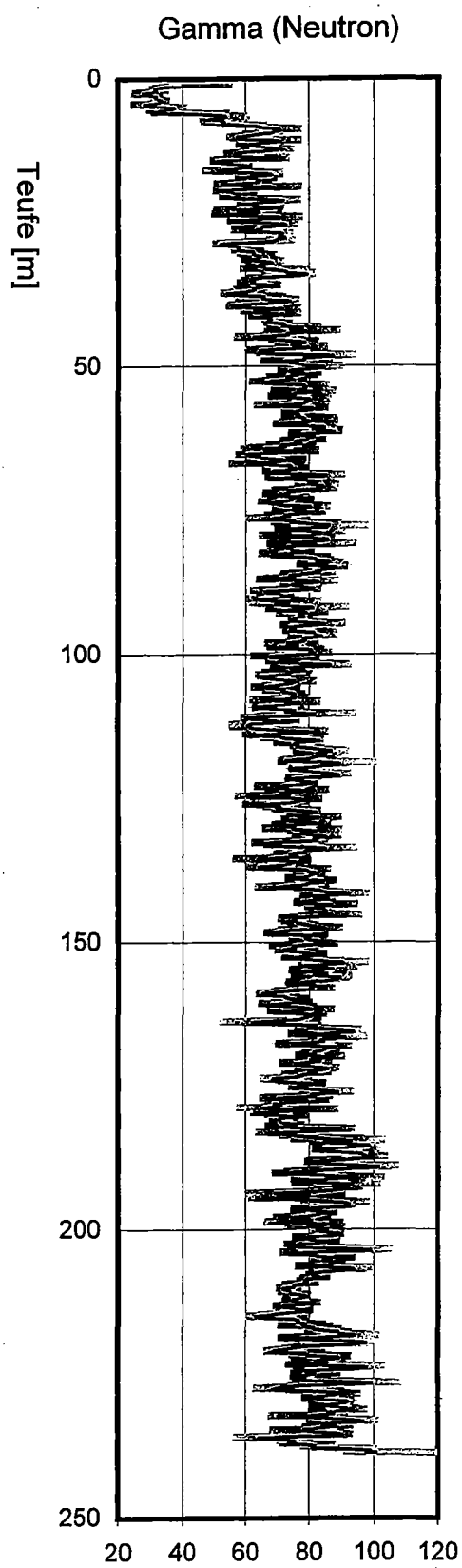
Serie	Stufe	Teufe [m]	Lithologie
UNTERKREIDE	Barrême	195	
		205	

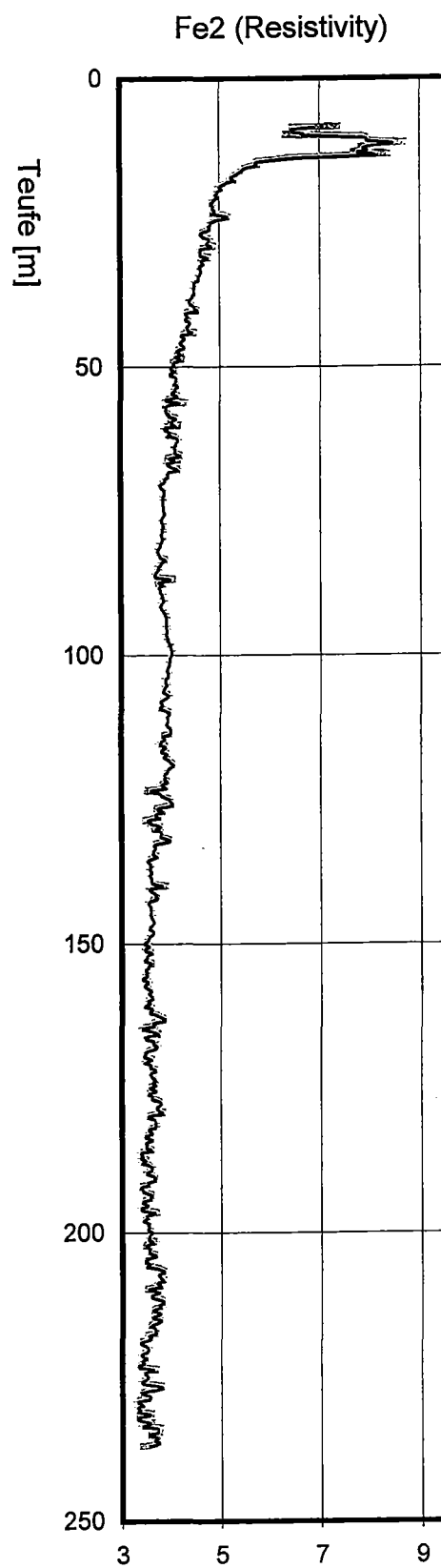
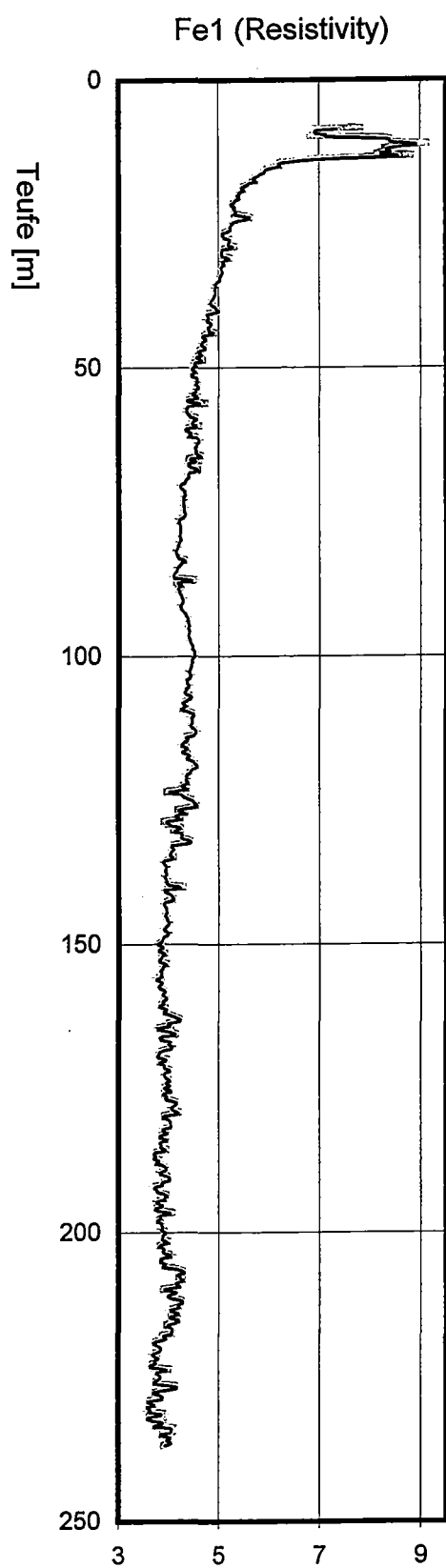
A.2 Geophysikalischen Bohrlochdaten der Bohrung Kirchrode 1/91 (Profildarstellung)

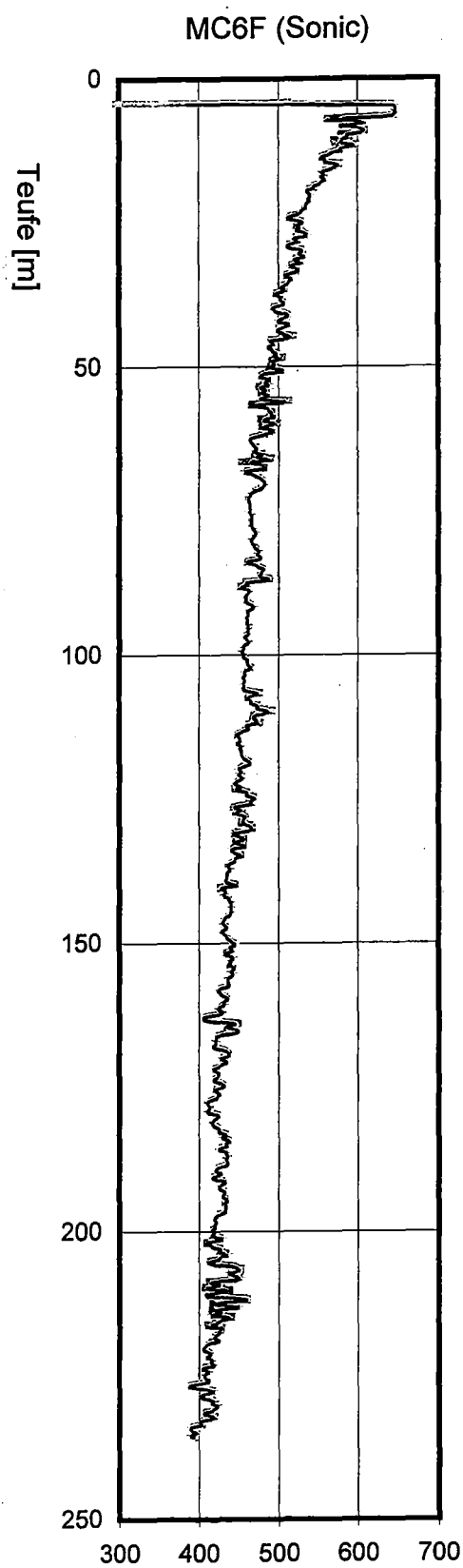
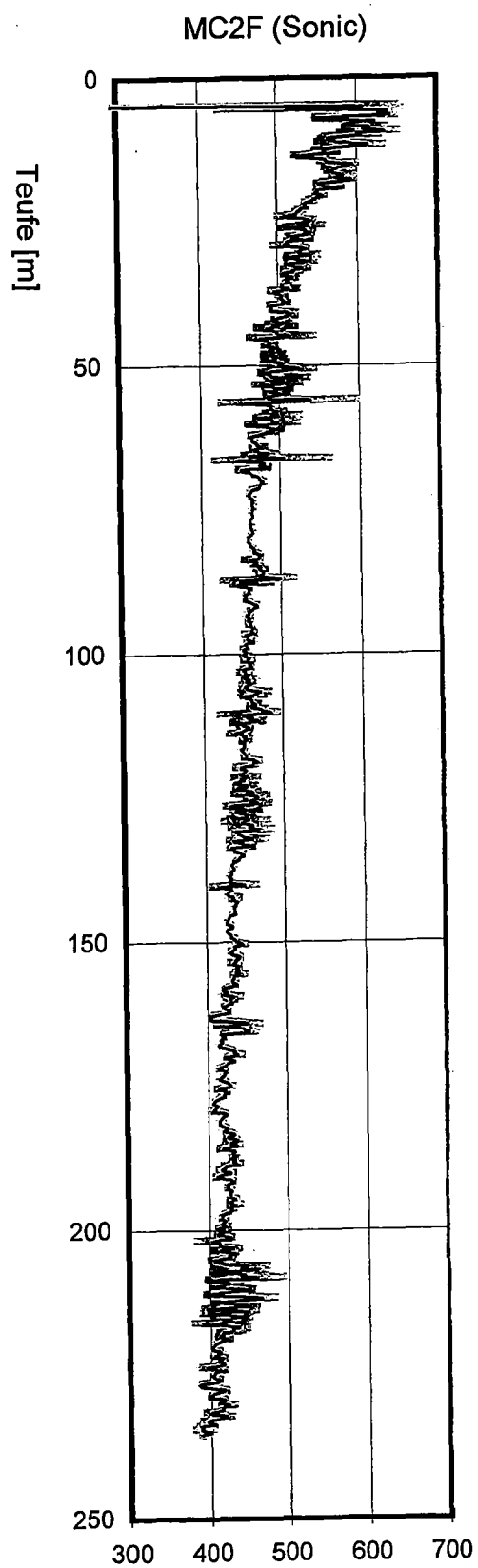
Die Ausgleichskurve (schwarze Linie) wird jeweils durch eine gleitende Mittelwertbildung 5. Ordnung beschrieben (= 0,5 m-Fenster des Probenrasters).

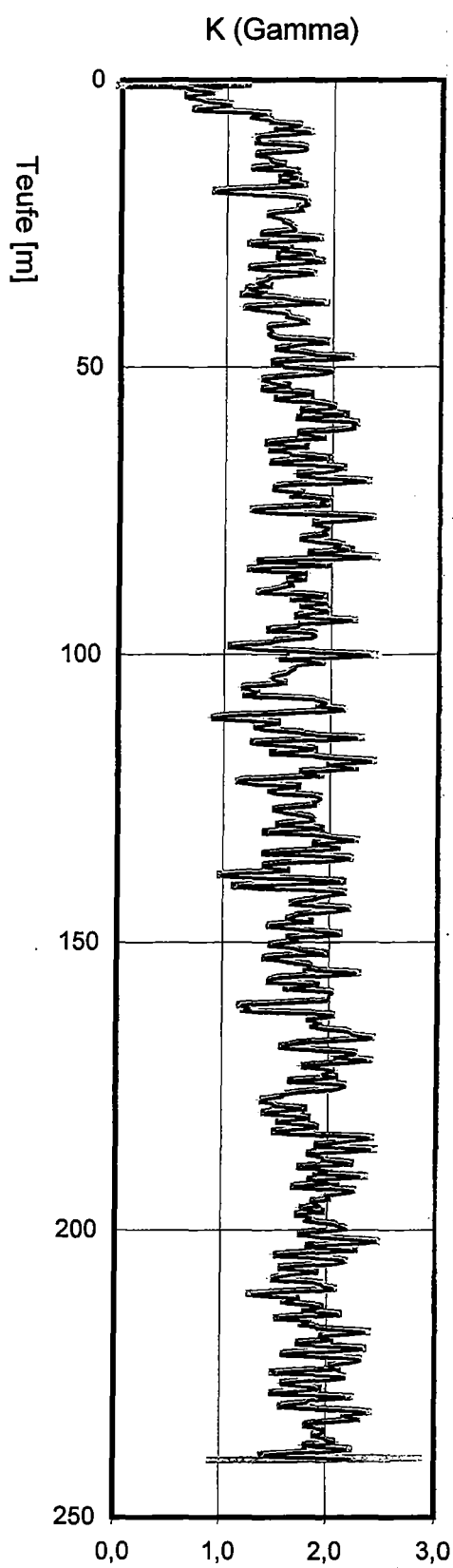
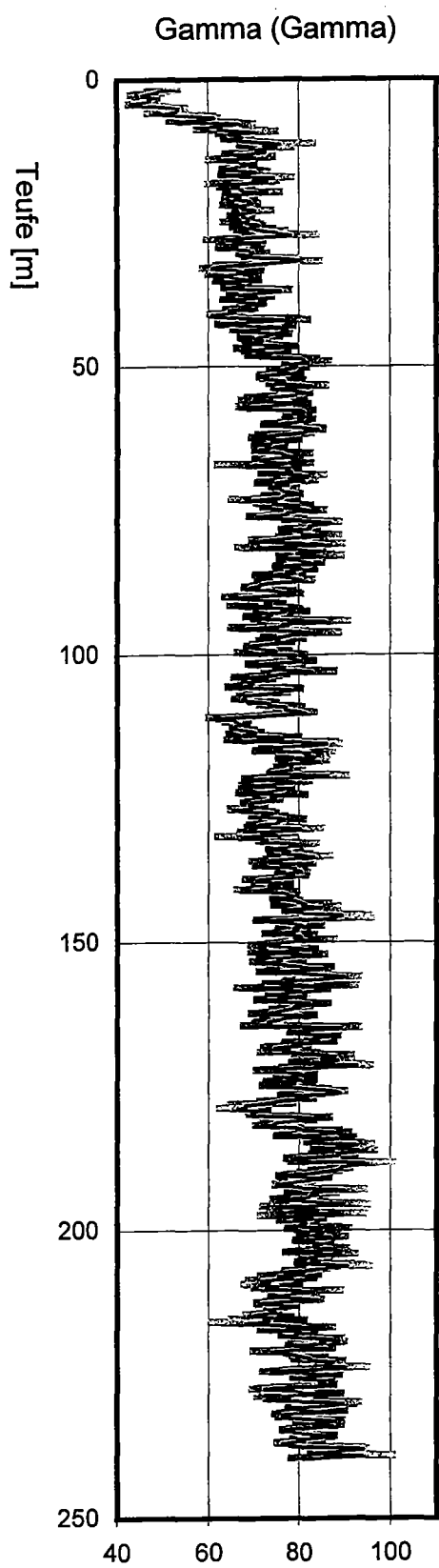
- Gamma-Ray 1 (Gamma from density)
- Dichte
- Gamma-Ray 2 (Gamma from Neutron)
- Porösität
- Resistivität 1
- Resistivität 2
- Akustik 1
- Akustik 2
- Gamma-Ray 3
- K Gamma
- Th Gamma
- U Gamma
- Kaliber (from density)

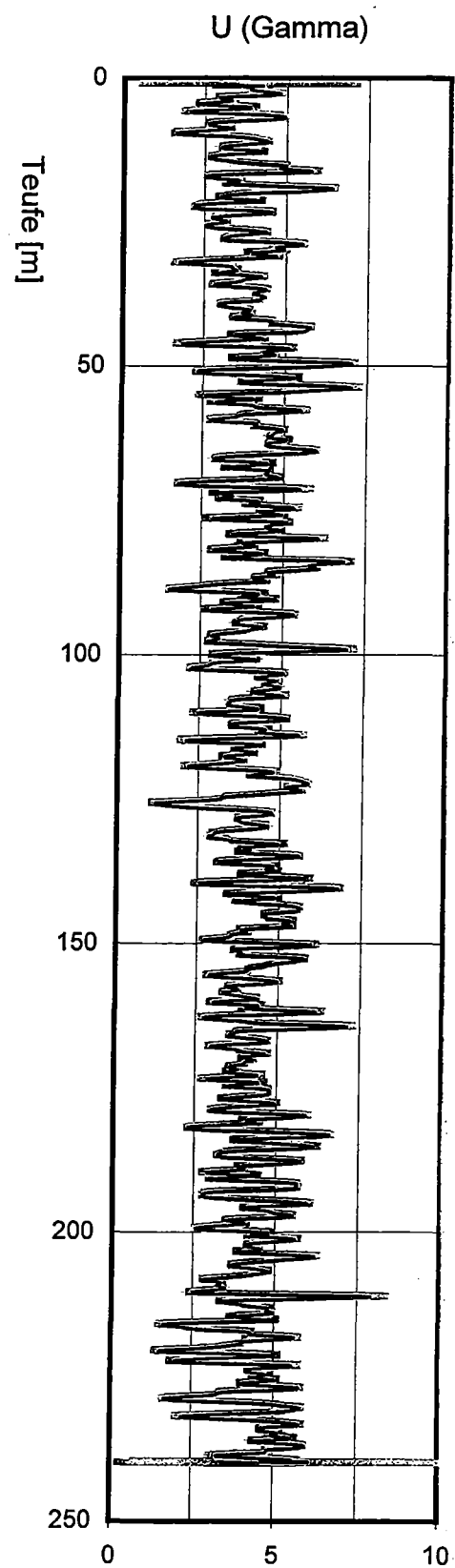
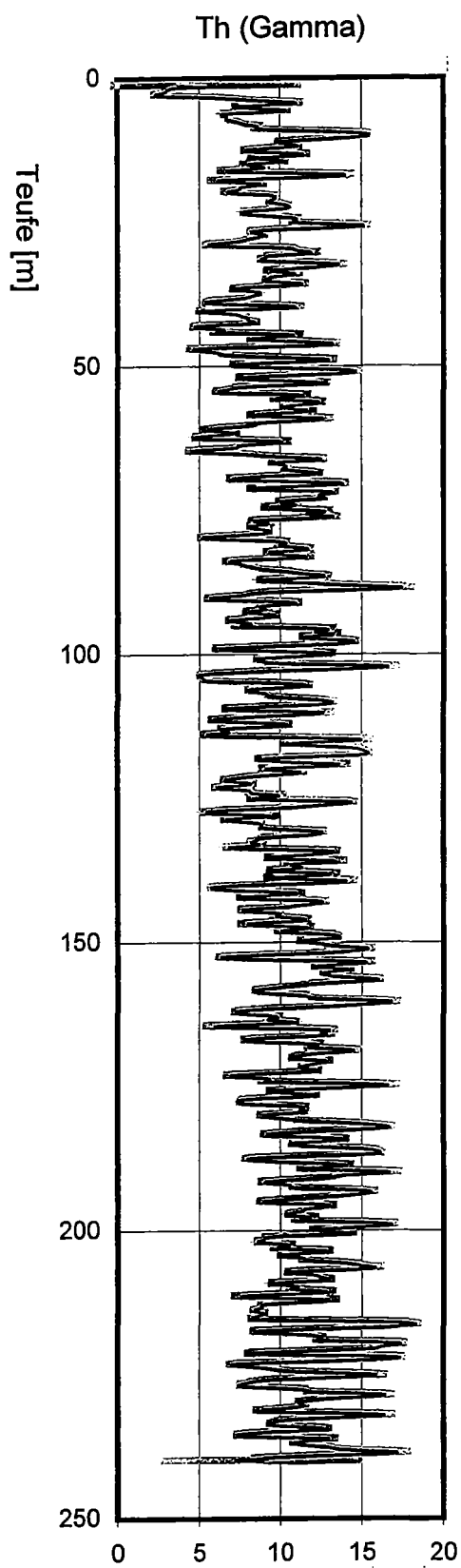


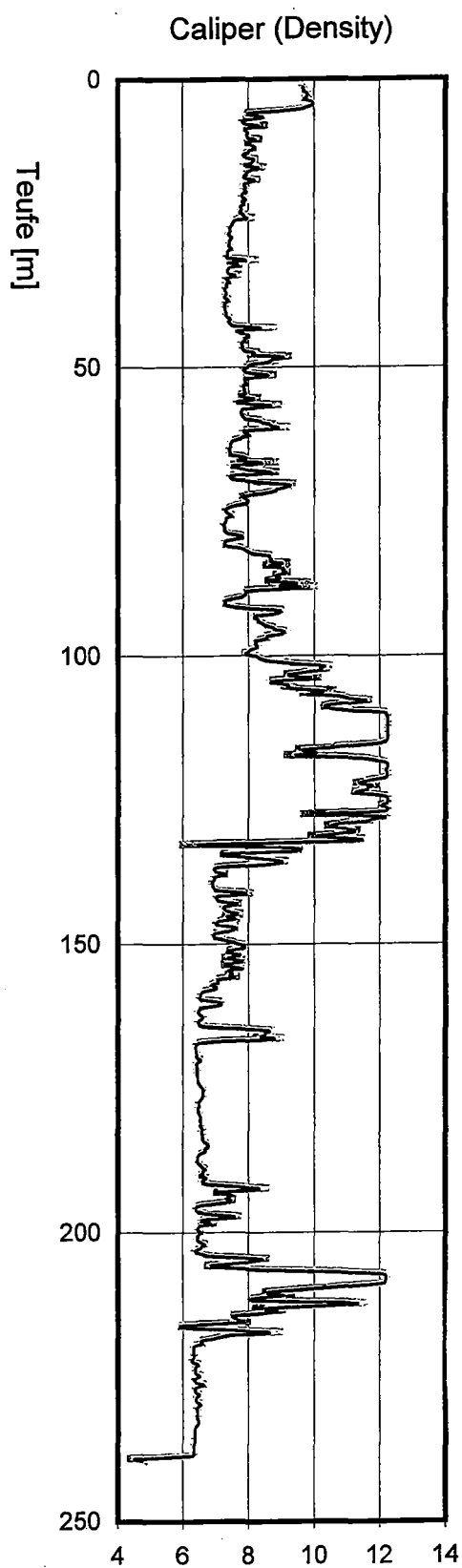












A.3 Geochemische Daten

- Corg- und CaCO₃-Gehalte (Bohrung Kirchrode 1/91)
- Daten der Rock-Eval-Pyrolyse (Bohrung Kirchrode 1/91, Kerogenkonzentrate))
- Daten der primären Sedimentzusammensetzung, Akkumulation und Paläoproduktivität (Bohrung Kirchrode 1/91). ¹⁾ Schwefelgehalte aus RACHOLD (1994).
- Corg- und CaCO₃-Gehalte sowie Daten der Rock-Eval-Pyrolyse (Bohrung Hoheneggelsen KB 50)

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]
1,75	0,49	31,5	27,25	0,45	39,42
2,25	0,44	38,08	27,75	0,45	39
2,75	0,44	33,5	28,25	0,34	42,17
3,25	0,44	33,25	28,75	0,38	42,67
3,75	0,46	33,17	29,25	0,42	38,67
4,25	0,46	31,33	29,75	0,44	38,25
4,75	0,48	31,83	30,25	0,44	39,25
5,25	0,42	39	30,75	0,5	38,83
5,75	0,49	34,58	31,25	0,45	40
6,25	0,4	46,25	31,75	0,43	40
6,75	0,37	45,67	32,25	0,41	41
7,25	0,42	26	32,75	0,41	39,92
7,75	0,39	27,58	33,25	0,41	41,25
8,25	0,41	30,33	33,75	0,37	39,25
8,75	0,42	30,83	34,25	0,4	40,58
9,25	0,44	32,83	34,75	0,39	40,83
9,75	0,44	33,58	35,25	0,4	39,83
10,25	0,44	33,17	35,75	0,41	39,58
10,75	0,42	32,33	36,25	0,4	41
11,25	0,47	31,58	36,75	0,39	41,75
11,75	0,41	33,08	37,25	0,41	40,5
12,25	0,38	35,83	37,75	0,4	39,58
12,75	0,37	36,25	38,25	0,41	43,67
13,75	0,4	38,17	38,75	0,42	39,33
14,25	0,4	39	39,25	0,39	44,08
14,75	0,4	35,08	39,75	0,35	45,33
15,25	0,46	42,33	40,25	0,36	33,17
15,75	0,39	33,83	40,75	0,33	36,42
16,25	0,41	37,83	41,25	0,37	37,17
16,75	0,39	37,08	41,75	0,34	38,17
17,25	0,42	34,83	42,25	0,31	36,25
17,75	0,4	38,17	42,75	0,37	31,67
18,25	0,41	36,83	43,25	0,33	37,17
18,75	0,43	38,92	43,75	0,33	35,58
19,25	0,4	35,75	44,25	0,36	35,42
19,75	0,41	36,58	44,75	0,36	36,5
20,25	0,42	35,67	45,25	0,36	36,25
20,75	0,39	36,92	45,75	0,38	34,5
21,25	0,4	37,67	46,25	0,32	39,83
21,75	0,39	36,75	46,75	0,37	34,33
22,25	0,39	36	47,25	0,38	31,17
22,75	0,33	30	47,75	0,37	31,08
23,25	0,37	39,42	48,25	0,39	31,83
23,75	0,38	42,08	48,75	0,38	30,33
24,25	0,37	39,42	49,25	0,39	32,67
24,75	0,4	39,33	49,75	0,41	32,17
25,25	0,43	40,75	50,25	0,46	33,17
25,75	0,43	38,58	50,75	0,41	32,25
26,25	0,44	37,92	51,25	0,41	33,5
26,75	0,42	39	51,75	0,38	37,25

