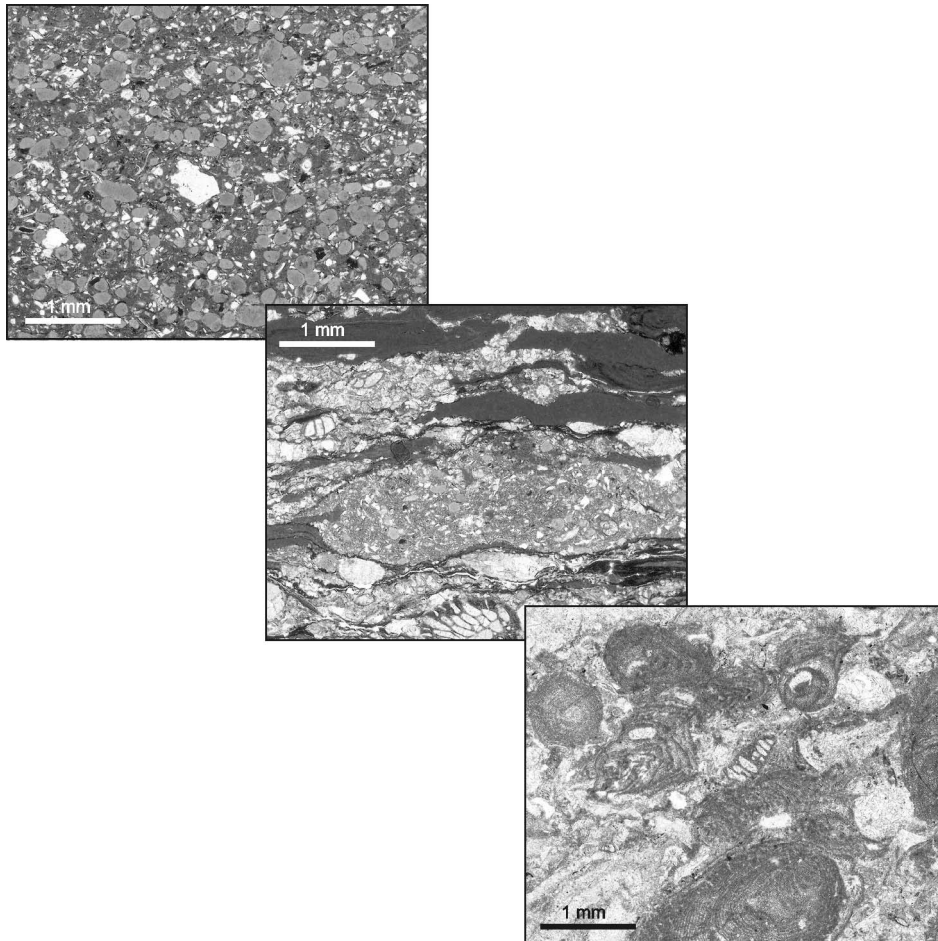


Die westliche Zentral-Paratethys an der Wende Eozän/Oligozän

– Ozeanographie eines Randmeeres
und Bildung von Erdölmuttergesteinen –



Habilitationsschrift

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Technischen Universität Clausthal

vorgelegt von

Dr. rer. nat. Hans-Martin Schulz

Clausthal-Zellerfeld 2003

Bilderfolge der Titelseite:

Etablierung sauerstoffarmer Bedingungen und Einsetzen von Bodenströmungen im jüngsten Priabonium der Bohrung Fischlham 1 (Oberösterreich).

Oben links: Basis der hangenden Schöneck-Formation, bestehend aus allochthonen, gerundeten Glaukonitkörnern in bituminöser, siltig-toniger Matrix,

Mitte: Übergang mit Detritus aus Krusten von Rhodophyten, Bryozoen und Echinodermen ("Crustose Coralline Detritus Facies" nach RASSER 2000),

Unten rechts: Detritus der Zentralen Schwellenzone, bestehend aus gerundeten Verzweigungen von Rhodophyten (Rhodolithen) und agglutinierenden, benthischen Foraminiferen ("Branched Coralline Facies" nach RASSER 2000).

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal. Die Anregung zu dieser Arbeit entstammt zahlreichen Gesprächen mit Prof. Dr. R. F. SACHSENHOFER von der Montanuniversität Leoben (Österreich). R. F. SACHSENHOFER war mir in der langen Zeit unserer Zusammenarbeit immer ein hilfsbereiter, sachlich-kritischer Kollege. Während meiner zahlreichen Besuche an der Montanuniversität Leoben war ich stets Gast in seinem Haus. Dafür möchte ich mich an dieser Stelle ganz herzlich bei der Familie SACHSENHOFER bedanken!

Für die fachliche Begleitung der Arbeit danke ich den Herren Prof. Dr. W. BLENDINGER und Prof. Dr. H.-J. GURSKY, beide TU Clausthal.

Die Rohölaufsuchungsgesellschaft RAG (Wien) stellte das Untersuchungsmaterial zur Verfügung. Die Herren Dr. L. WAGNER und Dr. H. POLESNY, mittlerweile aus dem aktiven Dienst der RAG ausgeschieden, erleichterten den Beginn der Arbeiten durch Bereitstellung von Datenmaterial. Insbesondere Herr WAGNER als Ansprechpartner war mir stets mit seinen regionalgeologischen Kenntnissen eine große Hilfe.

PD Dr. A. BECHTEL (Leoben) führte die Biomarkeranalytik durch. Seine umfangreichen Untersuchungen ermöglichten wesentliche und neue Erkenntnisse. Ihm möchte ich ausdrücklich an dieser Stelle danken!

Herr Dr. F. RÖGL (Wien) ist einer der tiefsten Kenner der westlichen und zentralen Paratethys. Seine Unterstützung half maßgeblich. Ferner ermöglichten seine persönlichen Kontakte zu den Eheleuten Dr. M. BÁLDI-BEKE und Prof. Dr. T. BÁLDI (Budapest) sowie zu Prof. Dr. A. NAGYMAROSY (Budapest) die Realisierung wichtiger Nannoplankton-Untersuchungen zur Klärung stratigraphischer Fragen.

Die Messungen der C- und N-Isotope des organischen Materials übernahmen Dr. M. VOß (Rostock-Warnemünde) und Dr. U. STRUCK (München). Fachliche Unterstützung gewährte Prof. Dr. K.-C. EMEIS (Rostock-Warnemünde). Den genannten Kollegen sei an dieser Stelle gedankt.

PD Dr. J. TRAPPE (Bonn) ist einer der wenigen deutschen Spezialisten auf dem Gebiet der Phosphatgesteine. Zahlreiche Diskussionen mit ihm halfen, das Auftreten dieser Gesteine in den vorgestellten Modellen zu erklären.

Prof. Dr. S. HOERNES (Bonn) untersuchte dankenswerterweise Haupt- und Nebengruppenelemente ausgewählter Proben. Ferner ermöglichte die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) apparative Unterstützung.

Die Verwirklichung der vorliegenden Arbeit und Finanzierung des gegenseitigen Austausches konnte im Rahmen der Kooperation zwischen den Universitäten Clausthal und Leoben erfolgen. Die ersten Kontakte des Autors zur Universität Leoben wurden durch die langjährige Kooperation zwischen den Herren Prof. (em.) Dr. H. KULKE und Prof. Dr. F. EBNER (Leoben) ermöglicht. Dafür danke ich beiden.

Insbesondere die Clausthaler Hilfe durch die Mitarbeiter des Institutes für Geologie und Paläontologie ermöglichte die Anfertigung dieser Arbeit. An dieser Stelle möchte ich mich ganz herzlich für ihre Unterstützung bedanken. Für fachliche Unterstützung danke ich insbesondere der Clausthaler "Paläontologie", Herrn Dr. habil. L. FELDMANN und Herrn Prof. Dr. W. VAN BERK. Last but not least gilt mein besonderer Dank Frau W. MÜLLER, die mir und meiner Familie stets half, sowie Herrn A. SCHULZ, ohne dessen Hilfe der Großteil der apparativ-analytischen Arbeiten in Clausthal nicht machbar gewesen wäre.

Die Geduld und Nachsicht meiner Familie war die Stütze, ohne die die Anfertigung der vorliegenden Arbeit nicht möglich gewesen wäre!

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde mittels sedimentologischer, petrographischer und geochemischer Methoden die ozeanographische Entwicklung der frühen Paratethys hin zu einem Randmeer während des Eozän/Oligozän-Übergangs rekonstruiert. Als Probenmaterial dienten Sedimentabfolgen aus fünf ausgewählten Bohrungen im oberösterreichischen Molassebecken. Die Lage der Bohrungen entspricht einem Transekt über den nördlichen Beckenbereich. Die Sedimente werden als Schöneck-Formation, Dynow Mergelstein sowie Eggerding-Formation bezeichnet. Die Schöneck-Formation beinhaltet stratigraphisch die Eozän/Oligozän-Grenze.

Die Paratethys durchlief während des jüngsten Eozäns und ältesten Oligozäns die erste Phase einer weitestgehend von der Tethys abgekoppelten Randmeerentwicklung. Dieses Stadium zeichnet sich durch Sedimente aus, die reich an organischem Kohlenstoff sind und als Erdölmuttergesteine in weiten Teilen der Paratethys fungieren, so auch die Schöneck- und Eggerding-Formation im Molassebecken. Diese Entwicklung fällt mit der Eozän/Oligozän-Grenze zusammen, die infolge eines plötzlichen und massiven Temperaturrückgangs eine bedeutende Zeitmarke in dem langandauernden Abkühlungsprozeß des Klimas während des Paläogens darstellt. Daher sind das Sedimentationsgeschehen (und letztlich das Erdölbildungspotential der Sedimente) des Eozän/Oligozän-Übergangs am Nordrand der westlichen Zentral-Paratethys Folge der ozeanographischen Bedingungen im initialen Randmeersystem Paratethys und des Klimaumschwungs.

Am Nordrand der westlichen Zentral-Paratethys bildete sich bereits im jüngsten Eozän ein geschichteter Wasserkörper aus. Kalte boreale Tiefenwasser wurden von warmem Tethyswasser überlagert. Anfänglich führte dies auch am nördlichen Hang zu Bodenströmungen. Ein Auftriebsgeschehen wird u.a. durch eine durchgängig vorherrschende Stickstoff-Fixierung an der Eozän/Oligozän-Grenze ausgeschlossen. Die Salinitäten des Oberflächenwassers stiegen an. Im Tiefenwasser etablierten sich dysoxische Bedingungen mit periodischen Phasen höherer Sauerstoffgehalte. Parallel dazu begünstigten hohe Produktivitäten im Oberflächenwasser und periodische Globigerinenblüten die Bildung von Mergeln der Schöneck-Formation, die reich an organischem Kohlenstoff sind, der jedoch phasenweise durch intensive Sulfatreduktion stark abgebaut wurde. Zeitgleiche vulkanische Ereignisse sind nachweisbar, jedoch nicht daraus resultierende, langandauernde Veränderungen

des Nährstoffbudgets. Eine periodische Bildung zwischengeschalteter Phosphatgesteine erfolgte im jüngsten Eozän in Phasen erhöhter Produktivitäten im Oberflächenwasser und stärkerer Beckenbelüftung, möglicherweise ausgelöst während trockenerer Perioden infolge stärkerer Saisonalität. Im Beckenzentrum führten Rutschungen sowie Strömungen zur Sedimentaufarbeitung, letztendlich zu organisch-ärmeren Gesteinen, die jedoch aufgrund entsprechender Reife und genetischem Potential als Erdölmuttergesteine fungieren können (Schöneck-Formation in der Bohrung Oberhofen 1).

An der Eozän/Oligozän-Grenze setzte die Produktivitätssteuerung durch Schwankungen der Saisonalität aus. Der Klimaumschwung manifestierte sich jedoch in einem sich sukzessiv verändernden klastischen Eintragsspektrum. Generell bildeten sich veränderte Nährstoffbedingungen im Oberflächenwasser aus, dessen Kohlenstoffhaushalt durch gelöstes Kohlendioxid aus der Oxidation freigesetzten biogenen Methans beeinflusst wurde. Eine bis in die photische Zone reichende Chemokline ermöglichte weiterhin die massive Akkumulation organischen Kohlenstoffs in einem anoxischem Bodenwasser, aus dem kleinste, authigen gebildete Pyritframboide auf das Sediment abregneten.

Zunehmende Isolierung unmittelbar nach der E/O-Grenze führte zur Ablagerung organisch-reicher Tone im westlichen Sektor der Zentral-Paratethys. Ihre Bildung war an geringe Sedimentationsraten und nährstoffarme Bedingungen, jedoch noch vorherrschende oberflächennahe Anoxien gebunden. Bereits während des älteren Kiscelliums (NP 22) förderten zunehmende Frischwasserzuflüsse, die die Wasserschichtung kurzfristig zusammenbrechen ließen, die Ausbildung oligotropher Bedingungen. Dies führte zu einem abrupten Bildungsende organisch-reicher Gesteine der Schöneck-Formation. In zyklischen Schüben wurde während der NP 23 (Dynow Mergelstein) immer wieder Frischwasser dem Becken zugeleitet, was zu anfänglichen Bodenwasserströmungen führte. Die Zyklen zeichneten sich durch initial massive, dann abnehmende Coccolithophoriden-Blüten bei konstantem Eintrag von organischem Kohlenstoff aus. Im weiteren Verlauf etablierte sich ein hohes Nährstoffangebot und wiederum traten oberflächennahe Anoxien auf. Diese Bedingungen stabilisierten sich und am Ende der NP 23 bildeten sich in diesem Umfeld, das dem heutigen Schwarzen Meer ähnelte und in dem wieder marine Einflüsse nachweisbar sind, erneut durchgängig organisch-reiche Sedimente der Eggerding-Formation.

Die stratigraphisch abgesicherten, paläo-ozeano-

graphischen Prozeßabfolgen in den östlich angrenzenden Beckenbereichen (Waschberg Einheit, Niederösterreich und Ždánice Einheit, südliches Mäh-

ren) lassen vergleichbare Entwicklungen am nördlichen Beckenrand der westlichen Zentral-Paratethys an der Eozän/Oligozän-Wende erkennen.

ABSTRACT

Sediments from five wells in the Upper Austrian Molasse Basin were investigated to resolve the early marginal sea stage of the Paratethys during the Eocene/Oligocene transition. The wells cover a transect across the northern basin slope. The sediments are called Schöneck Formation including the E/O boundary, Dynow Marlstone and Eggerding Formation, and were analysed regarding sedimentology, petrography and geochemistry.

The E/O boundary marks a significant step in the climatic evolution during the Paleogene due to a rapid and massive global temperature decrease. Contemporaneously, the first isolation of the Paratethys from the Tethyan ocean occurred during the earliest Oligocene. This first period of a marginal sea is reflected by sediments rich in organic carbon. Besides the German and Austrian Molasse Basins, these sediments may act as hydrocarbon source rocks in many parts of the Paratethys. Thus, the depositional setting and the hydrocarbon potential of the sediments on the northern margin of the western Central Paratethys are results of the paleoceanographic development in the initial marginal sea stage of the Paratethys and the climatic change at the E/O boundary.

During the latest Eocene water stratification developed on the northern margin of the western Central Paratethys. This stratification was triggered by cold boreal deep water and warm Tethyan surface water leading to initial bottom currents. An upwelling scenario on the northern margin can be excluded e.g. due to the prevalent nitrogen fixation at the E/O boundary. Surface water salinities rose and dysoxic bottom water conditions developed, periodically interrupted by supply of oxygen-bearing water. High productivity and periodic blooms of globigerinas favoured marl deposition of the Schöneck Formation rich in organic carbon. Bacterial overprint by intensive sulfate reduction reduced the original organic carbon content. Isochronous short-term volcanic events had no influence on the trophic level. Cyclic intercalation with phosphate rocks was favoured during periods of basin ventilation by oxygen-bearing water, higher productivity and lowered clastic input. The formation of these characteristic sedimentary precipi-

tates may have been coupled to drier periods as a result of intensified seasonality. Sliding and periodic currents led to sediment reworking in the basin center. However, these sediments may act as hydrocarbon source rocks due to sufficient organic carbon contents, relevant maturity and genetic potential (Schöneck Formation in well Oberhofen 1).

At the E/O boundary the influence of changes in seasonality smoothed and the direct influence on productivity ceased. This climatic change is recorded, thus, by variations in the clastic input. Furthermore, the trophic level of the surface water changed, probably by CO₂ recycling triggering the carbon budget of the surface water. Photic zone anoxia enabled massive accumulations of organic carbon and authigenic framboid pyrite formation within the anoxic water column.

Following the E/O boundary and coupled to progressive isolation, the trophic level in the surface water decreased and was accompanied by low sedimentation rates and anoxic bottom water conditions. Thus, the ongoing isolation of the Central Paratethys is reflected by black claystones with high contents of organic carbon. During the early Kiscellium (nannoplankton zone NP 22) fresh water incursions led to a progressive break-down of the water stratification. Oligotrophic surface water conditions established and organic-lean sediments were deposited (Dynow Marlstone). They reflect cyclic patterns triggered by initially massive blooms of coccolithophorides, but constant organic carbon input. As a consequence photic zone anoxia established. Cyclicality was caused by periodic decreases in fresh water incursions during each cycle and led to bottom currents. These oceanographic conditions stabilized and were coupled to marine incursions at the end of the NP 23. This prevailing oceanographic setting is referred to a Black Sea-like scenario with formation of organic-rich sediments (Eggerding Formation).

Similar paleoceanographic events of the E/O boundary have been reconstructed for the northern margin in the direct eastward vicinity (Waschberg Unit, Lower Austria and Ždánice Unit, South Moravia). Thus, lithostratigraphic units can be correlated regarding genetic aspects and, thus, reflect a common oceanographic history.

Gliederung	Seite
Gliederung	I
Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	III
Abkürzungen	VIII
1. Einleitung und Problemstellung	1
1.1. Die Eozän/Oligozän-Grenze	1
1.1.1. Globale Paläo-Ozeanographie und Klimaentwicklung an der Eozän/Oligozän-Grenze	1
1.1.2. Definition und Probleme der Eozän/Oligozän-Grenze	3
1.1.3. Paratethys-Stratigraphie	3
1.1.4. Die Entstehung der Paratethys	5
1.1.5. Exemplarische paläo-ozeanographische Modelle für die zentrale und östliche Paratethys (Eozän/Oligozän-Übergang)	9
1.1.6. Paläo-ozeanographische Modelle für die westliche Zentral-Paratethys (Eozän/Oligozän-Übergang)	11
1.2. Ziele der Arbeit	14
2. Geologie des Arbeitsgebietes	17
2.1. Tektonik	18
2.2. Sedimentologie	19
3. Untersuchungsstrategie	27
4. Stratigraphie	29
5. Schöneck-Formation	34
5.1. Sedimentologie	34
5.1.1. Oberer Hang	37
5.1.2. Unterer Hang	42
5.2. Reife, Petrographie und geochemische Summenparameter des organischen Materials	47
5.3. Diagenese	56
5.4. Molekulare Biomarker	60
5.5. C-N-Isotope des organischen Materials	70
5.6. Ablagerungsmodell der Schöneck-Formation	74
5.6.1. Paläo-Ozeanographie vor Ablagerung der Schöneck-Formation	74
5.6.2. Paläo-Ozeanographie der Schöneck-Formation	74
5.6.3. Vergleich mit bekannten Modellen	77
6. Phosphogenese in der Schöneck-Formation	79
6.1. Einführung	79
6.2. Makroskopisches und mikroskopisches Erscheinungsbild der Phosphat-Gesteine	79
6.3. Organisch-geochemische Summenparameter	83
6.4. Molekulare Zusammensetzung des organischen Materials	85
6.5. C-N-Isotope des organischen Materials	90

6.6. Interaktion Phosphogenese - organisches Material und Diagenese	90
6.7. Schlußfolgerungen	93
7. Dynow Mergelstein und Eggerding-Formation	94
7.1. Sedimentologie	94
7.2. Reife, Petrographie und geochemische Summenparameter des organischen Materials	98
7.3. Diagenese	98
7.4. Molekulare Biomarker	100
7.5. C-N-Isotope des organischen Materials	103
7.6. Ablagerungsmodell	103
8. Paläo-Ozeanographie am Nordrand der westlichen Zentral-Paratethys an der Eozän/Oligozän-Wende	107
8.1. Offenmarine Bedingungen (spätes Priabonium, NP 19-20)	108
8.2. Die Eozän/Oligozän-Grenze (incl. NP 21)	111
8.3. Fortschreitende Paratethys-Abschnürung nach der Eozän/Oligozän-Grenze (NP 22 und untere NP 23)	112
8.4. Die Paratethys als isoliertes Randmeer (mittlere NP 23)	113
8.5. Marine Zuflüsse in das Randmeer-System Paratethys (obere NP 23 bis NP 24)	113
8.6. Stratigraphische Parallelisierung des oberösterreichischen Molassebeckens, der Waschbergzone und der Ždánice-Einheit	114
8.7. Früholigozäne Sedimente aus Randbereichen der westlichen Zentral-Paratethys	115
9. Literatur	117

Anhang

Abbildungsverzeichnis**Seite**

Abb. 1.1:	Globaler Meeresspiegel, Tektonik und Eisvolumen während des Känozoikums (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 2001)	2
Abb. 1.2:	Stratigraphische Korrelation der känozoischen Mittelmeer- und Paratethysstufen (STEININGER & WESSELY 1999; RÖGL 1996)	4
Abb. 1.3:	Verbreitungsgebiet unter- und mitteloligozäner Fischeschiefer und ihrer organisch-reichen Äquivalente (verändert nach DOHMANN 1991)	6
Abb. 1.4:	Paläogeographie während des Eozän/Oligozän-Übergangs (verändert nach RÖGL 1999)	7
Abb. 1.5:	Paläogeographische Rekonstruktionen für das (a) oberes Eozän (40 Ma), (b) Oligozän (Egerium, 25 Ma) und (b) unteres Miozän (Eggenburgium, 22 Ma; nach WAGNER 1996)	8
Abb. 1.6:	Meeresverbindungen in der unteroligozänen Paratethys (verändert nach DOHMANN 1991)	12
Abb. 1.7:	Stark vereinfachtes Strömungsmuster im Unteroligozän östlich der Isar (verändert nach DOHMANN 1991)	12
Abb. 1.8:	Regionale Paläogeographie während des Priaboniums und Rupeliums (nach SISSINGH 1997)	13
Abb. 1.9:	Auftriebsmodell für marine Strömungen und Fazies im oberösterreichischen Molassebecken während des frühen Oligozäns (verändert nach WAGNER 1996)	14
Abb. 1.10:	Schematische Darstellung littoraler Auftriebszonen (verändert nach PARRISH 1982)	15
Abb. 2.1:	Vereinfachte geologische Karte von Österreich mit Ausschnitt des Arbeitsgebietes (verändert nach WAGNER 1998) und Lage der Untersuchungsbohrungen Oberhofen 1 (1), Rappersdorf 2 (2), Oberschauersberg 1 (3), Fischlham 1 (4) und Dietach 1 (5).....	17
Abb. 2.2:	Geologisches Profil durch den westlichen Teil des österreichischen Molassebeckens mit Lage der Bohrung Oberhofen 1 (verändert nach WAGNER & WESSELY 1997)	18
Abb. 2.3:	Modellhaftes Versenkungsdiagramm des Molassebeckens (verändert nach SACHSENHOFER & SCHMIDT 1997)	18
Abb. 2.4:	Tektonik des Arbeitsgebietes (WAGNER 1998). a. Alpen-Karpaten-Vortiefe mit Hauptstörungen, b. Alpen-Karpaten-Vortiefe mit Störungsblöcken	19
Abb. 2.5:	Chronologie und lithostratigraphische Abfolgen des Molassebeckens und seines mesozoischen Unterlagers in Oberösterreich und Salzburg (verändert nach WAGNER & WESSELY 1997)	20
Abb. 2.6:	Palinspastische Profile der Entwicklung der Molasseverschuppung auf Höhe der Bohrung Oberhofen 1. a. Oberes Eozän und unteres Oligozän, b. Mittleres und oberes Oligozän (verändert nach WAGNER 1996)	21
Abb. 2.7:	a. Alpen-Karpaten-Vortiefe: Faziesverteilung im späten Eozän und prä-Oligozän, abgedeckte Karte (WAGNER 1996), b. Faziesschnitt durch das oberösterreichische Molassebecken an der Eozän-Oligozän-Grenze (WAGNER 1998)	23
Abb. 2.8:	Schematische Rekonstruktion der späteoziänen Faziesentwicklung mit	

	Erläuterungen des Ablagerungsmodells (RASSER 2000).	
	a. Ablagerungsmodell mit relativer Lage der Tiefbohrungen,	
	b. Übersicht des Arbeitsgebietes und Lage der Tiefbohrungen,	
	c. Profil mit heutigem Einfallen der Europäischen Platte	24
Abb.2.9:	Ablagerungsmodell für die tiefmarine Paläogeographie während des basalen Eggenburgiums (22 Ma; WAGNER 1996)	25
Abb.2.10:	Stratigraphie des Tertiärs im österreichischen Molassebecken (WAGNER 1998)	26
Abb. 3.1:	Lage des Arbeitsgebietes mit Lage der Bohrungen	27
Abb. 3.2:	Mächtigkeit, Teufenlage und Verfügbarkeit der Schöneck-Formation in den Bohrungen Oberhofen 1, Fischham 1, Rappersdorf 2, Oberschauersberg 1 und Dietach 1	28
Abb. 4.1:	Nannoplankton-Stratigraphie der Bohrung Fischham 1	31
Abb. 4.2:	Nannoplankton-Stratigraphie der Bohrung Oberhofen 1	32
Abb. 5.1.1:	Arbeitsgebiet: Lage der Bohrungen (a) und Mächtigkeit der Schöneck- Formation in Abhängigkeit der paläogeographischen Situation (b)	34
Abb. 5.1.2:	Lithologie der Schöneck-Formation in den Bohrungen Fischham 1, Rappersdorf 2, Oberschauersberg 1 und Dietach 1 am oberen Hang	35
Abb. 5.1.3:	Lithologie der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberhofen 1 am unteren Hang	36
Abb. 5.1.4:	Die Schöneck-Formation in der Bohrung Dietach 1	38
Abb. 5.1.5:	Grenze (Pfeil oder Übergangsbereich) vom Liegenden zur Schöneck-Formation: (a) Ra2, (b) Osch1 und (c) Di1	39
Abb. 5.1.6:	Mikroskopisches Erscheinungsbild der Schöneck-Formation am oberen Hang (a-f)	40
Abb. 5.1.7:	Die Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1	41
Abb. 5.1.8:	Makroskopisches Erscheinungsbild der phosphathaltigen Intervalle der Schöneck-Formation (a-f)	43
Abb. 5.1.9:	Sedimentäre Phänomene der Einheit „b“ am oberen Hang (a-g)	44
Abb. 5.1.10:	Feinsandige, cm-mächtige Turbidite in Einheit “b” der Bohrung Oberschauersberg 1 (a-d)	44
Abb. 5.1.11:	Die Schöneck-Formation in der Bohrung Oberhofen 1(a-d)	46
Abb. 5.1.12:	Mikroskopisches Erscheinungsbild der Schöneck-Formation am unteren Hang (a-d)	46
Abb. 5.2.1:	N-S-Profil des südlichen Teils des Arbeitsgebietes mit Tiefendarstellung des Ölfensters in der Bohrung Fischham 1 (verändert nach SCHMIDT & ERDOGAN 1996)	47
Abb. 5.2.2:	Organische Petrographie der Schöneck-Formation am oberen Hang	49
Abb. 5.2.3:	Organisch-geochemische Summenparameter der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	51
Abb. 5.2.4:	Organisch-geochemische Summenparameter der Schöneck-Formation am unteren Hang (Bohrung Oberhofen 1)	52
Abb. 5.2.5:	Ternäres System Fe-S-C _{org} für ausgewählte Proben der Schöneck- Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1 am oberen Hang	53
Abb. 5.2.6:	Korrelation zwischen dem Wasserstoff-Index HI und den Gehalten an organischem Kohlenstoff C _{org} sowie C _{org} * der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1 am oberen Hang	55

Abb. 5.3.1:	Mineralische Diagenese am oberen Hang mit relativer Tiefendarstellung	56
Abb. 5.3.2:	Pyritbildung während der Sedimentation der Schöneck-Formation	58
	a. Mittlerer Durchmesser vs. Standardabweichung (σ) des Durchmessers (nach WILKIN et al. 1996) von Pyritframboiden in der Bohrung Oberschauersberg 1.	
	b. Pyritframboide der Generationen I und II,	
	c. Histogramm der Verteilung von Pyritframboiden.	
Abb. 5.4.1:	Darstellung der Extraktmengen sowie prozentualen Fraktionsverteilungen unterschiedlicher Polarität der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	60
Abb. 5.4.2:	Darstellung der Extraktmengen sowie prozentualen Fraktionsverteilungen unterschiedlicher Polarität der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberhofen 1)	61
Abb. 5.4.3:	Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Probe 91 (Bohrung Oberschauersberg 1) und der Probe 540 (Bohrung Oberhofen 1)	62
Abb. 5.4.4:	Totalionenstrom der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Probe 91 (Bohrung Oberschauersberg 1) und der Probe 540 (Bohrung Oberhofen 1)	63
Abb. 5.4.5:	Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan, di-/tri-MTTC-Verhältnisse sowie C_{org} -normierte Konzentrationen von 4 α -Methylsteran, tri-MTTC und C_{14} -Arylisoprenoid in der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	65
Abb. 5.4.6:	Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan-Verhältnisse sowie C_{org} -normierte Konzentrationen von 4 α -Methylsteran, tri-MTTC und C_{14} -Arylisoprenoid in der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberhofen 1)	66
Abb. 5.4.7:	Pristan / Phytan vs. di- / tri-MTTC der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	69
Abb. 5.5.1:	C- und N-Isotope des organischen Materials sowie C/P-Verhältnisse, HI-Werte und Gehalte an organischem Kohlenstoff C_{org} (%) der Schöneck- Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	71
Abb. 5.6.1:	Paläo-Ozeanographie und Ablagerungsmodell der Schöneck-Formation	75
Abb. 6.1:	Geographisches Auftreten der phosphathaltigen Intervalle im eozänen Anteil der Schöneck-Formation	80
Abb. 6.2:	Lithologie der phosphathaltigen Intervalle im eozänen Anteil der Schöneck- Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1 am oberen Hang sowie Probenahmestrategie	81
Abb. 6.3:	Mikroskopisches Erscheinungsbild der phosphathaltigen Intervalle der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (a-h)	82
Abb. 6.4:	Klassifikationsschema für körnige und mikrobielle Phosphorite sowie Phosphatsedimente (nach TRAPPE 2001)	83
Abb. 6.5:	Organisch-geochemische Daten der phosphathaltigen Intervalle der Schöneck- Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1)	84
Abb. 6.6:	Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe (a) sowie der aromatischen Kohlenwasserstoffe (b) der Probe 6 der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1	87
Abb. 6.7:	Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe (a)	

	sowie der aromatischen Kohlenwasserstoffe (b) der Probe 40 der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1	88
Abb. 6.8:	Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe (a) sowie der aromatischen Kohlenwasserstoffe (b) einer Phosphatknolle (Probe: Ra2) aus dem Liegenden der Bohrung Rappersdorf 2	89
Abb. 6.9:	Bildung von Phosphatgesteinen im eozänen Anteil der Schöneck-Formation am oberen Hang	91
Abb. 7.1:	Der Dynow Mergelstein mit der Schöneck-Formation an der Basis und der Eggerding-Formation am Top in der Bohrung Oberschauersberg 1	94
Abb. 7.2:	Lithologie des Dynow Mergelsteins mit der Schöneck-Formation an der Basis und der Eggerding- Formation am Top in der Bohrung Oschl	95
Abb. 7.3:	Makroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins (a-d)	96
Abb. 7.4:	Makroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins und des Übergangsbereiches zur Eggerding-Formation (a-c)	96
Abb. 7.5:	Raster-elektronenmikroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins in der Bohrung Oberschauersberg 1	97
Abb. 7.6:	Organisch geochemische Summenparameter im Dynow Mergelstein sowie den Übergängen zum Liegenden und Hangenden in der Bohrung Oberschauersberg 1	99
Abb. 7.7:	Mittlerer Durchmesser vs. Standardabweichung (σ) des Durchmessers von Pyritframboiden im Dynow Mergelstein sowie dem Liegenden und der Eggerding-Formation im Hangenden der Bohrung Oberschauersberg 1	100
Abb. 7.8:	Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Proben 118 (a) und D-25 (b) in der Bohrung Oberschauersberg 1	101
Abb. 7.9:	Totalionenstrom der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Proben 118 (a) und D-25 (b) in der Bohrung Oberschauersberg 1	101
Abb. 7.10:	Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan-Verhältnisse sowie C_{org} -normierte Konzentrationen von 4 α -Methylsteran, tri-MTTC, C_{14} -Arylisoprenoid und C-N-Isotope des organischen Materials im Dynow Mergelstein sowie den Übergängen zum Liegenden und Hangenden in der Bohrung Oberschauersberg 1	102
Abb. 7.11:	Ablagerungsmodell des Dynow Mergelsteins (a) und der basalen Eggerding-Formation (b1; b2-paläogeographische Situation vor 31 Ma, stark vereinfacht nach KUHLEMANN et al. 2002) in der Bohrung Oberschauersberg 1	105
Abb. 8.1:	Waschberg-, Ždánice- und Pouzdrány-Einheiten vor dem Alpen- Karpaten-Sytem (verändert nach RÖGL et al. 2001)	107
Abb. 8.2:	Zusammenfassende Darstellung der paläo-ozeanographischen Veränderungen an der E/O-Grenze am oberen Hang des ober- österreichischen Molassebeckens (Biozonierung nach BERGGREN et al. 1995; Sequenzstratigraphie nach HAQ et al. 1987)	109
Abb. 8.3:	Darstellung der durch Präzession gesteuerten Variationen der Karbonat- gehalte, C_{org}/S - und Verhältnisse, HI-Werte und Phosphat-Bildungen der Schöneck-Formation in der Bohrung Fischlham 1 am oberen Hang	110
Abb. 8.4:	Korrelationsschema zwischen der sedimentären Entwicklung an der E/O-Grenze im Molassebecken in Oberösterreich (hier: oberer Hang),	

der Waschberg und der Ždánice-Einheit, basierend auf der Biozonierung von BERGGREN et al. (1995). Lithologie-Darstellung der Waschbergzone und der Ždánice-Einheit nach RÖGL et al. (2001). Vereinfachte Darstellung der Lithologie	115
---	-----

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Nannoplankton der Schöneck-Formation in der Bohrung Fischlham 1 (BÁLDI-BEKE 2001)	30
Tab. 2: Stratigraphische Spannweite des nachgewiesenen Nannoplanktons der Schöneck-Formation in der Bohrung Fischlham 1 (BÁLDI-BEKE 2001)	30

Anhang

Anhang 1: Untersuchungsproben der Schöneck-Formation (Bohrung Oberschauersberg 1)	A1
Anhang 2: Untersuchungsproben der Schöneck-Formation (Bohrung Oberhofen 1)	A2
Anhang 3: Untersuchungsproben des Dynow Mergelsteins und der Basis der Eggerding-Formation (Bohrung Oberschauersberg 1)	A3
Anhang 4: Analytik	A4
Anhang 5: Analytikschema	A5
Anhang 6: Bohrung Oberschauersberg 1-Schöneck-Formation: Probenherkunft, Mikroskopie, RBA-Analytik, Kohlenstoff- und RockEval-Daten sowie C-N-Isotope des organischen Materials (Teil I-V)	A6
Anhang 7: Bohrung Oberhofen 1-Schöneck-Formation: Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten (Teil I-II)	A7
Anhang 8: Bohrung Fischlham 1-Schöneck-Formation: Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten (Teil I-V)	A8
Anhang 9: Organisch-geochemische Daten und Biomarker der Schöneck-Formation in den Bohrungen Oberschauersberg 1 und Oberhofen 1	A9
Anhang 10: Anorganisch-geochemische Daten der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1	A10
Anhang 11: Zusätzliche Kohlenstoff- und RockEval-Daten für das phosphathaltige Intervall der Schöneck-Formation der Bohrung Oberschauersberg 1	A11
Anhang 12: Bohrung Oberschauersberg 1-Dynow Mergelstein: Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten sowie C-N-Isotope des organischen Materials	A12
Anhang 13: Bohrung Oberschauersberg 1-Dynow Mergelstein: Organisch-geochemische Daten und Biomarker	A13

Abkürzungen

BSR	bakteriell induzierte Sulfatreduktion
C _{anorg}	anorganisch gebundener Kohlenstoff
C _{org}	organisch gebundener Kohlenstoff
C _{karb}	karbonatisch gebundener Kohlenstoff
CPI	Carbon Preference Index
Di	Dietach
E/O	Eozän/Oligozän-Grenze
E	Osten
Fi	Fischlham
Fm.	Formation
GC	Gaschromatographie
GC/MS	Gekoppelte Gaschromatographie-Massenspektrometrie
HI	Wasserstoff-Index
KW	Kohlenwasserstoffe
MP	Säugetier-Zone
MTTC	2-Methyl-2-trimethyl-tridecylchroman
NP	Nannoplankton-Zone
Obhf	Oberhofen
OM	Organisches Material
OMZ	Sauerstoffminimum-Zone (oxygen minimum zone)
Osch	Oberschauersberg
P	Planktonische Foraminiferen-Zone bzw. Phosphor
Pr	Pristan
Ph	Phytan
R _r	Vitrinit-Reflexion
Ra	Rappersdorf
RBA	Röntgenbeugungs-Analyse
REM	Raster-Elektronenmikroskopie
SR	Sulfatreduktion
T	Turbidit
TIC	Total Ion Current
TSR	thermische Sulfatreduktion

1. Einleitung und Problemstellung

1.1. Die Eozän/Oligozän-Grenze

1.1.1. Globale Paläo-Ozeanographie und Klimaentwicklung an der Eozän/Oligozän-Grenze

Das Paläogen gilt als eine Übergangszeit, während der sich das globale, durchgängig warme Klima der Oberkreide-Zeit ("green house world" oder "hothouse world" des späten Mesozoikums) hin zu einem kühleren, heterogenen Klima stärkerer Aridität des Neogens ("icehouse world") wandelte (BERGGREN & PROTHERO 1992).

Während des frühen Paläogens waren die abyssalen Wassertemperaturen der Ozeane wesentlich höher als heute (z.B. SHACKLETON & KENNETT 1975), hervorgerufen entweder durch Tiefenwasserbildung in mittleren Breiten (z. B. BRASS et al. 1982) oder durch wärmeres Oberflächenwasser in höheren Breiten (BICE & MAROTZKE 2001). Die Temperaturabnahme mit der geographischen Breite scheint im Vergleich zum heutigen Zustand ebenfalls wesentlich geringer ausgeprägt gewesen zu sein, da für Oberflächenwasser hoher Breiten und Tiefenwasser Temperaturen von ca. 12°C angenommen werden (CROWLEY & ZACHOS 2000).

Ein markantes Ereignis in diesem langandauernden Szenario stellt der **Paläozän/Eozän-Übergang** vor ca. 55 Ma dar (Abb. 1.1). Als Ursachen des ca. 30.000 Jahre andauernden Temperaturmaximums an dieser Grenze (KENNETT & STOTT 1991) werden verstärkte Ausgasungen des Erdmantels (ELDHOLM & THOMAS 1993; REA et al. 1990) und/oder periodische Methanfreisetzungen aus Gashydraten verantwortlich gemacht (BAINS et al. 1999; DICKENS et al. 1995, 1997; KATZ et al. 1999). Die Kohlenstofffreisetzung durch letztgenannten Prozeß scheint sehr schnell aufgetreten zu sein, möglicherweise innerhalb eines Präzessionszyklus (NORRIS & RÖHL 1999). Fraglich bleibt weiterhin der Mechanismus und die Lokalisierung der Kohlenstofffreisetzung. Eine globale Reduzierung der marinen Produktivität (Folge rapiden CO₂-Entzugs aus der Atmosphäre und Transportes des organischen Materials in die Tiefsee; BAINS et al. 2000) und Änderungen der ozeanischen Zirkulationsmuster führten danach zu einem deutlichen Temperaturabfall und letztendlich zu einem massiven Aussterben benthischer Tiefwasserforaminiferen (ca. 35-50 %).

Die **Eozän/Oligozän-Grenze (E/O)** stellt eine weitere markante Zeitmarke in dem langandauernden Abkühlungsprozeß des Klimas dar, da

es den Übergang von einer eisfreien Antarktis zu Vergletscherungen der östlichen Antarktis (> 50% der heutigen Situation) kennzeichnet. Diese Vergletscherung führte zu einem Abfall der regionalen Wasseroberflächentemperaturen von mehr als 4°C (Abb. 1.1). Dieses Ereignis wird als "Oi-1" bezeichnet und begann vor ca. 33,5 Ma, dauerte wahrscheinlich 0,4 Ma und entspricht der Magnetochochrone 13N (SALAMY & ZACHOS 1999). Die Vergletscherung der E-Antarktis und der Rückgang der Wassertemperaturen entsprechen dem letzten Prozeß einer Folge mehrerer Ereignisse, die in der Literatur als "Terminal Eocene Event" bezeichnet werden (WOLFE 1978 sowie zusammenfassende Darstellung in MILLER 1992). Dieses "Terminal Eocene Event" läßt sich durch Sauerstoffisotopen-Untersuchungen an benthischen und planktischen Foraminiferen in Sedimenten des Atlantiks, Pazifiks und Indischen Ozeans nachweisen. Eine Verschiebung des $\delta^{18}\text{O}$ -Signals um ca. +1 ‰ belegt eine Abkühlung des Oberflächen- und Tiefenwassers. Die Bildung des letzteren im S, des sog. „Antarktischen Bodenwassers“, führte zu ausgeprägten, seismisch nachweisbaren Hiaten (KENNETT 1977). Ähnliche Prozesse in der nördlichen Hemisphäre lassen sich durch den Nachweis eines Nordatlantischen Tiefenwassers rekonstruieren (MILLER & TUCHOLKE 1983; MOUNTAIN & TUCHOLKE 1985). Beide Ereignisse führten zu einer verstärkten Ventilation der Tiefsee, deren Folge z. B. eine starke Absenkung der Calcit-Kompensationstiefe war (CCD; VAN ANDEL et al. 1975).

Thermale Isolierung des antarktischen Kontinentes als Folge globaler Plattenbewegungen und daraus resultierender Umstrukturierung von Meeresstraßen während des frühen Eozäns sind Ursache der globalen ozeanographischen und klimatischen Änderungen an der E/O-Grenze. Das Aufreißen von Gondwana und die N-Drift von Australien hatten die Öffnung der „Tasmanischen Landbrücke“ während des späten Eozäns (37Ma v.h.) und der Drake-Passage im frühesten Neogen zur Folge (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 2001). Diese neue Meeresöffnung ist letztendlich Ursache der Ausbildung einer antarktischen zirkumpolaren Strömung vom Paläogen bis zum frühen Neogen, die die Antarktis von der warmen ozeanischen Oberflächenzirkulation der südlichen Hemisphäre abschnitt und somit zur thermalen Isolierung der Antarktis und deren Vergletscherung führte (KENNETT et al. 1974, 1975; PROTHERO 1994; SALAMY & ZACHOS 1999; LEAR et al. 2000 sowie darin aufgeführte Literatur). Andererseits zeigten Studien zur marinen Paläoproduktivität an der

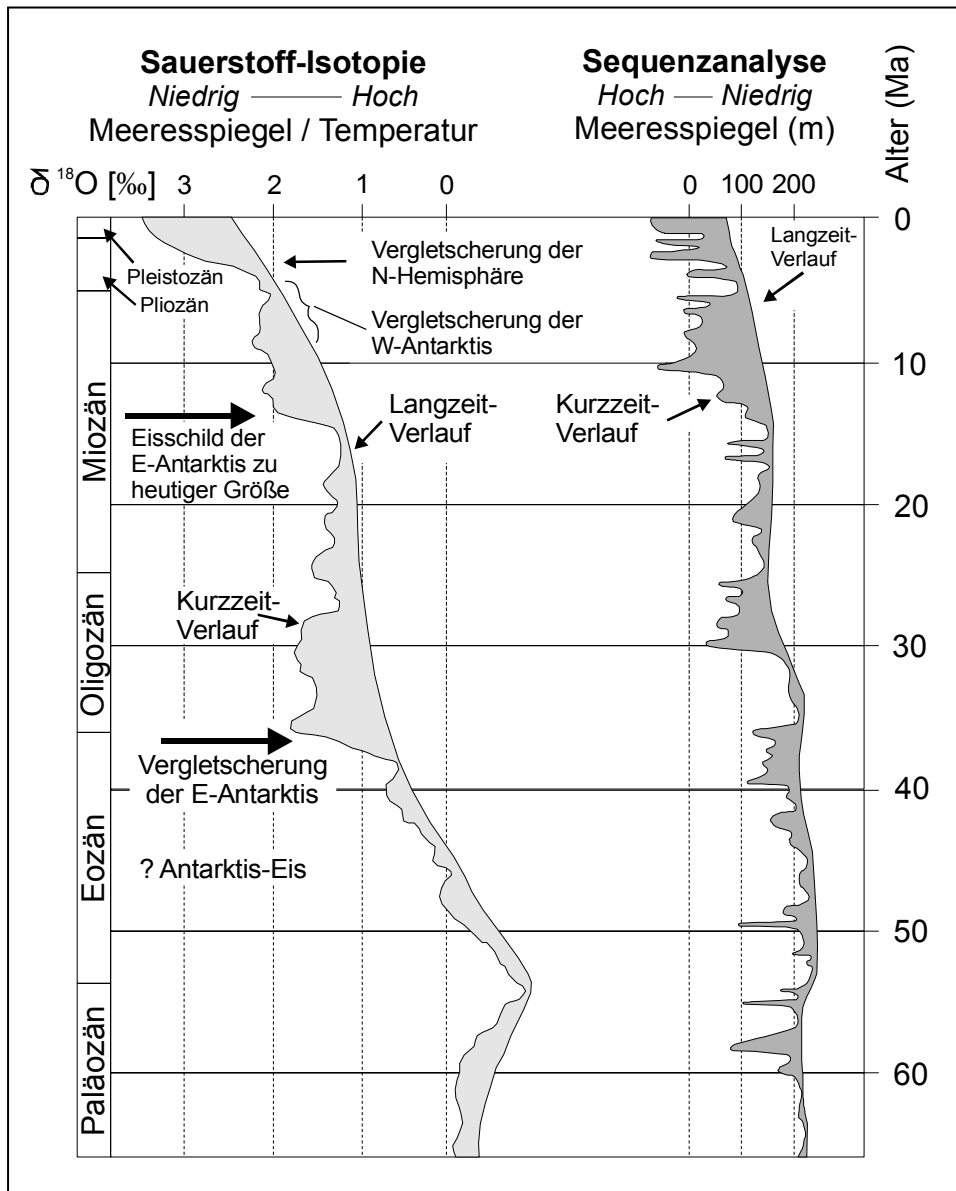


Abb. 1.1: Globaler Meeresspiegel, Tektonik und Eisvolumen (nach BARRETT 1994). Linke Kurve stammt von Untersuchungen benthischer Foraminiferen aus dem Atlantik (MILLER et al. 1987); rechte Kurve nach seismischer Sequenzanalyse (HAQ et al. 1987). Eine Veränderung von 1‰ $\delta^{18}\text{O}$ entspricht 110m Meeresspiegelschwankung oder 4°C Wassertemperaturänderung (nach SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 2001 und BARRETT 1994).

E/O-Grenze, daß eine massive Akkumulation von organischem Kohlenstoff ebenfalls zu einer globalen Abkühlung und somit zu einem Aufbau von Eisschilden beigetragen haben kann (DIESTERHASS & ZAHN 2001). Untergeordnet und nicht vergleichbar mit den K/T-Grenzereignissen scheint der Einfluß auf globale klimatische Veränderungen durch Meteoriteneinschläge während des jüngeren Eozäns zu sein (Chesapeake Bay in Nordamerika und Popigai in Nordsibirien; KOEBERL et al. 1996; BOTTOMLEY et al. 1997). Diese scheinen für eine ca. 100.000 Jahre währende Zeitspanne zu einer maximalen Abkühlung von 2°C in hohen Breiten

geführt zu haben (VONHOF et al. 2000).

Folgen der Abkühlung waren die Bildung kalter, bodennaher Meeresschichten, ein Absinken der CCD, aber auch eine an die zunehmende Abkühlung gekoppelte Aridität in Europa und Nordamerika. Letzteres führte zu einem Rückgang von Waldgebieten (geringere Albedo), deren Verschwinden einen Rückkopplungseffekt auf die globale Abkühlung ausübte.

Darüberhinaus zeichnet die Eozän/Oligozän-Grenze einen der massivsten Einschnitte in der Lebewelt mariner Invertebraten während des Känozoikums nach. Dieses faunistische Ereignis wur-

de weniger durch Veränderungen der mittleren Jahrestemperatur, als vielmehr durch kältere Winter hervorgerufen (4°C kühler während des Eozän/Oligozän-Übergangs; IVANY et al. 2000).

Das Oligozän wird als „something of the neglected middle child of Cenozoic paleoceanography“ zwischen der paläogenen "green house world" und der neogenen "icehouse world" bezeichnet, da es eine Zeit relativer paläoklimatischer und -biotischer Stasie darstellt (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 2002). Andererseits bildet diese Zeitspanne ein Bindeglied zwischen einem Intervall ohne Eiskappen, aber schneller eustatischer Meeresspiegelszillationen und einem Intervall, das durch Vergletscherungen gekennzeichnet ist. Letztgenannte Gründe sowie Theorien, die auf unzureichender regionaler Streuung von Probenmaterial basieren, führten zur Konzeption und Realisierung des ODP LEG 199, dessen Ergebnisse zum Zeitpunkt der Fertigstellung der vorliegenden Arbeit erst als „preliminary results“ vorlagen (SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY 2002).

1.1.2. Definition und Probleme der Eozän/Oligozän-Grenze

Ansätze einer Nomenklatur und stratigraphischen Gliederung der Eozän/Oligozän-Grenze (E/O) reichen bis in das Jahr 1854 zurück (VON BEYRICH 1854). Zahlreiche mißverständliche, da lokal gebräuchliche Termini fanden in der Literatur Einzug. So wurde bspw. der Begriff des „Sannois“ (eine randmarine, hypersalinare Fazies des Eozäns im Pariser Becken) von Bohrungsbearbeitern der Erdölindustrie zur Einstufung ober-eozäner und unteroligozäner Sedimente genutzt und kann bis in das vorletzte Jahrzehnt in der Literatur gefunden werden („Sannois-Fisch-schiefer“; GERHARD 1988).

In NW-Europa wurde der Gebrauch des Latdorfiums kontrovers diskutiert, da diese Stufe z.T. dem oberen Eozän, z.T. dem unteren Oligozän zugerechnet wird. Dieser Begriff wird nicht mehr als stratigraphischer Begriff genutzt, stattdessen Priabonium als oberste Stufe des Eozäns und Rupelium als unterste Stufe des Oligozäns.

Der Stratotyp der Eozän/Oligozän-Grenze befindet sich im sog. „Massignano-Profil“ im Umbrien-Marche-Becken (südlich von Ancona, nördlicher Apennin; PREMOLI-SILVA et al. 1988). Das dortige letzte Auftreten (LO, last occurrence) der planktischen Foraminiferen der Gattung *Hantkenina* spp. kennzeichnet diese Grenze. Das seltene Auftreten späteoazäner Hantkeninidae bei gleichzeitiger Dominanz von Globigerina-Faunen er-

schwert eine Korrelation dieser Grenze außerhalb des tropischen Gürtels. Diese Grenze tritt in stratigraphischer Höhe der Magnetozone C13R auf, liegt auf einem definierten Level zwischen der Basis von C13N und dem Top von C15N und wird mit einem Alter von 33,7 Ma v. h. angegeben. Eine E/O-Grenzziehung mittels Planktonzonierung (P17/18: *Turborotalia cerroazulensis*/*Turborotalia cunialensis*) wird durch das ca. 0,1 Ma ältere Phänomen dieser Grenze verhindert (BERGGREN et al. 1992; 1995). Vergleichbare Probleme treten bei Zonierungsansätzen mittels kalkigem Nannoplankton auf, da die Nannoplankton-Zone NP 21 die E/O-Grenze einschließt. Ein radiometrisches Alter von 33,7 +/- 0,5 Ma v.h. für die E/O-Grenze wurde von MONTANARI et al. (1988) angegeben (siehe auch Abb. 1.2).

Die E/O-Grenze in Ablagerungen der Paratethys in Bayern und Österreich wurde mittels Nannoplankton-Stratigraphie an die Grenze NP 20/21 gelegt (MARTINI 1981). Hingegen belegen neuere Untersuchungen das Auftreten von *Globigerina tapuriensis*/*G. ampliapertura* in den oberen „Globigerina-Mergeln“, denen zufolge in Mähren (KRHOVSKÝ et al. 1993), Polen (VAN COUVERING et al. 1981), Ungarn (BÁLDI 1984) und Transsylvanien (IVA & RUSU 1982; MESZAROS et al. 1989) eine Verschiebung der E/O-Grenze in die NP 21 hinein vorgenommen wurde. In Paratethys-Sedimenten der Krim und im Kaukasus (östliche Paratethys) wird die E/O-Grenze dem ersten Auftreten von *Globigerina tapuriensis* und *Ericsonia subdisticha* innerhalb der NP 21 zugerechnet (KRASHENINNIKOV & MOUZYLEV 1975). Eine regionale lithostratigraphische Grenz-ziehung scheint das Einsetzen dunkler, organisch-reicher Sedimente zu ermöglichen (VORONINA & POPOV 1985).

In kontinentalen Sedimenten ermöglicht ein markanter Faunenschnitt, der sog. „Grand Coupure“ („the great break“, STEHLIN 1909) eine Festlegung der E/O-Grenze. Ferner ist mittels Säugetierzonen eine weitere Unterteilung kontinentaler Sedimente des Oligozäns und Miozäns möglich.

1.1.3. Paratethys-Stratigraphie

Bereits 1924 wurde von LASKAREV das Konzept einer eigenständigen „Paratethys-Bioprovinz“ propagiert, die sich von der „Mediterranen Bioprovinz“ des Neogens durch eine eigenständige Entwicklung endemischer Molluskenfaunen abgrenzt. Demnach können die neogenen Anteile der Paratethys-Bioprovinz in eine westliche, zentrale und östliche Paratethys

M. A.	EPOCHS	Mediterranean Stages	Central Paratethys Stages	Eastern Paratethys Stages	Eastern Paratethys Stages (RÖGL 1996)	BIOZONATIONS				
						Planktonic Foraminifera	Calcareous nanno-plankton	EUROPEAN LAND MAMMAL		
								ZONES	MEGA-ZONES	
5	Pliocene	ZANCLEAN	DACIAN	KIMMERIAN	KIMMERIAN	P11	NN 13	MN 14	RUSCINIAN	
		MESSINIAN	PONTIAN	PONTIAN	PONTIAN	M 14	NN 12	MN 13	TUROLIAN	
10	Late Miocene	TORTONIAN	PANNONIAN	MAEOTIAN	MAEOTIAN	M 13	b	NN 11		MN 12
		SERRAVALLIAN						SARMATIAN	KHERSONIAN	KHERSONIAN
			LANGHIAN	EGGENBURGIAN	SAKARAUULIAN	SAKARAUULIAN	M 11-8			
15	Middle Miocene	BADENIAN	BADENIAN	TARKHANIAN	TARKHANIAN	M 7	a	NN 9a/8	MN 7 +8	
		LANGHIAN	KARPATIAN	KOTSAKHURIAN	KOTSAKHURIAN	M 6		NN 7	MN 6	ASTERACIAN
20	Early Miocene	BURDIGALIAN	OTTNANGIAN	SAKARAUULIAN	SAKARAUULIAN	M 5	a	NN 6	MN 5	
		AQUITANIAN	EGGENBURGIAN	SAKARAUULIAN	SAKARAUULIAN	M 4		NN 5	MN 5	ORLEANIAN
		CHATTIAN	KARADZHALGANIAN	CAUCASIAN	CAUCASIAN	M 3		NN 4	MN 4	
25	Oligocene	CHATTIAN	EGGERIAN	KARADZHALGANIAN	CAUCASIAN	M 2	b	NN 3	MN 3	
		RUPELIAN	EGGERIAN	KARADZHALGANIAN	CAUCASIAN	M 1		NN 2	MN 2	AGENIAN
		RUPELIAN	KISCELLIAN	KALMYKIAN	ROSHNEAN	M 1		NN 1	MN 1	
30	Oligocene	RUPELIAN	KISCELLIAN	SOLENOVIAN	SOLENOVIAN	P 22	a	NP 25	MP30	
		RUPELIAN	KISCELLIAN	SOLENOVIAN	SOLENOVIAN	P 21		NP 24	MP25	ARVERNIAN
		RUPELIAN	KISCELLIAN	SOLENOVIAN	SOLENOVIAN	P 20		NP 23	MP24	
35	Late Eocene	PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	BELOGLINIAN	P 19	a	NP 22	MP21	
		PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	BELOGLINIAN	P 18		NP 21	MP20	SUEVIAN
		PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	BELOGLINIAN	P 17		NP 20	MP17	
35	Late Eocene	PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	BELOGLINIAN	P 16	b	NP 19-20	MP20	
		PRIABONIAN	PRIABONIAN	BELOGLINIAN	BELOGLINIAN	P 15		NP 18	MP17	HEADONIAN

Abb. 1.2: Stratigraphische Korrelation der känozoischen Mittelmeer- und Paratethysstufen (nach STEININGER & WESSELY 1999; zusammengestellt nach BERGGREN et al. 1995; POPOV et al. 1993; RÖGL 1998b; STEININGER et al. 1996; STEININGER 1999). Eingefügt wurde die Stufeneinteilung für die östliche Paratethys von RÖGL (1996).

gegliedert werden, mit jeweils eigenständiger faunistischer Entwicklung (SENES 1960, 1979; CICHA & SENES 1968):

- Westliche Paratethys: Rhôneal-Westalpen,
- Zentrale Paratethys: Bayern-Österreich-Karpaten-Ungarn-Slowenien-Rumänien-Bulgarien,
- Östliche Paratethys: Gebiete um und zwischen Schwarzem Meer und Kaspischer See.

Trotz der wegweisenden Arbeit von LASKAREV wurde das Initialstadium der Paratethys je nach Autorenauffassung und -konzept unterschiedlich festgelegt (z.B. mittels sedimentologischer Kriterien: „Beginn der Molassesedimentation“; RÖGL 1985; CICHA & KRYSZEK 1987). BÁLDI

(1969, 1980, 1984, 1986, 1989) und RUSU (1988) hingegen betonten in ihren Arbeiten das wegweisende Konzept der Paratethys-Bioprovinz und erweiterten das von LASKAREV auf das Neogen beschränkte Konzept auf die prä-neogene Entwicklung dieses intrakontinentalen Randmeeres. Entsprechend ihrer Arbeiten können bereits paläogene Schichten Anzeichen einer eigenständigen Floren- und Faunenentwicklung mit charakteristischer Paratethys-Signatur aufweisen. So unterteilte VETÖ (1987) die oligozäne Paratethys in einen W-, Zentral- und E-Sektor (Abb. 1.3).

DOHMANN (1991) konnte durch Nannoplankton-Untersuchungen im bayrischen Sektor der Molasse belegen, daß der sog. „Fischschiefer

(unteroligozänes Alter entsprechend seiner Arbeit) eine Sonderfazies mit eigenständiger Faunen- und Florenentwicklung aufweist und demnach bereits Paratethys-Charakter besitzt. Die ursprüngliche Dreiteilung der Paratethys in einen westlichen, zentralen und östlichen Sektor (SENES 1960, 1979; CÍCHA & SENES 1968) wird in seiner Arbeit beibehalten für die paläogene Entwicklung, jedoch unter Verschiebung der Grenzen für den westlichen und zentralen Teil (entsprechend VETÖ 1987). Demnach wird die paläogene Entwicklung des westlichen Sektors erweitert auf einen Bereich von den Westalpen bis zum moldanubischen Kristallinsporn, hingegen der zentrale Teil reduziert auf einen Bereich von Niederösterreich bis Bulgarien.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird die Klassifikation von STEININGER & WESSELY (1999) eingesetzt, um den regionalgeologischen Entwicklungen Rechnung zu tragen:

- Westliche Paratethys: Rhôneal–westliches Bayern,
- Zentrale Paratethys: östliches Bayern–Österreich–Karpaten–Ungarn–Slowenien–Rumänien–Bulgarien incl. der inneralpiner Becken (Wiener Becken, Steirisches Becken, Pannonisches Becken),
- Östliche Paratethys: Gebiete um und zwischen Schwarzem und Kaspischem Meer.

Neben diesen eher statischen Konzepten lassen sich mehrere Evolutionsstufen der Paratethys-Bioprovinz nachweisen. Diese stehen in ursächlichem Zusammenhang mit der geodynamischen Entwicklung dieses tektonisch sehr mobilen Gebietes und seiner daraus resultierenden, rapiden paläo-ökologischen Veränderungen. So propagierten SENES & MARINESCU (1974) sowie RUSU (1988) eine initiale „Proto-Paratethys“ während des frühen Oligozäns (Kiscellium) und eine „Eoparatethys“ während des späten Oligozäns und frühen Miozäns (Egerium bis Ottnangium). Beide Entwicklungsstufen zeichneten sich durch W-E-streichende Tröge im gesamten Paratethys-Bereich aus. Jüngere Paratethys-Bioprovinzen stellen eine „Mesoparatethys“ (Karpatium bis Badenium) sowie eine „Neoparatethys“ (Sarmatium bis heute) dar. Während der beiden letztgenannten Stufen wurden die großen intra-alpinen Beckensysteme (z.B. das Wiener Becken) gebildet.

Den in den letzten Jahrzehnten erheblich gewachsenen Kenntnisstand regionalgeologischer Entwicklungen der Paratethys sowie stratigraphischer Erkenntnisse (zusammenfassende Dar-

stellungen für die östliche Paratethys in: JONES & SIMMONS 1996 für den Zeitabschnitt Oligozän-Holozän; POPOV et al. 1993 und VORONINA & POPOV 1985 für den Zeitabschnitt Oligozän-frühes Miozän) faßte RÖGL in Synthesearbeiten (1996, 1998a, 1999) zusammen. Eine Korrelationserweiterung auf die entsprechenden Mediterran-Stufen wurde durch STEININGER & WESSELY (1999) veröffentlicht (Abb. 1.2). Ihre stratigraphische Korrelation trägt dem fortschreitenden Abschnürungsprozeß der Paratethys an der E/O-Grenze Rechnung, in dem eine getrennte Stufendefinition bereits für oligozäne Sedimente der zentralen Paratethys als auch der östlichen Paratethys vorgestellt werden. Die E/O-Grenze liegt hiernach innerhalb der NP 21 bei 33,7 Ma v.h. (Abb. 1.2).

1.1.4. Die Entstehung der Paratethys

Die Kollision der Indischen Platte mit der Asiatischen Platte am Ende des Eozäns sowie die mit der Öffnung des Nordatlantiks verbundene Rotation Afrikas im Gegenuhrzeigersinn führten zur Auftrennung der Tethys in das Gebiet des späteren Mediterrans und das nördlich angrenzende Randmeer, die „Paratethys“ (Abb. 1.4). Die Paratethys erstreckte sich als intrakontinentales Meer von den Westalpen bis nach Innerasien. Innerhalb dieses Randmeeres etablierte sich eine neue Bioprovinz mit eigenständiger geodynamischer Entwicklung und besonderen Eigenschaften der aquatischen Faunen (RÖGL 1999).

Spätes Eozän – Priabonium – Beloglinium (bis 33,7 Ma v.h.; RÖGL 1996)

Während des Priaboniums wurde die Tethys zunehmend eingeengt (Abb. 1.4a). Der W-Teil der Tethys bedeckte das Gebiet des späteren Ur-Mittelmeers und der späteren Paratethys. Europa und Asien wurden durch die Turgai-Straße (auch transuralisch-kasachischer Meeresarm genannt) getrennt, die einen Faunenaustausch, aber auch die Ausdehnung des europäischen laurophyllen Vegetationsgebietes nach Osten abschnitt (MAI 1995). Im Gebiet des späteren Mittelmeers wurde durch starke Kompressionen und Krusteneinengung die Bildung tektonischer Decken hervorgerufen. Im Zusammenhang mit eozänen Subduktionserscheinungen bildete sich nördlich hinter einem Vulkangürtel (Rhodope-Massiv bis N-Iran) ein „back arc thrust belt“ entlang der sich abzeichnenden Paratethys-Becken (BOCCALETTI 1979). In den Apennin-Becken des westlichen Proto-Mediterran herrschte während der betrachteten Zeitspanne pelagische Sedimentation vor.

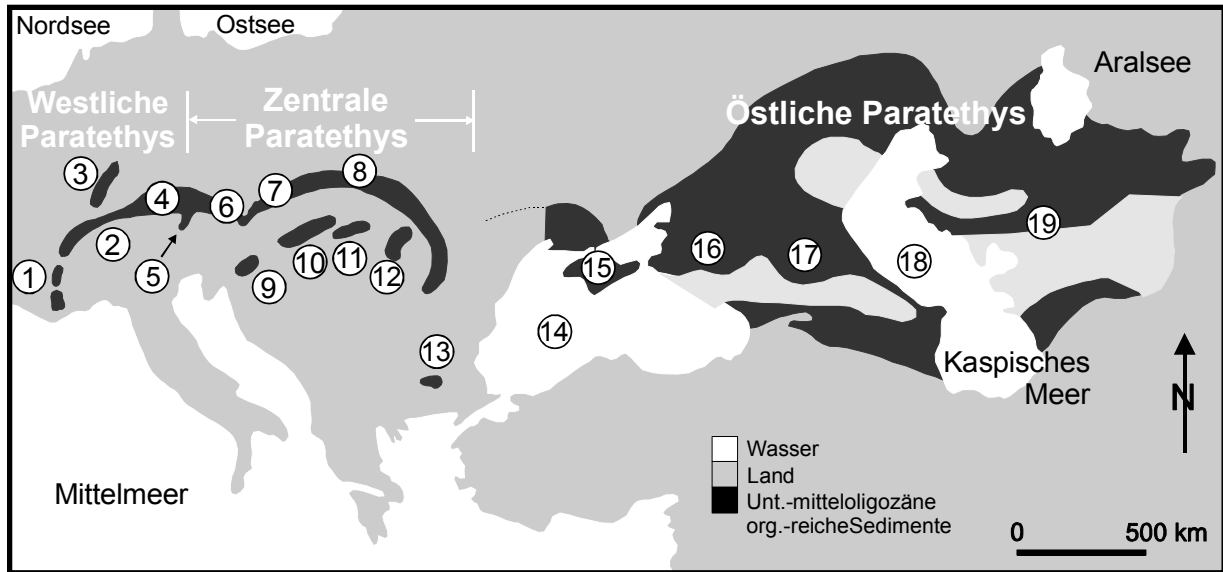


Abb. 1.3: Verbreitungsgebiet unter- und mittelligozäner Fische Schiefer und ihrer organisch-reichen Äquivalente (verändert nach VETÖ 1987). Gliederung der Paratethys nach STEININGER & WESSELY (1999).

1-Frankreich, 2-Schweiz, 3-Oberrhodanischer Graben, 4-Bayern, 5-Unterinntal, 6-Oberösterreich bis Wien, 7-Waschbergzone, Pouzdřany- und Ždánice-Einheit, 8-Karpatenflyschbecken (SE-Polen), 9-Slowenien, 10-Nordungarisches Becken, 11-Szolnok-Flyschbecken, 12-Transsylvanisches Becken, 13-Bulgarisches Becken, 14-Schwarzes Meer, 15-Krim, 16-Westkaukasus, 17-Ostkaukasus, 18-Kaspisches Meer, 19-Mangyschlak.

OBERHAUSER (1995) propagiert eine Inselkette im Alpen-Karpaten-Bogen, die sich nach Osten weiter bis in die Pontiden und den Kaukasus fortsetzt. Im Bereich dieser Kette können Sedimentationsfortsetzungen in den westlichen Préalpes, in den alpinen Gosaubecken, den Flyschbecken der Karpaten, aber auch in den Helvetischen Becken nachgewiesen werden, aus deren Richtung während des Eozäns das Meer die Europäische Plattform überflutete.

Im Bereich des Ungarischen Paläogen-Beckens (Abb. 1.5; „retroarc flexural basin“ nach TARI et al. 1993), das in direktem Kontakt zu den norditalienischen Becken stand (BÁLDI 1984, 1986), kam es zur Ablagerung biogener Karbonate mit reicher Megafauna, Nummuliten und Discocycliniden, später zur Ablagerung von Bryozoenmergeln mit turbiditischen Einschaltungen in tieferem Wasser. Mediterrane Einflüsse weisen ebenfalls noch die eozänen Molluskenfaunen des Transsylvanischen Beckens auf (IVA & RUSU 1982).

Das östliche Paratethysbecken hatte während des Belogliniums seine größte kanozoische Ausdehnung und erstreckte sich von den Karpaten bis nach Zentralasien und Westsibirien. Die einzelnen Becken wurden über Meeresstraßen im heutigen Karpaten- und asiatischen Sektor mit der Tethys

verbunden (POPOV et al. 1993). Die östliche Paratethys bestand aus weit ausgedehnten, flachen Schelfgebieten und Tiefwasserbereichen (Gebiete des Schwarzen Meeres, des Azowschen Meeres, des Kaspischen Meeres, den Transkaspischen Depressionen des südlichen Mangyschlaks, des Kopet Dag und des östlichen Transkaukasus).

Der Dänisch-Polnische Trog verband als flache Meeresstraße die Paratethys mit dem Nordseebecken (KRUTSCH & LOTSCH 1958; VAN COUVERING et al. 1981; VINKEN 1988; ZIEGLER 1999). Ferner öffnete sich der südliche Oberrhodanischer Graben während des späten Eozäns. Neben Ablagerungen unter Brackwasserbedingungen wurden Evaporite gebildet. Somit ist eine direkte Verbindung vom Nordseebecken mit dem Molassebecken unter marinen Bedingungen fraglich (MARTINI 1990; HUBER 1994).

Frühes Oligozän - Unteres Rupelium - Unteres Kiscellium - Pshokium (33,7-32,2 Ma v.h.; RÖGL 1996)

Während des untersten Oligozäns führte u.a. der ausgeprägte Meeresspiegelabfall (Abb. 1.1) zu einer starken Kontinentalisierung des westlichen und zentralen Europas (Abb. 1.4b). Die Verlandung der Turgai-Straße förderte einen kontinentalen Faunen- und Florenaustausch zwischen

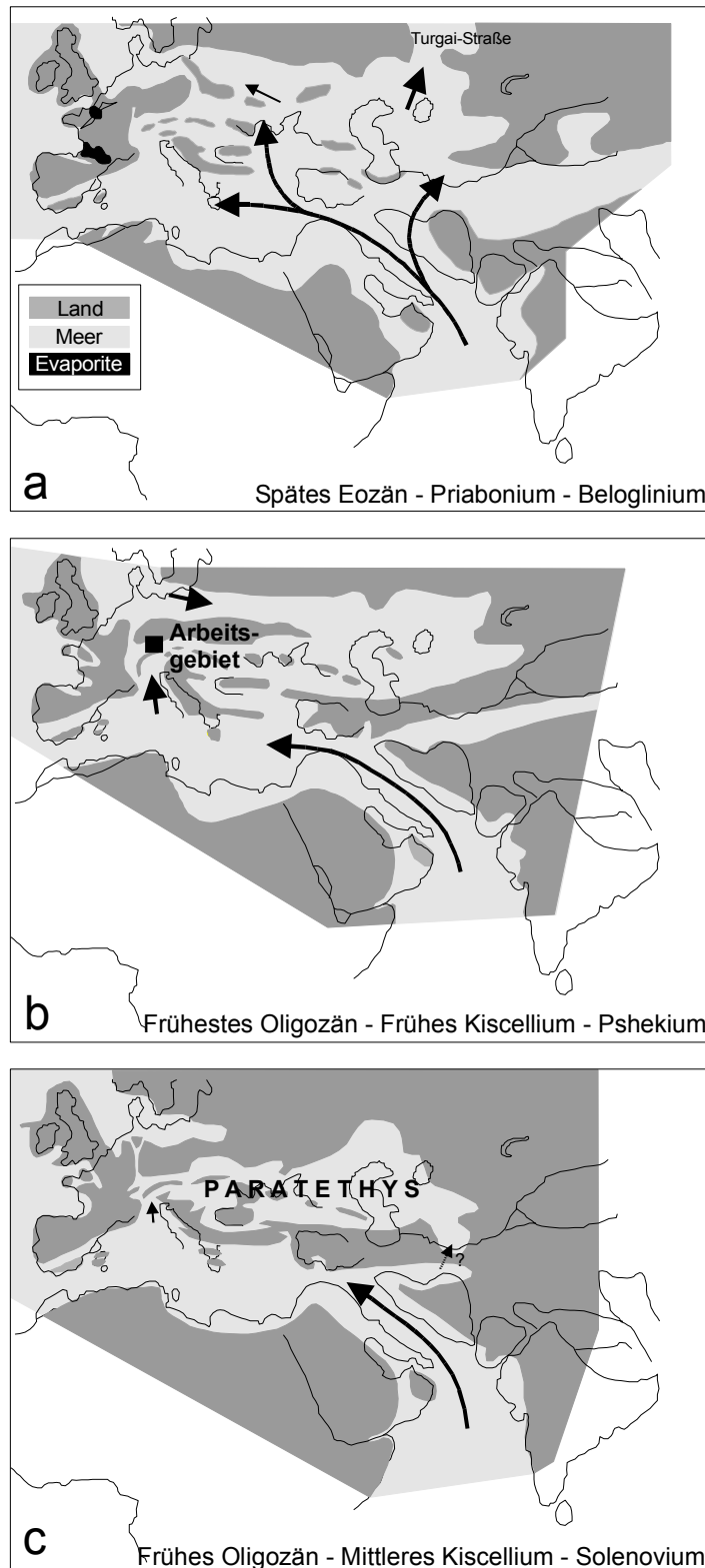


Abb. 1.4: Paläogeographie während des Eozän/Oligozän-Übergangs (nach RÖGL 1999). Die regionalen Korrelationen beruhen auf vergleichenden Zonierungen mittels Nannoplankton und planktonischen Foraminiferen mit der Chronostratigraphie nach BERGGREN et al. (1995).

A = Offene Zirkulation (+/- Nannoplankton Zonen NP 18-untere NP 21, Planktonische Foraminiferenzonen P 15-unterste P 18, Säugetierzonen MP 17-MP 20).

B = Initialstadium der Beckenbildung der Paratethys (+/- Nannoplankton Zonen obere NP 21 und NP 22, +/- Planktonische Foraminiferenzonen P 18, Säugetierzonen obere MP 21).

C = Vollständige Isolierung der Paratethys (+/- Nannoplankton Zone NP 23, +/- Planktonische Foraminiferenzonen P 19, Säugetierzonen MP 22-MP 23).

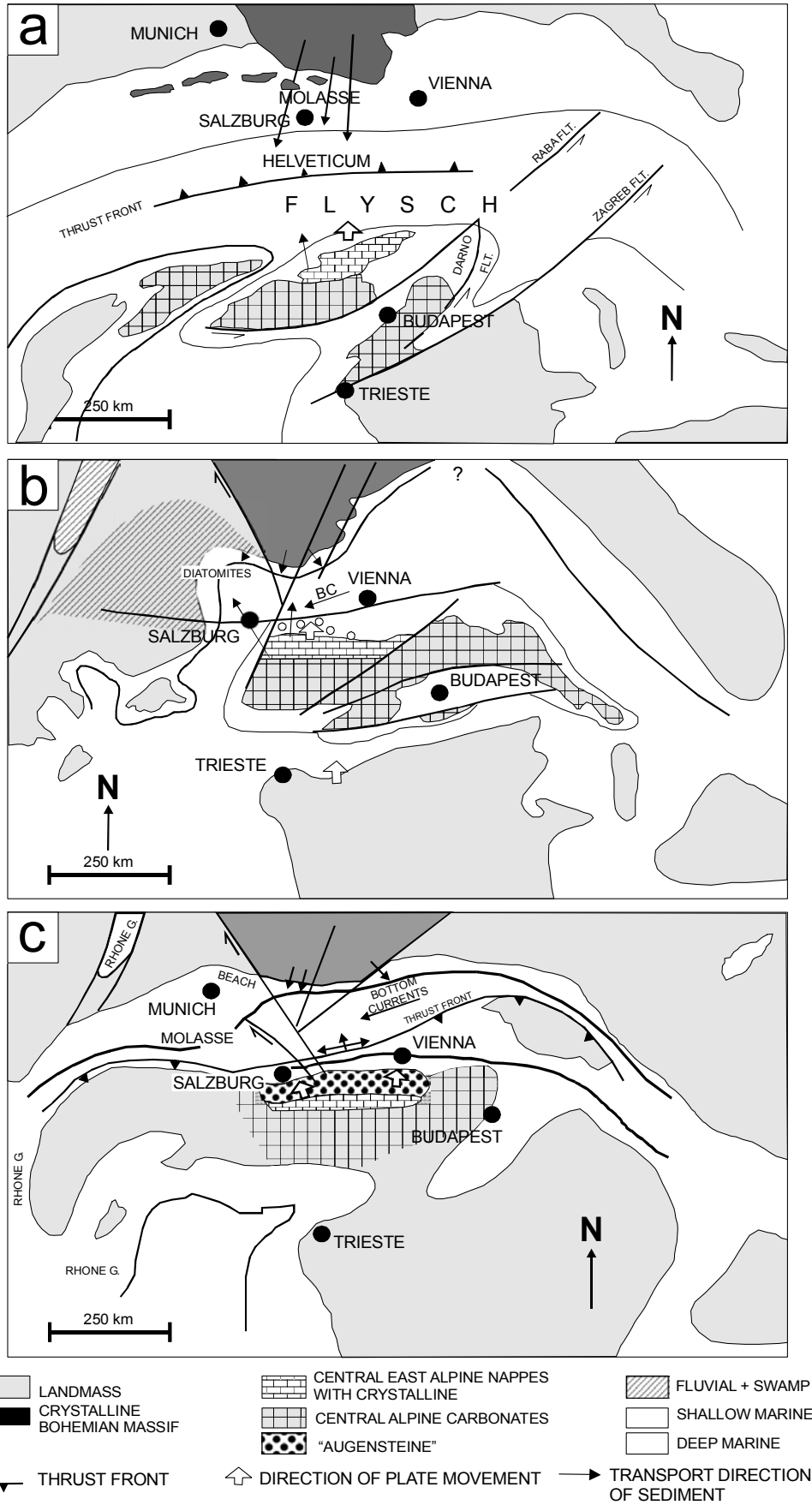


Abb. 1.5: Paläogeographische Rekonstruktion für (a) Oberes Eozän (40 Ma), (b) Oligozän (Egerium, 25 Ma) und (c) Unteres Miozän (Eggenburgium, 22 Ma; nach WAGNER 1996).