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]
52,25	0,38	34	77,75	0,4	32,75
52,75	0,37	33	78,25	0,41	30,75
53,25	0,37	33,5	78,75	0,39	31,67
53,75	0,37	33,42	79,25	0,41	32,33
54,25	0,38	34,92	79,75	0,41	33,5
54,75	0,4	32,33	80,25	0,43	33,25
55,25	0,45	33,08	80,75	0,44	31,42
55,75	0,41	35,33	81,25	0,48	30,5
56,25	0,41	33,33	81,75	0,43	28,92
56,75	0,41	30,67	82,25	0,44	30,25
57,25	0,39	32,17	82,75	0,41	27,83
57,75	0,41	28,25	83,25	0,38	33,75
58,25	0,38	30,5	83,75	0,39	30,67
58,75	0,39	27,17	84,25	0,43	29,08
59,25	0,35	29,42	84,75	0,41	28,83
59,75	0,41	24	85,25	0,43	30,42
60,25	0,43	24,33	85,75	0,43	30,5
60,75	0,43	29,75	86,25	0,43	32,83
61,25	0,43	33,08	86,75	0,44	33,33
61,75	0,28	41	87,25	0,41	35
62,25	0,33	41,92	87,75	0,38	34,08
62,75	0,32	40,17	88,25	0,4	34,83
63,25	0,32	40,92	88,75	0,4	32,58
63,75	0,33	37,25	89,25	0,39	35,08
64,25	0,39	38	89,75	0,37	36,33
64,75	0,42	38,58	90,25	0,39	37,33
65,25	0,42	36,75	90,75	0,41	35,25
65,75	0,43	35,5	91,25	0,43	31,5
66,25	0,4	37,75	91,75	0,42	30,25
66,75	0,4	35,33	92,25	0,43	32,83
67,25	0,36	36,08	92,75	0,41	32
67,75	0,36	36,17	93,25	0,41	34,83
68,25	0,39	33,92	93,75	0,4	32
68,75	0,38	33,25	94,25	0,4	32,08
69,25	0,41	30,25	94,75	0,42	29,42
69,75	0,43	28,42	95,25	0,44	29,08
70,25	0,44	27,92	95,75	0,45	30,42
71,25	0,39	31,83	96,25	0,43	32,58
71,75	0,37	34	96,75	0,43	30,83
72,25	0,38	33,75	97,25	0,43	30,58
72,75	0,4	33	97,75	0,39	32,33
73,25	0,41	34,83	98,25	0,37	43,33
73,75	0,42	35,25	98,75	0,38	31,17
74,25	0,42	34,75	99,25	0,36	33
74,75	0,42	33,67	99,75	0,4	31,5
75,25	0,39	34,75	100,25	0,41	31,5
75,75	0,41	34,17	100,75	0,47	31,42
76,25	0,42	34,5	101,25	0,44	31,08
76,75	0,42	32,5	101,75	0,43	31,83
77,25	0,43	32,33	102,25	0,38	32,58

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]
102,75	0,41	32,42	129,25	0,39	29,67
103,25	0,39	32,5	129,75	0,35	36,58
103,75	0,43	33,08	130,25	0,42	31,58
104,25	0,4	34,5	130,75	0,41	30,58
104,75	0,37	38,75	131,25	0,43	31,92
105,25	0,39	34,75	131,75	0,4	31,75
105,75	0,41	33,92	132,25	0,34	29,33
106,25	0,4	29,67	132,75	0,4	26,17
106,75	0,41	29,33	133,25	0,32	35,33
107,25	0,41	30,92	133,75	0,34	35,08
107,75	0,38	34,67	134,25	0,33	32,25
108,25	0,4	29,92	134,75	0,33	36,25
108,75	0,41	31,5	135,25	0,38	37,25
109,25	0,42	30,42	135,75	0,35	41,25
109,75	0,44	31,42	136,25	0,33	40,83
110,25	0,41	31,33	136,75	0,34	38,17
110,75	0,45	32,58	137,25	0,35	39,67
111,25	0,43	30,92	137,75	0,35	38,17
111,75	0,45	30,5	138,25	0,33	40
112,25	0,44	29,08	138,75	0,33	37,83
112,75	0,46	28,42	139,25	0,3	40,17
113,25	0,45	28	139,75	0,34	36,5
113,75	0,44	29,42	140,25	0,35	34,33
114,25	0,39	29,42	140,75	0,31	36,5
114,75	0,4	30,58	141,25	0,3	37,08
115,25	0,41	30,08	141,75	0,3	33
115,75	0,46	29,25	142,25	0,36	30,5
116,25	0,44	29,42	142,75	0,37	29,92
116,75	0,44	28,17	143,25	0,31	30,83
117,25	0,46	29,42	143,75	0,32	27,83
117,75	0,47	27,33	144,25	0,32	33,25
118,25	0,44	24,83	144,75	0,34	35
120,25	0,43	28	145,25	0,31	35,5
120,75	0,43	29,5	145,75	0,31	36,5
121,25	0,37	37,75	146,25	0,31	36,08
121,75	0,4	29,42	146,75	0,33	35,08
122,25	0,39	34,75	147,25	0,32	39,17
122,75	0,4	29,92	147,75	0,31	38,92
123,25	0,41	31,5	148,25	0,35	35,42
123,75	0,41	29,58	148,75	0,33	35,42
124,25	0,4	30,92	149,25	0,37	34,58
124,75	0,38	29,5	149,75	0,39	34,25
125,25	0,42	27,92	150,25	0,33	35,75
125,75	0,39	28,67	150,75	0,36	33,67
126,25	0,41	28,83	151,25	0,34	35
126,75	0,4	29,42	151,75	0,32	34,92
127,25	0,39	30,25	152,25	0,36	32,92
127,75	0,38	31,83	152,75	0,31	33,67
128,25	0,37	30,83	153,25	0,29	35,08
128,75	0,37	29,25	153,75	0,31	31,75

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]
154,25	0,36	31,5	179,25	0,27	36,83
154,75	0,31	30,08	179,75	0,24	40,58
155,25	0,33	33,5	180,25	0,28	41,25
155,75	0,34	37,17	180,75	0,26	39,17
156,25	0,32	34,67	181,25	0,29	32,25
156,75	0,35	34,58	181,75	0,3	34,67
157,25	0,3	40,42	182,25	0,33	28,25
157,75	0,29	42,5	182,75	0,3	31,83
158,25	0,3	37,67	183,25	0,38	27,17
158,75	0,34	39,25	183,75	0,36	27,17
159,25	0,36	31,5	184,25	0,33	29,58
159,75	0,34	35,08	184,75	0,27	34,08
160,25	0,37	37,5	185,25	0,28	30,17
160,75	0,26	42,17	185,75	0,25	32,58
161,25	0,31	40,08	186,25	0,3	28,33
161,75	0,28	38,75	186,75	0,3	32,67
162,25	0,25	49,25	187,25	0,25	28,92
162,75	0,3	48,75	187,75	0,33	26,17
163,25	0,34	34	188,25	0,27	36,58
163,75	0,44	30,58	188,75	0,23	49,67
164,25	0,33	29,92	189,25	0,28	36,67
164,75	0,37	26,67	189,75	0,25	36,92
165,25	0,44	27,5	190,25	0,28	35,92
165,75	0,35	37,33	190,75	0,31	31,83
166,25	0,27	41,75	191,25	0,34	28,42
166,75	0,32	39,58	191,75	0,31	30,08
167,25	0,27	43,5	192,25	0,26	33
167,75	0,29	39,17	192,75	0,27	32,67
168,25	0,3	33,42	193,25	0,32	30,5
168,75	0,31	30,25	193,75	0,28	29,92
169,25	0,18	42,25	194,25	0,3	32
169,75	0,35	29,92	194,75	0,31	28,83
170,25	0,31	33,17	195,25	0,3	32,42
170,75	0,31	39	195,75	0,31	29,83
171,25	0,29	41,58	196,25	0,26	37,92
171,75	0,3	39,08	196,75	0,23	41
172,25	0,29	39,83	197,25	0,27	34,58
172,75	0,29	43,58	197,75	0,27	33,5
173,25	0,27	36,83	198,25	0,25	34,75
173,75	0,29	37,17	198,75	0,29	33,83
174,25	0,28	35,75	199,25	0,28	30,08
174,75	0,24	43,92	199,75	0,3	37,08
175,25	0,27	36,67	200,25	0,31	32,58
175,75	0,31	37,42	200,75	0,3	32,33
176,25	0,23	39,75	201,25	0,31	35,58
176,75	0,24	45,67	201,75	0,32	34,42
177,25	0,24	44,75	202,25	0,33	29,42
177,75	0,25	42,67	202,75	0,24	33,5
178,25	0,26	44,75	203,25	0,37	28,5
178,75	0,25	42,42	203,75	0,31	29,08

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]
204,25	0,33	34,17	229,75	0,35	33,17
204,75	0,26	36,58	230,25	0,41	32,92
205,25	0,32	30	230,75	0,28	40,17
205,75	0,32	29,58	231,25	0,4	30,25
206,25	0,51	20,17	231,75	0,29	32,25
206,75	0,35	23,42	232,25	0,45	29,67
207,25	0,38	29,33	232,75	0,6	32,42
207,75	0,35	28,08	233,25	0,39	38,67
208,25	0,36	26,33	233,75	0,34	36,33
208,75	0,35	28,42	234,25	0,37	40,25
209,25	0,31	35,42	234,75	0,29	42,42
209,75	0,35	29,08	235,25	0,31	42,58
210,25	0,35	34,92	235,75	0,33	36,92
210,75	0,32	31,67	236,25	0,45	24,17
211,25	0,38	23,67	236,75	0,42	32,58
211,75	0,35	41,08	237,25	0,4	33,75
212,25	0,37	26,08	237,75	0,32	41,5
212,75	0,38	31,25	238,25	0,44	39,58
213,25	0,35	32,17	238,75	0,33	35,67
213,75	0,32	38,08	239,25	0,43	32,58
214,25	0,34	29,83	239,75	0,38	33,33
215,25	0,37	33,75	240,25	0,42	28,83
215,75	0,31	29,67	240,75	0,49	26,58
216,25	0,49	27,67	241,25	0,36	33,25
216,75	0,41	24,67	241,75	0,35	31,67
217,25	0,49	31,17	242,25	0,44	21,25
217,75	0,34	29,33	242,75	0,39	26,08
218,25	0,46	32,5	243,25	0,35	29,25
218,75	0,35	39,58	243,75	0,35	27,17
219,25	0,33	42,42	244,25	0,35	32,58
219,75	0,29	41	244,75	0,33	36,67
220,25	0,39	33,25			
220,75	0,34	37,17			
221,25	0,38	30,08			
221,75	0,36	34			
222,25	0,42	26,67			
222,75	0,32	38,75			
223,25	0,36	35,25			
223,75	0,36	32,67			
224,25	0,22	41			
224,75	0,39	38,5			
225,25	0,47	31,08			
225,75	0,25	49,92			
226,25	0,31	42			
226,75	0,36	28,42			
227,25	0,33	40,25			
227,75	0,27	41,67			
228,25	0,4	28,92			
228,75	0,33	33,25			
229,25	0,41	27,83			

Teufe [m]	Corg [%]	S1	S2	S3	Tmax [° C]	HI	OI
						[mg HC/g Corg]	[mg CO ₂ /g Corg]
23,25	6,47	0,53	3,59	2,14	412	55,49	33,08
32,25	6,99	0,63	4,91	2,51	405	70,24	35,91
85,25	9,37	0,89	4,56	2,88	406	48,67	30,74
110,25	5,31	0,35	2,63	1,35	411	49,53	25,42
128,25	4,25	0,17	1,55	1,18	416	36,47	27,76
137,25	6,67	0,64	3,2	1,74	387	47,98	26,09
177,25	5,01	0,42	2,02	1,92	374	40,32	38,32
183,25	4,28	0,38	2,48	1,28	530	57,94	29,91
203,25	3,5	0,2	0,86	1,2	416	24,57	34,29
207,25	6,66	0,34	2,6	1,61	413	39,04	24,17
216,25	5,62	0,2	2,63	1,27	420	46,8	22,6
229,25	5,54	0,33	2,11	1,47	392	38,09	26,53

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
1,75	0,49	31,5	0,12	0,58	0,83	67,67	15,07	4,75	0,09	10,19	10,57
2,75	0,44	33,5	0,14	0,55	0,78	65,72	16,86	5,65	0,09	11,08	11,44
3,75	0,46	33,17	0,12	0,55	0,79	66,04	15,76	5,23	0,09	10,41	10,91
4,75	0,48	31,83	0,37	0,76	1,09	67,08	16,03	5,10	0,12	10,76	11,04
5,75	0,49	34,58	0,23	0,66	0,95	64,47	10,30	3,56	0,07	6,64	8,07
6,75	0,37	45,67	0,12	0,46	0,66	53,67	12,94	5,91	0,06	6,95	9,49
7,75	0,39	27,58	0,28	0,60	0,86	71,56	11,86	3,27	0,07	8,49	8,92
8,75	0,42	30,83	0,26	0,62	0,88	68,29	10,66	3,29	0,07	7,28	8,27
9,75	0,44	33,58	0,17	0,57	0,81	65,61	11,48	3,85	0,07	7,53	8,71
10,75	0,42	32,33	0,23	0,59	0,85	66,82	11,48	3,71	0,07	7,67	8,71
11,75	0,41	33,08	0,2	0,56	0,80	66,12	10,44	3,45	0,06	6,90	8,14
12,75	0,37	36,25	0,78	0,96	1,37	62,38	12,43	4,51	0,12	7,75	9,22
13,75	0,4	38,17	0,16	0,52	0,74	61,09	12,41	4,74	0,06	7,58	9,21
14,75	0,4	35,08	0,15	0,51	0,73	64,19	11,76	4,13	0,06	7,55	8,87
15,75	0,39	33,83	0,39	0,68	0,98	65,19	12,52	4,24	0,09	8,16	9,27
16,75	0,39	37,08	0,13	0,49	0,70	62,22	12,77	4,74	0,06	7,95	9,40
17,75	0,4	38,17	0,11	0,48	0,69	61,14	13,15	5,02	0,06	8,04	9,59
18,75	0,43	38,92	0,16	0,55	0,79	60,29	12,62	4,91	0,07	7,61	9,32
19,75	0,41	36,58	0,17	0,54	0,77	62,65	12,15	4,44	0,07	7,61	9,07
20,75	0,39	36,92	0,14	0,50	0,71	62,37	12,99	4,79	0,06	8,10	9,51
21,75	0,39	36,75	0,15	0,50	0,72	62,53	12,95	4,76	0,07	8,10	9,49
22,75	0,33	30	0,05	0,37	0,53	69,47	12,89	3,87	0,05	8,95	9,46
23,75	0,38	42,08	0,13	0,48	0,68	57,24	13,37	5,63	0,06	7,65	9,71
24,75	0,4	39,33	0,15	0,51	0,73	59,94	12,86	5,06	0,07	7,71	9,44
25,75	0,43	38,58	0,25	0,62	0,88	60,54	12,89	4,97	0,08	7,80	9,46
26,75	0,42	39	0,25	0,61	0,87	60,13	12,20	4,76	0,07	7,33	9,09
27,75	0,45	39	0,18	0,59	0,84	60,16	13,64	5,32	0,08	8,21	9,85
28,75	0,38	42,67	0,13	0,48	0,68	56,65	13,06	5,57	0,06	7,40	9,55
29,75	0,44	38,25	0,4	0,74	1,06	60,69	12,70	4,86	0,09	7,71	9,36
30,75	0,5	38,83	0,31	0,73	1,05	60,12	12,82	4,98	0,09	7,71	9,42
31,75	0,43	40	0,4	0,73	1,05	58,95	13,23	5,29	0,10	7,80	9,63
32,75	0,41	39,92	0,4	0,71	1,02	59,06	12,97	5,18	0,09	7,66	9,50

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
33,75	0,37	39,25	0,96	1,09	1,57	59,18	13,72	5,38	0,15	8,12	9,89
34,75	0,39	40,83	0,43	0,71	1,02	58,15	13,43	5,48	0,10	7,81	9,74
35,75	0,41	39,58	0,26	0,61	0,87	59,55	13,70	5,42	0,08	8,16	9,88
36,75	0,39	41,75	0,28	0,60	0,86	57,39	13,86	5,79	0,08	7,96	9,96
37,75	0,4	39,58	0,28	0,61	0,87	59,55	12,60	4,99	0,08	7,51	9,31
38,75	0,42	39,33	0,2	0,57	0,82	59,85	13,54	5,33	0,08	8,10	9,80
39,75	0,35	45,33	0,1	0,43	0,61	54,06	13,79	6,25	0,06	7,46	9,92
40,75	0,33	36,42	0,12	0,42	0,60	62,98	13,64	4,97	0,06	8,59	9,85
41,75	0,34	38,17	0,13	0,44	0,63	61,20	13,63	5,20	0,06	8,34	9,84
42,75	0,37	31,67	0,16	0,49	0,70	67,63	13,25	4,20	0,07	8,96	9,64
43,75	0,33	35,58	0,17	0,46	0,66	63,76	11,18	3,98	0,05	7,13	8,55
44,75	0,36	36,5	0,15	0,47	0,68	62,82	13,47	4,92	0,06	8,46	9,76
45,75	0,38	34,5	0,08	0,44	0,63	64,87	13,11	4,52	0,06	8,51	9,58
46,75	0,37	34,33	0,19	0,51	0,73	64,94	13,37	4,59	0,07	8,68	9,71
47,75	0,37	31,08	0,19	0,51	0,73	68,19	13,25	4,12	0,07	9,04	9,65
48,75	0,38	30,33	0,21	0,54	0,77	68,90	11,32	3,43	0,06	7,80	8,62
49,75	0,41	32,17	0,29	0,63	0,90	66,93	17,53	5,64	0,11	11,73	9,67
50,75	0,41	32,25	0,14	0,52	0,74	67,01	17,44	5,63	0,09	11,69	9,64
51,75	0,38	37,25	0,24	0,56	0,80	61,95	18,24	6,79	0,10	11,30	9,95
52,75	0,37	33	0,12	0,46	0,66	66,34	17,43	5,75	0,08	11,57	9,64
53,75	0,37	33,42	0,12	0,46	0,66	65,92	17,54	5,86	0,08	11,56	9,68
54,75	0,4	32,33	0,12	0,49	0,70	66,97	17,96	5,81	0,09	12,03	9,84
55,75	0,41	35,33	0,17	0,54	0,77	63,90	17,12	6,05	0,09	10,94	9,51
56,75	0,41	30,67	0,15	0,52	0,75	68,58	16,88	5,18	0,09	11,58	9,42
57,75	0,41	28,25	0,13	0,51	0,73	71,02	17,27	4,88	0,09	12,27	9,57
58,75	0,39	27,17	0,1	0,47	0,67	72,16	15,65	4,25	0,07	11,29	8,92
59,75	0,41	24	0,15	0,52	0,75	75,25	16,03	3,85	0,08	12,06	9,08
60,75	0,43	29,75	0,21	0,59	0,84	69,41	13,98	4,16	0,08	9,70	8,24
61,75	0,28	41	0,07	0,33	0,48	58,52	17,87	7,33	0,06	10,46	9,81
62,75	0,32	40,17	0,22	0,49	0,70	59,13	18,82	7,56	0,09	11,13	10,17
63,75	0,33	37,25	0,24	0,51	0,73	62,02	18,71	6,97	0,10	11,60	10,13
64,75	0,42	38,58	0,24	0,60	0,86	60,56	19,30	7,45	0,12	11,69	10,36

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produktivität
65,75	0,43	35,5	1,15	1,30	1,86	62,64	17,19	6,10	0,22	10,77	9,54
66,75	0,4	35,33	0,19	0,54	0,78	63,89	18,23	6,44	0,10	11,65	9,94
67,75	0,36	36,17	0,17	0,49	0,70	63,13	18,95	6,86	0,09	11,97	10,23
68,75	0,38	33,25	0,12	0,47	0,67	66,08	18,58	6,18	0,09	12,27	10,08
69,75	0,43	28,42	0,16	0,55	0,79	70,79	17,16	4,88	0,09	12,15	9,53
71,75	0,37	34	0,21	0,53	0,76	65,24	16,85	5,73	0,09	11,00	8,90
72,75	0,4	33	0,14	0,51	0,72	66,28	18,71	6,17	0,09	12,40	9,58
73,75	0,42	35,25	0,19	0,56	0,81	63,94	20,66	7,28	0,12	13,21	10,28
74,75	0,42	33,67	1,85	1,82	2,60	63,73	19,76	6,65	0,36	12,59	9,96
75,75	0,41	34,17	0,09	0,48	0,68	65,15	20,37	6,96	0,10	13,27	10,18
76,75	0,42	32,5	0,33	0,67	0,96	66,54	20,41	6,63	0,14	13,58	10,19
77,75	0,4	32,75	0,11	0,48	0,69	66,56	20,17	6,60	0,10	13,42	10,11
78,75	0,39	31,67	0,12	0,48	0,69	67,64	19,71	6,24	0,09	13,33	9,94
79,75	0,41	33,5	0,15	0,52	0,75	65,75	20,19	6,76	0,11	13,28	10,12
80,75	0,44	31,42	0,12	0,53	0,76	67,82	20,65	6,49	0,11	14,01	10,28
81,75	0,43	28,92	0,09	0,50	0,71	70,37	18,79	5,43	0,09	13,22	9,61
82,75	0,41	27,83	0,1	0,49	0,69	71,48	19,30	5,37	0,09	13,79	9,79
83,75	0,39	30,67	0,32	0,63	0,90	68,43	20,18	6,19	0,13	13,81	10,11
84,75	0,41	28,83	0,19	0,55	0,79	70,38	17,90	5,16	0,10	12,60	9,29
85,75	0,43	30,5	0,31	0,66	0,95	68,55	18,92	5,77	0,13	12,97	9,66
86,75	0,44	33,33	0,19	0,58	0,83	65,84	13,79	4,60	0,08	9,08	7,72
87,75	0,38	34,08	0,14	0,49	0,69	65,23	18,88	6,43	0,09	12,31	9,64
88,75	0,4	32,58	0,12	0,49	0,70	66,72	19,23	6,27	0,09	12,83	9,77
89,75	0,37	36,33	0,16	0,49	0,70	62,97	21,50	7,90	0,35	15,00	11,40
90,75	0,41	35,25	0,29	0,63	0,90	63,85	20,01	7,06	0,13	12,78	10,05
91,75	0,42	30,25	0,28	0,63	0,90	68,85	19,19	5,81	0,12	13,21	9,76
92,75	0,41	32	0,02	0,43	0,61	67,39	19,32	6,18	0,08	13,02	9,80
93,75	0,4	32	0,16	0,52	0,74	67,26	19,52	6,25	0,10	13,13	9,88
94,75	0,42	29,42	0,2	0,57	0,82	69,76	19,29	5,67	0,11	13,46	9,79
95,75	0,45	30,42	0,13	0,55	0,78	68,80	20,25	6,16	0,11	13,93	10,14
96,75	0,43	30,83	0,18	0,57	0,81	68,36	20,37	6,28	0,12	13,93	10,18
97,75	0,39	32,33	0,13	0,49	0,70	66,97	19,58	6,33	0,10	13,11	9,90

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
98,75	0,38	31,17	0,11	0,46	0,66	68,17	19,89	6,20	0,09	13,56	10,01
99,75	0,4	31,5	0,08	0,46	0,66	67,84	19,26	6,07	0,09	13,07	9,78
100,75	0,47	31,42	0,14	0,58	0,82	67,76	16,90	5,31	0,10	11,45	8,91
101,75	0,43	31,83	0,19	0,57	0,82	67,35	17,90	5,70	0,10	12,06	9,29
102,75	0,41	32,42	0,43	0,73	1,05	66,53	18,53	6,01	0,14	12,33	9,52
103,75	0,43	33,08	0,07	0,48	0,69	66,23	19,34	6,40	0,09	12,81	9,81
104,75	0,37	38,75	0,11	0,45	0,65	60,60	16,96	6,57	0,08	10,28	8,94
105,75	0,41	33,92	0,13	0,51	0,73	65,35	16,98	5,76	0,09	11,10	8,95
106,75	0,41	29,33	0,14	0,52	0,74	69,93	14,83	4,35	0,08	10,37	8,12
107,75	0,38	34,67	0,13	0,48	0,68	64,65	17,37	6,02	0,08	11,23	9,09
108,75	0,41	31,5	0,12	0,50	0,72	67,78	17,54	5,53	0,09	11,89	9,15
109,75	0,44	31,42	0,13	0,54	0,77	67,81	12,55	3,94	0,07	8,51	7,22
110,75	0,45	32,58	0,34	0,71	1,01	66,41	14,48	4,72	0,10	9,62	7,99
111,75	0,45	30,5	0,19	0,59	0,85	68,65	13,13	4,01	0,08	9,02	7,45
112,75	0,46	28,42	0,12	0,55	0,79	70,79	10,59	3,01	0,06	7,50	6,40
113,75	0,44	29,42	0,1	0,52	0,74	69,84	13,87	4,08	0,07	9,69	7,75
114,75	0,4	30,58	0,14	0,51	0,72	68,70	18,84	5,76	0,10	12,95	9,63
115,75	0,46	29,25	0,14	0,57	0,81	69,94	18,52	5,42	0,10	12,95	9,51
116,75	0,44	28,17	0,13	0,54	0,77	71,06	17,61	4,96	0,09	12,52	9,18
117,75	0,47	27,33	0,18	0,61	0,87	71,80	16,10	4,40	0,10	11,56	8,61
120,75	0,43	29,5	0,09	0,50	0,71	69,79	19,15	5,65	0,10	13,37	8,83
121,75	0,4	29,42	0,07	0,45	0,65	69,93	19,94	5,87	0,09	13,94	9,08
122,75	0,4	29,92	0,06	0,45	0,64	69,44	20,84	6,24	0,09	14,47	9,37
123,75	0,41	29,58	0,14	0,52	0,74	69,68	20,24	5,99	0,10	14,11	9,18
124,75	0,38	29,5	0,11	0,46	0,66	69,84	13,61	4,02	0,06	9,51	6,93
125,75	0,39	28,67	0,14	0,50	0,71	70,62	11,20	3,21	0,06	7,91	6,03
126,75	0,4	29,42	0,19	0,54	0,78	69,80	16,81	4,95	0,09	11,74	8,05
127,75	0,38	31,83	0,11	0,46	0,66	67,51	18,32	5,83	0,08	12,36	8,55
128,75	0,37	29,25	0,18	0,51	0,72	70,03	21,51	6,29	0,11	15,06	9,59
129,75	0,35	36,58	0,17	0,48	0,68	62,74	18,08	6,61	0,09	11,34	8,47
130,75	0,41	30,58	0,21	0,57	0,81	68,61	17,87	5,46	0,10	12,26	8,40
131,75	0,4	31,75	0,08	0,46	0,66	67,59	16,27	5,17	0,07	11,00	7,86

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
132,75	0,4	26,17	0,09	0,47	0,67	73,16	15,56	4,07	0,07	11,38	8,89
133,75	0,34	35,08	0,15	0,45	0,65	64,27	19,33	6,78	0,09	12,42	10,37
134,75	0,33	36,25	1,19	1,23	1,76	61,99	14,97	5,42	0,18	9,28	8,65
135,75	0,35	41,25	0,21	0,51	0,73	58,02	18,64	7,69	0,09	10,82	10,10
136,75	0,34	38,17	0,29	0,56	0,80	61,03	19,55	7,46	0,11	11,93	10,45
137,75	0,35	38,17	0,19	0,49	0,71	61,12	20,14	7,69	0,10	12,31	10,68
138,75	0,33	37,83	0,13	0,43	0,61	61,56	18,55	7,02	0,08	11,42	10,07
139,75	0,34	36,5	0,11	0,42	0,60	62,90	16,77	6,12	0,07	10,55	9,37
140,75	0,31	36,5	0,15	0,42	0,61	62,89	19,34	7,06	0,08	12,16	10,37
141,75	0,3	33	0,1	0,38	0,54	66,46	18,69	6,17	0,07	12,42	10,12
142,75	0,37	29,92	0,18	0,51	0,72	69,36	18,81	5,63	0,10	13,04	10,17
143,75	0,32	27,83	0,18	0,46	0,65	71,52	15,11	4,21	0,07	10,81	10,12
144,75	0,34	35	0,17	0,47	0,67	64,33	15,51	5,43	0,07	9,97	10,30
145,75	0,31	36,5	0,11	0,39	0,56	62,94	15,09	5,51	0,06	9,50	10,10
146,75	0,33	35,08	0,07	0,38	0,55	64,37	14,63	5,13	0,06	9,42	9,88
147,75	0,31	38,92	0,08	0,37	0,53	60,55	15,11	5,88	0,06	9,15	10,12
148,75	0,33	35,42	0,07	0,38	0,55	64,03	14,78	5,23	0,06	9,46	9,96
149,75	0,39	34,25	0,12	0,48	0,69	65,06	14,85	5,09	0,07	9,66	9,99
150,75	0,36	33,67	0,09	0,43	0,61	65,72	13,99	4,71	0,06	9,19	9,58
151,75	0,32	34,92	0,13	0,42	0,60	64,48	14,85	5,18	0,06	9,57	9,99
152,75	0,31	33,67	0,28	0,52	0,75	65,58	14,63	4,92	0,08	9,59	9,88
153,75	0,31	31,75	0,07	0,36	0,52	67,73	14,11	4,48	0,05	9,56	9,64
154,75	0,31	30,08	0,07	0,36	0,52	69,40	14,29	4,30	0,05	9,92	9,72
155,75	0,34	37,17	0,12	0,43	0,62	62,21	14,18	5,27	0,06	8,82	9,67
156,75	0,35	34,58	0,29	0,57	0,81	64,61	13,81	4,78	0,08	8,93	9,49
157,75	0,29	42,5	0,05	0,33	0,47	57,03	15,80	6,71	0,05	9,01	10,44
158,75	0,34	39,25	0,07	0,39	0,56	60,19	15,22	5,97	0,06	9,16	10,17
159,75	0,34	35,08	0,08	0,40	0,57	64,35	13,98	4,90	0,06	8,99	9,57
160,75	0,26	42,17	0,07	0,31	0,45	57,38	14,54	6,13	0,05	8,34	9,84
161,75	0,28	38,75	0,05	0,32	0,45	60,80	14,77	5,72	0,05	8,98	9,95
162,75	0,3	48,75	0,04	0,33	0,47	50,78	16,29	7,94	0,05	8,27	10,67
163,75	0,44	30,58	0,18	0,58	0,82	68,60	11,89	3,63	0,07	8,15	8,53

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
164,75	0,37	26,67	0,11	0,45	0,65	72,68	11,79	3,14	0,05	8,57	8,48
165,75	0,35	37,33	0,09	0,42	0,60	62,07	13,48	5,03	0,06	8,37	9,33
166,75	0,32	39,58	0,09	0,39	0,55	59,87	14,00	7,90	0,35	15,00	11,40
167,75	0,29	39,17	0,09	0,36	0,51	60,32	15,88	6,22	0,06	9,58	10,48
168,75	0,31	30,25	0,1	0,39	0,55	69,20	14,67	4,44	0,06	10,15	9,90
169,75	0,35	29,92	0,03	0,37	0,53	69,55	15,43	4,62	0,06	10,73	10,27
170,75	0,31	39	0,06	0,36	0,51	60,49	15,60	6,08	0,06	9,44	10,35
171,75	0,3	39,08	0,07	0,35	0,50	60,42	15,30	5,98	0,05	9,25	10,21
172,75	0,29	43,58	0,07	0,34	0,49	55,93	15,19	6,62	0,05	8,50	10,16
173,75	0,29	37,17	0,03	0,31	0,45	62,38	15,57	5,79	0,05	9,71	10,33
174,75	0,24	43,92	0,09	0,31	0,44	55,64	14,63	6,42	0,05	8,14	9,88
175,75	0,31	37,42	0,04	0,34	0,49	62,09	15,04	5,63	0,05	9,34	10,08
176,75	0,24	45,67	0,1	0,32	0,45	53,88	15,76	7,20	0,05	8,49	10,42
177,75	0,25	42,67	0,07	0,30	0,43	56,90	16,59	7,08	0,05	9,44	10,81
178,75	0,25	42,42	0,12	0,34	0,49	57,09	15,63	6,63	0,05	8,92	10,36
179,75	0,24	40,58	0,1	0,32	0,45	58,97	15,66	6,35	0,05	9,23	10,37
180,75	0,26	39,17	0,09	0,33	0,47	60,36	15,37	6,02	0,05	9,28	10,24
181,75	0,3	34,67	0,12	0,39	0,56	64,77	15,05	5,22	0,06	9,75	10,09
182,75	0,3	31,83	0,08	0,36	0,52	67,65	15,06	4,79	0,05	10,19	10,09
183,75	0,36	27,17	0,06	0,41	0,58	72,25	14,98	4,07	0,06	10,83	10,06
184,75	0,27	34,08	0,03	0,29	0,42	65,50	14,73	5,02	0,04	9,65	9,94
185,75	0,25	32,58	0,07	0,30	0,43	66,99	15,19	4,95	0,05	10,17	10,15
186,75	0,3	32,67	0,11	0,38	0,55	66,78	15,34	5,01	0,06	10,25	10,23
187,75	0,33	26,17	0,08	0,39	0,56	73,27	15,17	3,97	0,06	11,11	10,14
188,75	0,23	49,67	0,04	0,26	0,37	49,96	14,40	7,15	0,04	7,19	9,78
189,75	0,25	36,92	0,09	0,32	0,45	62,63	14,93	5,51	0,05	9,35	10,03
190,75	0,31	31,83	0,02	0,33	0,46	67,71	14,44	4,60	0,05	9,77	9,79
191,75	0,31	30,08	0,01	0,32	0,45	69,47	13,98	4,20	0,04	9,71	9,57
192,75	0,27	32,67	0,17	0,40	0,57	66,76	13,89	4,54	0,06	9,27	9,53
193,75	0,28	29,92	0,11	0,36	0,52	69,56	11,97	3,58	0,04	8,33	8,57
194,75	0,31	28,83	1,14	1,17	1,67	69,50	14,25	4,11	0,17	9,90	9,70
195,75	0,31	29,83	0,03	0,33	0,48	69,69	14,40	4,30	0,05	10,04	9,78

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR	AkR	AkR	AkR	Produktivität
							Gestein	CaCO ₃	Corg	Silikat	
196,75	0,23	41	0,15	0,34	0,49	58,51	14,45	5,92	0,05	8,45	9,80
197,75	0,27	33,5	0,06	0,32	0,45	66,05	15,72	5,27	0,05	10,38	10,40
198,75	0,29	33,83	0,09	0,36	0,51	65,66	15,65	5,29	0,06	10,27	10,37
199,75	0,3	37,08	0,09	0,37	0,53	62,39	15,35	5,69	0,06	9,58	10,23
200,75	0,3	32,33	0,08	0,36	0,52	67,15	14,62	4,73	0,05	9,82	9,88
201,75	0,32	34,42	0,2	0,47	0,67	64,91	14,73	5,07	0,07	9,56	9,93
202,75	0,24	33,5	0,05	0,28	0,40	66,10	15,14	5,07	0,04	10,01	10,13
203,75	0,31	29,08	0,15	0,42	0,61	70,31	9,59	2,79	0,04	6,75	7,33
204,75	0,26	36,58	0,05	0,30	0,43	62,99	13,52	4,95	0,04	8,52	9,35
205,75	0,32	29,58	0,11	0,40	0,58	69,84	13,20	3,91	0,05	9,22	9,19
206,75	0,35	23,42	0,05	0,39	0,55	76,03	7,38	1,73	0,03	5,61	6,08
207,75	0,35	28,08	0,28	0,56	0,80	71,12	7,17	2,01	0,04	5,10	5,96
208,75	0,35	28,42	0,06	0,40	0,57	71,01	10,93	3,11	0,04	7,77	8,04
209,75	0,35	29,08	0,02	0,37	0,52	70,40	12,51	3,64	0,05	8,81	8,85
210,75	0,32	31,67	0,04	0,35	0,50	67,83	15,08	4,77	0,05	10,23	10,10
211,75	0,35	41,08	0,13	0,45	0,64	58,28	8,66	3,56	0,04	5,05	6,81
212,75	0,38	31,25	0,1	0,46	0,65	68,10	7,59	2,37	0,03	5,17	6,20
213,75	0,32	38,08	0,15	0,43	0,62	61,30	6,65	2,53	0,03	4,08	5,65
215,75	0,31	29,67	0,04	0,34	0,49	69,84	11,10	3,29	0,04	7,75	8,13
216,75	0,41	24,67	0,25	0,60	0,86	74,47	11,32	2,79	0,07	8,43	8,24
217,75	0,34	29,33	0,14	0,45	0,64	70,03	12,98	3,81	0,06	9,09	9,08
218,75	0,35	39,58	0,2	0,50	0,72	59,70	15,03	5,95	0,08	8,97	10,08
219,75	0,29	41	0,07	0,34	0,49	58,51	16,02	6,57	0,05	9,37	10,54
220,75	0,34	37,17	0,08	0,40	0,57	62,26	15,35	5,71	0,06	9,56	10,23
221,75	0,36	34	0,1	0,44	0,62	65,38	15,44	5,25	0,07	10,09	10,27
222,75	0,32	38,75	0,11	0,40	0,58	60,67	15,62	6,05	0,06	9,48	10,36
223,75	0,36	32,67	0,09	0,43	0,61	66,72	16,07	5,25	0,07	10,72	10,57
224,75	0,39	38,5	0,2	0,54	0,77	60,73	16,07	6,19	0,09	9,76	10,57
225,75	0,25	49,92	0,07	0,30	0,43	49,65	15,70	7,84	0,05	7,80	10,40
226,75	0,36	28,42	0,1	0,44	0,62	70,96	16,04	4,56	0,07	11,38	10,56
227,75	0,27	41,67	0,1	0,35	0,49	57,84	15,92	6,63	0,05	9,20	10,50
228,75	0,33	33,25	0,09	0,40	0,57	66,18	15,82	5,26	0,06	10,47	10,45

Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S [%] 1)	Corg* [%]	OM* [%]	Silikat [%]	AkR Gestein	AkR CaCO ₃	AkR Corg	AkR Silikat	Produk- tivität
229,75	0,35	33,17	0,11	0,43	0,62	66,21	15,08	5,00	0,07	9,98	10,10
230,75	0,28	40,17	0,07	0,33	0,48	59,35	14,95	6,01	0,05	8,87	10,04
231,75	0,29	32,25	0,09	0,36	0,51	67,24	15,61	5,03	0,06	10,50	10,35
232,75	0,6	32,42	0,15	0,71	1,02	66,56	16,52	5,36	0,12	11,00	10,78
233,75	0,34	36,33	0,1	0,42	0,59	63,08	16,18	5,88	0,07	10,21	10,62
234,75	0,29	42,42	0,05	0,33	0,47	57,11	15,90	6,74	0,05	9,08	10,49
235,75	0,33	36,92	0,11	0,41	0,59	62,49	16,36	6,04	0,07	10,22	10,70
236,75	0,42	32,58	0,19	0,56	0,81	66,61	15,96	5,20	0,09	10,63	10,52
237,75	0,32	41,5	0,04	0,35	0,50	58,00	15,63	6,48	0,05	9,06	10,36
238,75	0,33	35,67	0,1	0,41	0,58	63,75					
239,75	0,38	33,33	0,11	0,46	0,66	66,01					
240,75	0,49	26,58	0,13	0,59	0,84	72,58					
241,75	0,35	31,67	0,05	0,39	0,55	67,78					
242,75	0,39	26,08	0,07	0,44	0,63	73,29					
243,75	0,35	27,17	0,18	0,49	0,69	72,14					
244,75	0,33	36,67	0,07	0,38	0,55	62,78					

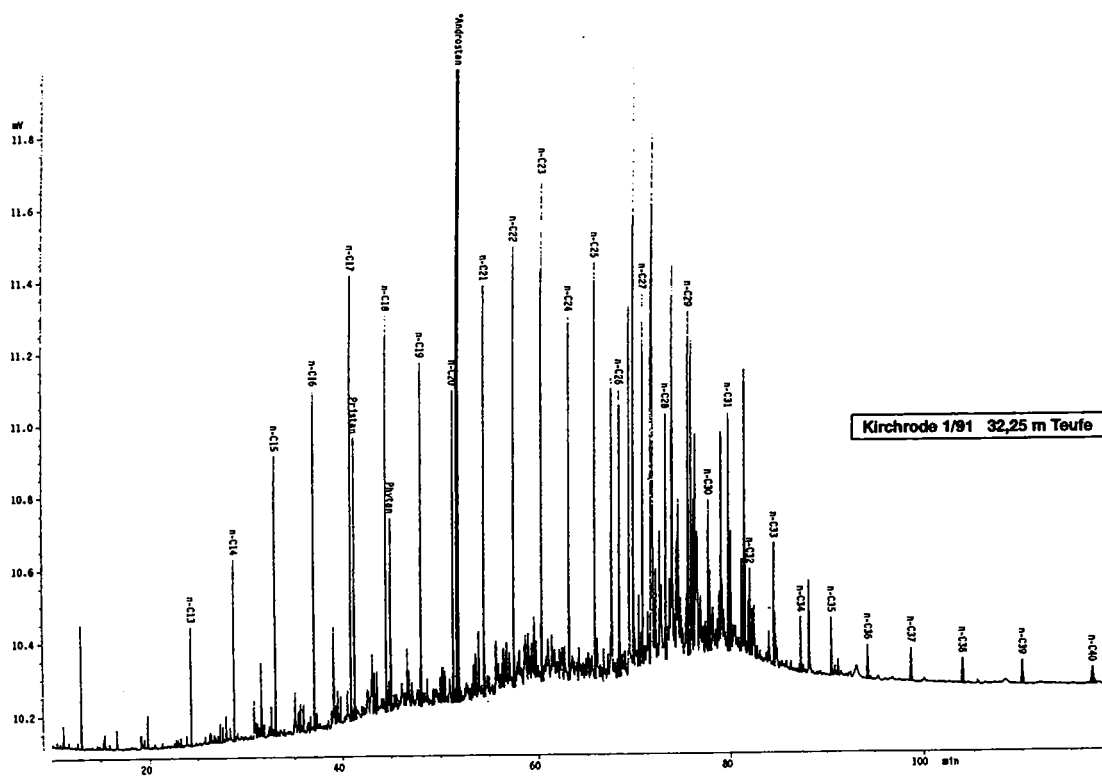
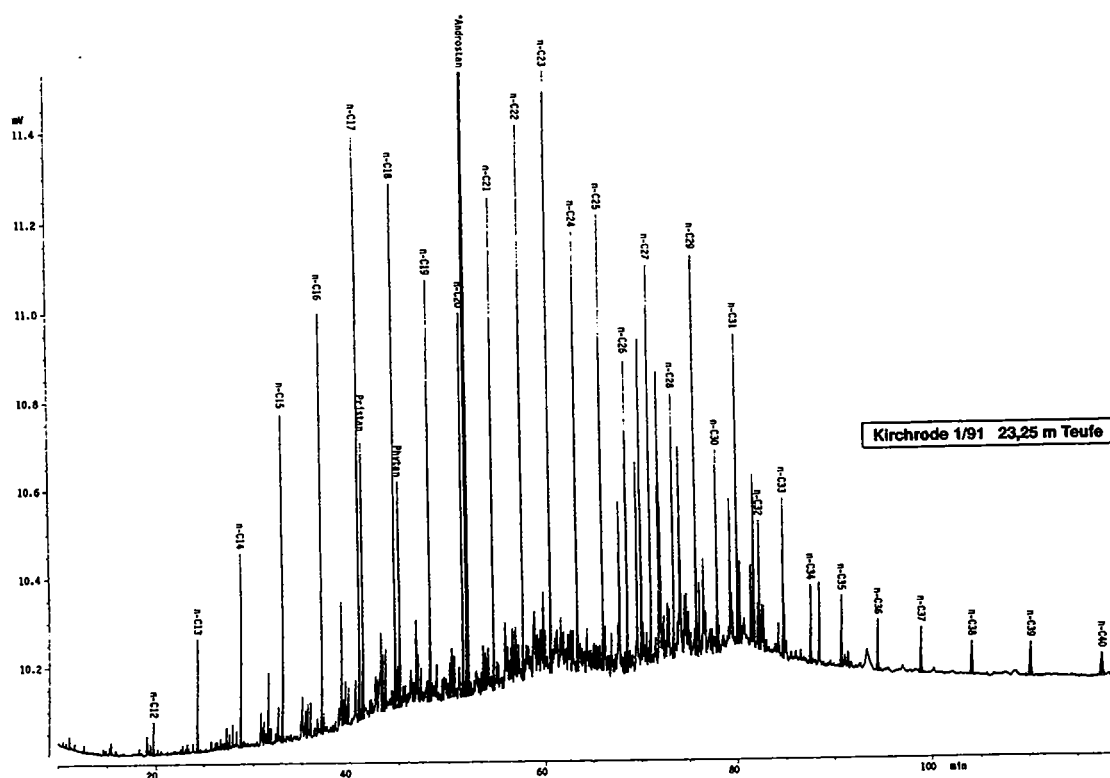
Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S1	S2	S3	T _{max} [° C]	HI [mg HC/g Corg]	OI [mg CO ₂ /g Corg]
2,75	0,22	20,17						
3,47	0,35	21,08						
4,41	0,3	22,33						
4,83	0,34	14,75						
5,48	0,42	10,42						
6,13	0,41	15,5						
6,55	0,53	11,83	0	0,12	0,25	420	22,64	47,17
7,14	0,42	14,42	0	0,09	0,26	419	21,43	61,9
7,3	0,41	15,08						
7,5	0,6	18,42						
7,7	4,21	25,75						
7,8	4,6	29,83	0,02	15,07	2,05	419	327,61	44,57
8,42	5,79	38	0,06	26,8	2,28	416	462,87	39,38
8,65	5,06	35,5						
8,84	3,95	60	0,07	19,74	1,48	413	499,75	37,47
9,11	4,6	35,58	0,03	17,95	1,47	418	390,22	31,96
9,33	2,22	2,83	0,07	18,89	1,81	416	85,09	81,53
9,8	1,11	4,25						
10,37	0,76	16,67	0	0,18	0,44	421	23,68	57,89
10,78	0,75	12,33						
11,09	2,66	0	0,03	3,81	0,43	421	143,23	16,17
11,5	2,84	1,08						
11,85	2,68	1,08	0,06	6,24	0,44	422	232,84	16,42
12,12	2,6	0,08						
12,88	1,4	6,92	0,01	0,96	0,56	426	68,57	40
13,1	1,45	22,08	0,02	1,13	0,84	426	77,93	57,93
13,8	1,23	2,75	0	0,43	0,47	418	34,96	38,21
14,36	2,58	3,33	0,02	4,83	0,43	425	187,21	16,67
14,6	3,94	40,83	0,05	12,3	1,6	417	312,18	40,61
14,8	4,12	0,17						

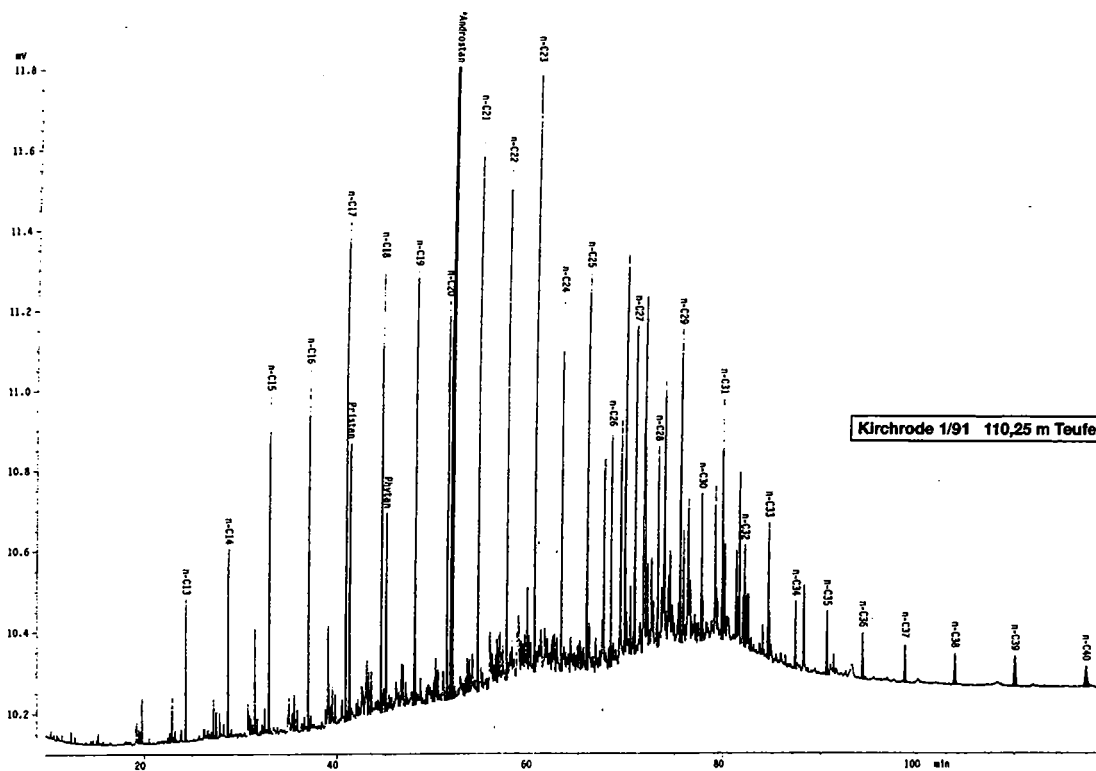
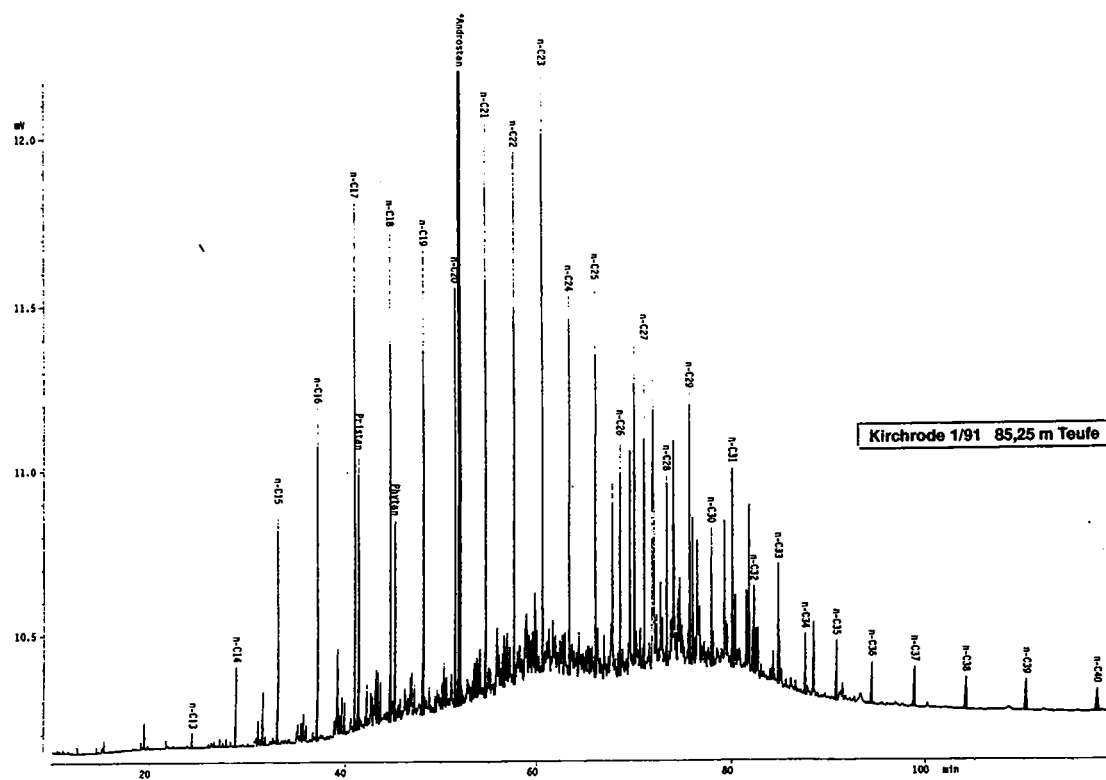
Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S1	S2	S3	Tmax [° C]	HI	OI
							[mg HC/g Corg]	[mg CO ₂ /g Corg]
15,09	5,1	6,33	0,04	10,57	2,02	419	207,25	39,61
15,2	2,16	1,33						
15,66	2,82	1	0,01	4,81	0,65	424	170,57	23,05
16	2,27	0,5						
16,23	6,16	23,33	0,06	23,41	2,31	416	380,03	37,5
16,54	4,17	2,17	0,03	10,43	0,95	424	250,12	22,78
16,89	5,3	31,25	0,04	18,23	2,22	418	343,96	41,89
17,22	4,84	1,08	0,03	9,05	1,03	418	186,98	21,28
17,89	2,4	0,67	0	3,48	0,59	425	145	24,58
18,47	2,95	0,83	0	5,7	0,65	423	193,22	22,03
19,51	1,89	0,42	0	0,94	0,66	416	49,74	34,92
20,48	1,96	1,25	0	1,84	0,35	420	93,88	17,86
20,93	2,4	0,83						
21,04	6,43	21,33						
21,26	5,22	35,17	0,04	20,19	1,97	417	386,78	37,74
21,33	2,61	0,58	0,05	4,54	0,66	420	173,95	25,29
21,58	2,01	4,5	0	3,09	0,51	420	153,73	25,37
22,13	3,46	46,83	0,03	12,65	1,88	415	365,61	54,34
22,36	3,81	3,58						
22,5	4,45	21,67						
23,11	6,82	20,92	0,12	30,32	2,14	413	444,57	31,38
23,45	5,27	11,08						
23,77	3,99	2,67	0,08	11,28	0,9	412	282,71	22,56
24,3	5,22	7,58	0,06	18,63	1,56	412	356,9	29,89
24,57	3,66	0,5	0,08	10,1	0,7	413	275,96	19,13
24,75	6,62	7,17	0,09	29,83	2,14	413	450,6	32,33
24,84	5,13	1,17	0,08	14,88	1,32	412	290,06	25,73
24,95	5,45	2,92	0,09	16,65	1,26	413	305,5	23,12
25,25	1,96	0,67						
25,45	4,93	2,5	0,12	13,46	1,15	411	273,02	23,33