Europa und Asien. Ein mariner Faunenaustausch von der Nordsee bis in das Kaspische Becken wurde über die polnisch-dänische Meeresstraße ermöglicht. Anoxisches Bodenwasser breitete sich in den absinkenden Becken der Paratethys (von den Westalpen bis in das Transkaspische Becken) aus, die durch tektonische Einengung zunehmend abgeschnürt wurde. Eine tektonisch bedingte W-E-gestreckte Schwellenzone grenzte dieses Becken vom späteren Mediterranbecken im S ab, das am Westende der Tethys entstand. Die östliche Paratethys wurde vom Einfluß des Indischen Ozeans abgeschnitten. Ferner wurde im betrachteten Zeitintervall über den Oberrheintalgraben eine Verbindung vom Molassebecken zur Nordsee geschaffen, während der die Pechelbronner Schichten abgelagert wurden (Höchststand in den mittleren Pechelbronner Schichten in der Nannoplanktonzone NP 22; TOBIEN 1987; MARTINI 1990). Zeitgleich wurde die Verbindung über die Dänisch-Polnische Senke geschlossen. Verbindungen des Molassebeckens über das heutige Inntal und den Slowenischen Korridor zum Proto-Mediterran existierten noch nicht (ORTNER & SACHSENHOFER 1996; SCHMIEDL et al. 2002), lediglich über das Becken von Valence (SISSINGH 1998).

Frühes Oligozän - Unteres Rupelium - Mittleres Kiscellium - Solenovium (32,2-29,9 Ma v. h.; RÖGL 1996)

Die Ausdehnung der Paratethys blieb nahezu erhalten, jedoch erreichte ihre Abschnürung einen Höhepunkt (Abb. 1.4c). Diese erste Entwicklungsstufe der Paratethys wird als „Protoparatethys“ bezeichnet (RUSU 1988) und entspricht ihrer stärksten Abschnürung mit der Folge einer beckenweiten, einheitlichen Faziesausbildung der Sedimente.

Lediglich über den Oberrheintalgraben bestand noch eine schmale Verbindungen zum nördlichen Atlantik (MARTINI 1990; HUBER 1994; UJETZ 1996). Neben Verbindungen des Molassebeckens über das Becken von Valence (dysaerobe Meletta Shale-Fazies) scheinen auch über das Inntal und den Slowenischen Korridor erste Verbindungen zum Proto-Mediterran geflutet worden zu sein (ORTNER & SACHSENHOFER 1996; SCHMIEDL et al. 2002; SISSINGH 1998). Hingegen bestanden noch offene Verbindungen des Proto-Mediterrans zum Atlantik und Indopazifik.

Durch Frischwassereinträge sank die Salinität des Paratethyswassers stark ab und monospezifische Nannoplanktonmergel und Diatomite kamen in der westlichen Zentral-Paratethys zur Ablagerung. In der östlichen Paratethys wurden kalkfreie,

dunkle Sedimente der „Maikop“-Fazies abgelagert.

1.1.5. Exemplarische paläo-ozeanographische Modelle für die zentrale und östliche Paratethys (Eozän/Oligozän-Übergang)

Organisch-reiche Sedimente wurden beckenweit im Frühstadium der Paratethys abgelagert und sind z.T. Folge der Ausbildung anoxischer Tiefenwässer durch zunehmende Beckenabschnürung und des Einflusses kalter, borealer Wässer („...separation of an anoxic, cold Paratethys“; BALDI 1984). Basierend auf Funden kaltwasseranzeigender Spiratellen („*Spiratella*-Meer“) und der geringen Diversität der Pteropodenfaunen propagiert das Baldi'sche Szenario demnach u.a. die Ausbildung von Thermoklinen in der Paratethys und resultierenden anoxischen Bodenwässern. Während der Nannoplanktonzonen NP 22 und unteren NP 23 kam es zu einem verstärkten Frischwassereintrag in die Paratethys und Ausbildung von Haloklinen. BALDI vergleicht diese Entwicklungsstufe der Paratethys mit Ablagerungsbedingungen des heutigen Schwarzen Meeres. Diese Periode wird als der eigentliche Beginn der Paratethys im Molassebecken bezeichnet (KURZ et al. 2001).

Eine weitere Periode mit extensiver und beckenweiter Bildung organisch-reicher Sedimente ereignete sich während der späten Nannoplanktonzone NP 23 und wird einem ersten vollständigen Beckenabschluß zugerechnet. Diese paläo-ozeanographische Situation wurde durch Wiederetablierung gut durchlüfteten Bodenwassers im gesamten Paratethysbereich während der mittleren Nannoplanktonzone NP 24 unterbrochen (RÖGL 1999).

Diese allgemeine Erklärung der beckenweiten Bildung organisch-reicher Sedimente von BALDI (1984) wurde jedoch in den folgenden Jahren modifiziert. Die massive Akkumulation von organischem Kohlenstoff in einzelnen Becken der Paratethys wurde demnach durch unterschiedliche paläo-ozeanographische Prozesse gesteuert: neben dem klassischen Modell von Bodenwasseranoxien infolge stagnierender Wasserkörper durch Beckenabschluß (z. B. im Ungarischen Paläogen-Becken; BRUKNER-WEIN et al. 1990) wurde die Ausbildung von Auftriebszellen (z.B. am Nordrand des Karpatenflyschbeckens; VETÖ 1987) als Erklärungsansatz herangezogen.

Östliche Paratethys

In der östlichen Paratethys vollzog sich mit der Abschnürung dieses Beckenteils und der globalen

Klimaveränderung eine Änderung von tropisch-warmen Wassertemperaturen während des Belogliniums hin zu kühleren Temperaturen (AKHMET'EV & ZAPOROZHETS 1992). Tektonische Subsidenz steuerte die Sedimentationsrate während des ausgehenden Eozäns, jedoch verflachte das Becken wenig später (POPOV et al. 1993). Zwischen einer ersten Regression zu Beginn und einer zweiten Regression im mittleren Pshekium ingredierte das Meer erneut und führte zu einer maximalen Erstreckung der östlichen Paratethys (Abb. 1.4b). Jedoch gab es nur noch eingeschränkten Wasseraustausch mit dem Weltmeer und der Tethys im Vergleich zur Zeit des Belogliniums. Dies führte zu anoxischen Bodenwässern im Bereich der tiefen Beckenbereiche, die sich darüberhinaus durch sehr hohe Sedimentationsraten mergeliger Sedimente auszeichneten (Chadoun-Fazies). Im organischen Material der Sedimente belegen artenarmes Phytoplankton und die Dominanz amorphen organischen Materials eine Sauerstoffarmut des Bodenwassers. Das Oberflächenwasser scheint normal-salinar gewesen zu sein ($\geq 30\%$; POPOV et al. 1993). Mit Beginn des Solenoviums wurde die östliche Paratethys flacher und zunehmend abgeschnürt unter Beibehaltung ihrer Ausdehnung (Abb. 1.4c). Die Salinität sank. Eine Verbindung zur zentralen und westlichen Paratethys blieb erhalten. Insbesondere lassen sich einheitliche Faunenelemente von der östlichen Paratethys bis nach Slowenien nachweisen. Während der zweiten Hälfte des Solenoviums und zunehmender Abschnürung wurde die „Maikop-Formation“ (helle und dunkle pyritführende Tone) in den tiefen Beckenbereichen unter zunehmend reduktiveren Bedingungen abgelagert (POPOV & STOLYAROV 1996).

Die in POPOV et al. (1993) zusammengefaßten Informationen über die Entwicklung der östlichen Paratethys sprechen somit für ein in verschiedene Einzelbecken gegliedertes (u.a. westliches und östliches Schwarzmeer-Becken, Südkaspisches Becken etc.), stagnierendes Randmeer als Ursache für die anoxischen Bodenwässer, die die starke Akkumulation von organischem Kohlenstoff förderten. POPOV & STOLYAROV (1996) schlugen sowohl für die westliche (~zentrale), als auch die östliche Paratethys die Ausbildung eines ästuarinen Zirkulationsystems mit thermohaliner Wasserschichtung vor, das zur Ausbildung günstiger, die Akkumulation organischen Kohlenstoffs fördernder Ablagerungsbedingungen führte. Vom frühen Oligozän bis in das frühe Miozän führte dies in der östlichen Paratethys, aber auch in den westlichen Beckenbereichen zur längsten Zeitspanne sog.

„anoxic events“. Im östlichen Beckenbereich lassen sich für diesen Zeitraum jedoch massive Schwankungen des Redoxpotentials der Wassersäule in Abhängigkeit der hydrologischen und paläogeographischen Situation nachweisen (POPOV & STOLYAROV 1996).

Zentrale Paratethys

Gegenstand zahlreicher sedimentologischer und paläontologischer Untersuchungen im tschechischen Bereich (Mähren) des Karpaten-Flyschbogens (zentrale Paratethys) waren Sedimente der E/O-Grenze in den westlichen Karpaten (Ždánice- und Pouzdrány-Einheiten, siehe Abb. 1.3). Die sedimentgespeicherte Information spiegelt eine Abfolge mehrerer Ereignisse wider: neben beckencharakteristischen Veränderungen wie einer zunehmenden Isolierung und Verflachung kam es zu einem kontinuierlichen Rückgang der Sauerstoffgehalte des Bodenwassers und Veränderungen der Salinität und einer Abkühlung des Oberflächenwassers. Ferner erhöhten sich die Einträge terrigenen Materials (KRHOVSKÝ 1995a, b; KRHOVSKÝ et al. 1993). Wechsellagernde Lithologien scheinen Abbildungen von orbitalbeeinflussten Meeresspiegelschwankungen unterschiedlicher Skalierung zu sein. Während des oberen Belogliniums (NP 20-21; Priabonium) bestimmten Produktivitätsänderungen in Abhängigkeit präzessionsgesteuerter Humidität wechselnde Karbonatanteile der Sedimente am nördlichen Beckenrand. An der E/O-Grenze und während des Pshekiums sank der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers zunehmend als Folge eines kühleren Klimas mit zunehmender Saisonalität. Es wurden unter dem Einfluß geringerer Oberflächenwassersalinitäten organisch-reiche, laminierte Sedimente abgelagert, die mit Einsetzen des Solenoviums von Diatomiten und dem auch aus dem oberösterreichischen Molassebecken bekannten Dynow Mergelstein abgelagert werden. Letztere beide werden stratigraphisch zum basalen Teil der Menilit-Formation (Gesamtalter: Oligozän-frühes Miozän) gestellt, die u.a. als sedimentäres Produkt einer Auftriebszone am nördlichen Beckenrand interpretiert wird (DOSIN 1974; KOLTUN 1992; VETŐ 1987). In den zitierten Arbeiten wird das Ablagerungsmodell dieser Auftriebszone mit den heute in der kalifornischen Bucht herrschenden ozeanographischen Bedingungen verglichen.

Das ungarische Paläogenbecken hingegen, ein „retroarc flexural basin“ (TARI et al. 1993), entwickelte ab der E/O-Grenze eine zunehmend von der Paratethys abgekoppelte Beckenentwicklung (siehe exemplarische Entwicklung in Abb. 1.5). Seine

Entwicklung als isoliertes Einzel-becken erstreckte sich vom Beginn des Pshekiums bis zum Ende des Solenoviums. Das Becken entwickelte eine positive Wasserbilanz und resultierende Dichteschichtung mit anoxischem Bodenwasser. Der Reichtum an organischem Kohlenstoff dieser Sedimentabfolge wurde durch hohe Produktivitäten ermöglicht, deren fördernde Nährstoffe durch Alterationsprozesse vulkanischer Gläser freigesetzt wurden. Gegen Ende des Solenoviums wurde dieses Szenario durch Wieder-belüftung des Beckens mit marinen Wässern und einer Verringerung der Produktivität beendet (BRUKNER-WEIN et al. 1990).

1.1.6. Paläo-ozeanographische Modelle für die westliche Zentral-Paratethys (Eozän/Oligozän-Übergang)

Im Molassebecken Oberösterreichs werden die organisch-reichen Sedimente, die an der E/O-Grenze abgelagert wurden, als "Schöneck-Formation" (Schöneck: Aufschluß in der allochthonen Molasse im gleichnamigen Dorf in Bayern) bezeichnet (WAGNER 1998; ein älteres Synonym ist "Sannois Fischeschiefer"; noch in GERHARD 1982, 1988). Älteren Angaben zufolge erstreckt sich ihre Bildungszeit über ein ca. 1,5 Ma dauerndes Zeitintervall, das nach Literaturangaben die Nannoplanktonzonen NP 21 und die gesamte NP 22 umfaßt (~ 33,7 - 32,2 Ma v. h.: entspricht grob dem unteren Kiscellium entsprechend der stratigraphischen Gliederung für die zentrale Paratethys nach RÖGL 1996; ~ 36 - 34,3 Ma v. h. nach BÁLDI 1984). Eine neuere Altersstellung wurde von FUCHS et al. (2001) vorgestellt, die eine Sedimentationsperiode von der NP 21 bis in die NP 23 vorschlagen. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit belegen jedoch, daß das Einsetzen einer intensiven Akkumulation organischen Kohlenstoffs, ein wesentliches Kriterium zur Definition der Schöneck-Formation im Molassebecken, wesentlich älter ist.

Die Ablagerung der Schöneck-Formation wurde abrupt unterbrochen durch Ablagerung heller, an kalkigem Nannoplankton reicher Mergelsteine während der Nannoplanktonzone NP 23 („Dynow Mergelstein“ in der Zentral-Paratethys; WAGNER 1998). Diese lithologische Einheit wurde erstmalig aus den polnischen Karpaten beschrieben (KOTLARZYK 1979) und erstreckt sich vom Molassebecken bis in das Transsylvanische Becken.

Jedoch wurde das massive Akkumulationspotential für organischen Kohlenstoff in diesem Beckensegment nur kurzfristig unterbrochen, da sich geeignete Bedingungen zur Bildung orga-

nisch-reicher Sedimente schon am Ende der NP 23 wieder einstellten. Es kam zur Ablagerung der Eggerding-Formation (vormals „Bändermergel“), ebenfalls organisch-reiche Sedimente, denen, wie der Schöneck-Formation, ein Kohlenwasserstoff-Potential zugesprochen wird (SCHMIDT & ERDOGAN 1996).

Für die Akkumulationsgeschichte des organischen Kohlenstoffs, insbesondere der Schöneck-Formation, werden zwei Szenarien diskutiert: ein Stagnationsmodell (Abb. 1.7, 1.8; GERHARD 1982, 1988; DOHMANN 1991; SISSINGH 1998) und ein Produktivitätsmodell in Analogie zu Auftriebszonen (Abb. 1.9; WAGNER 1996, 1998) oder vereinfacht ausgedrückt: Ablagerung unter anoxischen Bodenwasserbedingungen durch ausgeprägte Wasserschichtung in einem stagnierenden Wasserkörper oder Ablagerung innerhalb einer Sauerstoffminimumzone (oxygen minimum zone = OMZ) eines Auftriebssystems.

Beide Modelle (Stagnation vs. Produktivität) widersprechen sich grundlegend, indem organisch-reiche Sedimente einer Auftriebszone im Unterschied zu einem Becken mit stagnierendem Wasserkörper lediglich im Bereich der Sauerstoffminimumzone fokussiert auftreten.

Stagnationsmodell

Nach GERHARD (1982, 1988) wurde die organisch-reiche Schöneck-Formation in einem abgeschlossenen, flachen Becken (max. Wassertiefe 100 m) unter Brackwasserbedingungen abgelagert, in dem sich ein anoxischer Bodenwasserkörper bildete. GERHARD führt die Anreicherung an organischem Material auf eine geringe Sedimentationsrate und eine geringe Primärproduktion im Oberflächenwasser zurück. Periodisch traten Phytoplanktonblüten auf. Die Schichtung des Wasserkörpers basierte auf der Entwicklung einer Thermokline. Die ausgeprägte Lamination der Sedimente wurde durch saisonal-gesteuerte Sedimenteinträge hervorgerufen.

Ein vergleichbares Modell ergaben Nannoplankton-Untersuchungen der Schöneck-Formation im bayrischen Sektor des Molassebeckens von DOHMANN (1991; siehe Abb. 1.6, 1.7). Sein Modell bezieht die paläo-ozeanographische Situation mit ein, nach der sich ein anoxisches Bodenwasser in einem abgeschlossenen Beckensegment (Molassebecken) entwickelte. Ursache für diese Bodenwasseranoxie war demnach die Ausbildung einer Thermokline und Halokline, deren Ursache in einem warmen tethyalen, gering-

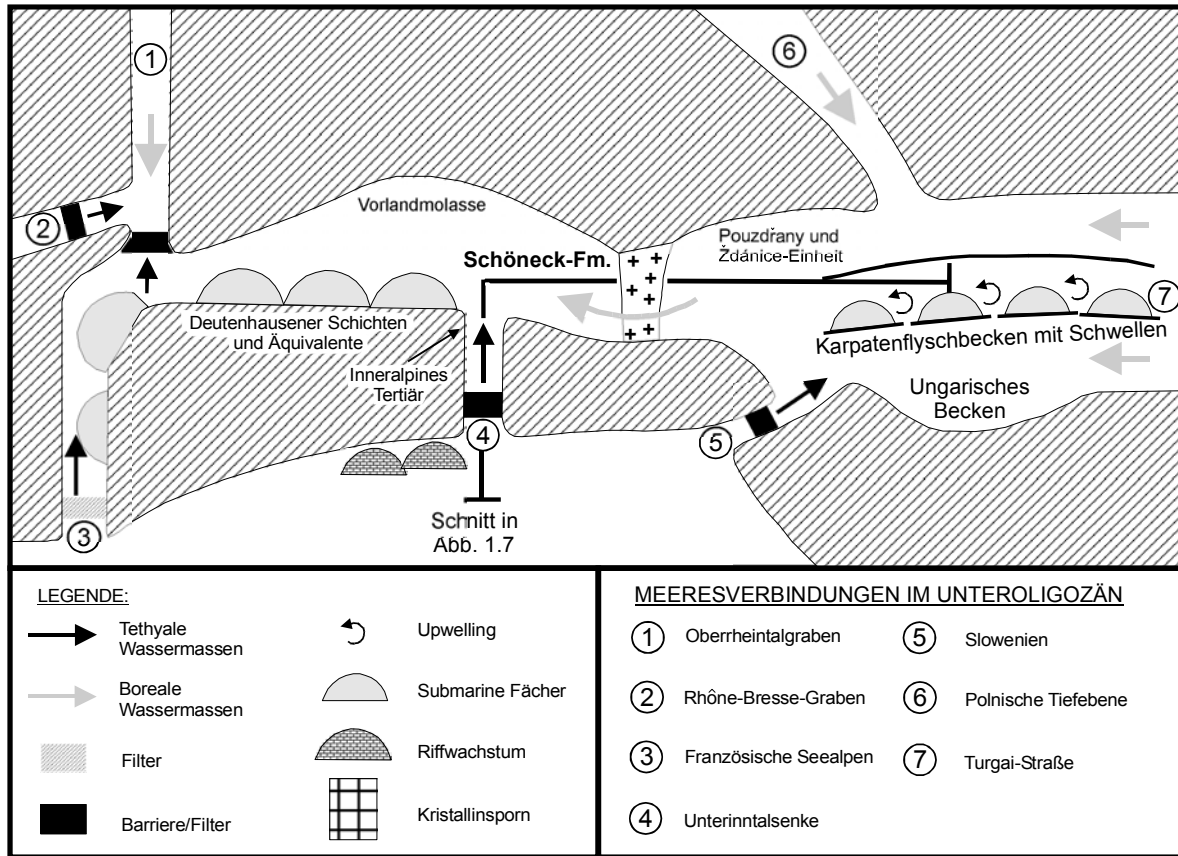


Abb. 1.6: Meeresverbindungen in der unteroligozänen Paratethys (nach DOHMANN 1991).

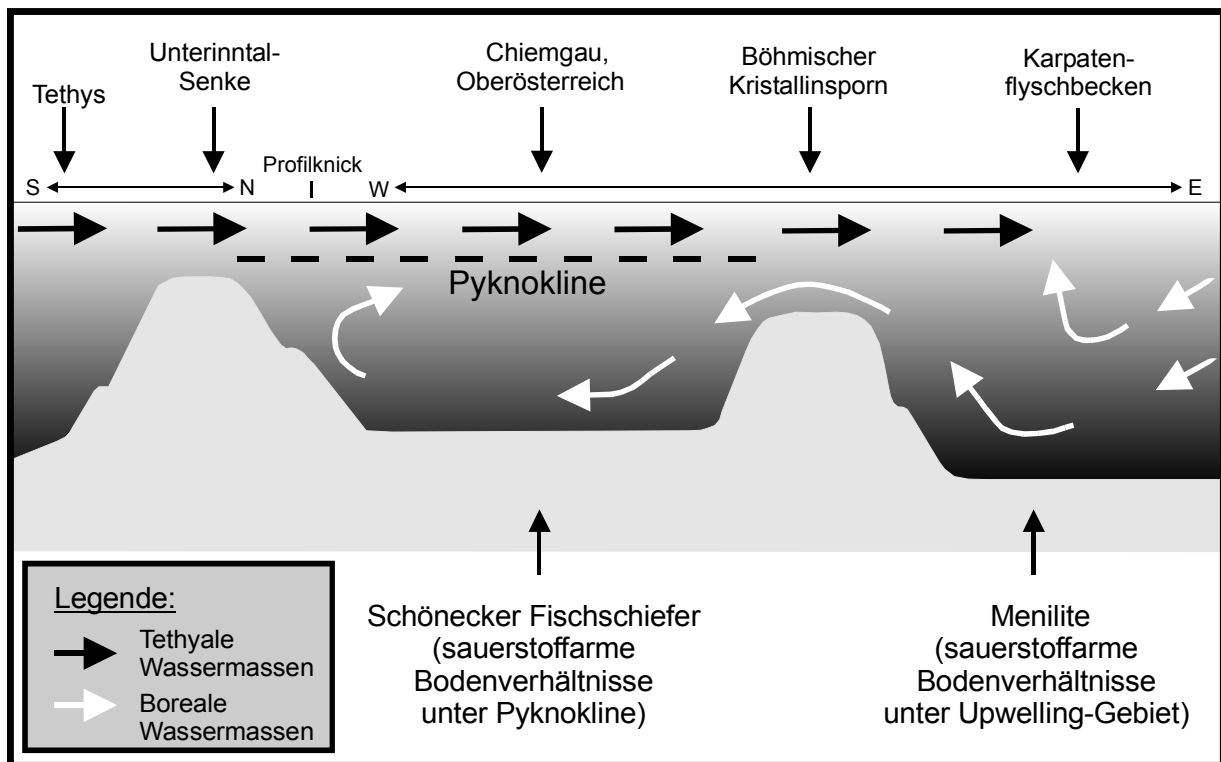


Abb. 1.7: Stark vereinfachtes Strömungsmuster im Unteroligozän östlich der Isar (nach DOHMANN 1991). Profildarstellung in Abb. 1.6.

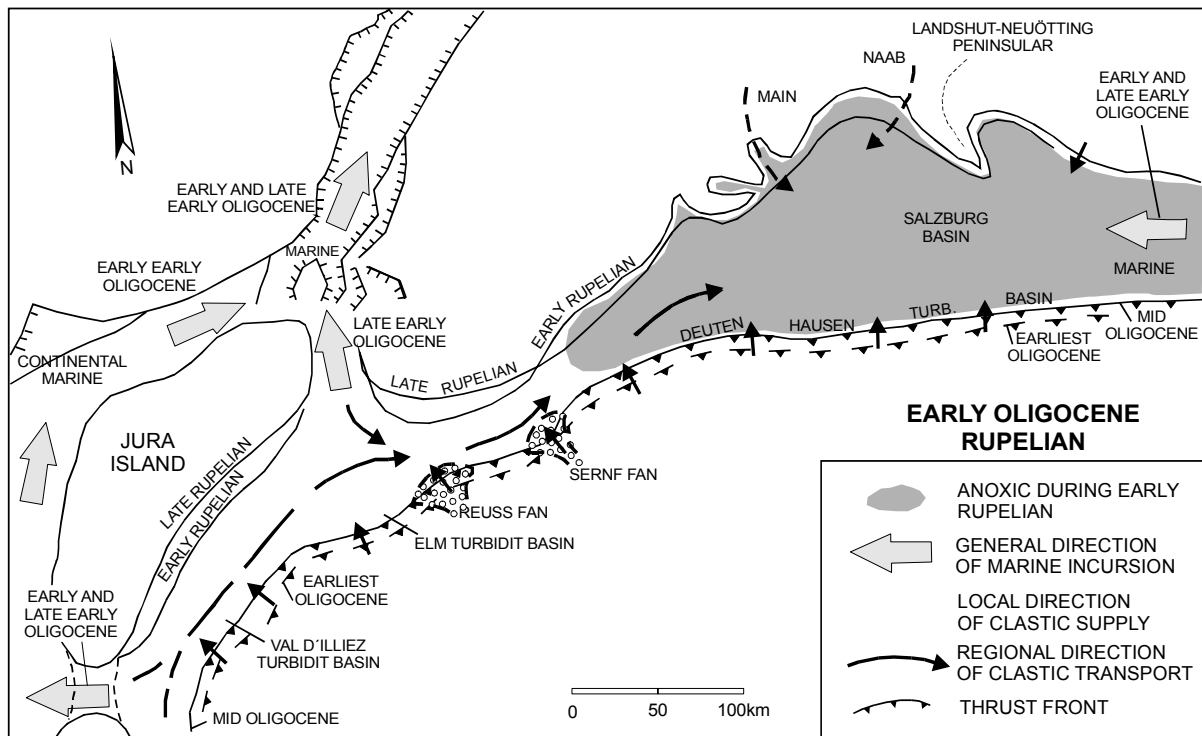


Abb. 1.8: Regionale Paläogeographie während des Priaboniums und Rupeliums (nach SISSINGH 1997).

mächtigen Oberflächenwasser und einem kalten borealen Tiefenwasser zu suchen ist. Ferner konnte DOHMANN eine Beckenabsenkung während der Ablagerung der Schöneck-Formation auf regional unterschiedliche, maximale Wassertiefen von 400-800 m rekonstruieren.

SISSINGH (1997) erklärt die Bildung der organisch-reichen Schöneck-Formation mit der isochronen, sehr abrupten Beckenvertiefung und -erweiterung (hier: „Salzburger Becken“; Abb. 1.8), die mit einer eustatisch-kontrollierten, marinen Ingression aus E einherging.

Produktionsmodell

Neben meridionalen, an kontinentale W-Küsten gebundenen (z. B. offshore Peru) und monsun gesteuerten Auftriebsgebieten (z. B. Arabische See) können sich in W-E-erstreckten Becken auf der südlichen und nördlichen Hemisphäre an den kontinentalen S- und N-Rändern zonale Auftriebszonen durch Ekman-Transport ausbilden (Abb. 1.10; PARRISH 1982).

Bezogen auf die organisch-reichen Schöneck- und Eggerding-Formationen wäre eine derartige Konfiguration des Molassebeckens mit einer Lage zwischen 30-60° nördlicher Breite während der E/O-Grenze gegeben (siehe auch Abb. 1.4). Weitere Grundvoraussetzungen für die Ausbildung einer Auftriebszelle am nördlichen Beckenrand wären

geeignete Küstenkonfigurationen sowie zonale W-Winde (und somit küstenparallel), um eine entsprechende Ekman-Spirale mit resultierendem Tiefenwassertransport nach N entsprechend der Coriolis-Kräfte auszubilden. Unter der Annahme eines solchen Modells würde es zu einem ablandigen Oberflächenstrom kommen (WAGNER 1996; Abb. 1.9). Darüberhinaus kann die Beckenbathymetrie eine beeinflussende Komponente in einem derartigen Erklärungsansatz darstellen, da obere und untere Ekmanlage getrennt sein müssen, um wasserkörperdurchgängige Turbulenzen zu vermeiden. Wichtig ist daher in diesem Zusammenhang die jeweilige Mächtigkeit beider Lagen (PARRISH 1982 und darin aufgeführte Literatur). In der zentralen Paratethys wurden Auftriebs-szenarien für die Bildung organisch-reicher und zeitähnlicher Sedimente (Menilit-Formation) im Karpaten-Flyschbecken angenommen (DOSIN 1974; KOLTUN 1992). Ihr Bildungsumfeld wurde mit der heutigen Bucht von Kalifornien als rezentem ozeanographischen Analogon verglichen (VETÖ 1987; „channeled-flow upwelling“ nach PARRISH 1982).

Eine eindeutige organische Indikatorsubstanz zur Identifikation von Auftriebsedimenten existiert nicht, vielmehr setzen sich solche Sedimente aus einem komplexen Gemisch meist mariner, aber auch terrigener Signale zusammen (TEN HAVEN et al. 1992). Auftriebsedimente weisen jedoch

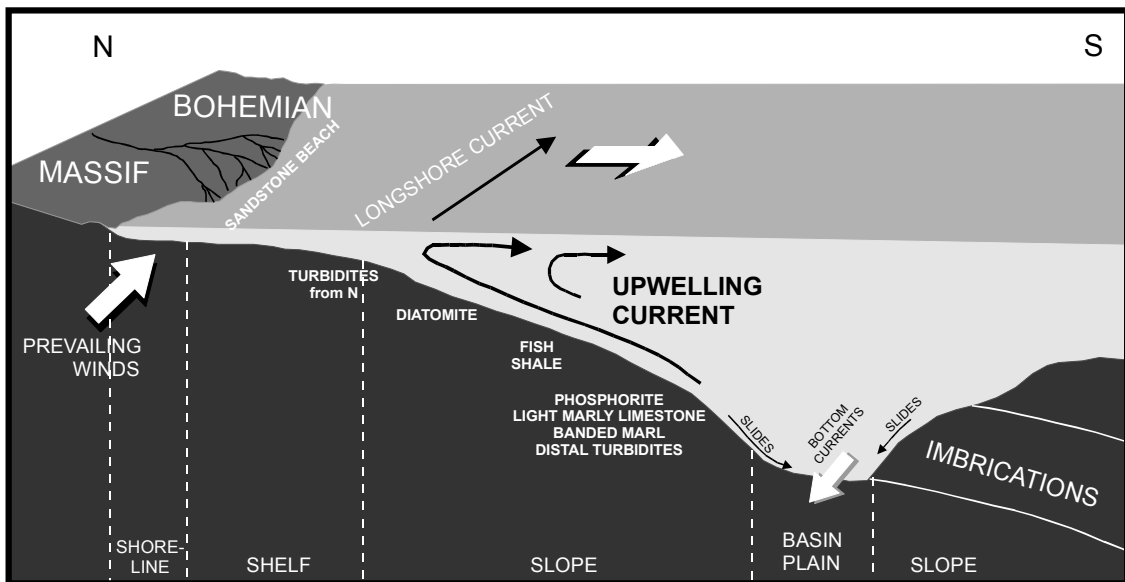


Abb. 1.9: Auftriebsmodell für marine Strömungen und Fazies im oberösterreichischen Molassebecken während des frühen Oligozäns (nach WAGNER 1996).

allgemeingültige Charakteristika auf (BATURIN 1983):

- Hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (2 - 20 %)
- Hohe Gehalte an biogen gebundenem Silikat (5 - 70 %)
- Erhöhte Phosphorgehalte (0,2 - > 1 %)
- Hohe biogene Sedimentationsraten (bis zu 0,5 mm/a).

Das W-E-gestreckte Molassebecken in der westlichen Paratethys weist Charakteristika auf, die eine Ausbildung von Auftriebszonen am nördlichen Beckenrand gefördert haben können. Ferner treten Diatomite häufig in Bereichen von Auftriebszonen auf (BATURIN 1983). Diese Sedimenttypen wurden aus der Schöneck-Formation beschrieben, aber im Untersuchungsmaterial nicht nachgewiesen. Bedeutende Diatomitvorkommen treten jedoch in der jüngeren, organisch-reichen Ebelsberg-Formation des Egeriums am Nordrand des Beckens auf (WAGNER 1998). Die Ebelsberg-Formation und jüngere organisch-reiche Sedimente sind an den N-Rand des Molassebeckens gebunden (WAGNER & WESSELY 1997) und lassen eine Akkumulation von organischem Kohlenstoff im Bereich der Sauerstoffminimumzone einer Auftriebszone vermuten.

1.2. Ziele der Arbeit

Die organisch-reichen Sedimente der E/O-Grenze in den bayrischen und oberösterreichischen Sektoren des Molassebeckens wurden häufig in der Lite-

ratur erwähnt (in neueren Arbeiten z.B. in GERHARD 1982, 1988; SISSINGH 1997; WAGNER 1996, 1998). Lediglich DOHMANN (1991) entwickelte aufgrund von Nannoplankton-Untersuchungen am Fischechiefer (Schöneck-Formation) im bayrischen Molassebecken ein Ablagerungsmodell. In der Synthese seiner Arbeit formulierte er jedoch die Notwendigkeit von „Feinuntersuchungen kompletter Profilabschnitte zur Verfeinerung der Paläo-Ozeanographie“. Somit gibt es bislang keine Studien, die die sedimentäre Entwicklung an der E/O-Grenze detailliert untersucht haben.

Es ist das Ziel dieser Arbeit, ein hochauflösendes paläo-ozeanographisches Modell der sedimentären Entwicklung an der E/O-Grenze im oberösterreichischen Molassebecken herauszuarbeiten, das die Frühphase der Paratethys-Entstehung dokumentiert und eine Parallelisierung mit ausgewählten, stratigraphisch abgesicherten Profilabschnitten in den östlich angrenzenden Beckenbereichen der westlichen Zentral-Paratethys ermöglicht. Ein wesentliches Element der Vorgehensweise ist die Übertragung ozeanographischer Beobachtungen rezenter, aber auch älterer Randmeersituationen auf das Initialstadium des „Systems westliche Zentral-Paratethys“.

Folgenden Fragen soll die vorliegende Arbeit ferner im Detail nachgehen:

- Welche unterschiedlichen Entwicklungsstufen des sedimentären Geschehens an der E/O-Grenze lassen sich nachweisen? Welche Wasserkörperveränderungen traten im untersuchten Becken-

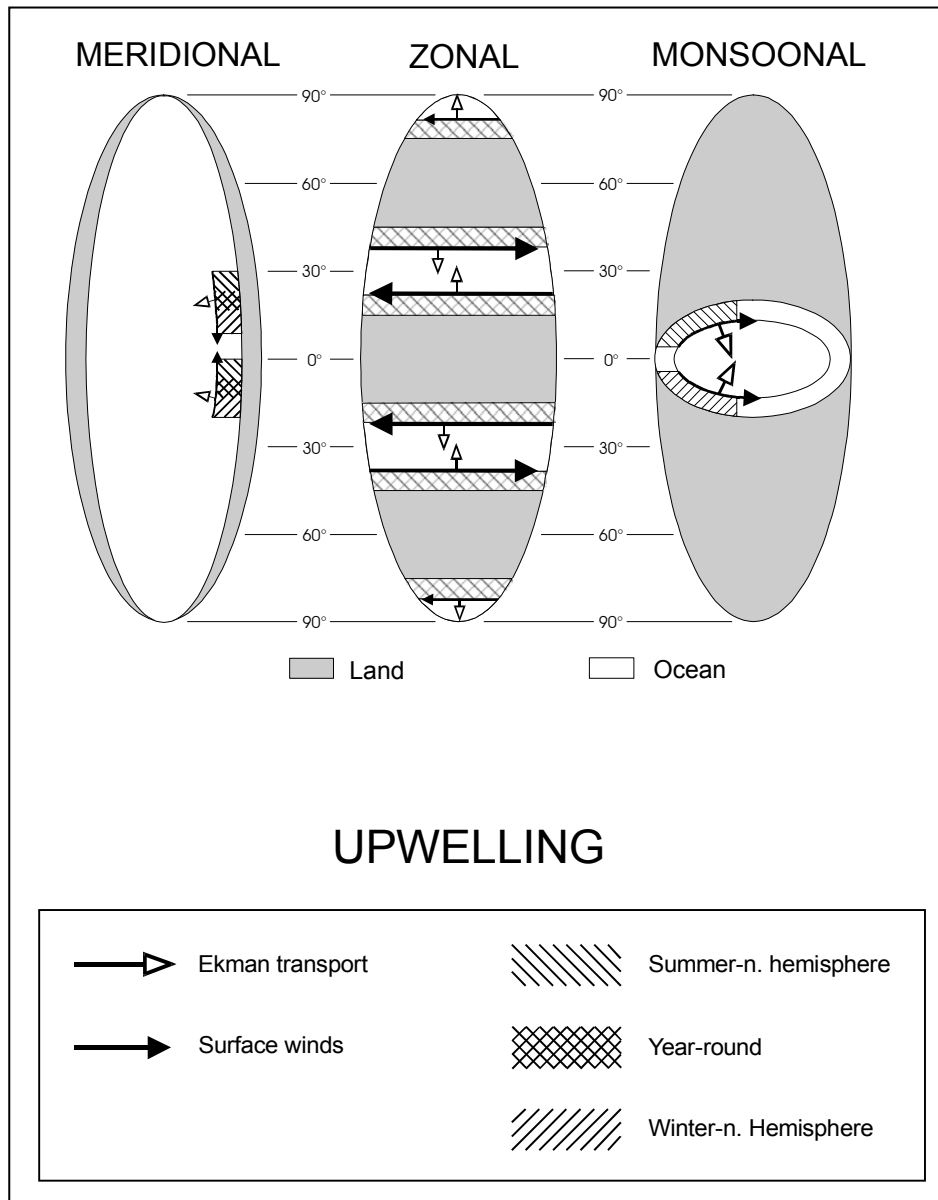


Abb. 1.10: Schematische Darstellung littoraler Auftriebszonen (nach PARRISH 1982). Meridionale Auftriebszonen an Küsten sind an subtropische Hochdruckzellen (z.B. vor Kalifornien) gebunden. Zonale Auftriebszonen werden durch zonale Winde hervorgerufen (z.B. vor N-Venezuela). Monsun-gesteuerte Auftriebszonen treten saisonal auf und werden durch äquatorkreuzende Winde angetrieben, die mit Monsunereignissen auftreten (z.B. vor Somalia).

segment auf, welche Mechanismen steuern die Akkumulation organischen Kohlenstoffs und welche diagenetischen Prozesse wurden durch diese Akkumulation gefördert?

- Warum treten Phasen der verstärkten Bildung organisch-reicher Sedimente im untersuchten Zeitabschnitt auf und mit welchen steuernden Faktoren ist deren Ausbleiben zu erklären (z.B. während der Nannoplanktonzone NP 23 im Dynow Mergelstein)?

- Zeichnen die Sedimentsignale den globalen

Klimaumschwung an der E/O-Grenze auf? Wenn ja, treten diese Signale abrupt auf oder graduell? Überlagern diese Informationen die sedimentären Folgen der Beckenisolierung und isochronen tektonischen Ereignisse?

- Sind die organisch-reichen Sedimente der Schöneck-Formation aus der Anfangsphase der Paratethys im oberösterreichischen Molassebecken Resultat der initialen Beckenabschnürung? Oder zeigen die sedimentgespeicherten Informationen ein Auftriebsgeschehen am nördlichen Beckenrand?

- Phosphathaltige Gesteine werden häufig mit Auftriebsgeschehen in Zusammenhang gebracht. Welche chemischen und mineralogischen Charakteristika haben diese sedimentären Präzipitate im E/O-Grenzbereich, in welchen Bereichen der untersuchten Sedimentabfolgen treten sie auf und, letztendlich, welche signifikante Entwicklungsstufe innerhalb des paläo-ozeanographischen Geschehens dokumentieren sie? Steht ihr Auftreten im Zusammenhang mit dem Klimaumschwung an der E/O-Grenze?

- Ferner scheinen sich zyklische Sedimentationsphänomene an der E/O-Grenze abzuzeichnen (u.a. in KRHOVSKÝ et al. 1993). Erlaubt somit die Randmeerkonstellation der Paratethys eine kritische Überprüfung der These, nach der Randmeere globale Veränderungen verstärkt aufzeichnen (KENNETT 1982)? Lassen sich nachweisbare, orbital gesteuerte Zyklen altersgleicher Sedimente der Zentral-Paratethys im untersuchten, westlich angrenzenden Beckenbereich nachweisen und welche Frequenzen zeichnen sie nach?

- Ein wichtiger Aspekt der Arbeit berührt praktische Aspekte der Kohlenwasserstoffgeologie. Das Initialstadium der Paratethys ist gekenn-

zeichnet durch die Ablagerung von Gesteinen, die reich an organischem Kohlenstoff sind. In zahlreichen Bereichen der zentralen und östlichen Paratethys sind diese Gesteine bei entsprechender Reife Erdölmuttergesteine (u.a. KÖSTER et al. 1998a, b; MILOTA et al. 1995; WEHNER & KUCKELKORN 1995). Im Untersuchungsgebiet dieser Studie, dem Molassebecken Oberösterreichs, werden die Schöneck- und Eggerding-Formation als potentielle Erdöl- und, bei entsprechender Reife, als Erdgasmuttergesteine angesehen (WEHNER & KUCKELKORN 1995; SCHMIDT & ERDOGAN 1996). Im Bereich der Lagerstätten in der autochthonen österreichischen Molasse erreichen diese potentiellen Muttergesteine jedoch noch keine Reife, um Kohlenwasserstoffe freizusetzen. Erst südlich der Alpen-Überschiebungsfront in einer Tiefe von ca. 4000 m sind die o.g. Formationen erdölgeologisch reif.

Welche relevanten Erdölmuttergesteinscharakteristika weisen die organisch-reichen Sedimente des autochthonen Molasseanteils in Oberösterreich auf? In welchem Zusammenhang stehen unterschiedliche Kohlenwasserstoff-Potentiale einzelner Intervalle dieser Sedimente zum paläo-ozeanographischen Geschehen an der E/O-Grenze?

2. Geologie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet befindet sich im österreichischen Teil des Molassebeckens (Abb. 2.1), einem W-E-gestreckten Vorlandbecken, das durch die Subduktion des südlichen Randes der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte gebildet wurde (ZIEGLER 1987). Das känozoische Molassebecken bildet einen nach Süden einfallenden, ca. 30-55 km breiten asymmetrischen Trog (Abb. 2.2). Das Grundgebirge besteht aus kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse und wird von jungpaläozoischen, jurassischen und kretazischen Sedimenten überlagert. Die Mächtigkeit der känozoischen Sedimentsäule schwankt zwischen wenigen Metern am N-Rand und mehr als 4000 m entlang der Alpenfront. Der südliche Teil des Molassebeckens wurde von alpinen Decken überfahren (Flysch- und Helvetische Einheiten, Kalkalpen) und als verschuppter Bereich in das Überschiebungssystem eingebunden (Abb. 2.2). Neben dem Auftreten der känozoischen Sedimente als autochthone Molasse im N und als

allochthone Molasse-Einheiten in der Schuppenzone im S liegen Molassesedimente ferner als parautochthone Einheiten auf Helvetikum, Flysch und ostalpinen Decken (z.B. im Wiener Becken). Die zeitliche Abfolge der tektonischen Ereignisse im oberösterreichischen Molassebecken sind in dem Absenkungsdiagramm in Abb. 2.3 zusammenfassend dargestellt.

Die Arbeiten zu speziellen Themen der geologischen Entwicklung der Ostalpen sind zahlreich. Solche neueren Datums und in zusammenfassender Form wurden u.a. von NEUBAUER et al. (1999) sowie, speziell auf die paläogene Entwicklung bezogen, von KURZ et al. (2001) in „Paleogene of the Eastern Alps“ (PILLER & RASSER 2001) veröffentlicht. Die in den folgenden Abschnitten beschriebene Darstellung der tektonischen und sedimentären Entwicklung des oberösterreichischen Molassebeckens richtet sich im wesentlichen nach WAGNER (1996, 1998) sowie den darin zitierten Publikationen.

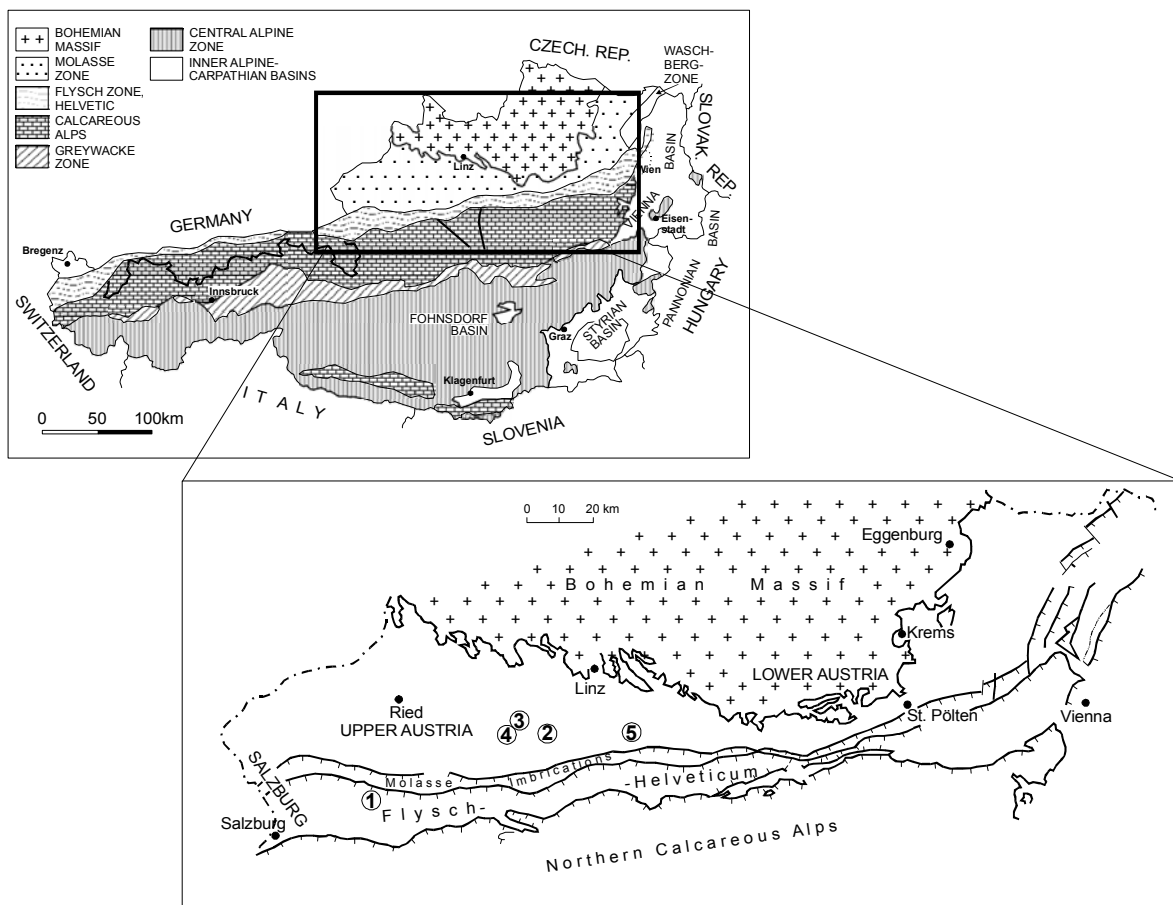


Abb. 2.1: Vereinfachte geologische Karte von Österreich mit Ausschnitt des Arbeitsgebietes (nach WAGNER 1996, 1998) und Lage der Untersuchungsbohrungen Oberhofen 1 (1), Rappersdorf 2 (2), Oberschauersberg 1 (3), Fischlham 1 (4) und Dietach 1 (5).

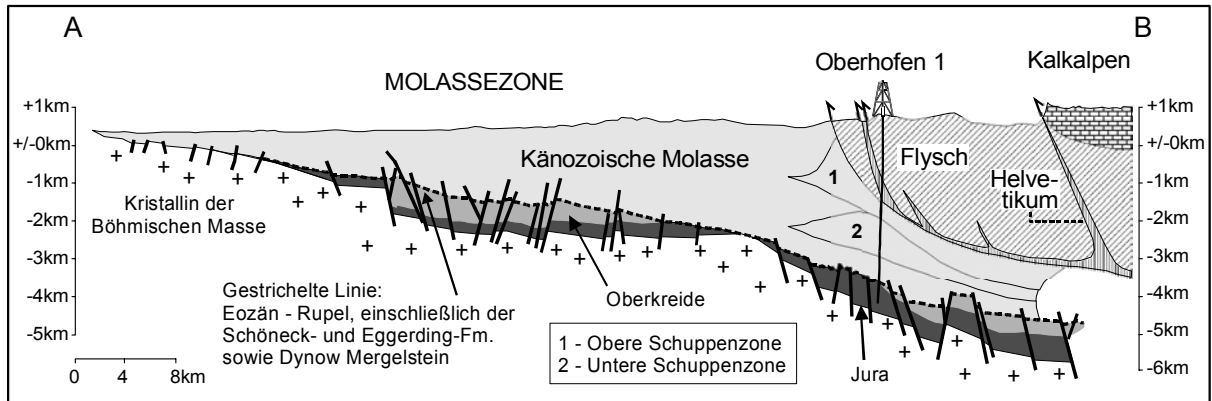


Abb. 2.2: Geologisches Profil durch den westlichen Teil des Molassezone Österreichs mit Lage der Bohrung Oberhofen 1 (siehe Lage der Bohrung in Abb. 2.1; verändert nach WAGNER & WESSELY 1997).

2.1. Tektonik

NW-SE- und NE-SW-verlaufende Störungen zerteilen das Böhmisches Massiv, das ferner durch ein zweites, N-S- und E-W-gerichtetes Störungssystem zerblockt wird (Abb. 2.4a). Das erstgenannte Störungssystem war bereits im Paläozoikum existent, wurde jedoch mehrfach im Mesozoikum und während des frühen Tertiärs reaktiviert und führte zu Hebungen des kristallinen Grundgebirges und seiner sedimentären Bedeckung. Die einzelnen Blöcke wurden in Oberösterreich nach W bewegt bei gleichzeitig vertikalem Versatz im km-Bereich.

Kristallines Grundgebirge des Böhmisches Massivs ist im Amstetten-Block aufgeschlossen,

der die Vorlandmolasse in einen ober- und nieder-österreichischen Bereich teilt (Abb. 2.4b). Dieses tektonische Segment setzt sich ca. 40 km nach S unter das alpine Deckensystem fort.

Die schnelle Beckensubsidenz während des E/O-Übergangs war an W-E-steichende, antithetische und synthetische Extensionsstörungen gebunden. Während des weiteren Verlaufs des Känozoikums entwickelten sich an diesen Störungen zusätzlich dextrale und sinistrale Seitenverschiebungen durch Transpression. Diese tektonischen Phänomene sind Ausdruck der Subduktion der Europäischen Platte unter die Periadriatische Platte und des Herannahens der alpinen Decken.

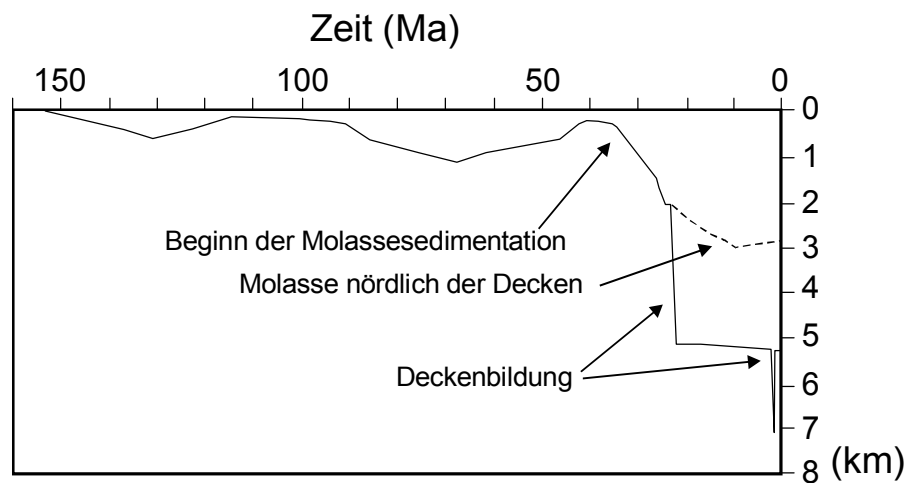


Abb. 2.3: Modellhaftes Versenkungsdiagramm des Molassebeckens (nach SACHSENHOFER & SCHMIDT 1997).

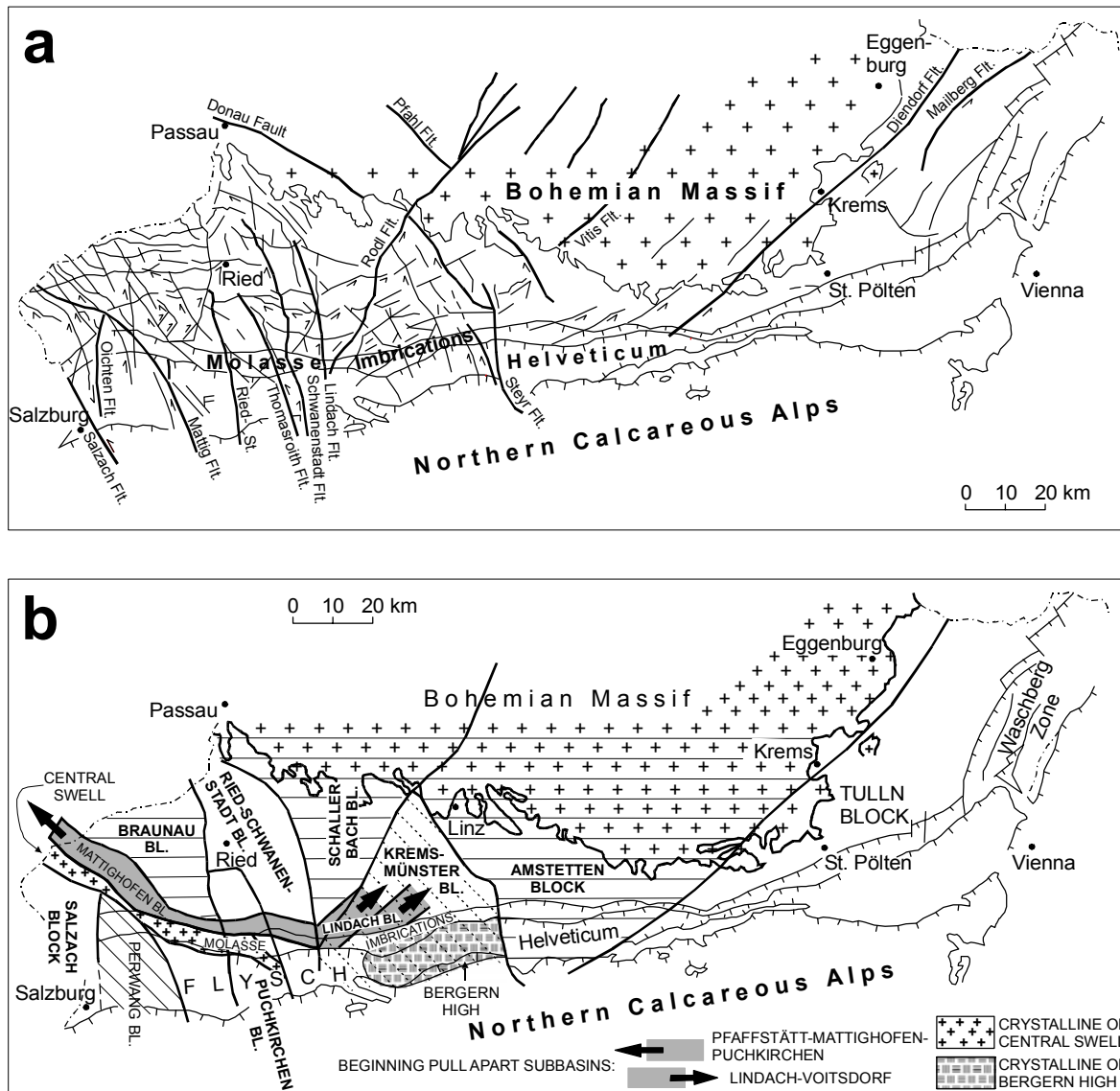


Abb. 2.4: Tektonik des Arbeitsgebietes (nach WAGNER 1998). a. Alpen-Karpaten-Vortiefe mit Hauptstörungen, b. Alpen-Karpaten-Vortiefe mit Störungsblöcken.

Der Amstetten-Block stellt neben dem Schallerbach-Block ein metastabiles Element im Vergleich zu den umgebenden Blöcken dar, die während des Tertiärs und Quartärs nach N bewegt wurden, u.a. der Kremsmünster-Block entlang der Rodl-Störung sowie das Bergern Hoch als ehemalige Verlängerung der Zentralen Schwellenzone (Abb. 2.4a, b).

Eine weiterreichende, zusammenfassende Darstellung der tektonischen Abläufe und Charakteristika in den Ostalpen ist in KURZ et al. (2001) zusammengefaßt.

2.2. Sedimentologie

Permokarbone Sedimente treten in Grabenstrukturen am südwestlichen Rand der zentralen

Schwellenzone auf, die eine Verlängerung des Landshut-Neuöttinger Hochs in Bayern darstellt.

Die ältesten mesozoischen Sedimente im oberösterreichischen Molassebecken sind jurassischen Alters (Abb. 2.5). Ablagerungen verflochtener Flußsysteme mit vereinzelt Kohlenflözen wurden während des Bajociums-Bathoniums von flachmarinen Sanden überlagert. Im Callovium entwickelte sich ein tropischer Schelf entlang der Böhmisches Masse, auf dem Mikritsedimentation herrschte und von biostromalen Bildungen abgelöst wurde. Die Karbonate des Malms zeichnen eine fortschreitende Schelfverflachung bis hin zu Sabkha-Bedingungen nach. Flachmarine siliziklastische Sedimente unterkretazischen Alters treten ausschließlich im südlichen Beckenbereich

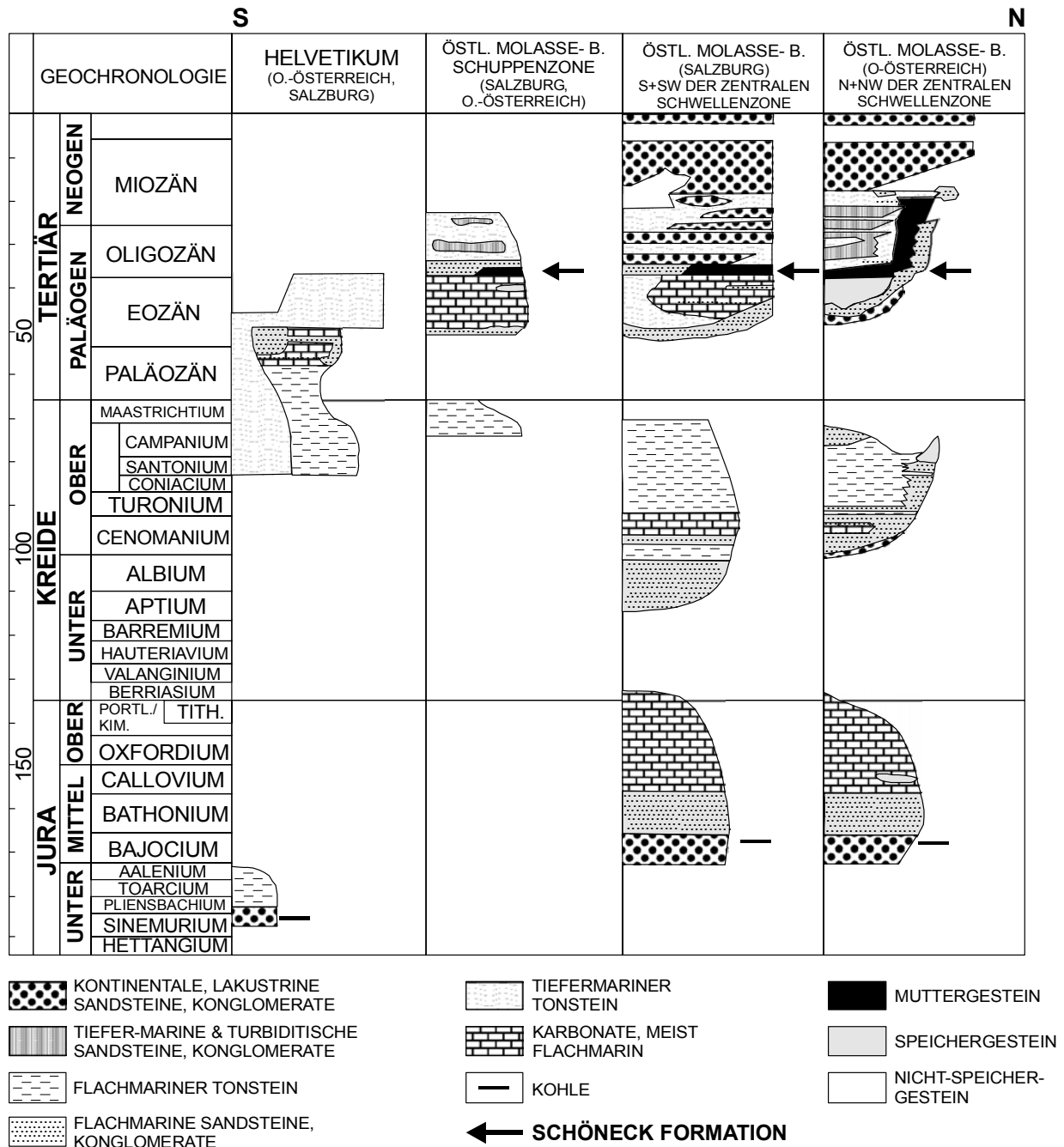


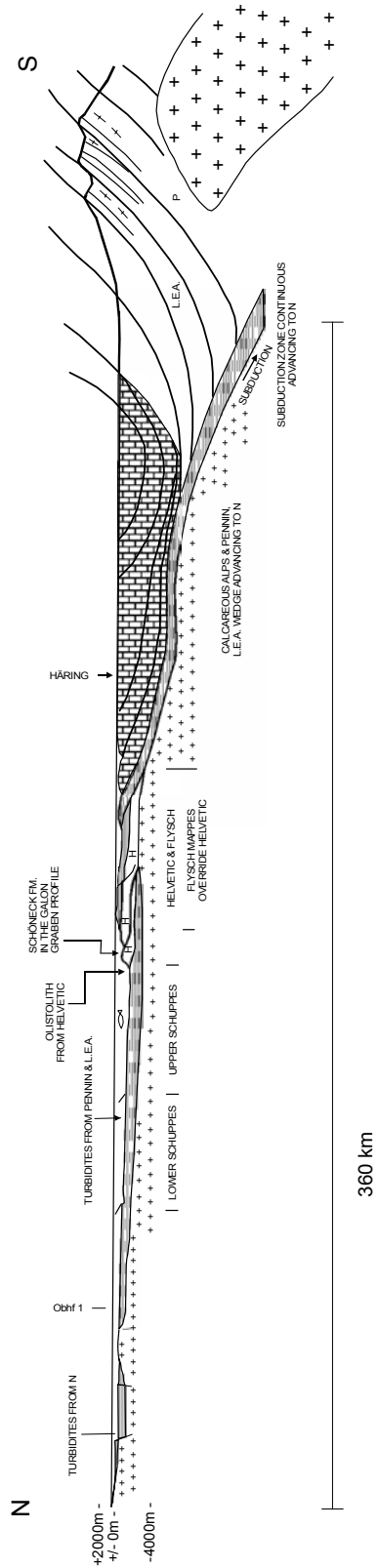
Abb. 2.5: Chronologie und lithostratigraphische Abfolgen des Molassebeckens und seines mesozoischen Unterlagers in Oberösterreich und Salzburg (verändert nach WAGNER & WESSELY 1997).

auf. Im nördlichen Bereich werden jurassische Karsthohlräume erst von fluviatilen Sanden cenomanen Alters (?) gefüllt. Transgressive flachmarine Ablagerungsbedingungen, die zur Bildung Glaukonit-führender Sandsteine südlich und nördlich der zentralen Schwellenzone führten, werden von Ton- und Mergelsteinen turonischen Alters überlagert, in die wiederum sturmbeeinflusste Glaukonitsande eingeschaltet sind.

Die ältesten Sedimente, die das Initialstadium

des Molassebeckens kennzeichnen, sind ober-eozänen Alters und waren Teil einer Karbonatrampe am nördlichen Tethysschelf. Die Transgression während des oberen Eozäns erfolgte durch Beckensubsidenz infolge der Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte (Abb. 2.6; WESSELY 1987; ZIEGLER 1987; WAGNER 1996, 1998). Sedimente des Priaboniums wurden in einem Gebiet abgelagert, das durch an mesozoische Störungen gebundene

b



a

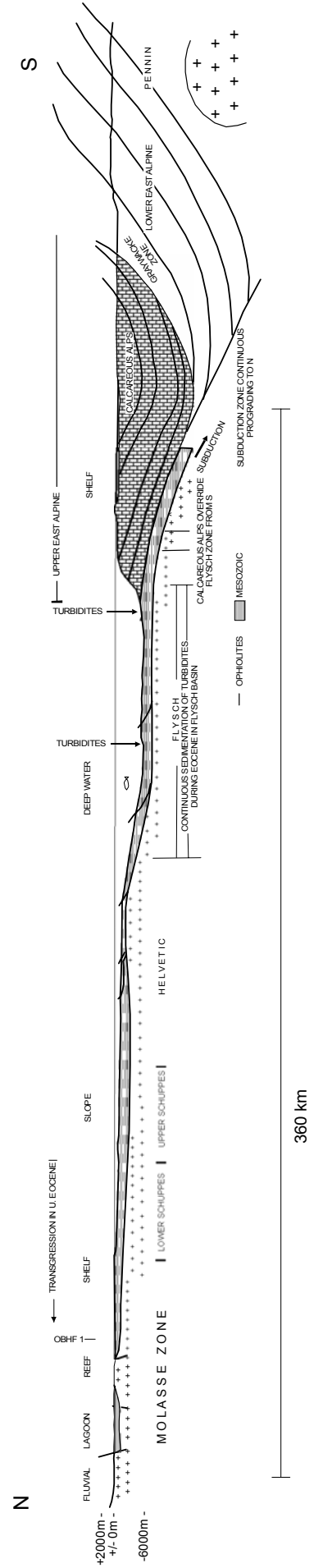


Abb. 2.6: Palinspastische Profile der Entwicklung der Molasseverschuppung auf Höhe der Bohrung Oberhofen 1. A. Oberes Eozän und unteres Oligozän, b. Mittleres und oberes Oligozän (nach WAGNER 1996). Lage der Profile entspricht N-S-Schnitt auf Höhe der Bohrung Oberhofen 1 (siehe Abb. 2.1 und 2.2).

Senken und Hochgebiete strukturiert war. Die obereozäne sedimentäre Abfolge zeichnet sich durch variable Faziesassoziationen aus (Abb. 2.7a). Während des Priaboniums überlagerten flachmarine Bildungen fortschreitend fluviatile und limnische Ablagerungen nach N. Während dieser Periode trennte die sich NW-SE-erstreckende „Zentrale Schwellenzone“ eine flache rückwärtige Lagune von der offenen See (Abb. 2.7b). Algen(*Lithothamnium*)riffe am Top dieser Paläoschwelle sowie tiefer an dieser Schwelle aufgetretene Bryozoen schütteten ihren Schutt in die nördliche Lagune und nach S (WAGNER 1980). Detaillierte Untersuchungen von RASSER (2000) belegen, daß während des Priaboniums das ursprüngliche Relief progressiv ausgeglichen wurde und die Zentrale Schwellenzone ihre dominierende morphologische Ausprägung verlor (Abb. 2.8).

Am südlichen Hang zeichnen unterschiedliche Foraminiferen-Assoziationen sukzessiv tiefere Ablagerungsbereiche nach (Abb. 2.8.a, siehe auch 2.7a). Am distalen, unteren Hangbereich kamen Globigerinenkalke und -mergel zur Ablagerung, die sowohl in der autochthonen Molasse, als auch in den Molasseschuppen angetroffen werden (WAGNER 1998). Im Süden war die topographische Situation während des E/O-Übergangs u.a. gekennzeichnet durch die Ausbildung eines hügeligen Paläo-Oberflächenreliefs in den nördlichen Kalkalpen (KUHLEMANN et al. 2001; siehe auch Abb. 2.6). Während des ältesten Oligozäns vertiefte (Abb. 2.3) und erweiterte sich das Molassebecken sehr schnell (SISSINGH 1997). Die sich einstellenden faziellen und faunistischen Veränderungen sind neben o.g. Beckenveränderungen zusätzlich auf die beginnende Trennung von Paratethys und Proto-Mediterran sowie die globale Klimaveränderung (PROTHERO 1994; BRUCH 1998) zurückzuführen. Im Arbeitsgebiet kam die sedimentäre Bildung der eozänen Karbonatplattform mit Algenriffen zum Erliegen (BACHMANN et al. 1987) und wurde durch die organisch-reiche Schöneck-Formation überlagert.

Vom frühen Oligozän bis in das untere Miozän drangen kalte Bodenwasserströmungen aus E in das Molassebecken ein (DOHMANN 1991). Dieses ozeanographische Phänomen wurde von WAGNER (1998) eingesetzt, um die Bildung organisch-reicher Sedimente infolge der Ausbildung eines Auftriebssystems während dieser Zeit am nördlichen Beckenhang erklären zu können (Abb. 2.5 sowie Erläuterungen in Kap. 1.1.6). Die Verlagerung des nördlichen Beckenrandes durch das nach N wandernde alpine Überschiebungssystem

veränderte die Strömungslinie der kalten Bodenströmungen. Bodenströmungen schnitten in ältere Sedimentserien ein, intensiver im südlichen als im nördlichen Beckenbereich (WAGNER 1996). Diese Erosionsprozesse wurden begleitet von Rutschungen und Trübestromereignissen, aber auch von Sedimentaufarbeitung im tiefen Becken (WAGNER 1996, 1998). Die erwähnte Sedimentaufarbeitung im Beckenzentrum läßt sich durch das Auftreten von Konturiten in Formationen vom Kiscellium bis in das Eggenburgium nachweisen (Abb. 2.9; WAGNER 1996, 1998). Zeitgleich zur Ablagerung der Schöneck-Formation am oberen Hang wurden am unteren Hang Olistolithe, helle Globigerinenmergel und organisch-reiche Lagen abgelagert. Diese Gesteinsabfolgen zeichnen den Übergang zum Stocklettenmergel tiefer Wasserbereiche des Helvetikums nach (NP 19/20), der ab der Nannoplanktonzone NP 21 auch hier „Fischschiefer“-Charakteristika aufweist (DOHMANN 1991). „Fischschiefer“-ähnliche Einlagerungen können als Rutschungen eingeschaltet sein. Die westlichen Beckenbereiche in Bayern wurden durch ca. 1000 m mächtige Turbidit- und Kontouritserien (Deutenhausener Schichten; Abb. 1.8, Abb. 2.10) aufgefüllt.

Synsedimentär-tektonische Prozesse zeichnen W-E-orientierte Störungen nach, ferner das Auftreten von Karbonatsanden sowie in die Schöneck-Formation eingelagerte synsedimentäre Breccien im östlichen Bayern (BUCHHOLZ 1986) und in Oberösterreich.

Die Schöneck-Formation wird von hellweißlichen Mergelsteinen überlagert (Dynow Mergelstein, mittleres Kiscellium, NP 23), die als nannofossilienführende „Chalks“ gedeutet werden. Diese weisen auf eine Ablagerung unter verminderter Salinität hin (BÁLDI 1984; RÖGL 1999; RÖGL et al. 2001).

Tektonisch bedingte Senken im westlichen Beckenteil wurden durch Rutschungen und Turbidite der Puchkirchen-Formation während des Egeriums bis in das untere Eggenburgium aufgefüllt. Liefergebiete stellen sowohl der passive als auch der aktive Beckenrand dar. Im Beckenzentrum wurde dieses Material entlang seiner W-E-Achse wiederaufgearbeitet. Zeitgleich wurden dunkle, laminierte Sedimente der Ebelsberg-Formation am oberen Hang abgelagert. Diese weisen Charakteristika auf, die typisch für Auftriebs-sedimente sind (u.a. Diatomite, Phosphorite, etc.). Auf dem flachen Schelf kam es zur Ablagerung von siltigen Peliten (Eferding-Formation), landnah von Küstensanden (Linzer Sande). Diese verzahnen mit paralischen Peliten der Pielach-

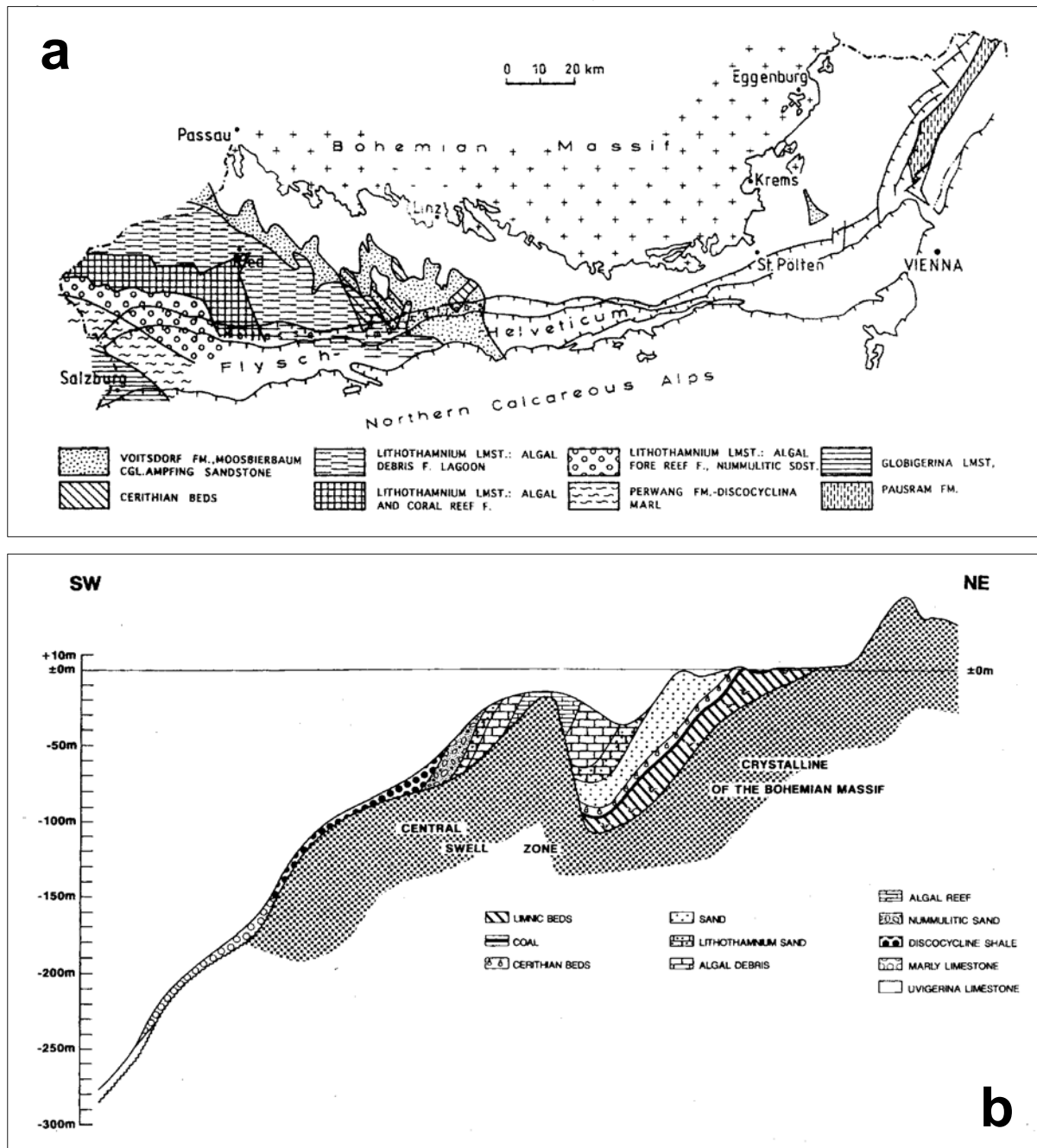


Abb. 2.7: a. Alpen-Karpaten-Vortiefe: Faziesverteilung im späten Eozän und prä-Oligozän, abgedeckte Karte (WAGNER, 1996). b. Fazieschnitt durch das oberösterreichische Molassebecken an der Eozän-Oligozän-Grenze (WAGNER 1998).

Formation und terrigenen Sedimenten der Freistadt-Kefermarkt-Formation (Abb. 2.10; WAGNER 1998).

Nach dem bedeutendsten regionalen submarinen Erosionsprozeß, der das Molassebecken zu Beginn des Eggenburgiums erfasste (~ Beginn „Obere Meeresmolasse“ im östlichen Beckenbereich; „Untere Süßwassermolasse“ ist im östlichen Bereich nicht existent: dort herrschten

bis zum Beginn der „Oberer Süßwassermolasse“ durchgängig marine Bedingungen), schnitten enge Erosionskanäle in Molasseschuppen ein und wurden mit Sedimenten gefüllt. Diese Einheiten wurden als Schuppen wiederum gehoben und rutschten an Flanken ab (Lukasiedt-Formation; Abb. 2.10). Dieser Prozeß wiederholte sich mit der Nordwanderung der Molasseschuppen (Lindach-Formation; WAGNER 1998). Danach füllten

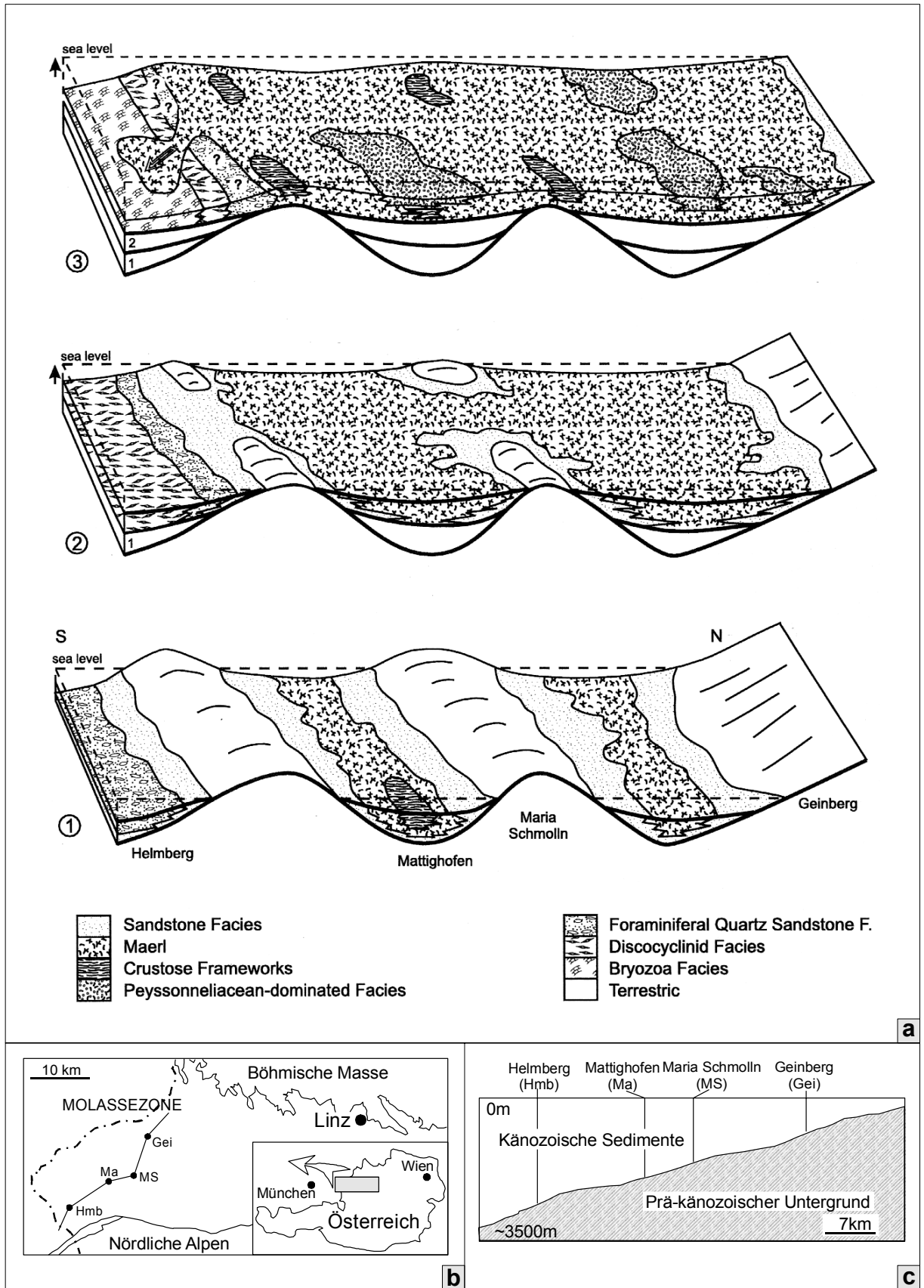


Abb. 2.8.

Seite zuvor Abb. 2.8: Schematische Rekonstruktion der späteoänen Faziesentwicklung (RASSER 2000).

a-Ablagerungsmodell mit relativer Lage der Tiefbohrungen.

b-Übersicht des Arbeitsgebietes und Lage der Tiefbohrungen

c-Profil mit heutigem Einfallen der Europäischen Platte (nicht maßstabsgerecht). Das Profil schneidet zwei E-W-streichende Schwellen: die „Zentrale Schwellenzone“ zwischen Helmberg (Hmb) und Mattighofen (Ma) und eine Schwelle bei Mariaschmoln (MS). Weitere Tiefbohrung bei Geinberg (Gei).

Ablagerungsmodell in a (nach RASSER 2000):

1. Erosion auf morphologischen Hochzonen und Ablagerung in Depressionen begann das Relief mit Quarzsand auszufüllen. Diese Küstensande verzahnen sich im nördlichen Gebiet lateral mit der „Coralline Quartz Sandstone Facies“, letztere mit der „Branched Coralline Facies“ oder „Coralline Detritus Facies“. „Maerl“ (Rotalgenschutt)-Sedimente bedecken weite Areale und werden z.T. von Kanälen mit Quarzsandfüllung durchschnitten.

2. Massive „Maerl“-Bildung im nördlichen Bereich füllt zunehmend das Paläo-Relief aus. Der terrigene Eintrag wird durch den steigenden Meeresspiegel vermindert. Die sich parallel dazu verstärkende Wasserströmung fördert den Eintrag von korallinem Detritus. Das weiche Sedimentsubstrat verhindert das Wachstum koralliner Algen.

3. Mit zunehmender Beckensubsidenz erhöht sich der Meeresspiegel und erfaßt ebenfalls den nördlichen Küstenrand (Geinberg). Terrigenes Material tritt nur an der Küste auf, die beckenwärtigen Hochzonen sind vollständig überflutet. Im nördlichen Bereich kompensiert die Karbonatsedimentationsrate den steigenden Meeresspiegel, im S herrscht eine geringere Sedimentationsrate. In der „Maerl“-Fazies tritt nur untergeordnet intensive Fragmentierung auf. Krustose Algenbildungen treten auf morphologischen Hochzonen auf. Die Bryozoenfazies wurde unterhalb der photischen Zone gebildet. Bioklastische Packstones und koralliner Detritus wurden aus nördlichen Bereichen in Form von Grainflows transportiert unter Aufarbeitung von Bryozoen und Glaukonit.

bis in das Ottangium „Schlier“-Sedimente das Becken mit feinkörnigen Siliziklastika, die unter starken Strömungs- und Erosionsbedingungen abgelagert wurden und sandige Zwischenschaltungen führen (z.B. Atzbach Sande), die genetisch als subtidale Sande unter dem Einfluß starker Tidalströmungen interpretiert werden (z.B. FAUPL & ROETZEL 1987).

Im Ottangium zeichnet sich jede Formation an der Basis und am Top durch submarine Erosionserscheinungen aus. Mit der Sedimentation der Oncophora-Schichten im oberen Ottangium (Abb. 2.10) vollzieht sich endgültig die ostwärts gerichtete Regression der Paratethys aus dem Untersuchungsgebiet.

Aus der Zeit nach der Regression der Para-

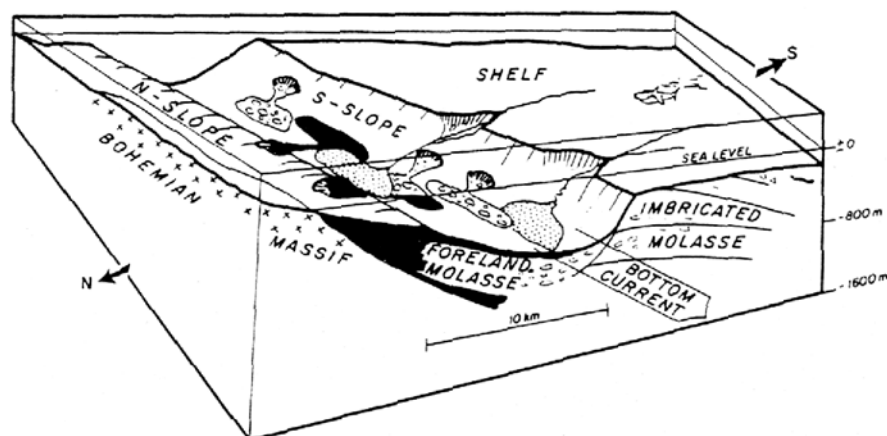


Abb. 2.9: Ablagerungsmodell für die tiefmarine Paläogeographie während des basalen Eggenburgium (22 Ma v.h.; WAGNER 1996).

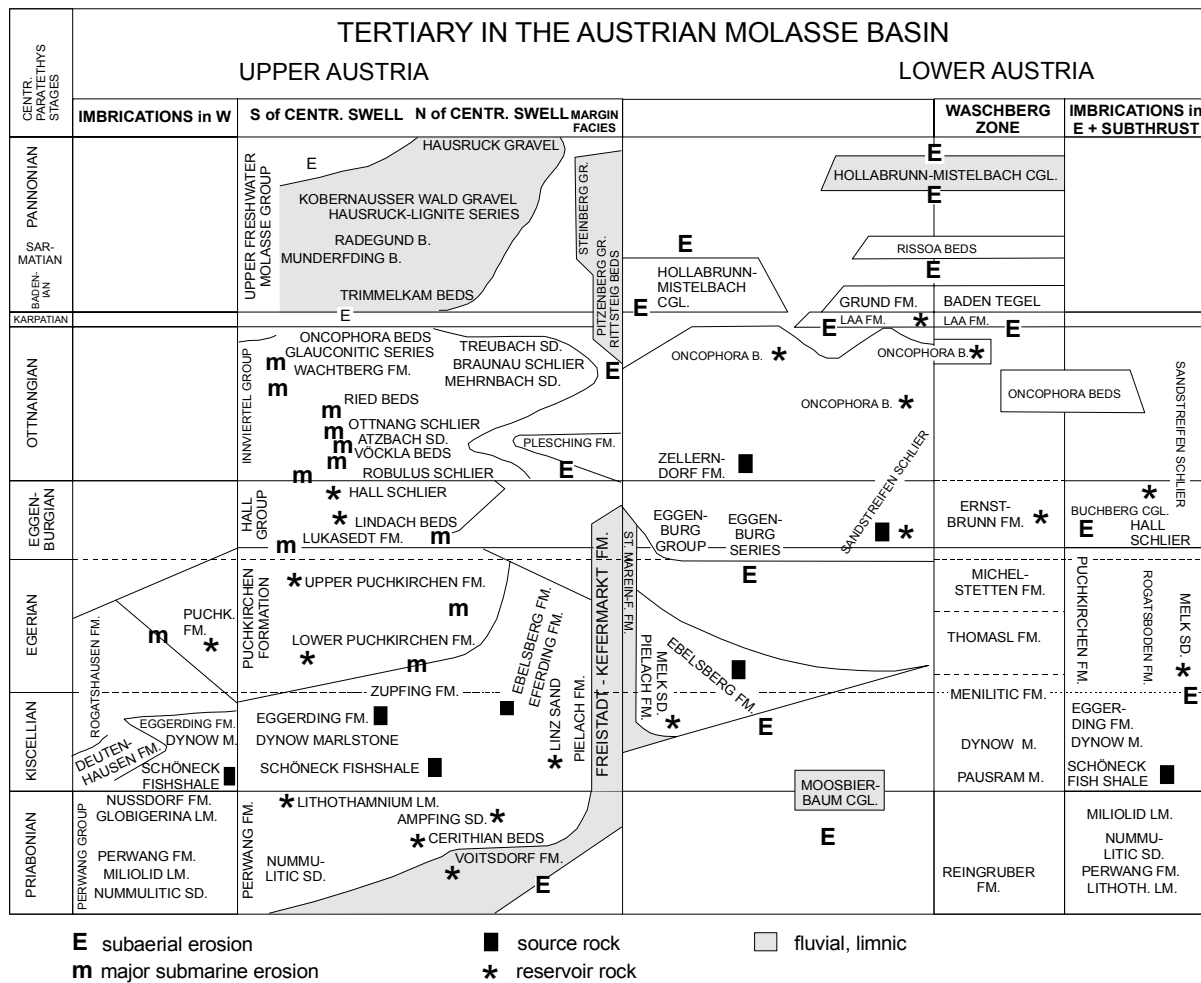


Abb. 2.10: Stratigraphie des Tertiärs im österreichischen Molassebecken (WAGNER 1998).

tethys am Ende des Otnangiums sind fluviatile Sedimente (mit stark unterschiedlichen Schüttungsrichtungen durch Schuppenexhumierung auf dem sich hebenden Perwang-Block) sowie lakustrine Sedimente und Braunkohlen des Badeniums, Sarmatiums und Pannoniums bekannt (Abb. 2.10; WAGNER 1998).

Die post-eozäne Entwicklung des nordalpinen Vorlandbeckens in Abhängigkeit der alpinen Tektonik war in den letzten Jahren Gegenstand intensiver Forschung durch die Tübinger Arbeitsgruppe um W. FRISCH und J. KUHLEMANN (2002 und darin aufgeführte Zitate ihrer bisherigen Arbeiten zu diesem Thema). Ihre Arbeiten belegen, daß die Faziesverteilung der Beckenfüllung durch unterschiedlich intensive tektonische Prozesse an der unmittelbaren Überschiebungsfront der Alpen, andererseits durch unterschiedlich starke Sedimenteinträge gesteuert wurde. Zwischen 33 und 21 Ma v.h. wird die Regressionstendenz von der

„Unteren Meeresmolasse“ zur „Unteren Süßwassermolasse“ auf zunehmende Sedimentzufuhr durch den aufsteigenden Alpenkörper zurückgeführt. Verminderte Überschiebungsraten im westlichen und zentralen Molassebecken waren Ursache der vor 20 Ma v.h. wieder einsetzenden marinen Bedingungen („Obere Meeresmolasse“). Zwischen 17 - 12 Ma v.h. führte Sedimentüberschub letztendlich zur Ablagerung unter kontinentalen Bedingungen („Obere Süßwassermolasse“), die von Westen nach Osten diachron abnehmend beendet wurde, speziell im Ostalpenraum vor ca. 6 - 5 Ma v.h.

Während des Höhepunktes der Vergletscherung im Pleistozän erfüllten mächtige Eisströme die Täler der Ostalpen. Im Vorland bildeten sich Tundren (z.T. mit Lößbildung), die von Flüssen durchschnitten wurden und glaziofluviatile Sedimente in Terrassenform hinterließen (PENCK & BRÜCKNER 1909; VAN HUSEN 1987).

3. Untersuchungsstrategie

Das Untersuchungsmaterial wurde entsprechend der Kenntnis der Morphologie des Molassebeckens während des E/O-Übergangs ausgewählt. Die Beckenkonfiguration zeichnete sich durch einen sehr engen Schelf, aber steilen morphologischen Gradienten zum Beckenzentrum aus (WAGNER 1996, 1998). Die untersuchten Bohrkerne entsprechen einem SW-NE-Transect über den nördlichen Beckenhang, repräsentieren Material des Beckenzentrums/unteren Hangs (Bohrung Oberhofen1) bis zum oberen Hang (Bohrungen Dietach1, Oberschauersberg1, Rappersdorf2, Fischlham1; Abb. 3.1) und wurden mittels kalkigem Nannoplankton biostratigraphisch zониert (siehe Kap. 4. Stratigraphie).

Die Bohrkerne wurden von der Rohölaufsuchungsgesellschaft RAG (Wien) nebst zusätzlichem Datenmaterial (u.a. Teufe, Mächtigkeitsverteilung der Schöneck-Formation im Konzessionsgebiet der RAG etc.) zur Verfügung gestellt. Es sind Intervalle des E/O-Übergangs der Bohrungen Fischlham 1 (Fi1, 1970 abgeteuft), Dietach 1 (Di1, 1972), Rappersdorf 2 (Ra2, 1977), Oberhofen 1 (Obhf1, 1981/82) und Oberschauersberg 1 (Osch1, 1985), die fast vollständige Abfolgen der Schöneck-Formation nebst Liegendem und Hangendem kernten bis auf die Bohrung Obhf1 (Abb. 3.2).

Bis auf die Bohrung Obhf1 stammt das Untersuchungsmaterial aus Bohrungen, die in der unge-

falteten autochthonen Molasse abgeteuft wurden.

Das Kernmaterial der Schöneck-Formation der Aufschlußbohrung Obhf1 entstammt dem autochthonen Molasseanteil unterhalb zweier Schuppenpakete aus allochthoner Molasse (Abb. 2.2). Diese Bohrung wurde 1,4 km südlich der Flyschstirn abgeteuft und ist die tiefste Bohrung Oberösterreichs (Wagner et al. 1986). In dieser Bohrung ist die gesamte höhere Kreide erodiert, da Oberhofen am SE-Rand der Zentralen Schwellenzone lag. Höheres Eozän transgrediert unmittelbar auf Oberjura bzw. „Purbeckien“, da kretazische, paläozäne und tiefere eozäne Sedimente nicht entwickelt sind. Über basalen, eozänen Sandsteinen und Nummuliten- und Discocyclinen-führenden Kalkmergelsteinen ist die Schöneck-Formation als graubrauner Kalk- und Tonmergelstein ausgebildet, in dem kleine Nummuliten und Flabellipecten eingelagert sind sowie eozäner Lithothamnien-schutt eingeglimmt ist (WAGNER et al. 1986).

In der Bohrung Osch1 stand zusätzlich eine vollständige Abfolge des Dynow Mergelsteins sowie dessen Übergang zu wiederum organisch-reichen Sedimenten der Eggerding-Formation („Bändermergel“) zu Untersuchungszwecken zur Verfügung.

Zielsetzung der Probenahme war die feinskalige Auflösung sedimentärer und geochemischer Veränderungen im Übergangsbereich vom Eozän zum Oligozän. Zu diesem Zweck erfolgte eine

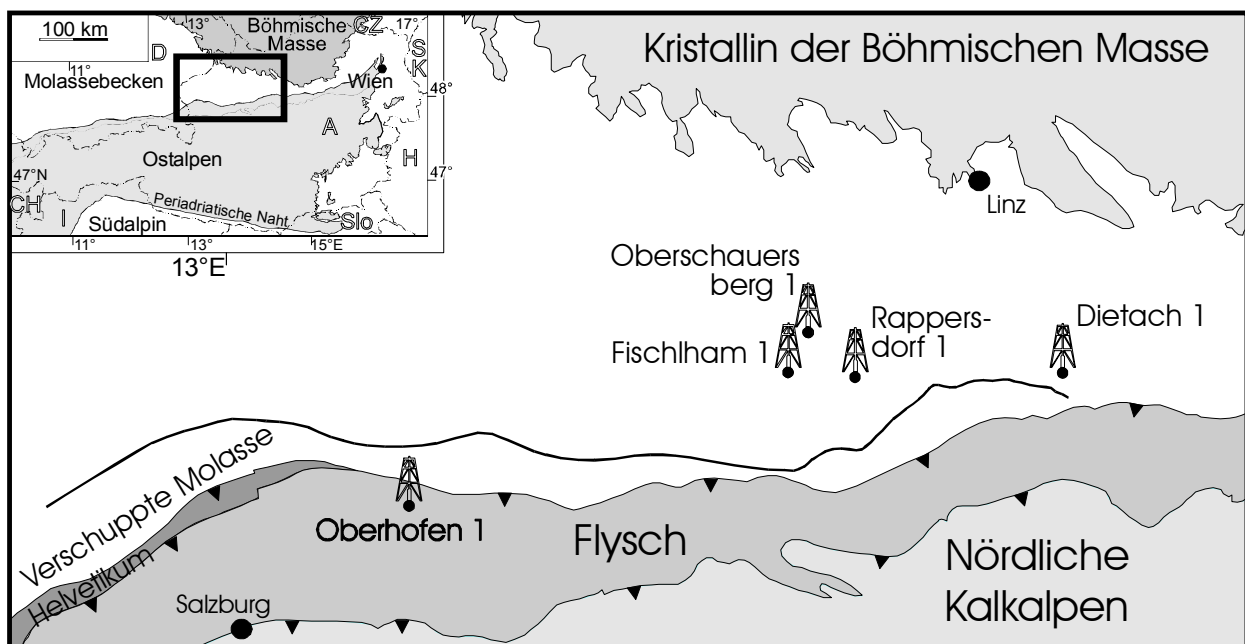


Abb. 3.1: Lage des Arbeitsgebietes mit Lage der Bohrungen

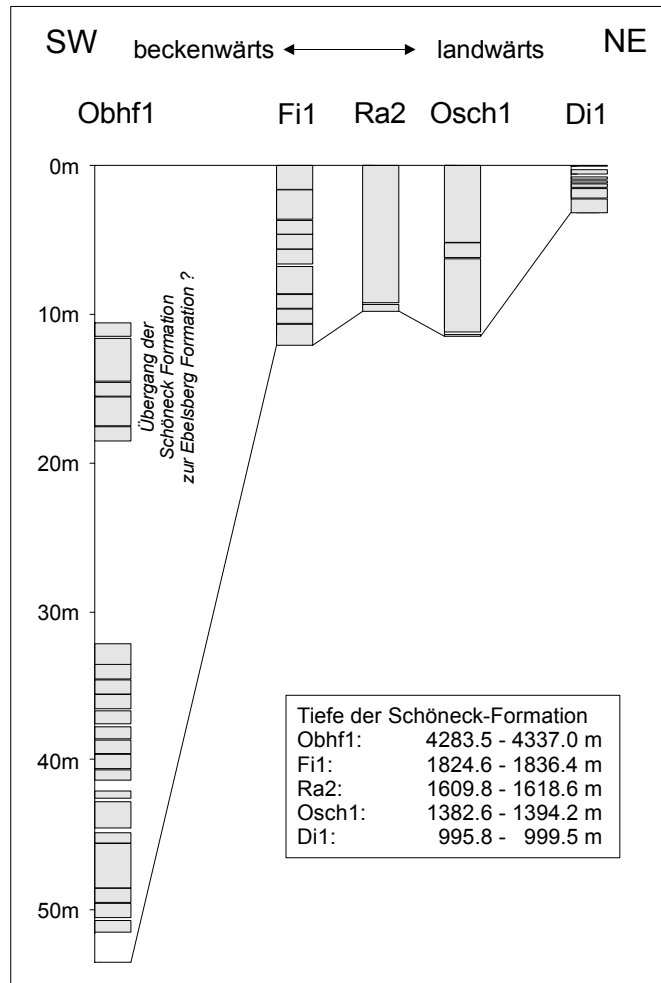


Abb. 3.2: Mächtigkeit, Teufenlage und Verfügbarkeit der Schöneck-Formation in den Bohrungen Oberhofen 1 (Obhf1), Fischham 1 (Fi1), Rappersdorf 2 (Ra2), Oberschauersberg 1 (Osch1) und Dietach 1 (Di1).

detaillierte Bohrkernaufnahme und fotografische Dokumentation der Schöneck-Formation an Bohrkernen von fünf Bohrungen (Abb. 3.1). Im Anschluß wurde eine hochauflösende Probenahme der Schöneck-Formation in den Bohrungen Osch1, Fi1 und Obhf1 sowie des Dynow Mergelsteins in der Bohrung Osch1 durchgeführt (Probenahme-strategie im Anhang). Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde ferner das Probenmaterial der Bohrung Fi1 untersucht (DETERT 2000). Ausgewählte Proben der Bohrung Fi1 wurden zur Klärung der

Stratigraphie auf kalkiges Nannoplankton untersucht (BÁLDI-BEKE 2001). Ein Stratigraphiebericht zum Kernmaterial der Bohrung Obhf1 wurde durch die RAG zur Verfügung gestellt (SPEZZAFERRI & CORIC 2002).

An ausgewähltem Probenmaterial wurden detaillierte mikroskopische, organisch-/anorganisch-geochemische sowie isotopengeochemische Untersuchungen durchgeführt (Analytikschema im Anhang).

4. Stratigraphie

Der Fischschiefer in der oberösterreichischen Molasse (hier: Schöneck-Formation) wurde von BÁLDI (1984) stratigraphisch der oberen Nannoplanktonzone NP 21 sowie der gesamten NP 22 zugeordnet. DOHMANN (1991) erweiterte das Alter der Schöneck-Formation in der bayrischen und oberösterreichischen Molasse auf die gesamten Nannoplanktonzonen NP 21 und NP 22. Untersuchungen von KRHOVSKÝ et al. (2001) hingegen belegen, daß das Hangende der Schöneck-Formation in der oberösterreichischen Molasse, der Dynow Mergelstein, in der Waschbergzone Niederösterreichs nur den mittleren Teil der NP 23 umfaßt. Letzteres wäre mit einer Verschiebung des Hangenden der Schöneck-Formation hin zu einem jüngeren Alter verbunden. Da ein vergleichbares Alter des Dynow Mergelsteins ebenfalls in der Ždánice Einheit der westlichen Karpaten (Südliches Mähren, Tschechei; KRHOVSKÝ et al. 2001) ermittelt wurde, kann ein beckenweites, isochrones Alter des Dynow Mergelsteins in der zentralen Paratethys vermutet werden.

Bohrung Fischlham 1

Die stratigraphische Eingrenzung der Schöneck-Formation in der Bohrung Fischlham 1 erfolgte mittels Auswertung des stratigraphisch-aussagekräftigen, kalkigen Nannoplanktons durch BÁLDI-BEKE (2001; Tab. 1, 2). Als Untersuchungsmaterial dienten sieben Proben der Bohrung Fi1 (Abb. 4.1), die aufgrund ihrer geringen klastischen Beeinflussung als Referenz für das Sedimentationsgeschehen am oberen Hang gewählt wurde (vergleichbare sedimentäre Entwicklung von Fi1, Ra2 und Osch1; siehe entsprechende Abbildung im folgenden Kap. 5.1). Ungeeignet für die Fragestellung war das Material des unteren Bereiches der Bohrung Obhf1 aufgrund der starken strömungsbedingten Aufarbeitung im unteren Bereich (siehe entsprechende Abbildungen im Kap. 5.1).

Die Entwicklung des kalkigen Nannoplanktons zeigt an der E/O-Grenze, die in die Nannoplanktonzone NP 21 fällt (RÖGL 1996, 1998b; in der bayrischen und österreichischen Molasse NP 20/NP 21-Grenze nach MARTINI 1981), keinen markanten Entwicklungsschnitt. Ferner fehlen im Untersuchungsmaterial die stratigraphisch relevanten, späteozänen Hantkeninen (siehe hierzu Kap. 1.1.2). Unter Hinzuziehung publizierter Daten benachbarter Beckenbereiche erlauben die vorliegenden Untersuchungsergebnisse somit eine grobe Abschätzung der stratigraphischen Zuord-

nung.

Die Zusammensetzung des Nannoplanktons im Untersuchungsmaterial ist ausschließlich autochthoner Natur und zeigt lediglich geringfügige Veränderungen. Letzterer Aspekt ist wichtig, da die Zuordnung von Zonengrenzen jeweils auf dem letzten Auftreten einzelner Spezies basieren (LO = last occurrence).

Die Probe I (siehe entsprechende Probensignaturen in Abb. 4.1) läßt sich definitiv der Nannoplankton-Zone NP 20 zuordnen aufgrund des Auftretens von *Discoaster saipanensis* (LO dieser Spezies definiert die NP 20/NP 21-Grenze). Das Probenmaterial ist jünger als NP 19, da *Isthmolithus recurvus* nachgewiesen werden konnte. Die Zonen NP 19 und NP 20 können nicht getrennt werden. *Ericsonia subdisticha* wurde nachgewiesen und gilt als charakteristische Spezies des jüngsten Oligozäns. Jedoch wurde *E. subdisticha* auch schon im ältesten Eozän nachgewiesen (PERCH-NIELSEN 1985).

Die Proben II und III weisen ähnliche Nannoplankton-Zusammensetzungen auf und werden der NP 21 zugeordnet (*Ericsonia subdisticha*). Der Nachweis von *Cyclococcolithus formosus* erlaubt keine jüngere Alterseinstufung.

Das Sedimentmaterial der Proben IV, V und VI läßt sich eindeutig als der NP 21 zugehörig einordnen, da *Lanternithus minutus* und *Zygrhablithus bijugatus* durchgängig auftreten, als auch *Cyclococcolithus formosus* nachgewiesen werden konnte. *Reticulofenestra lockeri* (in Probe VI) stellt eine jüngere Form der oligozänen *Reticulofenestrae* dar. Der Entwicklungshöhepunkt von *Lanternithus minutus* sowie *Zygrhablithus bijugatus* wird erst innerhalb der NP 21 erreicht (NAGYMAROSY 1992).

Die Nannoplankton-arme Probe VII wird nach BÁLDI-BEKE (2001) ebenfalls der NP 21 zugeordnet.

Das Probenmaterial der Schöneck-Formation der Bohrung Fi1 enthält somit Nannoplankton, das charakteristisch für die Zone NP 19-20 (z.B. *Discoaster saipanensis*, *Isthmolithus recurvus*) sowie NP 21 ist (z.B. *Ericsonia subdisticha*, *Cyclococcolithus formosus*). Die auf die sedimentäre Entwicklung der Schöneck-Formation übertragbaren Ergebnisse belegen, daß die Grenze zwischen den Nannoplanktonzonen NP 19-20 und NP 21 (34,2 Ma v.h.; Absolutalter nach BERGGREN et al. 1995; siehe hierzu Abb. 1.3) innerhalb der Basis der Einheit "b" der Bohrung Fi1 liegt, und somit 7,5 m unterhalb des Tops der Schöneck-Formation (Abb. 4.1; detaillierte lithologische

Tab. 1: Nannoplankton des Probenmaterials (BÁLDI-BEKE 2001).
 Probennummern in Abb. 4.1.

Proben-Nummer	I	II	III	IV	V	VI	VII
Spezies							
<i>Discolithina multipora</i> (KAMPTNER) MARTINI				3	1		
<i>Isthmolithus recurvus</i> DEFLANDRE	3						
<i>Zygrhablithus bijugatus</i> (DEFLANDRE) DEFLANDRE		1		S	S	S	
<i>Lanternithus minutus</i> STRADNER				S	G	S	
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	G	S	S	G	G	S	4
<i>Ericsonia subdisticha</i> (ROTH et HAY) ROTH	2	1-2	1				
<i>Cyclococcolithus formosus</i> KAMPTNER	4	4	2	S	G	S	?1
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY	G	S	1-2	S	1-2	1-2	
<i>Chiasmolithus oamaruensis</i> (DEFLANDRE) HAY et al.		1					
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY, MOHLER et WADE) ROTH	H	H	G	G	G	G	S
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI	S	2	S	S	1-2	1-2	
<i>Reticulofenestra lockeri</i> MÜLLER						1	
<i>Discoaster saipanensis</i> BRAMLETTE et RIEDEL	1						
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (GRAN et BRAARUD) DEFLANDRE	1			2	S		1
<i>Sphenolithus pseudoradians</i> BRAMLETTE et WILCOXON				1			

*Abnehmende Anzahl im Probenmaterial: häufig (H); gelegentlich (G); selten (S); Anzahl der auftretenden Spezies (Zahl).

Tab. 2: Stratigraphische Spannweite des nachgewiesenen Nannoplanktons im Probenmaterial (BÁLDI-BEKE 2001).

Zonen	NP 16-17	NP 18	NP 19-20	NP 21	NP 22	NP 23	NP 24-25
Spezies							
<i>Discolithina multipora</i> (KAMPTNER) MARTINI							
<i>Isthmolithus recurvus</i> DEFLANDRE			←				
<i>Zygrhablithus bijugatus</i> (DEFLANDRE) DEFLANDRE							
<i>Lanternithus minutus</i> STRADNER							
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER							
<i>Ericsonia subdisticha</i> (ROTH et HAY) ROTH							
<i>Cyclococcolithus formosus</i> KAMPTNER				→			
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) BUKRY							
<i>Chiasmolithus oamaruensis</i> (DEFLANDRE) HAY et al.		←					
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY, MOHLER et WADE) Roth							→
<i>Reticulofenestra umbilica</i> (LEVIN) MARTINI et Ritzkowski	←				→		
<i>Reticulofenestra lockeri</i> MÜLLER							
<i>Discoaster saipanensis</i> BRAMLETTE et RIEDEL			→				
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (GRAN et BRAARUD) DEFLANDRE							
<i>Sphenolithus pseudoradians</i> BRAMLETTE et WILCOXON							

* Zonenmarker an der Basis: ← oder am Top: → einer definierten Zone.
 Weiße Felder sind extreme Ausnahmen.

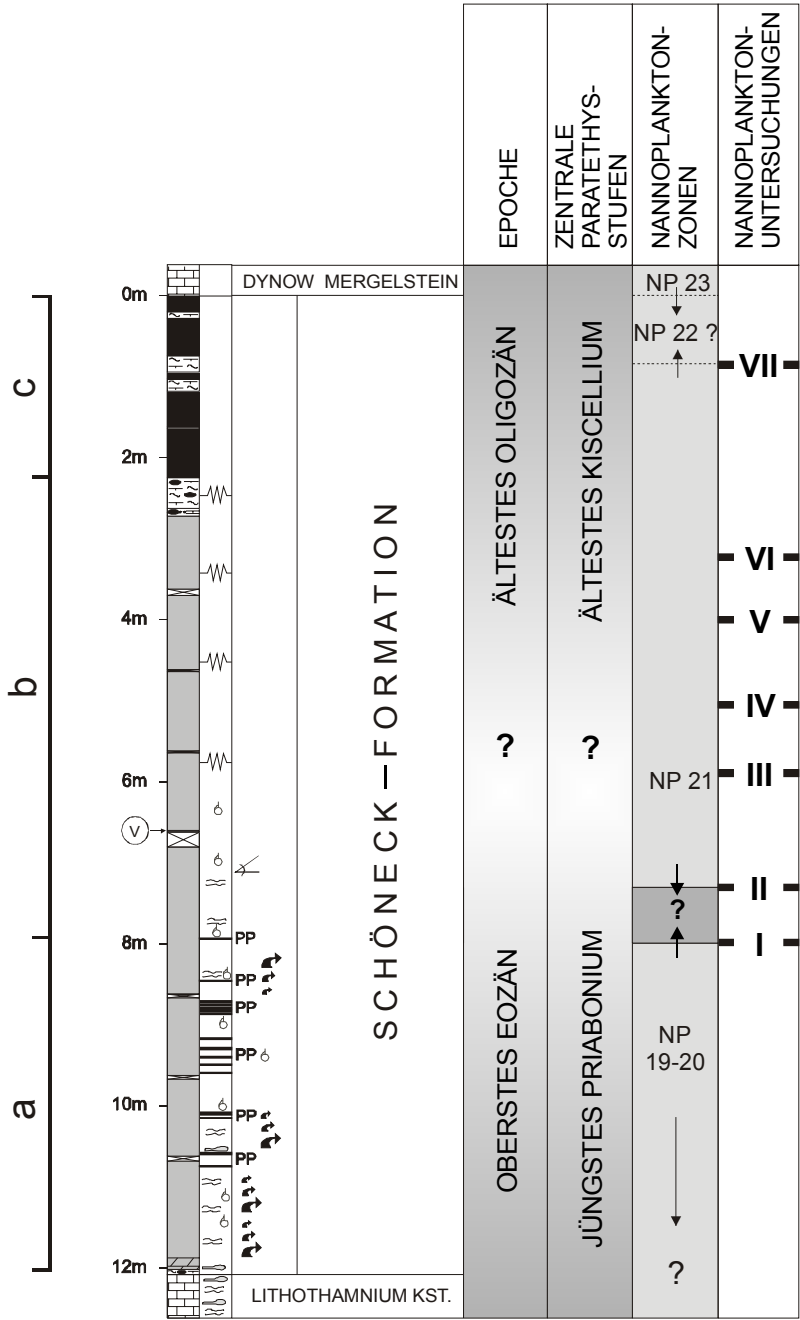


Abb. 4.1: Nannoplankton-Stratigraphie der Bohrung Fischlham 1.

Beschreibung in Kap. 5.1). Die Nannoflora im Mergelsteinhorizont der Einheit "c" (Probe VII, 0,9 m unterhalb des Formationsendes) zeigt sich wenig aussagekräftig, wird aber nach BÄLDI-BEKE (2001) der NP 21 zugeordnet. Daher scheint die NP 21/NP 22-Grenze (32,8 Ma v.h.) im oberen Teil der Einheit "c" zu liegen (das untersuchte Probenmaterial ist gänzlich älter als NP 22, da *Cyclococcolithus formosus* als Zonenmarker der NP 21/NP 22-Grenze in sämtlichen Proben auftritt).

Die oben ausgeführte Interpretation sowie die

Alterseinstufung des Dynow Mergelsteins (NP 23; z.B. in RÖGL et al. 2001) lassen eine niedrige Sedimentationsrate während der NP 22 (ca. 0,7 Ma) vermuten, die durch das untersuchte Probenmaterial nicht nachgewiesen werden konnte. Die Eozän/Oligozän-Grenze (33,7 Ma v.h.) liegt somit im unteren Bereich der NP 21, folglich innerhalb der Basis der Einheit "b" der Bohrung Fil. Aufgrund der vergleichbaren sedimentären Entwicklung kann die Nannoplankton-Zonierung der Bohrung Fil auf die Schöneck-Formation in den Bohrungen Rappersdorf 2 und Oberschauersberg 1

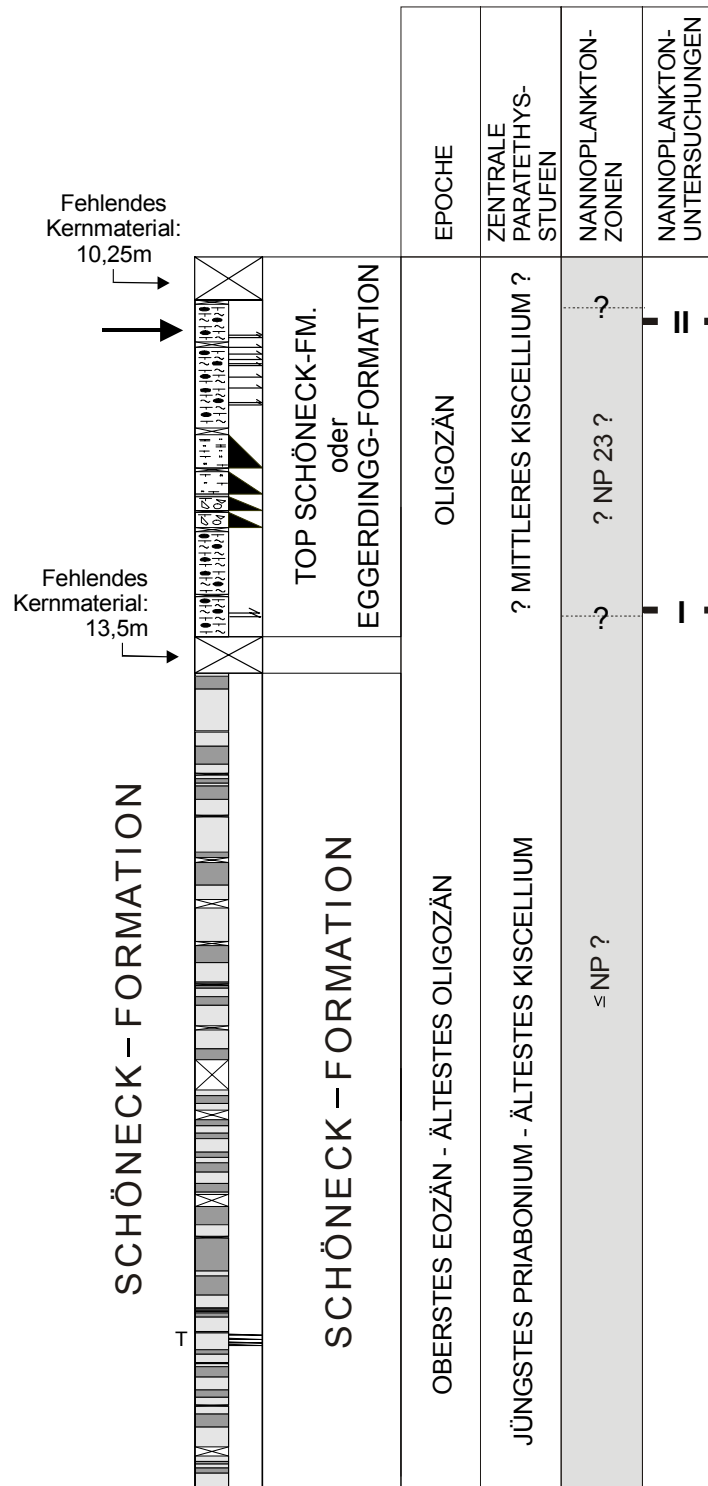


Abb. 4.2: Nannoplankton-Stratigraphie der Bohrung Oberhofen 1.

Pfeil verweist auf (a) erstes Auftreten von helleren Mergelsteinen wie in Einheit "c" der Bohrung Fi1, Ra2 und Osch1 oder auf (b) helle Mergelsteinlagen innerhalb des Rupel Tonmergels.

übertragen werden. Sedimente der Schöneck-Formation mit einem NP 22-Alter konnten an der Basis der Bohrung Di 1 nachgewiesen werden (C. MÜLLER, frdl. mündl. Mitt.). Ältere Gesteine dieser Bohrung fehlen möglicherweise aufgrund von Rutschungen oder submariner Erosion.

Bohrung Oberhofen 1

Im Kernmaterial der Bohrung Oberhofen1 wurde im verfügbaren, oberen Kernintervall sowie im Hangenden der Versuch einer biostratigraphischen Zonierung mittels planktischer und benthischer Foraminiferen sowie kalkigen Nanno-

planktons durchgeführt (SPEZZAFERRI & CORIC 2002). Im für diese Arbeit verfügbaren Kernmaterial wurden zwei Proben (I, II) bearbeitet (Abb. 4.2).

Die hangende Probe II führte keine biostratigraphisch auswertbaren Foraminiferen. Das kalkige Nannoplankton besteht weder aus primären noch sekundären Zonenmarkern. Lediglich das Auftreten von *Lanternithus minutus* verweist nach dieser Studie auf den unteren Bereich der Zone NP 23. Der Entwicklungshöhepunkt von *Lanternithus minutus* sowie von *Zygrhablithus bijugatus* wird jedoch erst innerhalb der NP 21 erreicht (NAGYMAROSY 1992) und als Beleg für ein entsprechendes NP 21-Alter in der Bohrung Fi1 von BÁLDI-BEKE (2001) interpretiert. In der liegenden Probe I aus der Basis des oberen Kernintervalls der Bohrung Obhf1 (siehe Abb. 4.2) wurden die beiden benthischen Foraminiferen *Uvigerina moravia* und *Uvigerina steyri* nachgewiesen. Ihr gemeinsames Auftreten wird als indikativ für den „Rupel Tonmergel“ interpretiert. Die Untersuchung des kalkigen Nannoplanktons

von SPEZZAFERRI & CORIC (2002) ergab eine Alterseinstufung in die Nannoplanktonzone NP 23. Diese Interpretation beruht auf dem Fehlen von *Reticulofenestra umbilica* und dem Nachweis von *Sphenolithus distentus*. Das dominante Auftreten von *Lanternithus minutus* in der untersuchten Probe wird in dieser Studie biostratigraphisch nicht berücksichtigt, von BÁLDI-BEKE (2001) jedoch als wesentliches Kriterium für eine Einstufung in die NP 21 gedeutet.

Unter Berücksichtigung eines bis in die Nannoplanktonzone NP 23 reichenden Alters der Schöneck-Formation (siehe Beginn dieses Kapitels), eines nur den mittleren Teil der NP 23 umfassenden Alters des Dynow Mergelsteins im Untersuchungsgebietes (vgl. KRHOVSKÝ et al. 2001) und der aus der biostratigraphischen Untersuchung resultierenden Unsicherheit wird das obere Kernintervall der Bohrung Obhf1 in dieser Arbeit sowohl als jüngere distale Fazies der Schöneck-Formation, als auch der Eggerding-Formation diskutiert.

5. Schöneck-Formation

5.1. Sedimentologie

Die Mächtigkeitsverteilung der Schöneck-Formation kann in zwei Bereiche gegliedert werden. Am oberen Hang betragen die Mächtigkeiten 0-20 m. SSW der zentralen Schwellenzone vom unteren Hang zum Beckenzentrum steigen die Mächtigkeiten rapide an (Abb. 5.1.1b; unter Berücksichtigung der problematischen Nannoplankton-Zonierung der Schöneck-Formation am unteren Hang in der Bohrung Obhf1, siehe Kap. 4).

Syn- und postsedimentäre tektonische Prozesse waren wesentliche, die heutige Mächtigkeitsverteilung steuernde Faktoren. W-E-streichende, antithetische und synthetische Extensionsstörungen als Folge der synsedimentären Beckensubsidenz an der E/O-Grenze konnten sich weiterhin zu dex-

tralen und sinistralen Seitenverschiebungen durch Transpression entwickeln. Die initial ausgeprägten Extensionsstörungen förderten lokal unterschiedlich ausgeprägte Sedimentakkumulationsbereiche. Postsedimentäre, tektonische Prozesse haben z.T. zu weiteren Mächtigkeitsveränderungen geführt, da mehrere Störungen die oberen Bereiche der Schöneck-Formation in den Bohrungen Ra2 und Obhf1 versetzen (Abb. 5.1.2, 5.1.3). Insbesondere tektonisch eingeschuppte Olistolithe in Obhf1 können die ursprüngliche Mächtigkeit drastisch verändern.

Die beschriebenen tektonischen Einflußfaktoren haben weitere synsedimentäre, mächtigkeitsverändernde Prozesse gefördert, im wesentlichen Erosion und Rutschungen frischen Sedimentmaterials innerhalb der Schöneck-Formation

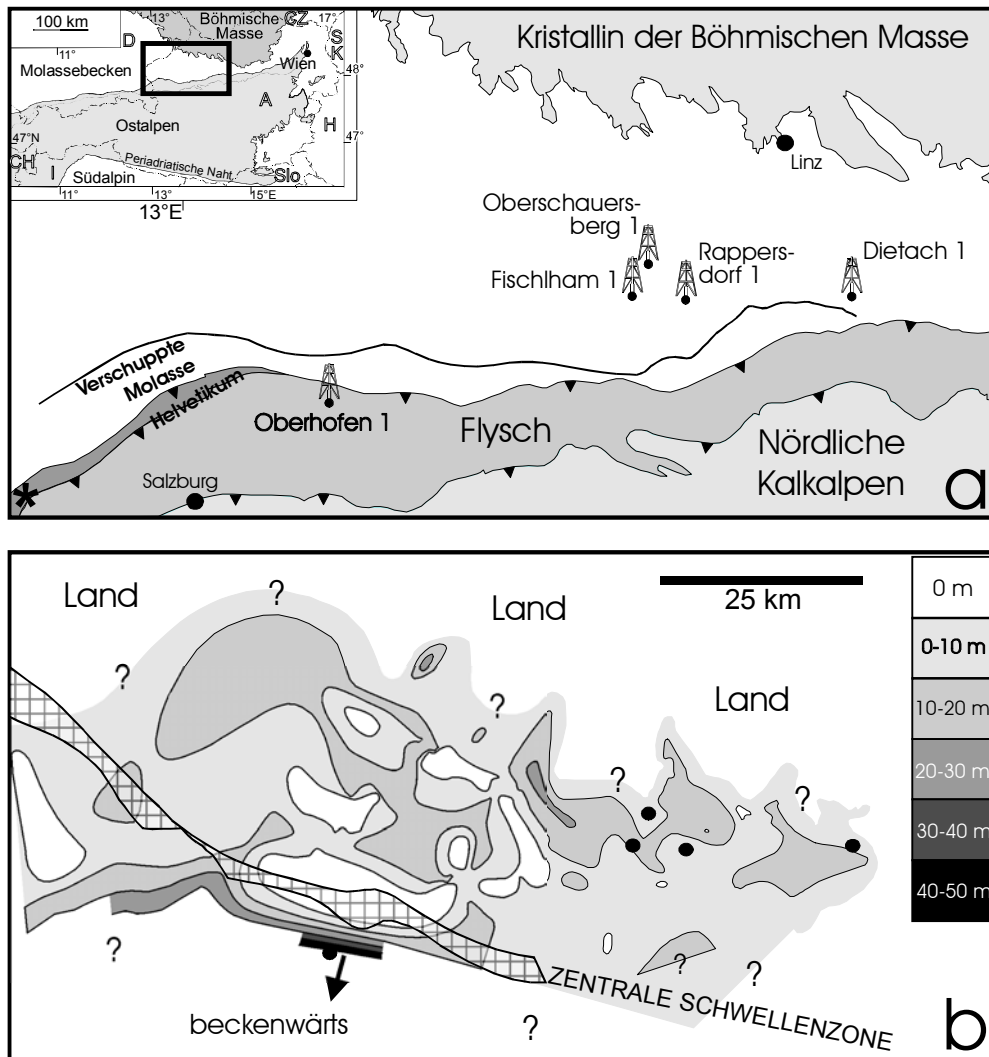


Abb. 5.1.1: a. Arbeitsgebiet mit Lage der Bohrungen, b. Mächtigkeit der Schöneck-Formation in Abhängigkeit der paläogeographischen Situation (verändert nach Schulz et al., 2002; Darstellung von Daten der RAG, Wien). Sternsignatur unten links in b verweist auf Aufschlüsse der Schöneck-Formation im Galon-Graben.

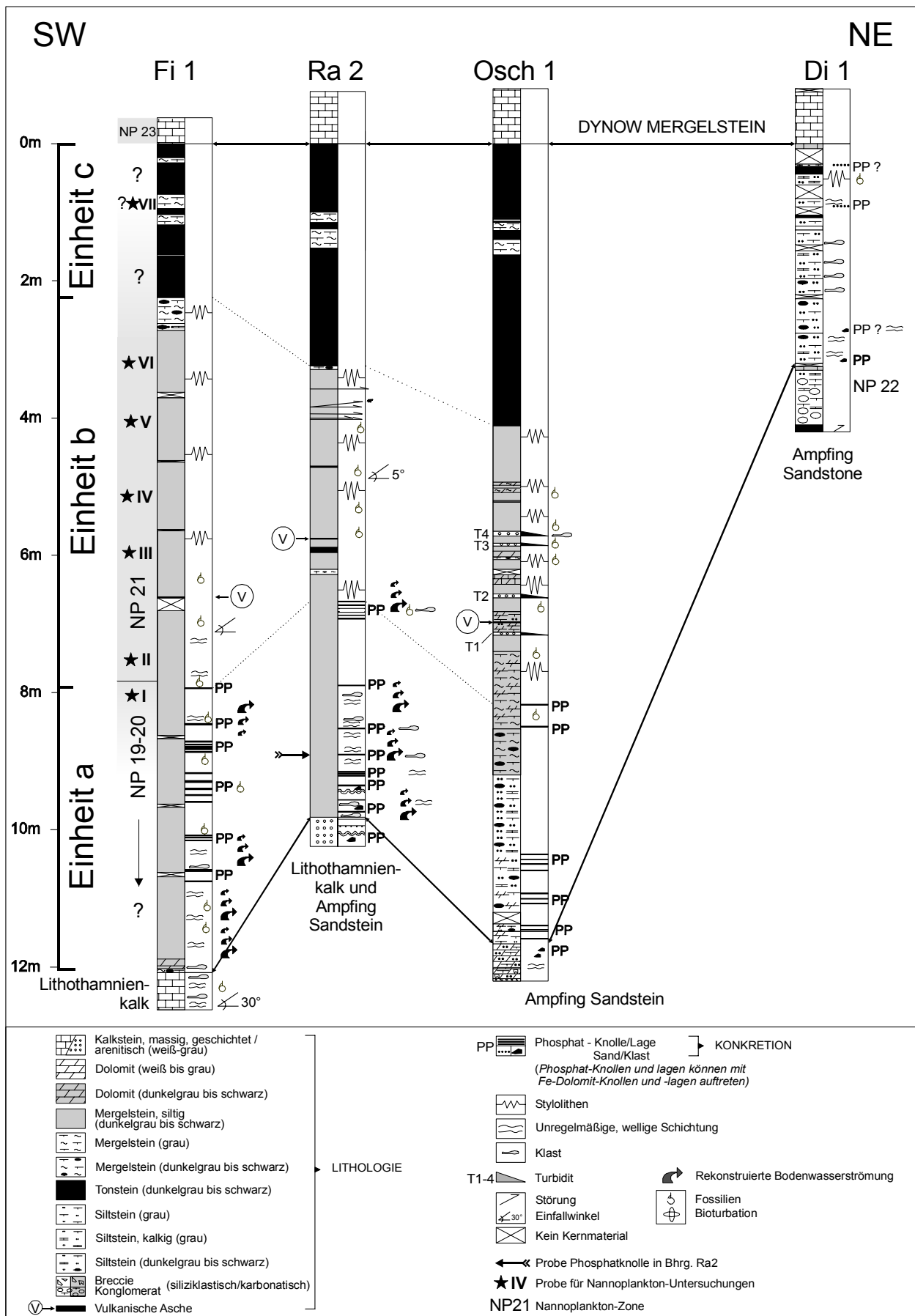


Abb. 5.1.2: Lithologie der Schöneck-Formation in den Bohrungen Fischham 1 (Fi1), Rappersdorf 2 (Ra2), Oberschauersberg 1 (Osch1) und Dietach 1 (Di1) am oberen Hang (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

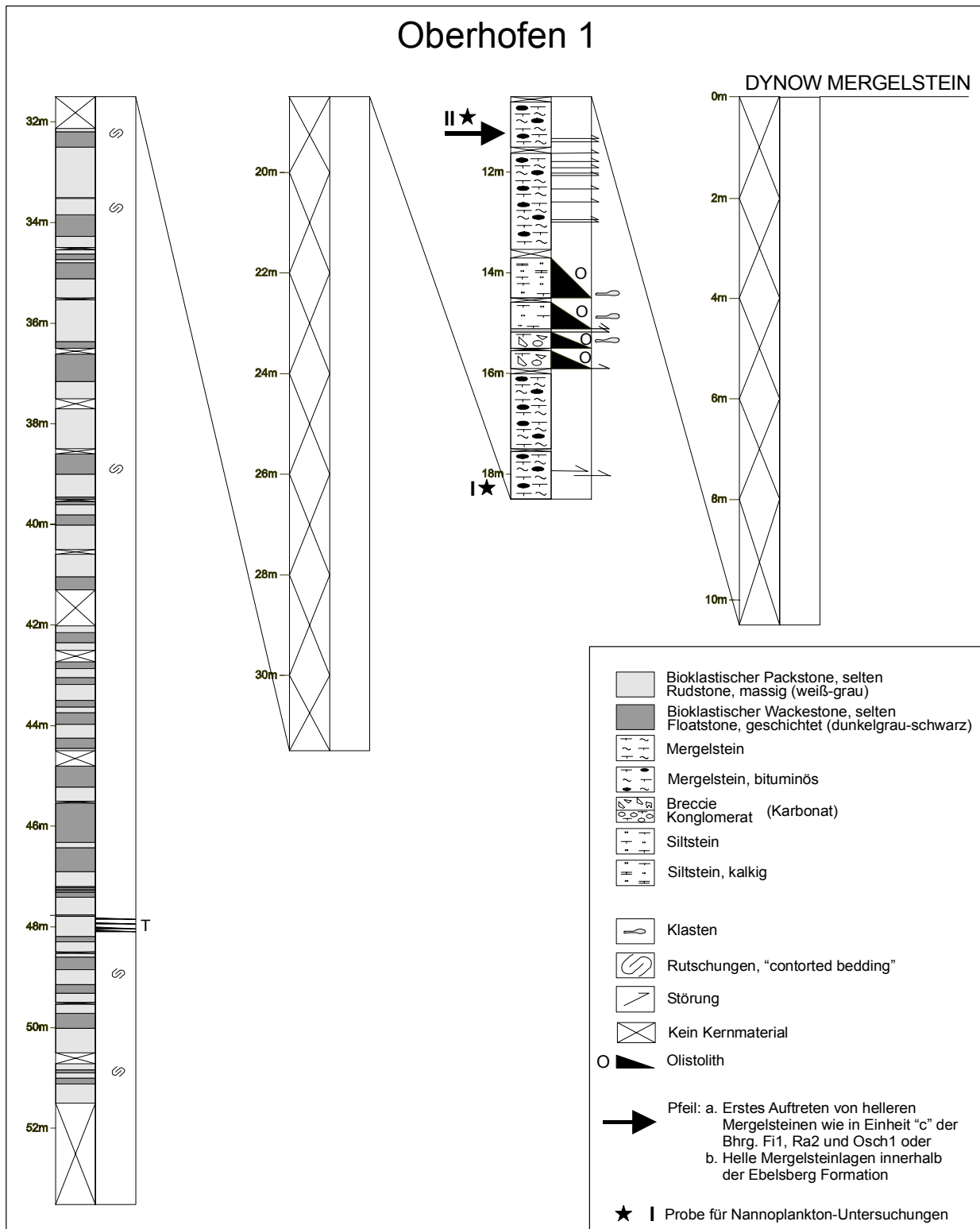


Abb. 5.1.3: Lithologie der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberhofen (Obhf1) am unteren Hang (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

(WAGNER 1996). Ferner verhinderten Bodenwasserströmungen zu Ablagerungsbeginn der Schöneck-Formation lokal eine kontinuierliche Sedimentation (Fi1 und Ra2, mit entsprechenden Signaturen in Abb. 5.1.2). Darüberhinaus erreichte

allochthones Erosionsmaterial der Böhmisches Masse durch erosiven Trübestromtransport den oberen Hang (Osch1; Abb. 5.1.2). Die prägnante beckenwärtige Mächtigkeitszunahme der Schöneck-Formation südlich der Zentralen Schwellen-

zone hingegen ist Resultat der stärkeren Krusten-subsidenz infolge des Herannahens der tektonischen Decken aus S. Ein weiteres mächtigkeitsveränderndes Phänomen dieser massiven synsedimentären Absenkung sind Olistolithe aus Lithothamniendetritus am unteren Hang. Darüberhinaus erfolgte in dem W-E-gestreckten Beckenzentrum strömungsbedingte Sedimentaufarbeitung (siehe weiter unten Abschnitt zur Sedimentologie am unteren Hang).

Die Mächtigkeitsverteilung der Schöneck-Formation suggeriert eine aktive Rolle der Zentralen Schwellenzone während der Sedimentation, wonach der südliche Bereich stärker abgesenkt wurde und die Schwellenzone eine Art „Scharnierfunktion“ ausgeübt. Ein derartiges Szenario ginge von der Zentralen Schwellenzone als einer morphologischen Hochlage aus, auf der nur untergeordnet Sediment akkumuliert werden konnte. Die zentrale Schwellenzone scheint jedoch mit Einsetzen der Sedimentation der Schöneck-Formation keine dominant-morphologische, die Beckensymmetrie des nördlichen Beckenrandes verändernde Struktur gewesen zu sein. Während des oberen Eozäns wurden der südlich der zentralen Schwellenzone gelegene und rückwärtige, lagunäre Bereiche sedimentär auf ein ausgeglichenes Niveau nivelliert (RASSER 2000). Mit Einsetzen der Beckenabsenkung an der E/O-Grenze infolge rapiden tektonischen Deckenvorschubs aus S wurde der gesamte nördliche Beckenbereich in die Subsidenz einbezogen (Abb. 2.6). Als Beleg mag das Fehlen einer ausgedehnten Strand- und Schelffazies dienen (WAGNER 1998).

Die Lithologie der Schöneck-Formation verändert sich entsprechend der paläogeographischen Beckenposition und weist somit mächtigkeitsabhängige Veränderungen auf. Die folgende Beschreibung des sedimentären Erscheinungsbildes der Schöneck-Formation folgt einem Transekt von einer proximalen, siliziklastisch-beeinflußten Position am oberen Hang (Di1) über den distalen oberen Hang (Osch1, Ra2, Fi1) hin zum unteren Hang/Beckenzentrum (Obhf1; Abb. 5.1.1).

5.1.1. Oberer Hang

Proximale, landnahe Fazies des oberen Hanges (Bohrung Dietach 1)

Die Schöneck-Formation in der Bohrung Dietach 1 (Abb. 5.1.4) entwickelt sich aus mittelkörnigen, monomikten Sandsteinen („Ampfing Sandstein“) über ein Zwischenintervall aus siltigem Kalkstein mit zunehmendem Tonanteil hin zu organisch-reichen Sedimenten (Abb. 5.1.5c). Diese

sind ca. 3,2 m mächtig und bestehen aus einer dunklen, siltigen bis tonigen Abfolge mit periodisch eingeschalteten Feinsandlagen. Häufig sind allochthone Phosphat-Klasten eingeschaltet, darüberhinaus sind Bioklasten häufig sekundär phosphatisiert. Untergeordnet tritt dispers verteilter Fe-Dolomit und Glaukonit auf. Die Schöneck-Formation wird ohne Übergang vom Dynow Mergelstein überlagert.

Distale Fazies des oberen Hanges (Bohrungen Oberschauersberg 1, Rappersdorf 2, Fischlham 1)

Das Liegende der Schöneck-Formation in der Bohrung Fischlham1 bildet schräggeschichteter Detritus koralliner Lithothamnen sowie Rhodolithen mit siliziklastischem Einfluß („Maerl“-Fazies), in den Bohrungen Oberschauersberg1 und Rappersdorf2 hingegen sind es die Verzahnungsbereiche von Lithothamnienkalk und distalem, feinkörnigem Ampfing Sandstein.

Der Übergang vom Liegenden zur Schöneck-Formation in der Bohrung Fi1 ist in einem 2 cm-mächtigen Intervall entwickelt. Aus Detritus koralliner Rotalgen (Rhodolithen; Abb. 5.1.6a) entwickeln sich krustöse Rotalgen (Abb. 5.1.6b). In beiden Intervallen treten agglutinierende, benthische Foraminiferen auf, in letzterem zusätzlich Bryozoen-Detritus. Auffällig ist die Entwicklung von Glaukonit-führenden Klasten im mittleren Intervall (Abb. 5.1.6b), die siltiges, organisch-reiches Sediment der Basis der Schöneck-Formation durchsetzen (Abb. 5.1.6c). Eine entsprechende Glaukonitbildung im Lithothamnienkalk wurde bereits von RASSER (2000) beschrieben. Vergleichbare Sedimente (allochthone Glaukonit und Bryozoendetritus) deuten nach RASSER auf starke Wasserturbulenzen hin und wurden auf einen Transport durch „grain flows“ zurückgeführt.

Die Übergänge zur Schöneck-Formation in den Bohrungen Ra2 und Osch1 zeichnen sich durch graduelle Übergangsintervalle aus (Abb. 5.1.5a, b), die unregelmäßig, wellig geschichtet sind, mikrokristallinen Fe-Dolomit (Osch1) sowie allochthone Phosphat-Knollen führen können (Ra2).

Abgesehen von einer Mächtigkeitsdifferenz von ca. 2 m zeichnet sich die Schöneck-Formation in den Bohrungen Fi1 und Ra2 durch ähnliche sedimentologische und lithologische Charakteristika aus (Abb. 5.1.2). Clupeoidei-Reste sowie Pyrit unterschiedlicher Korngröße treten in der ganzen Abfolge auf. Die Schöneck-Formation läßt sich aufgrund der sedimentären Entwicklung dreiteilen (Einheiten a-c in Abb. 5.1.2; zur Übersicht der

Schöneck-Formation in Bohrung Osch1 siehe Abb. 5.1.7):

(a) Die Einheit "a" besteht aus grauen bis dunkelgrauen Mergelsteinen mit unterschiedlichen Gehalten an lagig auftretendem oder dispers verteiltem Quarzsilt mit unruhigen Schichtungselementen. Im unteren Bereich sind dünne, unregelmäßige Fe-Dolomit-Lagen entwickelt. Neben unterschiedlichen Anteilen allochthonen, runden bis ovalen

Glaukonits treten wenige allochthone Phosphat-Klasten auf, beide in mm-Größe. Autochthone Phosphat-Lagen und -knollen dominieren das makroskopische Erscheinungsbild (Abb. 5.1.8). Für die petrographische Ansprache der Phosphate können mehrere Nomenklaturen angewendet werden: "collophan mudstones" (BURNETT 1983), "F-phosphates" (GARRISON & KASTNER 1990) oder "microsporite" (TRAPPE 2001).

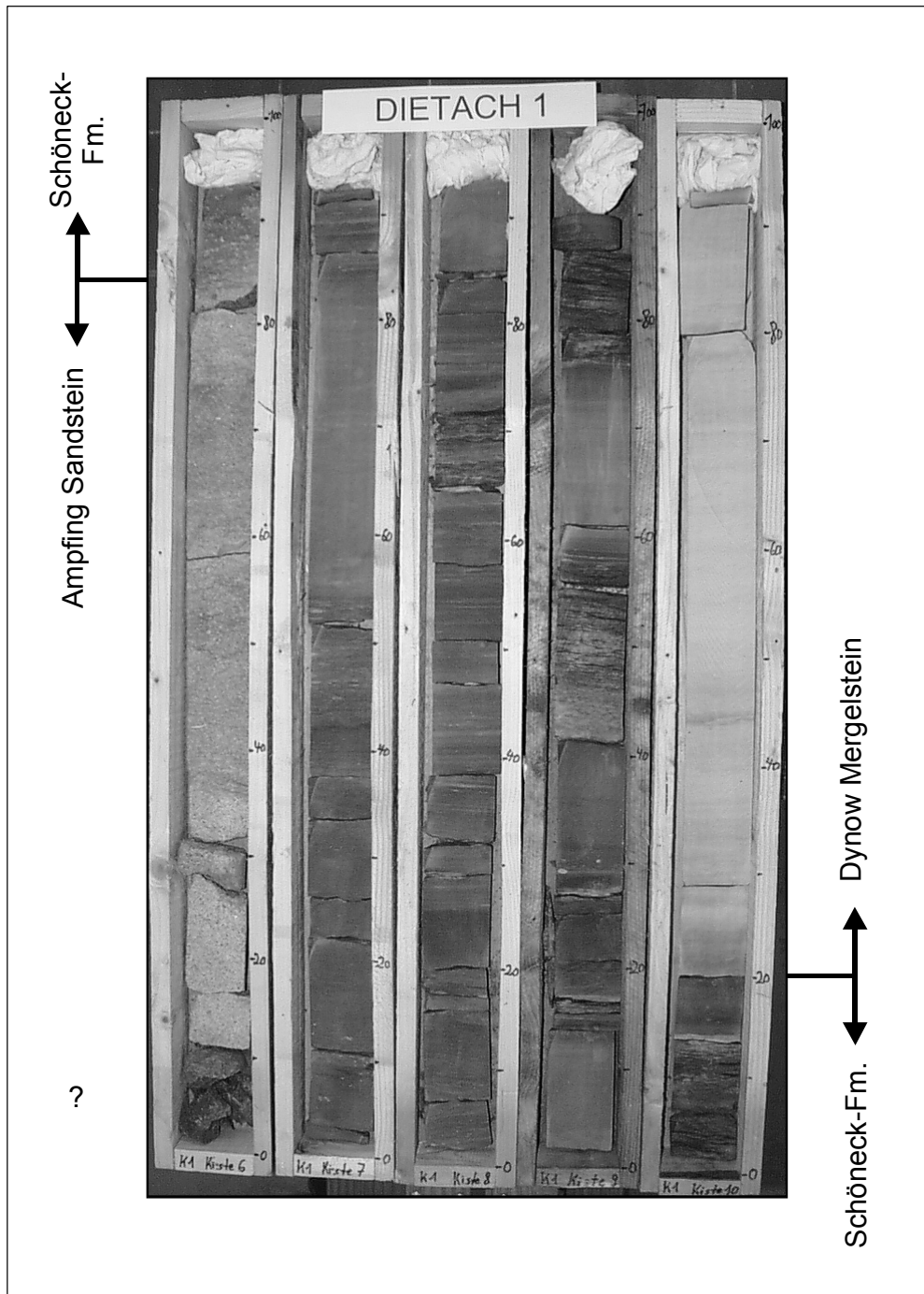


Abb. 5.1.4.: Die Schöneck-Formation in der Bohrung Dietach 1 (Di1)

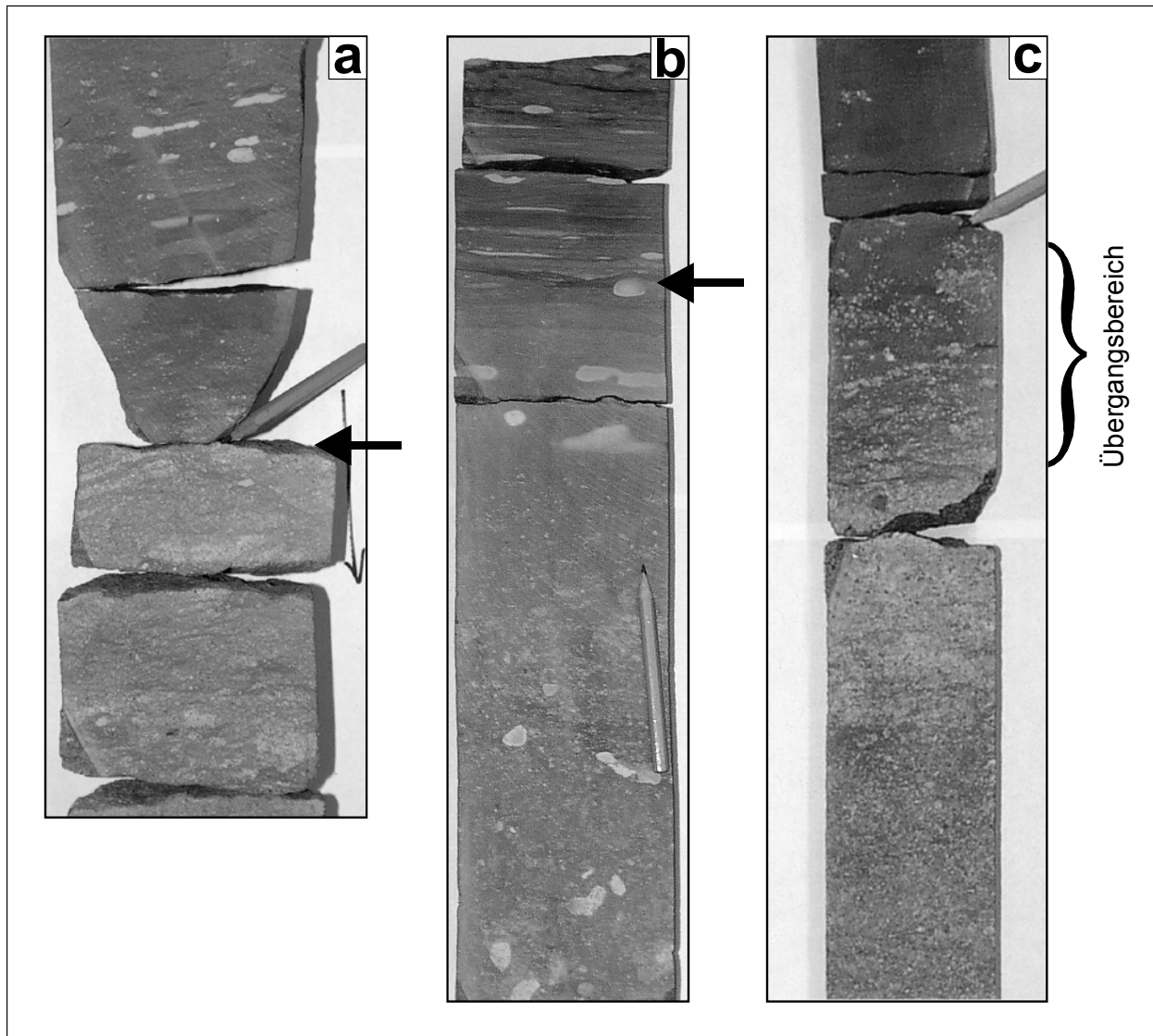
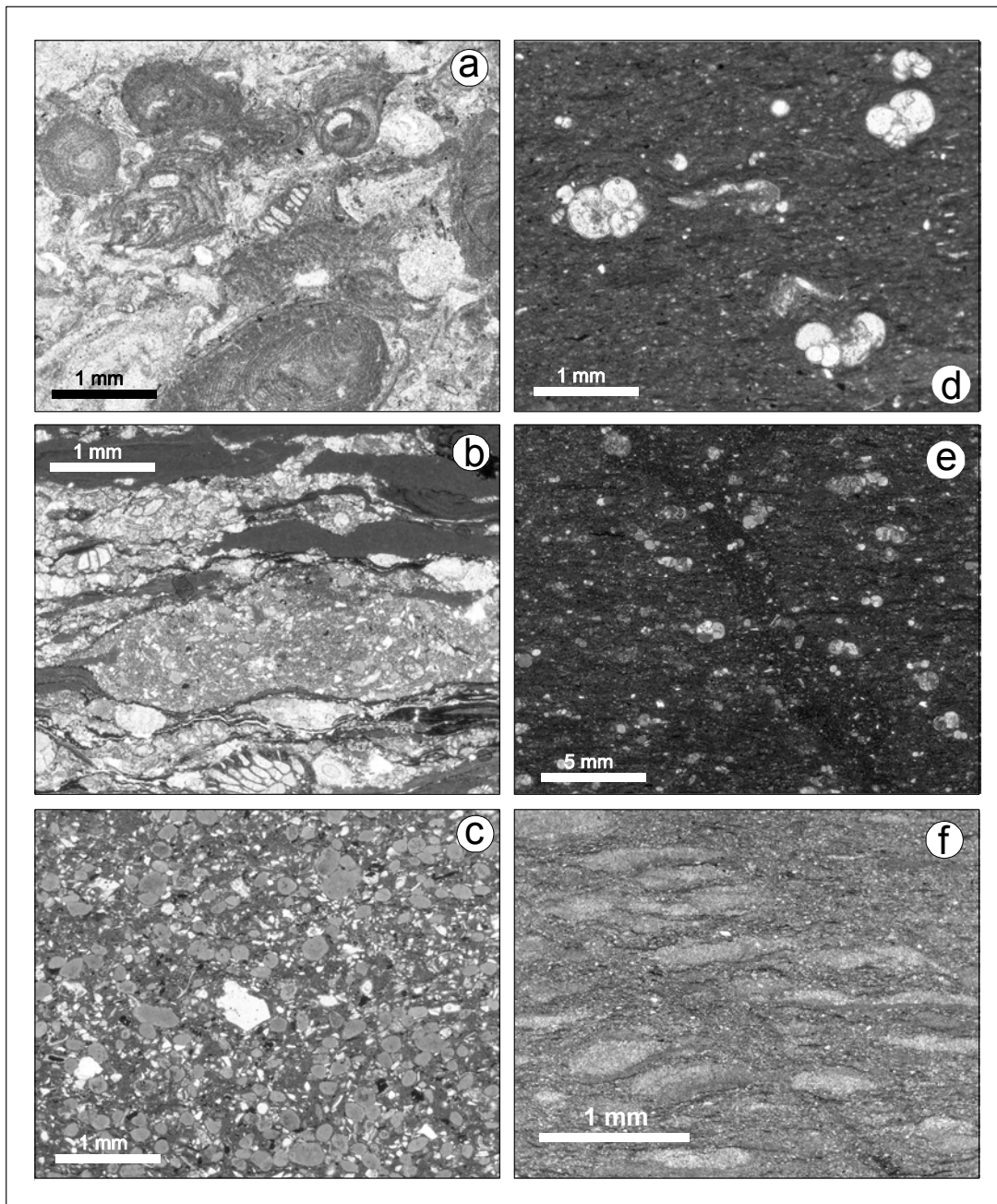


Abb. 5.1.5: Grenze oder Übergangsbereich (Pfeil) vom Liegenden zur Schöneck-Formation: (a) Ra2, (b) Osch1 und (c) Di1.

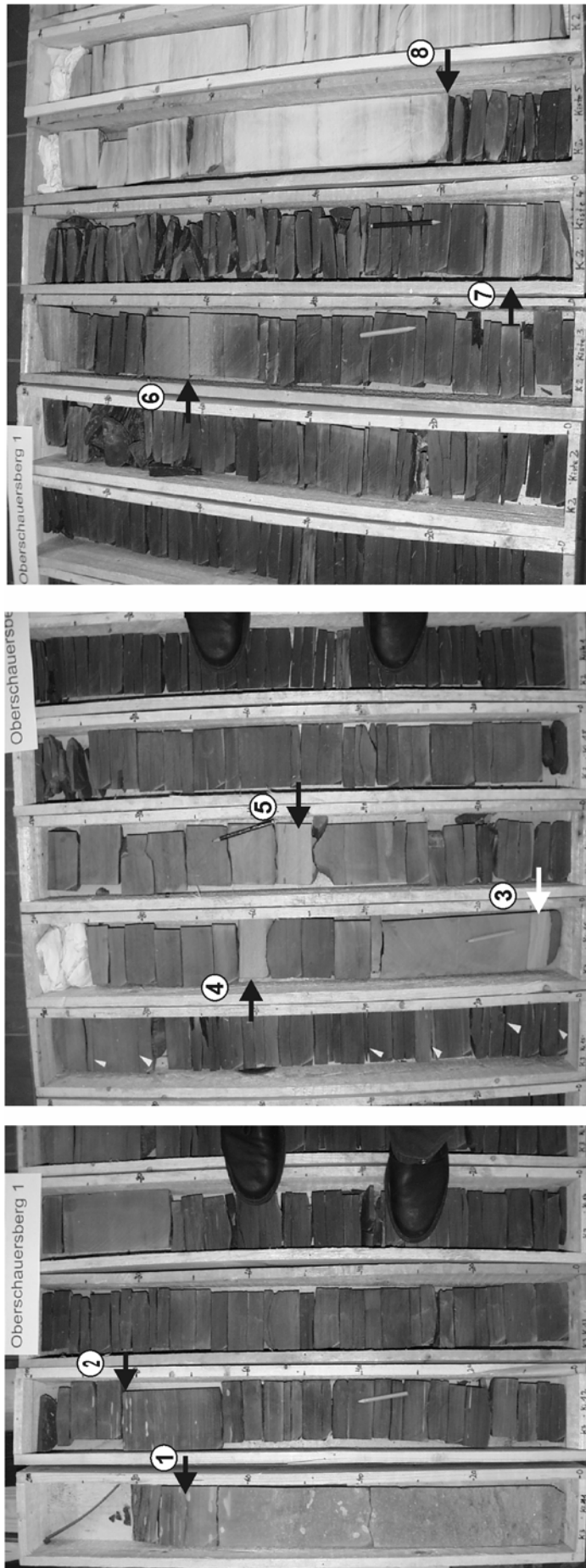
(b) Die Einheit „b“ setzt sich aus gut geschichteten, grauen bis dunkelgrauen Mergelsteinen zusammen, in die, wie in Einheit „a“, feinkörniger Quarzsilt eingelagert ist. Auffällig ist das periodisch massive Auftreten von Globigerinen (Abb. 5.1.6d, 5.1.9d, e) sowie von Transversalstyrolithen (Abb. 5.1.9c). Zwei- bis drei mm-mächtige vulkanische Lagen treten in den drei Bohrungen Fi1, Osch1 (Abb. 5.1.9a) und Ra2 auf. Sie bestehen aus einer mikrokristallinen bis amorphen Matrix mit eingelagertem Kalifeldspat, Muskowit, z.T. chloritisiertem Biotit, Apatit und Zirkon. Die Lagen in den Bohrungen Ra2 und Osch1 entsprechen einem gemeinsamen Tuffhorizont, während die entsprechende Lage der Bohrung Fi1 einem jüngeren Horizont angehört (frdl. mündl. Mitt. H. POLESNY, RAG 2001). Das Auf-

treten dieser vulkanischen Lagen lässt sich mit isochronen andesitischen Geröllen und Tuffeinschaltungen aus Sedimenten des Priaboniums und frühen Kiscelliums aus dem Ungarischen Paläogen-Becken (BÁLDI 1984) und dem Transsylvanischen Becken korrelieren (RUSU 1986). Die Vulkanite sind Produkte eines andesitisch-dazitischen, untergeordnet rhyolithischen Vulkanismus im Gebiet von Budapest und Reesk (östliche Matra). Vulkanische Aktivitäten entlang der Periadriatischen Naht vor ca. 33 Ma (z.B. in VON BLANKENBURG & DAVIES 1995; zusammenfassende Darstellung in KURZ et al. 2001a) belegen andesitische Gerölle z.B. im Unterinntal (westliches Österreich; FRISCH et al. 1998) und können eine alternative Quelle der vulkanischen Lagen im Molassebecken darstellen.



5.1.6: Mikroskopisches Erscheinungsbild der Schöneck-Formation am oberen Hang (a, b, c, f aus SCHULZ et al. 2002).