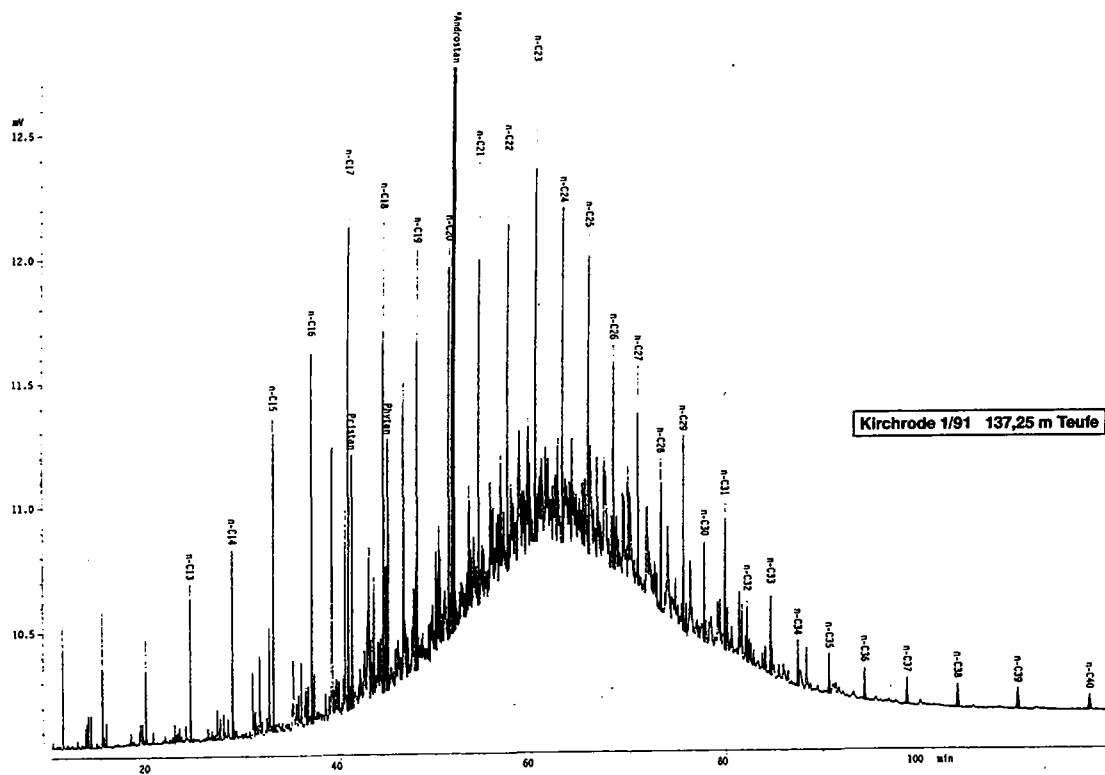
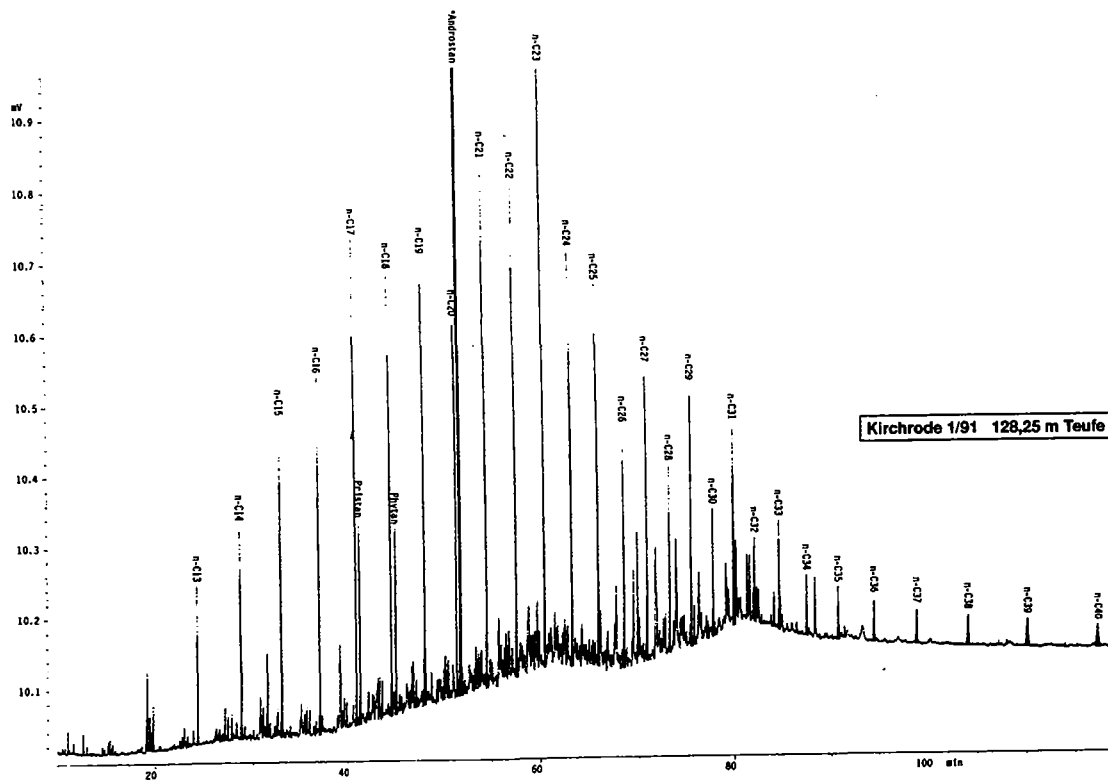
Teufe [m]	Corg [%]	CaCO ₃ [%]	S1	S2	S3	Tmax [° C]	HI	OI
							[mg HC/g Corg]	[mg CO ₂ /g Corg]
25,6	1,04	7,17	0	0,44	0,63	421	42,31	60,58
26,09	5,49	4,67	0,09	20,87	1,2	416	380,15	21,86
26,3	5,81	4,58						
26,55	2,43	0,08	0,03	4,07	0,66	418	167,49	27,16
26,8	4,9	1						
27,14	5,79	9,67	0,14	21,13	1,52	414	364,94	26,25
27,54	2,13	0,83						
28,17	5,97	4,25	0,01	3,83	0,65	426	64,15	10,89
28,45	1,6	0						
28,72	2,29	0,42	0,01	4,03	0,42	424	175,98	18,34
28,86	4,46	13,83	0,05	12,56	1,8	418	281,61	40,36
29,13	1,72	0,83	0,08	1,38	0,53	412	80,23	30,81
29,8	1,5	1,67	0	1,07	0,46	425	71,33	30,67
30,41	1,36	1,17	0,02	1,46	0,25	419	107,35	18,38

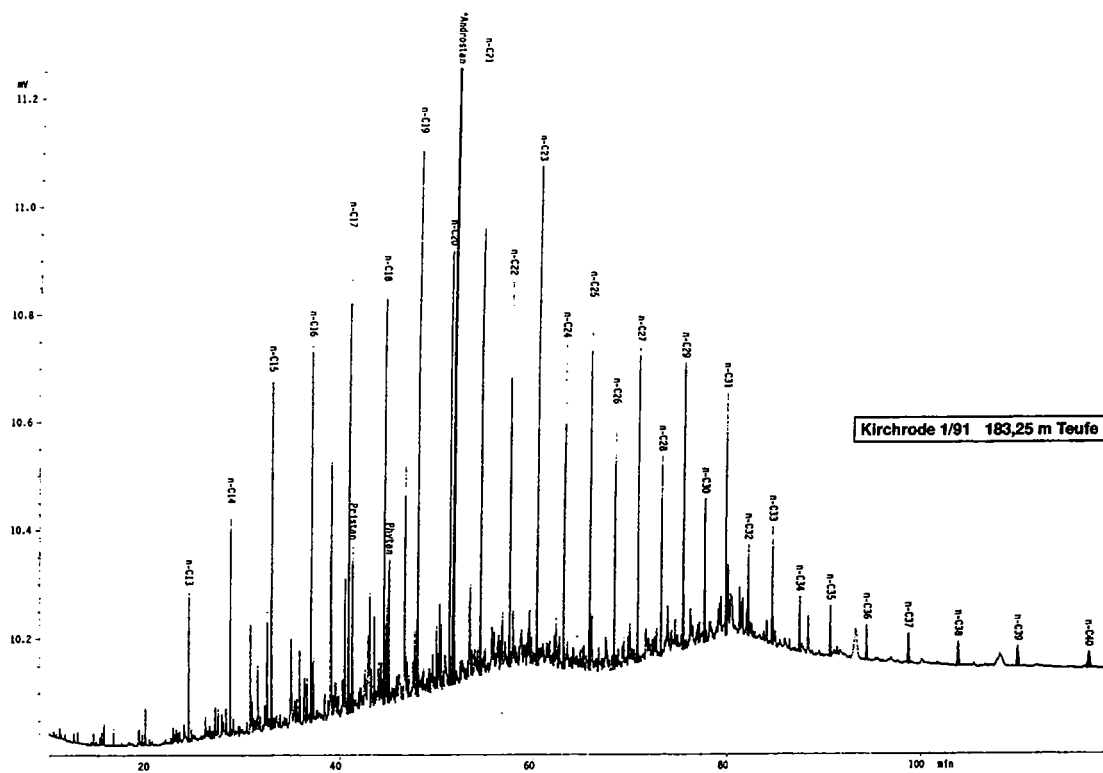
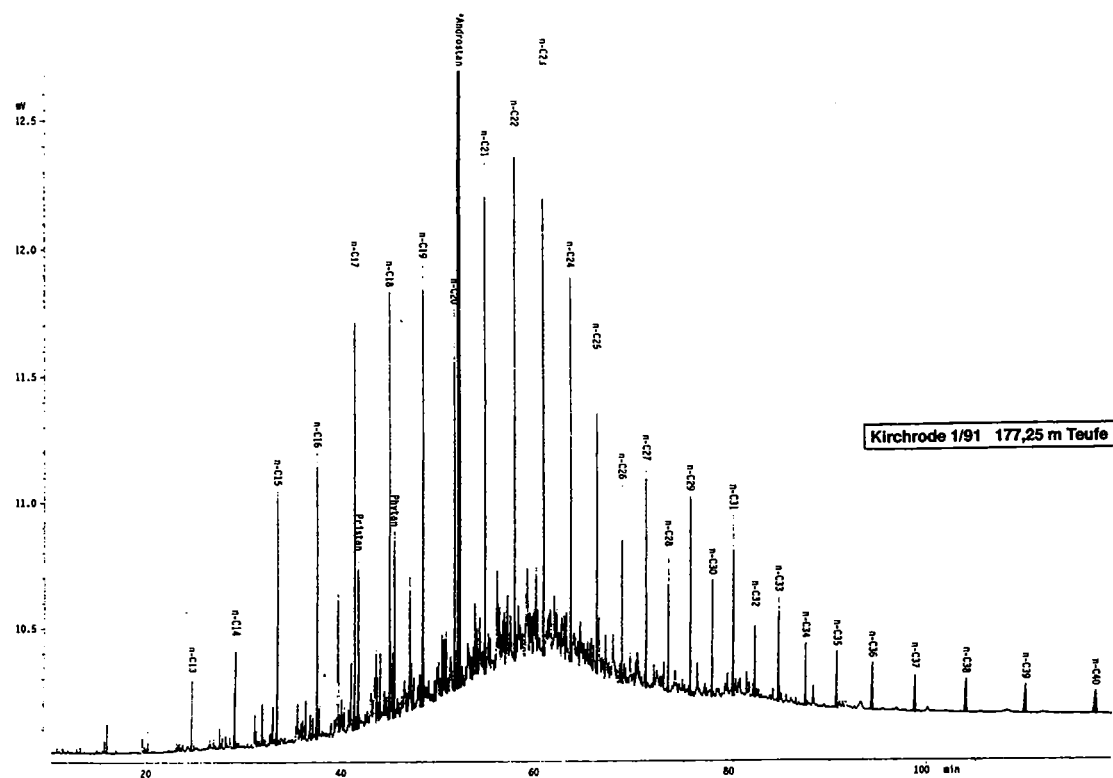
A.4 Gaschromatogramme der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe

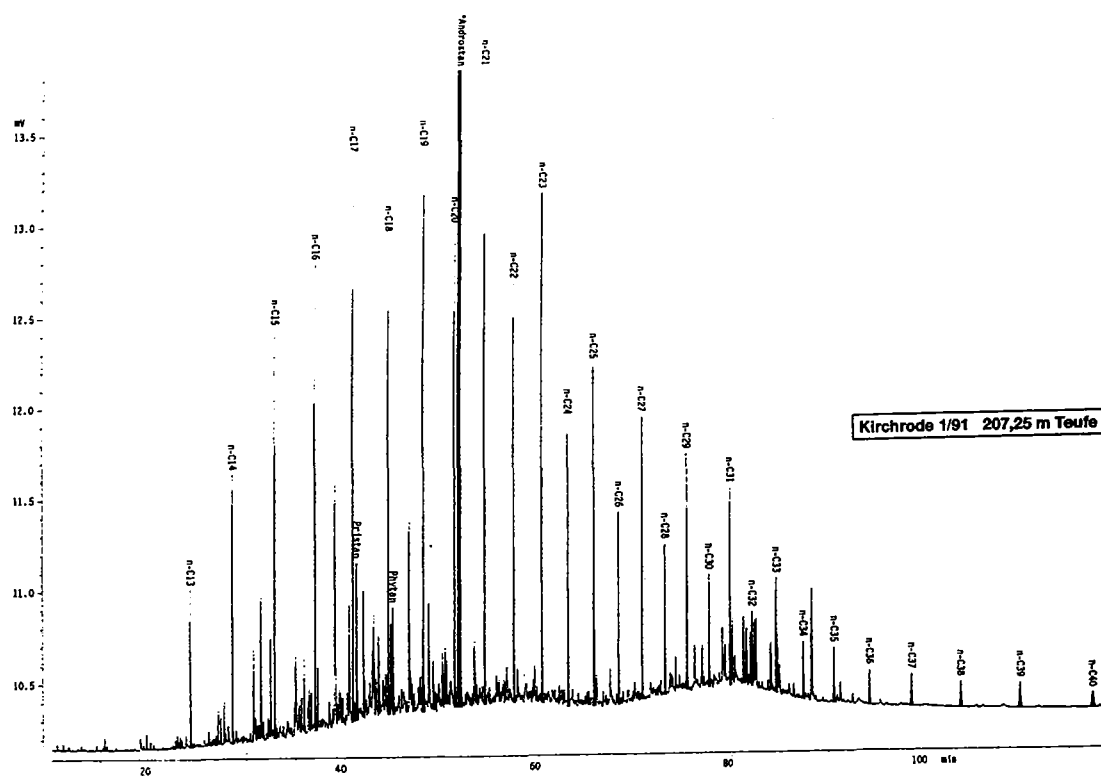
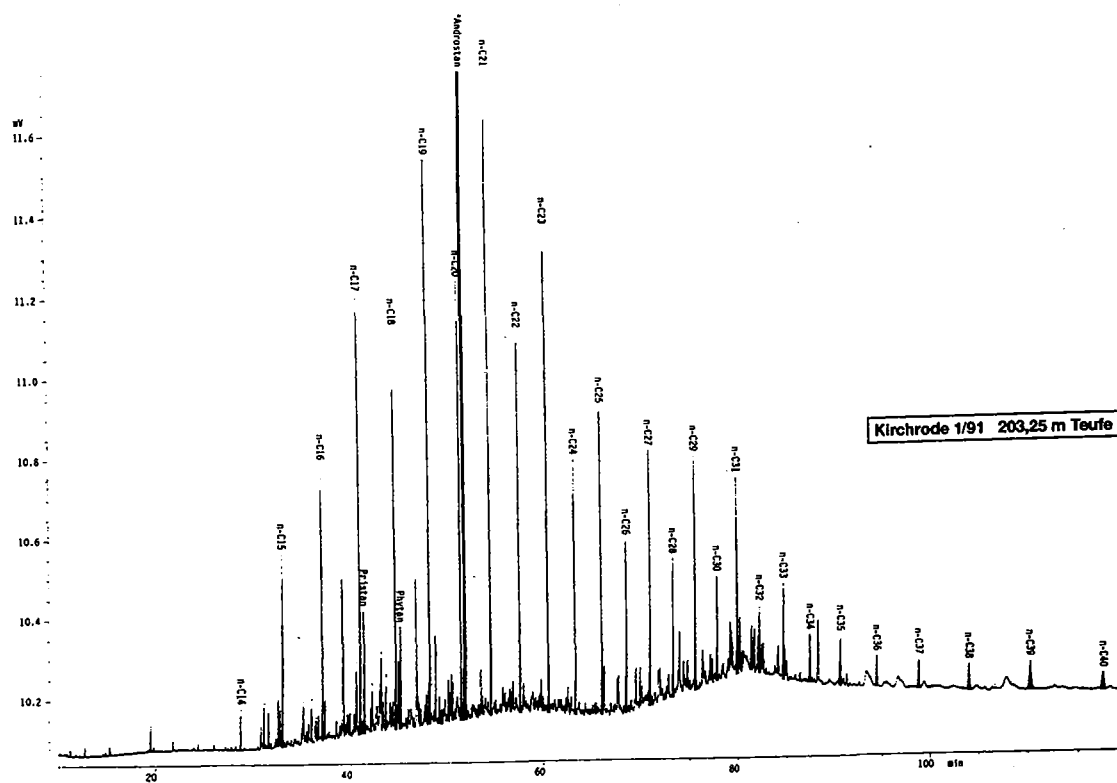
- Bohrung Kirchrode 1/91
- Bohrung Hoheneggelsen KB 50

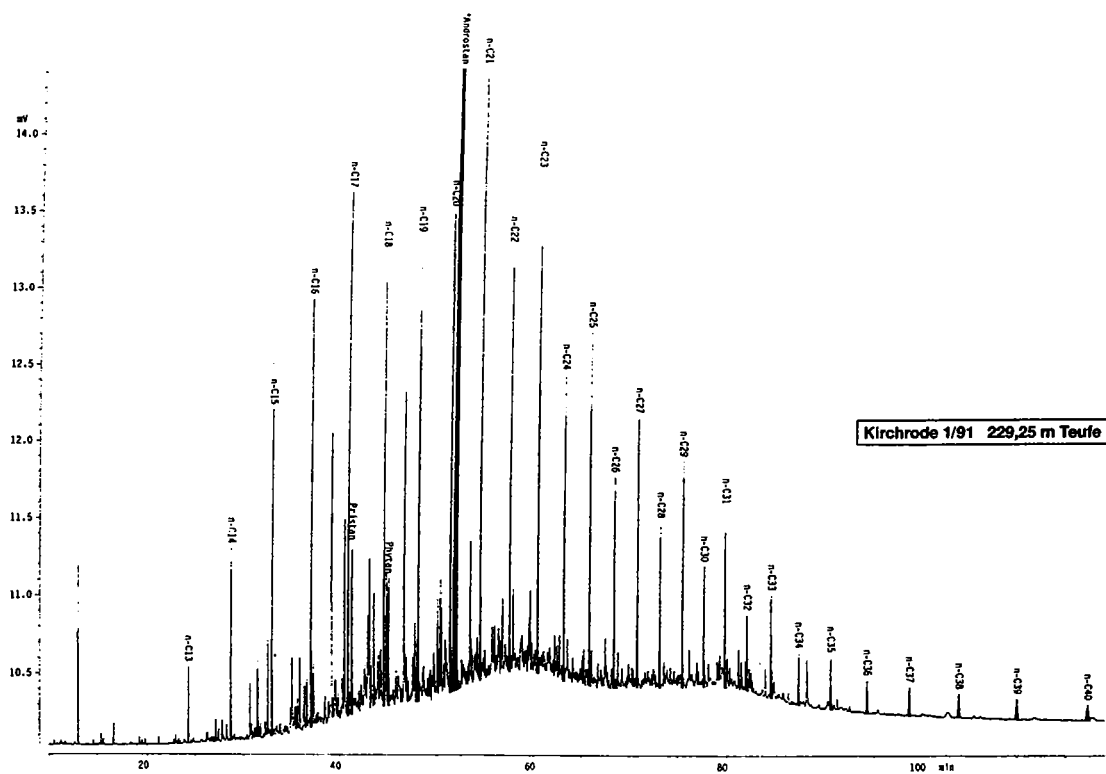
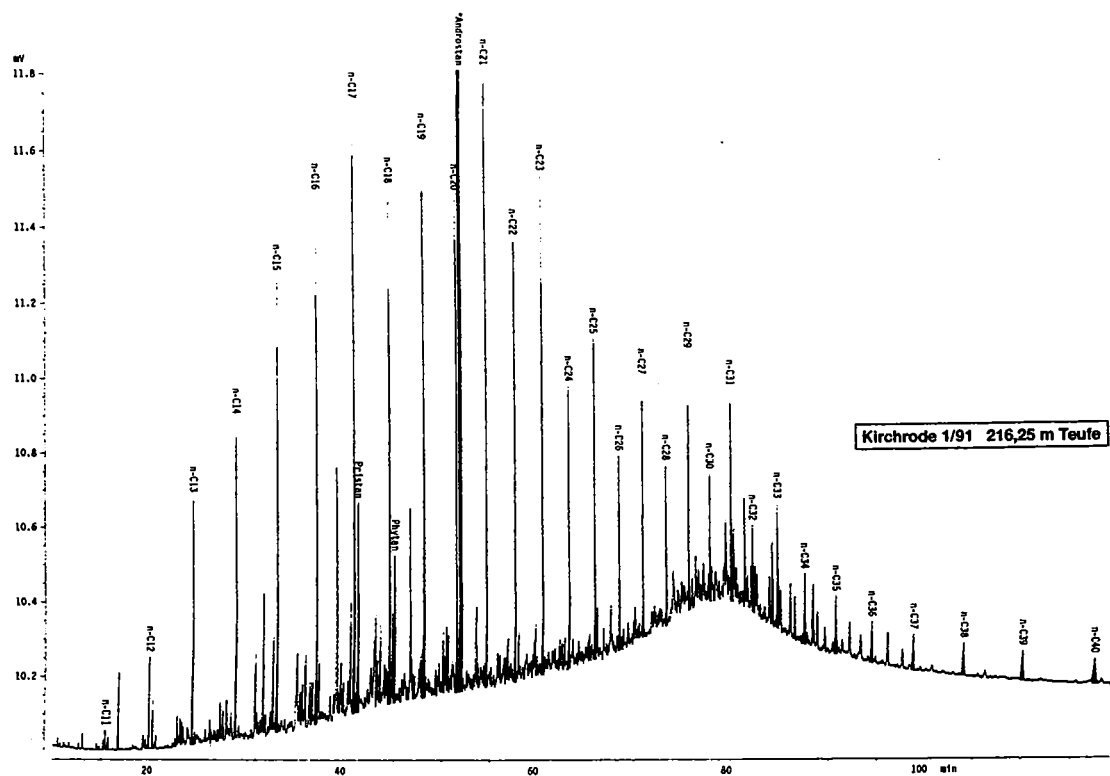


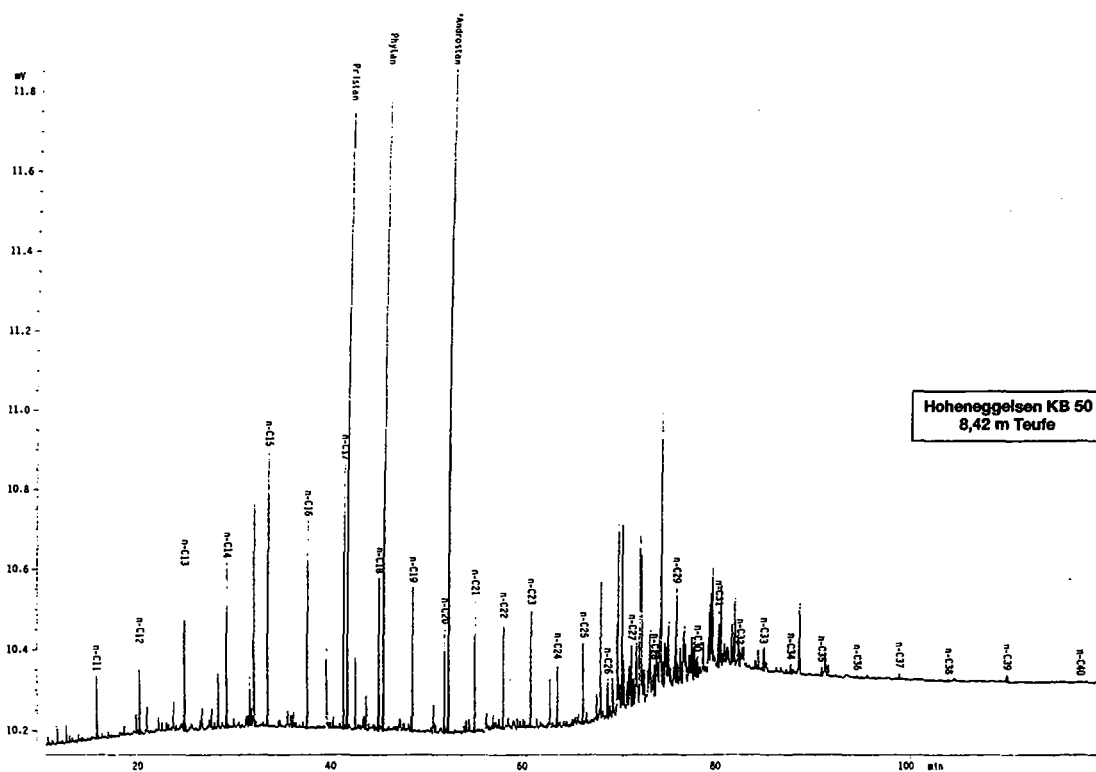
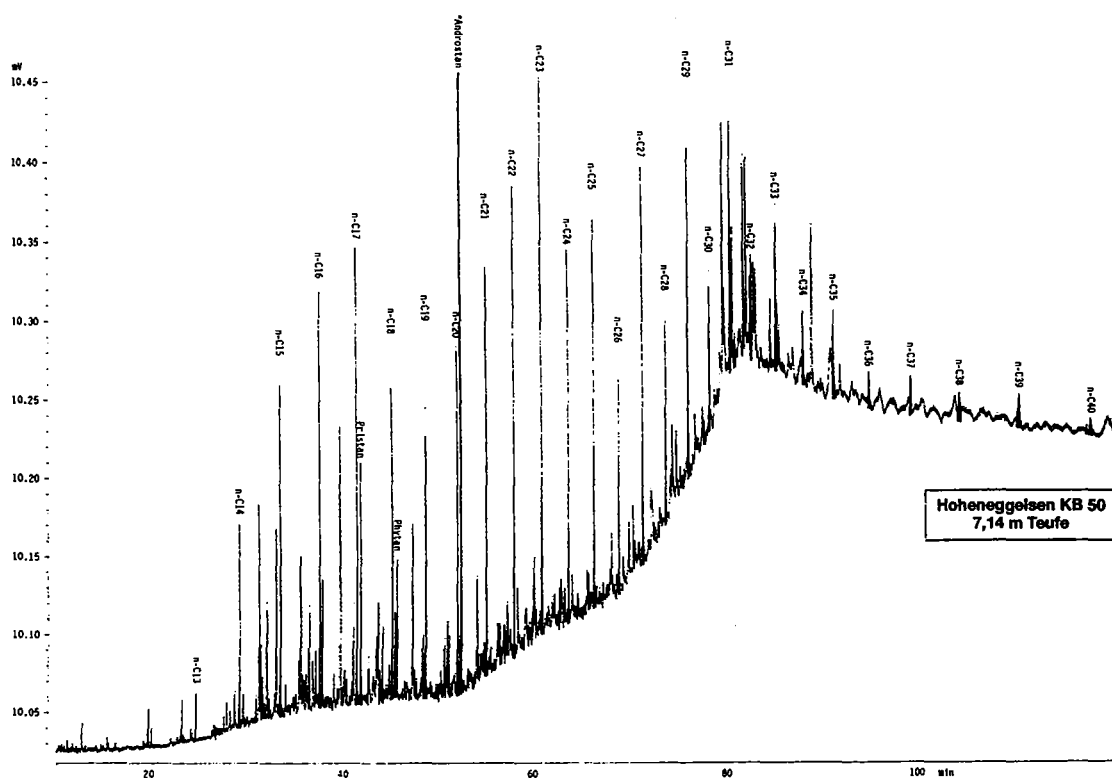