- a. Detritus koralliner Rotalgen (Rhodophyta) mit agglutinierenden, benthischen Foraminiferen (Probe 301, Osch1, unterer Übergangsbereich vom Lithothamnienkalk zur Schöneck-Formation),
- b. “Crustose Coralline Detritus Facies” nach Rasser (2000) mit zusätzlichem Detritus von Bryozoen und Echinodermata. Der Lithoklast mit eingelagerten, allochthonen Glaukonitkörnern in der Bildmitte belegt isochrone anoxische, nicht-sulfidische Porenwasserbedingungen während der Sedimentation der Schöneck-Formation (Probe 306, Osch1, mittlerer Übergangsbereich vom Lithothamnienkalk zur Schöneck-Formation),
- c. Allochthoner, gerundeter Glaukonit in siltiger, toniger Matrix (Probe 306, Osch1, mittlerer Übergangsbereich vom Lithothamnienkalk zur Schöneck-Formation),
- d. Globigerinen-führender, siltiger Mergel der Einheit „b“ (Osch1),
- e. Stylolithisierter (links oben nach rechts unten) Globigerinen-führender, siltiger Mergel der Einheit „b“ (Osch1),
- f. Isolierte und längliche Calcitkörper in siltiger bis tonig-bituminöser Matrix (helle Mergelstein-Einschaltungen in Einheit “c”). Die einzelnen Körner scheinen durch transversale Stylolithen begrenzt zu sein (oben links nach unten rechts) oder können allochthonen Ursprungs sein (Probe Osch1-106, Osch1, Einheit „c“).



Ke. 2, Ki. 5

Ke. 2, Ki. 4

Ke. 2, Ki. 3

Ke. 2, Ki. 2

Ke. 2, Ki. 1

Ke. 3, Ki. 18

Ke. 3, Ki. 17

Ke. 3, Ki. 16

Ke. 3, Ki. 15

Ke. 3, Ki. 14

Ke. 3, Ki. 13

Ke. 3, Ki. 12

Ke. 3, Ki. 11

Abb. 5.1.7: Die Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1 (Osch1).
 Eingekreiste Zahlen von 1 bis 8 verweisen auf: 1 = Grenze zwischen dem Top des Ampfing Sandsteins/Basis der Schöneck-Formation,
 2 = Intervalle mit Phosphat-Knollen und -Lagen, 3-5 = Turbidite, 6-7 = Helle Mergellagen in schwarzem Tonstein,
 8 = Grenze zwischen dem Top der Schöneck-Formation/Basis des Dynow Mergelsteins.
 Eine detaillierte schematische Darstellung der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1 ist in Abb. 5.1.2 dargestellt.
 Detailfotos makroskopisch erkennbarer Phänomene sind in den Abb. 5.1.5, 5.1.8, 5.1.9 und 5.1.10 dargestellt.
 Die Länge jeder Kernkiste beträgt 1 m.

(c) Die oberen Meter der Schöneck-Formation am oberen Hang bestehen aus schwarzen, gut geschichteten Tonsteinen, die von vereinzelt Intervallen hellgrauer bis brauner Mergelsteine durchsetzt werden (Abb. 5.1.6f, Abb. 5.1.9f, g).

Im Unterschied zu den Bohrungen Ra2 und Fi1 ist der basale Bereich der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 am oberen Hang besser geschichtet. Ferner treten bereichsweise massive Fe-Dolomitierungen auf, die auffälligerweise zusammen mit Phosphat-Knollen und -lagen (Abb. 5.1.2) und weniger häufig als in den Bohrungen Ra2 und Fi1 auftreten. Die Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 weist im Unterschied zu den beiden anderen Bohrungen am oberen Hang einen stärkeren klastischen Einfluß aus Verwitterungsprodukten der Böhmisches Masse auf. Dieser Einfluß zeigt sich in konzentrierter Form im Auftreten feinsandiger Turbidite (Abb. 5.1.2, 5.1.10), die sich aus Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Muskowit etc. zusammensetzen. Turbidit T1 (Abb. 5.1.2, 5.1.10a) ist ca. 3 cm mächtig, besteht basal aus plan-geschichtetem Feinsand (Bouma-Einheit T_b) und wird überlagert von schräg-geschichtetem Feinsand der Bouma-Einheit T_{c1} . T2 und T4, beide wenige cm-mächtig, bestehen lediglich aus der Bouma-Einheit T_b (Abb. 5.1.2, 5.1.10b, d). Letzterer, T4, zeigt eine Amalgamierung zweier Trübestromereignisse. Der untere Bereich repräsentiert demnach ein T_b -Intervall, das erosiv von einem jüngeren Trübestrom unter Ablagerung sog. „rip up“-Klasten überstört wurde und in Form der Bouma-Einheiten T_b und T_{c1} erhalten blieb (Abb. 5.1.2, 5.1.10d). T3 hingegen wird von Rutschungsgefügen unterlagert (Abb. 5.1.10c).

5.1.2. Unterer Hang bis Becken

Das Kernmaterial der Schöneck-Formation stammt

aus dem autochthonen Molasseanteil der Bohrung Obhf1 (Abb. 2.2). Es besteht aus einem 20 m langen, unteren Kernintervall (32-52 m unter dem Dynow Mergelstein) und einem 8 m langen, oberen Kernintervall (11-19 m unter dem Dynow Mergelstein; Abb. 3.2, 5.1.3). Das Liegende und das Hangende der Schöneck-Formation aus dem autochthonen Molasseanteil der Bohrung Obhf1 konnte nicht untersucht werden. Die Beschreibung des oberen Kernintervalls erfolgt unter Berücksichtigung der ungesicherten biostratigraphischen Zuordnung zur Schöneck-Formation (siehe Kap. 4).

Die 20 m des unteren Kernintervalls bestehen aus wechsellagernden hellgrauen Packstones (Abb. 5.1.11a-c, 5.1.2a), selten Rudstones, und dunkelgrauen Wackestones (Abb. 5.1.11a-c, 5.1.12b), selten Floatestones. Beide Lithologien führen Detritus priaboner Bryozoen in unterschiedlicher Größenverteilung und Intensität. Das obere Kernintervall besteht aus dunkelgrauen, Globigerinen-führenden Mergelsteinen (Abb. 5.1.12c), in die vier synsedimentäre oder tektonisch eingeschuppte Olistolithe zwischengeschaltet sind. Diese Rutschmassen bestehen aus Detritus des Lithothamnien-Kalks (Abb. 5.1.11d, 5.1.12d). Dieser Bereich ist tektonisch stark beansprucht (Abb. 5.1.3). Ein schmales Band aus hellgrauen Mergelsteinen ca. 11,2 m unterhalb des Dynow Mergelsteins ähnelt den hellgrauen bis hellbraunen Mergelsteinhorizonten der Einheit „c“ des oberen Hangbereiches in den Bohrungen Fi1, Ra2 und Osch1.

Das Hangende der Schöneck-Formation in den fünf untersuchten Bohrungen bildet das abrupte Einsetzen des Dynow Mergelsteins. Die Mächtigkeit der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhf1 konnte durch Informationen aus Bohrlochmessungen rekonstruiert werden (frdl. mündl. Mitt. der RAG).

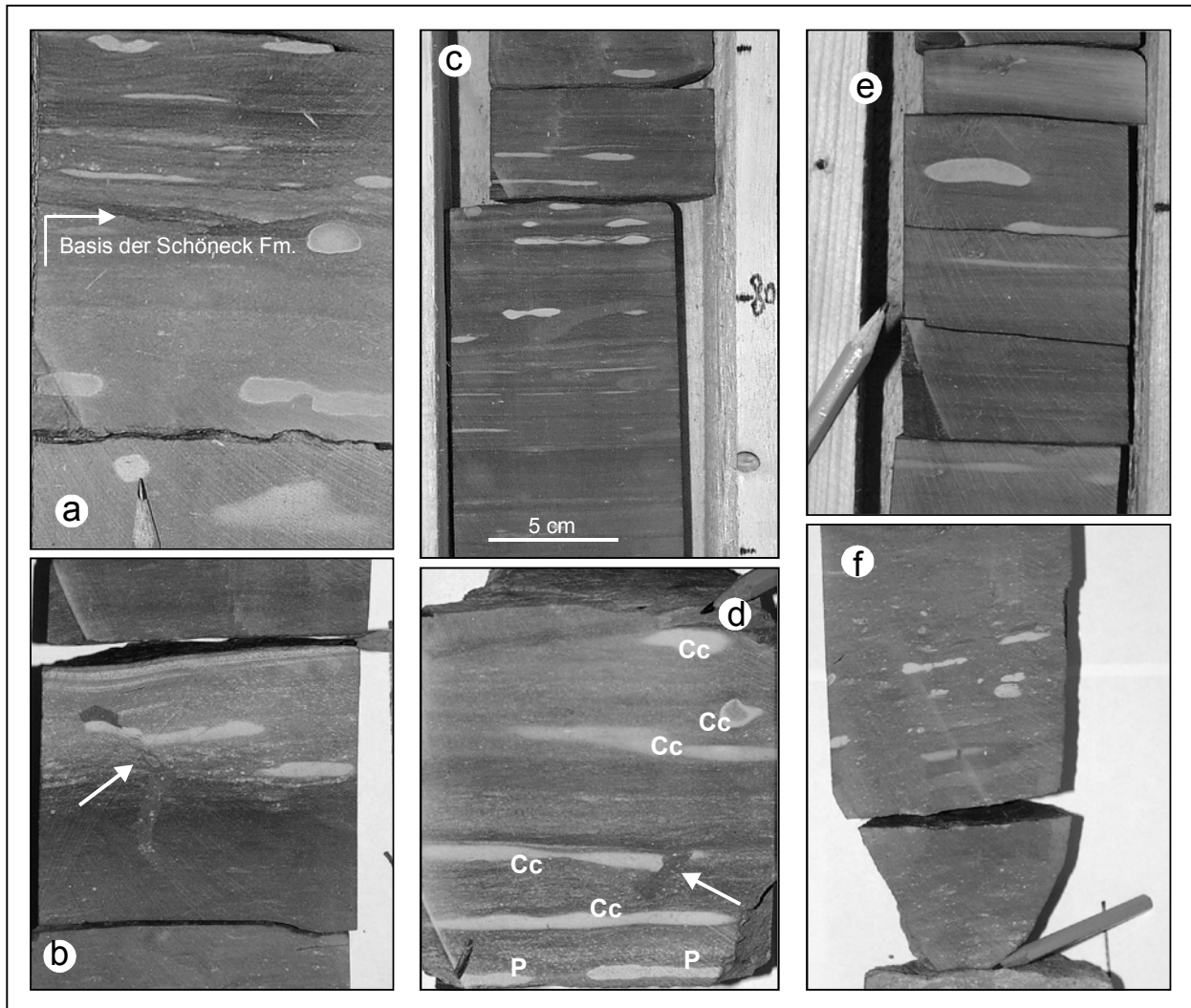


Abb. 5.1.8: Makroskopisches Erscheinungsbild der Phosphat-haltigen Intervalle der Schöneck-Formation.

- a. Allochthone Phosphat-Klasten in Fe-dolomitisierter, toniger bis siltiger Matrix in distaler Fazies des Ampfing Sandsteins. Der Basisbereich der Schöneck-Formation beginnt mit ausschließlich autochthonen Phosphat-Knollen in Fe-dolomitiertem, bituminösem tonigen Siltstein mit charakteristischer welliger Schichtung (Osch1).
- b. Autochthone Phosphat-Knolle in siltiger, mergeliger Matrix in Einheit „a“ der Schöneck-Formation. Bioturbation durch wühlende Makrofauna schneidet die Knolle (Pfeil) und belegt den festen Zustand im vorverfestigten Diagenesestadium (Ra2).
- c. Autochthone Phosphat-Knollen in siltig-mergeliger Matrix der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (Fi1).
- d. Autochthone Phosphat-Mineralisation (P) und authigene Calcit-Knollen (Cc) in siltig-mergeliger Matrix der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (Fi1). Pfeil deutet auf bioturbate Zone!
- e. Autochthone Phosphat-Knolle in siltig-mergeliger Matrix der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (Fi1).
- f. Allochthone Phosphat-Körner in siltig-mergeliger Matrix der Basis der Einheit „a“ in der Schöneck-Formation (Ra2).

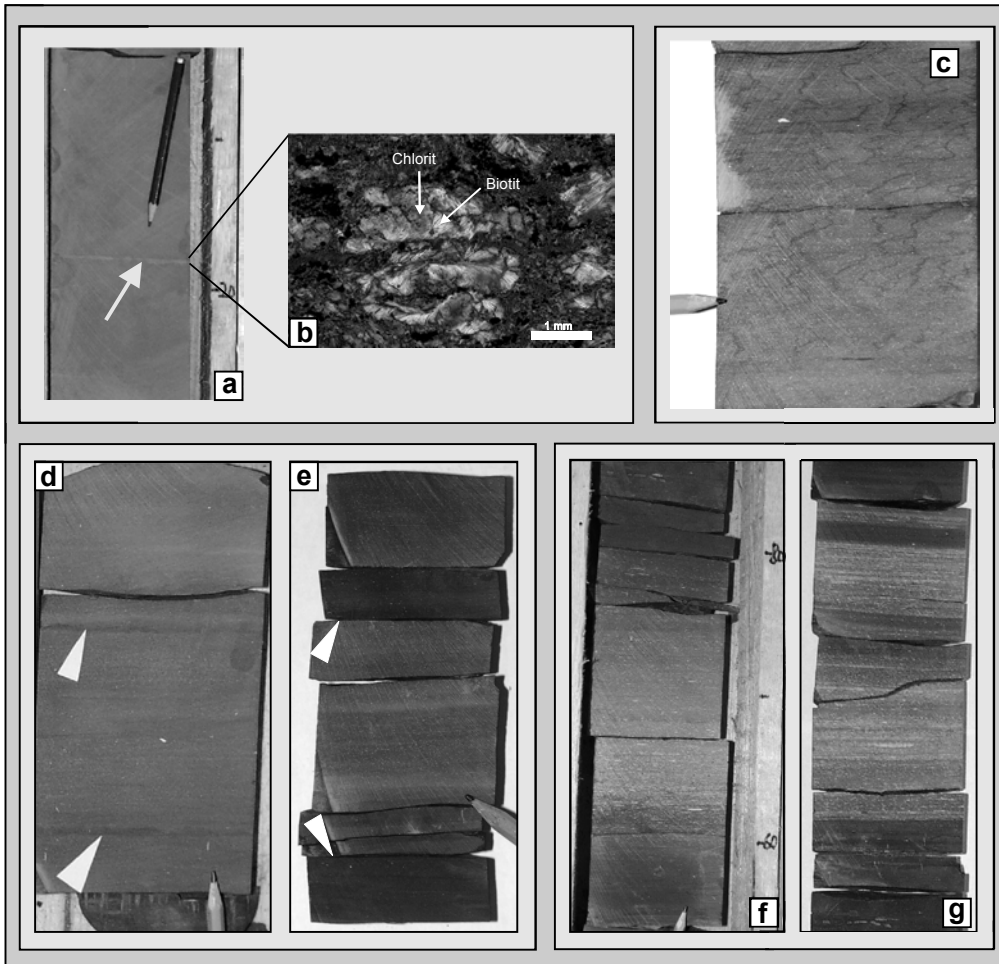


Abb. 5.1.9

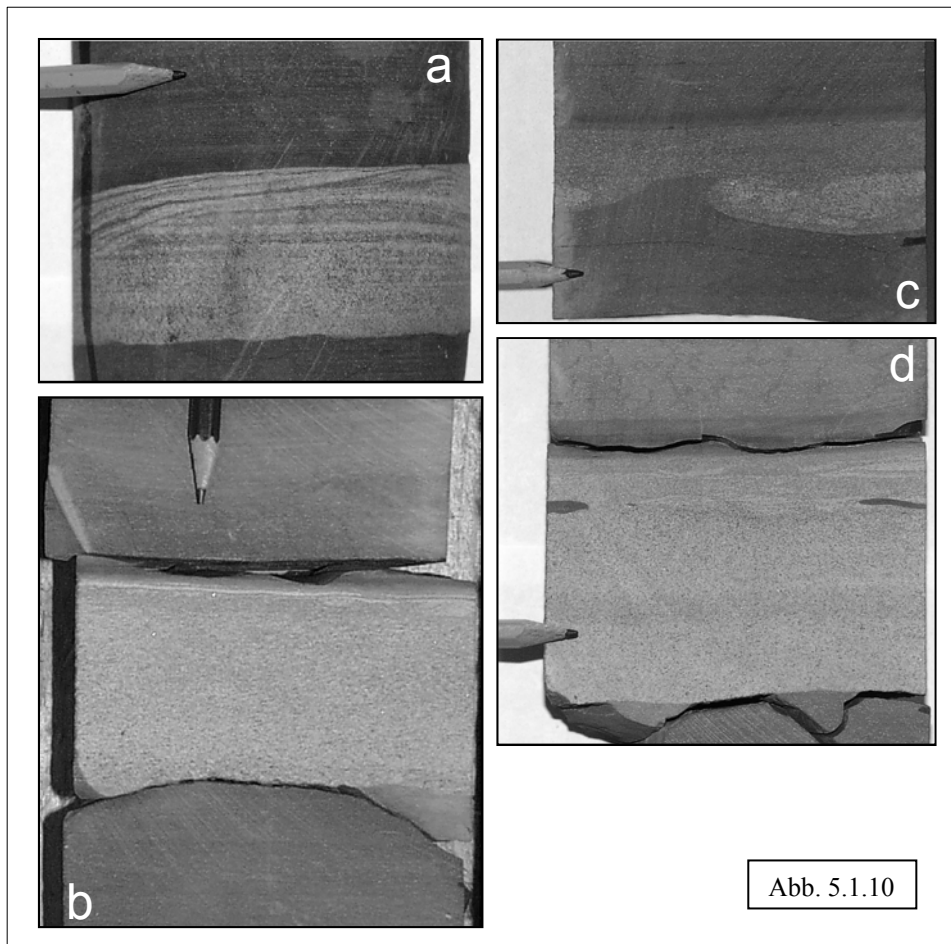


Abb. 5.1.10

Seite zuvor:

Abb. 5.1.9: Sedimentäre Phänomene der Einheit „b“ am oberen Hang.

- a. Makroskopisches Erscheinungsbild der vulkanoklastischen Lage in Einheit „b“ in Osch1 (V in Abb. 5.1.2).
- b. Mikrokristalline Matrix mit Umwandlung von Biotit zu Chlorit der vulkanoklastischen Lage in 5.1.10a. Gekreuzte Nicols (a, b aus SCHULZ et al., 2002).
- c. Vertikal verlaufende Stylolithisierung (Einheit „b“, Osch1)
- d. Rhythmische Sedimentationsphänomene in Einheit „b“. Dunkelgraue Mergellagen (Pfeile) in grauen, siltigen Globigerinenmergeln (Osch1).
- e. Rhythmische Sedimentationsphänomene in Einheit „b“. Dunkelgraue Mergellagen (Pfeile) in grauen, siltigen Globigerinenmergeln (F1).
- f. Hellbraune-graue Mergellagen (mikroskopisches Erscheinungsbild in Abb. 5.1.6f) in Einheit „c“ (Osch1).
- g. Hellbraune-graue Mergellagen (mikroskopisches Erscheinungsbild in Abb. 5.1.6f) in Einheit „c“ (F1).

Abb. 5.1.10. Feinsandige, cm-mächtige Turbidite in Einheit „b“ der Bohrung Osch1.

- a. Horizontalgeschichteter Abschnitt T_b überlagert durch schräggeschichtete Einheit T_{c1} (T1 in Abb. 5.1.2).
- b. Horizontalgeschichteter Abschnitt T_b (T2 in Abb. 5.1.2).
- c. Horizontalgeschichteter Abschnitt T_b , an der Basis mit Sackungsstruktur (T3 in Abb. 5.1.2).
- d. Amalgamierung zweier Turbidite. Das untere Segment besteht aus einem T_b -Intervall, das erosiv mit basalen „rip-up“-Klasten von einem folgenden Trübestromereignis mit T_b - und T_{c1} -Intervallen überlagert wird (T4 in Abb. 5.1.2). Alternative Genese-Erklärung: Einaktiger Trübestrom mit nichtstetiger Geschwindigkeit (frdl. mündl. Mitt. H.-J. GURSKY.)

Seite danach:

Abb. 5.1.11: Die Schöneck-Formation in der Bohrung Oberhofen 1 (Obhf1)

- a. Wechsellagernde bioklastische hellgraue Packstone-Fazies und dunkelgraue Wackestone-Fazies. Einheit „a/b“.
- b. Flammenartige Rutschungsstruktur trennt hellgraue Packstone-Fazies von dunkelgrauer Wackestone-Fazies. Einheit „a/b“.
- c. Rhodolithen-führender, hellgrauer Packstone, überlagert von dunkelgrauem Wackestone, Einheit „a/b“.
- d. Synsedimentär eingeschalteter Kalkolistolith (Pfeile deuten auf Basis und Top) in dunkelgrauem, Globigerinen-führendem Mergelstein der Einheit „c“.

Abb. 5.1.12: Mikroskopisches Erscheinungsbild der Schöneck-Formation am unteren Hang (a, b, d aus SCHULZ et al. 2002).

- a. Bioklastische Packstone-Fazies mit Bryozoendetritus. Probe 505, Obhf1, Einheit „a/b“.
- b. Bioklastische Wackestone-Fazies mit Bryozoendetritus. Probe 525, Obhf1, Einheit „a/b“.
- c. Globigerinenmergel. Probe 530, Obhf1, Einheit „c“.
- d. Allodapischer Kalkstein aus Detritus koralliner Rotalgen von der Zentralen Schwellenzone. Probe 536, Einheit „c“.

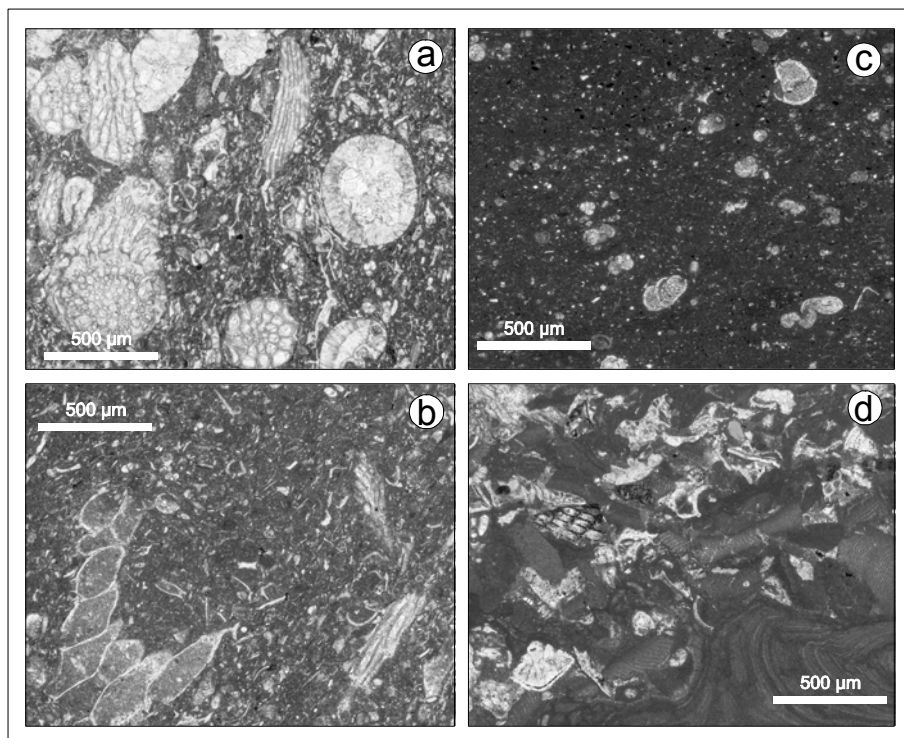
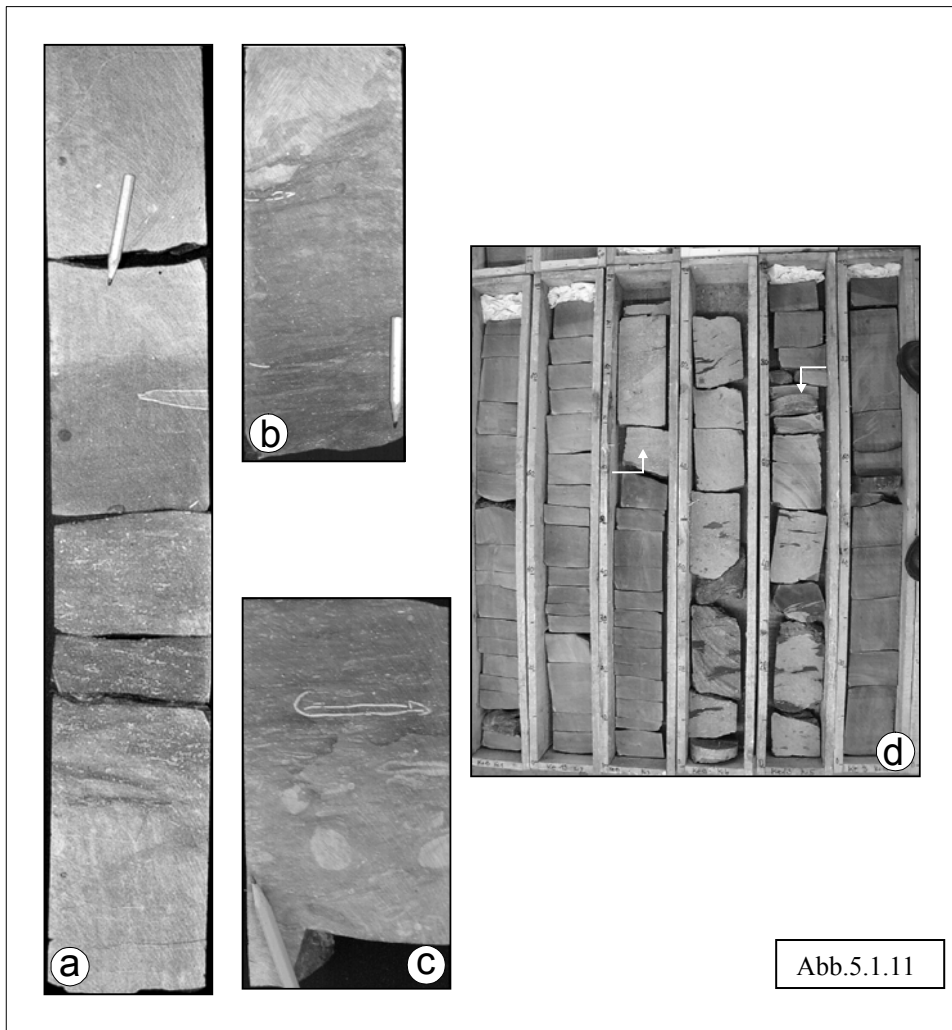


Abb. 5.1.12

5.2. Reife, Petrographie und geochemische Summenparameter des organischen Materials

Reife

Die heutigen Tiefenlagen der Schöneck-Formation reichen im Untersuchungsgebiet von 1 km (Di1) bis 4,3 km (Obhf1; Abb. 2.2, 5.2.1). Die Schöneck-Formation in den Bohrungen Osch1 und Fi1 ist erdölgeologisch unreif ($R_r < 0,35\%$; T_{max} -Werte der RockEval-Pyrolyse: 392 - 430°C, siehe Anhang). In der Bohrung Obhf1 unterhalb

der Flyschüberschiebung liegt sie im frühen Erdölfenster ($R_r = 0,51 - 0,59\%$; zum Vgl. siehe WAGNER et al. 1986; T_{max} -Werte der RockEval-Pyrolyse: 422 - 443°C, siehe Anhang). Die unterschiedlichen Reifegrade des organischen Materials sind Ausdruck der unterschiedlichen maximalen Versenkungstiefen. Die Basis des Erdölfensters liegt im Untersuchungsgebiet bei 6700 - 7500 m und fällt nach ESE ab (Abb. 5.2.1). Aktive Genese thermischen Gases tritt weiter südlich in einem Teufenintervall von 7600 - 8300 m auf (SCHMIDT & ERDOGAN 1996).

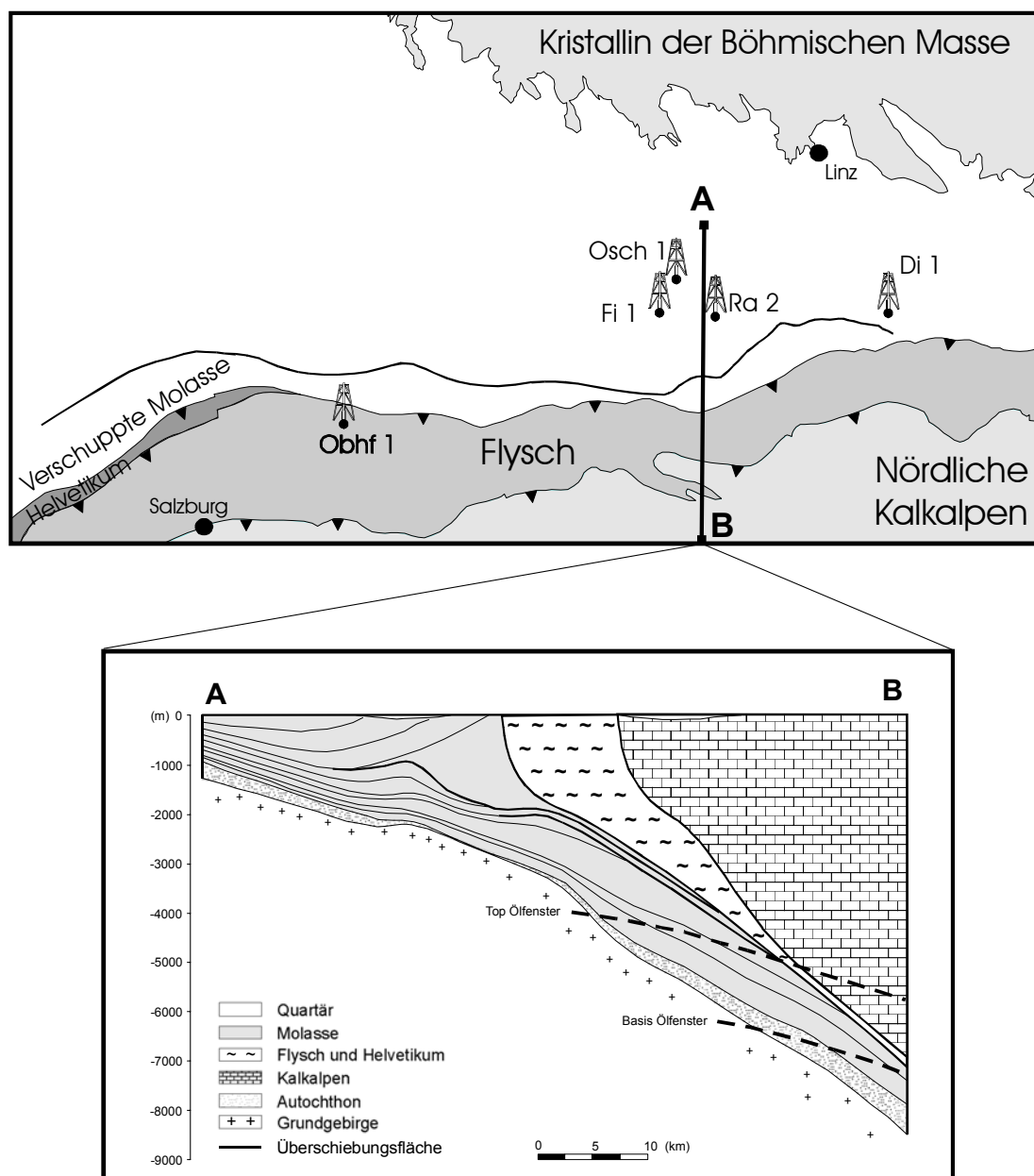


Abb. 5.2.1: N-S-Profil des Arbeitsgebietes mit Tiefendarstellung des Ölfensters (nach SCHMIDT & ERDOGAN 1996).

Organische Petrographie

Das mikroskopisch auflösbare organische Material der Schöneck-Formation am oberen Hang zeigt zwischen den Einheiten „a“ und „b“ einerseits und der organisch-reichen Einheit „c“ andererseits markante Unterschiede. Unstrukturierter Liptinit (Abb. 5.2.2d; auch Bituminit oder Amorphinit genannt nach TYSON 1995) dominiert in den beiden unteren Einheiten „a“ und „b“ (Abb. 5.2.3). Vitrodetrinit und Inertodetrinit tritt in geringen Konzentrationen auf (ca. 1 Vol.-% des sichtbaren organischen Materials; petrographische Gruppe I in Abb. 5.2.3). Annähernd konstante Anteile an zusätzlichem Lamalgininit (ca. 2 - 4 Vol.-% des gesamten sichtbaren organischen Materials) treten in den meisten Proben des schwarzen Tonsteins der Einheit „c“ auf (petrographische Gruppe II in Abb. 5.2.3; Abb. 5.2.2g). Die hellen Mergelsteine, die in den schwarzen Tonsteinen der Einheit „c“ eingeschaltet sind, zeigen ausschließlich stark fluoreszierenden, unstrukturierten Liptinit anderer Herkunft. Das liptinitische Material des organisch-reichen Tonsteins zwischen den hellen Mergellagen in Einheit „c“ (schwarzer Balken in Abb. 5.2.3) führt zwei unterschiedliche Algentypen (Lamalgininit und Telalgininit; Abb. 5.2.2b), Sporen (Abb. 5.2.2f) und Kutikulen (Abb. 5.2.2a, e) neben auch hier dominierendem Bituminit. Fluoreszierende Reste von vermutlich Clupoidei durchsetzen die Schöneck-Formation am oberen Hang (Abb. 5.2.2c). Auffällige Fluoreszenz weisen die Phosphat-Knollen auf (Abb. 5.2.2h).

Im Unterschied zum oberen Hang zeichnet sich das sichtbare organische Material der gesamten Schöneck-Formation am unteren Hang (hier repräsentiert durch die Bohrung Obhfl) durch dominierenden Bituminit aus und entspricht der petrographischen Klasse II des oberen Hanges (unstrukturierter Liptinit mit Lamalgininit; Abb. 5.2.4). Gehalte von < 1 Vol.-% an Vitro- und Inertodetrinit durchsetzen die gesamte Schöneck-Formation am unteren Hang. Lamalgininit und Liptodetrinit treten in der Einheit „c“ der Bohrung Obhfl in höheren Konzentrationen auf und korrelieren positiv mit den höheren Gehalten an organischem Kohlenstoff. Dispers verteilte Migrabitumina belegen eine frühe Primärmigration in der Bohrung Obhfl infolge der entsprechenden Reife des organischen Materials (siehe Absatz zuvor zur Reife). Sie treten als Füllungen in Globigerinen in Einheit „c“ auf.

Organisch-geochemische Summenparameter

Die Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl

ist unter erdölgeologischen Aspekten marginal reif ($R_r = 0,51 - 0,59\%$), in der Bohrung Osch1 hingegen unreif ($R_r < 0,35\%$). Unterschiede im Vergleich von geochemischen Summenparametern können daher in geringem Maße reifebedingt sein. Die geringen Mächtigkeiten der Schöneck-Formation in beiden Bohrungen schließen formationsinterne, reifebedingte Veränderungen der Summenparameter aus und erlauben Interpretationen der Variationen hinsichtlich der paläo-ozeanographischen Entwicklungen.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff C_{org} steigen an der Basis der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 sprunghaft an und zeichnen in den mergeligen Einheiten „a“ und „b“ dieser Bohrung eine Spannbreite von 0,7 % bis 3,4 % nach (Abb. 5.2.3). Durchschnittlich tritt ein Gehalt von ca. 2,3 % C_{org} auf. Auffällig höhere Werte von bis zu 12 % C_{org} zeichnen das schwarze Tonsteinpaket der Einheit „c“ aus. Die C_{org} -Gehalte dieser Einheit unterliegen jedoch starken Fluktuationen und fallen am Top der Schöneck-Formation zum Dynow Mergelstein stark ab (Abb. 5.2.3). In der Bohrung Obhfl wechsellagern in der Einheit „a/b“ im unteren Kernintervall C_{org} -arme Packstones (< 0,4 % C_{org}) und C_{org} -reichere Wackestones (bis zu 1,2 %). In den dunklen Mergelsteinen im oberen Kernintervall (Einheit „c“) in Obhfl können die Gehalte an organischem Kohlenstoff bis zu 2,5 % C_{org} erreichen (Abb. 5.2.4). Vergleichbare Zonierungen von proximal hohen Gehalten hin zu distal niedrigen Gehalten an organischem Kohlenstoff der Schöneck-Formation wurden auch im westlich angrenzenden Wasserburger Trog im bayrischen Sektor des Molassebeckens nachgewiesen (GERHARD 1988) und verweisen auf vergleichbare Prozesse der Akkumulation organischen Materials.

Die Gehalte an karbonatisch gebundenem Kohlenstoff C_{karb} schwanken in den Einheiten „a“ und „b“ der Schöneck-Formation der Bohrung Osch1 sehr stark (Abb. 5.2.3). Z.T. sind deren Maxima Ausdruck der authigenen Karbonatbildung (Fe-Dolomit, Calcit). In Einheit „b“ können sie jedoch auch Ursache wechselnder Anteile an Globigerinen-Calcit sein (siehe dazu Abb. 5.1.9d, e). C_{karb} -Maxima in Einheit „c“ spiegeln den vermehrten Calcit-Anteil dieser Zwischenschaltungen wider. Ein sprunghafter Anstieg der C_{karb} -Gehalte zum Dynow Mergelstein zeichnet das Ende der massiven Akkumulation von organischem Kohlenstoff nach und somit das Ende der Schöneck-Formation. In der Schöneck-Formation am oberen Hang steigt der Wasserstoff-Index (HI) im Unterschied zu den Gehalten an organischem

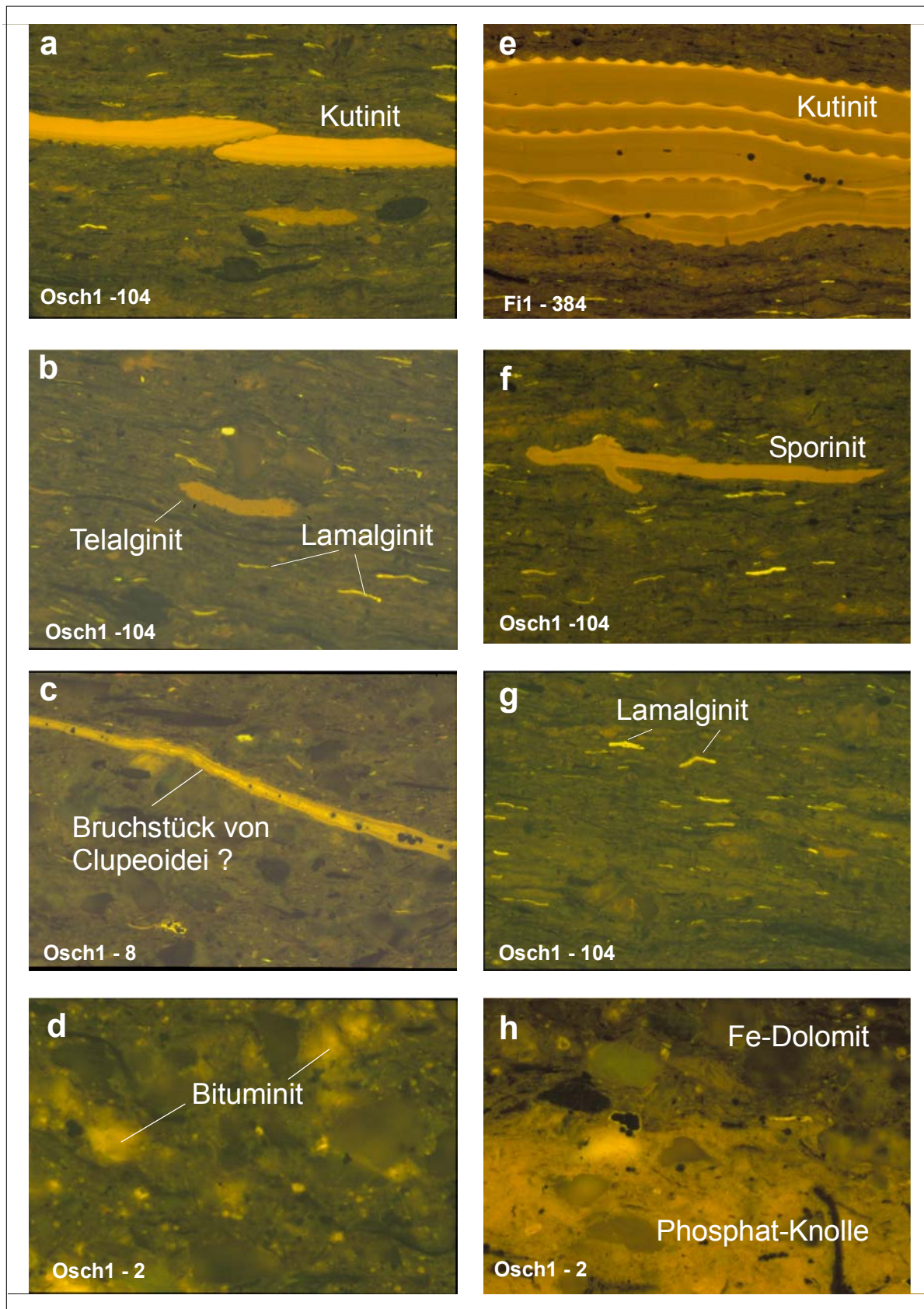


Abb. 5.2.2: Organische Petrographie der Schöneck-Formation am oberen Hang (UV-Beleuchtung). Maßstab: untere Bildkantenlänge entspricht 100µm.

Kohlenstoff relativ gleichmäßig von 400 auf maximal 600 mg KW/g C_{org} (Abb. 5.2.3). Das Kerogen kann als Typ II klassifiziert werden mit Übergängen zum Typ I am Top der Formation. Die höchsten HI-Werte (> 600 mg KW/g C_{org}) zeichnen die hellen Mergelsteine im schwarzen Tonstein-Intervall der Einheit „c“ aus. Der zwischengeschaltete schwarze Tonstein ist hingegen durch relativ geringe HI-Werte gekennzeichnet, aber durch die höchsten C_{org} -Werte (Abb. 5.2.3). Die HI-Werte der Schöneck-Formation der Bohrung Obhfl am unteren Hang sind hingegen geringer, reichen von 50 bis 400 mgKW/g C_{org} im unteren Kernintervall und steigen im oberen Kernintervall der Einheit „c“ bis zu 500 mg KW/g C_{org} an (Abb. 5.2.4). Eine Korrelation des S_2 -Signals der Rock-Eval-Pyrolyse mit den Gehalten an organischem Kohlenstoff C_{org} (Abb. 5.2.4 nach LANGFORD & BLANC-VALLERON 1990) belegt, daß die Streubreite der HI-Werte der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl durch einen Mineralmatrix-Effekt hervorgerufen wurde (ESPITALIÉ et al. 1977). Die ursprünglichen, durchschnittlichen HI-Werte des organischen Materials der Packstones betragen ca. 270 mg KW/g C_{org} , die der Wackestones und Mergelsteine hingegen ca. 495 mg KW/g C_{org} . Das organische Material der Packstones wurde durch stärkeren Karbonateintrag und stärkere Strömungsaktivität verdünnt, und letztendlich infolge dieser Prozesse stärker degradiert als während der Ablagerung der Wackestones und Mergelsteine.

Der Verlauf des C_{org}/S -Verhältnisses in der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl am oberen Hang ähnelt dem Verlauf des Gehaltes an organischem Kohlenstoff (Abb. 5.2.3). Werte von $C_{org}/S \sim 1$ in den beiden unteren Einheiten „a“ und „b“ sind niedriger als für Sedimente, die unter normalmarinen Verhältnissen abgelagert wurden (durchschnittlicher Wert von $C_{org}/S = 2,8$; BERNER & RAISWELL 1983). Die C_{org}/S -Werte der Einheit „c“ in der Bohrung Oschl streuen hingegen von 1 bis 8. Empirische Untersuchungen belegen, daß C_{org}/S -Verhältnisse $< 2,8$ solche Sedimente auszeichnen, die unter anoxischen Bedingungen abgelagert werden. C_{org}/S -Werte $> 2,8$ hingegen treten in Frischwasserablagerungen auf (BERNER 1984; BERNER & RAISWELL 1983).

Das C_{org}/S -Verhältnis in Sedimenten ist jedoch Ausdruck unterschiedlicher Einflußfaktoren, letztendlich der chemischen Rahmenbedingungen während der Pyritblastese. Diese ist abhängig von der Verfügbarkeit an Sulfat, reaktivem Eisen oder organischem Material (EMEIS & MORSE 1993; HOFMANN et al. 2000). Untersuchungen der Ab-

hängigkeiten der sedimentinternen Pyritblastese belegen, daß in dem ternären System Fe- C_{org} -S die Mergelsteine der Einheiten „a“ und „b“ der Schöneck-Formation sowie des Dynow Mergelsteins entlang einer Linie mit konstantem Fe/S-Verhältnis liegen, das von der „idealen“ Pyritlinie abweicht (Abb. 5.2.5). Eine derartige Tendenz läßt eine Fe-Limitierung der Pyritbildung vermuten (DEAN & ARTHUR 1989; ARTHUR & SAGEMAN 1994). Dieses Phänomen tritt häufig in organisch-reichen Sedimenten auf (TYSON 1995) und wird auf eine limitierte Porenwasserkonzentration reaktiven Eisens (Fe-Oxid-, „coatings“ und/oder Fe-Oxyhydroxyde) zurückgeführt (DEAN & ARTHUR 1989; HOFMANN et al. 2000). Im Gegensatz dazu wird in mehr siliziklastisch dominierten Ablagerungsmilieus, die hinreichend reaktives Eisen und Sulfat führen, Pyritbildung häufig durch einen Mangel an metabolisierbarem organischem Material limitiert (DEAN & ARTHUR 1989). Vergleichbare chemische Charakteristika quartärer Auftriebsedimente in der nordöstlichen Arabischen See hingegen deuten auf eine Limitierung der Pyritbildung durch Sulfat oder organisches Material hin (LÜCKGE et al. 1999). Die geringen C_{org}/S -Verhältnisse der Einheiten „a“ und „b“ der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl deuten demnach und unter Verweis auf o.g. Klassifizierung nach BERNER (1984) und BERNER & RAISWELL (1983) auf sauerstoffreduzierte Bodenwasserbedingungen bei der Ablagerung hin. Gleiches gilt für die untersuchten Intervalle der Schöneck-Formation der Bohrung Obhfl. Hingegen streuen die entsprechenden Daten der schwarzen Tonsteine der Einheit „c“ am oberen Hang stark und folgen keinem Fe/S-Trend (Abb. 5.2.5). Das organische Material kann für diese starke Varianz nicht als limitierender Faktor der Pyritblastese herangezogen werden, da das organische Material hinreichend verfügbar war und aufgrund eines hohen Wasserstoff-Index (HI) eine hohe Reaktivität aufweist (vgl. DEAN & ARTHUR 1989). Demnach scheint ein begrenztes Sulfatangebot die Pyritbildung während der Sedimentation der Einheit „c“ limitiert zu haben. Das sedimentäre Sulfatbudget resultiert aus dem vorhandenen gelösten Porenwassersulfat sowie dem Sulfat, das durch Diffusion aus der überlagernden Wassersäule in das Sediment gelangen kann. Eine Sulfatlimitierung könnte folglich durch eine verminderte Bodenwassersalinität hervorgerufen sein, eher jedoch durch eine vorherrschende Tonsedimentation. Letztere agierte als Diffusionsbarriere für gelöstes Sulfat und kann Ursache für die

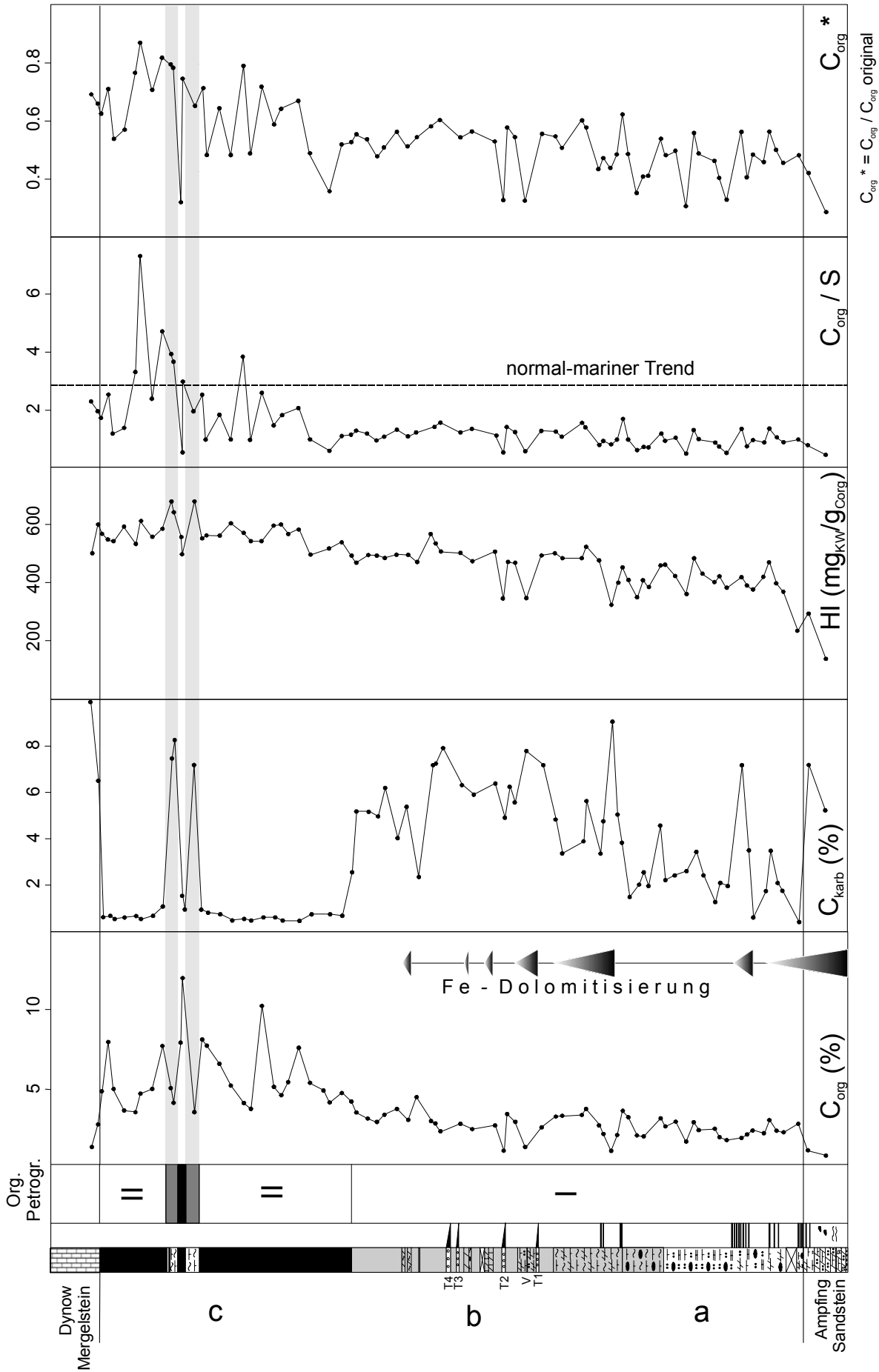


Abb. 5.2.3: Organisch-geochemische Summenparameter der Schöneck Formation in der Bohrung Osch 1 (oberer Hang; verändert nach SCHULZ et al. 2002).

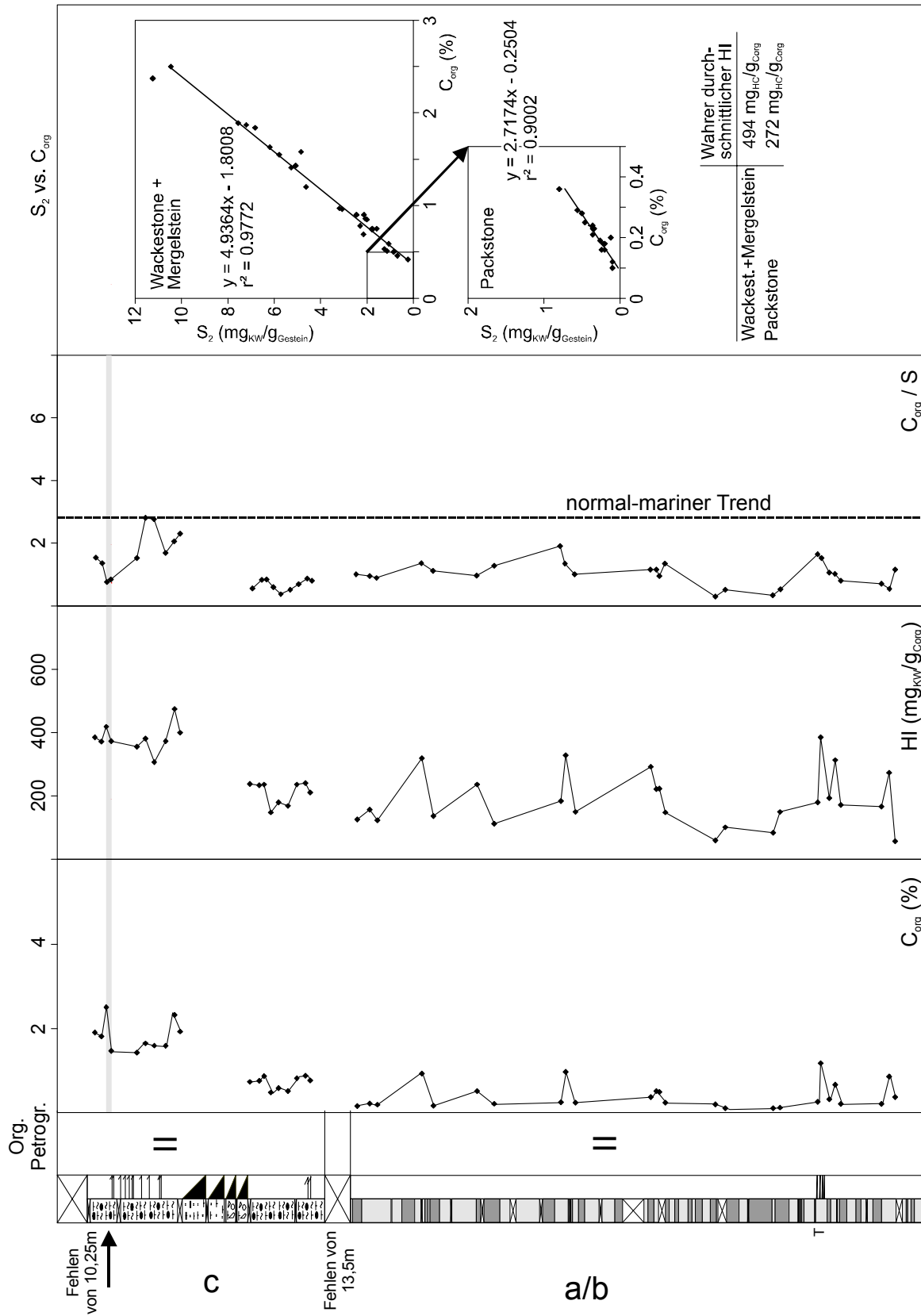


Abb. 5.2.4: Organisch-geochemische Summenparameter der Schönbeck-Formation in der Bohrung Obhf 1 (unterer Hang; verändert nach SCHULZ et al. 2002).

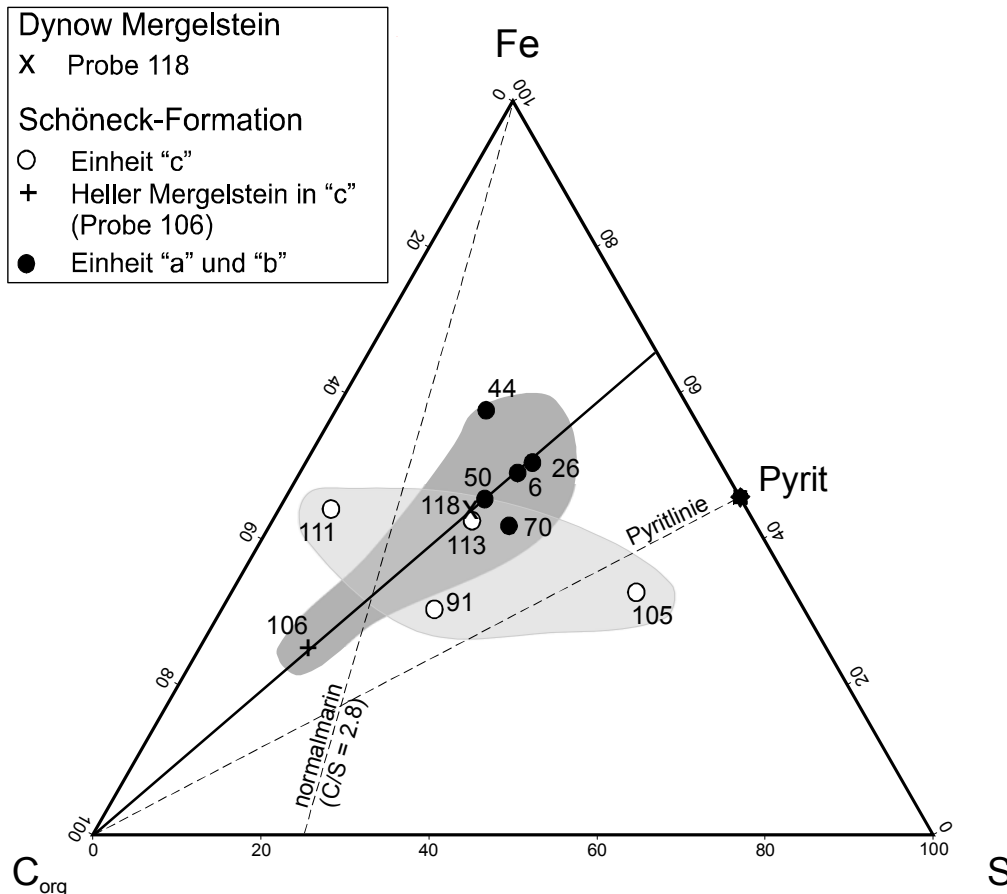


Abb. 5.2.5: Ternäres System Fe-S-C_{org} für ausgewählte Proben der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl am oberen Hang (verändert nach SCHULZ et al. 2002). Erklärungen der beiden grauen Felder im Text.

Ausbildung der hohen C_{org}/S-Werte in den organisch-reichen schwarzen Tonsteinen der Einheit "c" am oberen Hang (Abb. 5.2.3) gewesen sein.

Frühdiaagenetische, bakteriell induzierte Prozesse in Sedimenten führen zu einer Reduzierung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff C_{org} sowie zu einem Qualitätsverlust des organischen Materials, das in einfacher Form durch den Wasserstoffindex HI abgebildet werden kann. Beide Parameter korrelieren häufig positiv miteinander und belegen die Wirksamkeit der Sulfatreduktion als dem bedeutendsten biogenen Prozess in nicht bioturbirten Sedimenten, der an hohe Sedimentationsraten gekoppelt ist. Das Ausmaß der Sulfatreduktion wird ferner durch die Primärproduktion sowie die Wassertiefe kontrolliert, da hohe Primärproduktivitäten in flachen Gewässern eine entsprechende höhere Reaktivität des sedimentierten organischen Materials fördern und folglich eine intensivere Überprägung durch Sulfatreduktion. Der Sulfatreduktion vorlaufende Prozesse wie aerobe Veratmung durch Bakterien sowie Reduktion von Nitrat-, Mangan- sowie

Eisenverbindungen sind untergeordnete Prozesse in marinen Sedimenten. Die der Sulfatreduktion folgende Methanfreisetzung in marinen Sedimenten wird im wesentlichen durch CO₂-Reduktion, weniger durch Fermentationsvorgänge ermöglicht, die überwiegend in Süßwassersedimenten ablaufen (JONES 1985).

Der durch Sulfatreduktion reduzierte Anteil an organischem Kohlenstoff kann anhand empirisch ermittelter Konstanten quantifiziert werden (VETÖ & HETÉNYI 1991). Eine derartige Rekalkulation geht von der Grundüberlegung aus, daß der Anteil an organischem Kohlenstoff im Sediment, C_{org}, um einen bestimmten Anteil durch Sulfatreduktion, C_{org}SR, vermindert wird. Demnach gilt: C_{org} = C_{org}original - C_{org}SR; C_{org}SR = S x 0,9975. Letztgenannter Wert setzt sich aus mehreren Faktoren zusammen, insbesondere einem theoretischen Minimalwert für 25 % entweichendes und oxidiertes H₂S für bioturbirte Sedimente. Für die Schöneck-Formation am oberen Hang wurde eine entsprechende Berechnung durchgeführt und als C_{org}* (= C_{org} / C_{org} original; in anderer Form als

ABE bezeichnet = apparent burial efficiency bezeichnet; TRIBOVILLARD et al. 2001) in Abb. 5.2.3 dargestellt. Sedimente, für die diese Berechnung angewandt wird, müssen erdölgeologisch unreif, nicht bioturbat überprägt (um zu gewährleisten, daß generiertes H₂S überwiegend durch Diffusion entweichen kann) und ausschließlich tonig sein (VETÖ et al. 1994). Diese Grundvoraussetzungen zur Anwendung der Quantifizierung des durch Sulfatreduktion veratmeten Anteils an organischem Kohlenstoff sind in der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl am unteren Hang nicht gegeben (erdölgeologisch marginal reif, karbonatdominiert, bioturbiert). Die beiden letztgenannten Voraussetzungen sind in den mergelegenen Einheiten „a“ und „b“ ebenfalls nicht vollständig entwickelt (Bioturbationen an der Basis der Ra2 sowie erhebliche Calcitkarbonatgehalte in der Einheiten „a“ und „b“ in den Bohrungen am oberen Hang). Diese Charakteristika sowie nicht mit in die Berechnung eingeflossener Überlegungen zur Sulfidretention (TRIBOVILLARD et al. 2001) können Verschiebungen der C_{org}*-Daten zu höheren Werten bedingen. Der Verlauf der C_{org}*-Werte der Schöneck-Formation der Bohrung Oschl am oberen Hang (Abb. 5.2.3) belegt, daß während der Sedimentation der beiden unteren Einheiten ein wesentlich höherer Anteil an organischem Material durch Sulfatreduktion veratmet wurde als im jüngsten Interval „c“. Die positive Korrelation zwischen dem Wasserstoff-Index und den C_{org}- bzw. C_{org}*-Werten in den Einheiten „a“ und „b“ (Abb. 5.2.6) läßt eine zunehmend verminderte Sulfatreduktion des organischen Materials vermuten. Aerober Zersetz des organischen Materials, der sich durch geringere HI-Werte unter Beibehaltung vergleichbarer C_{org}-Werte abzeichnen würde, kann ausgeschlossen werden (Resultat wäre ein organischer Rückstand geringerer Reaktivität und somit niedrigerer HI-Werte; vgl. LÜCKGE et al. 1999). Die bessere Korrelation zwischen dem Wasserstoff-Index und den C_{org}*-Werten in den Einheiten „a“ und „b“ (r² = 0,58) belegt, daß die Sulfatreduktion der dominierende Prozeß des frühdiagenetischen Abbaus des organischen Materials war und daß es nur zu einem moderaten H₂S-Verlust aus der Schöneck-Formation kam (vgl. Prozeßbeobachtung in VETÖ et al. 1994). Die Dauer und Intensität der Sulfatreduktion wird ferner stark durch die Sedimentationsrate beeinflusst. Demnach kann bei niedrigen Sedimentationsraten wie im vorliegenden Fall der Schöneck-

Formation am oberen Hang (ca. 12m in ca. 3 Ma im Vgl. zu 15m/Ma für den früheozänen Tard Clay nach VETÖ et al. 1994) ein Verlust an organischem Material noch als gering angesehen werden. Vergleichbare Zusammenhänge zwischen dem Gehalt an organischem Material und der Intensität der Sulfatreduktion wurden in Auftriebsedimenten, die innerhalb der Sauerstoffminimumzone in der nördlichen Arabischen See vor Pakistan abgelagert wurden, durch geringe, gleichmäßige H₂S-Verluste erklärt (LITKE et al. 1997). Demzufolge lassen sich die geringen HI-Werte der Einheit „a“ entweder durch stärkeren aeroben Zersetz des organischen Materials erklären oder durch Verlust an reduziertem Schwefel durch H₂S-Entgasung. Darüberhinaus korrelieren C_{org}*-Minima im basalen Bereich mit erhöhten C_{karb}-Werten und sind Ausdruck der starken anaeroben bakteriellen Degradation im Sediment, die im Extremfall zur Ausprägung einer authigenen Fe-Dolomitisierung führte und den Wasserstoff-Index reduzierte (Abb. 5.2.3). Die stark streuenden C_{org}*-Daten und das Fehlen einer klaren Korrelation zwischen den HI- und C_{org}- bzw. C_{org}*-Werten in Einheit „c“ wird auf eine variable Verfügbarkeit gelösten Schwefels im Porenwasser zurückgeführt (Sulfatlimitierung der sedimentinternen Pyritblastese).

Der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl vergleichbare Verläufe der C_{org}-, HI- und C_{org}/S-Werte wurden ebenfalls in der Bohrung Fil ermittelt (DETERT 2000) und belegen nahezu identische Ablagerungsprozesse des organischen Materials am oberen Hang. Jedoch sind die Gehalte an anorganischem Kohlenstoff C_{karb} in der Bohrung Fil höher als in der proximaleren Bohrung Oschl aufgrund des geringeren klastischen Einflusses.

Das genetische Bildungspotential der Schöneck-Formation für Erdöl und Erdgas läßt sich anhand der Daten für die Gehalte an organischem Kohlenstoff und der RockEval-Pyrolyse errechnen („Genetic potential S₁+S₂“, kg/t_{Gestein}; TISSOT & WELTE 1984). Aufgrund der niedrigen Reife der Schöneck-Formation am oberen Hang ist das entsprechende S₁-Signal vernachlässigbar gering für die Berechnung. Das genetische Potential schwankt demnach zwischen minimal 2,2 kg/t_{Gestein} in der Einheit „a“ und maximal 43,7 kg/t_{Gestein} in der Einheit „c“ der Bohrung Oschl. Die Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl am unteren Hang ist erdölgeologisch marginal reif und weist im Gegensatz zum oberen Hang höhere S₁-Signale der RockEval-Pyrolyse auf, die in die folgende

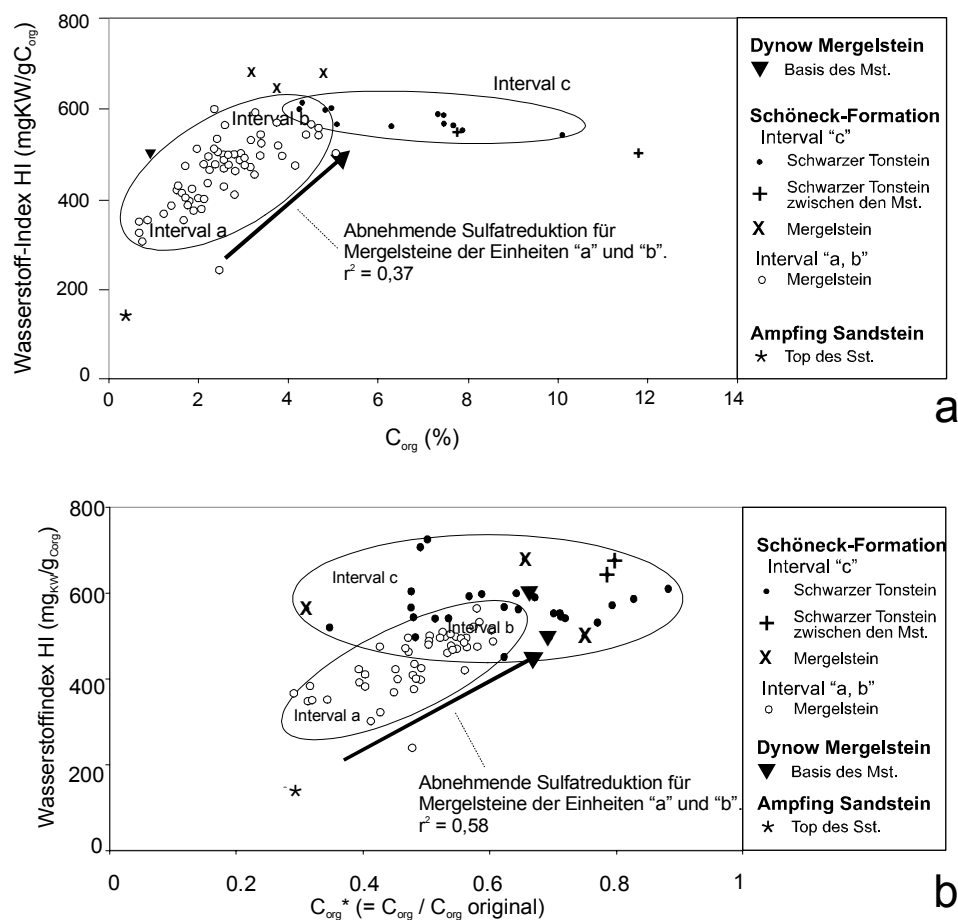


Abb. 5.2.6: Korrelation zwischen dem Wasserstoff-Index HI und (a) den Gehalten an organischem Kohlenstoff C_{org} und (b) den durch Sulfatreduktion abgebauten Gehalten an organischem Kohlenstoff C_{org}^* der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 am oberen Hang.

Berechnung mit einfließen. Demnach variieren die Werte für das genetische Bildungspotential zwischen minimal $10,5 \text{ kg/t}_{\text{Gestein}}$ für Packstones und maximal $46,9 \text{ kg/t}_{\text{Gestein}}$ für die Wackestones der Einheit „a/b“ und maximal $54,8 \text{ kg/t}_{\text{Gestein}}$ für die Mergelsteine der Einheit „c“ am Top der Bohrung Obhfl. Die Daten für das genetische Bildungspotential für Erdöl und Erdgas belegen das wesentlich geringere Potential für die basalen Bereiche der Schöneck-Formation am oberen Hang, das durch die massive Überprägung durch

Sulfatreduktion und Methanogenese reduziert wurde. Vergleichbare Phänomene wurden durch das gekoppelte Auftreten von Framboidpyrit und degradiertem Alginit einerseits und einer Reduktion des KW-Bildungspotentials in marinen Tonsteinen andererseits nachgewiesen (KHAVARI KHORASANI & MICHELSEN 1992). Die geringen genetischen Bildungspotentiale der Packstone-Intervalle der Schöneck-Formation am unteren Hang werden auf die starke Strömungsaktivität und einen Mineralmatrix-Effekt zurückgeführt.

5.3. Diagenese

Die mineralogische Zusammensetzung der Schöneck-Formation am oberen Hang belegt eine komplexe diagenetische Geschichte. Diese für organisch-reiche Sedimente häufig charakteristische Abfolge ermöglicht eine relative zeitliche Auflösung der Diagenese-geschichte (Abb. 5.3.1).

Die Sedimente der Schöneck-Formation in den Bohrungen Fi1, Ra2 und Osch1 beinhalten unterschiedliche Größenverteilungen von Pyritframboiden (Abb. 5.3.2). Überwiegend unimodale Verteilungen mit mittleren Korngrößen kleiner als $4,5\mu\text{m}$ und einer Standardabweichung (σ) kleiner als $4\mu\text{m}$ (Pyritgeneration I) treten in den schwarzen Tonsteinen der Einheit „c“ auf (Abb. 5.3.2a), wohingegen Verteilungen mit größeren mittleren Korngrößen und größeren Standardabweichungen (Pyritgeneration II) in den beiden unteren Einheiten „a“ und „b“ dominieren.

Pyritblastese verläuft über die Zwischenstadien Mackinawit (ungeordnet) \rightarrow Mackinawit (geordnet, Fe_9S_8) \rightarrow Greigit (Fe_3S_4) \rightarrow Pyrit (FeS_2). Für diesen Prozeßablauf dient die Bildung und das Wachstum von Greigit als „key stage“ zur Framboidentwicklung (WILKIN et al. 1996 sowie darin aufgeführte Literatur). Untersuchungen an Framboidtexturen zeigen, daß nach initialer mikrokristalliner Kernbildung und Wachstum die gebildeten Kristalle zusammenballen, was auch deren einheitliche Framboidgröße belegt (TAYLOR 1982; WILKIN 1995). Eine Framboidbildung in der Wassersäule erfolgt an der Grenzschicht von oxischem und anoxischem Wasser und läßt sich mittels der S-Isotopie der Pyritframboide nachweisen, die ^{34}S -verarmt sind und auf Sulfatverfügbarkeit in einem offenen System deuten (RAISWELL 1982; MURAMOTO et al. 1991; CANFIELD et al. 1992).

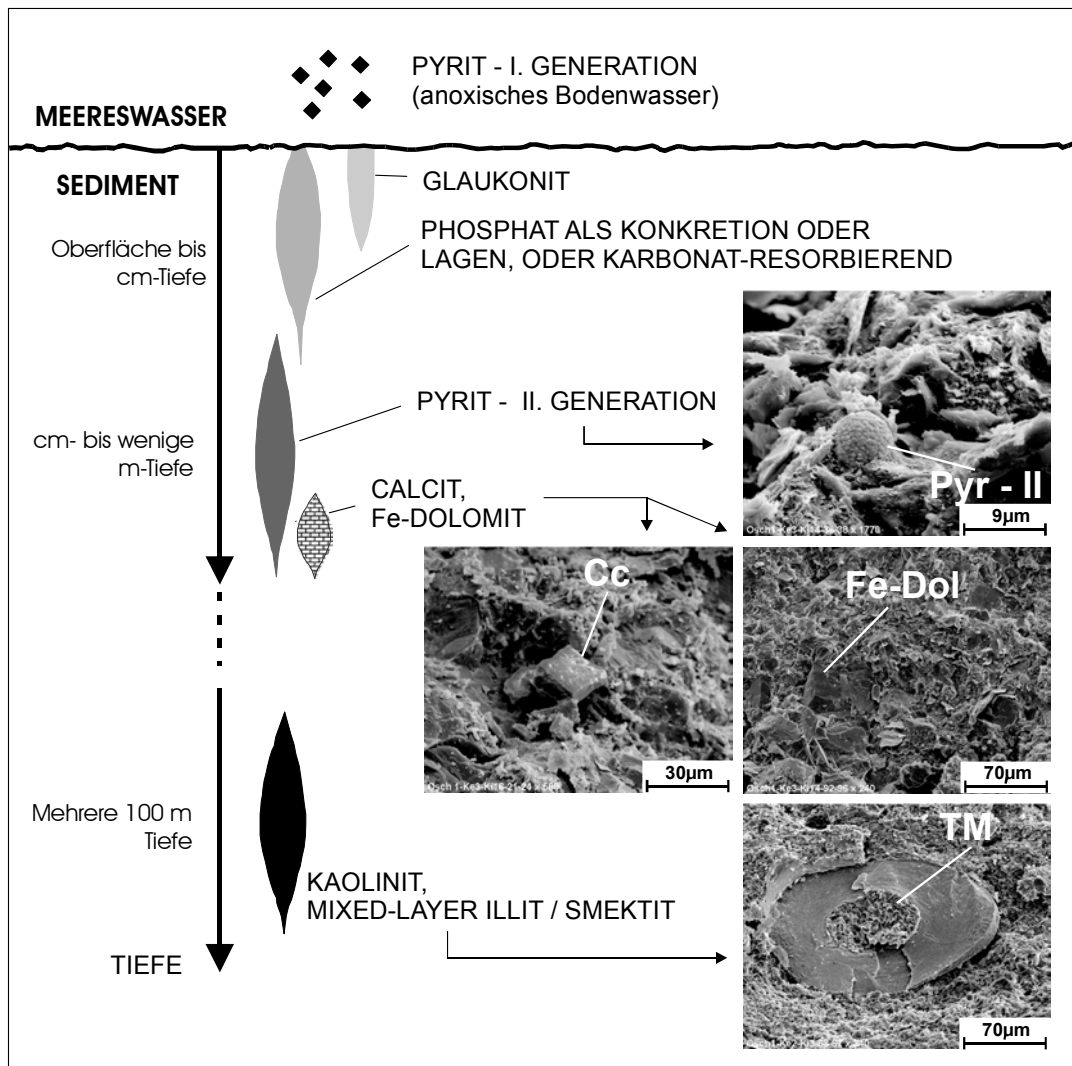


Abb. 5.3.1: Mineralische Diagenese am oberen Hang mit relativer Tiefendarstellung (in Anlehnung an EINSELE 2000).

Die Kernbildung von Pyritframboiden und das weitere Wachstum in einer anoxischen Wassersäule sind zeitlich begrenzt bis zum gewichtsbedingten Sedimentieren. Im anoxischen Porenwasser wird die Dauer dieser Prozesse durch das Sulfatangebot und die Dauer der Sulfatreduktion kontrolliert. Die Bildung von Pyritframboiden in den Wassersäulen euxinischer Becken ist letztendlich auf eine maximale Zeitspanne von vier Monaten begrenzt (WILKIN et al. 1996). Somit ermöglichen Größenverteilungen von Pyritframboiden Rekonstruktionen des Sauerstoff-Angebotes eines Ablagerungsraumes (WILKIN et al. 1996).

Anhand der Größenverteilung der Pyritframboide und o.g. Rahmenbedingungen kann die Pyritgeneration I („syngenetischer“ Pyrit nach RAISWELL & BERNER 1985) als das erste "diagenetische" Produkt der Schöneck-Formation rekonstruiert werden, das sich innerhalb sauerstoffverarmter und -freier Bodenwasserbereiche bildete. Der erste Nachweis von Pyritframboiden im Wasserkörper gelang in den anoxischen Wässern des Lake Kivu im afrikanischen Rift-Valley (DEGENS et al. 1972), etwas später im schwarzen Meer (ROSS & DEGENS 1974).

Der erste sedimentinterne Diageneseprozeß war eine authigene Glaukonitbildung (Abb. 5.3.1). Glaukonit tritt jedoch auch in Form gerundeter, allochthoner Körner auf (Abb. 5.1.6b, c; durch Aufarbeitung diagenetisch gebildeten Glaukonits aus eozänen Schichten des Lithothamnienkalks; RASSER 2000). Die Bildung von Glaukonit hängt von anoxischen nicht-sulfidischen Porenwasserbedingungen ab, die vor Einsetzen der Sulfatreduktion im Sediment herrschen (BERNER 1981). Weitere fördernde Rahmenbedingungen sind geringe, diskontinuierliche Sedimentationsraten, Fe-Verfügbarkeit, Partikel als „Keime“ dieses intrapartikulären Prozesses sowie entsprechende Wassertiefen von 60-500 m, selten bis 800 m (FISCHER 1987; ODIN & MATTER 1981). Somit verdeutlicht das verstärkte Auftreten von Glaukonit im Übergangsbereich zwischen Lithothamnienkalk und den organisch-reichen Sedimenten der Schöneck-Formation (Abb. 5.1.6b, c) den schnellen und markanten Wechsel des paläo-ozeanographischen Umfeldes.

Parallel und/oder nach der Glaukonitisierung setzte in den obersten cm-dm unterhalb der Sediment-Wasser-Grenzschicht (fraglich, da auch an dieser Grenze physikochemisch möglich) der Prozeß der Phosphogenese ein (JARVIS et al. 1994). Neben allochthonen Partikeln (Abb.

5.1.7f) tritt Phosphat in der Schöneck-Formation in Form von autochthonen Knollen und Lagen auf (z.B. in Abb. 5.1.7c, d, e), die als "pristine" (FÖLLMI et al. 1991) or "F"-Phosphorite bezeichnet werden (GARRISON & KASTNER 1990). Eine Bildung von Phosphat-Aggregaten in der Schöneck-Formation war darüber hinaus an eine Calcit-Resorption gekoppelt (Kap. 6: „Phosphogenese der Schöneck-Formation“). Insbesondere eine lagige Ausbildung dieser Präzipitate wird auf Episoden stark verminderter Sedimentation zurückgeführt (GARRISON & KASTNER 1990). Externe Kontrollparameter der Phosphogenese sind die Intensität der Sedimentakkumulation, der Grad der Wiederaufarbeitung sowie die Intensität von Bodenströmungen, die letztendlich die Apatitfällung in einer für diesen Prozeß sensitiven Sedimenttiefe bestimmen (GLENN et al. 1994). Physikochemische Parameter des Porenwassers wie das durch die Zersetzung organischen Materials hervorgerufene Redoxpotential, die Phosphatkonzentration, die Fluoriddiffusion sowie der pH-Wert steuern die Phosphat-Präzipitation im Sediment (TRAPPE 1998; EINSELE 2000; SOUDRY 2000).

Die Generation II framboider Pyrite („diagenetischer“ Pyrit nach RAISWELL & BERNER 1985; Abb. 5.3.2) ist Folge einer der Phosphogenese folgenden, bakteriell induzierten Sulfatreduktion (BSR, im Unterschied zu TSR = thermische Sulfatreduktion), die, neben weiteren Einflußfaktoren, bis zu einer Temperatur von 60-80°C auftreten kann (MACHEL 2001 und darin aufgeführte Literaturverweise). Die Bildung von Pyritframboiden der Generation II war jedoch während der Sedimentation der Einheit „c“ am oberen Hang sulfatlimitiert (Kap. 5.2).

In der Einheit „a“ der Schöneck-Formation am oberen Hang in den Bohrungen Fi1, Ra2 und Osch1 wurden authigene Karbonatphasen nachgewiesen (Calcit und Fe-Dolomit; Abb. 5.3.1), die als Nachweis für die Entwicklung anaerober Porenwasserbedingungen bis hin zum methanogenen Stadium sprechen (GLENN & ARTHUR 1988; GLENN et al. 1994). Zusätzlich wurde in der Bohrung Fi1 das Top des Ampfing Sandsteins durch diese Prozesse beeinflusst. Vergleichbare diagenetische Entwicklungen wurden aus Sedimenten beschrieben, deren Porenwasseralkalinität durch mikrobielle Sulfatreduktion und folgende Methan-Freisetzung steigt. Die Bildung methanogener Karbonatphasen in der Schöneck-Formation kann somit auf Zersetzung organischen Materials während, insbesondere aber nach der Sulfatreduktion zurückgeführt werden, indem durch Freisetzung

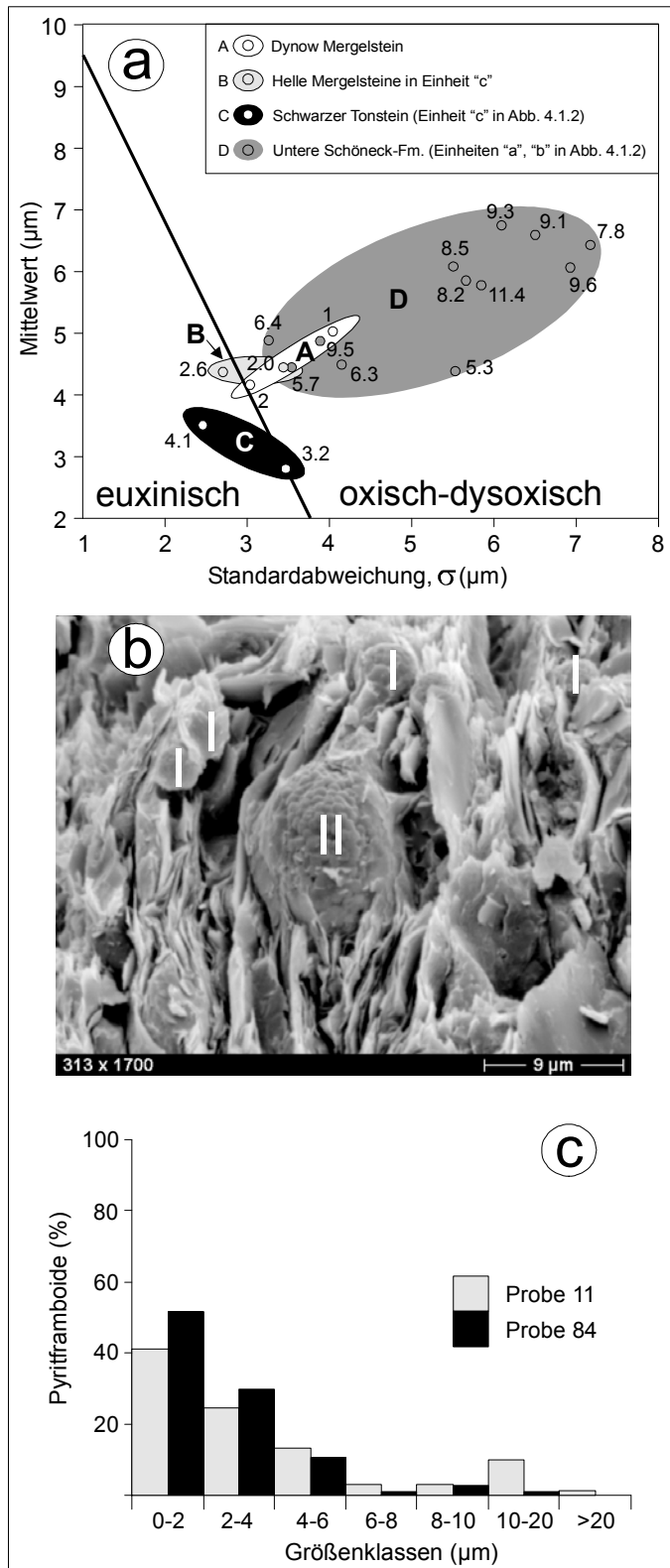


Abb. 5.3.2: Pyritbildung während der Sedimentation der Schöneck-Formation (nach SCHULZ et al. 2002).
 a. Mittlerer Durchmesser vs. Standardabweichung (σ) des Durchmessers (nach WILKIN et al. 1996) von Pyritframboiden der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg 1. Datensignatur entspricht der Tiefe (m) unter dem Dynow Mergelstein. Die zwei Proben des Dynow Mergelsteins tragen die Bezeichnungen 1 (10 cm über der Schöneck-Formation) und 2 (20cm über der Schöneck-Formation).
 b. Pyritframboide der Generationen I und II (Probe 11, Einheit „a“, Bohrung Osch1)
 c. Histogramm der Verteilung von Pyritframboiden. Schwarz = Probe 84 (Einheit "c"), Grau = Probe 11 (Einheit "a", Bohrung Osch1).

isotopisch leichten Methans und schweren Kohlendioxids Fe- und C¹³-reiche authigene Karbonate (z.B. der oben genannte Fe-Dolomit) gebildet werden konnten (EINSELE 2000). Als dominierender Prozeß wurde die Bildung authigener Karbonatphasen z.B. in Auftriebssedimenten vor Oman in der Arabischen See beschrieben und auf Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt, in deren Folge niedrige Sedimentationsraten, aber hohe Produktivitäten vorherrschten (PEDERSEN & SHIMMIELD 1991). Der Grad der Dolomitisierung, die Intensität der gekoppelten Sulfatreduktion und somit die maßgebliche Kontrollfunktion in Form der Porenwasseralkalinität wird durch die Art des organischen Materials gesteuert. So wird durch marines, lipidreiches organisches Material in den Sedimenten der Auftriebszone vor Peru eine intensivere Dolomitisierung hervorgerufen als in den Auftriebssedimenten vor Oman. Die Sedimente vor Oman weisen lipidärmeres (niedriger Wasserstoff-Index HI, hoher Sauerstoff-Index OI), marines organisches Material auf (PURNACHANDRA RAO & LAMBOY 1994).

Neben geringen Anteilen an Hellglimmer und Chlorit dominieren Kaolinit und Illit die Tonmineralfraktion der Schöneck-Formation (DETERT 2000). Die beiden letztgenannten sind Verwitterungsprodukte der metamorphen und kristallinen

Gesteine der Böhmisches Masse (GIER 2000).

In der Schöneck-Formation der Bohrung Fil zeichnen sich Änderungen der Tonmineralzusammensetzung ab: vom Liegenden zum Hangenden nimmt das Kaolinit/Illit-Verhältnis von 4 bis auf 1 ab, abrupt innerhalb der NP21 (DETERT 2000). Ferner tritt schon unterhalb der vulkanischen Lage Smektit auf, ein Verwitterungsprodukt basischer bis intermediärer vulkanischer Produkte. Klimatische Änderungen an der E/O-Grenze hin zu ausgeprägteren Saisonalitäten können dem Phänomen der veränderten K/I-Verhältnisse Rechnung tragen. Die zunehmende Beckenerweiterung und -vertiefung wurde als möglicher Erklärungsansatz herangezogen (DETERT 2000), da sich Tonmineraleinträge durch entfernungsabhängige, küstenzonierte Verteilungen abbilden können (proximal → distal: 1. Kaolinit, 2. Illit, 3. Smektit; FÜCHTBAUER 1988).

Darüberhinaus kam es während der Diagenese der Schöneck-Formation zu Neusprossungen von Kaolinit und einem Illit/Smektit-Wechselagerungstonmineral. Beide Tonminerale konnten als Füllungen von Hohlräumen in Fossilbruchstücken nachgewiesen werden (Abb. 5.3.1). Eine Auflösung und Abgrenzung der zeitlichen Bildung von Kaolinit und I/S in der Schöneck-Formation nach der Dolomitisierung ist nicht möglich.

5.4. Molekulare Biomarker

Die Extraktmengen ausgewählter Proben der Schöneck-Formation in den Bohrungen Osch1 und Obhfl zeichnen die lithologische Entwicklung nach, in dem in der Einheit „c“ und somit in dem am stärksten feinstklastisch-beeinflußten Abschnitt die höchsten Elutionserfolge erzielt wurden (Abb. 5.4.1, 5.4.2). Die wesentlich höheren Extraktmengen aus dem Kerogen der Schöneck Formation in der Bohrung Obhfl von bis zu 160 mg/gC_{org} sind Folge der höheren Reife im Vergleich zum organischen Material der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1. Deutliche, teils lithologie-, teils reifeabhängige Varianzen zeigen sich darüberhinaus in

den prozentualen Verteilungen der Fraktionen unterschiedlicher Polarität. Die Fraktionen der gesättigten Kohlenwasserstoffe in der Bohrung Osch1 weist demnach Maxima in Einheit „c“ auf (Abb. 5.4.1), relative Verarmungen hingegen in der Bohrung Obhfl (stattdessen relative Anreicherungen der NSO-Komponenten und der Asphaltene; Abb. 5.4.2). Im Unterschied zur Bohrung Osch1 sind die deutlich geringeren prozentualen Fraktionsanteile der NSO-Komponenten und höheren prozentualen Anteile der gesättigten und aromatischen Fraktionen der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl Folge der höheren Reife (beginnende „Ölfenster“-Reife).

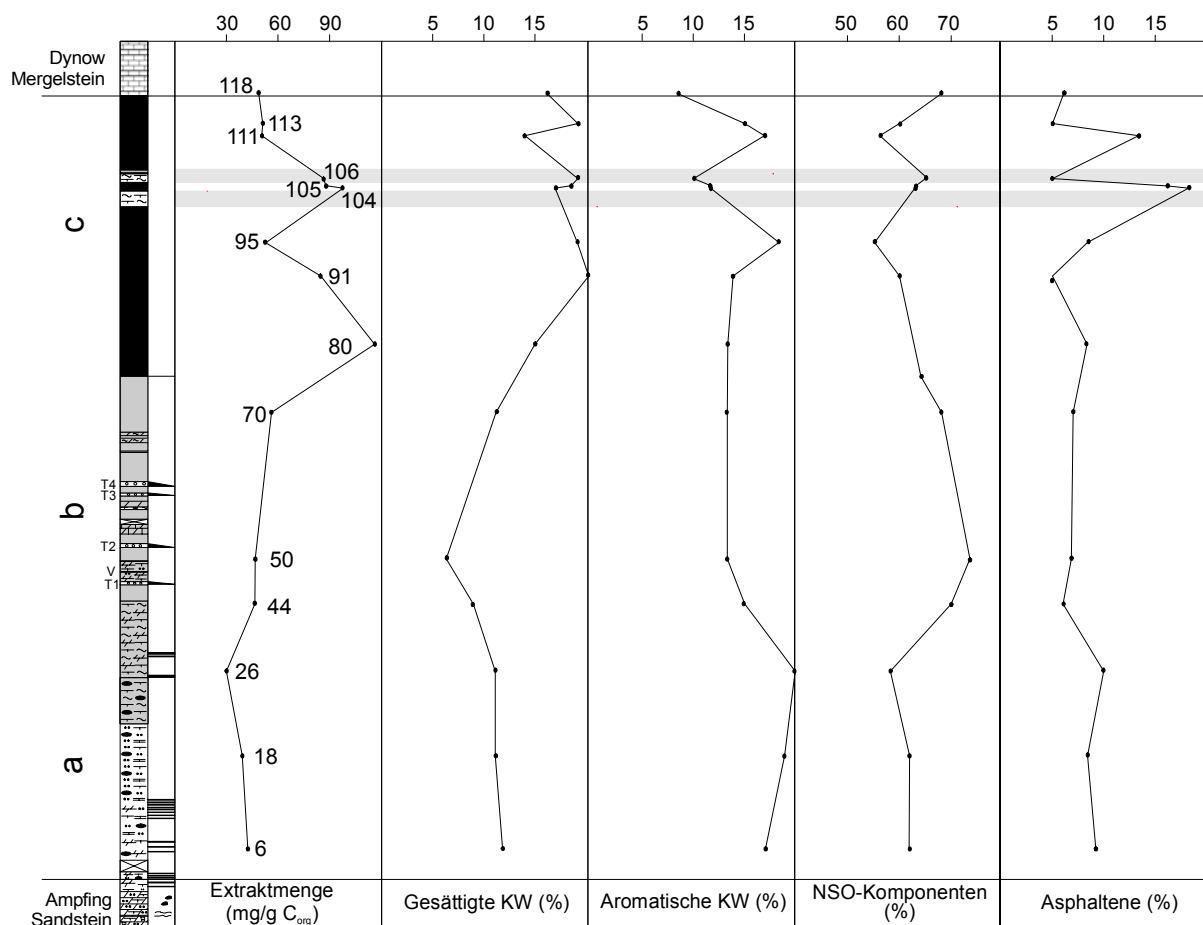


Abb. 5.4.1: Darstellung der Extraktmengen sowie der prozentualen Fraktionsverteilungen unterschiedlicher Polarität der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 am oberen Hang. Probenbezeichnungen sind im Feld der Extraktmengen dargestellt.

In den Gaschromatogrammen der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe zweier ausgewählter Proben der Schöneck-Formation der Bohrungen Osch1 und Obhfl dominieren *n*-Alkane mit Kettenlängen aus 13 bis 35 C-

Atomen (Abb. 5.4.3). Die kurzkettigen *n*-Alkane (< *n*-C₂₀) weisen maximale Intensitäten im Bereich von *n*-C₁₅ bis *n*-C₁₇ auf, die vorwiegend in Algen und Mikroorganismen nachgewiesen werden (CRANWELL 1977). Höhere relative

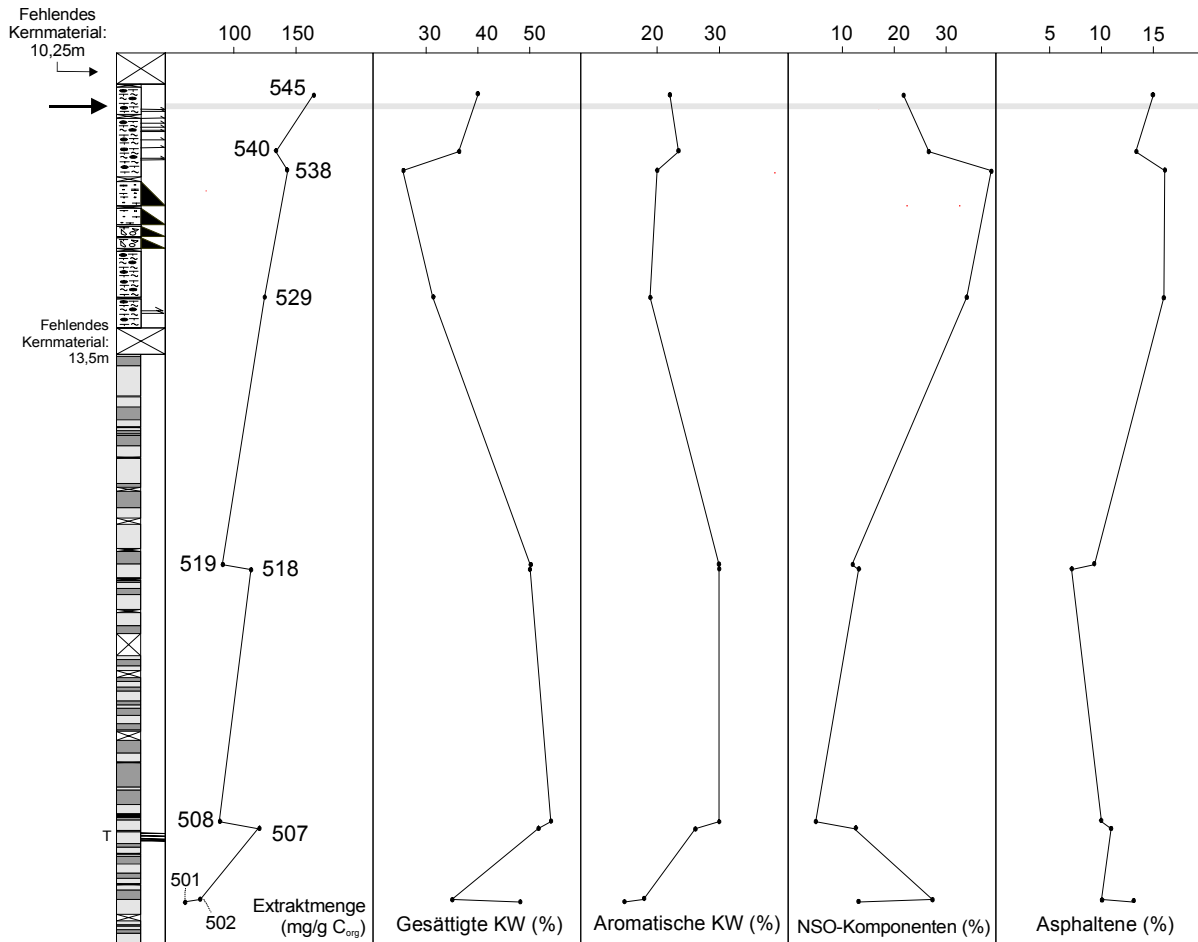


Abb. 5.4.2: Darstellung der Extraktmengen sowie prozentualen Fraktionsverteilungen unterschiedlicher Polarität der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl am unteren Hang. Probenbezeichnungen sind im Feld der Extraktmengen dargestellt.

Anteile an *n*-Alkanen in Proben der Bohrung Obhfl im Vergleich zur Bohrung Oschl verweisen auf die höhere Reife der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhfl. Weitere Bestandteile der gesättigten Kohlenwasserstoffe stellen C₂₇- bis C₃₅- $\alpha\beta$ - und $\beta\alpha$ -Hopane dar, während die C₂₈-Hopane fehlen. Triterpenoide des Oleanan- und Ursantyps (Biomarker für Angiospermen; KARRER et al. 1977; SUKH DEV 1989) treten in geringen Konzentrationen auf. Steroidabkömmlinge stellen C₂₇- bis C₂₉- $\alpha\alpha\alpha$ -Sterane und geringe Anteile von $\alpha\beta\beta$ -Steranen dar, darüberhinaus 4 α -Methylsterane.

Die Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Schöneck-Formation in den Bohrungen Oschl und Obhfl setzt sich aus alkylierten Benzolen, Naphthalinen, Phenanthrenen sowie monoaromatischen Steroiden zusammen (Abb. 5.4.4). Im hochsiedenden Bereich des Gaschromatogramms der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Schöneck-Formation der Bohrung Oschl tritt ein deutliches Signal eines trimethylierten 2-Methyl-2-trimethyl-tridecyl-

chromans (C₂₉-Chroman; tri-MTTC) auf (Abb. 5.4.4a) und konnte durch Vergleich mit publizierten Massenspektren (SINNINGHE DAMSTÉ et al. 1987a; SCHWARK & PÜTTMANN 1990) identifiziert werden. Die entsprechenden dimethylierten Komponenten (di-MTTC) konnten darüberhinaus nur in geringen Intensitäten nachgewiesen werden. Weitere Bestandteile der aromatischen Fraktion sind aromatische Sesquiterpenoide des Cadalen-Typs sowie in Oschl aromatische Arboren (Fernen)-Abkömmlinge, die hinsichtlich ihrer biologischen Vorläufermoleküle kontrovers diskutiert werden (HAUKE et al. 1992, 1995; VLIEX et al. 1994). Biologische Vorläufermoleküle von Sesquiterpenoiden des Cadalen-Typs, Cadinenen und Cadinolen werden auf Koniferenharze zurückgeführt (SIMONEIT et al. 1986).

Pristan/Phytan-Verhältnis

Das Pristan/Phytan-Verhältnis (Pr/Ph) der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl (Abb. 5.4.5) verringert sich von 2 an der Basis

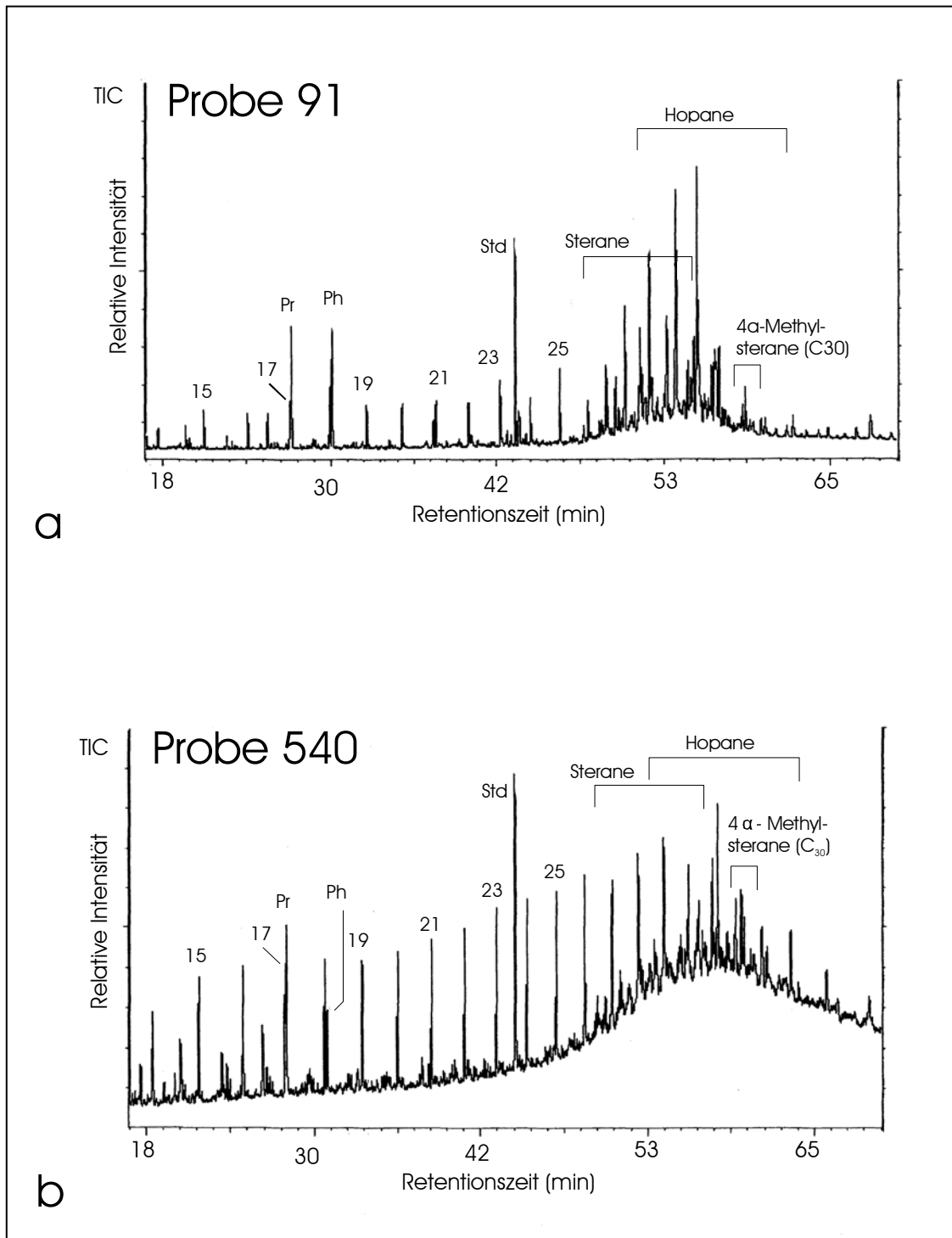


Abb. 5.4.3: Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Probe 91 (Osch1) und der Probe 540 (Obhf1). 15-25 = C-Kettenlänge der *n*-Alkane, Pri = Pristan, Phy = Phytan, Std = *n*-Tetracosan als interner Standard (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

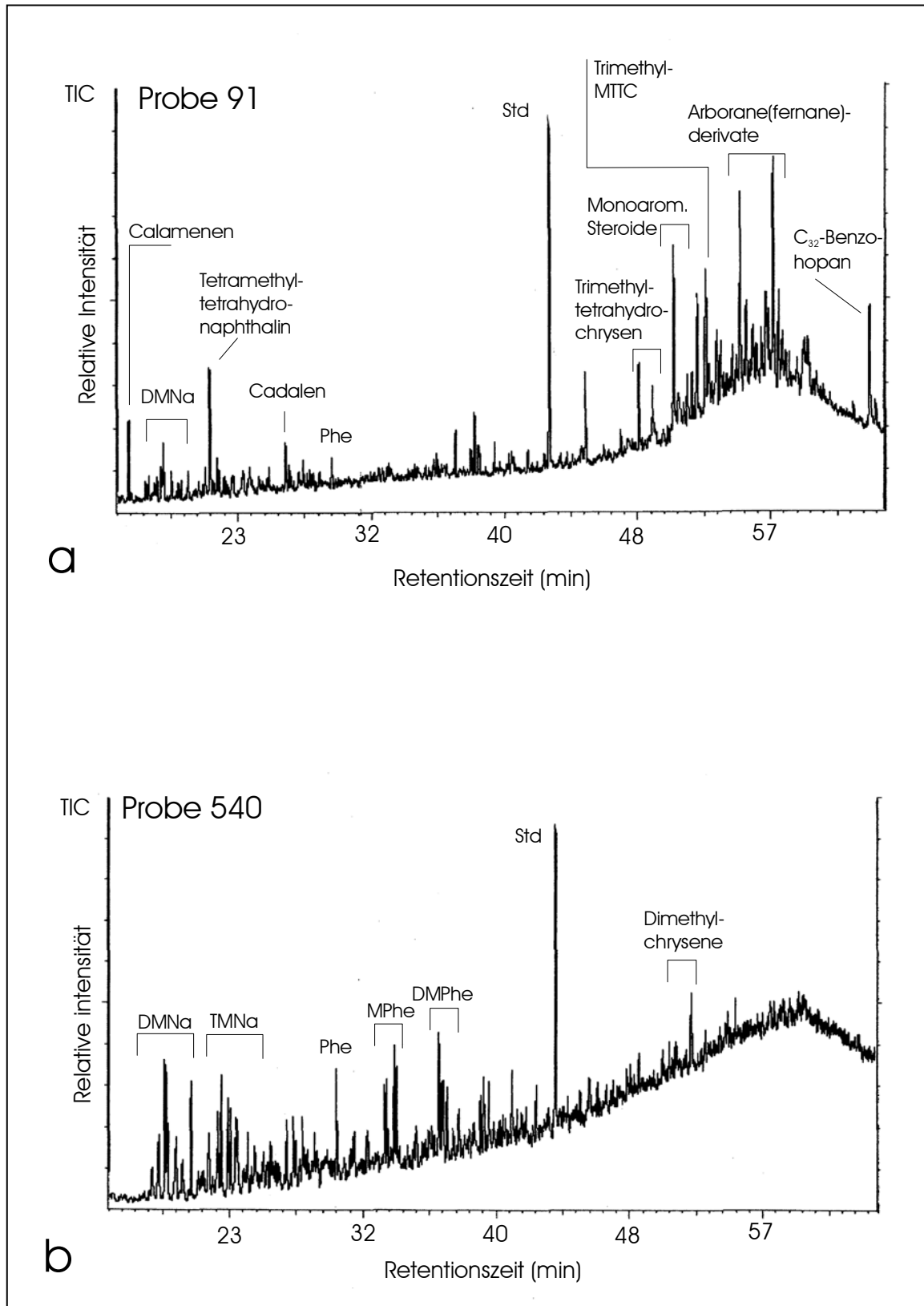


Abb. 5.4.4: Totalionenstrom der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Probe 91 (Osch1) und der Probe 540 (Obhf1). Phe = Phenanthren, Na = Naphthalin, M-/DM-/TM- = Methyl-/Dimethyl-/Trimethyl-, MTTC = 2-Methyl-2-trimethyltridecylchroman, Std = 1,1'-Binaphthyl als interner Standard (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

hin zu einem Minimalwert von 0,76 an der Basis der Einheit "c", verbleibt auf einem vergleichbaren Niveau mit Pr/Ph ~ 1 bis zur Einschaltung der hellen Mergellagen, um danach wiederum anzusteigen auf Pr/Ph-Werte von ~ 3 . Die fallenden Pr/Ph-Werte bis zur Einschaltung der hellen Mergellagen in Einheit "c" (häufigste Werte $< 1,5$) können auf die zunehmende Etablierung anoxischer Bodenwasserbedingungen während der Sedimentation gedeutet werden (DIDYK et al. 1978). Eine signifikante Änderung des Ablagerungsmilieus hin zu dysoxischen/oxischen Bodenwasserbedingungen zeigt sich demnach im Anstieg der Pr/Ph-Werte auf über 2,5 im oberen Profilbereich. Im Unterschied zur Bohrung Osch1 verweisen die Pr/Ph-Werte > 2 in der Bohrung Obhf1 auf dysoxische bis oxische Bedingungen an der Sediment-Wasser-Grenze. Deutliche Pr/Ph-Schwankungen in benachbarten Obhf1-Proben (501:502, 507:508, 518:519; Abb. 5.4.6) können kurzfristige Belüftungen während der Ablagerung von Packstones und Rückkehr zu O_2 -ärmeren Bedingungen während der Ablagerung der Wackestones belegen. Am Top des oberen untersuchten Kernmaterials der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhf1 deutet sich aufgrund geringer Pr/Ph-Werte $< 1,5$ eine sauerstoffärmere Bodenwassersituation an (Abb. 5.4.6).

Pristan/Phytan-Verhältnisse werden durch Reife-Effekte beeinflusst (TISSOT & WELTE 1984) sowie durch unterschiedliche Vorläufermoleküle für azyklische Isoprenoide (zum Beispiel von Bakterien; VOLKMAN & MAXWELL 1986; TEN HAVEN et al. 1987). Innerhalb einer der beiden untersuchten Formationsabfolgen kann jedoch ein Reifeinfluss aufgrund von Mächtigkeiten $< 50\text{m}$ ausgeschlossen werden. Hingegen können die höheren Pr/Ph-Werte der Bohrung Obhf1 ($R_r = 0,52\%$) im Vergleich zur Bohrung Osch1 reifebedingt sein (vgl. Studien am Kerogentyp III: HAGEMANN et al. 1989; LEYTHAEUSER & SCHWARZKOPF 1985; RADKE et al. 1980a). Demnach wird Pristan während der Inkohlung an der Grenze Braunkohle/Steinkohle (entspricht der ersten Bitumenfreisetzung im „Erdölfenster“ und demzufolge dem Reifegrad der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhf1) eher und stärker aus Kerogen abgespalten als das Phytan. Das Pristan unterliegt danach jedoch Crackreaktionen, weshalb der Quotient Pr/Ph mit zunehmender Inkohlung bzw. Reife zunehmend kleiner wird und bei ca. $R_r = 0,9\%$ einen Maximalwert einnimmt. Ungeachtet der möglichen Beeinflussung der Pr/Ph-Werte durch unterschiedliche Reifegrade können deren Daten hier in Kopplung zu weiteren Redox-Proxies (z.B. Größenverteilung von Pyritframboiden; Abb. 5.3.2) zur Interpretation der Redoxbedingungen

herangezogen werden. Die geringe Reife der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 ($R_r = 0,24\%$) kann ferner einer Pristangenese aus Tocopherolen (Vitamin E) oder Chromanen widersprechen (GOOSSENS et al. 1984). Ein bakterieller Ursprung des Phytans von Phytanyl-ethern aus Lipiden in Archäobakterien kann nicht ausgeschlossen werden (VOLKMAN & MAXWELL 1986; TEN HAVEN et al. 1987).

Eine Abhängigkeit der Pr/Ph-Werte von der Paläosalinität wurde von TEN HAVEN et al. (1985) erstmalig für Evaporite des Messiniums im nördlichen Apennin erörtert. Entsprechende Zusammenhänge wurden für den deutschen Kupferschiefer nachgewiesen (SCHWARK & PÜTTMANN 1990). Demnach sind fallende Pr/Ph-Werte an steigende Salinitäten gekoppelt. Entsprechende Zusammenhänge für die Schöneck-Formation lassen sich aus dem Vergleich der Pr/Ph-Werte mit Biomarkern herleiten, die Aussagen hinsichtlich der Paläosalinität erlauben (z.B. Chromane, in diesem Kapitel folgend).

Die CPI-Werte (Carbon Preference Index, berechnet nach BRAY & EVANS 1961) der Schöneck-Formation in den Bohrungen Osch1 und Obhf1 verlaufen ähnlich wie die Pr/Ph-Werte (Abb. 5.4.5, 5.4.6). Höhere CPI-Werte in der Bohrung Osch1 (CPI = 1,3 - 2) sind auf die geringere Reife zurückzuführen. Die in dieser Bohrung auftretenden starken CPI-Schwankungen können ein Hinweis auf unterschiedliche Einträge aus bereits thermisch beeinflusstem Erosionsmaterial sein. Hohe CPI-Werte würden demnach auf vorherrschende Einträge von synsedimentärem Material höherer Landpflanzen deuten. Die auffälligen Parallelen der CPI-Verläufe mit den Pr/Ph-Werten können jedoch auch salinitäts-gesteuert sein (TEN HAVEN et al. 1985, 1988).

Steran/Hopan-Verhältnis

In der Schöneck-Formation wurden $\alpha\alpha\alpha\text{-C}_{27}$ bis C_{29} -Sterane zusammen mit ihren $\alpha\beta\beta$ -Isomeren nachgewiesen, quantifiziert und auf den Gehalt an organischem Kohlenstoff normiert dargestellt (Abb. 5.4.5, 5.4.6). Höhere C_{org} -normierte Konzentrationen wurden in der Bohrung Obhf1 nachgewiesen, insbesondere in den Einheiten "a" und "b". In der Einheit "c" der Schöneck-Formation der Bohrung Osch1 fallen die Steran-Konzentrationen von $> 800 \mu\text{g/gC}_{\text{org}}$ bis auf Werte $< 300 \mu\text{g/gC}_{\text{org}}$. Dieser auffällige Verlauf impliziert eine höhere Produktivität sterolproduzierender Organismen während der Sedimentation der Schöneck-Formation in der Bohrung Obhf1, hingegen einen Produktivitätsabfall in Osch1 mit Einsetzen der Tonsedimentation der Einheit „c“. Die hier nachgewiesenen Sterane stammen von Sterolen ab, die überwiegend von Phytoplankton sowie photosyn-

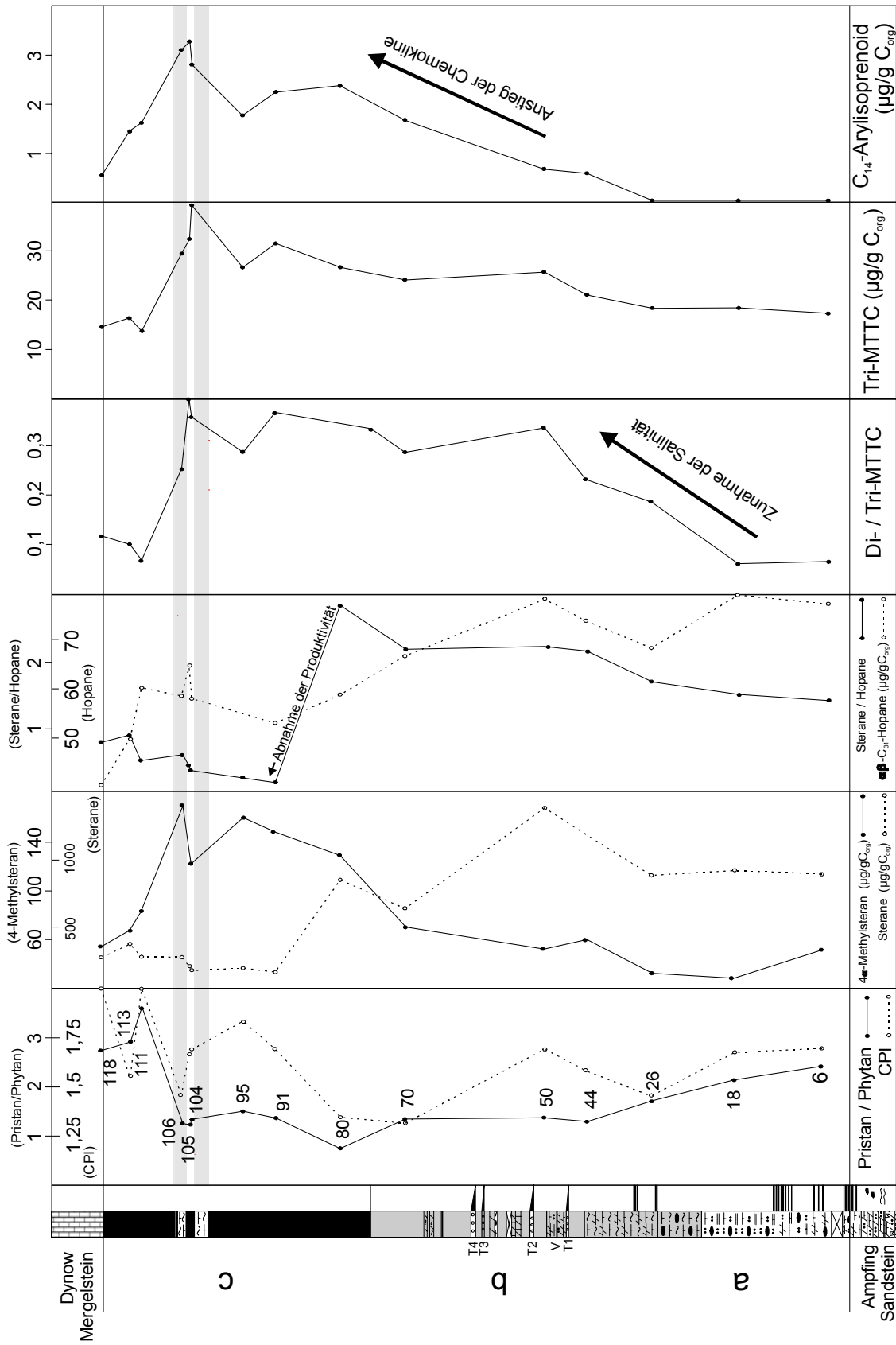


Abb. 5.4.5: Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan-, di-/tri-MTTC-Verhältnisse sowie C_{org} -normierte Konzentrationen von 4-Methylsteran, tri-MTTC und C_{14} -Arylisoprenoid in der Schöneck Formation am oberen Hang (Oschl). Probenbezeichnungen sind im Pr/Ph-Fenster dargestellt (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

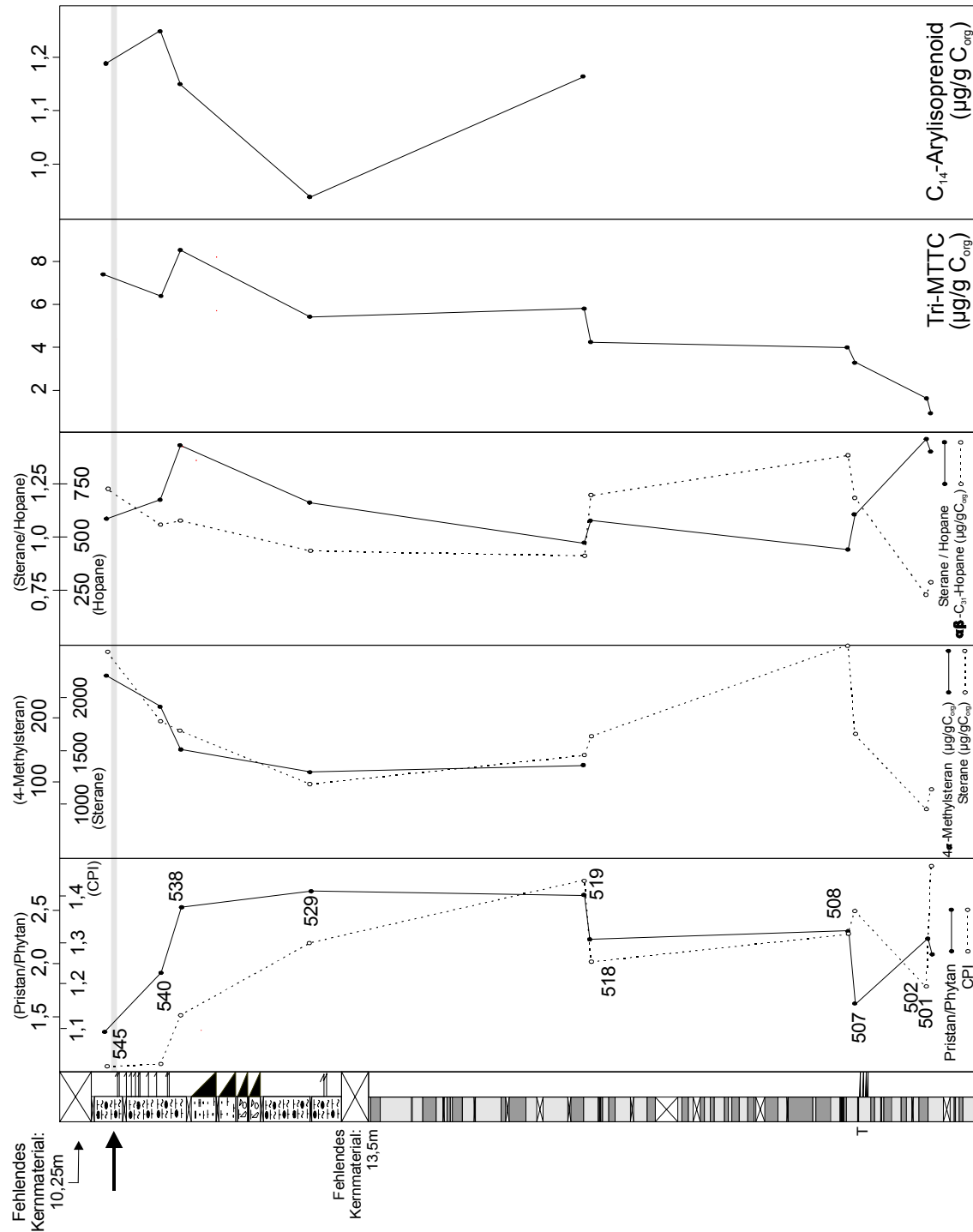


Abb. 5.4.6: Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan-Verhältnisse sowie C_{org} -normierte Konzentrationen von 4 α -Methylsteran, tri-MTTC und C_{14} -Arylisoprenoid in der Schöneck Formation am oberen Hang (Obhfl). Probenbezeichnungen sind im Pr/Ph-Fenster dargestellt (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

thetisierenden Bakterien gebildet werden, die in der photischen Zone leben (VOLKMAN 1986). Unter Berücksichtigung der Unsicherheiten bei der Rekonstruktion von Paläoproduktivitäten z.B. mittels Al-normierter Ba-Gehalte (GINGELE et al. 1999; KUYPERS et al. 2000) belegen außerdem leicht rückgängige Ba/Al-Werte eine Reduktion der Produktivität während der Sedimentation vom Liegenden zum Top der Formation in der Bohrung Osch1, unterbrochen lediglich von höheren, nicht aussagewirksamen Werten in den Mergeleinschaltungen in Einheit „c“ (siehe Datensatz in Anhang 10).

Die Hopan-Konzentrationen variieren gegenüber den Steran-Konzentrationen in beiden Profilen in geringerem Maße (Abb. 5.4.5, 5.4.6). In der Bohrung Obhfl sind die Hopankonzentrationen generell höher und variabler als in der Bohrung Osch1. Hopanoide stellen Membranbestandteile vieler Prokaryonten (z.B. Bakterien) dar einschließlich anaerober Spezies (OURRISON et al. 1979).

Im Grenzbereich der Einheiten „b“ und „c“ der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 sinkt das Steran/Hopan-Verhältnis massiv (Abb. 5.4.5). Hohe Steran/Hopan-Verhältnisse in den Bohrkernen der Bohrung Obhfl sowie der Einheiten „a“ und „b“ in Osch1 sind charakteristisch für marine Ablagerungsbereiche. So wurden z. B. steigende Steran/Hopan-Verhältnisse im deutschen Kupferschiefer als Indikatoren für den zunehmenden marinen Einfluß während der beginnenden Zechstein-Transgression gewertet (BECHTEL & PÜTTMANN 1997).

Methylsterane

4 α -C₃₀-Methylsterane sind die dominierenden Komponenten innerhalb einer Reihe von Methylsteranen. Die C_{org}-normierten Konzentrationen dieser Komponenten weisen Maximalkonzentrationen innerhalb der Einheit „c“ der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 auf (Abb. 5.4.5) und im oberen Bereich der Obhfl (Abb. 5.4.6). Nicht mehr quantifizierbare Konzentration der 4 α -C₃₀-Methylsterane herrschen im unteren Bereich vor. 4 α -Methylsteranoide werden als Biomarker für Dinoflagellaten angesehen (ROBINSON et al. 1984), wurden jedoch auch in anderen Mikroorganismen nachgewiesen (VOLKMAN et al. 1990). Eine maximale Dinoflagellatenproduktivität entsprechend den Maximalwerten im Tonintervall der Einheit „c“ (Abb. 5.4.5) steht jedoch in klarem Gegensatz zu den dort rekonstruierten reduzierten Produktivitäten für Phytoplankton, die sich durch geringe Sterankonzentrationen sowie niedrige Steran/Hopan-Verhältnisse abzeichnen. In Analogie zu oben beschriebenem Phänomen wurden in unterkretazischen lakustrinen Erdölmuttergesteinen im

nördlichen Gabun steigende Steroidkonzentrationen relativ zu Hopanoiden sowie abnehmende 4 α -C₃₀-Methylsteran-Konzentrationen als Indikatoren steigender Nährstoffbedingungen gewertet (KUO 1994). Entsprechend den obigen Ausführungen kann das Ablagerungsmilieu während der Tonsedimentation der Einheit „c“ als oligotroph eingestuft werden. Eine Erklärungsalternative für die unterschiedlichen Konzentrationen der 4 α -C₃₀-Methylsterane stellen diagenetische Prozesse dar. Dementsprechend ließen sich die steigenden Konzentrationen der 4 α -C₃₀-Methylsterane durch Methylierung von Sterolen durch anaerobe Bakterien unter euxinischen Bedingungen erklären.

Arylisoprenoide

In den Fraktionen der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Schöneck-Formation am oberen Hang (Osch1) treten ferner trimethylsubstituierte Arylisoprenoide der Kettenlänge C₁₁ bis C₁₉ auf. Die Genese dieser Komponenten wird auf Degradationsprozesse des Isorenieratans zurückgeführt (SUMMONS & POWELL 1987). In der Schöneck-Formation der Bohrungen Osch1 und Obhfl konnten Arylisoprenoide im basalen Bereich nicht in hinreichenden Konzentrationen nachgewiesen werden (Abb. 5.4.5, 5.4.6). In der Bohrung Osch1 zeichnet sich ab der Einheit „b“ ein lithologiebezogener Trend ab, demzufolge die höchsten C₁₄-Arylisoprenoid-Konzentrationen in Einheit „c“ auftreten.

Arylisoprenoide werden auf das Karotenoid Isorenieratan zurückgeführt. Dieses Karotenoid ist ein häufiger Bestandteil unreifer mariner Sedimente (BRASELL et al. 1983), die unter euhalinen (30 - 40 ‰) bis hypersalinen Bedingungen der Wassersäule (>> 40 ‰) abgelagert wurden (SUMMONS & POWELL 1986, 1987). Diagenetische Produkte des Isorenieratans können sowohl in ordovizischen Sedimenten (KOOPMANN et al. 1996) als auch in frühproterozoischen Ölen der sibirischen Plattform nachgewiesen werden (SUMMONS & POWELL 1992). Unter anderem wurden diagenetische Abbauprodukte des Isorenieratans auch in der oligozänen Menilit-Formation in verschiedenen Überschiebungseinheiten im südöstlichen polnischen Karpatensektor nachgewiesen, dem östlichen Bereich der Zentral-Paratethys (KÖSTER et al. 1998b).

Isorenieratan wird von symbiontischen Bakterien mariner Schwämme (LIAAEN-JENSEN 1978a, b; IMHOFF & TRUPER 1976, 1980) als auch als Photosynthese-Steuerstoff photoautotropher, grüner (Chlorobiaceae) und roter Schwefelbakterien (Chromatiaceae) synthetisiert (SUMMONS & POWELL 1987). Letztgenannte Organismen leben phototroph unter anaeroben

Bedingungen. Demzufolge benötigen sie ein ökologisches Umfeld, in dem ihr Wachstum durch das gekoppelte Auftreten von Licht und H₂S ermöglicht wird. Rezente Ökosysteme für derartige Schwefelbakterien stellen sulfathaltige Stillwasserbereiche dar, in denen hinreichend organisches Material eine Sulfidproduktion nahe der photischen Zone ermöglicht (SUMMONS 1993). Ein rezentes Ökosystem für grüne Schwefelbakterien stellt das Schwarze Meer dar, in dem diese in 80 bis 150 m Wassertiefe bei weniger als 1% der Oberflächeneinstrahlung leben (REPETA et al. 1989). Thermische als auch an Salinitätsgradienten gebundene Wasserschichtung tritt generell in derartigen Systemen auf (z.B. in Lagunen). Neben euxinischen Tiefenwässern ist eine Reduktion des grünen Lichtspektrums für die Photosynthese durch partikuläres organisches Material oder Vegetationsreste in der Wassersäule essentiell für das Auftreten von Chlorobiaceae und Chromatiaceae (PFENNIG 1977). Geringere Lichtintensitäten werden durch höhere Konzentrationen an Chlorophyll-e und Isorenieratan kompensiert (OVERMANN et al. 1992). Aus zuvor genannten Gründen läßt sich das Auftreten von roten und grünen Schwefelbakterien auf küstennahe Bereiche eingrenzen. In distalereichen Bereichen treten andere Organismen auf, die nicht an das Auftreten von H₂S gebunden sind. Die vorgestellten, optimalen Lebensbedingungen für das Auftreten von roten und grünen Schwefelbakterien herrschten während der Ablagerung der Einheit „c“ der Schöneck-Formation am oberen Hang vor und implizieren Bodenwasseranoxien, die bis in die photische Zone reichten. Konzentrationsänderungen des S-gebundenen Isorenieratans können auf unterschiedliche Produktivitäten unter anoxischen Bedingungen (KUYPERS et al. 2001), aber auch auf Positionsverschiebungen der Chemokline deuten (REPETA, 1993; SINNINGHE-DAMSTÉ et al. 1987b). Ferner werden Konzentrationsänderungen von Arylisoprenoiden auf unterschiedliche Wassersalinitäten zurückgeführt. So wurden abnehmende Arylisoprenoid-Konzentrationen im deutschen Kupferschiefer hinsichtlich einer zunehmenden Wassersalinität interpretiert (SCHWARK & PÜTTMANN 1990), eine Beobachtung, die jedoch den folgenden Ergebnissen der Schöneck-Formation widerspricht.

Isorenieratan wird während der Frühdiagenese zu > 99 % in hochmolekulares organisches Material (sog. „HMW“) über S-, O- und/oder C-Bindungen eingebaut (HARTGERS et al. 1994). Arylisoprenoide werden dann während fortschreitender Diagenese und Katagenese aus diesem HMW freigesetzt. Demzufolge ist ein direkter Vergleich zwischen den C₁₄-Arylisoprenoid-Konzentrationen der Schöneck For-

mation der Bohrungen Osch1 und Obhf1 nicht möglich, jedoch in den jeweiligen Sedimentabfolgen einer Bohrung.

Chromane

Eine Abfolge mono- und dimethylierter 2-Methyl-2-trimethyltridecyl-Chromane (MTTC) ist bekannt aus Sedimenten und Ölen bis zu permzeitlichem Alter (SINNINGHE-DAMSTÉ et al. 1987a). Diese Biomarker werden auf Tocopherole zurückgeführt, die aus höheren Pflanzen, Algen, Cyanobakterien und Bakterien bekannt sind. Sie stellen natürliche Anti-Oxidantien dar, die Lipide vor starker Oxidation schützen. Bedingt durch dieses mannigfaltige biologische Auftreten ist ihre Bedeutung als Biomarker beschränkt, wichtig jedoch als „Precursor“ von Pristan in Sedimenten und Ölen (GOOSSENS et al. 1984).

In der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Osch1) tritt oben beschriebene Abfolge aus mono- und di-MTTC auf. Ferner lässt sich ein trimethyliertes C₂₉-Chroman (tri-MTTC) in auffälligen Konzentrationen nachweisen (Abb. 5.4.4). Diese trimethylierte Komponente dominiert gegenüber den entsprechenden dimethylierten Analoga und indiziert euhaline (30 - 40 ‰) bis mesohaline (< 30 ‰) und somit nicht-hypersaline Wasserbedingungen. Generell verweist ein geringerer Alkylierungsgrad der Chromane auf höhere Salinitäten (SINNINGHE-DAMSTÉ et al. 1987a; SCHWARK & PÜTTMANN 1990). Die C_{org}-normierten Konzentrationen des tri-MTTC sind in den Abb. 5.4.5 und 5.4.6 dargestellt und belegen höhere Konzentrationen des tri-MTTC in der Bohrung Osch1 (> 15 µg/gC_{org}) gegenüber der Bohrung Obhf1 (< 8 µg/gC_{org}). In letztgenannter Bohrung konnten dimethyl-MTTC nicht in quantifizierbaren Konzentrationen nachgewiesen werden. Demnach ist das Verhältnis zwischen den dimethyl- vs. trimethyl-MTTC lediglich für die Bohrung Osch1 in Abb. 5.4.5 dargestellt.

In der Schöneck-Formation der Bohrung Osch1 steigen die C_{org}-normierten Konzentrationen des tri-MTTC sowie das Verhältnis di-/tri-MTTC von der Basis der Schöneck-Formation bis zur Einschaltung des schwarzen Tonsteins innerhalb der hellen Mergelsteinlagen in Einheit „c“ an (Abb. 5.4.5). Über diesem Bereich fallen beide Indikatoren abrupt auf Werte wie in Einheit „a“. Innerhalb des Profils der Bohrung Obhf1 steigen die tri-MTTC-Konzentrationen leicht an (Abb. 5.4.6). Die Unterschiede zwischen beiden Profilen bzgl. der Absolutkonzentrationen des tri-MTTC sowie des di-/tri-MTTC-Verhältnisses lassen sich als Indikatoren unterschiedlicher Paläosalinitäten der Wassersäule interpretieren (SCHWARK & PÜTTMANN

1990). Von diesem Ansatz ausgehend wird für den Ablagerungsbereich am oberen Hang (Osch1) eine höhere Wassersalinität angenommen (Annahme ohne Berücksichtigung der Reifeunterschiede). Die Entwicklung der Schöneck-Formation am oberen Hang belegt eine Zunahme der Wassersalinität bis zur Einschaltung der hellen Mergelsteine in Einheit „c“ (Zunahme des di-/tri-MTTC-Verhältnisses), danach eine rapide Abnahme (Abnahme des di-/tri-MTTC-Verhältnisses). Der später einsetzende Anstieg der C₁₄-Arylisoprenoid-Konzentrationen sowie eine Korrelation der di-/tri-MTTC mit den entsprechenden Pr/Ph-Werten (Abb. 5.4.7) deuten auf eine steigende Wassersalinität hin, die eine

verstärkte thermische Schichtung des Wasserkörpers zur Folge hatte und Ursache der sich entwickelnden und zunehmenden Bodenwasseranoxie und des Anstiegs der Chemokline war. Das paläo-ozeanographische Szenario ändert sich abrupt nach Einschaltung der hellen Mergelsteine in Einheit „c“ am oberen Hang: mit dem Rückgang der Wassersalinität bricht auch die ausgeprägte Wasserschichtung mit der bis in die photische Zone reichenden Chemokline zunehmend zusammen. Eine derart markante Änderung der physikochemischen Bedingungen des Wasserkörpers kann für die Schöneck-Formation am unteren Hang (Bohrung Obhf1) nicht nachgewiesen werden.

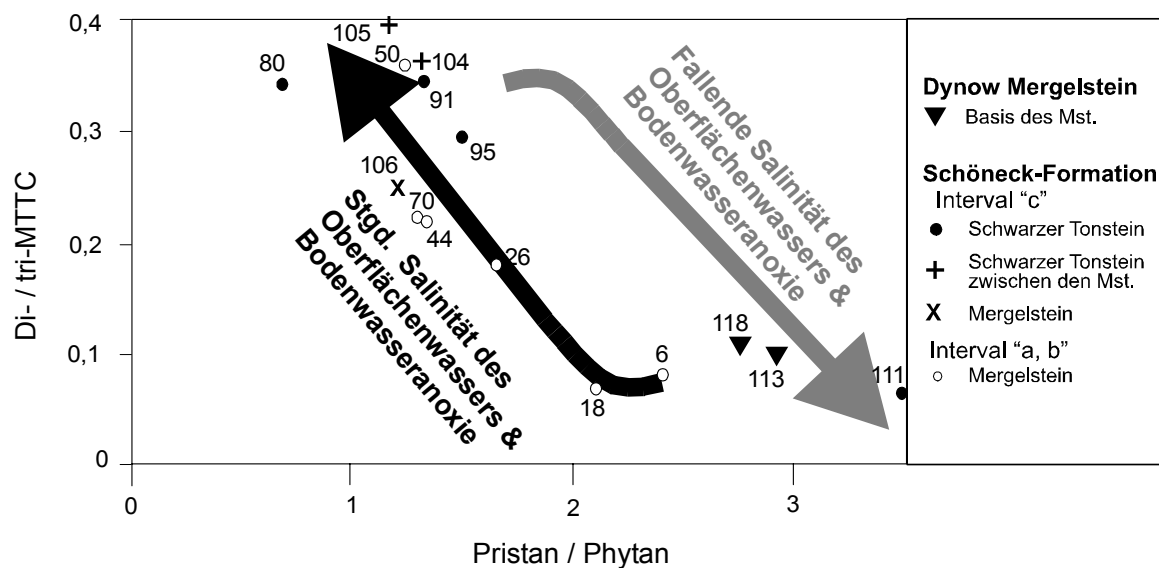


Abb. 5.4.7: Pristan / Phytan vs. di- / tri-MTTC der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Osch1). Probenherkunft siehe in Abb. 5.4.1 oder Abb. 5.4.5.

5.5. C-N-Isotope des organischen Materials

C-Isotope

Die Untersuchung der Kohlenstoff-Isotope organischen Materials ermöglicht die Unterscheidung von marinem und terrestrischem organischen Material in Sedimenten sowie die Unterscheidung unterschiedlicher Landpflanzen (z. B. MEYERS 1994a, b; Literaturzusammenstellungen in RULLKÖTTER 2000). Grundlage derartiger Untersuchungen ist die Isotopenzusammensetzung einer Kohlenstoffquelle und deren Fraktionierung zwischen ^{13}C und ^{12}C während der Photosynthese (HAYES 1993). Die meisten C3-Pflanzen (nahezu alle Bäume und Sträucher einschließlich Phytoplankton und Cyanobakterien) bauen bevorzugt ^{12}C -Kohlenstoff über den Calvin-Zyklus in ihre Biomasse ein und produzieren somit eine Verschiebung von $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim 20 \text{ ‰}$ im Vergleich zur anorganischen Kohlenstoffquelle. C4-Pflanzen weisen demgegenüber um fast 10 ‰ schwerere C-Isotopensignaturen auf (MEYERS 1994b).

Rezentes marines organisches Material zeichnet sich durch schwerere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte aus (~ -20 bis -22 ‰ , da Nutzung gelösten Bikarbonats mit $\delta^{13}\text{C} \sim 0 \text{ ‰}$) als rezentes terrigenes organisches Material ($\approx -27 \text{ ‰}$, da $\delta^{13}\text{C} \sim -7 \text{ ‰}$ in atmosphärischem CO_2 ; RULLKÖTTER 2000). Derartige Isotopenfraktionierungen sind jedoch temperaturabhängig und können in kalten polaren Wässern zu einer Verschiebung bis zu $\delta^{13}\text{C} = -26 \text{ ‰}$ in marinem organischen Material führen (RAU et al. 1991). Eine detaillierte Abgrenzung von lakustrinem ($\delta^{13}\text{C} \sim -30$ bis -25 ‰) gegenüber marinem Algenmaterial ($\delta^{13}\text{C} \sim -25$ bis -20 ‰) kann bspw. mittels zusätzlicher Proxies (Stellvertreterdaten) wie z.B. dem C/N-Verhältnis ermöglicht werden, was jedoch lediglich bei sehr jungen Sedimenten aussagekräftig ist (MEYERS 1994b), nicht jedoch in der Schöneck-Formation. Bei Interpretationsansätzen der C-Isotope organischen Materials muß ferner eine Veränderung durch frühdiagenetische Überprägungen berücksichtigt werden. Diese führen insbesondere unter oxischen Ablagerungsbedingungen zu leichteren Werten (LEHMANN et al. 2002).

In den Einheiten "a" und "b" der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Osch1) herrschen $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte von ca. -26 ‰ vor, die sich im Verlauf der Einheit „c“ der Schöneck-Formation zu leichteren Werten hin verschieben

($< -29 \text{ ‰}$; Abb. 5.5.1). Die Kohlenstoff-Isotopensignale der Schöneck-Formation sind Ausdruck des eingelagerten marinen und terrigenen organischen Materials (siehe Erklärungen zu entsprechenden Biomarkern im Kap. 5.4). Die Verschiebung zu leichteren Werten in der Einheit „c“ beruht auf Prozessen, die im folgenden beschrieben werden.

Mikroskopisch auflösbares, terrigenes organisches Material ist in Form von Vitrodetrinit, Inertodetrinit und Liptinit (Sporinit, Kutinit) in der Schöneck-Formation vorhanden. Diese terrigenen Partikel treten nur untergeordnet in der Schöneck-Formation auf und weisen lediglich geringe Konzentrationsgradienten auf. Leichte Kohlenstoff-Isotopenwerte der Einheit "c" werden daher nicht auf verstärkte Einträge terrestrischen organischen Materials zurückgeführt. Terrigener Liptinit (Sporinit, Kutinit) im schwarzen Tonstein zwischen den hellen Mergelagen der Einheit "c" beeinflusst den allgemeinen Trend nur unwesentlich. Eine Verschiebung zu leichteren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten in der Einheit "c" wird hier als Resultat intensiver Methanogenese und anschließender Oxidation biogenen Methans zu isotopisch leichtem Kohlendioxid interpretiert.

Isotopen-Fraktionierung des Kohlenstoffs durch Methanogenese tritt z.B. ausgeprägter innerhalb der Sauerstoffminimumzone (OMZ) in Sedimenten am pakistanischen Kontinentalrand als unterhalb (suboxisch) der OMZ auf (COWIE et al. 1999). Die Autoren der zitierten Studie schlagen zwei weitere Szenarien für die beschriebenen leichten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Oberflächensedimente in der OMZ vor: einen vom Redoxpotential abhängigen Erhaltungsgrad des eingelagerten terrigenen organischen Materials und/oder das Auftreten isotopisch leichten organischen Materials von chemoautotrophen Bakterien in dem sauerstoffverarmten Wasserkörper. Diese beiden Prozesse können als Erklärung für die Verschiebung zu leichteren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten in der Schöneck-Formation ausgeschlossen bzw. nicht nachgewiesen werden. Ein verstärkter Eintrag bzw. bessere Erhaltung terrigenen organischen Materials kann für die Einheit „c“ am oberen Hang nicht belegt werden und Biomarker bakteriellen Ursprungs (siehe Hopan-Konzentrationen in Abb. 5.4.5) verändern sich nicht derart, um die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Varianz zu erklären (in Ermangelung weiterführender Untersuchungen zu C-Isotopenmessungen an Hopanen, die auf methanotrophe Bakterien verweisen). Die leichten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte der Schöneck-Formation in

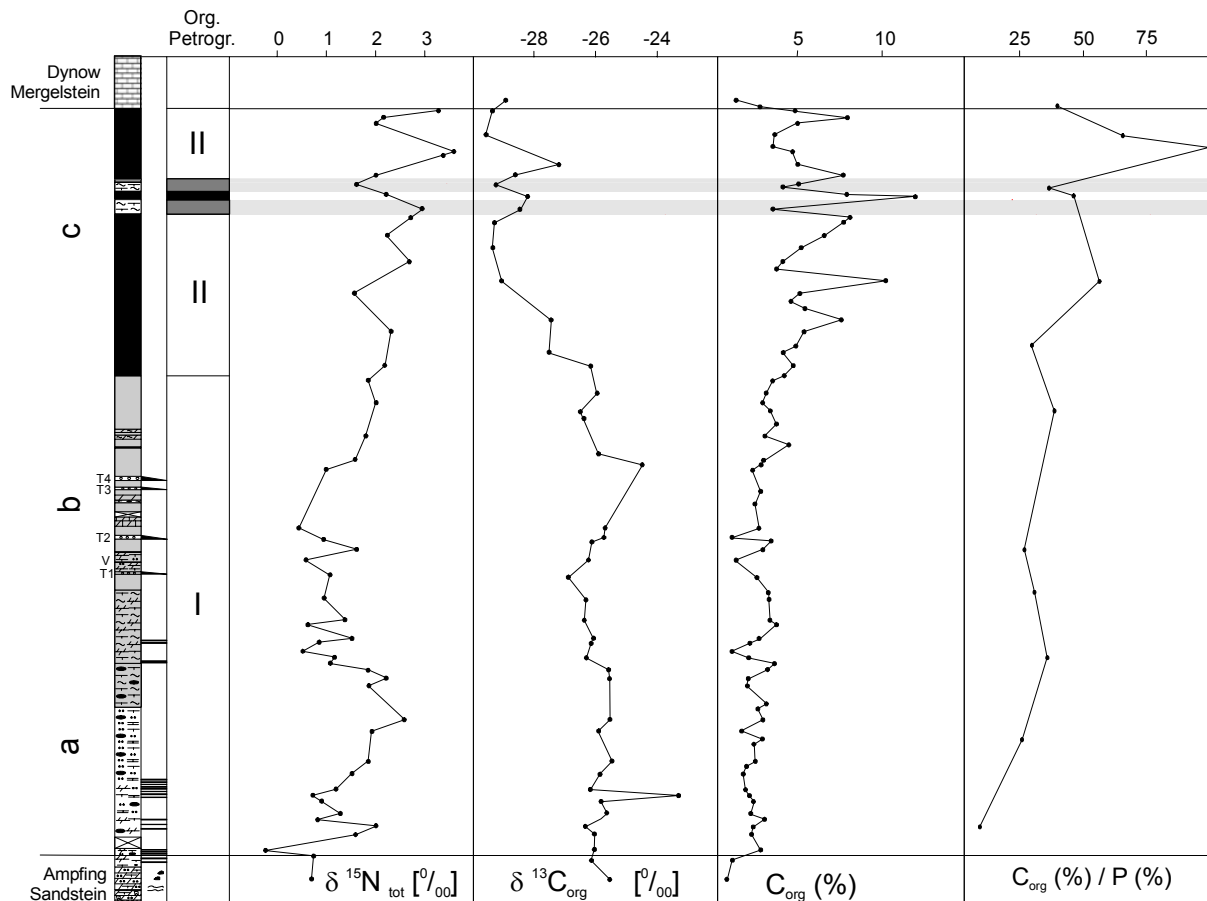


Abb. 5.5.1: C- und N-Isotope des organischen Materials der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Osch1) sowie C/P-Verhältnisse und Gehalte an organischem Kohlenstoff C_{org} (%; verändert nach SCHULZ et al. 2002).

Einheit "c" am oberen Hang werden somit auf verstärkte Akkumulation gelösten Kohlendioxids in der Wassersäule zurückgeführt, das auf einem Abbau biogenen Methans durch bakterielle Oxidation beruhte ("CO₂ recycling" von Abbauprodukten; BECHTEL & PÜTTMANN 1997; HERTELENDI & VETÖ 1991). Dieser Interpretationsansatz basiert ursprünglich auf einer Studie von LEWAN (1986). LEWAN führte leichte phanerozoische $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte unstrukturierter Kerogens („l-amorphous“ Kerogen; von Phytoplankton sowie untergeordnet von Zooplankton und Bakterien stammend) auf eine Genese in abgeschlossenen Becken zurück, die sich durch geringe Wassertiefen (<200m) und einen geschichteten Wasserkörper auszeichneten (siehe auch KÜSPERT 1982). In derartigen Ökosystemen setzte sich das gelöste CO₂ in der photischen Zone aus $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -verarmtem, "recycled" CO₂ aus bakteriellen Abbauprodukten zusammen. LEWAN schlug ferner eine stratigraphische Zweiteilung der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte marinen, unstrukturierter Kerogens vor. Demnach sollen sich die meisten prä-neogenen marinen Sedimente mit unstrukturierter Kerogen (dem sog. „l-amorphous“ Kerogen)

durch $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte < -26‰ auszeichnen. Unstrukturiertes Kerogen aus neogenen und jüngeren Sedimenten hingegen weist $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte > -24‰ auf.

Paläo-ozeanographisch vergleichbare Entwicklungen zur Schöneck-Formation, einhergehend mit intensiven Isotopenfraktionierungen des organischen Materials, wurden u.a. für den unteroligozänen Tard Clay im Ungarischen Paläogenbecken ermittelt (HERTELENDI & VETÖ 1991; VETÖ 1987). Eine zunehmende Beckenisolierung führte tendentiell zu $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten < -26‰ in den Sedimenten, die (a) auf CO₂-Recycling durch bakterielle Oxidation organischen Materials (BRUKNER-WEIN et al. 1990) oder (b) auf methanotrophe Bakterien zurückgeführt werden können (HERTELENDI & VETÖ 1991). Analoga dieser Entwicklungen, jedoch mit direktem Kontakt zum Ablagerungsbereich der Schöneck-Formation, stellt die oligozäne Menilit-Formation in den Karpaten SE-Polens dar (entspricht zeitgleicher Ablagerung im östlichen Bereich der Zentral-Paratethys). Leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Hopanen, die auf methanotrophe Bakterien zurückgeführt werden, verweisen auf

Oxidation bakteriellen Methans und intensives CO₂-Recycling im oberen, photischen Wasserkörper. Dies hatte eine C¹³-Verarmung des gelösten anorganischen Kohlenstoffs und, durch Assimilation, des organischen Materials zur Folge (KÖSTER et al. 1998b).

N-Isotope

Die Stickstoff-Isotopie des Gesamtgesteins ($\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$) ermöglicht, unter Berücksichtigung verschiedener Rahmenbedingungen und derzeitigem Stand der Forschung, Aussagen über den Nährstoffhaushalt eines Wasserkörpers und die Intensität der Denitrifikation (u.a. GANESHRAM et al. 2000 sowie darin aufgeführte Literaturzitate).

Stickstoff wird der Atmosphäre mittels biologischer Fixierung entzogen und über den Prozeß der Denitrifikation wieder zugeführt. Diese beiden Prozesse steuern das N-Isotopenbudget und den Gehalt an organisch gebundenem Stickstoff in der Wassersäule und den Oberflächensedimenten. Im Unterschied zur Denitrifikation tritt bei einer biologischen N-Fixierung keine Isotopen-Fraktionierung zwischen atmosphärischem und organischem N auf (BEAUMONT & ROBERT 1999 und darin aufgeführte Literatur). Der Prozeß der Denitrifikation ist an das Fehlen von Sauerstoff als Elektronendonator gebunden, wenn organisches Material bakteriell abgebaut wird. Regionen, in denen heute Denitrifikation in der Wassersäule nachgewiesen werden kann, stellen an Sauerstoff verarmte Wassermassen wie z.B. die Sauerstoffminimumzonen der Auftriebsgebiete dar (GANESHRAM et al. 2000). Fortschreitende Denitrifikation in derartigen, an Sauerstoff verarmten Wasserkörpern führt zu einer Anreicherung des restlichen ¹⁵NO₃- im Bodenwasser. Nach einem Transport dieser Wassermassen an die Oberfläche infolge Auftriebs und Aufnahme durch Organismen resultieren daraus letztendlich ungewöhnlich schwere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte (> +8‰) des partikulären organischen Materials in der Wassersäule sowie der Oberflächensedimente (z.B. in der Auftriebszone vor Oman; MUZUKA et al. 1991). Ferner können schwere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte indikativ für fluviatile Eutrophierung durch isotopisch schweres Nitrat sein (VOSS & STRUCK 1997). Im Unterschied dazu führt Nitratfixierung zu einem Photosynthat, das hinsichtlich seiner N-Isotopie atmosphärischem Stickstoff gleicht ($\delta^{15}\text{N}_{\text{Luft}} = 0‰$). Die Bildung der pliozänen und quartären Mittelmeersapropetele war z. B. an diesen Prozeß gekoppelt und führte zur Bildung dieser organisch-reichen Sedimente in Nitratarmen, anoxischem Bodenwasser (z. B. STRUCK et al. 2001).

In der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Osch1) treten schwere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte

auf, die jedoch in der Einheit „a“ sehr stark schwanken und bis zum Top der Formation auf Werte bis $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} = +3‰$ ansteigen (Abb. 5.5.1). Eine N-Fixierung in der Wassersäule scheint demnach der wahrscheinlichste Prozeß, der zur Interpretation der schweren $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte für die Schöneck-Formation am oberen Hang herangezogen werden kann. Leichte $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte in den Einheiten „a“ und „b“ resultieren aus der Dominanz einer Nitratnutzung durch N-Fixierer (N-bindende Cyanobakterien: $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} \approx -1$ bis $+1‰$) und weiterer Prozesse, bei denen eine Isotopenfraktionierung nicht auftritt. Die leichtesten $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte treten im Zusammenhang mit phosphathaltigen Intervallen auf (Abb. 5.5.1; Erklärung in Kap. 6). Zunehmende Stratifizierung des Wasserkörpers, an die die Entwicklung euxinischer Bodenwässer gekoppelt war sowie daran möglicherweise gekoppelte Trophie-Änderungen durch Phosphat-Freisetzung aus den Oberflächensedimenten kann zu einer Verschiebung N-fixierender Organismen im Wasserkörper und einer Tendenz zu schwereren $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werten am Top der Einheit „b“ und in Einheit „c“ geführt haben. Dieser Mechanismus wird im Vergleich mit ähnlichen Randmeersystemen im nächsten Abschnitt „Vergleich mit exemplarischen Fallstudien“ erläutert. Für den Anstieg der $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte am Top der Einheit „b“ sowie in „c“ kann jedoch Denitrifikation nicht ausgeschlossen werden.

Ob die schwereren $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werten bis auf Werte von $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} = +3‰$ am Top der Schöneck-Formation (Abb. 5.5.1) ferner auf Veränderungen der Anteile an terrigenem und aquatischem organischem Material zurückzuführen sind, bleibt spekulativ, muß jedoch im Zusammenhang mit bekannten, zeitgleichen Prozessen in den östlich angrenzenden Beckenbereichen (u.a. in KRHOVSKÝ et al. 1993) diskutiert werden. Lediglich drastisch abnehmende di-/tri-MTTC-Verhältnisse (siehe Abb. 5.4.5) verweisen demnach auf fallende Salinitäten des Oberflächenwassers am Top der Einheit „c“ und somit auf zunehmende Frischwassereinträge. Eine entsprechende Verschiebung der $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte zu schwereren Werten wurde durch vergleichbare fluviatile Einträge in Oberflächensedimenten der Ostsee nachgewiesen (VOSS & STRUCK 1997).

Die Ursache(n) des Anstiegs zu schwereren $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werten bis auf Werte von $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} = +3‰$ am Top der Schöneck-Formation (Abb. 5.5.1) bedarf darüberhinaus der Abklärung weiterer möglicher Einflußfaktoren, u.a. (a) der Alteration des organischen Materials in Sedimenten sowie (b) einem unvollständigen Nitratverbrauch. Änderungen der $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte durch (a) frühdiagenetische Prozesse sind nicht bekannt aus Ablagerungsbereichen mit hoher Produktion und

anoxischen Bodenwässern, werden jedoch aus solchen Sedimentationsumfeldern beschrieben, die sich durch geringe Flüsse an organischem Material auszeichnen (ALTABET et al. 1999). Neuere Untersuchungen belegen jedoch eine Verschiebung zu leichteren Werten um ca. 3‰ und mehr sowohl unter oxischen, als auch anoxischen Bedingungen während der Frühdiagenese (LEHMANN et al. 2002). Weitergehende Fraktionierungen durch thermische Beanspruchung kann aufgrund der geringen Mächtigkeit der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl von nur 12 m ausgeschlossen werden und scheint widerlegt (WILLIAMS et al. 1995). Unvollständige Nitratnutzung (b) als ein die $\delta^{15}\text{N}$ -Werte beeinflussender Faktor der Einheit „c“ wird für offenermarine Bereiche mit Wassertiefen > 4000 m postuliert, indem eine schnelle Nitratnutzung durch eine Fe-Limitierung verhindert wird (GANESHARAM et al. 2000). Obwohl durch fortschreitende Beckenabsenkung die Wassertiefe während der Sedimentation der Schöneck-Formation ansteigt, scheint jedoch eine Wassertiefe von maximal 800 m im Beckenzentrum im bayrischen Sektor des Molassebeckens nicht überschritten worden zu sein (DOHMANN 1991).