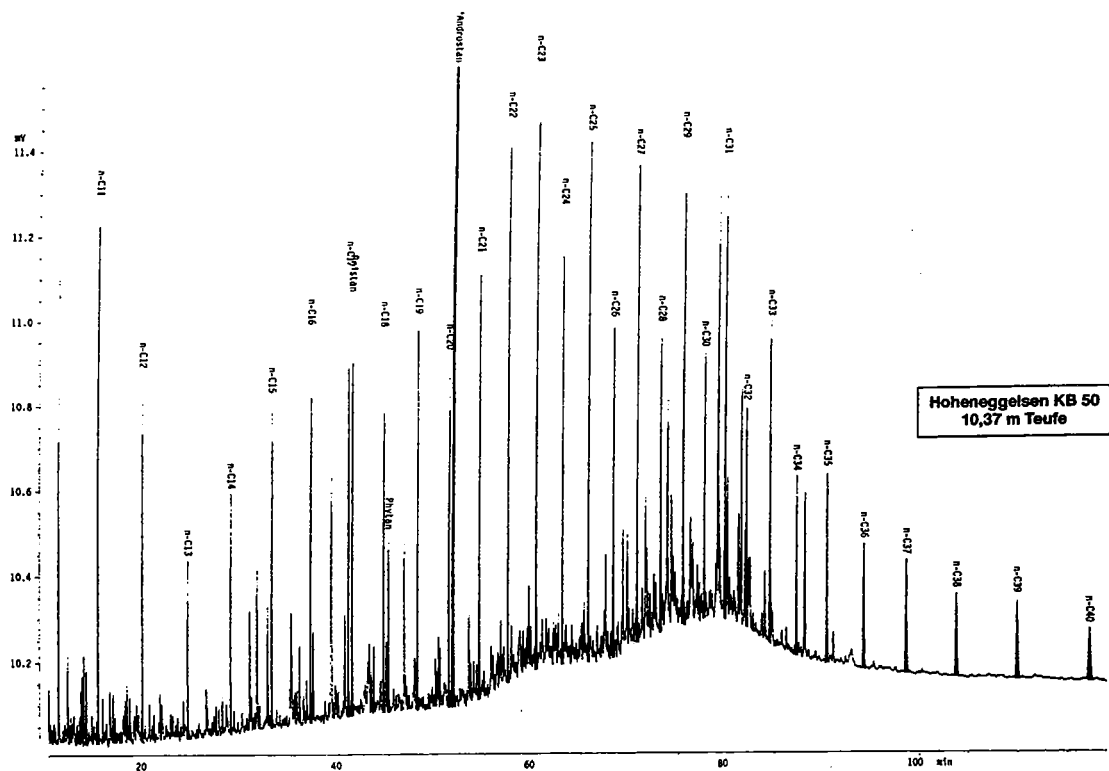
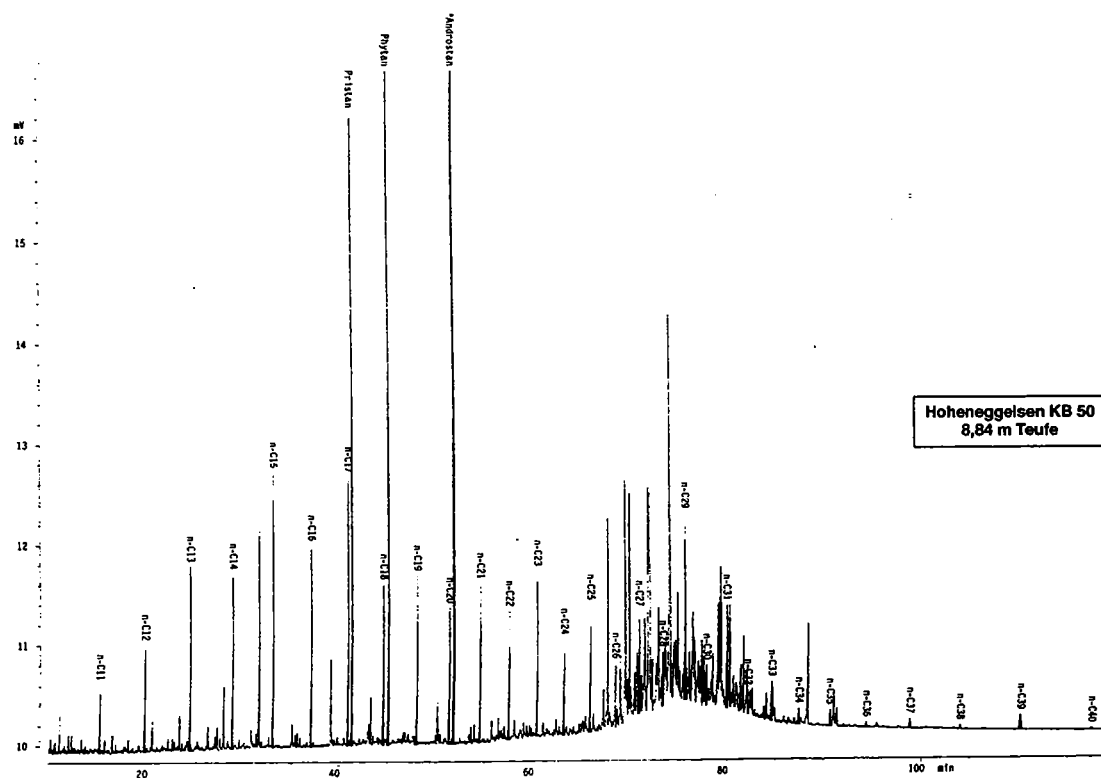


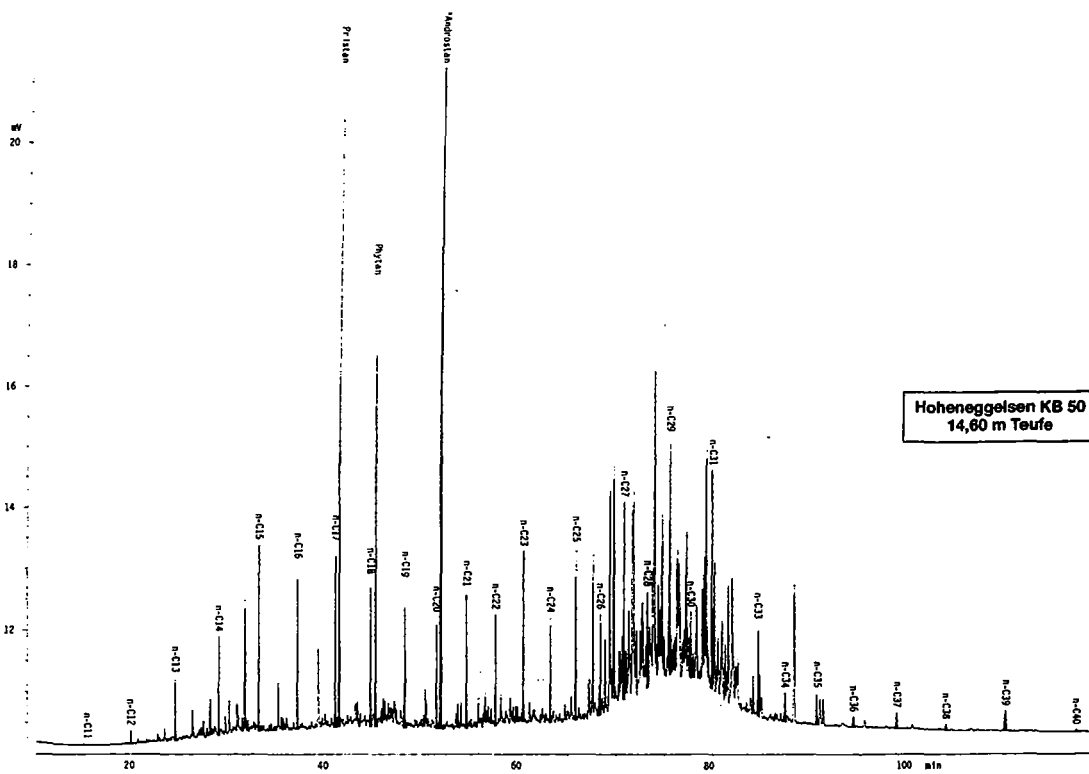
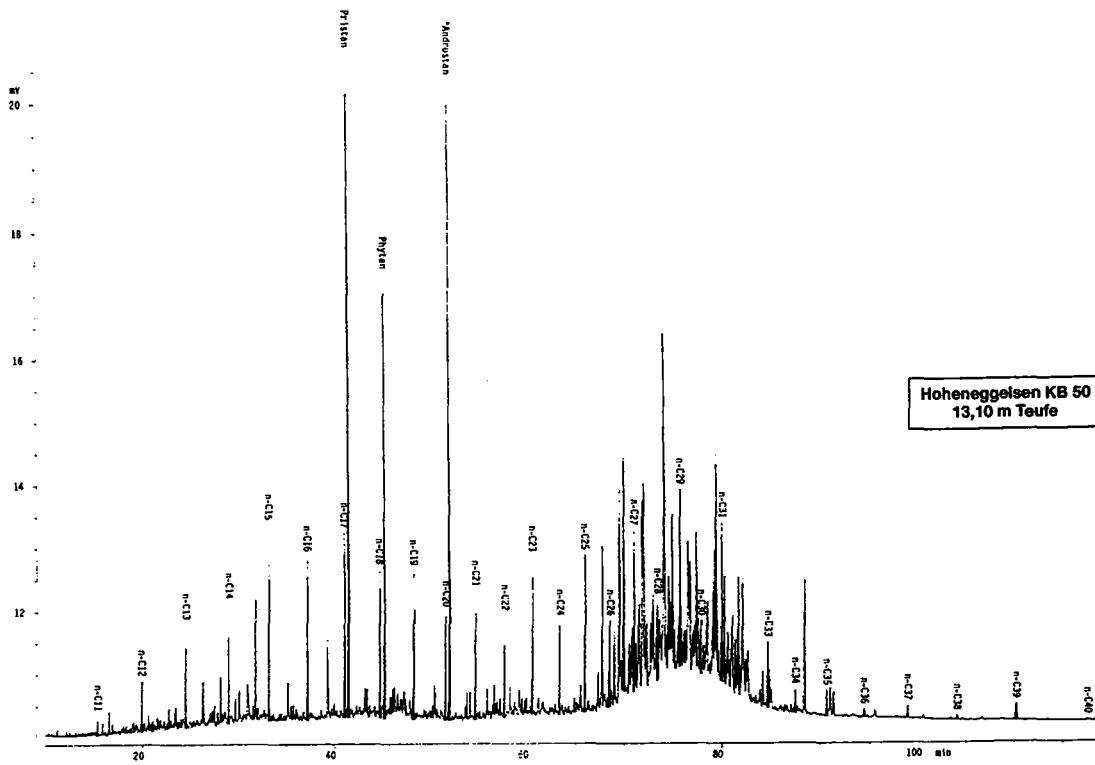


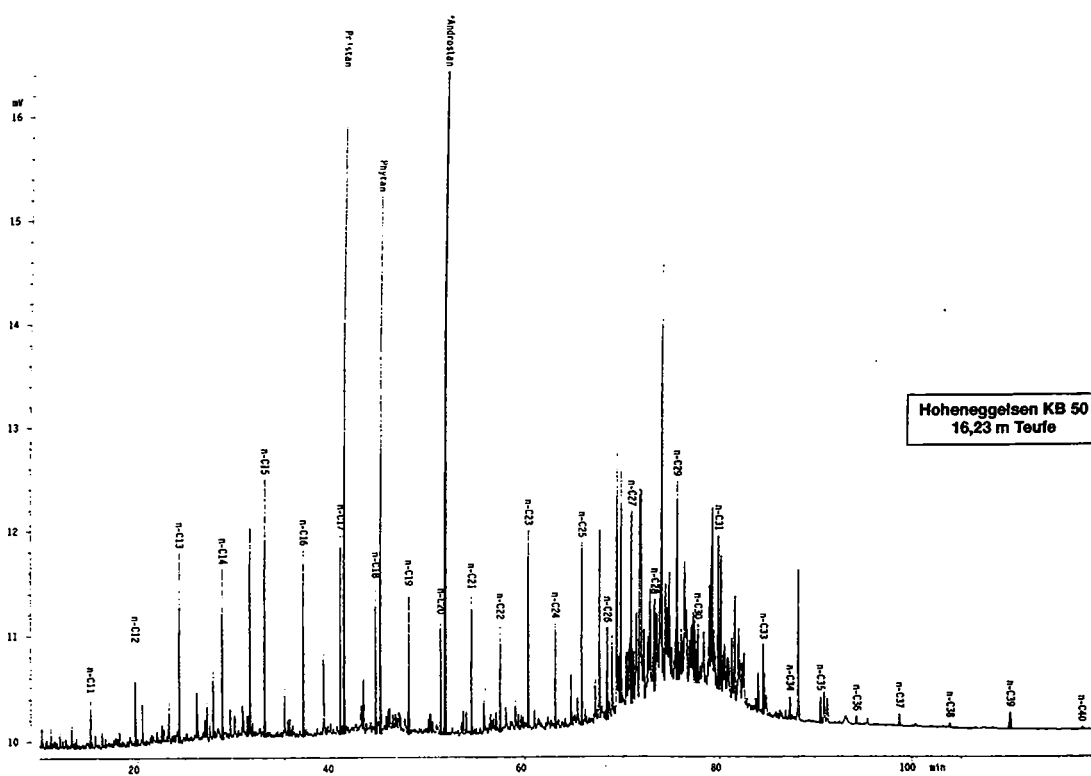
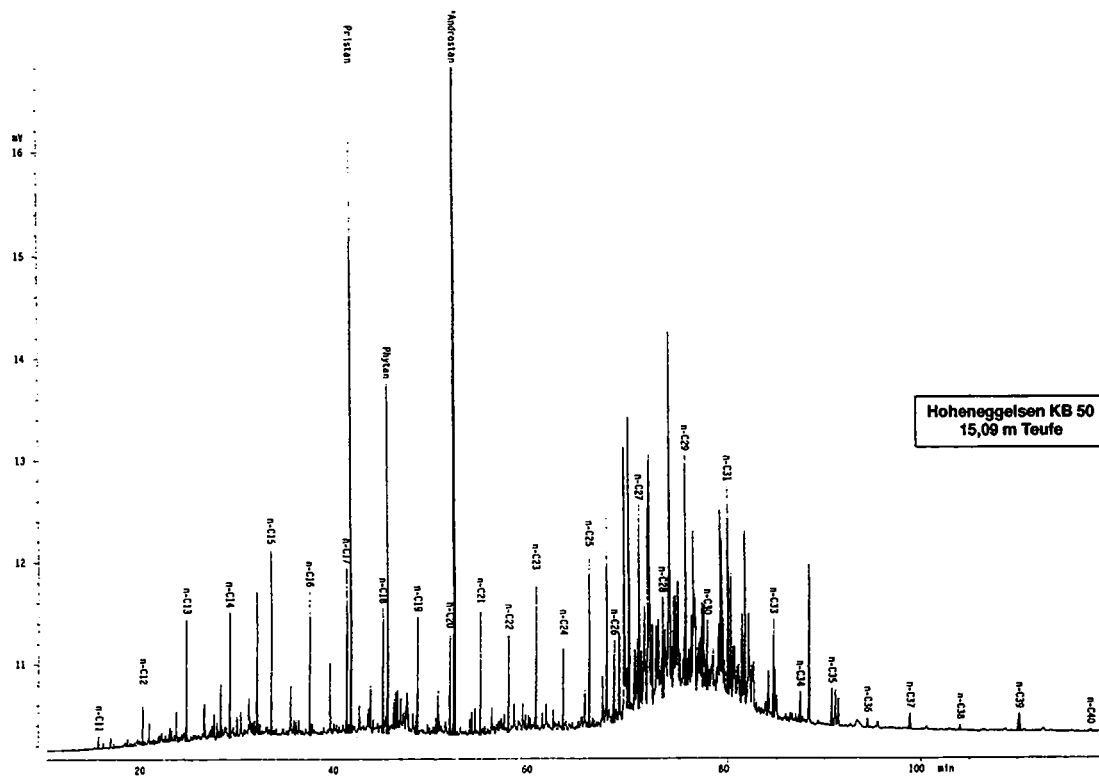


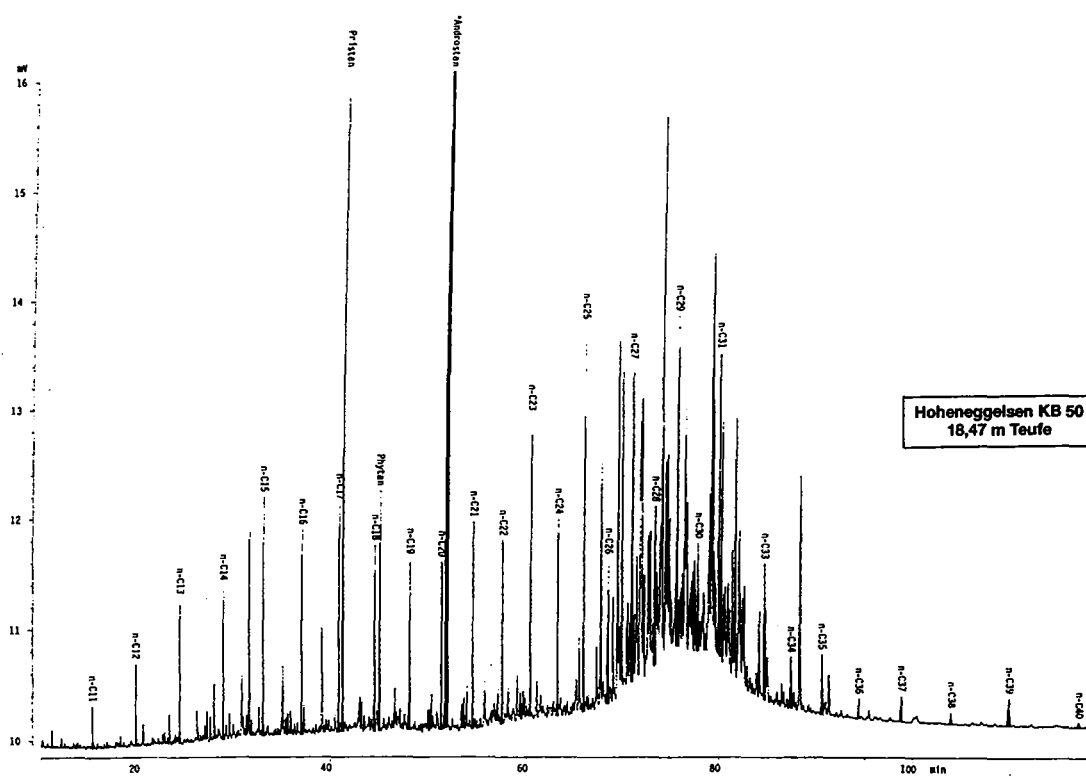
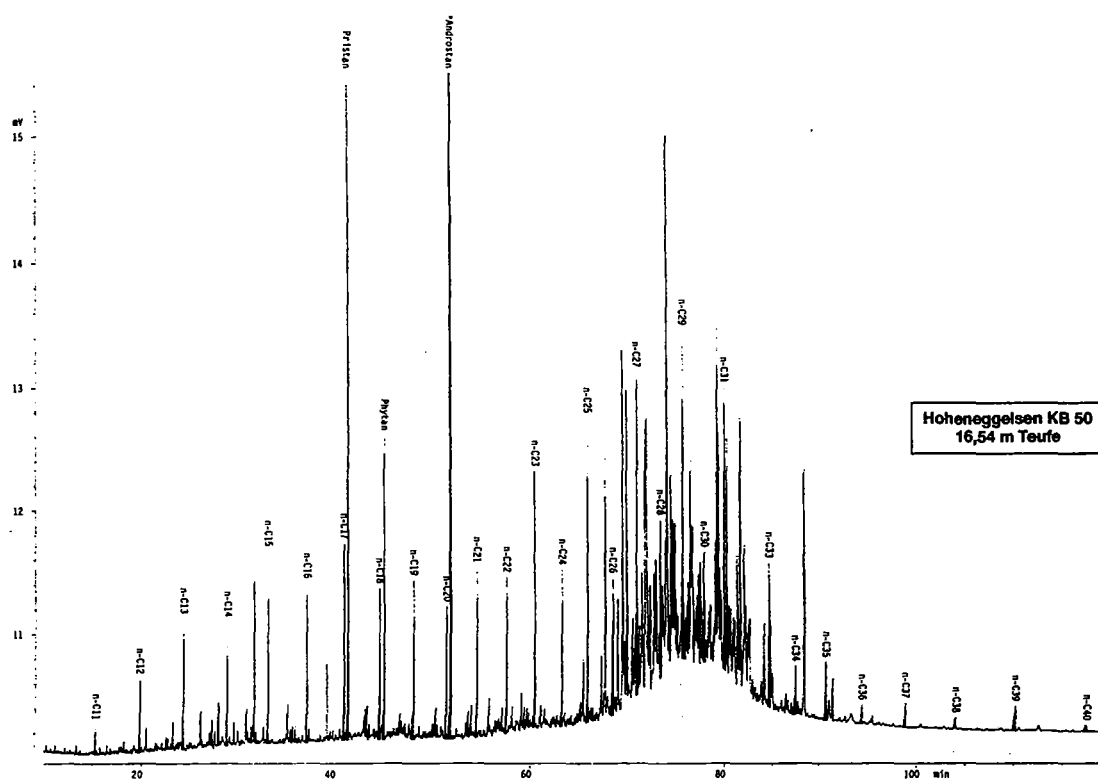


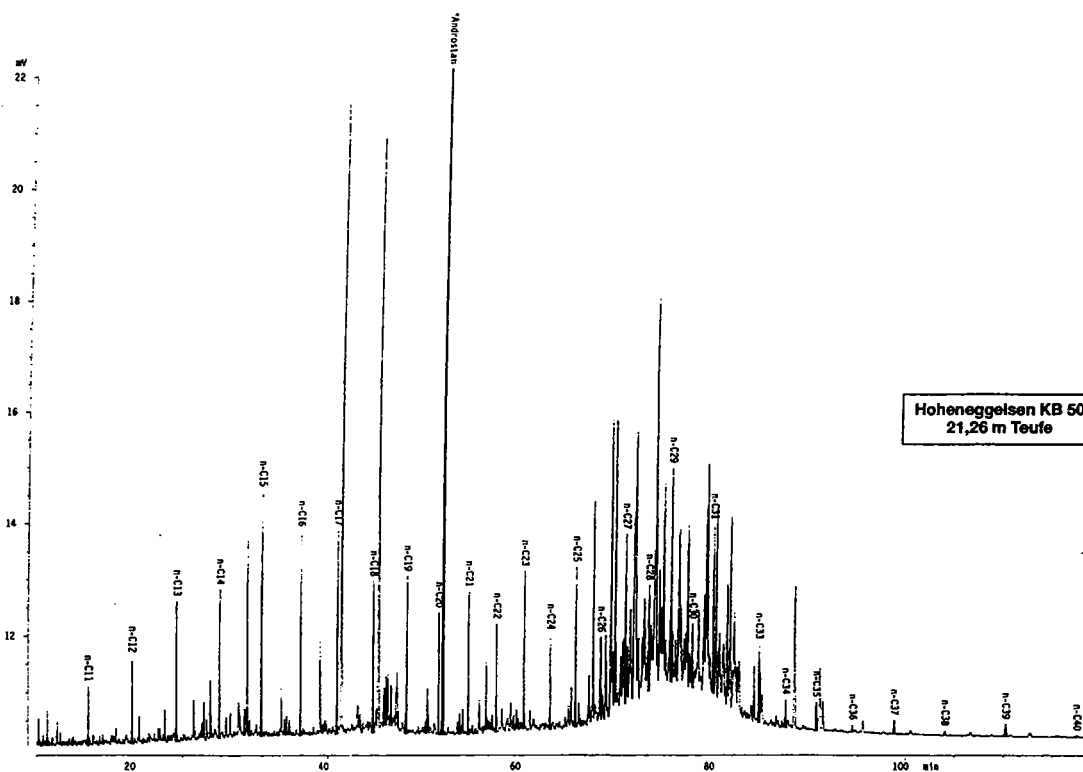
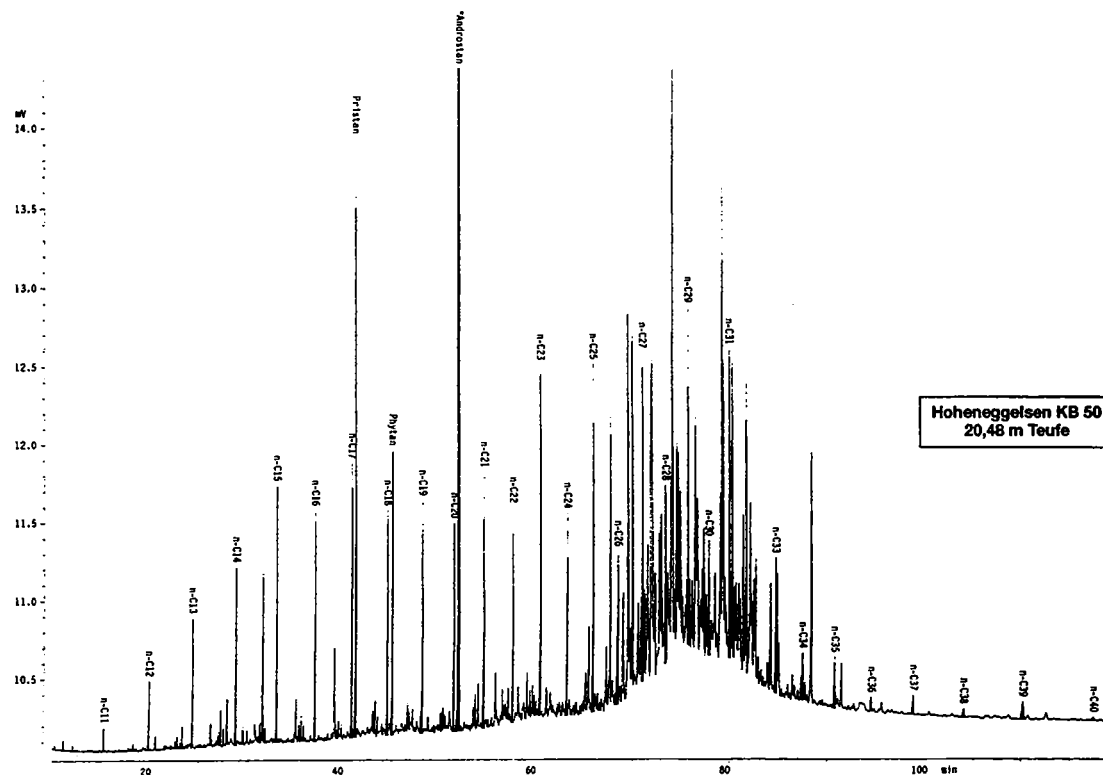