Vergleich mit exemplarischen Fallstudien

Neben einer sich anschließenden vergleichenden Überlegung mit dem sog. „C/T OAE“ (Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event) sei zuvor ein Vergleich mit zwei exemplarischen Randmeer-Szenarien, die zur Bildung organisch-reicher Sedimente führen bzw. führten, ergänzt: mit den (a) rezenten, organisch-reichen Sedimenten des Gotlandbeckens der Ostsee und (b) dem S5-Sapropel aus dem Mittelmeer. In beiden C_{org} -reichen Sedimenten wurden ebenfalls relativ leichte $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte bestimmt, jedoch werden diese leichten $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte auf Verschiebungen im N-P-Nährstoffbudget zurückgeführt (STRUCK et al. 2000, 2001). Im Gotlandbecken wird dies durch das massive, sommerliche Auftreten von Cyanobakterien hervorgerufen, die atmosphärischen Stickstoff ($\delta^{15}\text{N}_{\text{Luft}} = 0\text{‰}$) auch bei geringen Phosphatanteilen im Wasser assimilieren und folglich niedrige $\delta^{15}\text{N}$ -Werte aufweisen. Aus den rezenten Sedimenten im Gotlandbecken der heutigen Ostsee, das anoxisches Bodenwasser führt, wird Phosphat freigesetzt, erhöht somit das Phosphat-Budget des Oberflächenwassers und letztendlich die Produktivität (hohe C/P-Werte, vergleichbar mit dem Top der Schöneck-Formation, jedoch wesentlich ausgeprägter). Folglich wird dadurch ein Wachstum anderer Algen ermöglicht, die C:N in einem

festen Verhältnis assimilieren und $\delta^{15}\text{N}$ -Werte von ca. +5‰ aufweisen. In den Oberflächen-sedimenten des Gotlandbeckens zeigt sich somit ein Mischsignal von $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} \sim +2\text{‰}$, das auf N-Fixierung verweist (STRUCK et al. 2001). Ein vergleichbarer Prozeß wurde für die Bildung des S5-Mittelmeersapropels rekonstruiert (STRUCK et al. 2000).

Eine Phosphat-Freisetzung aus Sedimenten der Schöneck-Formation und somit Erhöhung der Produktivität des Oberflächenwassers (hohe rekonstruierte Paläoproduktivität, siehe Sterankonzentrationen in Abb. 5.4.5) könnte demnach für die Einheit „b“ am oberen Hang vermutet werden, die unter anoxischen Verhältnissen abgelagert wurde, $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte von 0 bis +2‰ aufweist und zum Bildungsende der phosphathaltigen Intervalle der Einheit „a“ führte. Einem derartigen Szenario widersprechen jedoch die geringen C/P-Werte (Abb. 5.5.1). Zwar geringe, aber tendentiell steigende C/P-Werte sowie schwerere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte von bis zu +4‰ können auf eine Phosphat-Freisetzung während der Sedimentation aus Einheit „c“ der Schöneck-Formation unter euxinischen Bedingungen hindeuten. Für dieses Intervall wurde zwar eine stark reduzierte Produktivität des Oberflächenwassers für Produzenten von Steranvorläufern (niedrige Sterankonzentrationen) ermittelt, jedoch implizieren die maximalen Konzentrationen an 4 α -Methylsteranen eine Verschiebung zu einem verstärkten Dinoflagellatenwachstum durch Phosphatfreisetzung und somit Imbalancen im N:P-Verhältnis.

Stickstoff-Fixierung und somit leichte $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte sind jedoch nicht automatisch an stagnierende Becken mit anoxischen Bodenwasserkörpern gebunden. So bildeten sich während der Cenoman/Turon-Grenze im „Proto-Atlantik“ organisch-reiche Sedimente im Zusammenhang mit dem sog. „C/T OAE“ (Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event). Wie die Schöneck-Formation zeichnen sich diese Sedimente durch $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte von -2‰ bis 0‰ aus und werden auf Stickstoff-Fixierung durch Cyanobakterien zurückgeführt. Dieser Prozeß war essentiell notwendig für die Aufrechterhaltung einer hohen Produktivität, um die Nitrat-Verluste durch massive Denitrifikation zu kompensieren. Das paläo-ozeanographische Umfeld im südlichen „Proto-Nordatlantik“ war jedoch durch ein Auftriebsgeschehen gekennzeichnet, in dessen Folge anoxische, P-reiche Tiefenwässer die Cyanobakterienaktivität förderten und somit zu einer N-Fixierung beitragen (KUYPERS et al. 2000, 2002).

5.6. Ablagerungsmodell der Schöneck-Formation

Unterschiedliche paläo-ozeanographische Modelle wurden bislang für die Schöneck-Formation im Molassebecken vorgestellt: (a) ein „stagnant basin“-Modell mit der Entwicklung ausgedehnter anoxischer Bodenwasserregionen (GERHARD 1982, 1988; DOHMANN 1991; SISSINGH 1997) und ein Auftriebsmodell (WAGNER 1996). Im folgenden werden die unterschiedlichen Entwicklungsstufen der Schöneck-Formation zusammengefaßt, um diese dann mit den beiden Modellvorstellungen zu vergleichen.

5.6.1. Paläo-Ozeanographie vor Ablagerung der Schöneck-Formation

An der Eozän/Oligozän-Grenze führte die Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte zur beginnenden Abtrennung der Paratethys (BACHMANN et al. 1987; RÖGL 1999). Daran verbunden war eine rapide Ausweitung und Vertiefung des Molassebeckens (SISSINGH 1997).

Innerhalb des Untersuchungsgebietes wurde während des ausgehenden Eozäns auf der Zentralen Schwellenzone Lithothamnienkalk abgelagert, dessen Detritus in die vor- und rückgelagerten Bereiche geschüttet wurde (WAGNER 1998). In der Lagune verzahnen sich Rotalgendetritus mit Küstensanden (Ampfing Sandstein), die aus Erosionsmaterial der Böhmisches Masse bestehen. Im lagunären Bereich herrschten geringe Wassertiefen von wenigen 10er Metern vor (RASSER 2000), die jedoch auf 400-800 m während der Sedimentation der Schöneck-Formation anstiegen (DOHMANN 1991). Infolge rapider Subsidenz entwickelte sich der flache Lagunenbereich zu einem oberen Hangbereich.

An die Subsidenz war die Entwicklung von Bodenströmungen gekoppelt, die sich durch veränderte Strukturen von Corallinaceen äußern (Abb. 5.1.6a, b) sowie durch charakteristische Sedimentstrukturen im basalen Bereich der Schöneck-Formation.

- Die Ausprägung unterschiedlicher Morphologien koralliner Algen wird durch das Strömungsniveau bestimmt (BOSENCE 1991). Die Änderung von verzweigten zu krustösen Formen und das Auftreten Glaukonit-führender Lithoklasten (Abb. 5.1.6b) belegen zunehmende Bodenwasserströmungen. Zunehmender klastischer Eintrag führte zum Ausbleiben von Corallinaceen auf der zentralen Schwellenzone (Silt- und Tonmatrix in Abb. 5.1.6c).

- Wellige, zum Teil zerrissene Schichtungsphänomene im basalen Bereich der Bohrungen Fil und Ra2 verweisen auf Strömungsaktivitäten, die jedoch nur schwach entwickelt waren. Belege für schwache Strömungen stellen die autochthonen

Mikrosphorite dar. Sogenannte "P"- und "D"-Phosphorite als charakteristische Aufarbeitungsprodukte (GARRISON & KASTNER 1990) fehlen.

Die oben beschriebenen Änderungen der Beckenkonfiguration und somit veränderte ozeanographische Situation führten zu einem abrupten Sedimentationswechsel und einer massiven Akkumulation organischen Kohlenstoffs im Sediment. Schnelle lithologische Änderungen im basalen Bereich der Schöneck-Formation, die auf veränderte Umweltbedingungen deuten, können jedoch auch auf Rutschungen und Erosion zurückzuführen sein (WAGNER 1996).

5.6.2. Paläo-Ozeanographie der Schöneck-Formation

Spätes Eozän ~ Oberes Priabonium ~ Oberes Beloglinium ~ NP 19-20

Während des Priaboniums (NP 19-20; Einheit „a“ entspricht Abb. 5.6.1a) kam es im Molassebecken zur Ausbildung eines geschichteten Wasserkörpers mit einer thermischen (thermohalinen?) Grenzschicht, die zur Entwicklung dysoxischer Bodenwasserbedingungen führte (Abb. 1.7). Bereits POPOV & STOLYAROV (1996) propagierten für die gesamte Paratethys ein ästuarines Zirkulationsmodell für das Oligozän bis in das frühe Miozän. Die Entwicklung einer Thermokline im Untersuchungsgebiet wurde durch die Konkurrenz zweier unterschiedlicher Wassermassen begünstigt. Warmes euhalines tethyales Oberflächenwasser aus SW (z.B. dem Valence-Becken; SISSINGH 1997) überlagerte kaltes boreales Tiefenwasser, das über den Polnischen Korridor in die westliche Zentralparatethys einströmte (Abb. 1.4a; basierend auf Nannoplankton-Untersuchungen von DOHMANN 1991). An die initiale Mergelablagerung am oberen Hang war eine intensive Phosphogenese gekoppelt. Die Ausbildung der Phosphate als Mikrosphorit deutet auf verminderte Sedimentationsraten in diesem geringenergetischen Umfeld hin (vgl. Prozeßbeschreibung für textuell ähnliche Vorkommen in GARRISON & KASTNER 1991; FÖLLMI et al. 1991) und wurde durch eingelagerte Koniferenharze hinsichtlich Größe und mineralogischer Ausbildung gesteuert. Die Sedimente erfuhren weiterhin eine intensive frühdiagenetische Überprägung, die zur Bildung authigener Karbonatphasen führte. Folge dieser Diageneseprozesse war ein starker mikrobieller Abbau von organischem Material. Änderungen der Karbonatgehalte, die an Globigerinenblüten gebunden waren, deuten auf hochfrequente Produktivitätsschwankungen im Oberflächenwasser hin (Bohrung Fil; siehe Abb. 5.1.9e). Aufgrund der Steran-Daten (Abb. 5.4.5, 5.4.6) kann das Oberflächenwasser als durchgängig eutroph eingestuft werden. Evaporationsbedingte leichte Salinitäts-erhöhungen des Oberflächenwassers traten im

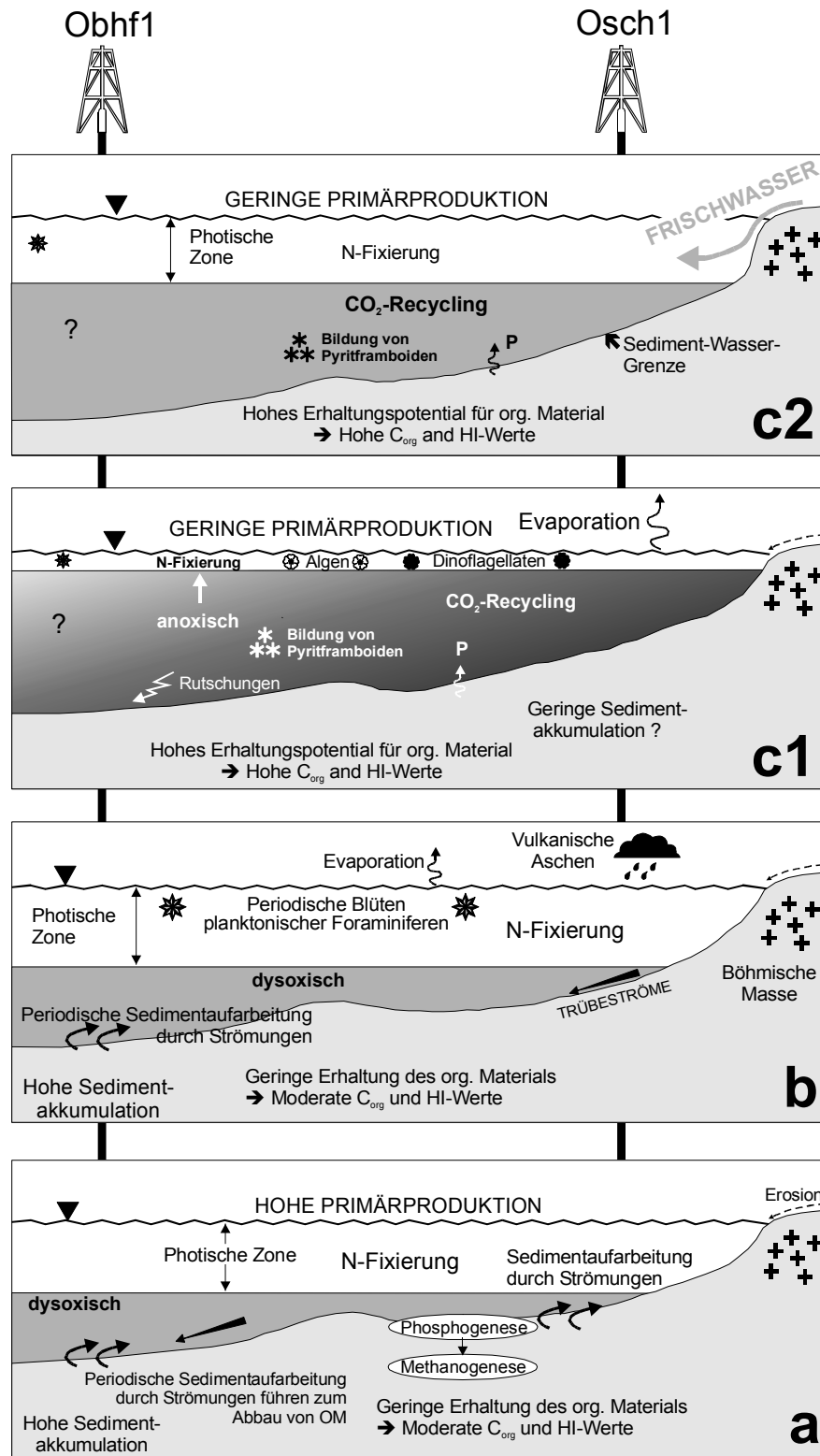


Abb. 5.6.1: Paläo-Ozeanographie und Ablagerungsmodell der Schöneck-Formation (verändert nach SCHULZ et al. 2002).

a = Einheit "a": Wassersichtung durch kaltes boreales Tiefenwasser und warmes Tethyswasser an der Oberfläche.

b = Einheit "b": Wassersichtung wie in Einheit "a". Steigende Wassertiefe durch Beckensubsidenz. Beginn stärkerer Evaporation des Oberflächenwassers, dann Aufstieg der Chemokline in die photische Zone.

c1 = Untere Einheit "c": Stabile Wassersichtung mit oberflächennahen Wasseranoxien.

c2 = Obere Einheit "c": Zusammenbruch der Wassersichtung durch zunehmende Beckenisolierung und Süßwassereinträge, die zu brackigen Bedingungen führten und zum C_{org}-armen Dynow Mergelstein überleiten.

Bem.: Das Modell der distalen Entwicklung in den Einheiten „c“ beruht auf den Ergebnissen des oberen Kernintervalls der Bohrung Oberhofen1. Ferner kann die Morphologie der vorher aktiven Zentralen Schwellenzone überhöht dargestellt sein. Seismische Daten der RAG (Wien, frdl. mündl. Mitt.) verweisen auf eine morphologisch wenig auffällige Struktur, liefern jedoch Hinweise auf tektonische Aktivität etc.

besprochenen Zeitabschnitt auf.

Am unteren Hang erfolgte eine periodische Aufarbeitung sedimentären Materials durch westwärts-gerichtete Strömungen, untergeordnet kam es zu Rutschungen allochthoner Blöcke (siehe auch WAGNER 1996, 1998). In Phasen schwächerer Strömungsaktivität wurden Wackestones, selten Floatstones abgelagert. Packstones, selten Rudstones sind Ablagerungsindikatoren unter höherenergetischen Bedingungen. Bryozoendetritus verweist auf Schüttungen aus tieferen Bereichen der Zentralen Schwellenzone. Während strömungsarmer Perioden wurde organischer Kohlenstoff bevorzugt akkumuliert und konserviert (hohe "wahre" HI-Werte, Abb. 5.2.4). Während höherenergetischer Niveaus wurde das organische Material stärker verdünnt und abgebaut (geringe C_{org} -Werte, relativ geringe "wahre" HI-Werte).

Übergang Eozän-Oligozän ~ Übergang Priabonium-Kiscellium ~ Übergang Beloglinium-Pshekium ~ Unterer Teil NP 21

Neben geringfügig fortschreitender Evaporation des Oberflächenwassers stieg das anoxische Bodenwasser in die photische Zone auf, die noch eutrophe Bedingungen aufwies (Einheit „b“ entspricht Abb. 5.6.1b). Das Auftreten zunächst periodischer Phytoplanktonblüten stabilisierte sich. Aufgrund eines zunehmenden Nährstoffmangels besetzten Dinoflagellaten das bisherige Habitat der Globigerinen. Die zunehmende Sauerstoffverarmung des Bodenwassers (siehe auch Zunahme redoxsensitiver Elemente wie V, Zn etc. in Anhang 10) verhinderte das Auftreten benthischer Makrofauna und ermöglichte somit bessere Konservierungsbedingungen des organischen Materials. Stillwasserbedingungen etablierten sich am anoxischen Beckenboden und, unterstützt durch fortschreitende Subsidenz, beendeten die Bildung von Phosphat-Gesteinen. Periodische Trübestrome führten lediglich im proximalen Bereich zu Sedimentationsunterbrechungen. Berechnungen linearer Sedimentationsraten (nach STEIN et al. 1986) für die Einheit „b“ der Bohrung Fil von ca. 3mm/1000a deuten auf eine sehr gute Konservierung des organischen Materials unter geringen Sedimentationsraten.

Einträge vulkanischer Produkte werden durch eingelagerte dünne Tufflagen dokumentiert (Abb. 5.1.9a, b). Ähnliche Tufflagen sind aus dem Priabonium und frühen Kiscellium des ungarischen Paläogenbeckens (BÁLDI 1984) und dem Transylvanischen Becken bekannt (RUSU 1986). Diese Tuffe stammen von andesitisch-dazitischen, untergeordnet rhyolithischen vulkanischen Ereignissen aus der Umgebung von Budapest und Reçsk. Erhöhungen der Produktivitäten während der Ablagerung des Tard Clays durch derartige, annähernd isochrone Ereignisse (infolge der

Alteration vulkanischer Gläser) werden für das Ungarische Paläogenbecken beschrieben (BRUKNER-WEIN et al. 1990), können jedoch für die Schöneck-Formation aufgrund der geringskaligen Probenauflösung nicht eindeutig nachgewiesen werden. Maximale Sterankonzentrationen in unmittelbarer Folge des vulkanischen Ereignisses können jedoch Ausdruck kurzzeitiger Nährstoffvariationen gewesen sein. Zeitgleiche andesitisch-vulkanische Aktivitäten entlang der Periadriatischen Linie (z.B. VON BLANKENBURG & DAVIES 1995; siehe kleines Fenster in Abb. 5.1.1a) können ebenfalls potentielle Tuffquellen darstellen.

Am unteren Hang dauerten die zuvor beschriebenen sedimentären Prozesse an.

Literaturangaben über heute nicht mehr zugängliche Aufschlüsse im Galon-Graben (Abb. 5.1.1a) ermöglichen Rückschlüsse auf Sedimentationsprozesse am Südrand der westlichen Zentral-Paratethys in größerer Wassertiefe (Abb. 2.6b). Zeitgleich zur Ablagerung der Schöneck-Formation am oberen und unteren Hang wurden am Südrand des Beckens auf Helvetischen Decken während des jüngsten Priaboniums (NP 19-20) organisch-arme, feinkörnige Sedimente abgelagert („Stockletten“). Ab der Nannoplanktonzone NP 21 trat auch hier eine verstärkte Akkumulation organischen Kohlenstoffs auf (DOHMANN 1991) und verweist auf beckenweite, vergleichbare Prozesse.

Unteres Oligozän ~ Unteres Rupelium ~ Unteres Kiscellium ~ Obere NP 21-?

Infolge zunehmender Beckenabschnürung wurde der Zufluß kalter borealer Wässer (Abb. 1.7) unterbrochen, indem die bisherige Verbindung über die Dänisch-Polnische Straße geschlossen wurde (Abb. 1.4b). Am oberen Hang etablierte sich eine stabile Chemokline bis in die photische Zone unter gleichbleibenden Salinitäten des Oberflächenwassers, das sich jedoch durch eine zunehmend nährstoffärmere Bedingungen auszeichnete. Globigerinen traten nicht mehr auf (unterer Teil der Einheit „c“ entspricht Abb. 5.6.1c1). Eine Phosphat-Freisetzung aus dem Sedimenten unter anoxischen Bodenwasserbedingungen kann zu einer Änderung des Phytoplanktonspektrums geführt haben. Dieses extreme Lebensumfeld im Oberflächenwasser wurde infolgedessen von Dinoflagellaten, photosynthetischen Bakterien sowie kleinwüchsigen, unterschiedlichen Algenspezies besetzt. Eine Beschränkung der Karbonatproduktion führte zu einer ausschließlichen Tonsedimentation. Die extreme Ausdehnung der Bodenwasseranoxie ermöglichte die massive Bildung kleiner, unimodal verteilter Pyritkörner innerhalb dieser Zone, deren weitere Blastese im Sediment durch die impermeablen Tone sulfatlimitiert wurde. Letzteres verhinderte

den weiteren Abbau von organischem Material und förderte dessen bevorzugte Konservierung. Aus dem Abbau organischen Materials freigesetztes Methan wurde zu CO₂ oxidiert, verblieb in der Wassersäule und wurde dort von Organismen verarbeitet.

Aufgrund der stratigraphischen Unsicherheit (siehe Kap. 4) bleiben die Prozesse am unteren Hang (oberes Kernintervall im Autochthon der Bhrg. Obhfl: fragliche obere Schöneck-Formation) spekulativ, auch während des folgenden Zusammenbruchs der Wassersäule. Im Gegensatz zum oberen Hang können anoxische Bodenwasserbedingungen am unteren Hang bis zum Beckenzentrum auch zu einer Konservierung von organischem Material (hoher HI) geführt haben. Die geringeren Gehalte an organischem Material der Mergelsteine (1 - 2,5 % C_{org}) können durch Karbonatverdünnung bedingt sein. Ferner waren die Salinitäten des Oberflächenwassers möglicherweise geringfügig niedriger als am oberen Hang.

Eine intensivere Schichtung des Wasserkörpers gekoppelt mit einer gestiegenen Chemokline stehen in einem direkten Zusammenhang zur Paratethys-Entwicklung, möglicherweise auch zum globalen Klimawechsel an der E/O-Grenze (in der Einheit "b" der Schöneck-Formation in der Bhrg. Fi1; Abb. 4.1). Die auffälligen Änderungen der Tonmineralzusammensetzungen (steigende Anteile an Illit, abnehmende Kaolinit-Anteile; DETERT 2000) scheinen gleichsam auf Änderungen der Verwitterung auf der Böhmisches Masse hinzudeuten, was dem bekannten globalen Klimawechsel hin zu ausgeprägteren Saisonalitäten entsprechen würde (BERGGREN & PROTHERO 1992; IVANY et al. 2000). Die vorliegenden Ergebnisse scheinen aber auch zu belegen, daß sich bereits im jüngsten Eozän klimatische Änderungen abzeichneten. Eine rapide Beckensubsidenz und die daran gekoppelten höheren Transportweiten können darüber hinaus ursächlich mit der Tonmineraländerung in einen Zusammenhang gebracht werden.

Unteres Oligozän ~ Unteres Rupelium ~ Unteres Kiscellium ~ NP 22?-Untere NP 23

Vor der vollständigen Isolierung der Paratethys konnte im Molassebecken noch massiv organischer Kohlenstoff in der Schöneck-Formation akkumuliert werden. Extreme Schwankungen der sedimentgeochemischen Indikatoren belegen zunehmende Änderungen des Ablagerungsraumes, die mit der Einschaltung heller Mergelsteine am oberen Hang beginnen (oberer Teil der Einheit „c“ entspricht Abb. 5.6.1c2). Letztere sind Vorläufer der Ablagerungsbedingungen des hangenden Dynow Mergelsteins und zogen einen Zusammenbruch der Wasserschichtung und eine Belüftung des Wasserkörpers mit Sauerstoff nach sich.

Ursache hierfür können massive Frischwasserzuflüsse gewesen sein, die das zunehmend isolierte Becken erreichten und zu einer positiven Wasserbilanz führten. In deren Folge wurde die Oberflächensalinität hin zu brackischen Verhältnissen reduziert und die Durchmischung der Wassersäule gefördert. Die Frischwasserzuflüsse veränderten geringfügig das Nährstoffbudget und oligotrophe Bedingungen des Oberflächenwassers herrschten weiterhin vor.

Eine möglicherweise auch durch Phosphat-Freisetzung modifizierte Stickstoff-Fixierung herrschte während der Ablagerungszeit der Endphase der Schöneck-Formation vor. Ferner können durch festländische Nährstoffeinträge Populationen andersartiger Cyanobakterien mit unterschiedlicher N-Isotopensignatur aufgetreten sein. Dieses Szenario kann durch geringe Sedimentationsraten gefördert worden sein, da die Akkumulation organischen Materials unter nährstoffarmen Bedingungen erfolgte. Trotz der Wiederbelüftung des Beckens blieben die guten Konservierungstendenzen für organischen Kohlenstoff aufrechterhalten (hohe C_{org}-Gehalte und HI-Werte).

Während dieses Endstadiums der Ablagerung der Schöneck-Formation und dem sukzessiven Zusammenbruch der Wasserschichtung veränderte möglicherweise weiterhin Kohlendioxid aus der Oxidation biogenen Methans den Kohlenstoffhaushalt des Oberflächenwassers.

5.6.3. Vergleich mit bekannten Modellen

Basierend auf Nannoplankton-Untersuchungen der Schöneck-Formation wurde bereits von DOHMANN (1991) ein abgeschlossenes Becken mit einem der heutigen Ostsee vergleichbaren ästuarinen Zirkulationsmuster postuliert: kaltes boreales Wasser wurde von warmem Tethyswasser überlagert und förderte die Entwicklung eines zunehmend geschichteten Wasserkörpers. DOHMANN vermutete geringe Ingressionen aus dem Gebiet des Oberrheintalgrabens. Dies steht jedoch in Widerspruch zu den dort zeitgleich gebildeten basalen Rotschichten und Evaporiten (DOEBL 1970). Im Süden herrschten während der E/O-Grenze im Slowenischen Becken (SCHMIEDL et al. 2002) und im unteren Inntal (ORTNER & STINGL 2001) kontinentale Bedingungen und grenzten die Paratethys gegen das Gebiet des späteren Mittelmeeres ab. Ferner wurden von DOHMANN (1990) südlich auftretende organisch-arme Äquivalente der Schöneck-Formation beschrieben: *Globigerina*-Mergelsteine in den Helvetischen Decken, die der Nannoplanktonzone NP 21 zugeordnet wurden. Eine derartige räumliche Verteilung von organisch-reichen und -armen Sedimenten würde gegen die Theorie eines

abgeschlossenen Beckens sprechen, da damit das Vorkommen sauerstoffarmer Verhältnisse, unter denen organisch-reiche Sedimente abgelagert wurden, auf den nördlichen Beckenhang reduziert würde. Aus diesem Grunde schließt sich eine Diskussion des Auftriebsmodell von WAGNER (1996, 1998) an.

Zonale Auftriebsgeschehen sind an diejenigen nördlichen und südlichen Küstenlinien gekoppelt, die in geeigneten Breitengraden relativ zu den vorherrschenden zonalen Windsystemen auftreten (PARRISH 1982). WAGNER's Auftriebsmodell basiert auf mehreren Grundüberlegungen während der früholigozänen Vertiefung des Molassebeckens (1996, 1998): (a) kalte Bodenwasserströmungen aus Osten und (b) vorherrschende Westwinde förderten letztendlich (c) ein Auftriebsgeschehen am nördlichen Hang des W-E-gestreckten Molassebeckens (Abb. 1.9).

Sedimente, die in den Sauerstoffminimumzonen von Auftriebsgebieten abgelagert werden, zeigen folgende Charakteristika: (1) eine Lamination (e.g. H. SCHULZ et al. 1996), (2) hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (2 - 20%), (3) hohe Anteile an biogenem Silikat (5 - 70%), (4) erhöhte Phosphor-Gehalte (0,2 bis > 1%), (5) hohe Raten biogener Sedimentation (bis zu 0,5 mm/a) und (6) das Auftreten koprogenen Materials (BATTURIN 1983). Jedoch sind nicht in allen Auftriebsedimenten komplette Abfolgen dieser

Charakteristika entwickelt. Z. B. fehlen Diatomite in der Auftriebszone vor Oman im Arabischen Meer (PURNACHANDRA RAO & LAMBOY 1994) und in organisch-reichen, pliozänen bis rezenten Sedimenten vor der Küste NW-Afrikas (ODP Site 658; LITKE 1993). Ferner können sich häufig intensive Bodenströmungen entwickeln (bis zu 30 cm/s in der Sauerstoffminimumzone vor Peru; GLENN et al. 1994), in deren Folge Phosphorite als sedimentäre, allochthone Produkte dieser hochenergetischen Bereiche abgelagert werden (GARRISON & KASTNER 1990).

Einige der oben genannten Charakteristika von Auftriebsedimenten sind in der Schöneck-Formation entwickelt (Lamination, hohe Gehalte an organischem Material, Phosphatgesteine), einige nicht wie z.B. Diatomite. Trotz des Nachweises von Strömungsaktivität in der unteren Schöneck-Formation (z. B. Abb. 5.1.5a) verweisen die entsprechenden Sedimentstrukturen auf zu geringe Strömungsgeschwindigkeiten zur massiven Bildung allochthoner Phosphorite. Darüberhinaus scheint das vorherrschende Auftreten von Mikrophorit („F-phosphorite“) für Auftriebszonen ungewöhnlich zu sein. Weitere Phänomene wie geringe Produktivitäten sowie N-Fixierung (nicht zwangsläufig indikativ; siehe Kap. 5.5 und Ausführungen zum „C/T OAE“) widersprechen einem Auftriebsmodell.

6. Phosphogenese in der Schöneck-Formation

6.1. Einführung

Phosphatgesteine treten weltweit in zahlreichen geologischen Formationen auf, jedoch ist ihre Bildung eher ein seltenes Phänomen. Andererseits ist Phosphogenese ein verbreiteter Prozeß in den Sedimenten verschiedener aquatischer Systeme: in ozeanischen Auftriebsgebieten (z. B. GARRISON & KASTNER 1990; PURNACHANDRA RAO & LAMBOY 1995), in Delta-gebieten (z.B. Mississippi-Delta; RUTTENBERG & BERNER 1993), an flachen Kontinentalrändern (KIM et al. 1999) und -hängen ohne signifikante Produktionsraten für organisches Material (RUTTENBERG & BERNER 1993), in der Tiefsee (BERNOULLI & GUNZENHAUSER 2001), aber auch in Binnenseen (STAMATAKIS & KOUKOUZAS 2001).

Der Begriff „Phosphogenese“ vereinigt alle Prozesse der Apatitfällung bzw. -mineralisation, die zur Entstehung eines reinen (orthochemisch, in-situ) Phosphatgefüges führen (TRAPPE 1998). Der Begriff der „Phosphorit“-Genese hingegen beinhaltet diejenigen nachfolgenden sedimentären Prozesse, die die Bildung allochemischer Phosphate erklären (z.B. Aufarbeitung und Sedimenttransport; TRAPPE 1998).

Phosphogenese in aquatischen Systemen ist ein multifaktorieller Prozeß, der von sedimentexternen und -internen Prozessen beeinflusst wird. Externe Faktoren stellen Sedimentationsraten und/oder die Strömungsaktivität dar. Geringe Sedimentationsraten oder Erosion durch moderate Strömungen verlängern eine Phosphatfällung in einer geringen, kritischen Sedimenttiefe (GLENN et al. 1994). Sedimentintern steigt die Phosphatkonzentration des Porenwassers durch Zerfall organischen Materials, Lösung biogenen Apatits von Fischresten und Reduktion von Fe-Oxyhydroxiden (FROELICH et al. 1988; SUESS 1981; VAN CAPPELLEN & BERNER 1988). Letzteres wird auch als "iron-pumping model" bezeichnet (zusammenfassende Darstellung in JARVIS et al. 1994) und verweist auf die komplexe genetische Beziehung zwischen Fe und P. Jedoch variieren die Prozesse und Mechanismen dieser unterschiedlichen phosphogenetischen Abläufe im Sediment je nach Ablagerungsmilieu.

Eine enge stratigraphische und fazielle Beziehung zwischen Phosphor und organisch-reichen Sedimenten tritt in der geologischen Geschichte häufig auf (KRAJEWSKI et al. 1994). Jedoch steuert die Art des organischen Materials, nicht dessen Menge die Intensität der Phosphogenese

im marinen Milieu (TRAPPE 1998 sowie darin aufgeführte Literaturverweise). Die Phosphorfreisetzung, der Entzug aus dem biologischen Recycling-Prozeß, die Speicherung und Anreicherung im Porenwasser oder im Wasserkörper über dem Sediment sowie letztendlich die Apatitfällung werden im wesentlichen durch die Art und Reaktivität des organischen Materials beeinflusst. Dies bedeutet, daß die Effizienz des bakteriellen Verbrauches von sedimentärem organischen Material ein maßgeblicher Kontrollfaktor der Phosphogenese ist (GLENN et al. 1994). Dieser Zusammenhang erklärt das Auftreten sedimentärer Phosphate in Sedimenten, die arm an organischem Kohlenstoff sind, z. B. vor der Küste Ostaustraliens (TRAPPE 1998).

Zahlreiche organisch-geochemische Summenparameter (z.B. Gehalt an organischem Kohlenstoff, Wasserstoff-Index etc.) wurden bereits an jungen sedimentären Phosphaten und den umgebenden Sedimenten bestimmt und verweisen auf die Signifikanz frühdiagenetischer Prozesse des organischen Materials im Rahmen der Phosphogenese (z. B. SCHUFFERT et al. 1998). Untersuchungen des organischen Materials an geologisch älteren, marinen Phosphoriten und Sedimenten belegen insgesamt eine benthisch-mikrobielle Degradation und Oxidation des organischen Materials, die zur Bildung der Phosphatgesteine führten. Derartige Prozesse lassen sich insbesondere in stark kondensierten Serien nachweisen. Das organische Material stammt von Algen und Bakterien (anaerob photosyntheseaktiv oder methanotroph), untergeordnet von Landpflanzen (zusammenfassende Darstellung in KRAJEWSKI et al. 1994).

Ferner besteht ein direkter Zusammenhang zwischen den Diageneseprodukten organischen Materials und der Kristallisation von Apatit. Huminstoffe fördern die Bildung von organo-apatitmineralischen Aggregaten durch Adsorption auf den Oberflächen kleinster Apatitpartikel. Andererseits vermindern Huminsäuren die Apatitkristallisation, was zur Ausbildung von organomineralischen Aggregaten mit geringem Kristallisationsgrad führt (SARIG et al. 1975; GHOSH & SCHNITZER 1980; INSKEEP & SILVERTOOTH 1989; FRÉCHE & LACOUT 1992).

6.2. Makroskopisches und mikroskopisches Erscheinungsbild der Phosphatgesteine

Phosphathaltige Intervalle der Schöneck-Formation wurden erstmalig von WAGNER (1996) beschrieben. Diese treten ausschließlich im Lie-

genden der Schöneck-Formation auf (Einheit "a", Abb. 5.1.2), die am oberen Hang abgelagert wurde (Abb. 6.1). Die Sedimente dieser Einheit führen Nannoplankton der Zone NP19-20 (BÁLDI-BEKE 2001) und sind somit eozänen Alters.

Die sedimentären Phosphate zeigen sich makroskopisch als diskrete Lagen oder Knollen in mehreren Intervallen der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (Abb. 5.1.7, 6.2). Ihr Umgebungsgestein sind organisch-reiche, siltige, kalkige Ton- bis Mergelsteine, die bereichsweise dolomitisiert sind (Abb. 5.1.2). Die Farbe der Phosphatknollen variiert von hellgrau bis cremig-gelb. Im Vergleich zu den parallel auftretenden, homogen erscheinenden Calcit- und Fe-Dolomitlagen weisen die Phosphate eine makroskopisch eher körnige Internstruktur auf (Abb. 5.1.8d). Das Phosphat erscheint mikroskopisch pseudoisotrop (Abb. 6.3b, c) aufgrund einer durchschnittlichen Kristallgröße von $< 10 \mu\text{m}$ (Fig. 6.3a). Kerne innerhalb der Phosphate, z.B. von Fossilien, wurden nicht nachgewiesen. Charakteristischerweise treten die Phosphate in der Bohrung Osch1 in direkter Nachbarschaft zu authi-

genem Calcit und Fe-Dolomit auf oder werden von letzteren unterlagert (Abb. 5.1.2). Diese enge Verzahnung verweist auf die im Diagenese-Kapitel (5.3) beschriebene komplexe frühdiagenetische Abfolge, die bis zum methanogenen Stadium reichte.

Aufgrund der Vielfalt und Komplexität sichtbarer Phosphat-Eigenschaften und der Ähnlichkeit mit Karbonaten wurde von TRAPPE (2001) ein neues Klassifikationsschema für Phosphatgesteine und Phosphorite erarbeitet (Abb. 6.4), das sich an die DUNHAM- (1962) bzw. EMBRY-KLOVAN-Klassifikation (1971) anlehnt. Entsprechend dieser neuen Klassifikation werden die Phosphate in der Schöneck-Formation als in-situ-Phosphatkonkretionen, sogenannter "microphorite" (im weiteren Text: Mikrosporhit), angesprochen. Diese Einstufung als „phosphate mud-supported“-Lagen und Knollen verweist auf eine frühere Klassifikation als „friable F-phosphorite“ (GARRISON & KASTNER 1990) oder „collophan mudstones“ (BURNETT 1983). „Phosclasts“ wurden in der Schöneck-Formation nicht nachgewiesen.

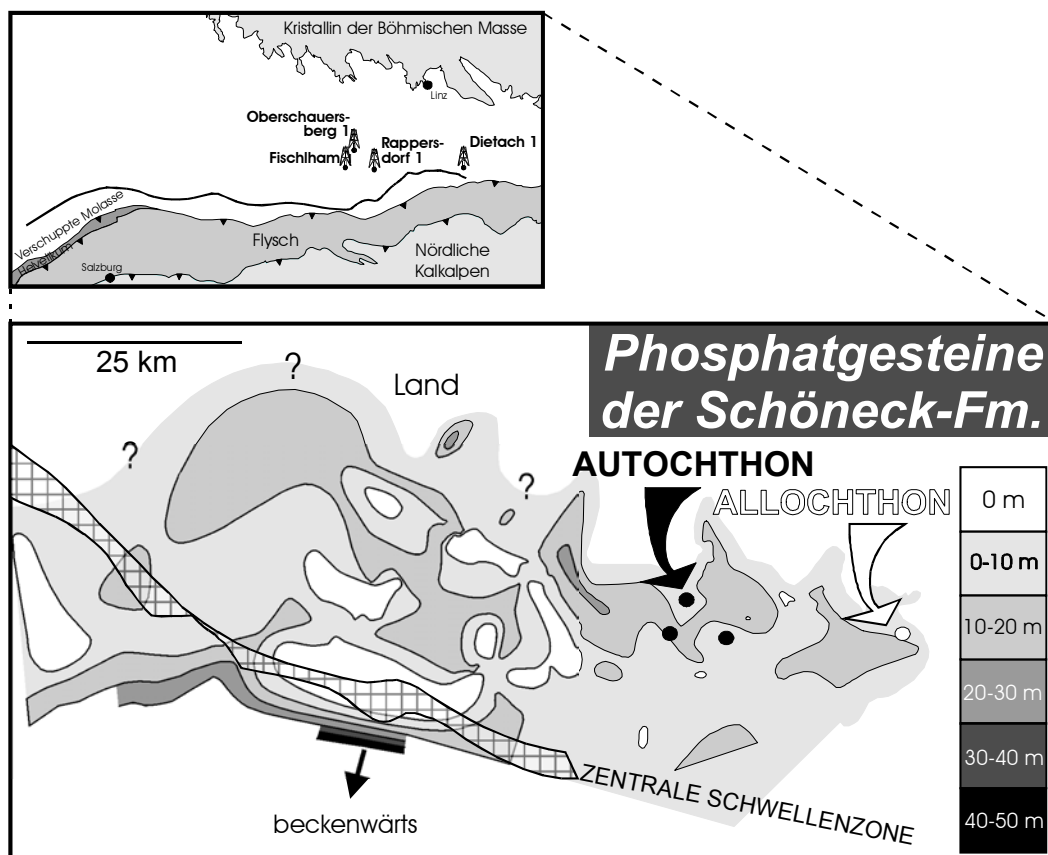


Abb. 6.1: Geographisches Auftreten der phosphathaltigen Intervalle im eozänen Anteil der Schöneck-Formation. Die Abstufung der Grautöne mit m-Angabe in der Legende gibt die Mächtigkeit der Schöneck-Formation an.

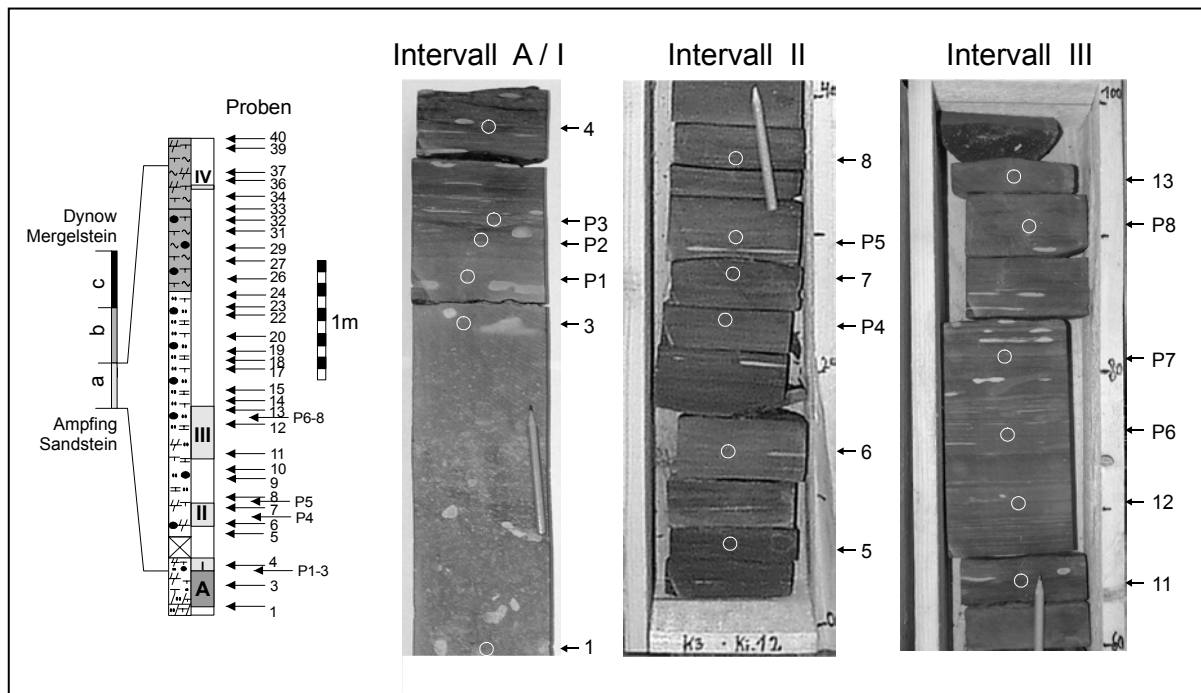


Abb. 6.2: Lithologie der phosphathaltigen Intervalle im eoänen Anteil der Schöneck-Formation in der Bohrung Oberschauersberg I am oberen Hang sowie Probenahmestrategie.

Neben Mikrosphorit-Lagen (Abb. 6.3g) treten in der Schöneck-Formation zwei unterschiedliche Phosphatkonkretionen (Typ a, b) auf. Diese können einerseits die Schichtung aufweitende Knollen sein (Typ a; Abb. 6.3h). Andererseits tritt Phosphat auf, das Calcit resorbiert hat, ohne weiteren Raum zu beanspruchen (Typ b; Abb. 6.3b). Der Phosphat-Typ b führt in seiner Matrix resistenten Quarz von Siltkorngröße. All diese Phosphate sind kryptokristallin und strukturlos. Phosphatmineralisierungen in der Schöneck-Formation der Bohrung Oschl werden häufig von feinstkristallinem Fe-Dolomit eingeschlossen. Dies dient als Nachweis einer der Phosphatisierung diagenetisch folgenden Dolomitisierung (Abb. 6.3c). Partikel in den Phosphaten fehlen (Abb. 6.3a) oder sind rar (Abb. 6.3d, g). Einige allochthone Knollen im Ampfing Sandstein („phosclast-mudstone“ nach TRAPPE 2001) unterhalb der Schöneck-Formation in der Bohrung Oschl beinhalten jedoch einen geringeren Anteil an Quarzkörnern oder Calcitresten (< 10-20 Vol.-%; Abb. 6.3b, c).

Kompaktionsstrukturen entlang von Phosphatknollen (Abb. 6.3h) sowie Anzeichen von Bioturbation durch grabende Makrofauna, die zum Bruch von Knollen führte (Abb. 5.1.8b, d), belegen einen konsolidierten Zustand der Knollen vor der einsetzenden Kompaktion. Bioturbationsphänomene wurden in der Einheit „a“ der

Schöneck-Formation jedoch selten beobachtet. Bioturbation ist hingegen phosphogenetisch wichtig, da sie Durchmischungsbahnen für reaktiven Phosphor schafft, um die sedimentinternen P-Konzentrationen zu erhöhen. Ohne derartige Durchmischungsbahnen infolge Bioturbation wird reaktiver Phosphor an der Sedimentoberfläche wieder aufgearbeitet und der überlagernden Wassersäule zugeführt. Andererseits erhöht extensive Bioturbation eine Phosphat-Freisetzung aus dem Porenwasser in die überlagernde Wassersäule, reduziert somit die sedimentinterne Akkumulation gelösten Phosphats und verhindert infolgedessen den Prozeß der Phosphogenese (SCHENAU & SLOMP 2000). Mit Ausnahme des Tops des Ampfing Sandsteins in der Bohrung Oschl (Abb. 5.1.8a) und der landnahen Bohrung Di1 (Abb. 6.3e, f) sind sämtliche Phosphate als autochthone Bildungen anzusprechen. Die helle Farbe, das Fehlen eingeschlossener, weiterer authigener Mineralphasen sowie die im μm -Bereich körnige Struktur der Phosphate sind Beleg für eine authigene Bildung als interstitieller Zement, dessen Wachstum einerseits durch Calcitresorption oder konkretionäres Wachstum unter Schichtaufweitung erfolgte. Derartige „phosphatic mudstones“ oder „microsphorites“ treten häufig als in situ-Bildungen auf (SCHUFFERT et al. 1998; TRAPPE 2001). Ihr Auftreten im sedimentären Verband schließt

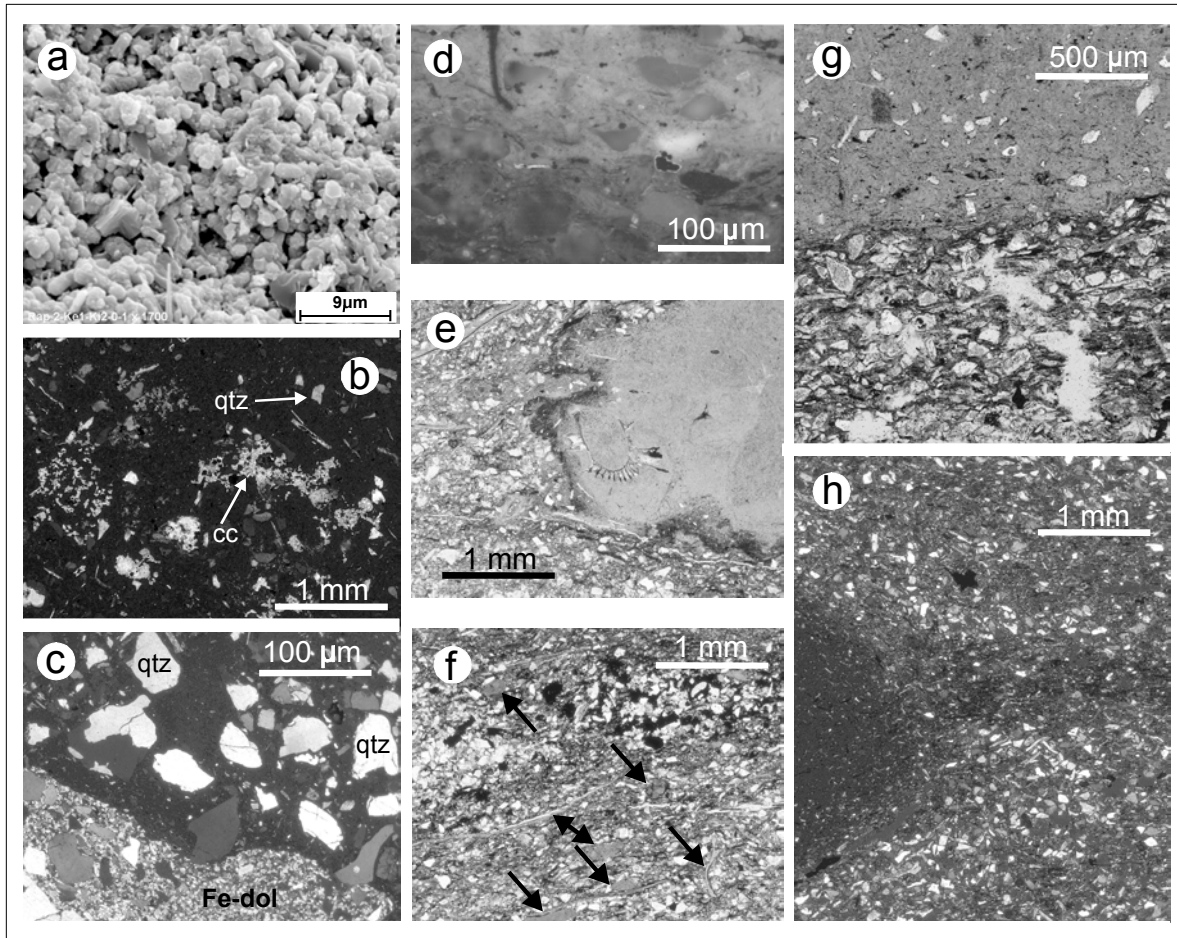


Abb. 6.3: Mikroskopisches Erscheinungsbild der phosphathaltigen Intervalle der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (a, b, g aus SCHULZ et al. 2002).

- a. Raster-elektronenmikroskopische Aufnahme einer autochthonen Phosphat-Knolle mit Aggregaten aus kugel- und stäbchenförmigen Apatit-Partikeln. Bohrung Ra2.
- b. Allochthone Phosphat-Knolle mit resistenten Quarzkörnern. Auffällig ist die Resorption von Calcit! XX Nicols. Bohrung Osch1.
- c. Allochthone Phosphat-Knolle mit resistenten Quarzkörnern. Authigener mikrokristalliner Fe-Dolomit mit scharfer Grenze zu früher gebildeter Phosphat-Knolle im unteren linken Bildbereich. XX Nicols. Bohrung Osch1.
- d. Kontakt zwischen autochthoner Phosphat-Knolle (oben) und bituminösem, siltigen Mergel (unten). Auffällig ist die helle Fluoreszenz der Phosphat-Knolle. Unterschiede der Fluoreszenzfarbe und -intensität deuten auf andersartiges organisches Material! UV-Bestrahlung. Bohrung Osch1.
- e. Allochthone Phosphat-Knolle in siltigem Mergel. Auffällig ist der „mikritisierte“ und zerlappte Rand! Planpolarisiertes Licht. Bohrung Di1.
- f. Allochthone Phosphat-Knollen und phosphatisierte Schalenbruchstücke. Planpolarisiertes Licht. Bohrung Di1.
- g. Scharfe sedimentäre Grenze zwischen siltigem Tonstein (unten) und homogener („pristine“) Phosphatlage (oben), indikativ für eine Phosphatfällung an der Sediment/Wasser-Grenze und dortiger Redoxgrenze. Planpolarisiertes Licht. Bohrung Osch1.
- h. Die Schichtung aufweitende autochthone Phosphat-Knolle belegt diagenetisches Wachstum. XX Nicols. Bohrung Osch1.

Phosphate components are allochems and not fixed by microbial mats						Phosphate fabrics are microbial mat derived	
Generally smaller grains (<2mm)				More than 10% larger grains (>2mm)		Microbial mats act as sediment binder or as substrate for apatite precipitation	
Contains mud matrix (carbonate, phosphate or siliciclastic mud)			Lacks mud matrix (various cements or pores)		Contains mud (carbonate, phosphate, siliciclastic)		Lacks mud (various cements or pores)
Less than 10% grains	More than 10% grains	Grain-supported		Phosclast-mudstone or microspherite			
Mud-supported					Phosclast-packstone		Phosclast-grainstone
Phosclast-mudstone or microspherite	Phosclast-wackestone	Phosclast-packstone	Phosclast-grainstone	Phosclast-floatstone		Phosclast-rudstone	

Abb. 6.4: Klassifikationsschema für körnige und mikrobielle Phosphorite sowie Phosphatsedimente (nach TRAPPE 2001).

einen Transport aus. Abfolgen sich rhythmisch wiederholender Phosphatlagen oder -knollen (z.B. Abb. 5.1.8c) deuten auf ein simultanes authigenes Wachstum in unterschiedlichen Tiefen einer Sedimentsäule hin, die einen konstanten und kontinuierlichen P-Zufluß erfuh. Ein derartiges Phänomen simultaner Präzipitation in mehreren Intervallen läßt vermuten, daß die gesamte sedimentäre Abfolge eine einzelne, kontinuierliche Periode einer Apatit-Authigenese darstellen kann und nicht auf punktuellen Abfolgen derartiger phosphogenetischer Prozesse beruht (SCHUFFERT et al. 1998). Die Apatitfällung in diskreten Lagen oder Knollen kann darüberhinaus durch schwache sedimentäre oder geochemische Änderungen verursacht werden (TRAPPE 2002, frdl. mündl. Mitt.).

6.3. Organisch-geochemische Summenparameter

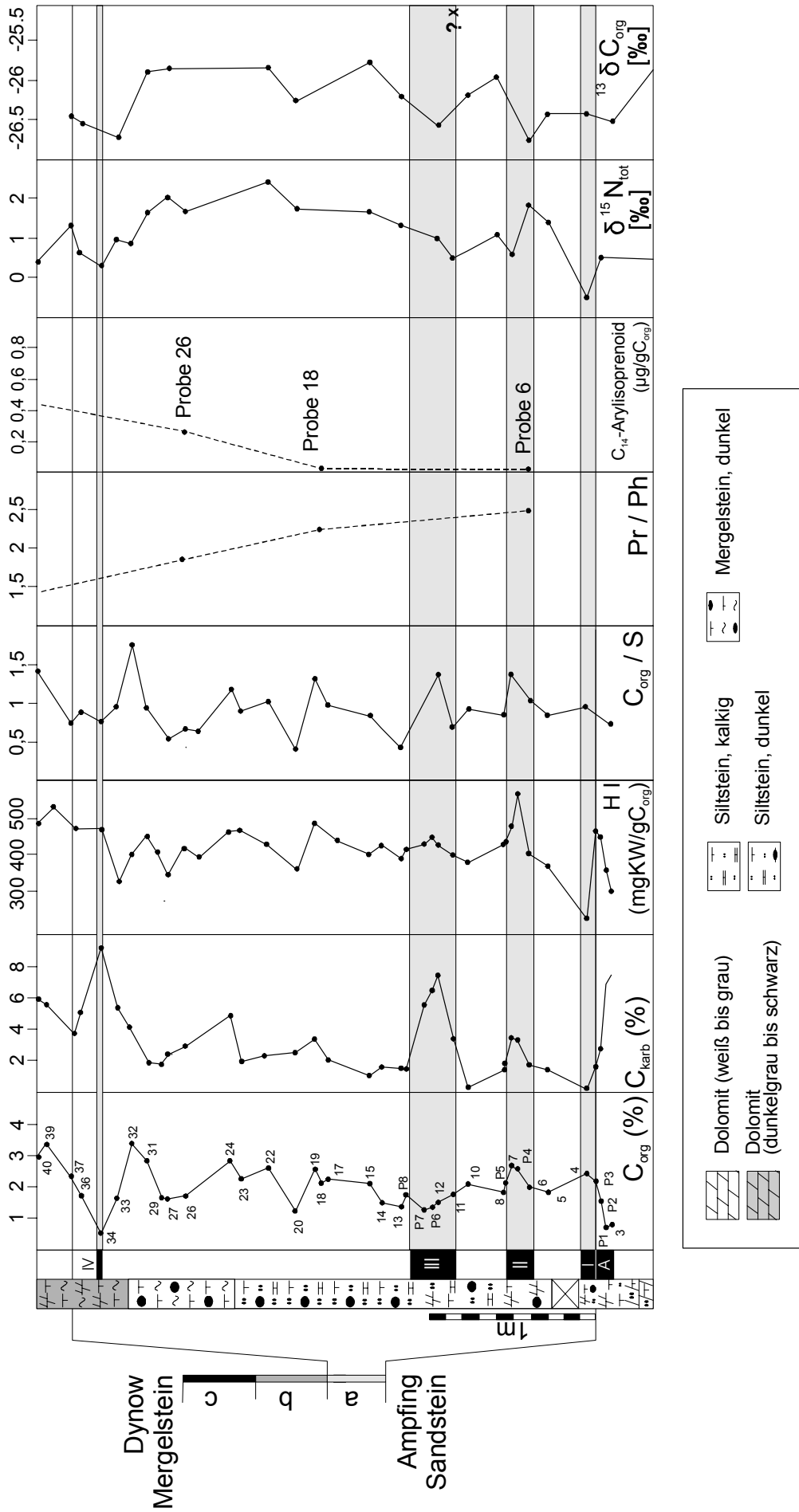
Die Schöneck-Formation besteht aus organisch-reichen Sedimenten (C_{org} -Gehalte bis zu 12 % am Top der Einheit "c"; siehe Kap. 5.2). Die Phosphat-führende Einheit "a" stellt das im Vergleich zu den beiden hangenden Einheiten organisch-arme Intervall dar. Die C_{org} -Gehalte in dieser Einheit schwanken zwischen 1 - 4 % in der Bohrung Osch1 (Abb. 5.2.3, 6.5; Probenherkunft in Abb. 6.2). Intervalle mit Phosphatgefügen sind nicht generell an C_{org} verarmt (siehe hohe C_{org} -Gehalte in Phosphat-Intervall II; Abb. 6.5). Jedoch verweisen starke Schwankungen im Gehalt an organischem Kohlenstoff in der Einheit „a“ (Abb. 6.5) unter der Annahme eines einheitlichen

organischen Substrates auf selektiven mikrobiellen Abbau von organischem Material (SCHUFFERT et al. 1998). Eine Verarmung an organischem Kohlenstoff in Sedimenten mit Phosphatgefügen im Vergleich zu den hangenden und liegenden Sedimenten ohne Phosphatgefüge ist jedoch kein allgemeingültiges Phänomen (BELAYOUNI & TRICHET 1984).

Das organische Material der Einheit "a" wurde als eine Mischung aus vorwiegend marinem Material (Algen, Bakterien und Dinoflagellaten) und untergeordnet Landpflanzenmaterial charakterisiert (Kap. 5.4). Organisch-petrographisch dominiert unstrukturierter Liptinit ("Bituminit" oder "Amorphinit" nach TYSON 1995) neben Spuren von Vitrodetrinit und Inertodetrinit (Kap. 5.2). Diese Art organischen Materials wird als "non-refractory" und mikrobiell leicht abbaubar eingestuft und war demnach instabil gegenüber diagenetischer Überprägung. Ein derart hoher Anteil an abbaubarem organischen Material wird im allgemeinen als notwendige Voraussetzung für phosphogenetische Abläufe vorausgesetzt (zusammenfassende Literatur in KRAJEWSKI et al. 1994). Variationen der Anteile terrigenen und marinen organischen Materials als Kontrollmechanismus der Phosphatfällung wurden jedoch für die kretazischen Phosphat-Vorkommen in Zentral-Tunesien ausgeschlossen (BELAYOUNI & TRICHET 1984).

Der Wasserstoff-Index HI schwankt in der Einheit "a" von 200 bis > 500 mgKW/g C_{org} (Abb. 6.5). Im Vergleich zum Nebengestein wurden relativ höhere HI-Werte in den drei

Abb. 6.5: Organisch-geochemische Daten der phosphathaltigen Intervalle der Schöneck-Formation am oberen Hang (Bohrung Oberschauersberg 1).



unteren Phosphat-Intervallen I bis III nachgewiesen. Die HI-Werte lassen einerseits eine verminderte Intensität der Sulfatreduktion (der dominante Abbauprozess organischen Materials unter anoxischen Bedingungen in marinen Sedimenten; TRIBOVILLARD et al. 2001) in den Phosphat-führenden Intervallen vermuten. Andererseits können erhöhte Anteile refraktären, terrigenen Liptinitis (z.B. Sporinit, Kutinit) die höheren HI-Werte bedingen.

Die C_{org}/S -Verhältnisse in Einheit „a“ schwanken zwischen 0,5 und $> 1,5$ (Abb. 6.5) und sind durch Fe-Limitierung der Pyritblastese beeinflusst (Kap. 5.2). Die C_{org}/S -Verhältnisse zeigen jedoch erhöhte Werte in den drei unteren Phosphat-führenden Intervallen (Abb. 6.5). Ein Erklärungsansatz für dieses Phänomen wären einerseits höhere Sauerstoffgehalte des Bodenwassers im Vergleich zum Ablagerungsmilieu der hangenden und liegenden Sedimente. Andererseits können diese Daten eine reduzierte Sulfatreduktion belegen, deren Folge eine intensivierte Phosphogenese gewesen sein kann. Die Annahme einer reduzierten Sulfatreduktion und somit intensivierten Phosphogenese wurde von PEDERSEN & SHIMMIELD (1991) durch höhere Anteile refraktären organischen Materials erklärt. Diese Beobachtung kann auch die erhöhten HI-Werte in Abb. 6.5 erklären.

Das organische Material der Einheit „a“ der Schöneck-Formation wurde bereichsweise bis zum frühdiagenetischen Stadium der Methanogenese mineralisiert (Kap. 5.3). Diese diagenetische Überprägung zeigt sich in Form einer Korrelation der oberen drei Phosphat-Intervalle II bis IV mit den jeweils deutlich erhöhten Gehalten an karbonatisch gebundenem Kohlenstoff, deren Ursache authigene Calcit- und Fe-Dolomitbildungen sind. An diese Intervalle gebundene höhere HI-Werte, aber geringere C_{org}/S -Verhältnisse können demnach auf unterschiedlich intensive Phasen des Abbaus organischen Materials zurückgeführt werden (z.B. eine verminderte Sulfatreduktion).

6.4. Molekulare Zusammensetzung des organischen Materials

Zur Klärung des Einflusses des organischen Materials auf den Prozess der Phosphogenese wurden drei ausgewählte Proben auf Biomarker untersucht. Die Probe 6 wurde dem Phosphat-Intervall I entnommen, die Probe 40 stammt aus dem basalen Bereich der Einheit „b“, das keine Phosphat-Intervalle führt (Abb. 6.2). Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Phosphatlagen und

-knollen konnte kein ausreichendes Probenmaterial der Einheit „a“ der Bohrung Osch1 entnommen werden. Deshalb wurde eine Phosphat-Knolle der Einheit „a“ der Schöneck-Formation aus der Bohrung Ra2 untersucht (Abb. 5.1.2).

Die Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoffe der beiden Proben 6 und 40 der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 weisen u.a. *n*-Alkane mit 13 bis 35 C-Atomen auf. Die kurzkettigen *n*-Alkane ($< n-C_{20}$) mit maximalen Intensitäten im Bereich von *n*-C₁₅ bis *n*-C₁₇ (Abb. 6.6, 6.7) werden auf Algen und Mikroorganismen zurückgeführt (CRANWELL 1977). Die Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Phosphat-Knolle aus der Bohrung Ra2 besteht aus ähnlichen Biomarkern. *n*-Alkane mit niedrigem Molekulargewicht dominieren mit ihren relativen Intensitäten deutlich gegenüber den weiteren Komponenten im Vergleich zu den Sedimentextrakten (Abb. 6.8).

Als azyklische Isoprenoide treten Pristan und in geringeren Konzentrationen Phytan in den beiden Sedimentproben 6 und 40 sowie der Phosphat-Knolle auf. Ein signifikant geringeres Pristan/Phytan-Verhältnis (Pr/Ph) zeichnet die Probe 40 aus dem Übergangsbereich zur Phosphatgefüge-freien Einheit „b“ (Abb. 6.7) im Vergleich zur Probe 6 aus dem Phosphat-Intervall I aus (Abb. 6.6). Nach DIDYK et al. (1978; siehe auch Kap. 5.4) deuten abnehmende Pr/Ph-Verhältnisse einerseits auf synsedimentär sauerstoffärmere Bodenwässer hin. Jedoch wurden Änderungen des Pr/Ph-Verhältnisses im vorliegenden Fall auch auf zunehmende Wassersalinitäten zurückgeführt (siehe Abb. 5.4.7). Änderungen der Pr/Ph-Verhältnisse durch Reifung des organischen Materials (TISSOT & WELTE 1984) können für das hier untersuchte Probenmaterial ausgeschlossen werden (siehe ausführliche Diskussion in Kap. 5.4). Für das Ende der Sedimentabfolge der Einheit „a“ der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 zeichnet sich somit eine Etablierung dys- bis anoxischer Bodenwasserbedingungen ab, die weitere Phosphatpräzipitationen verhinderte. Das Pr/Ph-Verhältnis der Phosphat-Knolle (Abb. 6.8) ähnelt dem der Probe 6 und wurde demnach noch unter dysoxischen Bodenwässern konserviert.

Hopanoide werden in den Membranen vieler Prokaryonten (z.B. Bakterien) synthetisiert einschließlich anaerober Formen (OURISSON et al. 1979). Diagenetische Abkömmlinge dieser Substanzen sind Bestandteile der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Sedimentproben und der Phosphatknolle: $\alpha\beta$ - und $\beta\alpha$ -Hopane von C₂₇ bis

C₃₅ treten auf, C₂₈-Hopane fehlen (Abb. 6.6, 6.7, 6.8). Ihre relativen Konzentrationen gegenüber den *n*-Alkanen sind in den beiden Sedimentproben 6 und 40 hoch und zeigen untereinander nur geringe Variationen. $\alpha\beta$ -Hopane stellen dominante pentazyklische Triterpenoide im hochsiedenden Bereich der Gaschromatogramme dar, sowohl in den Sedimentproben, als auch in der Phosphat-Knolle. Triterpenoide des Oleanan- und Ursan-Typs (Biomarker für Angiospermen; KARRER et al. 1977; SUKH DEV 1989) konnten in geringen Intensitäten nachgewiesen werden.

Signale von Steroidabkömmlingen in den Gaschromatogrammen werden durch 5 α -Sterane von C₂₇ bis C₂₉ dominierend dargestellt, untergeordnet treten 5 β -Sterane, aber auch 4 α -Methylsterane auf (Abb. 6.6, 6.7, 6.8). Primärproduzenten der Vorläufermoleküle, den Sterolen, sind z. B. Phytoplankton und photosynthetische Bakterien der photischen Zone (VOLKMAN 1986). 4 α -Methylsterane werden u. a. auf Dinoflagellaten zurückgeführt (ROBINSON et al. 1984; VOLKMAN et al. 1990). Die hohen Gehalte an detektierbaren 5 α -Steranen in den Einheiten „a“ und „b“ (Abb. 5.4.5) lassen hohe Produktivitäten an Sterolproduzenten im Oberflächenwasser während der Ablagerung vermuten (Kap. 5.4, 5.6). Im Vergleich zur Phosphatknolle verweisen die Sterane gegenüber weiteren gesättigten Kohlenwasserstoffen in den beiden Sedimentproben 6 und 40 auf eine Einbindung dieser Komponenten in das Präzipitat, jedoch nicht auf selektiven Abbau oder Anreicherung.

In den Fraktionen der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Sedimentproben 6 und 40 sowie der Phosphat-Knolle treten u.a. alkylierte Benzole, Naphthaline, Phenanthrene als auch monoaromatische Steroide auf (Abb. 6.6, 6.7, 6.8). Darüberhinaus konnte wie in den Einheiten „b“ und „c“ der Schöneck-Formation der Bohrung Osch1 (Kap. 5.4) ein trimethyliertes 2-Methyl-2-trimethyltridecylchroman (C₂₉-Chroman; tri-MTTC), untergeordnet die entsprechende dimethylierte Komponente (di-MTTC) nachgewiesen werden. Die deutliche Dominanz des tri-MTTC gegenüber der dimethylierten Komponente verweist auf euhaline bis mesohaline (30 - 40 ‰) Bedingungen (Literaturverweise in Kap. 5.4).

Aromatische Arboren(Fernen)-Abkömmlinge treten in den drei hier besprochenen Proben in hohen Konzentration auf (Abb. 6.6, 6.7, 6.8). Die Intensitäten dieser Komponenten in Relation zu den monoaromatischen Steroiden scheinen in den Gaschromatogrammen der Probe 6 und der Phos-

phat-Knolle, beide Einheit „a“ der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1, höher zu sein als in Probe 40 der Einheit „b“. Auffälligerweise wurden Des-A-Arborane ausschließlich in der Phosphat-Knolle detektiert (Abb. 6.8). Ihre Vorläufermoleküle werden kontrovers diskutiert (HAUKE et al. 1992, 1995; VLIEX et al. 1994). Arboran-Moleküle werden aus Isoarborinol, das in verschiedenen Familien höherer Pflanzen auftritt (OHMOTO et al. 1970; HEMMERS et al. 1989), oder Arborinon während der Diagenese gebildet (JAFFÉ & HAUSMANN 1994). Geochemische und biosynthetische Untersuchungen scheinen zu belegen, daß fossil erhaltenes Isoarborinol (sowie weitere Arboren-Abkömmlinge) von bislang unbekanntem aeroben Bakterien synthetisiert wird (HAUKE et al. 1992; JAFFE & HAUSMANN 1994). Untersuchungen zur Kohlenstoffisotope und parallel durchgeführte Untersuchungen an Benzohopanen belegen einen bakteriellen Ursprung der Arboren-Abkömmlinge (HAUKE et al. 1992). Im vorliegenden Probenmaterial wurden ebenfalls Benzohopane nachgewiesen (Abb. 6.6, 6.7, 6.8). Eine eindeutige Zuordnung einer Arboren-Struktur zu den Biomarkern der Gaschromatogramme ist jedoch problematisch, da Fernenole und Fernene (in einigen Farnen und deren erdgeschichtlichen Vorläufern; SHIOJIMA et al. 1993; VLIEX et al. 1994), Enantiomeren aufweisen, die mit den hier eingesetzten klassischen GC-MS-Methoden nicht auflösbar waren.

Aromatische Diterpenoide des Abietan-Typs (z.B. 1,2,3,4-Tetrahydroreten, Reten) treten als dominierende Komponenten im Gaschromatogramm der Phosphat-Knolle auf (Abb. 6.8b), fehlen jedoch in den Sedimentproben (Abb. 6.6b, 6.7b). Weitere Bestandteile, im Vergleich zu den anderen aromatischen Kohlenwasserstoffen in sehr geringen Konzentrationen auftretend, sind aromatische Sesquiterpenoide des Cadalen-Typs. Die biologischen Vorläufermoleküle dieser Komponenten (Cadinene, Cadinole sowie Diterpenoide des Abietan-Typs; SIMONEIT et al. 1986) werden in Coniferenharze gefunden.

In der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe ausgewählter Proben der Einheiten „b“ und „c“ der Schöneck-Formation der Bohrung Osch1 lassen sich trimethyl-substituierte Arylisoprenoide von C₁₁ bis C₁₉ nachweisen (Erläuterungen in Kap. 5.4), so auch in der Sedimentprobe 40. Jedoch fehlen diese Biomarker in Proben der Einheit „a“ sowie der untersuchten Phosphat-Knolle. Das Auftreten quantifizierbarer Konzentrationen an Arylisoprenoiden über

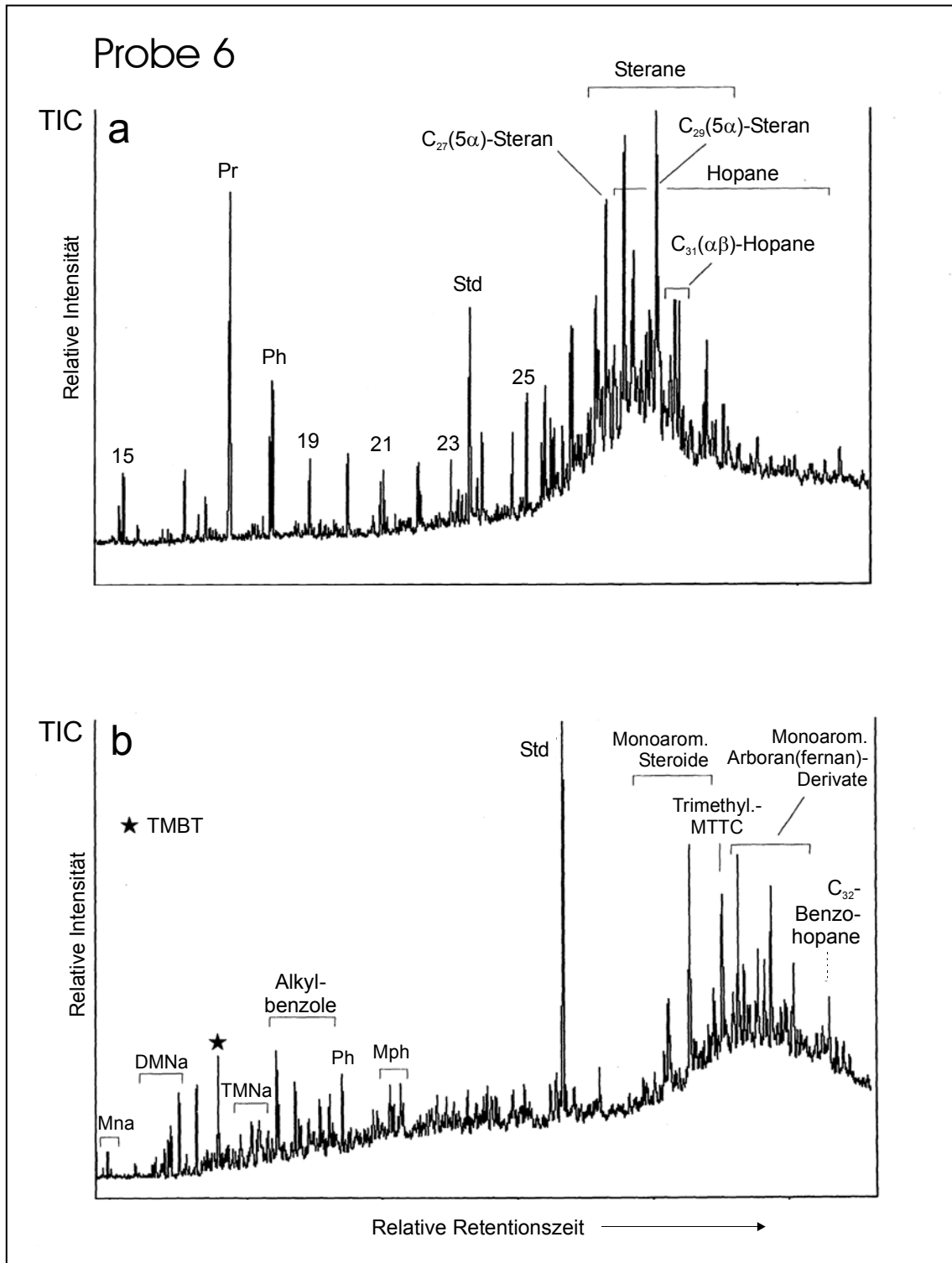


Abb. 6.6: a. Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Probe 6 (Osch1). 15-25 = C-Kettenlänge der *n*-Alkane, Pr = Pristan, Ph = Phytan, Std = *n*-Tetracosan als interner Standard. b. Totalionenstrom der Fraktion der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Probe 6 (Osch1). Phe = Phenanthren, Na = Naphthalin, BT = Benzothiophen, M-/DM-/TM- = Methyl-/Dimethyl-/Trimethyl-, MTTC = 2-Methyl-2-trimethyltridecylchroman, Std = 1,1'-Binaphthyl als interner Standard.

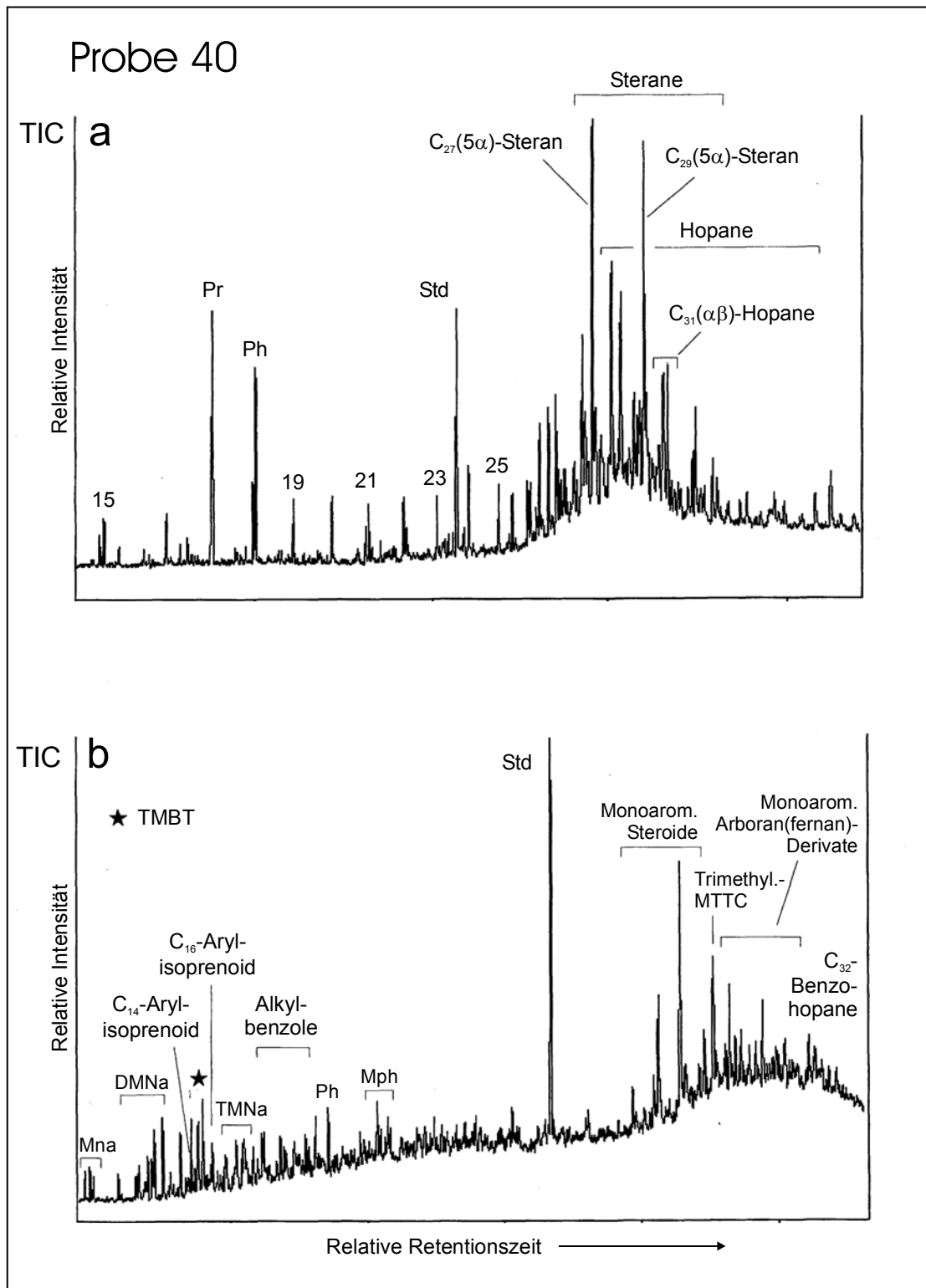


Abb. 6.7: a. Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe und b. der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Probe 40 (Osch1). Erläuterung der Abkürzungen in Abb. 6.5.

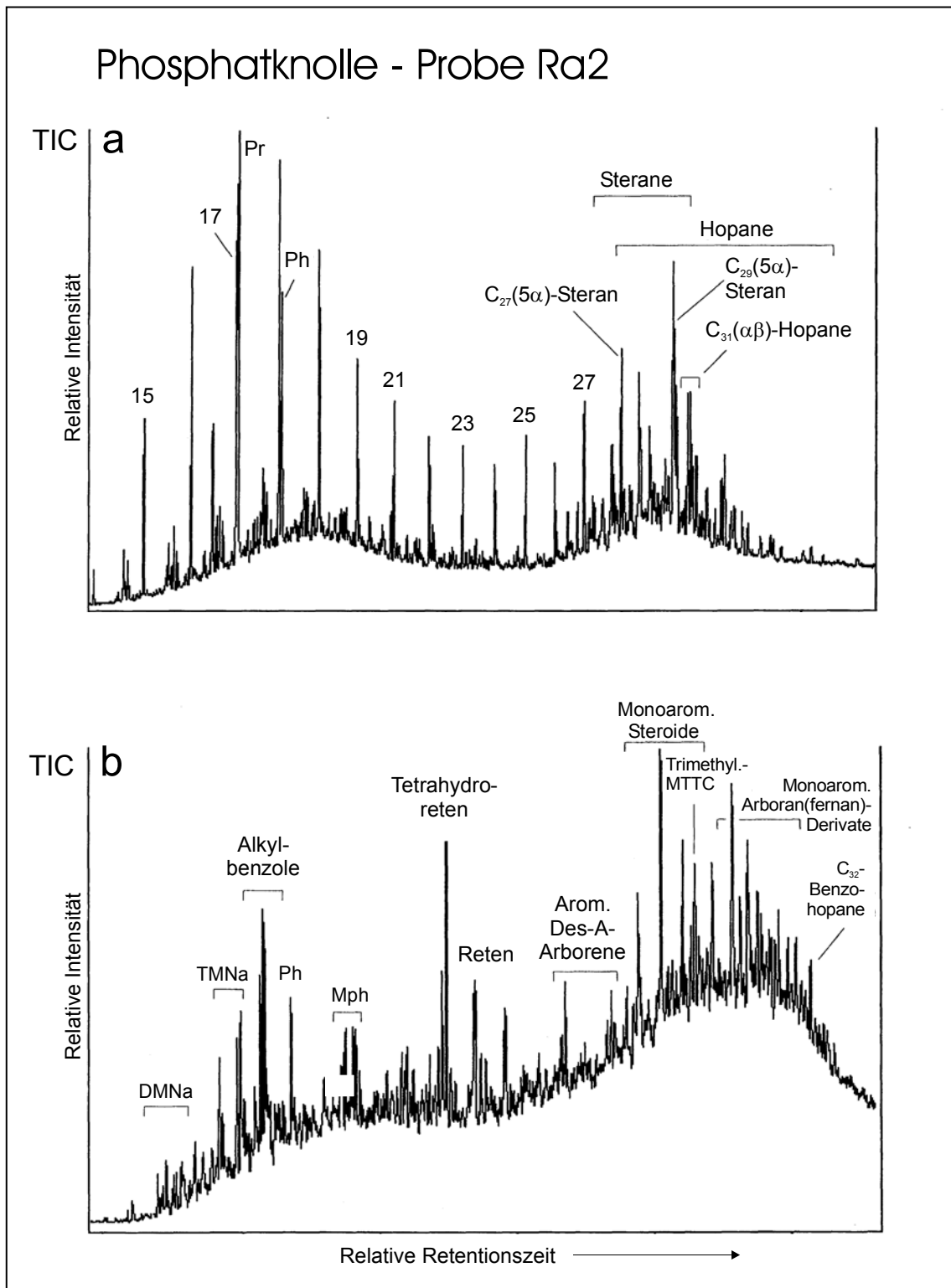


Abb. 6.8: a. Totalionenstrom der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe und b. der aromatischen Kohlenwasserstoffe einer Phosphatknolle (Probe: Ra2) aus dem Liegenden der Bohrung Rappersdorf2. Erläuterung der Abkürzungen in Abb. 6.5.

dem Phosphat-haltigen Intervall „a“ belegt, daß diese Komponenten (a) nicht an diesem Prozeß beteiligt sind und (b) analog zu den Pr/Ph-Werten und Pyritframboidverteilungen anoxische Bodenwasserbedingungen implizieren, die die Bildung von Phosphat-Gesteinen verhinderten.

6.5. C-N-Isotope des organischen Materials

Wesentliche Informationen zur Klärung der syngenetischen Prozesse während der Phosphogenese liefern die C- und N-Isotope des organischen Materials.

Denitrifikation ($\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte bis zu + 12 ‰ in organisch-reichen Oberflächensedimenten) und Phosphogenese sind z.B. charakteristische Prozesse in den Sauerstoffminimumzonen von Auftriebsregionen (GANESHARAM et al. 2002). Jedoch ist die Bildung organisch-reicher Sedimente nicht ausschließlich an den Prozeß der Denitrifikation gebunden, sondern kann auch durch N-Fixierung gekennzeichnet sein (siehe Ausführungen zu Sedimenten des Gotlandbeckens und Mittelmeer-Sapropelen am Ende des Kap. 5.5).

Die relativ leichten $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte von 0 bis + 2 ‰ in der Einheit „a“ der Schöneck-Formation (Abb. 6.5) sind aufgrund oben erwähnter Prozeßbeschreibungen (detailliert in Kap. 5.5) Ausdruck massiver Stickstoff-Fixierung. Innerhalb dieser Schwankungsbreite können Änderungen zu schwereren $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werten von + 2 ‰ in Phosphatgefüge-freien Intervallen z.B. auf einen Wechsel an N-Fixierern oder, und hier wahrscheinlicher, auf veränderte Redoxbedingungen in der Frühdiagenese zurückgeführt werden. In den vier Phosphat-Intervallen I bis IV treten auffälligerweise sehr leichte $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte bis maximal < 0 ‰ auf und untermauern einerseits die intensive mikrobielle Stickstoff-Fixierung während der Bildung sedimentären Apatits (KRAJEWSKI et al. 1994; SOUDRY 2000). Andererseits verweisen leichtere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte auf eine stärkere Degradierung organischen Materials unter Anwesenheit höherer O_2 -Konzentrationen (LEHMANN et al. 2002). Letztgenannter Prozeß kann mit Langzeitbeobachtungen im Gotlandbecken der Ostsee verglichen werden. In diesem Becken der zentralen Ostsee korrelieren erhöhte Phosphat-Konzentrationen im Oberflächenwasser mit Stagnationsphasen und der Ausbildung anoxischen Bodenwassers, während derer Phosphat aus den Sedimenten mobilisiert wird. Während Phasen stärkerer Belüftung des Beckens und somit Etablierung oxischer bis dysoxischer

Bodenwasserbedingungen, z.B. während der markanten Salzwassereinbrüche, wird Phosphat an Eisenoxide an der Redoxgrenze gebunden (EMEIS et al. 2000).

Den $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werten vergleichbare Tendenzen zeigen die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte in den Phosphatintervallen I bis III. Diese Intervalle zeichnen sich um ca. ein halbes Promill leichtere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte aus (Abb. 6.5). Eine mögliche Ursache kann in einem leicht erhöhten Anteil terrigenen organischen Materials begründet sein (entsprechende Biomarker sowie die generell leichteren Kohlenstoff-Isotopenwerte terrigenen organischen Materials; Erläuterung in Kap. 5.5). Andererseits verweisen leichtere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte auf eine intensive Zersetzung von marinem organischen Material während der Frühdiagenese. Intensiver mikrobieller Abbau von organischem Material führt zu einer Anreicherung resistenterer Komponenten wie Zellulose und/oder Lignin, die ^{12}C -reicher sind als andere organische Komponenten mariner Genese (AMIT & BEIN 1982). Durch einen derartig intensiven Abbau organischen Materials wird ^{13}C -verarmtes CO_2 in das Porenwasser freigesetzt. In organisch-reichen Sedimenten wird ferner eine rapide Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Porenwässern verzeichnet, die auf die Zersetzung organischen Materials und die Bildung reduzierter N-Komponenten zurückgeführt werden (BICKERT 2000).

Leichtere $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - und $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte der Phosphat-führenden Intervalle betonen somit die intensive bakterielle Aktivität während (P-Freisetzung) und nach der Phosphogenese (authigene Karbonatbildung). Letztendlich scheinen während der Sedimentation dieser Intervalle Phasen erhöhter Sauerstoffgehalte im Bodenwasser geherrscht zu haben.

6.6. Interaktion Phosphogenese-organisches Material und Diagenese

Das paläo-ozeanographische Szenario, das zur Bildung organisch-reicher Sedimente mit Phosphat-Gesteinen in der Einheit „a“ der Schöneck-Formation führte (Abb. 6.9), wurde durch kalte boreale Bodenwasserströmungen aus Osten gesteuert, die in die oberösterreichischen und bayrischen Sektoren des Molassebeckens einströmten (Abb. 1.7, 1.8; BÁLDI 1984; DOHMANN 1991; RÖGL 1999). Diese Wassermassen unterschichteten warmes tethyales Wasser und ein geschichteter Wasserkörper mit zunehmender Sauerstoffarmut des Bodenwassers konnte sich entwickeln. Diese durch Temperaturunterschiede (und Salinitätsgradienten?) bedingte Wasser-

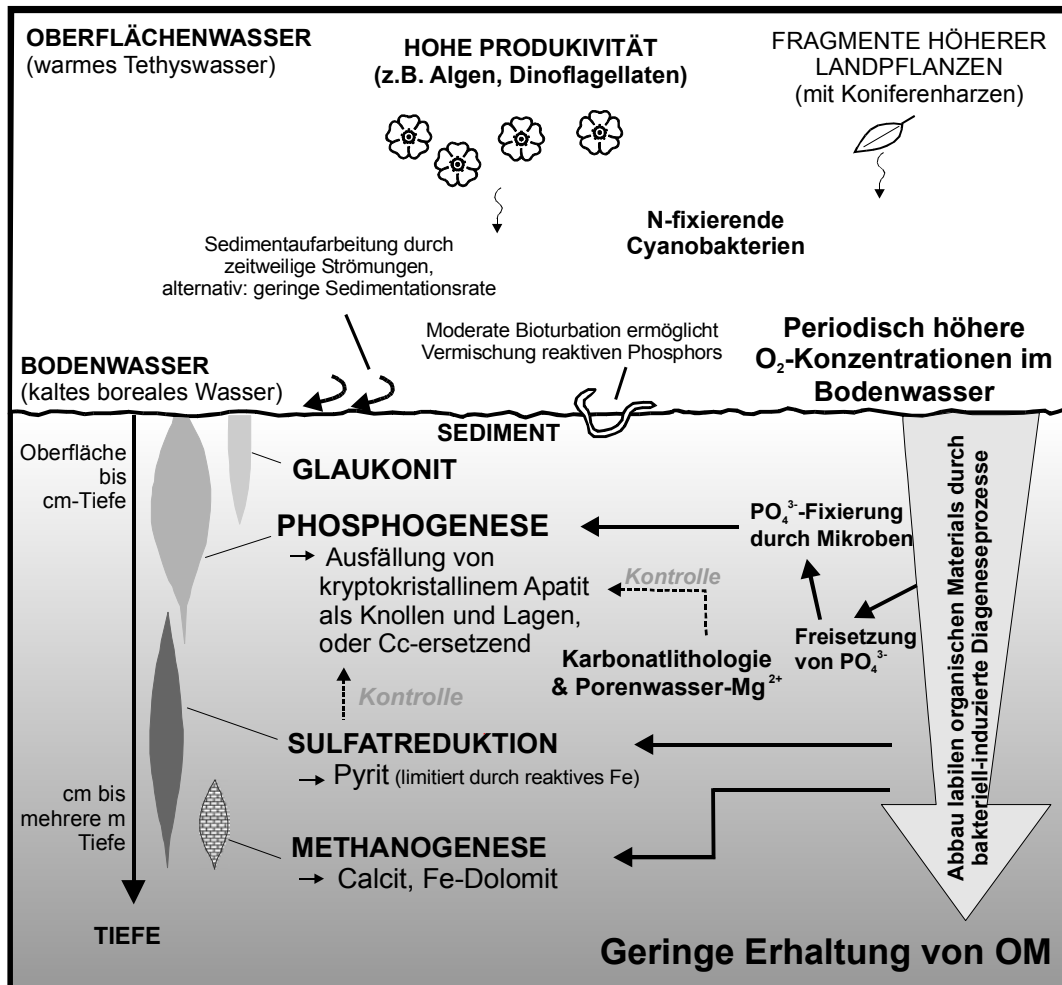


Abb. 6.9: Bildung von Phosphatgesteinen im eoänen Anteil der Schöneck-Formation am oberen Hang.

dichteschichtung war an eine hohe Produktivität des Oberflächenwassers gekoppelt (Abb. 5.4.5; Ableitung durch Sterandominanz) und ermöglichte eine starke Akkumulation organischen Materials in den siltigen Mergeln. Dysoxisches Bodenwasser ermöglichte eine reduzierte benthische Aktivität (Abb. 5.1.8b, d), die einen Eintrag reaktiven Phosphors in das Sediment und, in Phasen erhöhter Oxizität, somit eine P-Konzentrationserhöhung im Sediment ermöglichte.

Das organische Material der Intervalle mit und ohne Phosphat-Gesteinen (Proben 6, 40) als auch der Phosphat-Knolle ähnelt sich und belegt ein vergleichbares organisches Ursprungsmaterial. Es ist eine Mischung aus vorwiegend marinem Material (Algen, Dinoflagellaten, Bakterien), untergeordnet terrigenen Ursprungs (Angiospermen, Gymnospermen). Die Dominanz instablen marinen organischen Materials förderte eine Abfolge bakteriell induzierter, frühdiagenetischer Prozesse, die zur Bildung von Pyrit einer

ersten Generation, Glaukonit und Phosphat bis hin zur Methanogenese in Phosphat-führenden Intervallen reichte (Abb. 5.3.2). Intervalle mit höheren Anteilen terrigenen organischen Materials ermöglichten eine Phosphat-Präzipitation, wurden andererseits aber auch starken mikrobiellen Prozessen unterworfen (Abb. 6.9).

Präzipitationskerne (z.B. Fossilreste) innerhalb der Phosphate wurden nicht beobachtet. Jedoch verweist die organisch-geochemische Signatur der untersuchten Phosphat-Knolle auf den Einfluß von Coniferenharzen, die die Phosphogenese entweder stimulierten oder in ihrer Intensität kontrollierten. Der Nachweis entsprechender Biomarker in der Phosphat-Knolle (aromatische Diterpenoide des Abietan-Typs sowie aromatische Sesquiterpenoide des Cadalen-Typs von Coniferenharzen) belegen, daß das organische Material nur selektiv veratmet wurde. Die Anwesenheit dieses terrigenen organischen Materials scheint für die charakteristische Ausbildung der Apatitkristalle (Abb. 6.3a) verant-

wortlich zu sein. Ferner wird humifiziertes organisches Material bevorzugt konserviert bei gleichzeitigem Auftreten von Phosphatmineralen (KRAJEWSKI et al. 1994 und darin aufgeführte Literatur). Somit scheint das stärker refraktäre Landpflanzenmaterial in der Phosphat-Knolle die Intensität der Phosphogenese gesteuert, als auch ein Wachstum größerer Apatitaggregate höherer Kristallinität verhindert zu haben. Demzufolge ist das kryptokristalline Erscheinungsbild der Phosphate („Mikrosphorit“) Resultat der chemischen Zusammensetzung des organischen Materials, das die Art und Effizienz der Phosphat-Präzipitation beeinflusste.

Der Mikrosphorit der Schöneck-Formation ähnelt dem beschriebenen „F-Phosphorite“ in den Auftriebssedimenten vor Peru (GARRISON & KASTNER 1990). Die Genese dieser Phosphorite wird auf geringe Bodenwasserströmungen zurückgeführt (Aufarbeitung von Phosphat-Körnern in der Schöneck-Formation tritt lediglich in den basalen Bereichen der Einheiten „a“ auf: siehe unregelmäßige Schichtung in Abb. 5.1.8a und allochthone Phosphatkörner in Abb. 5.1.8f). Darüberhinaus kann die Dauer der periodisch intensiven Phosphogenese ebenfalls durch Bodenwasserströmungen beeinflusst worden sein, da Erosion und Sedimentaufarbeitung den sensitiven Prozeß der Apatitfällung in der hierfür kritischen Sedimenttiefe steuern. Im Unterschied zum Wachstum der Phosphat-Knollen im obersten Sedimentkörper können Mikrosphorit-Lagen („pristine phosphatic laminae“ nach FÖLLMI et al. 1991) auch Bildungen an der unmittelbaren Sediment-Wasser-Grenze darstellen. Derartige Bildungen werden durch ein äußerst sensibles Ineinandergreifen von Sedimentationsrate (Akкумуляtion > Erosion), Redoxpotential des Bodenwassers und gleichzeitige Phosphor-Freisetzung und -Bindung ermöglicht.

Während und nach der Phosphogenese wurde das organische Material intensiv mikrobiell abgebaut (leichte Kohlenstoff- und Stickstoffisotopen-Werte des organischen Materials im Vergleich zu den Phosphat-freien Schichten). Die Phosphat-Konzentration des Porenwassers wurde durch den Abbau organischen Materials (einschließlich fraglicher Lösung biogenen Apatits selten eingeschalteter Fischreste) und P-Freisetzung erhöht. Organischer Kohlenstoff wurde jedoch durch Sulfatreduktion nur geringfügig abgebaut (höhere C/S-Werte; Abb. 6.5), entweder durch geringere Intensität oder verzögertes Einsetzen, mit der Folge einer intensiven Phosphogenese.

Mit zunehmender Anoxizität des Porenwassers wurde das organische Material der bereits Phosphat-Knollen und -lagen führenden Einheit „a“ während der Methanogenese weiterhin abgebaut, was zu einer Alkalinitätserhöhung des Porenwassers und einer Fällung authigenen Calcits und Fe-Dolomits führte (höhere C_{karb} -Werte in Abb. 6.5; Beschreibung vergleichbarer Prozeßabläufe in PEDERSEN & SHIMMIELD 1991). Das Einsetzen dieses Diagenesestadiums kann ebenfalls ein Weiterwachsen von P-Knollen und -lagen verhindert haben, da gelöstes Magnesium im Porenwasser eine weitere Apatitpräzipitation in höheren Sedimentlagen einschränken kann (TRAPPE 1998 sowie zahlreiche darin aufgeführte Literaturverweise). Einlagerung gelösten, zweiwertigen Magnesiums führt aber auch zu einer Fällung amorpher Ca-Mg-Phosphate (VAN CAPPELLEN & BERNER 1991), die als potentielle Vorläufer des hier nachgewiesenen Mikrosphorits angesehen werden können.

Eine mögliche Ursache für den oben beschriebenen, selektiven bakteriellen Abbau organischen Materials scheint in einem verstärkten Auftreten refraktären terrigenen organischen Materials begründet zu sein.

Welche Faktoren verhinderten eine Mikrosphorit-Bildung in den nicht-phosphatisierten Intervallen der Einheit „a“ der Schöneck-Formation? Phosphogenese-ungünstige Bedingungen wie z.B. Änderungen der Produktivität oder stärker reduktive Bodenwasserbedingungen können eine Apatitpräzipitation verhindert haben. Eine weitere Einschränkung besteht in der Lithologie des Umgebungsgesteins. Porenwässer in kalkigen Tonsteinen und Mergeln zeichnen sich durch überschüssige CO_3^{2-} -Ionen und somit hohe Alkalinitäten aus (JAHNKE et al. 1983), die eine Apatitkristallisation verhindern können (erklärender Prozeß für die eingeschränkte Phosphogenese in der Auftriebszone vor Oman; GLENN & ARTHUR 1988).

Welche Faktoren verhinderten eine weitere Bildung von Phosphat-Gesteinen in den jüngeren Einheiten der Schöneck-Formation? Ungünstige Bedingungen wie die zunehmende Bodenwasseranoxie (z.B. Auftreten von Arylisoprenoiden am Ende der Einheit „a“; Abb. 6.5) belegen die Etablierung euxinischer Bodenwässer mit fehlender Bioturbation durch benthische Makrofauna (wichtig für die P-Erhöhung im Porenwasser). Ferner können anoxische Bodenwasserbedingungen zu einer Freisetzung von Phosphat aus dem Sediment geführt haben. Weiterhin waren keine erosiv wirkenden Bodenströmungen

mehr aktiv (Auftreten laminiertes Sedimente). Dies kann verstärkte Sedimentakkumulationen zur Folge gehabt haben, wodurch Sedimentintervalle in einer Phosphogenese-ungünstigen Tiefe lagen.

6.7. Schlußfolgerungen

Eine Bildung von Phosphat-Gesteinen erfolgte am oberen Hang des nördlichen Randes des oberösterreichischen Molassebeckens während des jüngsten Eozäns in Abhängigkeit verschiedener Kontrollparameter und zunehmender Beckenisolierung (Abb. 1.4).

Bodenwasserbedingungen mit variierenden Sauerstoffgehalten etablierten sich infolge einer initial thermisch bedingten Wasserschichtung (warmes tethyales Oberflächenwasser überlagerte kaltes boreales Tiefenwasser). Zeitgleich herrschten hohe Primärproduktivitäten im Oberflächenwasser. Moderate Bodenwasserströmungen führten zu Sedimentaufarbeitungen und förderten somit eine Apatitfällung in einer für diesen Prozeß optimalen Sedimenttiefe (Grenze Sediment/Wasser bis cm-Tiefe; FÖLLMI et al. 1991; SCHUFFERT et al. 1998). Das initial schwache, dann erliegende Strömungsniveau förderte die Ausbildung von überwiegend authochthonen Phosphaten ("microsporite"), untergeordnet traten Transport und Bildung allochthoner Phosphat-Körner auf. Das leicht abbaubare, sedimentäre organische Material überwiegend mariner Herkunft wurde mikrobiell intensiv angegriffen, Phosphat aus ihm freigesetzt, im Porenwasser angereichert und an der Redoxgrenze an Fe-Oxiden fixiert. Refraktäres, terrigenes organisches Material (Nachweis durch Biomarker für Coniferenharze) steuerte die Ausbildung der Phosphat-Präzipitate in Form kryptokristallinen Apatits, kontrollierte aber möglicherweise auch deren Größenwachstum. Die Bildung der sedimentären Phosphate trat periodisch auf. Sie wurde durch eine schwache Sulfatreduktion gefördert. Eine diagenetisch bedingte Mg-Verfüg-

barkeit während der Bildung authigenen Fe-Dolomits kann eine weitere Apatitkristallisation begrenzt haben. Andererseits wurde auch während dieses diagenetischen Stadiums möglicherweise durch mikrobiell induzierte Phosphat-Freisetzung die P-Konzentration des Porenwassers erhöht. Auffällig ist jedoch die intensivere Phosphatbildung in den distaleren Bohrungen Fi1 und Ra2 am oberen Hang (siehe zum Vergleich Abb. 5.1.2). In den basalen Bereichen der Schöneck-Formation dieser Bohrungen trat keine authigene Karbonatbildung auf und kann als Indiz für deren kontrollierenden Einfluß auf die Intensität der Phosphatbildung dienen.

Die Apatitfällung wurde durch eine nachweisliche Bioturbation gefördert, indem reaktives Phosphat in tiefere Sedimentschichten gemischt wurde. Eine bioturbate Aktivität wurde mit Etablierung anoxischer bis euxinischer Bodenwasserbedingungen unterbunden.

Eine potentielle P-Quelle für den sedimentären Apatit der Schöneck-Formation kann die Lösung von Fischresten sein. Letztendlich verweist die bisherige Benennung der Schöneck-Formation als "Fischschiefer" auf eine derartige Möglichkeit. Jedoch wurden nur untergeordnet Reste von Fischen der Unterordnung Clupeoidei im untersuchten Kernmaterial nachgewiesen. Das vorliegende Datenmaterial deutet auf eine Konzentrationserhöhung des Phosphats im Porenwasser durch intensive Zersetzung des organischen Materials von Phytoplankton und Bakterien hin. Eine Reduktion von Fe-Oxyhydroxiden mit der auftretenden Mineralparagenese Apatit, Glaukonit und Pyrit verweist auf das initiale Bildungsstadium der phosphathaltigen Intervalle.

Zunehmend stabile anoxische Bodenwasserbedingungen verhinderten eine weitere, intensive Bildung sedimentärer Phosphate, möglicherweise auch infolge einer Phosphat-Freisetzung aus den Sedimenten.

7. Dynow Mergelstein und Eggerding-Formation

Der an organischem Kohlenstoff-arme Dynow Mergelstein stellt eine sedimentäre „Unterbrechung“ zwischen der liegenden Schöneck- und hangenden Eggerding-Formation dar, die organisch-reich sind. Eine vollständige Abfolge des Dynow Mergelsteins mit Grenzen zu den liegenden und hangenden Formationen aus der Bohrung Oberschauersberg 1 wird im folgenden detailliert hinsichtlich der lithologischen, sedimentären und geochemischen Charakteristika beschrieben. Die ozeanographischen Bildungsbedingungen werden abschließend dargestellt sowie die Veränderungen, die zur Ablagerung der hangenden Eggerding-Formation führten.

7.1. Sedimentologie

Mit scharfer Grenze überlagert der Dynow Mergelstein die Schöneck-Formation. Seine Hangendgrenze ist unscharf und zeigt einen zyklischen, aber kontinuierlichen Übergang zur hangenden Eggerding-Formation (Abb. 7.1, 7.2). Der Dynow Mergelstein entwickelt sich aus der Schöneck-Formation innerhalb eines ca. 2 cm

mächtigen Intervalls mit schnell ansteigendem Karbonatanteil zu einem weißgrauen Mudstone (Klassifikation nach DUNHAM 1962) von 35 cm Mächtigkeit, in dem mittels REM-Untersuchung keinerlei organische Strukturen infolge Rekristallisation und/oder Lösung auflösbar waren. Die darüberfolgende ca. 5,5 m mächtige Abfolge besteht aus Wechsellagerungen laminiertes bis welliger, weißer bis dunkelgrauer, siltiger Mergelsteine (Abb. 7.3, 7.4). In diese Abfolge ist ein weiterer weißer Mudstone eingeschaltet (Abb. 7.2: Ke2, Ki7).

Die Wechsellagerungen zeigen einen zyklischen Aufbau, der sich detailliert durch C_{org} - und Calcitgehalte abbildet. Makroskopisch sind vier Zyklen erkennbar. Auffälliges Charakteristikum der vier Zyklen ist eine Zunahme der Ton- und Siltgehalte sowie der Gehalte an organischem Kohlenstoff, die zu einer dunkleren Farbe der oberen Zyklenbereiche führen (siehe Abb. 7.1 sowie Kap. 7.2). Die helle Mergellage zwischen dem Ende des vierten Zyklus und dem Einsetzen der Eggerding-Formation wird hier lithostratigraphisch dem Dynow Mergelstein zugeteilt, ist jedoch unter sedimentären Aspekten Beginn eines letzten Karbonateinschubes, der zum Sedimentationsgesche-



Abb. 7.1: Kernintervalle des Dynow Mergelsteins mit der Schöneck-Formation an der Basis und der Eggerding-Formation am Top in der Bohrung Oschl.

I – Schöneck-Formation, II - Dynow Mergelstein, III – Eggerding-Formation.
Schwarze arabische Zahlen unter schwarzen Pfeilen: Top des jeweiligen Zyklus.

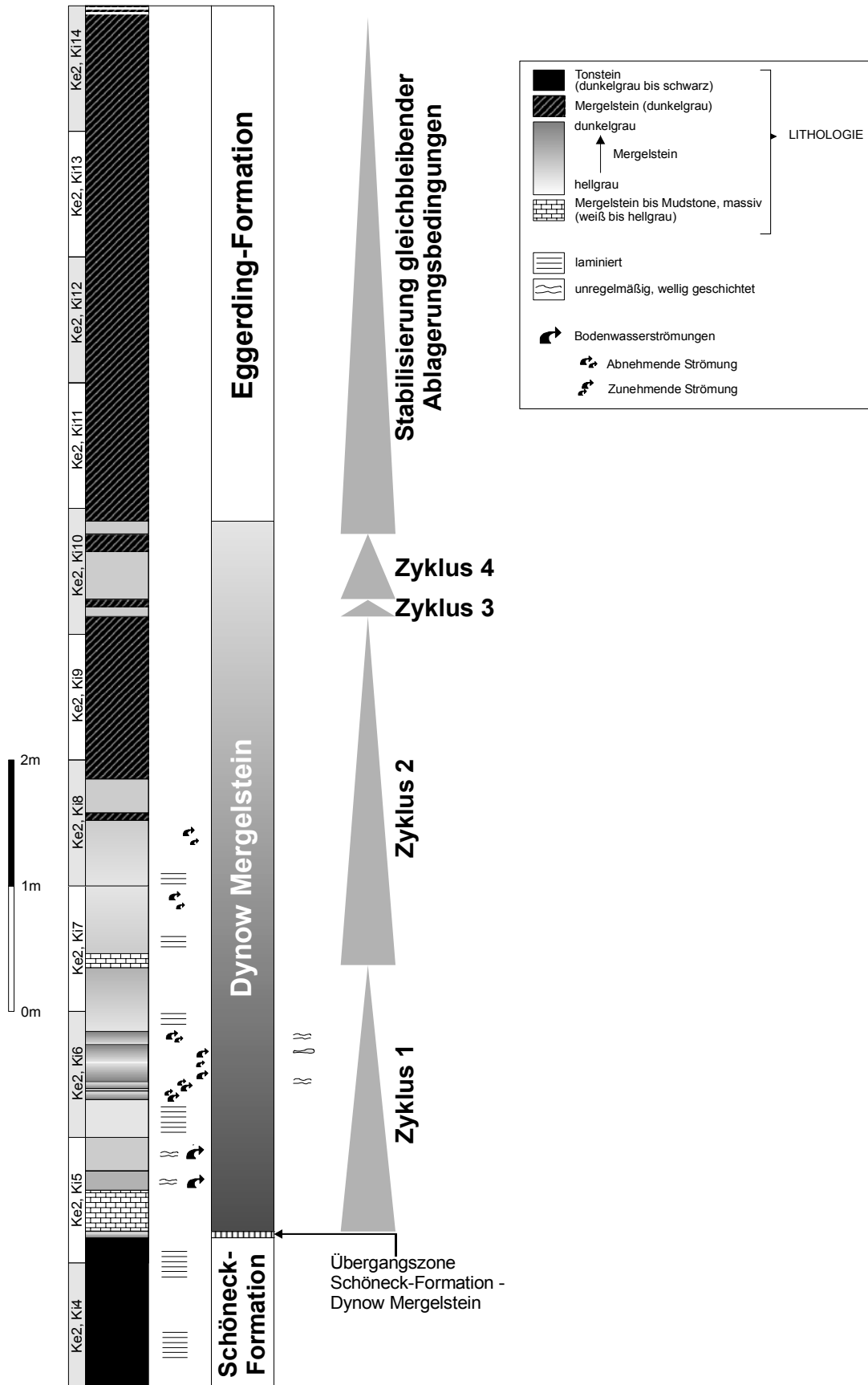


Abb. 7.2: Lithologie des Dynow Mergelsteins mit der Schöneck-Formation an der Basis und der Eggerding- Formation am Top in der Bohrung Osch1. Einteilung in Zyklen nach Kohlenstoffgehalten (siehe Abb. 7.6).

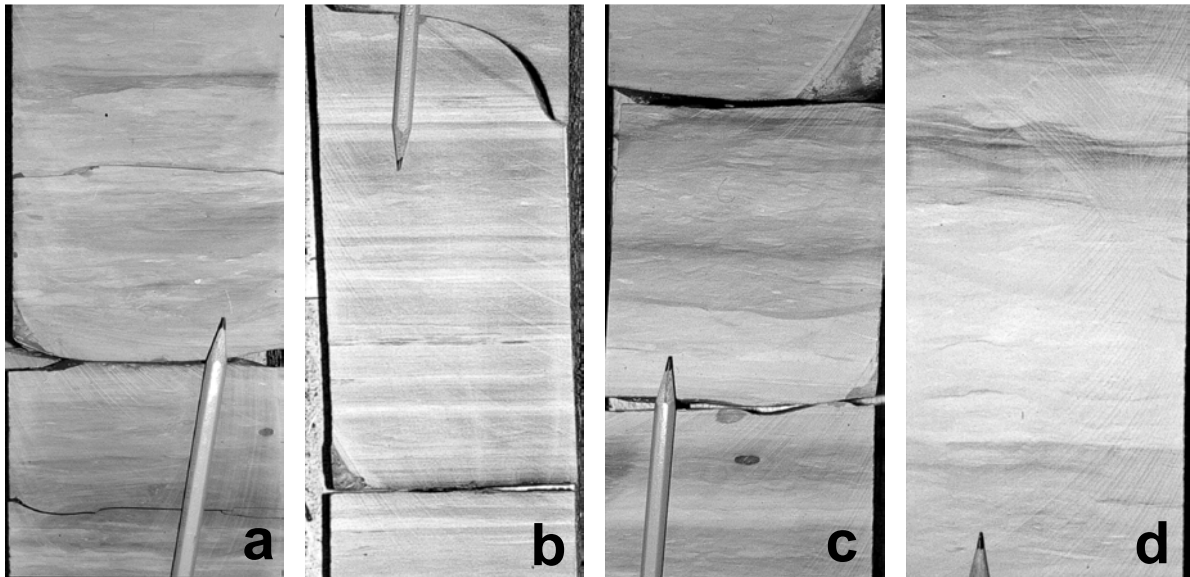


Abb. 7.3: Makroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins (Bleistift als Maßstab!).

- a. Wellige, z.T. „zerrissene“ Schichtung. Kern 2, Kiste 5, 75-95.
- b. Ausgeprägte Lamination. Kern 2, Kiste 6, 0-30.
- c. Wellige, z.T. „zerrissene“ Schichtung. Kern 2, Kiste 6, 30-60.
- d. Wellige, z.T. „zerrissene“ Schichtung. Kern 2, Kiste 6, 60-90.

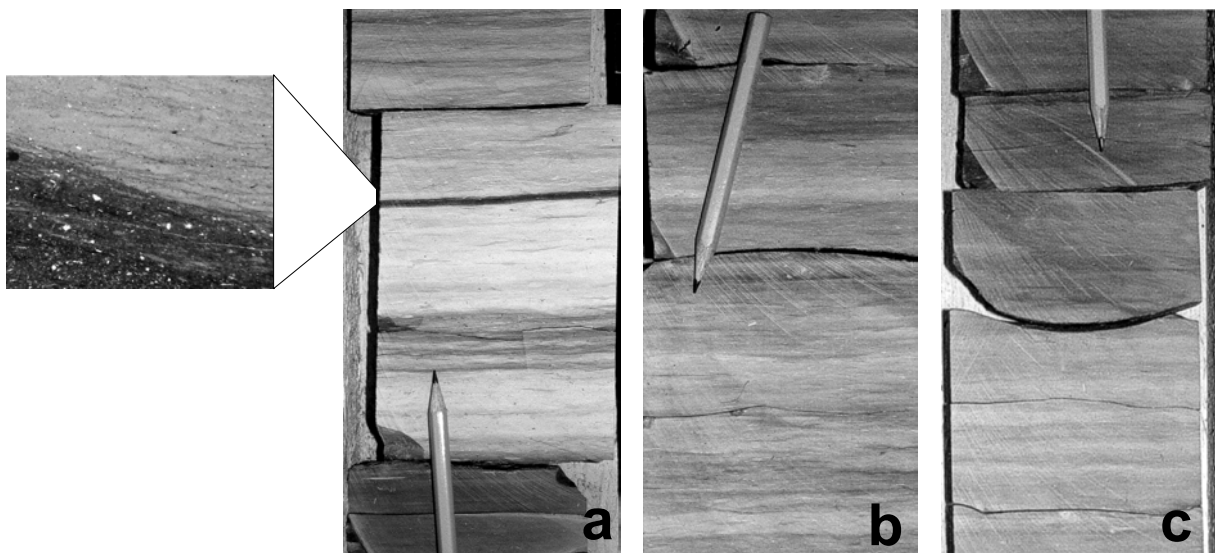


Abb. 7.4: Makroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins (Bleistift als Maßstab!).

- a. Übergang von feinlaminiertem, dunklen Mergelstein zu gut laminiertem weißlich-hellgrauen Mergelstein mit dunklen Lagen aus siltigem Mergelstein. Kern 2, Kiste 7, 32-54. Vergrößerter Ausschnitt mit 2 mm unterer Bildkantenlänge.
- b. Wechsellagernde hell- bis mittelgraue und siltige, dunkelgraue Mergelsteinlagen. Kern 2, Kiste 8, 10-32.
- c. Übergang von hell- bis mittelgrauem zu dunkelgrauem Dynow Mergelstein. Kern 2, Kiste 8, 40-60.

hen der Eggerding-Formation überleitet. Wellige, unruhige Schichtungselemente sind im Dynow Mergelstein an dunklere und somit organisch-reichere, quarzsilt- und tonhaltige Intervalle gebunden. Neben selten auftretendem, allochthonem Glaukonit durchsetzen phosphatisierte Fossilbruchstücke die dunklen Intervalle des Dynow Mergelsteins. Diese unregelmäßigen Schichtungselemente verweisen auf Bodenwasserströmungen im Unterschied zu den liegenden und hangenden organisch-reichen Intervallen der Schöneck- und Eggerding-Formation. Den massiven hellen Mudstone-Intervallen ("nanno-marls" nach RÖGL 1999) fehlen jegliche Schichtungselemente.

Die grauen Mergelsteine des Dynow Mergelsteins, aber auch die Basis der Eggerding-For-

mation bestehen bereichsweise vollständig aus kalkigem Nannoplankton (Abb. 7.5b, c), in denen Coccolithen bereits 1971 von MÜLLER & BLASCHKE nachgewiesen wurden. Gesteinsbildend in der Bohrung Osch1 tritt *Reticulofenestra ornata* auf (frdl. mündl. Mitt. M. BÁLDI-BEKE und A. NAGYMAROSY; Abb. 7.5b, c). Diese Spezies ist charakteristisch für die Nannoplanktonzone NP 23, kann jedoch von der NP 21 bis NP 24 nachgewiesen werden (NAGYMAROSY 1983; NAGYMAROSY & VORONINA 1992).

Feinlaminierte, dunkelgraue, bereichsweise feinen Quarzsilt-führende Mergelsteine mit Einschaltungen hellerer Intervalle vergleichbarer Lithologie zeichnen die basale Eggerding-Formation aus.

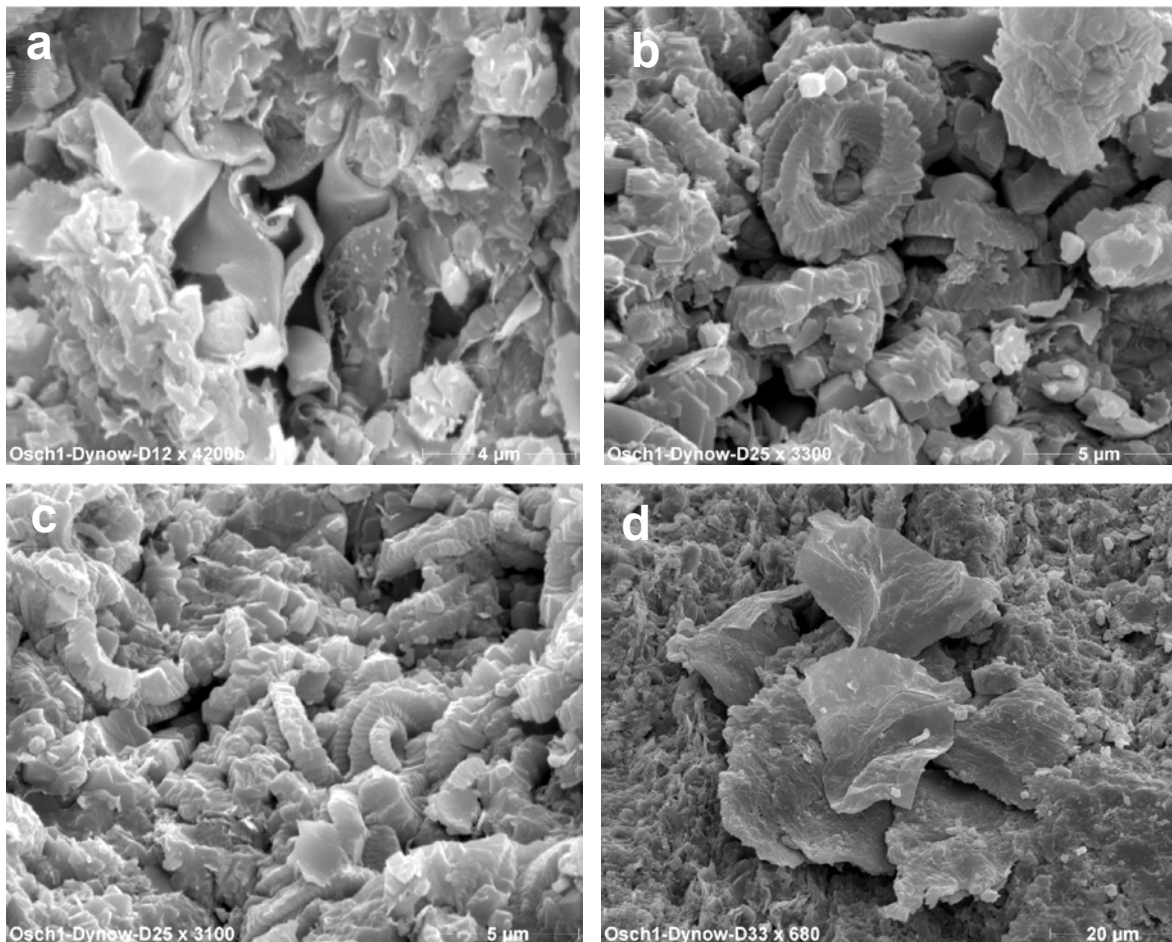


Abb. 7.5: Raster-elektronenmikroskopisches Erscheinungsbild des Dynow Mergelsteins in der Bohrung Osch1.
a. Gefältelter Alginit (?). REM-Aufnahme der Probe D12.
b, c. Massives Auftreten von *Reticulofenestra ornata*. REM-Aufnahmen der Probe D25.
d. Alginit (?). REM-Aufnahme der Probe D33.

7.2. Reife, Petrographie und geochemische Summenparameter des organischen Materials

Das organische Material des Dynow Mergelsteins und der Eggerding-Formation in der Bohrung Osch1 ist erdölgeologisch unreif ($R_r < 0,35\%$; T_{\max} -Werte der RockEval-Pyrolyse: 423 - 435°C, siehe Anhang 12) und hinsichtlich der Mazeralführung lithologieabhängig.

Die weißen, massiven Mudstones des Dynow Mergelsteins bestehen zu über 99% aus unstrukturiertem Liptinit (Mazeralassoziatioon „I“ in Abb. 7.6). Die Einschaltungen aus unregelmäßig geschichteten Mergelsteinen unterschiedlicher Graustufen führen neben ebenfalls dominierendem unstrukturiertem Liptinit ferner kleinen Alginit, häufig Liptodetrinit sowie Humodetrinit (< 5 Vol.-%) und Inertodetrinit (< 1 Vol.-%; Mazeralassoziatioon „I-II“ in Abb. 7.6). Die beiden letztgenannten Mazeraltypen sind in dünnen, siliziklastisch dominierten Lagen periodisch angereichert. Darüberhinaus wurden in diesen Mergelsteinen unterschiedlicher Graustufen mittels REM auffällige organische Strukturen unklarer Genese beobachtet (Abb. 7.5a).

Unstrukturierter Liptinit sowie Alginit (Abb. 7.5d) mit ca. 5 Vol.-%igem Humodetrinit-Anteil dominiert das organische Material der Eggerding-Formation (Mazeralassoziatioon „II“ in Abb. 7.6). Dunkle, organisch-reiche Mergelsteine, die im oberen Bereich des Dynow Mergelsteins eingeschaltet sind und als sedimentäre Vorläufer der Eggerding-Formation gedeutet werden, bestehen aus ähnlichem organischen Material (Abb. 7.6).

Neben der Mazeralführung belegen die organisch-geochemischen Summenparameter die lithologische Veränderung durch die kurzzeitige Einschaltung des Dynow Mergelsteins während der Nannoplanktonzone NP 23. Massive Änderungen des Ablagerungsmilieus belegen die beiden geringmächtigen „nannochalk“-Lagen mit der Mazeralassoziatioon „I“ (Abb. 7.6). Diese Lagen zeichnen sich durch geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff C_{org} aus (< 1 %), die jedoch bei gleichzeitiger Abnahme der Calcitgehalte jeweils wieder auf C_{org} -Werte von ca. 2 % ansteigen. Dieses Phänomen wiederholt sich und wird demnach als „Zyklus“ gedeutet (Zyklus 1-5; Abb. 7.6). In Anlehnung an RICKEN (1991) belegt die negative Korrelation zwischen den C_{org} - und Calcitgehalten des Dynow Mergelsteins (Abb. 7.6), daß diese zyklischen, jedoch gegenläufigen Abfolgen auf periodisch wiederkehrende, massive Karbonateinträge zurückzuführen sind. Entsprechend der Interpretation von RICKEN zeichnen sich derartige

Sedimentationsszenarien jedoch durch gleichbleibende Einträge von organischem Kohlenstoff aus. Die beschriebenen Zyklen des Dynow Mergelsteins, die sich durch Varianzen der Kohlenstoffgehalte widerspiegeln, treten im Übergang zur Eggerding-Formation abgeschwächt auf und sind im weiteren Verlauf nicht mehr nachweisbar (Abb. 7.6).

Der Wasserstoff-Index HI schwankt im Dynow Mergelstein zwischen 400 und 700 $\text{mg}_{\text{KW}}/\text{gC}_{\text{org}}$ (Abb. 7.6). Der Verlauf der Trendlinie der HI-Werte deutet auf eine durchschnittliche Abnahme auf ca. 500 $\text{mg}_{\text{KW}}/\text{gC}_{\text{org}}$ im Vergleich zum Top der Schöneck-Formation sowie dem basalen Bereich der Eggerding-Formation mit jeweils ca. 600 $\text{mg}_{\text{KW}}/\text{gC}_{\text{org}}$. Die Reduzierung des Wasserstoff-Index im Dynow Mergelstein kann einerseits auf stärkere bakterielle Überprägung des organischen Materials hinweisen. Andererseits belegt das Auftreten der Mazeralassoziatioon „II“ einen verstärkten Eintrag terrigenen organischen Materials. Die Kohlenwasserstoff-Fractionen unterschiedlicher Polarität zeigen keine Veränderungen im Dynow Mergelstein (Abb. 7.6).

Die lithologischen Charakteristika und Gehalte an organischem und Calcitkohlenstoff, die zyklische Verläufe widerspiegeln, lassen eine phasengebundene Entstehung des Dynow Mergelsteins vermuten (Abb. 7.6). Demnach handelt es sich beim Dynow Mergelstein um mehrfache und abrupt einsetzende, zur Eggerding-Formation überleitende Karbonateinschaltungen.

7.3. Diagenese

Der Dynow Mergelstein und die Eggerding-Formation in der Bohrung Osch1 führen charakteristische Verteilungen von Pyritframboiden, die vorwiegend < 5 μm groß und unimodal verteilt sind (Standardabweichung $\sigma < 3\mu\text{m}$; Abb. 7.7). Diese werden als Bildungen innerhalb der unteren Wassersäule interpretiert und erlauben Aussagen über das Redoxpotential des Bodenwasserkörpers (entsprechend der Abb. 5.3.2 und den Erläuterungen in Kap. 5.3).

Nach dem Zusammenbruch der geschichteten Wassersäule am Ende der Ablagerungszeit der Schöneck-Formation infolge Beckenabschluß und massiver Frischwasserzuflüsse wurde das Bodenwasser kurzfristig mit Sauerstoff belüftet. Jedoch etablierten sich schon in unmittelbarer Folge nach Ablagerung des basalen Dynow Mergelsteins wiederum Bodenwasseranoxien, die bis zur Ablagerung der basalen Eggerding-Formation vorherrschten.

Pyritframboide in den charakteristischen Mud-

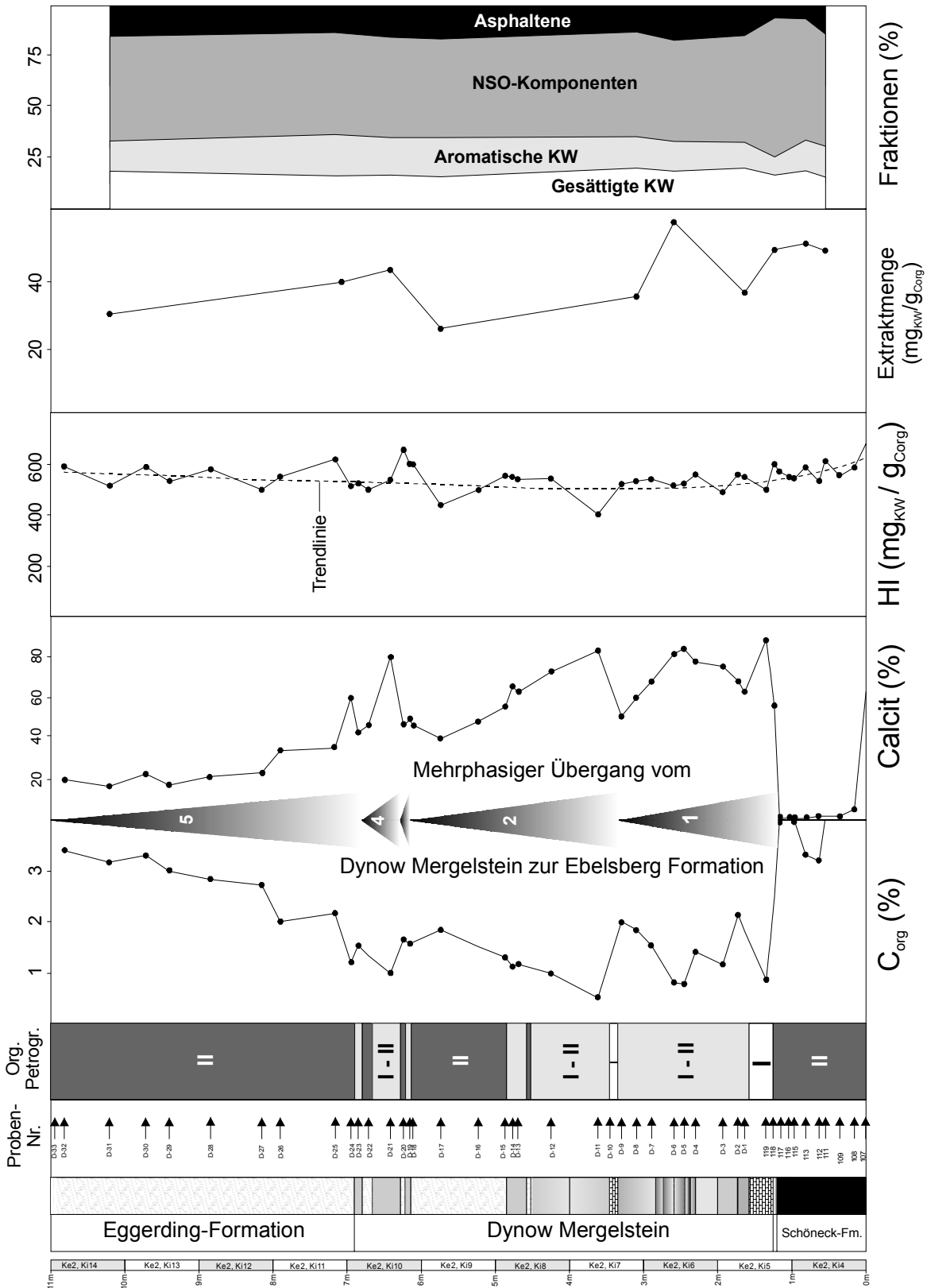


Abb. 7.6: Organisch-geochemische Summenparameter im Dynow Mergelstein sowie den Übergängen zum Liegenden und Hangenden in der Bohrung Oschl. Die Charakteristika der Mazerationsassoziationen I, I-II und II werden im Text erläutert.

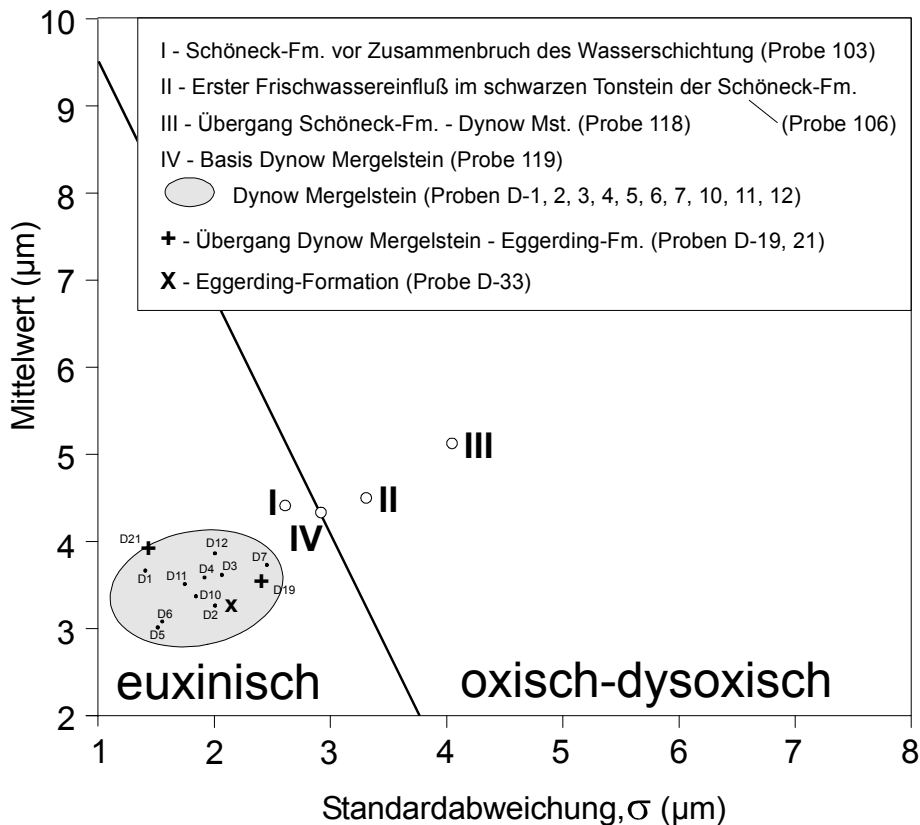


Abb. 7.7: Mittlerer Durchmesser vs. Standardabweichung (σ) des Durchmessers von Pyritframboiden (nach WILKIN et al. 1996) im Dynow Mergelstein sowie der Eggerding-Formation im Hangenden der Bohrung Osch1.

stones des Dynow Mergelsteins („nannochalks“) treten im Vergleich zur Eggerding-Formation nur untergeordnet auf. Ihre Blastese wurde möglicherweise sowohl durch Mangel an Sulfat, als auch durch fehlendes reaktives organisches Material und Eisen limitiert. Eine fortschreitende, sedimentinterne Bildung framboiden Pyrits in der Eggerding-Formation hingegen kann durch vorherrschende Tonsedimentation und resultierende Impermeabilität für den Nachstrom gelösten Sulfats limitiert worden sein.

Gerundete Glaukonitklasten sowie Pyrit aus dem sedimentinternen Wachstum belegen diagenetische Abläufe, die jedoch nicht die intensive frühdiagenetische Überprägung wie in der basalen Schöneck-Formation nachzeichnen.

Rekristallisation und Lösung des Coccolithen-Karbonats in den beiden Mudstone-Lagen der Schöneck-Formation werden auf eine Versenkungsdiagenese zurückgeführt.

7.4. Molekulare Biomarker

Das organische Material des Dynow Mergelsteins und der Eggerding-Formation am oberen Hang unterscheidet sich nur geringfügig (Abb. 7.8,

7.9), grenzt sich jedoch deutlich gegenüber der Schöneck-Formation in der Bohrung Osch1 ab (bei vglb. Reife: siehe Abb. 5.4.3a, 5.4.4a).

Mit Einsetzen der Sedimentation des Dynow Mergelsteins und der folgenden Eggerding Formation wurde mit leicht zunehmender Tendenz Landpflanzenmaterial eingetragen. Dieses zeigt jedoch keine Schwankungen der CPI-Werte wie in der Schöneck-Formation (vergleiche CPI-Werte in den Abb. 7.10 und 5.4.5). Schwankungen der Pristan/Phytan-Verhältnisse verweisen sowohl auf potentielle Änderungen des Bodenwasser-Redoxpotentials (siehe Aussagen zur Auswertung der Pyritframboide in Kap. 7.3), als auch auf geringe Änderungen der Salinität (vgl. entsprechende Ausführungen in Kap. 5.4). Der Salzgehalt verblieb jedoch auf einem euhalinen bis mesohalinen Niveau, das dem zwar initialen, marinen Ablagerungsmilieu der Schöneck Formation entspricht (Dominanz des tri-MTTC gegenüber dem entsprechenden dimethylierten MTTC; Abb. 7.10), jedoch aufgrund des Nachweises von Brackwasser-Coccolithophoriden (RÖGL et al. 2001) als geringer salinar eingestuft wird. Schwache Varianzen der di-/tri-MTTC-Verhältnisse belegen einen kurz-

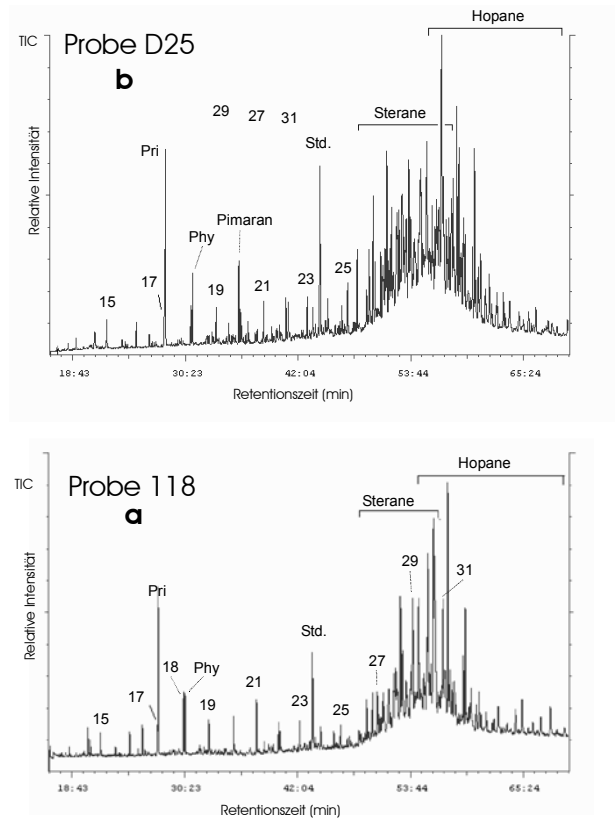


Abb. 7.8: Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoffe der Proben 118 und D-25 des Dynow Mergelsteins in der Bohrung Oschl.

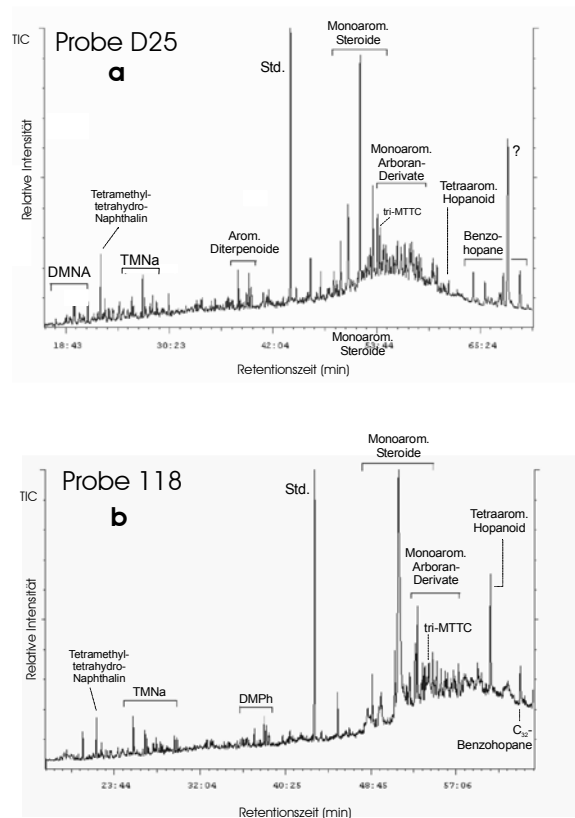


Abb. 7.9: Gaschromatogramme der aromatischen Kohlenwasserstoffe der Proben 118 und D-25 des Dynow Mergelsteins in der Bohrung Oschl.

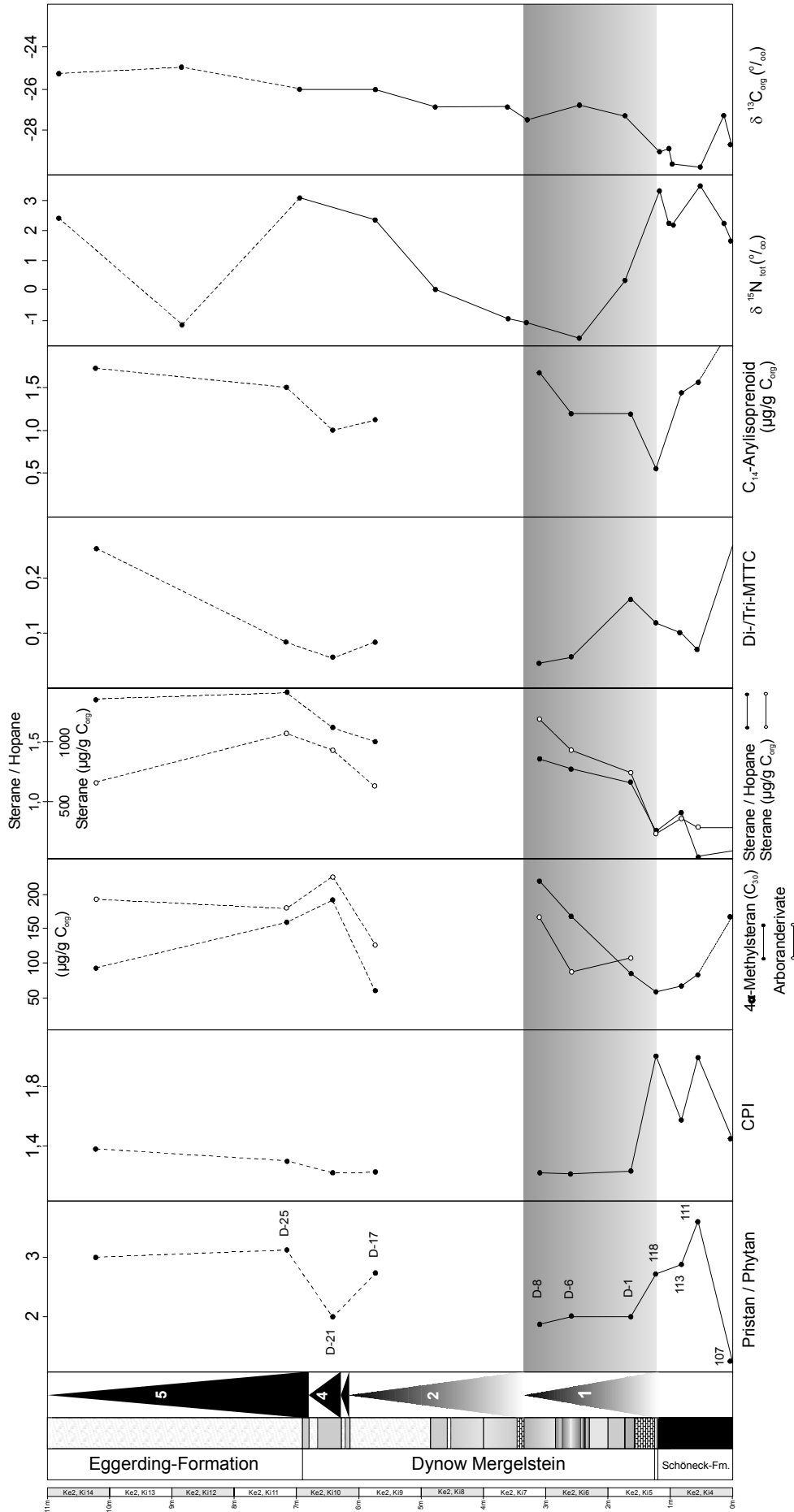


Abb. 7.10: Pristan/Phytan-, CPI-, Steran/Hopan-Verhältnisse sowie C₂₉-normierte Konzentrationen von 4 α -Methylsteran, tri-MTTC, C₁₄-Arylisoprenoid und C-N-Isotopen des organischen Materials im Dynow Mergelstein sowie den Übergängen zum Liegenden und Hangenden in der Bohrung Oschl.

fristigen Salinitätssprung während des ersten Zyklus (Abb. 7.10). Jedoch herrschten die geringen Salinitäten des Oberflächenwassers bis an die Basis der Eggerding-Formation vor. Nach dem massiven Süßwassereinbruch am Ende der Ablagerungszeit der Schöneck-Formation und zu Beginn des Dynow Mergelsteins wurde im Verlauf der Ablagerung des Dynow Mergelsteins und der Eggerding-Formation die Wasserschichtung wieder intensiviert mit einer bis in die photische Zone reichenden Chemokline (Anstieg der Konzentrationen des C₁₄-Arylisoprenoids über der Grenze Schöneck-Formation - Dynow Mergelstein; Abb. 7.10).

Mit Ablagerungsbeginn des Dynow Mergelsteins während des ersten Zyklus und fortwährender Sedimentation bis in die Eggerding-Formation läßt sich eine stete, möglicherweise zyklungebundene Zunahme der Steran/Hopan-Verhältnisse nachweisen (Abb. 7.10), die der Hochproduktionsphase der Schöneck-Formation entspricht. Ein klare Entwicklungstendenz der 4 α -Methylsterane ist durch die geringe Probenauflösung bis auf den basalen Karbonateinschub nicht möglich. Für letztgenannten kann eine starke Konzentrationszunahme nachgewiesen werden (Abb. 7.10).

7.5. C-N-Isotope des organischen Materials

C-Isotope

Die Endphase der Ablagerung der Schöneck-Formation zeichnete sich durch ein „CO₂-Recycling“ bakterieller Abbauprodukte aus einem anoxischen Wasserkörper aus. Dieser Prozeß war Folge einer Oxidation bakteriellen Methans im anoxischen Bodenwasser und kann zu massiven Konzentrationen gelösten Kohlendioxids mit isotopisch leichtem Kohlenstoff geführt haben. Das Kohlendioxid wurde in den Kohlenstoff-Kreislauf im oberen Wasserkörper einbezogen, was letztendlich zu sehr leichten $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werten des sedimentierten organischen Materials und somit der Sedimente führte ($\leq -29\%$).

Die einsetzende Sedimentation von „nannochalks“ (Basis des Dynow Mergelsteins) war an den Zusammenbruch der zuvor ausgeprägten Wasserschichtung infolge massiver Frischwasserzuflüsse gekoppelt. Das zuvor charakteristische „CO₂-Recycling“ von Abbauprodukten wurde somit verhindert, trotz der nachweislichen Sauerstoffarmut des Bodenwasser (siehe Verteilung der Pyritframboide in Abb. 7.7). Letztendlich tendieren die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte des organischen Materials des

Dynow Mergelsteins und der basalen Eggerding-Formation wieder zu Werten ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \sim -26\%$; Abb. 7.10), die auch das organische Material an der Basis der Schöneck-Formation auszeichnen. Diese bilden die Kohlenstoffisotope des eingelagerten organischen Materials ab, das eine Mischung aus aquatischem (zunächst brackig, später marin) und terrigenem organischen Materials ist.

N-Isotope

Während der Endphase der Ablagerung der Schöneck-Formation zeichnete sich das Oberflächenwasser durch oligotrophe und zunehmende Brackwasserbedingungen aus. Das $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Signal der Sedimente verweist auf Stickstoff-Fixierung und wurde möglicherweise modifiziert durch Phosphat-Freisetzung aus den Sedimenten unter anoxischen Bedingungen und/oder Denitrifikationserscheinungen (fraglich bleibt in diesem Zusammenhang ein verstärkter Eintrag terrigenen organischen Materials). Der Sedimentationswechsel zum Dynow Mergelstein wird einem Milieu zugesprochen, das sich durch brackiges Oberflächenwasser und eutrophe Bedingungen auszeichnete (u.a. RÖGL et al. 2001). Die für den basalen Bereich des Dynow Mergelsteins in Zyklus 1 ermittelten Steran-Daten deuten jedoch auf initial oligotrophe, sich erst im weiteren Verlauf kontinuierlich zu eutrophen ändernden Bedingungen. An diese Veränderung sowie eine stabilere Wasserschichtung mit anoxischem Bodenwasser sind zunehmend leichtere $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Werte gekoppelt, die auf intensive Stickstoff-Fixierung deuten (Abb. 7.10). Letztgenannter Prozeß dominiert auch bis in die basale Eggerding-Formation. Schwankungen der $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ -Signale über dem ersten Zyklus im Dynow Mergelstein können aufgrund zu geringer Probenauflösung nicht interpretiert werden.

7.6. Ablagerungsmodell

Das paläo-ozeanographische Umfeld in der Endphase der Ablagerung der Schöneck-Formation änderte sich kontinuierlich. Die Salinität des Oberflächenwassers nahm rapide ab und die ausgeprägte Wasserschichtung brach zusammen, was eine kurzzeitige Belüftung mit sauerstoffhaltigem Wasser zur Folge hatte. Jedoch zeichnet sich diese Endphase der Schöneck-Formation noch durch starke Akkumulation von organischem Kohlenstoff aus.

Abrupt ist das Auftreten des Dynow Mergelsteins ("Heller Mergelkalk" nach WAGNER 1998; erste Beschreibung in den Polnischen Karpaten von KOTLARZYK 1979). Diese Sedimente beste-

hen aus kalkigem Nannoplankton und Ton und wurden während der Nannoplanktonzone NP 23 abgelagert (RÖGL 1999). Die Ablagerung des Dynow Mergelsteins dokumentiert ein kurzfristiges paläo-ozeanographisches Ereignis von ca. 2 Ma Dauer in der westlichen Paratethys (32,2-30 Ma v.h. nach RÖGL 1996; KRHOVSKÝ et al. 2001), das in den randlichen Beckenverbindungen unbekannt ist (Oberrheintalgraben, Unteres Inntal, Slowenischer Korridor; ORTNER & SACHSENHOFER 1996; SCHMIEDL et al. 2002; DOEBL 1970). Ursache der Änderung des Ablagerungsmilieus ist die erste Phase einer vollständigen Isolierung der Paratethys vom offenen Weltmeer. In der gesamten Paratethys können für diese Zeit massive Frischwassereinträge nachgewiesen werden, die nicht durch entsprechende Evaporationsraten kompensiert wurden und zum Zusammenbruch der Wasserschichtung führten (POPOV & STOLYAROV 1996).

Der Dynow Mergelstein ist ein heterogen aufgebautes Sediment, das ohne scharfe Grenze in die Eggerding-Formation übergeht. Er besteht aus mehreren Zyklen, die an der Basis aus karbonatreichen, hellen Mudstones bestehen und sich zum Top der Zyklen jeweils zu dunklen, feinsiltführenden Mergelsteinen entwickeln (Abb. 7.1, 7.2). Der erste und zweite Zyklus (1, 2 in Abb. 7.2; siehe Ablagerungsmodell in Abb. 7.11a) sind noch an das Auftreten von Bodenströmungen gebunden. Die weiteren Zyklen sind weniger deutlich ausgeprägt. Die Entwicklung der einzelnen Zyklen beinhaltet jeweils eine Tendenz zu höheren Gehalten an organischem Kohlenstoff. Die deutliche Abnahme der Karbonatgehalte bei gleichzeitiger Zunahme der C_{org} -Gehalte im Dynow Mergelstein (Abb. 7.6) wird von RICKEN (1991) auf zunehmend reduzierte Karbonatproduktion bei gleichbleibender Akkumulation von organischem Kohlenstoff gedeutet.

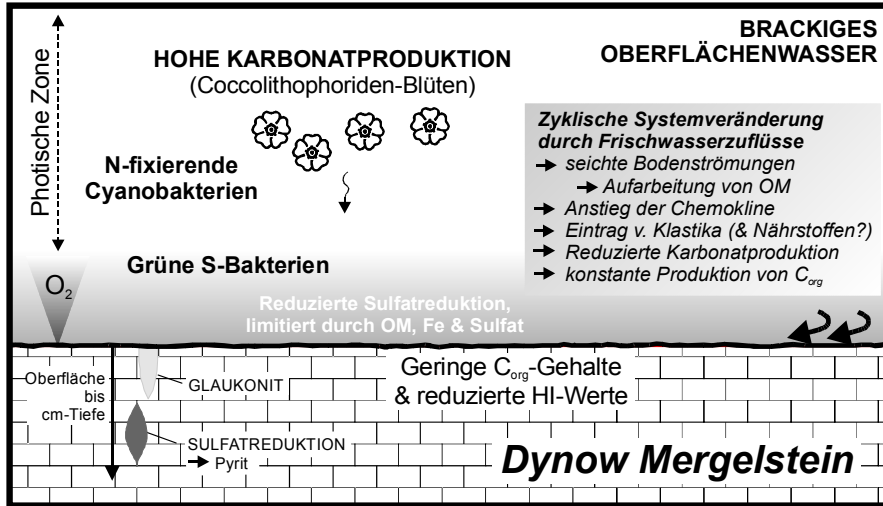
Das abrupte Auftreten des Dynow Mergelsteins ist an die erste Isolierung der Paratethys gebunden, in deren Folge Frischwasserzuflüsse schon während der Ablagerungszeit der obersten Schöneck-Formation die Wasserschichtung zusammenbrechen ließen (siehe Veränderung der Pyritframboide in Abb. 7.7 und Konzentrationsabnahme der C_{14} -Arylisoprenoide in Abb. 7.10). An dieses beckenweite Ereignis war die Etablierung dysaerober Bodenwasserbedingungen auch in der zentralen Paratethys gekoppelt (RÖGL 1999; RÖGL et al. 2001). Mit Beginn der Sedimentation des Dynow Mergelsteins etablierte sich jedoch wiederum ein intensiv geschichteter Wasserkörper mit brackigem Oberflächenwasser (BÁLDI 1984;

RÖGL 1999) und einer anoxischen Bodenschicht. Als Ursachen hierfür werden weiterhin ein beckenweites ästuarines Zirkulationssystem vermutet (POPOV & STOLYAROV 1996). Zyklisch zunehmende Produktivitäten (steigende Steran/Hopan-Verhältnisse und Methylsteran-Konzentrationen in Abb. 7.10; Modell in Abb. 7.11a) traten auf. Charakteristische Merkmale dieses paläo-ozeanographischen Szenarios sind Blüten monospezifischer, reduzierte Salinitäten tolerierender Coccolithophoriden (z.B. *Dictyococcites ornatus*, *Transversopontis fibula* sowie entsprechende Diatomeen). Ferner traten kleine endemische Bivalven auf. Hingegen fehlen benthische Organismen und planktonische Foraminiferen (KRHOVSKÝ et al. 1993; KRHOVSKÝ 1985).

Episodisch wiederkehrende, stärkere Frischwasserzuflüsse während der einzelnen Zyklen des Dynow Mergelsteins führten einerseits zu stärkerer Strömungsdynamik, an die feinklastischer Eintrag gebunden war. Phasen verstärkter Bodenwasserströmungen ermöglichten aber auch eine stärkere Aufarbeitung von organischem Material (Verringerung des HI; Abb. 7.6). Andererseits führten die sich verändernden Bedingungen des Wasserkörpers zu einer verminderten Karbonatproduktion, die in dem zunehmend feinkörnigen siliziklastischen Sediment eine relativ höhere Akkumulation von organischem Kohlenstoff förderten. Durchgängig hohe Verfügbarkeit von Nährstoffen (RÖGL et al. 2001) kann ausgeschlossen werden.

Im östlich angrenzenden Flyschbecken der westlichen Karpaten wird die Ablagerungsphase des Dynow Mergelsteins im Zusammenhang mit einem langandauernden Exzentrizitätszyklus gesehen, dessen erste, trockene Zyklusperiode durch das Auftreten von verkieselten Mergelsteinen abgebildet wird. Die zweite Zyklusperiode mit feuchteren klimatischen Bedingungen förderte stärkere Erosion vom Festland, letztendlich die Ablagerung zwischengeschalteter Sandlagen (KRHOVSKÝ 1995b; KRHOVSKÝ et al. 1993). Die im oberösterreichischen Molassebecken auftretenden Charakteristika des Dynow Mergelsteins lassen somit vergleichbare sedimentäre Abläufe vermuten. Der sich in mehreren Zyklen abzeichnende Übergang vom Dynow Mergelstein zur Eggerding-Formation mit jeweils stärkerem feinklastischen Eintrag scheint demnach mit zunehmend feuchteren klimatischen Bedingungen in einem direkten Zusammenhang zu stehen.