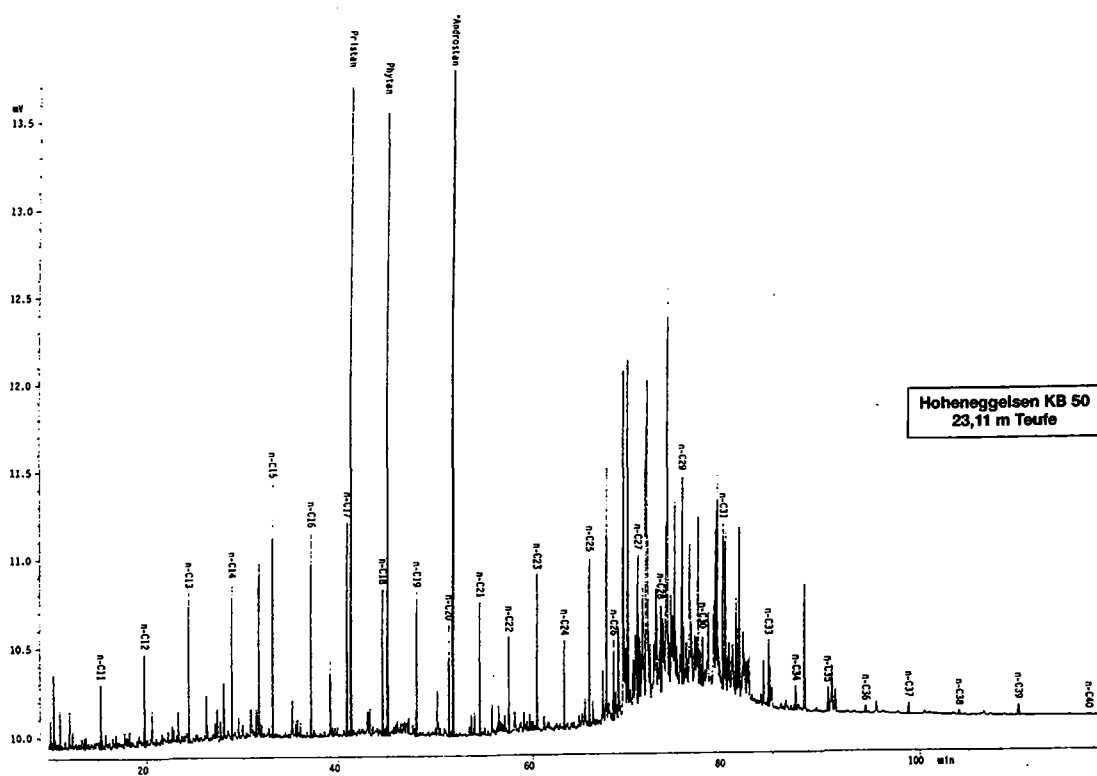
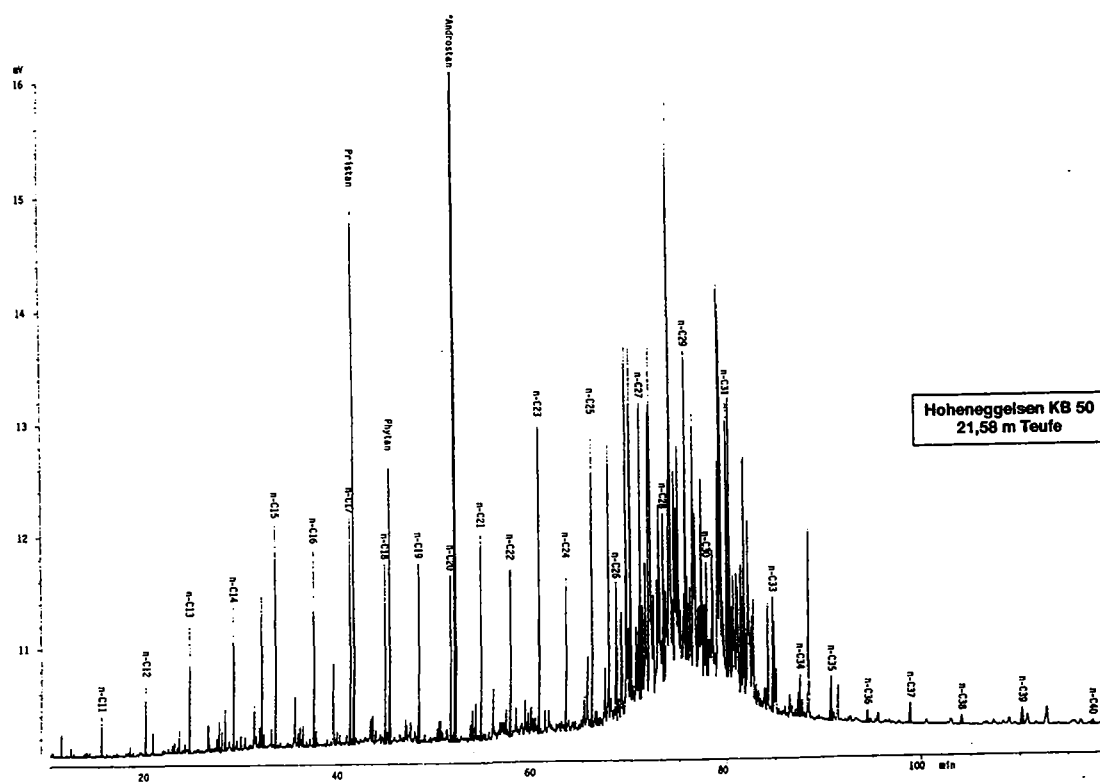


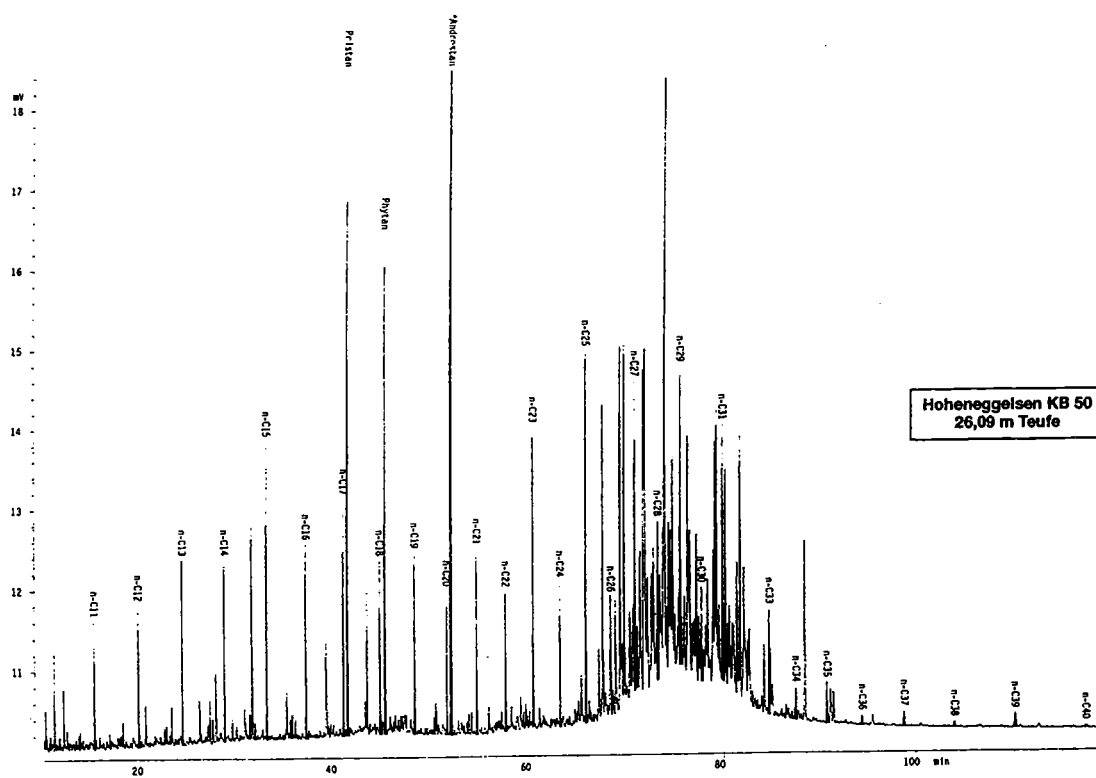
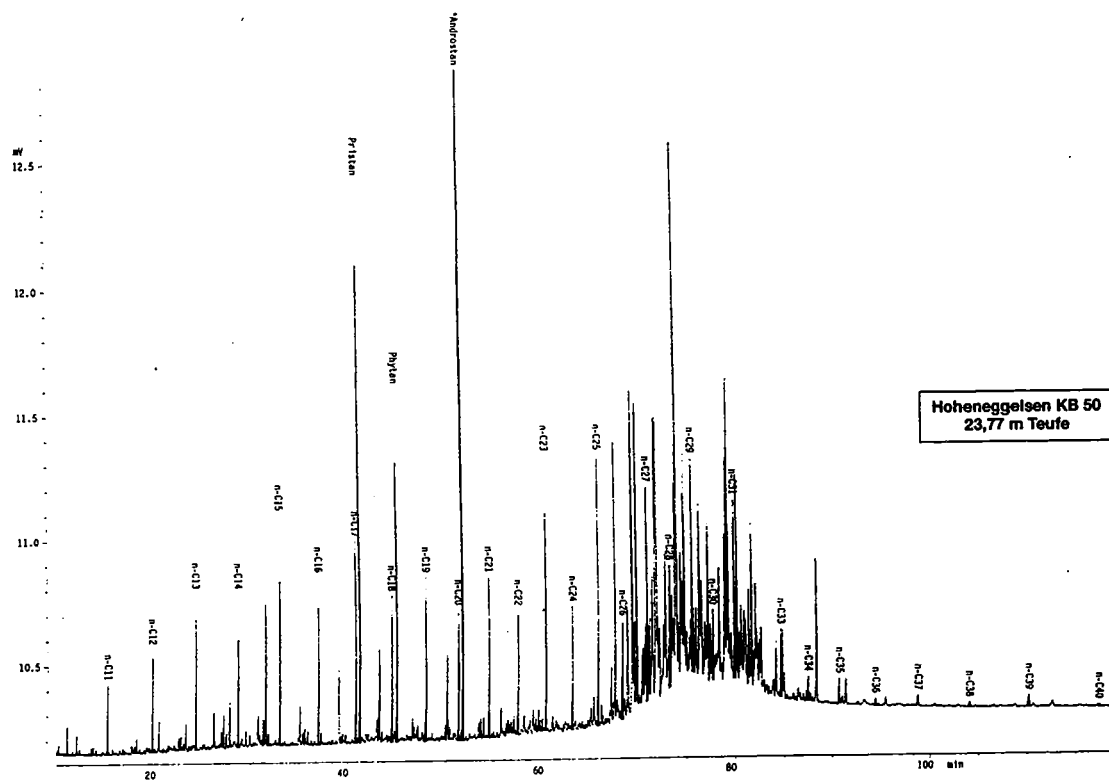


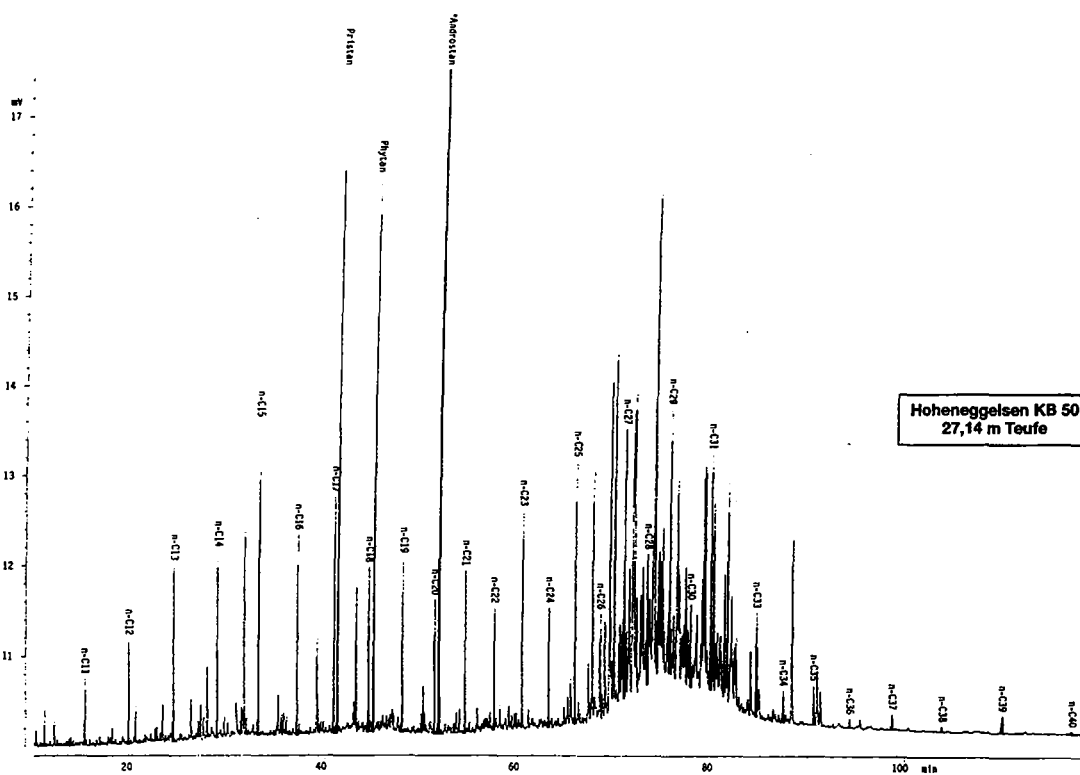
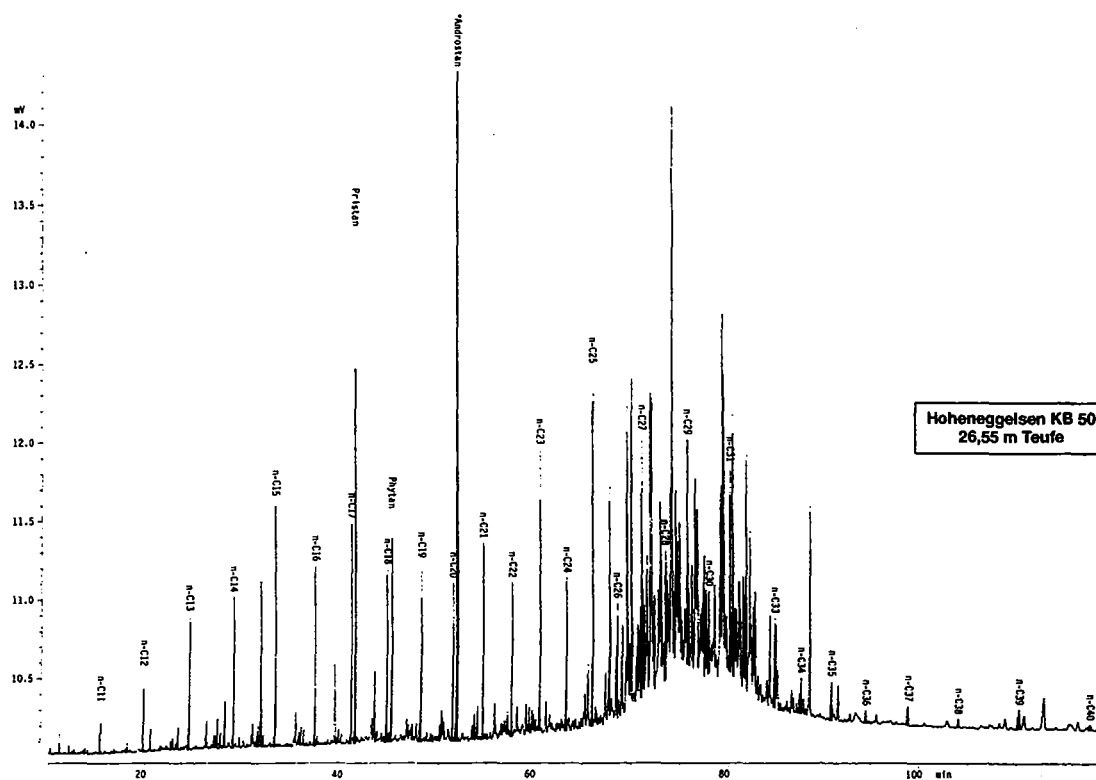


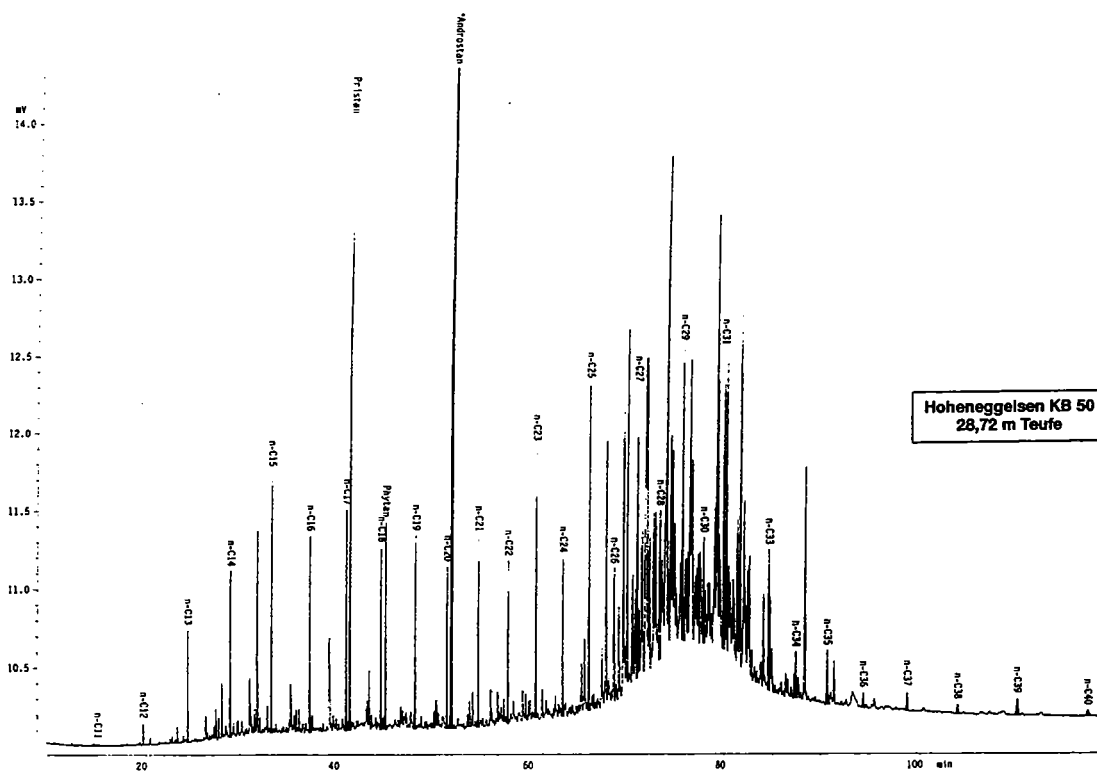
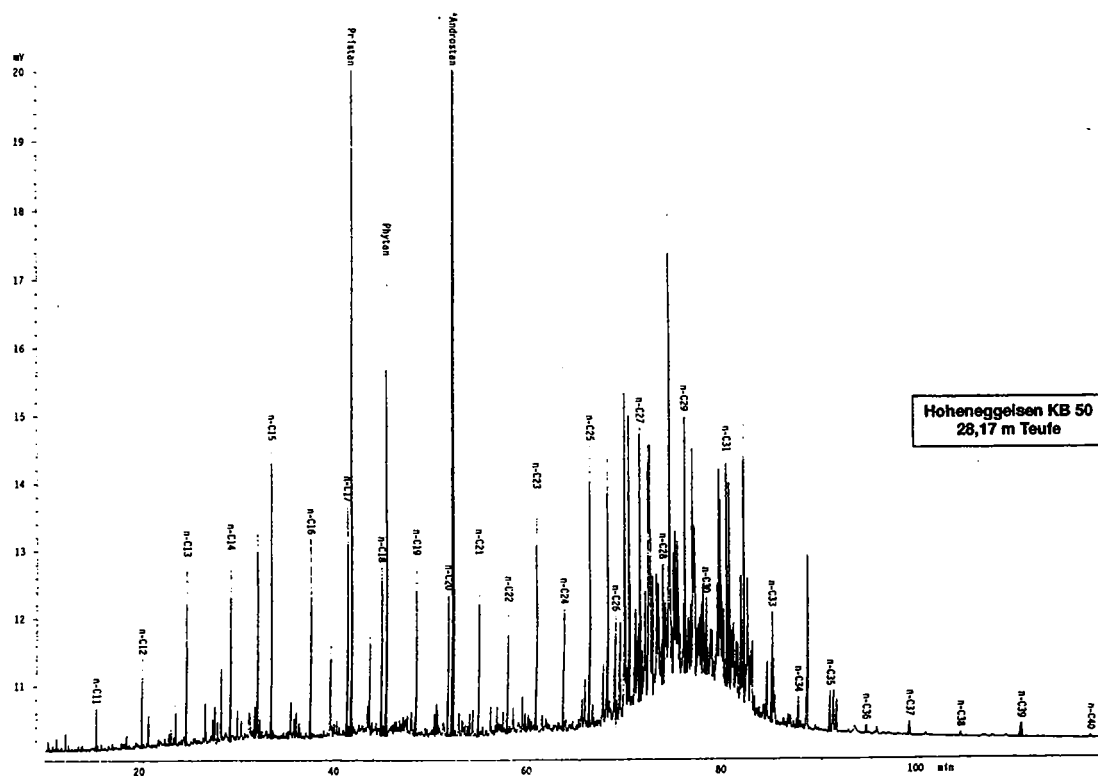


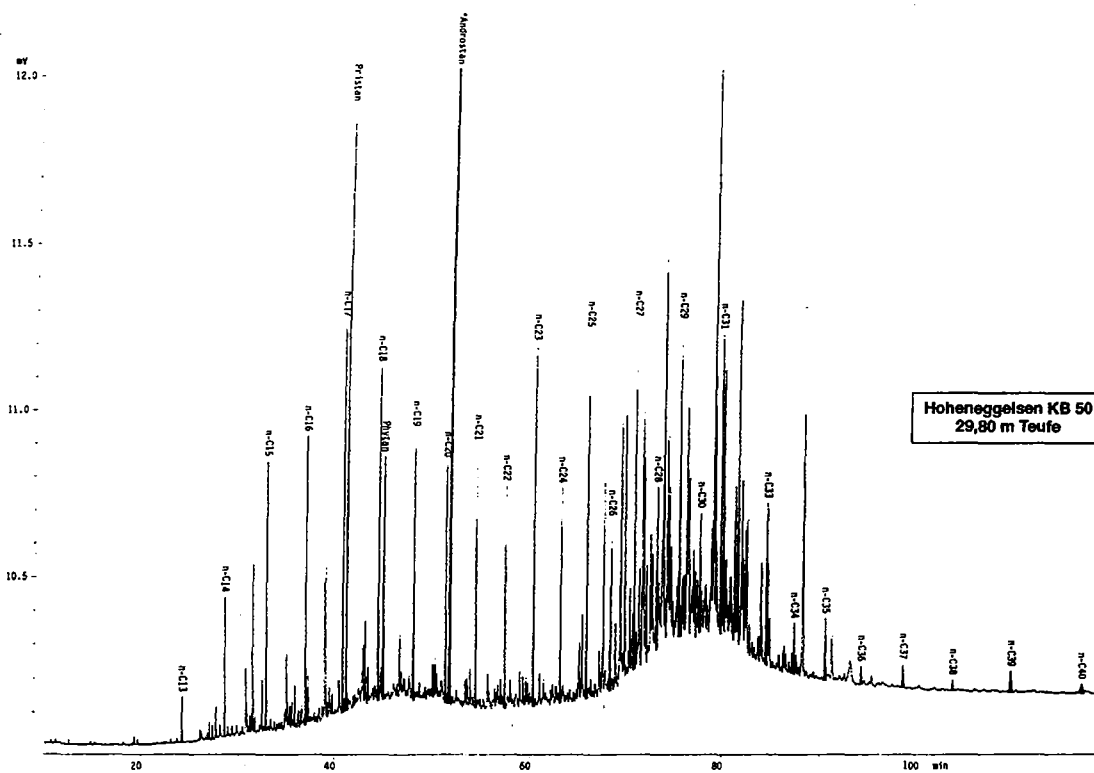
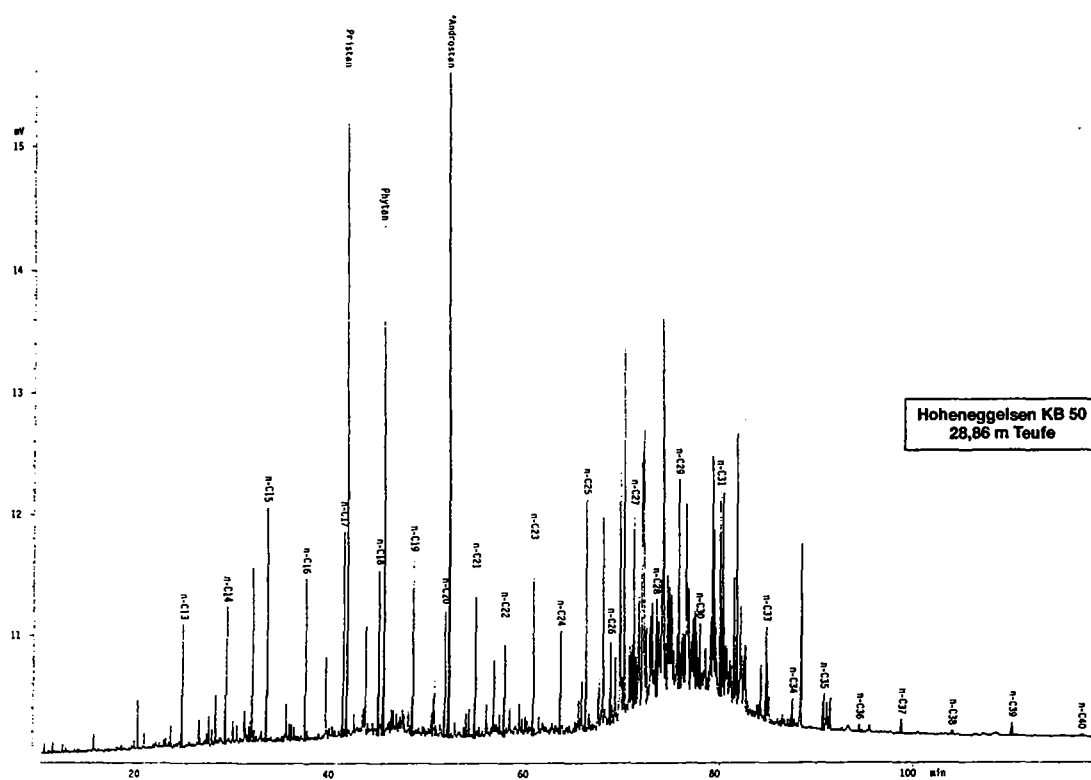












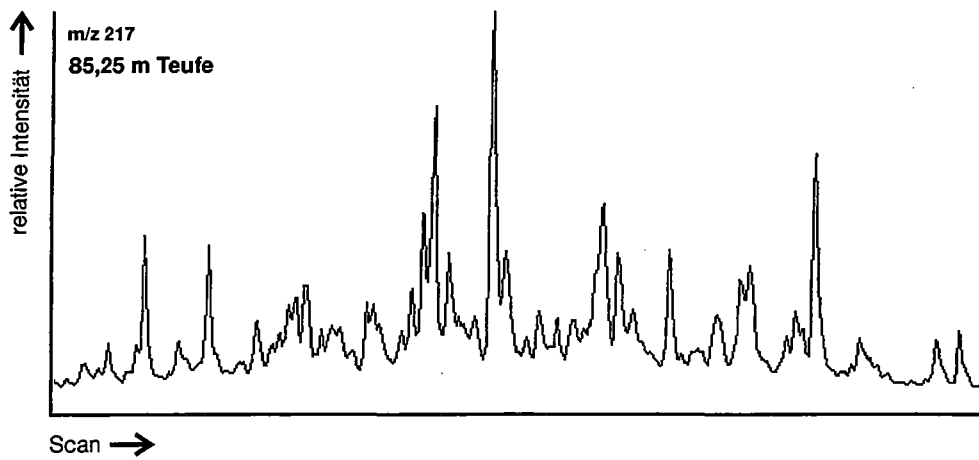
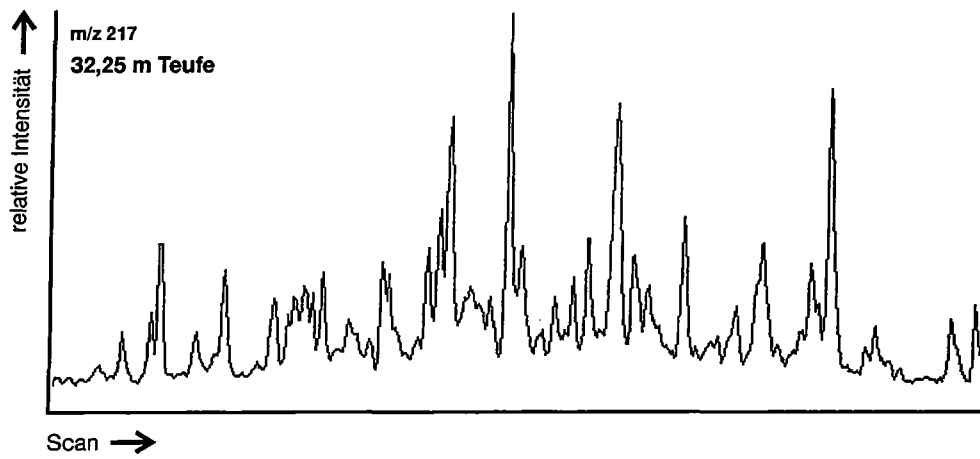
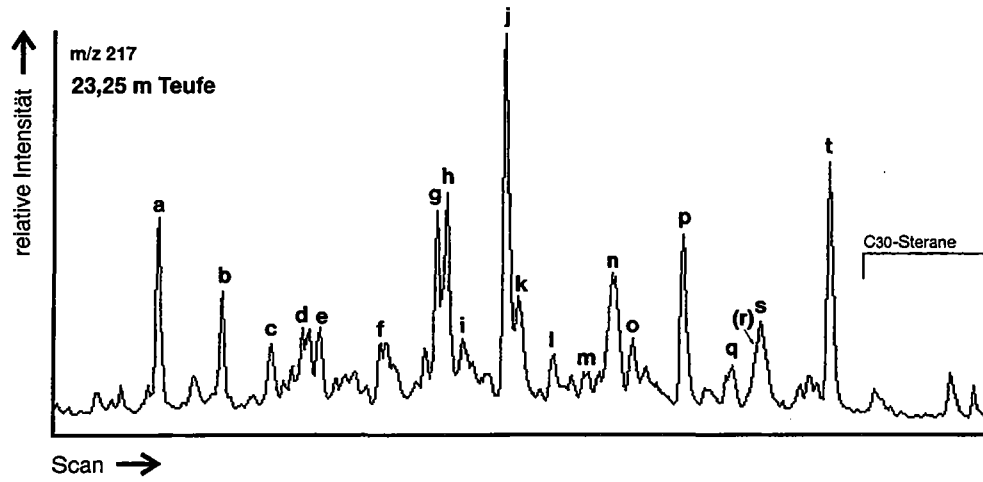
A.5 Massenfragmentogramme der Sterane und Hopane in den Sedimenten der Bohrung Kirchrode 1/91

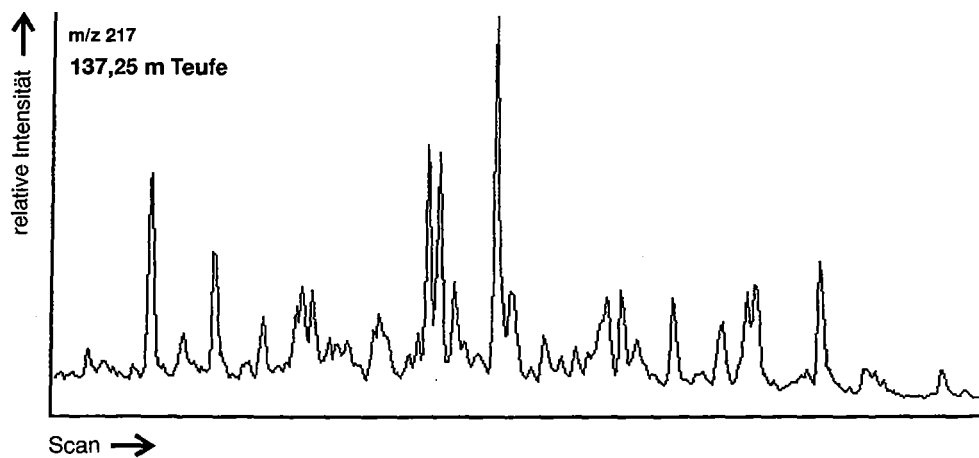
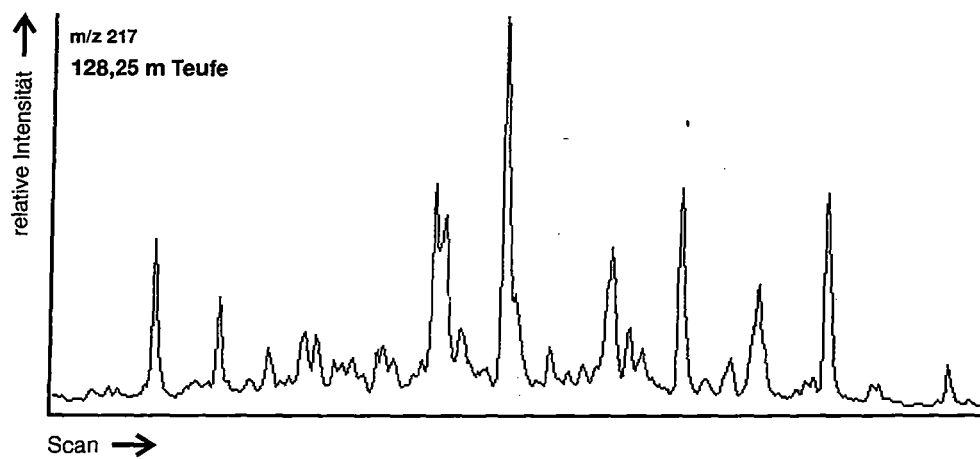
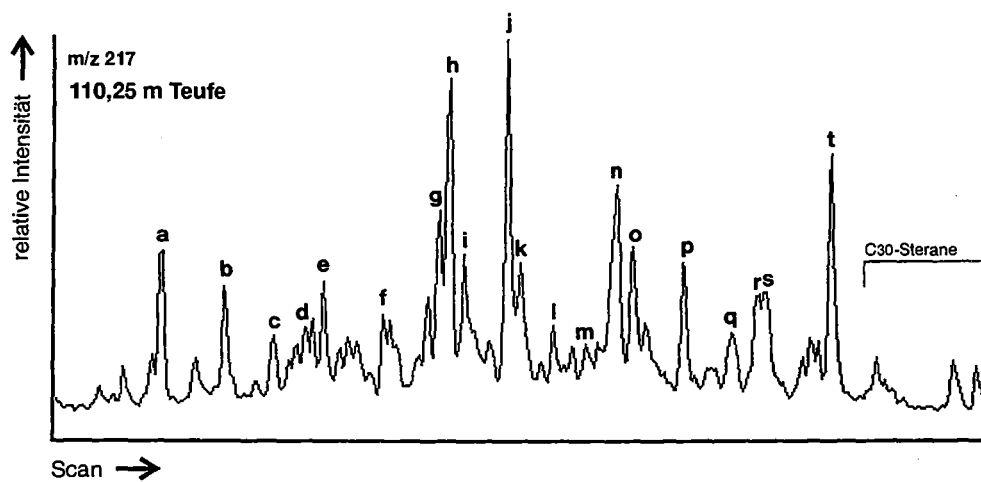
- m/z 217 (Sterane)

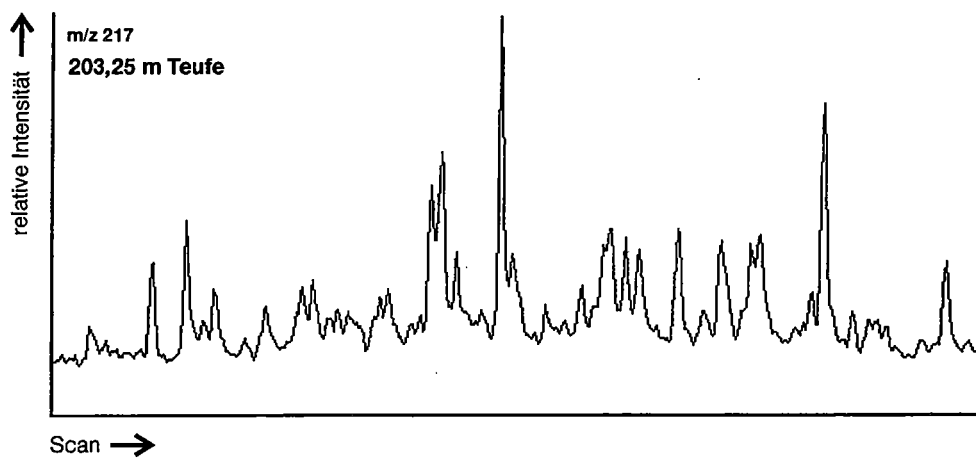
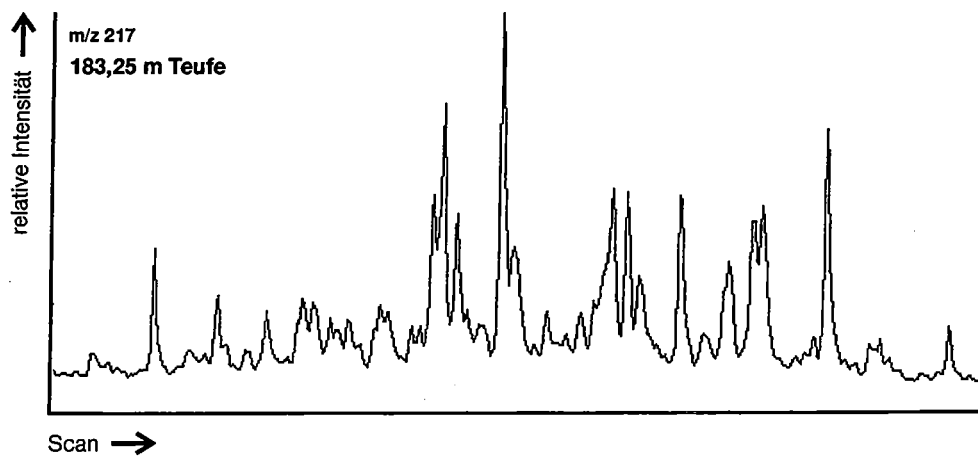
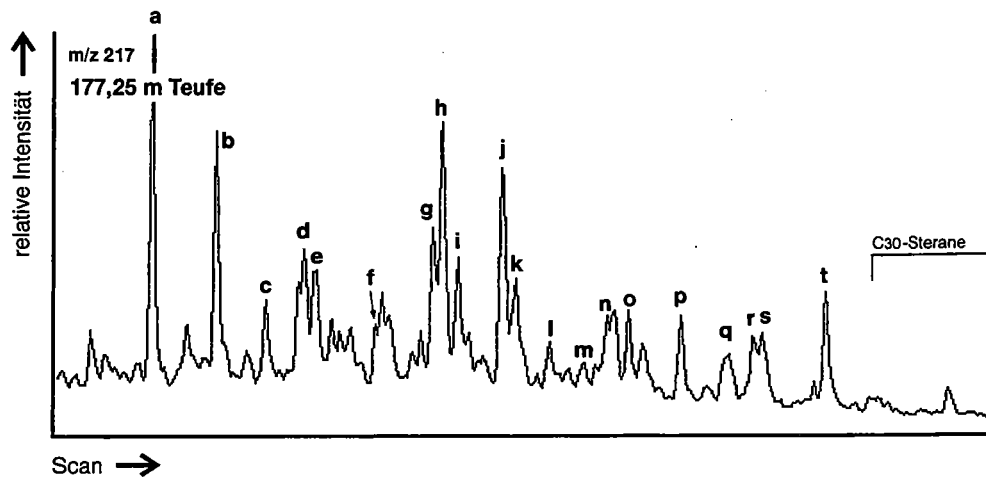
Peak	Name der Verbindung
a	13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20S)
b	13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20R)
c	13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20S)
d	13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20R)
e	24-Methyl-13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20S)
f	24-Methyl-13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20R)
g	24-Methyl-13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20S)
	+ 14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20S)
h	24-Ethyl-13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20S)
	+ 14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20R)
i	14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20S)
	+ 24-Methyl-13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20R)
j	14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20R)
k	24-Ethyl-13 β (H),17 α (H)-Diacholestan (20R)
l	24-Ethyl-13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20S)
m	24-Methyl-14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20S)
n	24-Ethyl-13 α (H),17 β (H)-Diacholestan (20R)
	+ 24-Methyl-14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20R)
o	24-Methyl-14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20S)
p	24-Methyl-14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20R)
q	24-Ethyl-14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20S)
r	24-Ethyl-14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20R)
s	24-Ethyl-14 β (H),17 β (H)-Cholestan (20S)
t	24-Ethyl-14 α (H),17 α (H)-Cholestan (20R)

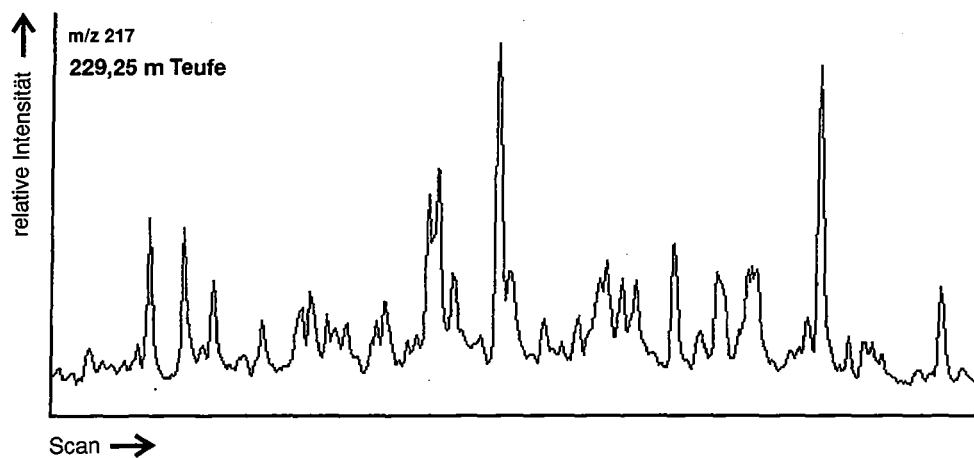
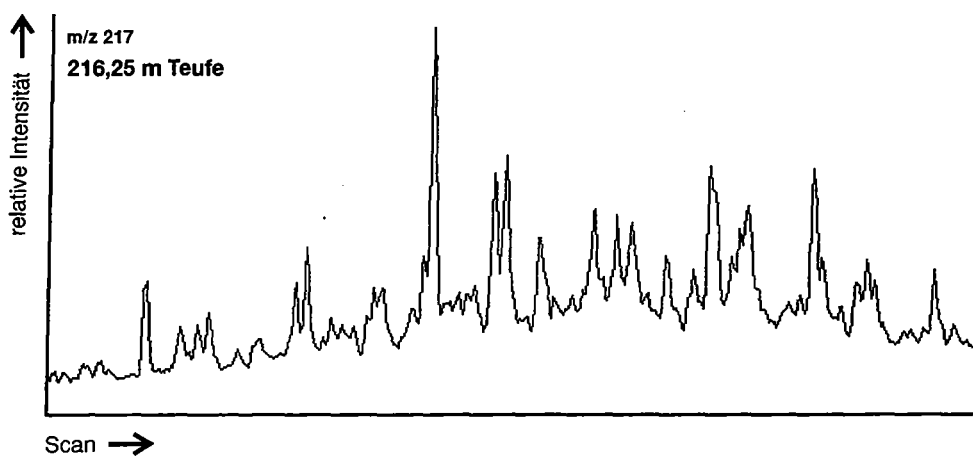
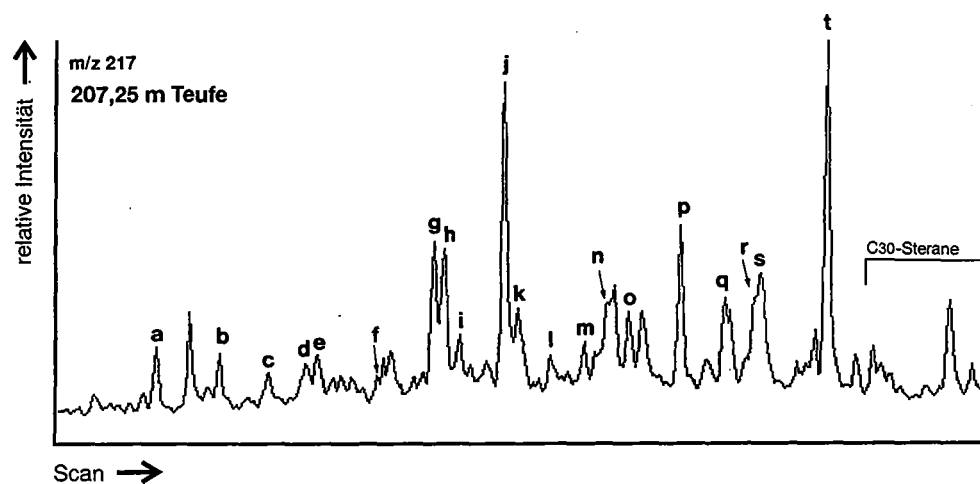
- m/z 191 (Hopane)

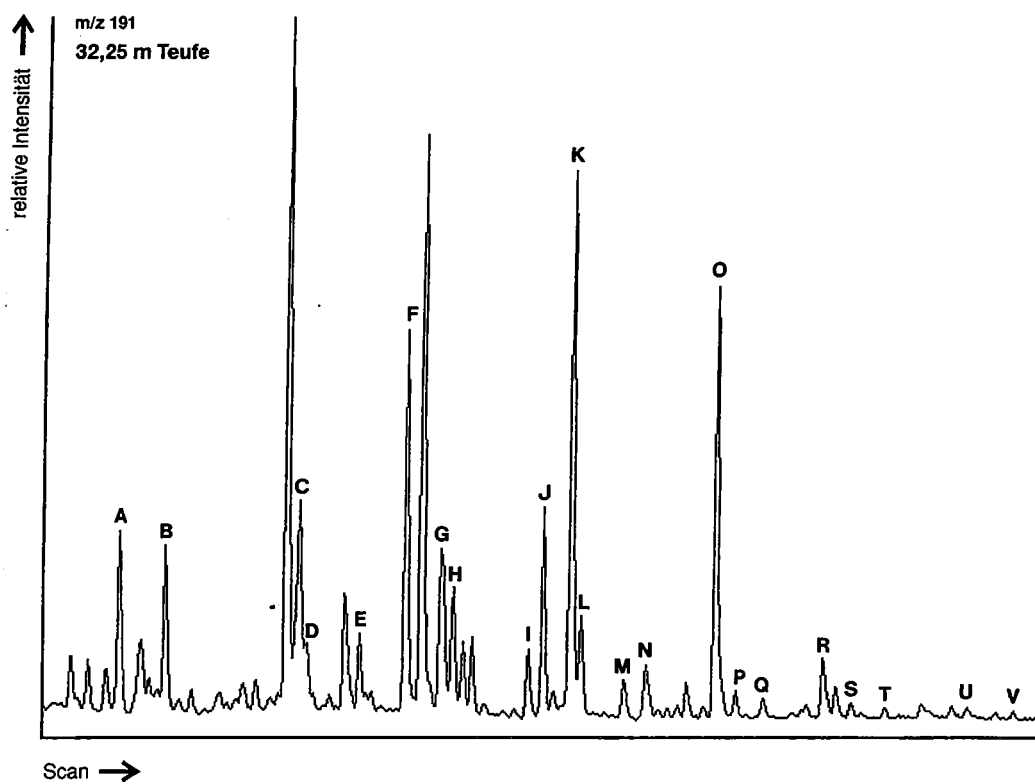
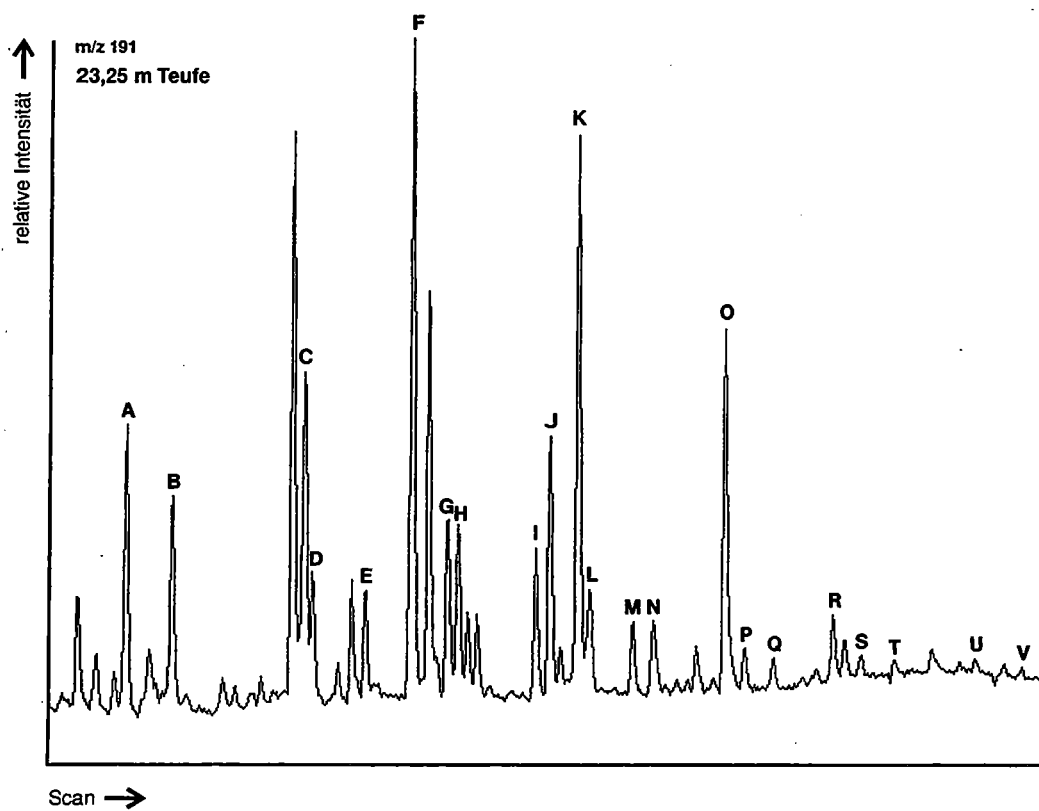
Peak	Name der Verbindung
A	18 α (H)-22,29,30-tris-nor-neo-Hopan
B	17 α (H)-22,29,30-tris-nor-Hopan
C	17 α (H),21 β (H)-30-nor-Hopan
D	18 α (H)-nor-neo-Hopan
E	17 β (H),21 α (H)-30-nor-Hopan (nor-Moretan)
F	17 α (H),21 β (H)-Hopan
G	17 β (H),21 β (H)-30-nor-Hopan
H	17 β (H),21 α (H)-Hopan (Moretan)
I	(22S)-17 α (H),21 β (H)-29-homo-Hopan
J	(22R)-17 α (H),21 β (H)-29-homo-Hopan (+ ?)
K	17 β (H),21 β (H)-Hopan
L	(22S)- und (22R)-17 β (H),21 α (H)-29-homo-Hopan (homo-Moretan)
M	(22S)-17 α (H),21 β (H)-29-dihomo-Hopan
N	(22R)-17 α (H),21 β (H)-29-dihomo-Hopan
O	(22S)- und (22R)-17 β (H),21 α (H)-29-dihomo-Hopan (dihomo-Moretan)
P	(22S)-17 α (H),21 β (H)-29-trihomo-Hopan
Q	(22R)-17 α (H),21 β (H)-29-trihomo-Hopan
R	(22S)- und (22R)-17 β (H),21 α (H)-29-trihomo-Hopan (trihomo-Moretan)
S	(22S)-17 α (H),21 β (H)-29-tetrahomo-Hopan
T	(22R)-17 α (H),21 β (H)-29-tetrahomo-Hopan
U	(22S)-17 α (H),21 β (H)-29-pentahomo-Hopan
V	(22R)-17 α (H),21 β (H)-29-pentahomo-Hopan

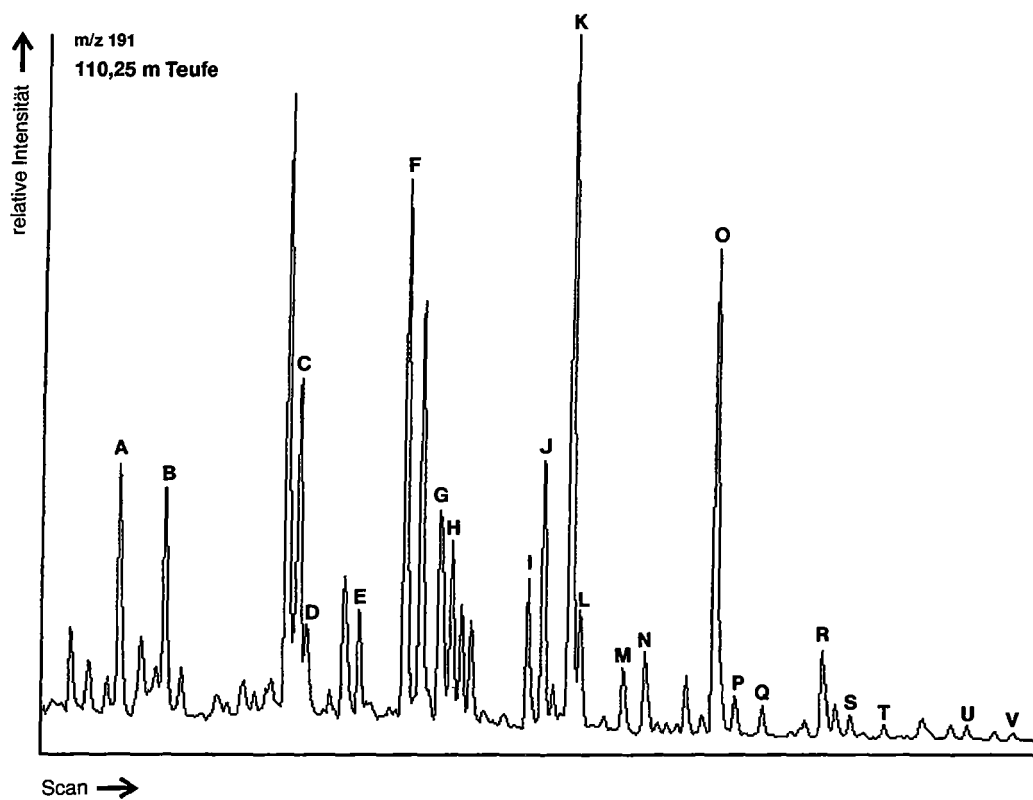
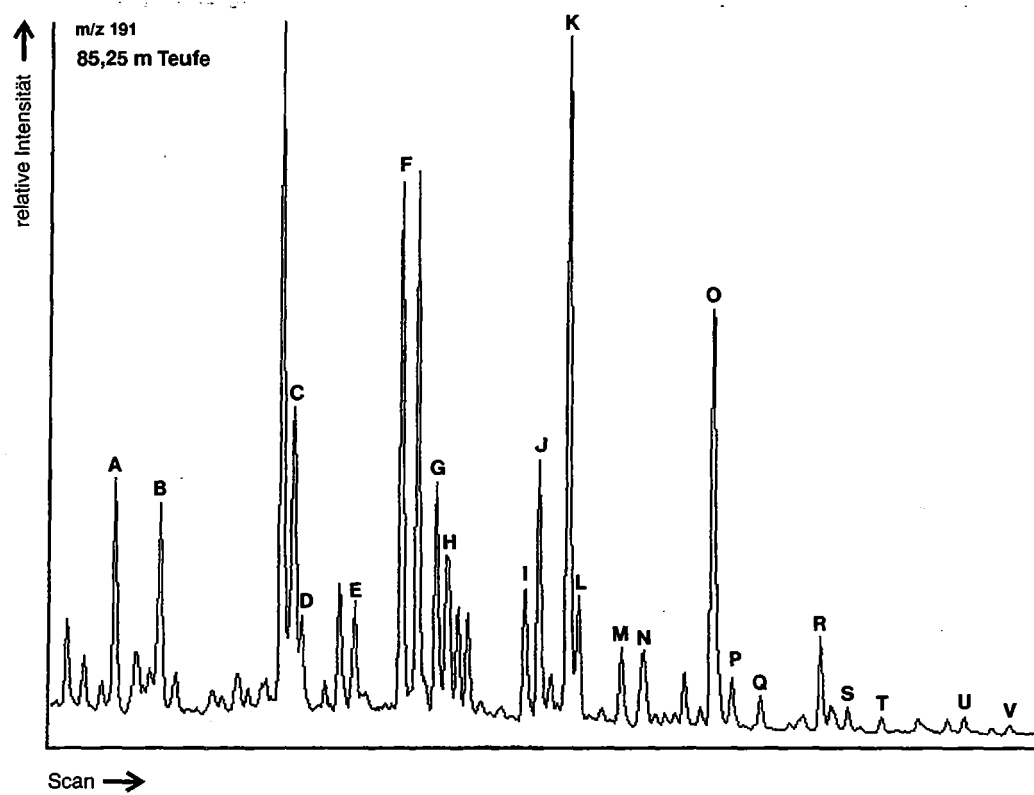


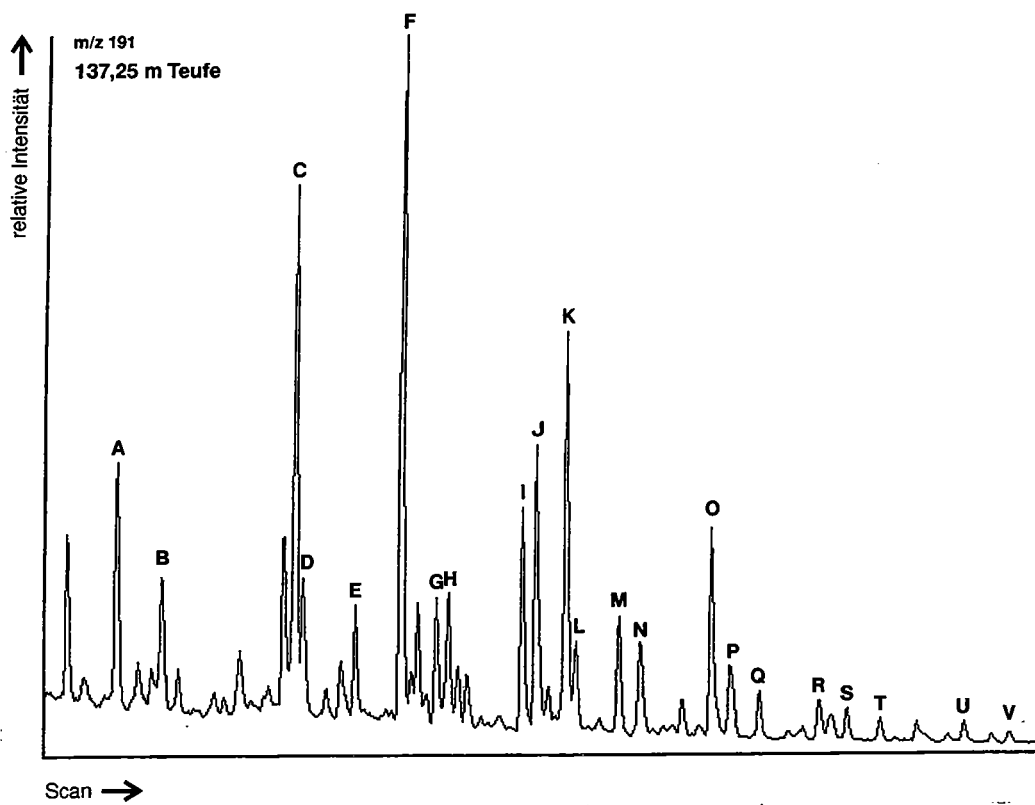
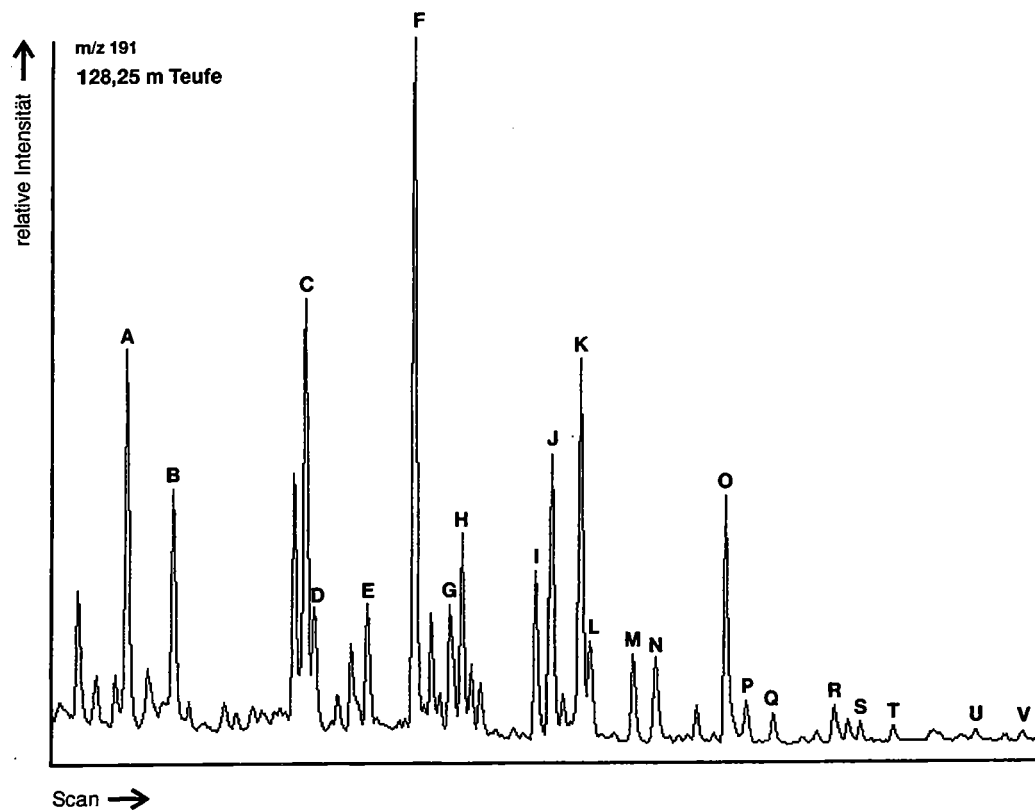


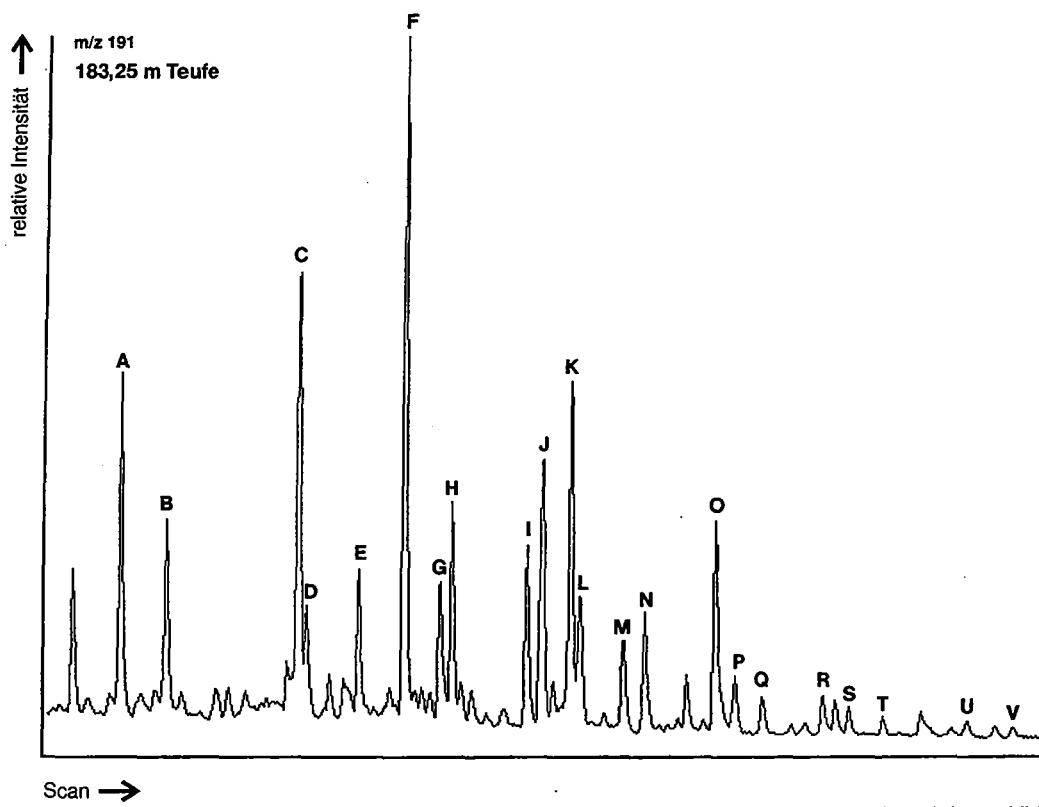
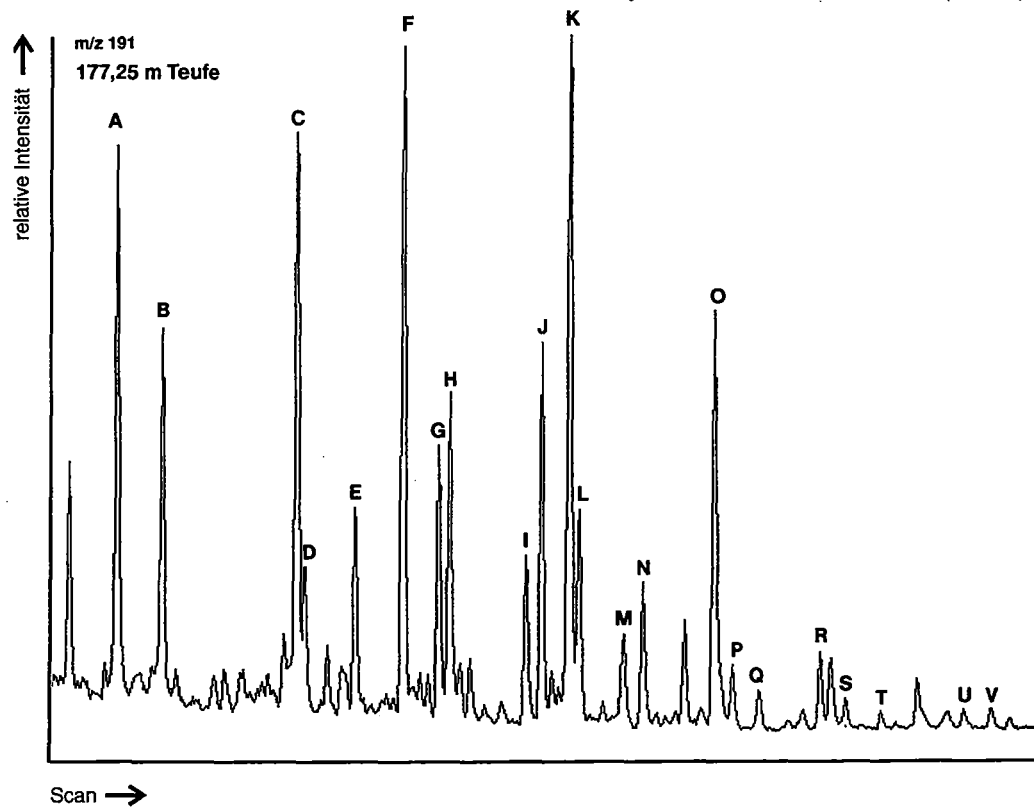


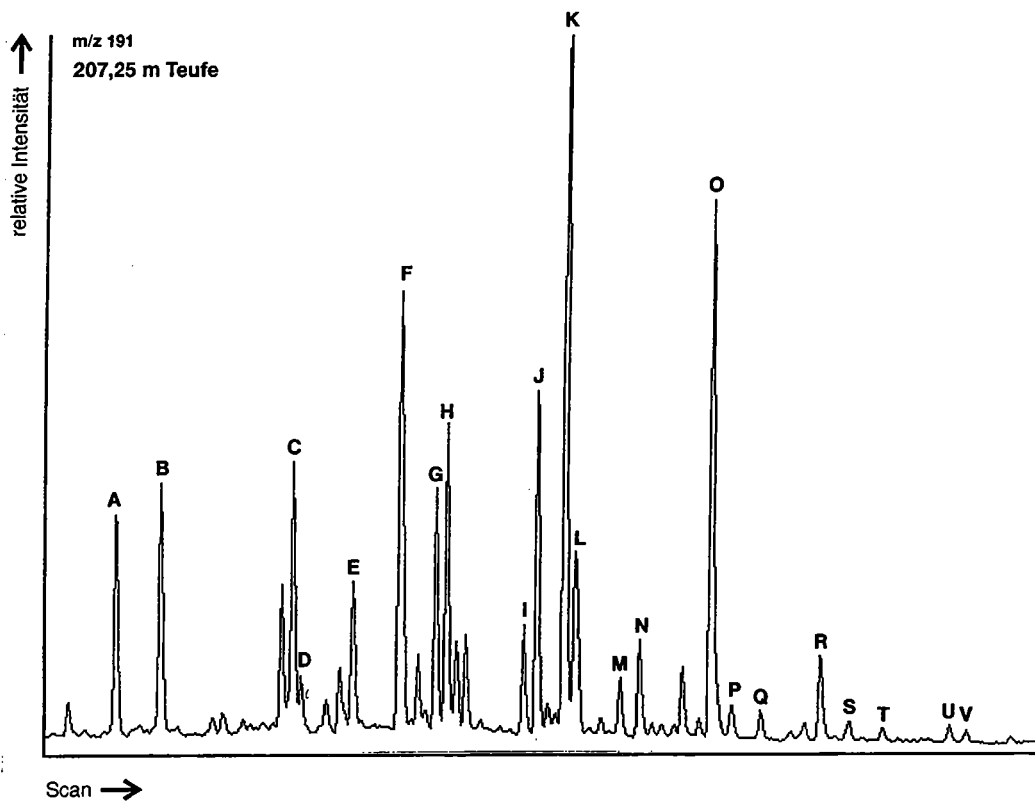
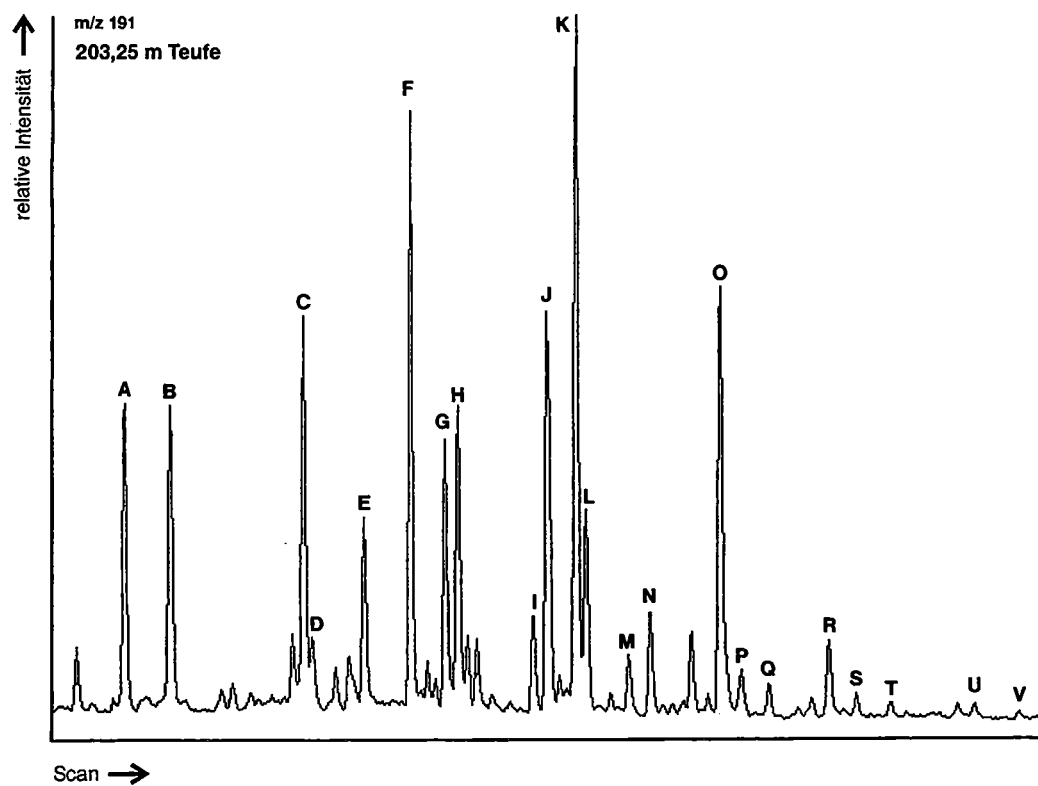


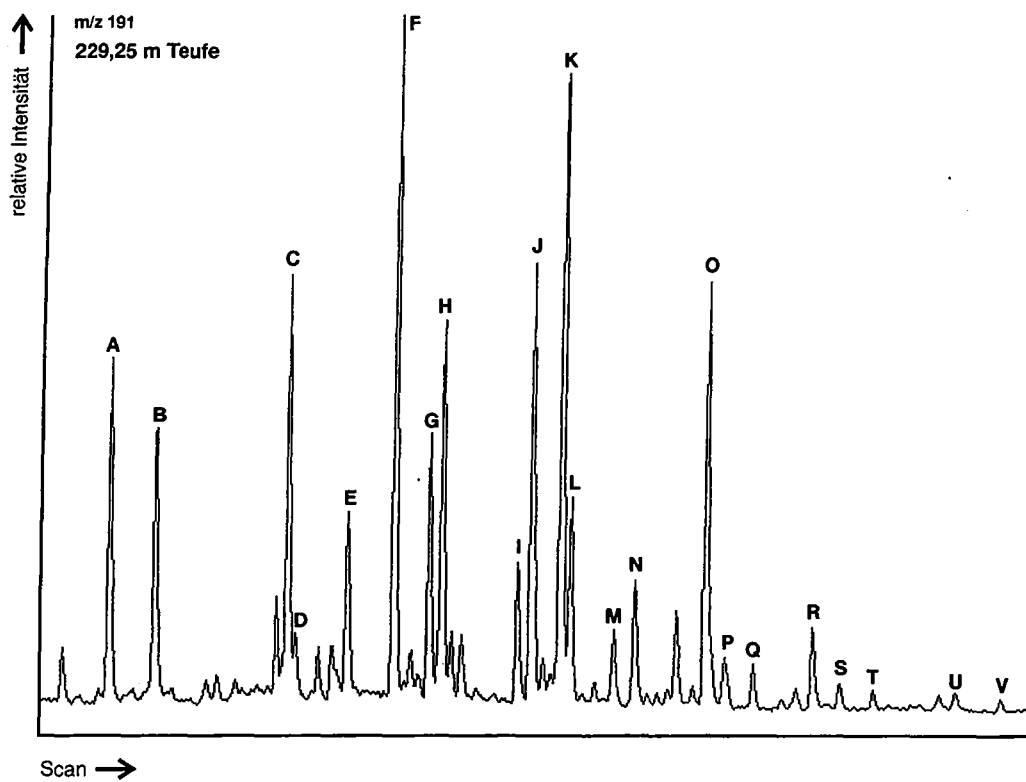
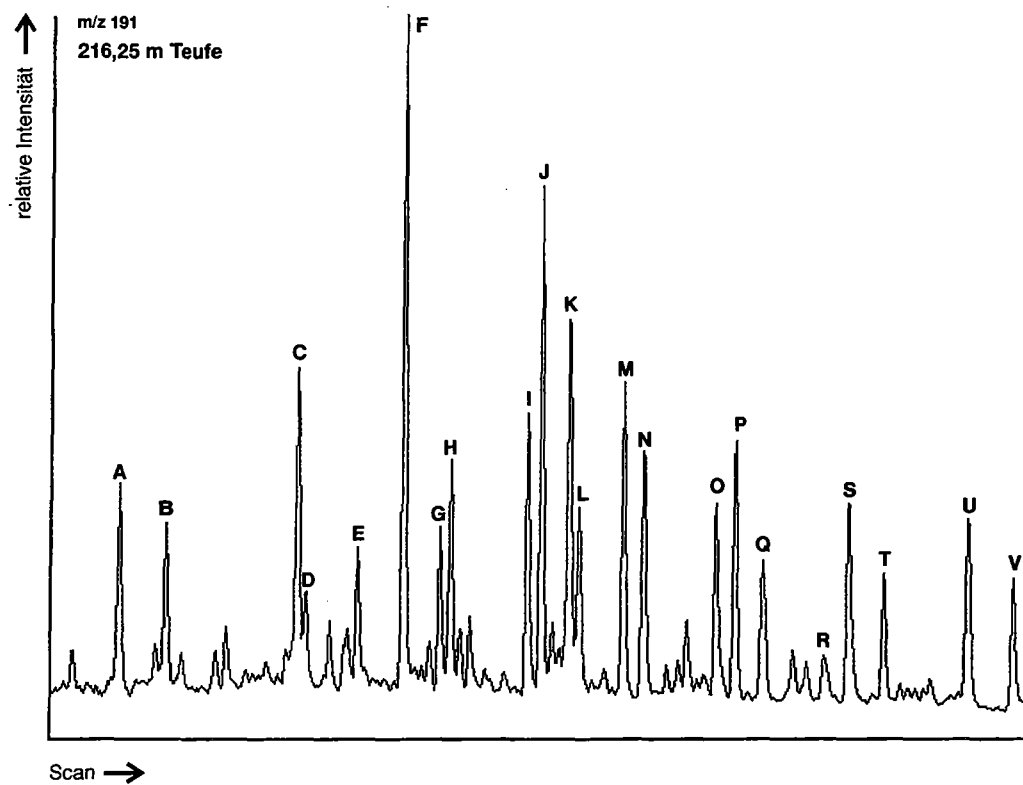












A. 6 Fototafel

Foto A: Mariner Alginit (Liptinitgruppe) in einem Kerogenkonzentrat aus der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). 1 cm = 20 μ m.

Foto B: Dinoflagellatenzyste (Liptinitgruppe) in einem Kerogenkonzentrat aus der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). 1 cm = 20 μ m.

Foto C: Liptinit höherer Reife (orange Fluoreszenzfarbe) in einem Kerogenkonzentrat aus der Bohrung Kirchrode 1/91 (Oberalb). Vermutlich handelt es sich dabei um resedimentiertes Oberkarbonmaterial. 1 cm = 20 μ m.

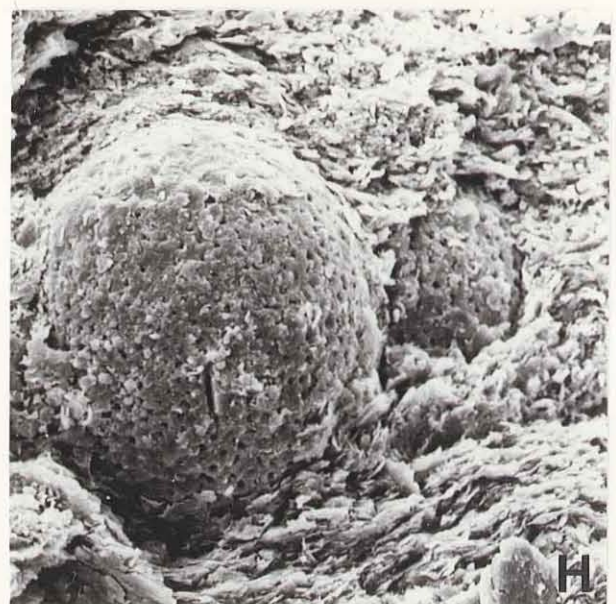
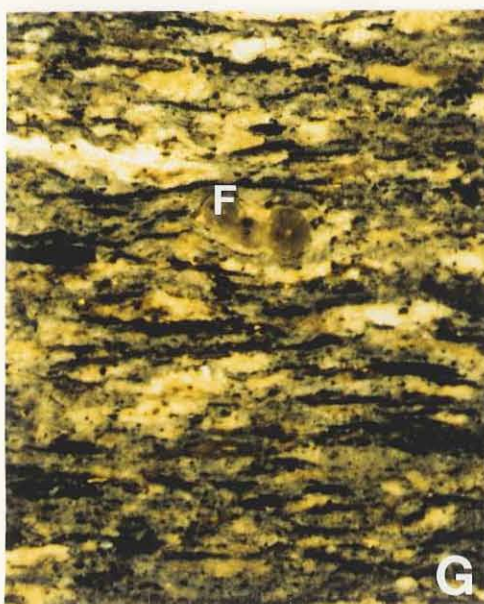
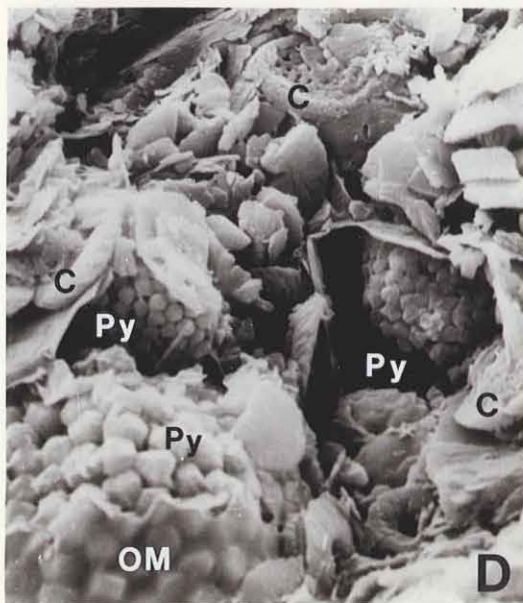
Foto D: Framboidale Pyritaggregate (Py) mit Anlagerungen organischen Materials (OM) in einer Matrix aus Tonmineralen und Coccolithendetritus (C). Erläuterungen siehe Kapitel 5.1.2.1. 1 cm = 2,2 μ m. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme durch P. LOKAY.

Foto E: Mariner Alginit (Liptinit) in einer Probe des Fischeschiefers (Unterapt). 1 cm = 20 μ m.

Foto F: Mariner Alginit (Liptinit) in einer Probe des Fischeschiefers (Unterapt). Pyritkristalle bilden sich als schwarze Rundkörper ab (→). 1 cm = 20 μ m.

Foto G: Lamination des Fischeschiefers (Unterapt) mit eingeregelter Bitumininit und Alginit (hellgelbe Fluoreszenzfarbe) und einer planktonischen Foraminifere (F). 1 cm = 100 μ m.

Foto H: Foraminifere in der eingeregelter Tonmineralmatrix des Fischeschiefers (Unterapt). 1 cm = 15 μ m. Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme durch P. LOKAY.



Jül-3134
November 1995
ISSN 0944-2952