Die „pulsierende Unterbrechung“ der massiven Akkumulation organischen Kohlenstoffs in Form des Dynow Mergelsteins währte jedoch nur kurz. Während der oberen NP 23 kam es im Molasse-



a



b1

b2

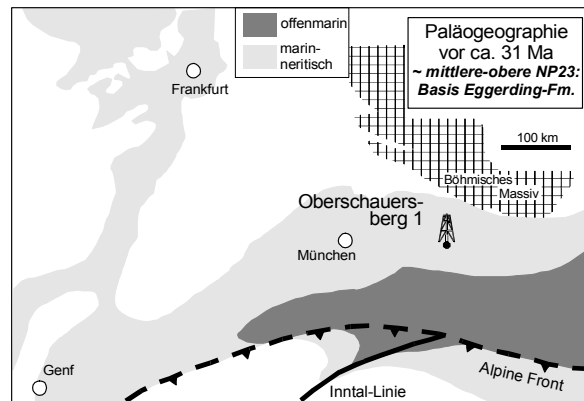


Abb. 7.11: Ablagerungsmodell des Dynow Mergelsteins (a) und der basalen Eggerding-Formation (b1; b2 entspricht der paläogeographischen Situation vor 31 Ma, stark vereinfacht nach KUHLEMANN et al. 2002).

becken wiederum zu permanenten Bildungen organisch-reicher Sedimente unter marinen Bedingungen: der basalen Eggerding-Formation (Abb. 7.11b). Die Chemokline ragte bis in die photische Zone, in der hohe Primärproduktivitäten (Algen, Dinoflagellaten sowie Eintrag von Landpflanzendetritus) herrschten. Das sedimentierte organische Material wurde unter Stillwasserbedingungen abgelagert und durch reduzierte Sulfatreduktion (sulfat-limitiert) im Sediment konserviert (höhere HI-Werte). Nachweisbare vollmarine Bedingungen etablierten sich in der Paratethys erst wieder ab der Nannoplanktonzone NP 24 (RÖGL 1999). Marine Einflüsse deuten sich jedoch bereits in der basalen Eggerding-Formation an (Anstieg des di-/tri-MTTC-Verhältnisses; Abb. 7.10).

Vergleichbare Prozesse wie die zuvor genannten können am unteren Hang bis zum Becken-

zentrum vorgeherrscht haben (unter Berücksichtigung der in Kap. 4 erwähnten Unsicherheit der stratigraphischen Zugehörigkeit des oberen Kernintervalls in der Bohrung Obhfl). Die in der Bohrung Obhfl ermittelten Daten ähneln denen der Eggerding-Formation in der Bohrung Osch1 (vgl. Abb. 5.4.6 und 7.10). Unter Annahme altersgleicher Sedimentation deuten sich vom oberen zum unteren Hang vergleichbare Stagnationstendenzen an.

Mit der Ablagerung der Eggerding-Formation im Molassebecken scheint sich die Akkumulation organischen Kohlenstoffs bis in das frühe Miozän dann auf den nördlichen Beckenrand zu konzentrieren (Abb. 2.5). Dieser Zeitabschnitt vom beginnenden Oligozän bis in das frühe Miozän gilt als längste „anoxic event“-Phase in der Paratethys-Entwicklung (POPOV & STOLYAROV 1996).

8. Paläo-Ozeanographie am Nordrand der westlichen Zentral-Paratethys an der Eozän/Oligozän-Wende

Im Unterschied zu problematischen biostratigraphischen Parallelisierungen von Sedimenten in Randmeeren ermöglichen lithostratigraphische Korrelationen, ereignisabhängige Entwicklungen in unterschiedlichen Beckenbereichen ansatzweise miteinander zu vergleichen. Die E/O-Grenze mit ihrer globalen Klimaveränderung ermöglicht derartige lithostratigraphische Vergleiche in der westlichen Zentral-Paratethys, da die sedimentäre Entwicklung im oberösterreichischen Molassebecken in engem genetischen Zusammenhang mit zeitgleichen Entwicklungen in den östlich angrenzenden Beckenbereichen steht. Dies sind einerseits die Waschberg-Einheit sowie andererseits die Ždánice-Einheit in den Flyschdecken an der Außenseite der alpinkarpatischen Front (Abb. 8.1), die am Kontinentalhang des südöstlichen Randes der Böhmisches Masse in der zentralen Paratethys abgelagert wurden.

Vergleiche der paläo-ozeanographischen Veränderungen an der E/O-Grenze im oberösterreichischen Molassebecken mit denen der Waschberg- und Ždánice-Einheit (in besonderen Fällen auch Verweis auf die Pouzdřany-Einheit als proximales isochrones Analogon der Ždánice-Einheit

des oberen Bathyals) beruhen auf KHROVSKÝ (1995a, b), KRHOVSKÝ et al. (1993, 2001), RÖGL (1996, 1998a, b, 1999) und RÖGL et al. (2001). Relevante Darstellungen anderer Autoren werden jeweils gesondert zitiert.

Die **Waschberg-Einheit** lagert im österreichischen Sektor als tektonische Decke zwischen dem autochthonen Molassebecken und dem Überschiebungsgürtel der Ostalpen und W-Karpaten (Abb. 8.1). Sie wurde nach NW über untermiozäne Molassesedimente (Karpatium) überschoben und fällt nach SE unter überschobenen Rhenodanubischen Flysch ein.

In der Waschberg-Einheit sind in einer Abfolge neogener und auch z.T. oligozäner Tiefwassersedimente verschiedene tektonische Keile älterer Gesteine eingeschaltet (Oberjura-Eozän). Diese überschobene, gefaltete und gestörte Einheit tritt auf einer Länge von ca. 50 km und einer Breite von 4 bis 12 km zutage.

Die zum Vergleich herangezogenen eozänen bis unteroligozänen Sedimente der Waschbergzone stammen aus Profilen östlich Ottenthal (W in Abb. 8.1) und gehören zu einem tektonischen Keil aus Sedimenten, der in untermiozäne „Schiefrige Tonmergel“ eingeschuppt ist (RÖGL et al. 2001 sowie darin aufgeführte detaillierte Angaben zur Profiltettonik).

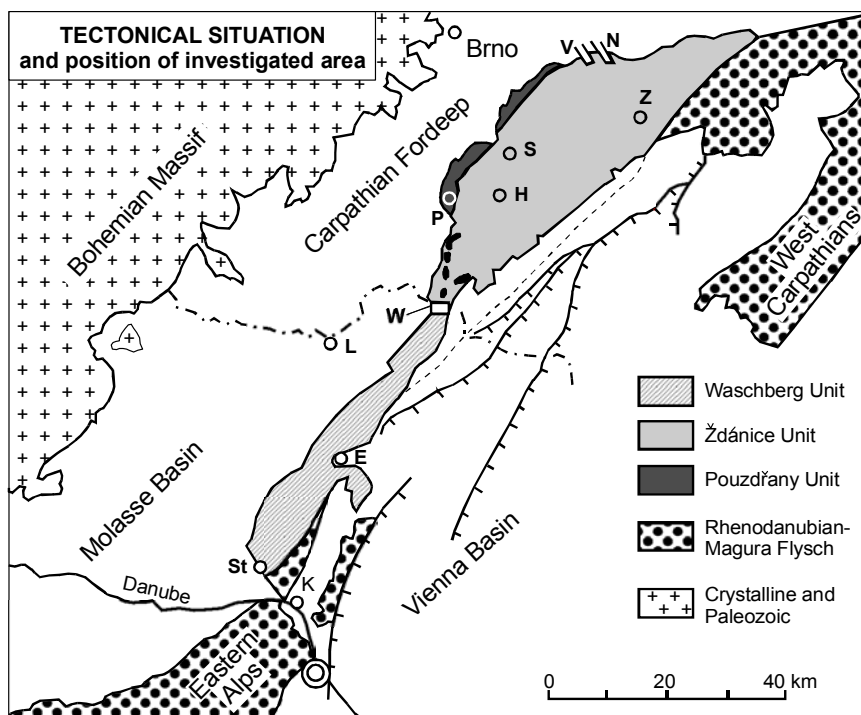


Abb. 8.1: Waschberg-, Ždánice- und Pouzdřany-Einheiten vor dem Alpen-Karpaten-System (nach RÖGL et al. 2001).

Schwarze Felder = Mesozoische Klippen, W = Untersuchungsprofil in der Waschbergzone, E = Ernstbrunn, H = Hustopece, K = Korneuburg, L = Laa, N = Nesvacilka-Graben, P = Pouzdřany, S = Sitborice, St = Stockerau, V = Vranovice-Graben, Z = Ždánice.

Diese Profile der Waschberg-Einheit, die ihrerseits als Verlängerung der allochthonen Molasse vor den Alpen angesehen wird (STEININGER et al. 1986), finden ihre nordöstliche Fortsetzung in der Ždánice-Einheit in Mähren, einem Teil des äußeren westlichen Flyschgürtels der Karpaten (ELIAS et al. 1990; Abb. 8.1).

Die **Ždánice-Einheit** im südlichen Mähren bildet eine Deckeneinheit der äußeren Westkarpaten, die auf die Pouzdřany-Einheit nach NW überschoben wurde (Abb. 8.1). Letztere wurde auf autochthone Sedimente der Karpaten-Vortiefe überschoben. Die Sedimente der Ždánice-Einheit wurden im mittleren bis unteren Bathyal abgelagert (KRHOVSKÝ et al. 1993 sowie darin aufgeführte detaillierte Angaben zu den Untersuchungsprofilen). Die Pouzdřany-Einheit hingegen wurde im oberen bis mittleren Bathyal vor tiefeingeschnittenen submarinen Tälern abgelagert. Ihre späteozänen bis frühmiozänen Einheiten wurden während des Karpatiums durch die Ždánice-Einheit abgeschert.

Im Folgenden werden zeitgleiche Entwicklungen der zentralen Paratethys in unterschiedlichen Zeitscheiben am E/O-Übergang verglichen, um kurz- und langskalige Unterschiede, Gemeinsamkeiten und Tendenzen des paläo-ozeanographischen Werdegangs herauszuarbeiten und, unter Berücksichtigung von lateralen Faziesänderungen, diese korrelieren zu können. Isochrone, z.T. unmittelbar der E/O-Grenze folgende sedimentäre Abläufe in randlichen Bereichen der zentralen Paratethys (Inntal-Tertiär, Ungarisches und Slowenisches Paläogenbecken), aber auch im östlichsten Bereich der zentralen Paratethys (Menilit-Formation im Karpatenflyschbecken Südost-Polens), erlauben keine lithostratigraphischen Korrelationen mit der westlichen Zentral-Paratethys. Jedoch sind vergleichende Aussagen zur Entwicklung der zentralen Paratethys an der E/O-Wende möglich.

In einem ersten Syntheseschritt werden die Veränderungen der unterschiedlichen paläo-ozeanographischen Bedingungen am Nordrand des oberösterreichischen Molassebeckens dargestellt. Daran anschließend werden diese mit den jeweiligen Veränderungen der unmittelbar östlich angrenzenden Beckenbereiche verglichen, um die regionalen paläo-ozeanographischen Prozesse der ersten Paratethys-Isolierung zu untersuchen. Fehlende geochemische Daten der Sedimente der E/O-Grenze in der Ždánice-Einheit und der Waschbergzone verhindern bislang direkte Vergleiche mit den entsprechenden isochronen Akkumulationspotentialen für organischen Kohlenstoff zum öster-

reichischen Molassebecken, um detailliertere paläo-ozeanographische Wechselwirkungen herauszuarbeiten. Im zweiten Abschnitt wird der Versuch unternommen, lithostratigraphische Einheiten der zentralen Paratethys unter Berücksichtigung bekannter Profilabfolgen benachbarter Gebiete zu korrelieren.

8.1. Offenmarine Bedingungen (spätes Priabonium, NP 19-20)

Infolge der Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte führte die daran gekoppelte rapide Ausweitung und Vertiefung des Molassebeckens im späten Priabonium zum Erliegen der bis dato vorherrschenden Karbonat-sedimentation, die durch Ablagerung von Lithothamnienkalken auf der Zentralen Schwellenzone (Abb. 5.1.1, 2.8) und Detritusschüttungen in die vor- und rückgelagerten Randgebiete gekennzeichnet war (DOHMANN 1991; SISINGH 1997; RASSER 2000). Im **oberösterreichischen Molassebecken** führten fortan veränderte ozeanographische Bedingungen zu markanten Sedimentationsänderungen, an die die Entwicklung von Bodenströmungen, anfänglich auch am oberen Hang, gekoppelt war. Die folgende Zeitspanne zeichnete sich durch ein massives Akkumulationspotential für organischen Kohlenstoff aus und wird durch die Schöneck-Formation, später durch die Eggerding-Formation repräsentiert.

Im oberösterreichischen Molassebecken kam es während des späten Priaboniums (NP 19-20) zur Ausbildung eines geschichteten Wasserkörpers (kaltes boreales Tiefenwasser, warmes Oberflächenwasser aus der Tethys) mit einer thermischen (thermohalinen?) Grenzschicht, die zur Entwicklung dysoxischer Bodenwasserbedingungen führte (Abb. 8.2). Hohe Produktivitäten des Oberflächenwassers ermöglichten schon hohe Akkumulationsraten für organischen Kohlenstoff am oberen Hang, jedoch wurde infolge starker frühdiagenetischer Überprägung (bis hin zur Bildung authigener Karbonate) z.T. mehr als 50 % dieses organischen Materials abgebaut (Abb. 5.2.3). Am unteren Hang hin zum W-E-gestreckten Beckenzentrum wechselten Phasen ruhiger Ablagerungsbedingungen mit solchen intensiver Strömungsaktivität ab, während der sedimentiertes organisches Material aufgearbeitet wurde. Sedimentintervalle der ruhigen Phasen zeichnen sich durch C_{org} -Gehalte von 1-2 % aus.

Obwohl erst für die E/O-Grenze beschrieben, scheinen sich Vorläufer klimatischer Änderungen bereits im oberen Priabonium abgezeichnet zu

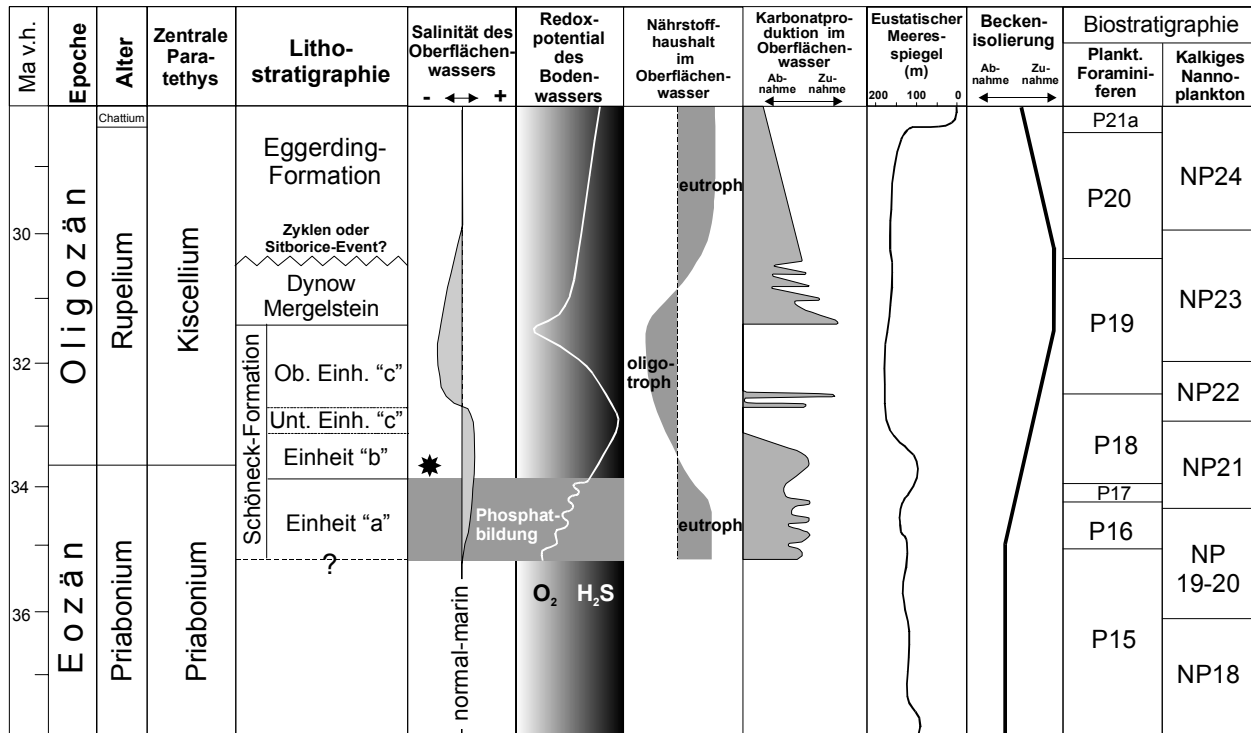


Abb. 8.2: Zusammenfassende Darstellung der paläo-ozeanographischen Veränderungen an der E/O-Grenze am oberen Hang des oberösterreichischen Molassebeckens (Biozonierung nach BERGGREN et al. 1995; Meeresspiegelkurve nach HAQ et al. 1987). Tendenziell vergleichbare Entwicklungen lassen die östlich angrenzenden Beckenbereiche (Waschbergzone, Ždánice-Einheit) erkennen. * = Vulkanische Lage(n).

haben. Auswirkungen dieser veränderten Umweltbedingungen sind zyklische Sedimentfolgen (z.B. wechsellagernde tonige bis kalkige Mergel in der Bohrung Fil) am oberen Hang (oberes bis mittleres Bathyal), deren Steuerung in Analogie zur Ždánice-Einheit im südlichen Mähren auf veränderte Intensitäten der Jahreszeiten zurückgeführt werden kann (Abb. 8.3). Demzufolge scheinen sich ausgeprägtere Saisonalitäten in phasenabhängigen, höheren Produktivitäten mariner Globigerinen und somit höheren Karbonatgehalten abzubilden (KRHOVSKÝ 1995b; KRHOVSKÝ et al. 1993). Schwankungen der Karbonatproduktion bei gleichzeitiger, relativ konstanter Bildung von organischem Kohlenstoff wird durch eine negative Korrelation zwischen den C_{org} - und C_{karb} -Gehalten unterhalb der C_{org} -reichen Tonsteine in der Bohrung Fischlham 1 in Anlehnung an RICKEN (1991) belegt (Abb. 8.3).

Diese Hochproduktivitätsintervalle zeichnen ebenfalls Phasen nach, während derer Phosphatgesteine am oberen Hang gebildet wurden. An diese Phasen waren sowohl verminderte Sedimentationsraten in Kombination mit Schwankungen der Sauerstoffgehalte des Bodenwassers gebunden, darüberhinaus wohl auch höhere Eintragsraten

terrigenen organischen Materials. Ein Ausbleiben der Bildung von Phosphatgesteinen war im wesentlichen an die Ausbildung permanenter anoxischer Bodenwasser gekoppelt, letztendlich als Folge zunehmender Beckenabschnürung, die sich auch in leicht erhöhten Oberflächensalinitäten ausdrückte (siehe Erhöhungen der di-/tri-MTTC-Verhältnisse in Abb. 5.4.5).

Die alte Bezeichnung für die Schöneck-Formation, „Fischschiefer“, verweist auf Funde von Clupeoidei, die im Untersuchungsmaterial zwar dispers verteilt, jedoch nur äußerst selten auftreten. Inwieweit ihr Auftreten ebenfalls zyklischen Veränderungen (Abhängigkeit von schwankenden Trophien des Oberflächenwassers in Anlehnung an das El Niño-Phänomen) unterworfen war, ist bislang ungeklärt.

Zeitgleich herrschte im Bereich der **Waschberg-Einheit** ein variables Ablagerungsmilieu, in dem Sedimente der „Reingrub-Formation“ gebildet wurden (Bezeichnungen für Formationen und Einheiten der Waschberg- und der Ždánice-Einheit in Abb. 8.4). Diese bestehen u.a. aus pelagischen Mergel- bis Tonsteinen, in die Nummuliten-Sandsteine eingeschaltet sind. Jedoch sind bislang einzelne lithologische Einheiten dieser Formation,

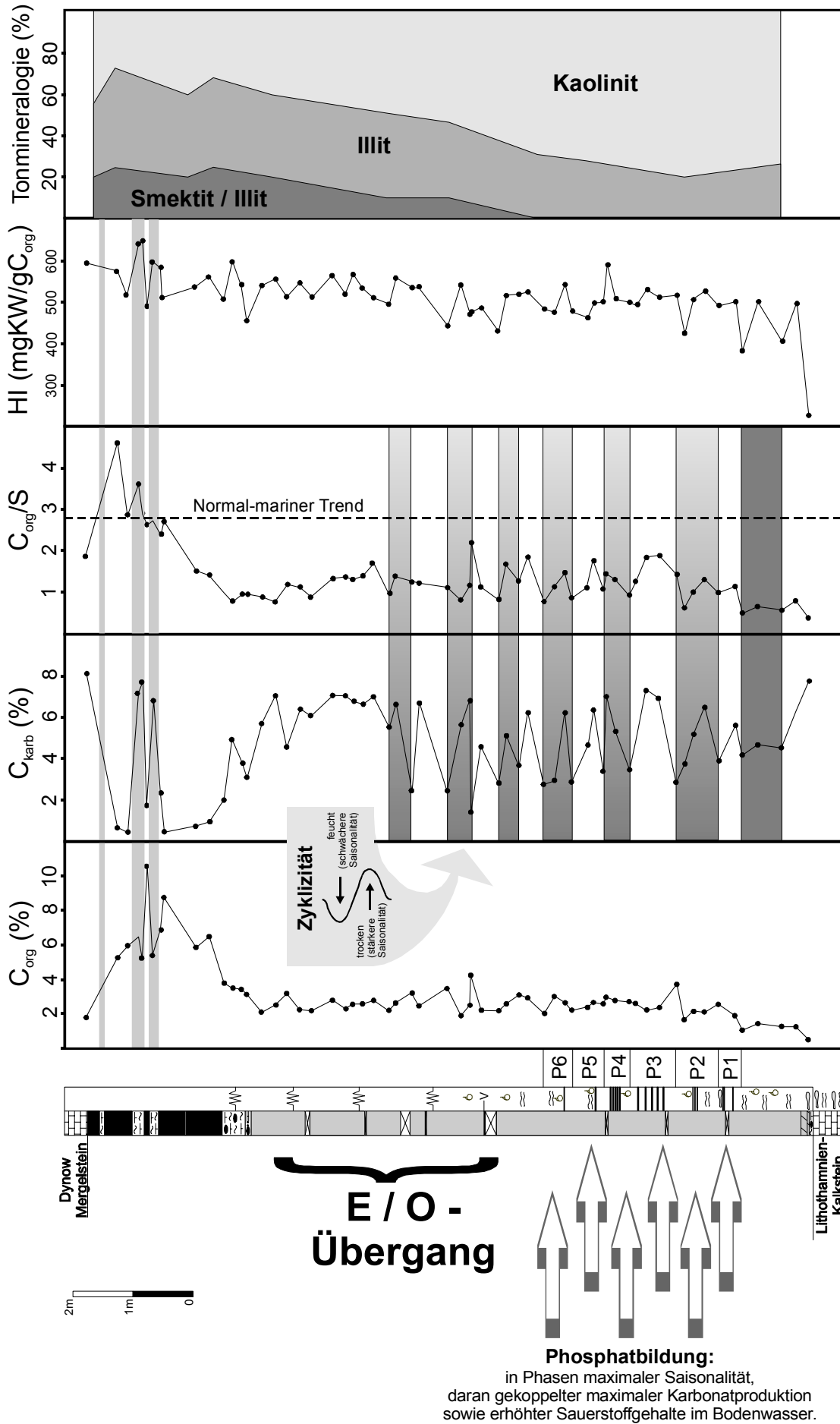


Abb. 8.3: Darstellung der durch Saisonalitätsschwankungen gesteuerten Karbonatgehalte, C_{org}/S- und Verhältnisse, HI-Werte und Phosphatbildungen der Schöneck Formation in der Bohrung Fischham 1 am oberen Hang. Daten aus Detert (2000).

insbesondere Karbonateinschübe, hinsichtlich ihrer genetischen Beziehung zu dieser Formation noch ungeklärt.

Während des jüngsten Priaboniums kam es im Ablagerungsbereich der **Ždánice-Einheit** im mittleren bis tiefen Bathyal des Hangbereiches zunächst zu einer ausschließlichen Tonsedimentation (organisch-arme? „Green Clay“; Abb. 8.4). Diese wird von KRHOVSKÝ (1995b) als Auswirkung einer Sedimentation unterhalb der für das ausgehende Eozän charakteristischen flachen CCD (nach POMEROL & PREMOLI-SILVA 1986) interpretiert. Erste Karbonateinschaltungen an der nahen E/O-Grenze verweisen auf eine Verlagerung der CCD (nach THUNELL & CORLISS 1986) infolge Produktivitätserhöhung durch intensiviertere ozeanische Zirkulation (KRHOVSKÝ 1995b). Andererseits besteht die Möglichkeit, daß bereits stärkere Frischwasserzuflüsse für diese Produktivitätserhöhungen verantwortlich gemacht werden können (BUDILOVÁ et al. 1992). Bereits vor der E/O-Grenze zeichnen sich Produktivitätsänderungen durch langskalige Exzentrizitätszyklen (und diese überlagernde kürzerskalige Zyklen) in Form alternierender Mergel-Ton-Abfolgen ab (Untere „Sheshory Mergel“; Abb. 8.4). Diese werden auf zunehmend veränderte Klimabedingungen zurückgeführt, die Vorläufer der an der E/O-Grenze auftretenden ausgeprägten Saisonalitäten sein können.

Die oben dargestellten Interpretationsansätze hinsichtlich der klimatischen Änderungen an der E/O-Grenze beruhen auf Untersuchungen mariner Systeme (Literaturzusammenstellung in Kap. 1). Jedoch müssen auch die Untersuchungsergebnisse terrestrischer Ökosysteme und deren Reaktion auf veränderte Umweltbedingungen miteinbezogen werden. So wurden durch die Untersuchung unter- und oberoligozäner Floren des zirkumalpinen Raumes relativ gleichförmige, warmhumide Klimabedingungen rekonstruiert, die sich durch mittlere Jahrestemperaturen von 15 - 17°C und jährliche Niederschlagsraten von 1000 - 1300 mm auszeichneten (HEMLEBEN et al. 1997). Dementsprechende Wechselwirkungen zwischen terrestrischen und aquatischen Bereichen können insbesondere in Randmeersituationen von großer Bedeutung sein (z.B. die ausgeprägte saisonale Temperaturabhängigkeit des Oberflächenwassers in der Ostsee; MATTHÄUS 1996).

8.2. Die Eozän/Oligozän-Grenze (incl. NP 21)

Im **oberösterreichischen Molassebecken** herrschten an der E/O-Grenze noch marine Bedin-

gungen, die sich durch Ablagerung von Globigerinenmergeln am oberen Hang nachweisen lassen (Einheit „b“ der Schöneck Formation). Jedoch zeigen sich am oberen Hang, wie in Kap. 8.1. bereits angeführt, alternierende Abfolgen Globigerinenärmerer und -reicherer Schichten (Abb. 8.3). Dieses Phänomen wird auf Produktivitätsänderungen infolge klimatischer Änderungen zurückgeführt. Im untersuchten Beckensegment bildete sich eine zunehmend stabilere Wasserschichtung mit einer bis in die photische Zone reichenden Chemokline aus. An der E/O-Grenze zeichneten sich massive Reduktionen bzw. Änderungen der Produktivitäten steransynthetisierender Organismen ab. Die Konservierung des organischen Materials dieser Organismen im Sediment wurde jedoch durch verminderten bakteriellen Abbau kompensiert. Änderungen des klimatischen Umfeldes hin zu ausgeprägteren Jahreszeiten (4°C kältere Winter; IVANY et al. 2000) zeichneten sich im Eintrag des sich abrupt verändernden Erosionsmaterials der Böhmisches Masse ab (verändertes Tonmineralspektrum; Abb. 8.3), das phasenweise in Form von Trübeströmen die proximalen Beckenbereiche erreichte. Jedoch belegen nur noch untergeordnete Häufigkeitsschwankungen im Globigerinen-Auftreten zunehmend gleichförmige ozeanographische Bedingungen. Vulkanische Lagen, die Markerhorizonte in Sedimentabfolgen am oberen Hang darstellen, belegen die zu dieser Zeit aktiven tektonischen Veränderungen. Anders als im Ungarischen Paläogenbecken (BRUKNER-WEIN et al. 1990) haben diese jedoch nicht zu massiven Nährstoffveränderungen im Wasserkörper geführt.

Im ältesten Oligozän unmittelbar nach der E/O-Grenze erfolgte eine abrupte Änderung des Sedimentationsgeschehens: ausschließlich Tone wurden abgelagert und ermöglichten eine starke Akkumulation von organischem Material, das infolge der Impermeabilität des versiegelnden tonigen Substrates nur noch untergeordnet bakteriell abgebaut werden konnte. Diese Phase scheint durch eine oberflächennahe Trennschicht des Wasserkörpers ausgezeichnet gewesen zu sein, unterhalb der anoxische Bedingungen herrschten. In diesem anoxischen Bodenwasser wurde biogenes Methan zu Kohlendioxid oxidiert und veränderte massiv den Kohlenstoffhaushalt des Oberflächenwassers. Kleinste Pyritframboide, die im anoxischen Bodenwasserkörper gebildet wurden, regneten auf das Sediment herab. In der flachen, sauerstoffhaltigen Oberflächenwasserschicht traten Globigerinen nicht mehr auf. Diese massiven Änderungen können in einem Zusammenhang mit dem ab-

rupten Abfall des Meeresspiegels in der Nannoplanktonzone NP 21 stehen (Abb. 8.2) und bilden sich auch in den östlich angrenzenden Beckenbereichen ab. Erste periodische Karbonateinschübe am oberen Hang, vergleichbar dem jüngeren Dynow Mergelstein (Abb. 5.1.2), verweisen als Vorboten auf folgende reduzierte Oberflächen-salinitäten (Abb. 5.4.5).

Am Übergang vom unteren Hang zum Beckenzentrum (Bohrung Oberhofen 1) traten zunächst weiterhin neben Rutschungen aus höhergelegenen Hangbereichen periodisch Strömungen auf, die zur Aufarbeitung und Umverteilung von Sedimentmaterial führten. Es besteht die Möglichkeit, daß auch am Übergang vom unteren Hang zum Beckenzentrum ruhigere Sedimentationsbedingungen unter anoxischen Bedingungen zur Ablagerung organisch-reicher Sedimente führten.

Im Bereich der **Waschberg-Einheit** zeichnet sich die E/O-Grenze ebenfalls durch einen Wechsel von marinen Bedingungen, unter denen noch stark diversifiziertes Nannoplanktonleben möglich war und Globigerinenmergel abgelagert wurden, hin zu ozeanographischen Bedingungen aus, die ökologisch extremere Lebensbedingungen boten. Letztgenannte werden als Auswirkungen der beginnenden Isolierung der Paratethys interpretiert, in deren Folge bereits massive saisonale Salinitätschwankungen aufgetreten sein können. Folge dieser veränderten ozeanographischen Bedingungen waren anoxische Bodenwässer, die zu massiven Akkumulationen organischen Kohlenstoffs führten.

Im Ablagerungsbereich der **Zdánice-Einheit** wurden an der E/O-Grenze und in unmittelbarer Folge in Analogie zur Schöneck Formation kalkärmere- und reichere Mergel abgelagert („Sheshory Mergel“). Deren Bildung wird auf die nun veränderten, intensiveren Saisonalitäten zurückgeführt. In Analogie zur Schöneck Formation herrschten auch hier höhere Akkumulationsraten für organischen Kohlenstoff, die auf zunehmende Bodenwasseranoxien zurückgeführt werden. Ursache hierfür können stärkere Frischwassereinträge gewesen sein, die zu einer Dichteschichtung des Wasserkörpers führten.

8.3. Fortschreitende Paratethys-Abschnürung nach der Eozän/Oligozän-Grenze (NP 22 und untere NP 23)

Während der Zeitspanne, die die Nannoplanktonzone NP 22 und den unteren Teil der NP 23 umfaßt, zeichnete sich das Oberflächenwasser der zentralen Paratethys, die zunehmend isoliert wurde, durch abnehmende Salinitäten aus.

Demzufolge wurde diese Phase der Paratethys als „Solenovian Sea“ bezeichnet (RUSU 1988) und mit der Situation des heutigen Schwarzen Meeres verglichen (BÁLDI 1984).

Im **oberösterreichischen Molassebecken** (wie auch in den östlich angrenzenden Beckenbereichen) manifestiert sich die Isolierung der Paratethys zu einem Randmeer durch massive Änderungen der ozeanographischen und sedimentären Bedingungen. Durch nun auftretende starke Frischwassereinträge vom angrenzenden Festland nahm die Oberflächensalinität abrupt ab und das sedimentäre Signal einer bis in die photische Zone reichenden anoxischen Bodenwasserzone wurde abgeschwächt. Eine Wasserschichtung scheint durch dichteres, normal-marines Bodenwasser und leichteres, brackisches Oberflächenwasser ermöglicht worden zu sein. Die geringen Salinitäten des Oberflächenwassers boten planktischen Foraminiferen kein geeignetes Habitat. Weiterhin wurde noch massiv organischer Kohlenstoff akkumuliert, möglicherweise unterstützt durch eine geringe Sedimentationsrate, Nährstoffzufuhr von außen und durch Phosphatfreisetzung aus den Sedimenten unter noch anoxischen Bodenwasserbedingungen. Dieses Szenario ermöglichte die Aufrechterhaltung der Produktivität (P-Freisetzung als eine Art „Eigendüngung“ wie im Mittelmeer zur Zeit der Sapropelbildung und im heutigen Gotlandbecken der Ostsee; EMEIS et al. 2000; STRUCK et al. 2001).

Im Bereich der **Waschberg-Einheit** zeichnet sich ebenfalls die zunehmende Verbrackung in Form eines Sedimentationswechsels aus. Eine durch ausgeprägtere Saisonalität und Abkühlung gesteuerte, zyklische marine Sedimentation von Mergeln mit unterschiedlichen Tonanteilen und Anteilen an organischem Material (obere „Ottenthal-Einheit“) wurde zunehmend durch ein Sedimentationsgeschehen unter reduzierten Salinitäten abgelöst („Untere „Galgenberg-Einheit“; Abb. 8.4). Diese Wasserbedingungen verhinderten ein weiteres Auftreten von Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton. Ursache hierfür waren steigende Niederschlagsraten und Frischwassereinträge, die zu einer Eutrophierung durch verstärkte Silikatzufuhr von Land führten und das Auftreten von Diatomeenblüten förderten („Obere Galgenberg-Einheit“).

Im Ablagerungsbereich der **Ždánice-Einheit** lassen sich nach der E/O-Grenze vergleichbare Szenarien der Beckenisolierung rekonstruieren. Das Wechselspiel feuchterer und trockenerer Perioden und daraus resultierender schwankender

Oberflächensalinitäten und Redoxbedingungen des Bodenwassers steuerten zunächst zyklische Sedimentationsphasen. Diese werden auf Präzessionszyklen mit stark variierenden Saisonalitäten im ersten Teil eines prägnanten, langen Exzentrizitätszyklus zurückgeführt (ca. 440.000 Jahre Dauer). Während dieser Zeit wurde der untere Teil der „Subchert-Einheit“ abgelagert (Abb. 8.4). Den sedimentären Varianzen während des älteren Teils des genannten Exzentrizitätszyklus folgte eine ausgeglichene, feuchtere Periode ohne ausgeprägte Saisonalitäten, während der braune, siltige Mergel zur Ablagerung kamen (Oberer Teil der „Subchert-Einheit“).

Das Auftreten von *Spiratella* sp.-Horizonten und die daran gekoppelte geringe Diversität der Pteropoden-Fauna, die sich über einen Großteil des gesamten Paratethys-Beckens verfolgen läßt, verweist in der NP 22 auf deutlich erniedrigte Jahresmitteltemperaturen infolge von Kaltwassereintrüben und geringere Salinitäten (Auftreten von *Braarudosphaera bigelowii*, eine für reduzierte Salinitäten indikative Spezies). Möglicherweise können somit auch Temperaturgradienten innerhalb der Wassersäule für deren Schichtung verantwortlich gewesen sein (BÁLDI 1986).

Im unteren Teil der Nannoplanktonzone NP 23 kam es während eines Exzentrizitätszyklus zu pelitischer Sedimentation, die, wie in der Waschbergzone, durch starke Diatomeenblüten überprägt wurde (sog. „Chert-Einheit“). Auch hier war ein Lebensraum für kalkschalige Mikro- und Makrofauna und -flora nicht mehr gegeben.

8.4. Die Paratethys als isoliertes Randmeer (mittlere NP 23)

Die stärkste Phase der Isolierung manifestiert sich durch die Ablagerung des Dynow Mergelsteins während der trockeneren Phase eines Exzentrizitätszyklus in der Nannoplanktonzone NP 23 unter Brackwasserbedingungen. Dieser Mergelstein stellt ein bio- und lithostratigraphisches Korrelationselement dar, das ebenfalls in den angrenzenden Beckenbereichen bis in die östliche Paratethys auftritt (POPOV et al. 1993). Das weißgraue Sediment besteht fast ausschließlich aus Coccolithen („nannofossil chalk“), die häufig rekristallisiert sind. Darüberhinaus treten weitere Nannofossilien untergeordneter Diversität auf. KRHOVSKÝ et al. (2001) propagieren auch für diesen Zeitabschnitt ein ästuarines Zirkulationssystem, das durch eine positive Wasserbilanz gesteuert wurde und zum beschriebenen Salinitätsverlust und Sauerstoffarmut führte.

Im **oberösterreichischen Molassebecken** tritt der an organischem Kohlenstoff-arme Dynow Mergelstein mit scharfer Grenze über der Schöneck Formation auf, jedoch zeigen sich zyklische Tendenzen, die letztendlich unter Salinitätszunahme in der Sedimentation der organisch-reichen Eggerding-Formation unter normal-salinaren Bedingungen münden. Der Beginn der Ablagerungsperiode des Dynow Mergelsteins während der NP 23 zeichnet sich durch eine kurzfristige Beckenbelüftung hin zu oxischem bis dysoxischem Bodenwasser aus. Während mehrerer Zyklen kam es unter Brackwasserbedingungen jeweils zur Ausbildung anoxischer Bodenwasserbedingungen sowie zu einem verstärkten Auftreten steransynthetisierender Organismen und abnehmenden Coccolithophoriden-Blüten. Diese Bedingungen führten zu einer verstärkten Akkumulation organischen Kohlenstoffs. Die Zunahme steransynthetisierender Organismen bzw. Abnahme von Coccolithophoriden innerhalb dieser Zyklen belegt eine Änderung des Nährstoffspektrums, ausgelöst jeweils durch stärkere Frischwasserzuflüsse. An diese Prozesse war wiederum ein Anstieg einer Chemokline gekoppelt. Auffällig ist die starke Degradation des organischen Materials während dieser Phase.

Das Fehlen von Foraminiferen im Dynow Mergelstein in der **Waschbergzone** als auch in der **Ždánice-Einheit** wird auf reduzierte Salinitäten und hohe Nährstoffgehalte in einem an Sauerstoff verarmten Milieu zurückgeführt. Durch Diagenese von Diatomeensilikat tritt vollständige Silifizierung in den Sedimenten der Ždánice-Einheit dieses Zeitabschnitts auf, untergeordnet in der Waschbergzone. Diese Verkieselungen korrelieren mit trockeneren Perioden in Phasen höherer Saisonalität, während der weniger Erosionsmaterial in das Becken transportiert wurde.

8.5. Marine Zuflüsse in das Randmeer-System Paratethys (obere NP 23 bis untere NP 24)

Im **oberösterreichischen Molassebecken** kam es zu einer zwar zyklischen, aber kontinuierlichen Veränderung des Ablagerungsraumes am oberen Hang (untere Eggerding-Formation). Ein kontinuierlicher Salinitätsanstieg ging einher mit der Ausbildung eines permanenten anoxischen, bis in die photische Zone reichenden Bodenwasserkörpers und Rückgang der Karbonatproduktion durch Coccolithophoriden. Organisches Material, das ein im basalen Teil homogenes Herkunftsspektrum ohne starke Variationen aufweist, konnte zuneh-

mend konserviert werden. Einschaltungen andersartigen marinen, kalkigen Nannoplanktons belegen die Rückkehr zu marinen Bedingungen. Am unteren Hang scheinen sich zeitgleich vergleichbare Ablagerungsbedingungen eingestellt zu haben (unter Berücksichtigung der stratigraphisch-problematischen Zuordnung des oberen Kernintervalls der Bohrung Obhf1).

Im Ablagerungsbereich der **Waschbergzone** vollzogen sich gleichermaßen wieder allmähliche Veränderungen zu vollmarinen Bedingungen (unterer Teil der Thomasl-Einheit). Diese sind gekennzeichnet durch das Auftreten gut geschichteter Tonsteine mit bereichsweise kalkigem Nannoplankton. Diese Sedimentation wird auf Phasen normalmariner Bedingungen während kurzzeitig trockener Perioden zurückgeführt, in denen nur noch untergeordnet Frischwasser dem Beckenbereich zugeführt wurde.

Zeitgleich wurden im östlich angrenzenden Sektor der **Ždánice-Einheit** siltige Tone abgelagert, deren unterschiedliche Färbungen auf unterschiedliche Gehalte an organischem Kohlenstoff schließen lassen (untere Sitborice-Einheit). Vergleichbar der Waschbergzone treten Nannofossilien auf, die auf Wiederetablierung normalsaliner Bedingungen verweisen.

Auffälliges sedimentologisches Element der Basis der Sitborice-Einheit in der Ždánice-Einheit, aber auch der Basis in der Thomasl-Einheit der Waschbergzone ist das Auftreten von Rutschungen und fein- bis grobklastischen Schüttungen während der oberen Nannoplanktonzone NP 23. Diese sedimentären Erscheinungen werden mit dem sog. „Sitborice“-Ereignis in Zusammenhang gebracht, das auf einen Meeresspiegelabfall, aber auch auf tektonische Bewegungen zurückgeführt werden kann (KRHOVSKÝ & DJURASINOVIC 1993). Fraglich sind die entsprechenden Auswirkungen im oberösterreichischen Molassebecken: waren die zyklischen Sedimentationserscheinungen mit Indikatoren starker Strömungsintensität im Übergang vom Dynow Mergelstein zur Eggerding Formation Folge saisonaler Änderungen des ozeanographischen Systems, Folge submariner Rutschungen oder Folge der o.g. tektonischen Bewegungen? Aufgrund des zyklischen Aufbaus und graduellen Übergangs zur Eggerding-Formation ist die Hangendgrenze des Dynow Mergelsteins nicht exakt datierbar. Demzufolge bleibt eine Parallelisierung des Sitborice-Ereignisses mit möglichen Auswirkungen auf sedimentäre Phänomene des Dynow Mergelsteins im oberösterreichischen Molassebecken spekulativ.

8.6. Stratigraphische Parallelisierung des oberösterreichischen Molassebeckens, der Waschbergzone und der Ždánice-Einheit

Neben Übersichtsarbeiten für die östliche Paratethys (POPOV et al. 1993; POPOV & STOLYAROV 1996) führte die Fülle einzelner Arbeiten bereits 1984 durch BÁLDI zu einer stratigraphischen Korrelation der unterschiedlichen paläogenen Bereiche der zentralen Paratethys. RÖGL (1996, 1999) sowie STEININGER & WESSELY (1999) rekonstruierten dementsprechende paläogeographische Karten für die gesamte Paratethys.

Ansätze der lithologischen Korrelation unterschiedlicher Beckenbereiche der westlichen Zentral-Paratethys an der E/O-Grenze werden jedoch durch rasche Faziesänderungen erschwert. Ein direkter Vergleich der sedimentären Entwicklung an der E/O-Grenze zwischen dem Ungarischen Paläogen-Becken und den Ottenthal-Profilen in der Waschbergzone wurde von SEIFERT et al. (1991) durchgeführt. Entsprechend der bio- und lithofaziellen Entwicklung bestanden demnach direkte Zusammenhänge der Ablagerungsräume, die ebenfalls die erste Isolierung der Paratethys nachzeichnen.

Ein Korrelationsansatz für das hier vorgestellte Arbeitsgebiet an der E/O-Grenze stammt von FUCHS et al. (2001), die jedoch nicht das eoazäne Entstehungsalter der Schöneck Formation berücksichtigten und von einem Basisalter dieser Formation in der NP 21 ausgingen. Die Autoren korrelierten die jüngere Thomasl-Formation der Waschbergzone mit der Sitborice-Einheit der Menilit-Formation aufgrund einer ähnlichen Lithologie und Mikrofossilführung sowie der gemeinsamen sedimentären Auswirkung des „Sitborice“-Ereignisses an der jeweiligen Basis. Die Autoren betonten jedoch die lithologischen Unterschiede der Thomasl-Formation mit der Eggerding-Formation im österreichischen Molassebecken, in der u.a. weniger Nannoplanktonlagen auftreten sowie Diatomit- und Menilitlagen fehlen.

KRHOVSKÝ et al. (2001) und RÖGL et al. (2001) korrelierten lediglich zwischen der Waschbergzone und der Ždánice- bzw. Pouzdrány-Einheit (Lokalität siehe Abb. 8.1), nicht mit dem österreichischen Molassebecken, da die erstgenannten Bereiche vom Oligozän bis in das frühe Miozän einer vergleichbaren paläogeographischen und tektonischen Entwicklung im westlichen Flyschgürtel der Karpaten unterlagen (unter Berücksichtigung einiger fazieller Unterschiede). Die Autoren der o.g. Arbeiten begründen dies mit dem kaum möglichen Vergleich der oligozänen Schichtenfolge der

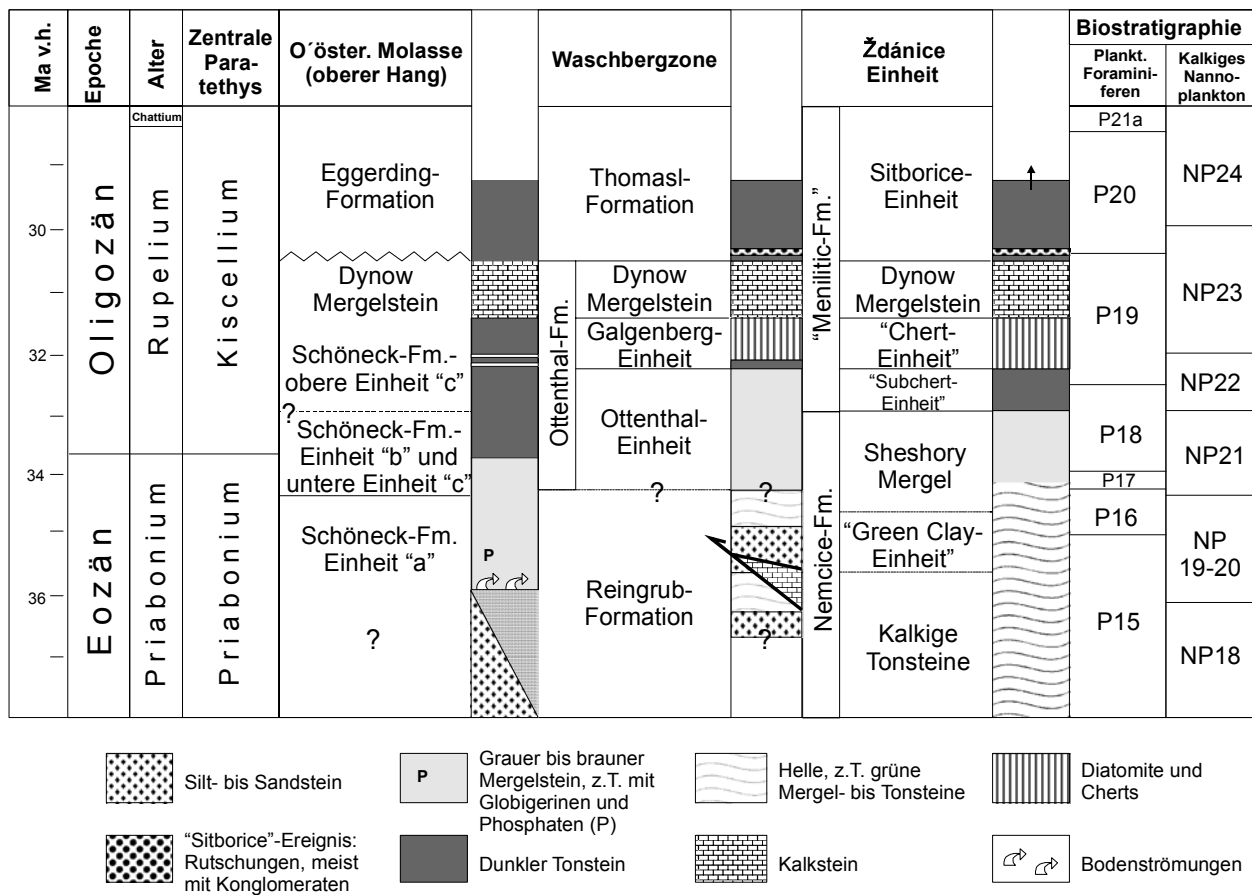


Abb. 8.4: Parallelisierungen zwischen der sedimentären Entwicklung an der E/O-Grenze im Molassebecken in Oberösterreich (hier: oberer Hang), der Waschberg und der Ždánice-Einheit, basierend auf der Biozonierung von BERGGREN et al. (1995). Lithologie-Darstellung der Waschbergzone und der Ždánice-Einheit nach RÖGL et al. (2001). Vereinfachte Darstellung der Lithologie.

Waschbergzone mit derjenigen der österreichischen Molassezone, die während des betrachteten Zeitintervalls zeitweise stärkeren marinen Einflüssen aus dem Westen ausgesetzt war. Ein einheitliches Korrelationselement stellt demzufolge lediglich der Dynow Mergelstein dar, der beckenweit in der mittleren NP 23 auftritt.

Die hier vorgestellte Parallelisierung mit dem oberösterreichischen Molassebecken (Abb. 8.4) basiert auf der Korrelation zwischen der Waschbergzone und der Ždánice- bzw. Pouzďfany-Einheit nach KRHOVSKÝ et al. (2001) und RÖGL et al. (2001). Ein wesentliches lithostratigraphisches Korrelationselement stellt der Dynow Mergelstein dar (mittlere NP 23). Ferner erlaubt die stratigraphische Nannoplankton-Zonierung der Schöneck Formation am oberen Hang (Bohrung Fischham 1) eine entsprechende Parallelisierung mit den östlichen Beckenbereichen, um die einzelnen Einheiten „a“ bis „c“ aufgrund der Alterseinstufung entsprechend gegenüberstellen zu können. Zwar bestehen Unterschiede der lokalfaziellen Entwicklung an der E/O-Grenze zwischen dem österreichischen Molassebecken einerseits und der

Ždánice-Einheit und der Waschbergzone andererseits. Dies sind u.a. das Fehlen von Diatomiten, Meniliten und *Spiratella* sp.-Horizonten in der Schöneck Formation, andererseits das dortige Auftreten von Phosphatgesteinen und vulkanischen Lagen. Jedoch zeigen entsprechend dem hier vorgestellten Parallelisierungsschema die sedimentären Einheiten der drei verglichenen Lokalitäten zeitlich vergleichbare Entwicklungen, die die erste Isolierung der Paratethys dokumentieren (z.B. laminierte, braune Feinklastika in der NP 22, Dynow Mergelstein etc.).

8.7. Früholigozäne Sedimente aus Randbereichen der westlichen Zentral-Paratethys

Eine kurze Beschreibung früholigozäner Sedimente der inneralpiner Molasse der Unterinntal-Region („5“ in Abb. 1.3 bzw. „Häring“ in Abb. 2.6b) und des Slowenischen Beckens („9“ in Abb. 1.3) sei hier abschließend angeführt, um deren paläo-ozeanographische Entwicklung derjenigen der nördlichen Regionen gegenüberzustellen.

Im inneralpiner Tertiär sind Sedimente der E/O-Grenze nicht zweifelsfrei belegt, jedoch wer-

den Grobklastika mit hangenden organisch-reichen Feinklastika („Häring Formation“) als Grenzablagerungen vermutet (SCHERBACHER et al. 2001). Eine daran anschließende Mergelsedimentation („Zementmergel“ der Paisslberg-Formation) im ältesten Oligozän (oberste NP 21 bis mittlere NP 23; SCHERBACHER et al. 2001) war an eine rapide Vertiefung des Ablagerungsmilieus auf max. ca. 1000 m gebunden (ORTNER & STINGL 2001). Während dieses Zeitabschnitts herrschten keine dem nördlichen Bereich entsprechende sauerstofffreie, lediglich sauerstoffarme Bodenwasserbedingungen in distalere, tieferen Bereichen vor. Ablagerung unter normalmarinen Bedingungen mit Wassertemperaturen von 16 - 23°C wurden durch Untersuchung der auftretenden benthischen Foraminiferenfauna rekonstruiert (SCHERBACHER et al. 2001).

Auch im Slowenischen Becken bleibt die Auflösung der E/O-Grenze aus sedimentären Serien fraglich. Sedimente, die an dieser Zeitenwende abgelagert wurden, werden limnisch-fluviatilen Ablagerungsräumen sowie darauf folgenden lagunären und Brackwasserbedingungen zugesprochen. Einsetzende marine Bedingungen wäh-

rend des unteren Rupeliums spiegeln sich in bis 270 m mächtigen Mergelabfolgen („Tegel unit“) wider, in denen zwei Phasen reduzierter Sauerstoffgehalte im Bodenwasser nachweisbar sind. Die erste derartige Phase bildet demnach die erste Paratethys-Isolierung ab, die zweite massive Frischwasserzuflüsse, die zu einem den Mittelmeer-Sapropeliten vergleichbaren Bildungsmilieu führten (SCHMIEDL et al. 2002). Eine exakte zeitliche Bestimmung und Abgrenzung der beschriebenen Ereignisse ist jedoch nicht möglich.

Die Sedimentabfolgen der Unterinntal-Region sowie des Slowenischen Beckens weisen aufgrund ihrer paläogeographischen Positionen und Entwicklungen ab der E/O-Grenze stark kontinental und siliziklastisch beeinflusste Tendenzen in den basalen Schichten auf. Lediglich die jüngeren Abfolgen zeichnen sich durch stärkere Akkumulationstendenzen für organischen Kohlenstoff aus. Ein markantes, lithostratigraphisches Element wie der Dynow Mergelstein tritt nicht auf. Ein direkter Vergleich zwischen den Ereignis-gesteuerten Sedimentabfolgen am nördlichen Hang und solchen aus den zuvor beschriebenen Randgebieten ist somit nicht möglich.

9. Literatur

- AKHMET'EV, M. A. & ZAPOROZHETS, N. I. (1992): Climates of the Oligocene in the Crimea-Caucasus Region and Kazakhstan. – *Izvestiya Akademii Nauk, Seriya Geologiya*, **3**: 3-16; Moskva.
- ALTABET, M., PILSKALN, C., THUNELL, R., PRIDE, C., SIGMAN, D., CHAVEZ, F. & FRANCOIS, R. (1999): The nitrogen isotope biogeochemistry of sinking particles from the margin of the eastern North Pacific. – *Deep-Sea Research, I* **46**: 655-679; Amsterdam.
- AMIT, O. & BEIN, A. (1982): Organic matter in Senonian phosphorites from Israel – origin and diagenesis. – *Chemical Geology*, **37**: 277-287; Amsterdam.
- VAN ANDEL, T. H., HEATH, G. R. & MOORE, T. C. (1975): Cenozoic tectonics, sedimentation, and paleoceanography of the central equatorial Pacific. – *Geological Society of America Memoirs*, **143**; Boulder.
- ARTHUR, M. A. & SAGEMAN, B. B. (1994): Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **2**: 126-166; Palo Alto.
- BACHMANN, G. H., MÜLLER, M. & WEGGEN, K. (1987): Evolution of the Molasse Basin (Germany, Switzerland). – *Tectonophysics*, **137**: 77-92; Amsterdam.
- BAINS, S., CORFIELD, R. M. & NORRIS, R. D. (1999): Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. – *Science*, **285**: 724-727; Washington D. C.
- BAINS, S., NORRIS, R. D., CORFIELD, R. M. & FAUL, K. L. (2000): Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. – *Nature*, **407**: 171-174; London.
- BÁLDI, T. (1969): On the Oligo-Miocene stages of the Middle Paratethys area and the Egerian formations in Hungary. – *Ann. Univ. Scient. Budapestensis, Sect. Geol.*, **12**: 19-28; Budapest.
- BÁLDI, T. (1980): The early history of the Paratethys. – *Földt. Közl., Bull. Hung. Geol. Soc.*, **110** (3-4): 456-472; Budapest.
- BÁLDI, T. (1984): The terminal Eocene and Early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold Paratethys. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **77**: 1-27; Basel.
- BÁLDI, T. (1986): Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. – *Akad. Kiado.*, 1-201; Budapest.
- BÁLDI, T. (1989): Tethys and Paratethys through Oligocene times. Remarks to a comment. – *Geologica Carpathica*, **40** (1): 85-99; Bratislava.
- BÁLDI-BEKE, M. (2001): Report on the nannoplankton of some Fish shale samples. – 2 S.; Budapest [unveröff.].
- BARRETT, P. J. (1994): Progress towards a cenozoic Antarctic glacial history. – *Terra Antarctica*, **1**: 247-248; Siena.
- BATURIN, G. N. (1983): Some unique sedimentological and geochemical features of deposits in coastal upwelling regions. – In: THIEDE, J. & SUESS, E. (Hrsg.): *Coastal upwelling-Its Sediment Record. Part B: Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling*: 11-28; New York (Plenum Press).
- BEAUMONT, V. & ROBERT, F. (1999): Nitrogen isotope ratios of kerogens in Precambrian cherts: a record of the evolution of atmospheric chemistry? – *Precambrian Research*, **96**: 63-82; Amsterdam.
- BECHTEL, A. & PÜTTMANN, W. (1997): Palaeoceanography of the early Zechstein Sea during Kupferschiefer deposition in the Lower Rhine basin (Germany): A reappraisal from stable isotope and organic geochemical investigations. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**: 331-358; Amsterdam.
- BELAYOUNI, H. & TRICHET, J. (1984): Hydrocarbons in phosphatized and non-phosphatized sediments from the phosphate basin of Gafsa. – *Organic Geochemistry*, **6**: 741-754; Oxford.
- BERGGREN, W. A. & PROTHERO, D. R. (1992): Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: An overview. – In: PROTHERO, D. R. & BERGGREN, Q. A. (Hrsg.): *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*: 29-45; Princeton (Princeton University Press).
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., SWISHER, C. C., III, & AUBRY, M. –P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, **54**: 129-212; Tulsa.
- BERNER, R. A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **51** (2): 359-365; Tulsa.
- BERNER, R. A. (1984): Sedimentary pyrite formation: An update. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 605-615; Oxford.
- BERNER, R. A. & RAISWELL, R. (1983): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 885-862; Oxford.
- BERNOULLI, D. & GUNZENHAUSER, B. (2001): A dolomitized diatomite in an Oligocene-Miocene deep-sea fan succession, Gonfolite Lombarda Group, Northern Italy. – *Sedimentary Geology*, **139**: 71-9; Amsterdam.
- VON BEYRICH, H. E. (1854): Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. – *Berichte und Verhandlungen der königlich-preussischen Aka-*

- demie der Wissenschaft: 640-666; Berlin.
- BICKERT, T. (2000): Influences of geochemical processes on stable isotope distribution in marine sediments. – In: SCHULZ, H. D. & ZABEL, M. (Hrsg.): *Marine Geochemistry*: 309-333; Berlin (Springer).
- BICE, K. L. & MAROTZKE, J. (2001): Numerical evidence against reversed thermohaline circulation in the warm Paleocene/Eocene ocean. – *Journal of Geophysical Research*, **106** (11): 529-542; Washington D. C.
- VON BLANKENBURG, F. & DAVIES, J. H. (1995): Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. – *Tectonics*, **14**: 120-131; Washington D. C.
- BOCCALETTI, M. (1979): Mesogea and Mesoparatethys: their development at the Tethyan continental margins and their influence on the later evolution of the Mediterranean and Paratethys. – *Annales Geol. Pays Helleniques*, t. hors ser., 1979, fasc. III : 139-148; Athen.
- BOSENCE, D. W. J. (1991): Coralline algae: mineralization, taxonomy, and palaeology. – In: RIDING, R. (Hrsg.): *Calcareous Algae and Stromatolites*: 98-113; Berlin (Springer).
- BOTTOMLEY, R., GRIEVE, R., YORK, D. & MASAITIS, V. (1997): The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene/Oligocene boundary. – *Nature*, **388**: 365-368; London.
- BRASSELL, S. C., EGLINTON, G. & MAXWELL, J. R. (1983): The geochemistry of terpenoids and steroids. – *Biochemical Society Transactions*, **11**: 575-586. 603rd Meeting; Liverpool.
- BRAY, E. E. & EVANS, E. D. (1961): Distribution of *n*-paraffins as a clue to recognition of source beds. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **22**: 2-15; Oxford.
- BRUCH, A. A. (1998). *Palynologische Untersuchungen im Oligozän Sloweniens – Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum*. – *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, **18**: 1-193; Tübingen.
- BRUKNER-WEIN, A., HETÉNYI, M. & VETŐ, I. (1990): Organic geochemistry of an anoxic cycle: A case history from the Oligocene section, Hungary. – *Organic Geochemistry*, **15** (2): 123-130; Oxford.
- BUCHHOLZ, P. (1986): *Der ostbayerische Lithothamnienkalk – Sedimentologie und Diagenese eines Erdgasträgers*. – *Geologica Bavarica*: **93**, 5-97; München.
- BUDILOVÁ, P., HLADÍKOVÁ, J. & KRHOVSKÝ, J. (1992): Late Eocene and Early Oligocene planktonic foraminifera and sediments of the Ždánice and Pozdrany Units: carbon and oxygen isotopic study. – *Scripta*, **22**: 67; Budapest.
- BURNETT, W. C., ROE, K. K., & PIPER, D. Z. (1983): Upwelling and phosphorite formation in the ocean. – In: SUSS, E. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Coastal upwelling-Its sediment record. Part A: Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling*: 377-398; New York, London (Plenum Press).
- CALVERT, S. E., BUSTIN, R. M. & INGALL, E. D. (1996): Influences of water column anoxia and sediment supply on the burial and preservation of organic carbon in marine shales. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1577-1593; Oxford.
- CANFIELD, D. E., RAISWELL, R. & BOTTRELL, S. (1992): The reactivity of sedimentary iron minerals towards sulfide. – *American Journal of Science*, **292**: 659-683; New Haven.
- VAN CAPPELLEN, P. & BERNER, R. A. (1988): A mathematical model for the early diagenesis of phosphorous and fluorine in marine sediments: apatite precipitation. – *American Journal of Science*, **28**: 289-333; New Haven.
- VAN CAPPELLEN, P. & BERNER, R. A. (1991): Fluorapatite crystal growth from modified sea water. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 1219-1234; Oxford.
- CAPLAN, M. L. & BUSTIN, R. M. (1998): Paleooceanographic controls on geochemical characteristics of organic-rich Exshaw mudrocks: role of enhanced primary production. – *Organic Geochemistry*, **30**: 161-188; Oxford.
- CICHA, I. & KRYSZEK, I. (1987): Comments on the early history of Paratethys. – *Proc. VIIIth Congr. RCMNS, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. (Budapest)*, **70**: 323-328; Budapest.
- CICHA, I. & SENES, J. (1968): Sur la position du Miocène de la Paratéthys Centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. – *Geol. Zborn. Slov. Ajad. Vied.*, **19**: 95-116; Bratislava.
- VAN COUVERING, J. A., AUBRY, M.-P., BERGGREN, W. A., BUJAK, J. P. NAESER, C. W. & WIESER, T. (1981): The terminal Eocene event and the Polish connection. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **36**: 321-362; Amsterdam.
- COWIE, G. L., CALVERT, S. E., PEDERSEN, T., TURON, J. –L. & SIANI, G. (1999): Organic content and preservational controls in surficial shelf and slope sediments from the Arabian Sea (Pakistan margin). – *Marine Geology*, **161**: 23-38; Amsterdam.
- CRANWELL, P. A. (1977): Organic geochemistry of Cam Loch (Sutherland) sediments. – *Chemical Geology*, **20**: 205-221; Amsterdam.
- CROWLEY, T. J. & ZACHOS, J. C. (2000): Comparison of zonal temperature profiles for past warm time periods. – In: HUBER, B. T., MACLEOD, K. G. & WING, S. L. (Hrsg.): *Warm Climates in Earth History*: 21-49. – Cambridge (Cambridge University Press).
- DEAN, W. E. & ARTHUR, M. A. (1989): Iron-

- sulfur-carbon relationships in organic-rich sequences I: Cretaceous Western Interior Seaway. – *American Journal of Science*, **289**: 708-743; New Haven.
- DEGENS, E. T., OKADA, H., HONJO, S. & HATHWAY, J. C. (1972): Microcrystalline spherulite in resin globules suspended in Lake Kivu, East Africa. – *Mineralium Deposita*, **7**: 1-12; Berlin.
- DEPERT, N. (2000): Die sedimentäre Entwicklung des Fischeschiefers (Unter-Oligozän) in der Bohrung Fischlham 1 (Ober-Österreich). – Dipl. – Arb. Techn. Univ. Clausthal: 43 S. + 41 S. Anh.; Clausthal-Zellerfeld [unveröff.].
- DICKENS, G. R., O'NEILL, J. R., REA, D. & OWEN, R. M. (1995): Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. – *Paleoceanography*, **10**: 965-971; Washington D. C.
- DICKENS, G. R., CASTILLO, M. M. & WALKER, J. C. G. (1997): A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. – *Geology*, **25**: 259-262; Boulder.
- DIDYK, B. M., SIMONEIT, B. R. T., BRASSELL, S. C. & EGLINTON, G. (1978): Organic geochemical indicators of palaeo-environmental conditions of sedimentation. – *Nature*, **272**: 216-222; London.
- DIESTER-HASS, L. & ZAHN, R. (2001): Paleoproductivity increase at the Eocene-Oligocene climatic transition: ODP/DSDP sites 763 and 592. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **172**: 153-170; Amsterdam.
- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. – In: ILLIES, H. & MUELLER, S. (Hrsg.): Graben Problems. Sci. Rep. Int. Upper Mantle Proj., **27**: 56-66; Stuttgart (Schweizerbart).
- DOHMANN, L. (1991): Die unteroligozänen Fischeschiefer im Molassebecken. – Diss. Ludwig-Maximilian-Universität: 365 S.; München [unveröff.].
- DOSIN, G. D. (1974): On some peculiarities of the Oligocene sedimentation within the Outer Carpathian Geosyncline. – In: Proc. of the Xth Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc.: Sedimentology, Section II: 59-63; Bratislava [russisch, mit englischem Abstract].
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **1**: 108-121; Tulsa.
- EINSELE, G. (2000): Sedimentary Basins. – 2. Aufl.: XI + 792 S.; Berlin (Springer).
- ELDHOLM, O. & THOMAS, E. (1993): Environmental impact of volcanic margin formation. – *Earth and Planetary Science Letters*, **117**: 319-329; Amsterdam.
- ELIAS, M., SCHNABEL, W. & STRANIK, Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Hrsg.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia: 37-46; Wien (Ustredni ust. Geol.).
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, **19**: 730-781; Ottawa.
- EMEIS, K. –C. & MORSE, J. W. (1993): Zur Systematik der Kohlenstoff-Schwefel-Eisen-Verhältnisse in Auftriebsedimenten. – *Geologische Rundschau*, **82**: 604-618; Stuttgart.
- EMEIS, K. –C., STRUCK, U., LEIPE, T., POLLEHNE, F., KUNZENDORF, H. & CHRISTIANSEN, C. (2000): Changes in the burial rates and C:N:P ratios in Baltic Sea sediments over the last 150 years. – *Marine Geology*, **167** (1-2): 43-59; Amsterdam.
- ESPITALIE, 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. – *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **32**: 23-42; Paris.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottományen) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien*, **130**: 415-447; Wien.
- FISCHER, H. (1987): Excess K-Ar ages of glauconite from the Upper Marine Molasse and evidences for glauconitisation of mica. – *Geologische Rundschau*, **76** (3): 885-902; Stuttgart.
- FÖLLMI, K. B., GARRISON, R. E. & GRIMM, K. A. (1991): Stratification in phosphatic sediments: illustrations from the Neogene of California. – In: EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and Events in Stratigraphy: 492-507; Berlin (Springer).
- FRÉCHE, M. & LACOUT, J. L. (1992): Effect of humic compounds and some organic acids added during dicalcium phosphate dihydrate crystal growth process. – *Journal of Alloys and Compounds*, **188**: 65-68; Amsterdam.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during Late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**: 1-15; Amsterdam.
- FROELICH, P. N., ARTHUR, M. A., BURNETT, W. C., DEAKIN, M., HENSLEY, V., JAHNKE, R., KAUL, L., KIM, K. –H., ROE, K., SOUTAR, A. & VATHAKANON, C. (1988): Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin

- sediments: phosphorite precipitation. – *Marine Geology*, **80**: 309-343; Amsterdam.
- FUCHS, R. R., HAMRSMID, B., KUFFNER, T., PESCHEL, R., RÖGL, F., SAUER, R. & SCHREIBER, O. S. (2001): Mid-Oligocene Thomasl Formation (Waschberg Unit, Lower Austria) - Micropaleontology and Stratigraphic Correlation. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 255-290; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- FÜCHTBAUER, H. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. – 4. Aufl.: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GANESHARAM, R. S., PEDERSEN, T. F., CALVERT, S. E., MCNEILL, G. W. & FONUGNE, M. R. (2000): Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. – *Paleoceanography*, **15** (4): 361-376; Washington D. C.
- GARRISON, R. E. & KASTNER, M. (1990): Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru margin during ODP Leg 112. – In: SUESS, E., VON HUENE, R. et al. (Hrsg.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **112**: 111-134; College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- GERHARD, J. (1982): Geochemische Untersuchungen an einem potentiellen Erdölmuttergestein. – *Gießener Geologische Schriften*, **29**; Gießen.
- GERHARD, J. (1988): Faziesdiagnose und Paläo-environment des Sannois-Fischschiefers (Alpines Molassebecken, Bayern, Süddeutschland). – *DGMK Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V. Berichte*, **406**, 191 S., 18 Tab., 58 Abb; Hamburg.
- GHOSH, K. & SCHNITZER, M. (1980): Macromolecular structures of humic substances. – *Soil Science*, **129**: 266-276; Baltimore.
- GIER, S. (2000): Clay mineral and organic diagenesis of the Lower Oligocene Schöneck Fish shale, western Austrian Molasse Basin. – *Clay Minerals*, **35**: 709-717; London.
- GINGELE, F. X., ZABEL, M., KASTEN, S. BONN, W. J. & NÜRNBERG, C. C. (1999): Biogenic barium as a proxy für paleoproductivity: methods and limitations of application. – In: FISCHER, G. & WEFER, G. (Hrsg.): *Use of Proxies in Paleocyanography: Examples from the South Atlantic*: 345-364; Berlin (Springer).
- GLENN, C. R. & ARTHUR, M. A. (1988): Petrology and major element geochemistry of Peru margin phosphorites and associated diagenetic minerals: autigenesis in modern organic rich sediments. – *Marine Geology*, **80**: 231-268; Amsterdam.
- GLENN, C. R., FÖLLMI, K. B., RIGGS, S. R., BATURIN, G. N., GRIMM, K. A., TRAPPE, J., ABED, A. M., GALLI-OLIVIER, C., GARRISON, R. E., ILYIN, A. V., JEHL, C., ROHRlich, V., SADAQAH, R. M. Y., SCHIDLOWSKI, M., SHEDDON, R. E. & SIEGMUND, H. (1994): Phosphorus and phosphorites: Sedimentology and environments of formation. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **87** (3): 747-788; Basel.
- GOOSSENS, H., DE LEEUW, J. W., SCHENCK, P. A. & BRASSELL, S. C. (1984): Tocopherols as likely precursors of pristane in ancient sediments and crude oils. – *Nature*, **312**: 440-442; London.
- HAGEMANN, H. W., OTTENJANN, K., PÜTTMANN, W., WOLF, M. & WOLFF-FISCHER, E. (1989): Optische und chemische Eigenschaften von Steinkohlen. – *Erdöl und Kohle*, **42** (3): 99-110; Hamburg.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. – *Science*, **235**: 115-1167; Washington D. C.
- HARTGERS, W. A., SINNINGHE-DAMSTÉ, J. S., REQUEJO, A. G., ALLAN, J., HAYES, J. M., LING, Y., XIE, T. –M., PRIMACK, J. & DE LEEUW, J. W. (1994): A molecular and carbon isotopic study towards the origin and fate of diaromatic carotenoids. – *Organic Geochemistry*, **22**: 703-725; Oxford.
- HAUKE, V., GRAFF, R., WEHRUNG, P., TRENDEL, A.J.M., ALBRECHT, P., RIVA, A., HOPFGARTNER, G., GÜLACAR, F. O., BUCHS, A. & EAKIN, P. A. (1992): Novel triterpene-derived hydrocarbons of the arborane/ fernane series in sediments: Part II. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 2595-3602; Oxford.
- HAUKE, V., TRENDEL, A. J. M., ALBRECHT, P., SCHWARK, L., VLIEX, M., HAGEMANN, H. & PÜTTMANN, W. (1995): Isoarborinol through geological times: Evidence for its presence in the Permian and Triassic. – *Organic Geochemistry*, **23**: 91-93; Oxford.
- TEN HAVEN, H., DE LEEUW, J. W. & SCHENCK, P. A. (1985): Organic geochemical studies of a Messinian evaporitic basin, northern Apennines (Italy) I: hydrocarbon biological markers for hypersaline environment. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**: 2181-2191; Oxford.
- TEN HAVEN, H., DE LEEUW, J. W., RULLKÖTTER, J. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (1987): Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a palaeoenvironmental indicator. – *Nature*, **330**: 641-643; London.
- TEN HAVEN, H., DE LEEUW, J. W., SINNINGHE DAMSTÉ, J. S., SCHENCK, P. A., PALMER, S. E. & ZUMBERGE, J. E. (1988): Application of biological markers in the recognition of palaeo hypersaline environments. – In: KELTS, K., FLEET, A. J. & TALBOT, M. (Hrsg.): *Lacustrine Petroleum Source Rocks*: 235-252; Oxford

- (Blackwell).
- TEN HAVEN, H., EGLINTON, G., FARRIMOND, P., KOHNEN, M. E. L., POYNTER, J. G. RULLKÖTTER, J. & WELTE, D. H. (1992): Variations in the content and composition of organic matter in sediments underlying active upwelling regimes: a study from ODP Legs 108, 112, and 117. – In: SUMMERHAYES, C. P., PRELL, W. L. & EMEIS, K. C. (Hrsg.): *Upwelling systems: Evolution since the Early Miocene*. – Geological Society Special Publication, **64**: 229-246; London.
- HAYES, J. M. (1993): Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: principles and evidence. – *Marine Geology*, **113**: 111-125; Amsterdam.
- HEMLEBEN, C., MOSBRUGGER, V., NEBELSICK, J., GEBKA, M., KÖHLER, J., LÖFFLER, S., SCHERBACHER, M., SCHIEBEL, A. & SCHMIEDL, G. (1997): Klima- und Ökosystementwicklung im Oligozän/Miozän des Ostalpenraumes. – In: HEMLEBEN, C. (Hrsg.): *Klimagekoppelte Prozesse in meso- und känozoischen Geoökosystemen*. Bericht Sonderforschungsbereich 275, Bd. 1: 185-225; Tübingen (UI-Plan).
- HEMMERS, H., GUELZ, P. G., MARNER, F. J. & WRAY, V. (1989): Pentacyclic triterpenoids in epicuticular waxes from *Euphorbia lathyris* L., Euphorbiaceae. – *Zeitschrift für Naturforschung C-A Journal of Biosciences*, **C 44**: 193-201; Tübingen.
- HERTELENDI, E. & VETŐ, I. (1991): The marine photosynthetic carbon isotopic fractionation remained constant during the Early Oligocene. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **83**: 333-339; Amsterdam.
- HOFMANN, P., RICKEN, W., SCHWARK, L., & LEYTHAEUSER, D. (2000): Carbon-sulfur-iron relationships and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter for Late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean: Palaeoceanographic Implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **163** (3-4): 97-113; Amsterdam.
- HUBER, B. (1994): Rupelian foraminifera in the southern Rhinegraben and their paleocological significance. – Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Basel, Nr. 4a : 92 S., 14 Abb., 3 Tab., 14 Tafeln; Basel [unveröff.].
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm). – 1 Kt. 1:500.000; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- IMHOFF, J. F. & TRUPER, H. G. (1976): Marine sponges as habitats of anaerobic photosynthetic bacteria. – *Microbial Ecology*, **3**: 1-9; New York.
- IMHOFF, J. F. & TRUPER, H. G. (1980): *Chromatium purpuratum* sp. Nov., A new species of Chromatiaceae. – *Zentralblatt für Bakteriologie, Mikrobiologie und Hygiene I, Abt. Originale C* – Allgemeine, Angewandte und Ökologische Mikrobiologie: 61-69; Jena.
- INSKEEP, W. P. & SILVERTOOTH, J. C. (1989): Inhibition of hydroxyapatite precipitation in the presence of fulvic, humic and tannic acids. – *Soil Science Society of America Journal*, **52**: 941-946; Madison.
- IVA, M. & RUSU, A. (1982): La limite Eocène/Oligocène en Transylvanie d'après les foraminifères planktoniques. – *Dari Seama Sedint.*, **66**: 157-180; Bucharest.
- IVANY, L. C., PATTERSON, W. P. & LOHMANN, K. C. (2000): Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. – *Nature*, **407**: 887-890; London.
- JAFFÉ, R. & HAUSMANN, K. B. (1994): Origin and early diagenesis of arborinone/ isoarborinol in sediments of a highly productive freshwater lake. – *Organic Geochemistry*, **22**: 231-235; Oxford.
- JAHNKE, R. A., EMERSON, S. R., ROE, K. V. & BURNETT, W. C. (1983): The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 259-266; Oxford.
- JARVIS, I., BURNETT, W. C., NATHAN, Y., ALMBAYDIN, F. S. M., ATTIA, A. K. M., CASTRO, L. N., FLICOTEAUX, R., HILMY, M. E., HUSAIN, V., QUTAWNAH, A. A., SERJANI, A. & ZANIN, Y. (1994): Phosphorite geo-chemistry: State-of-the-art and environmental concerns. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **87** (3): 643-700; Basel.
- JONES, J. G. (1985): Microbes and microbial processes in sediments. – *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, **A 315**: 3-17; London.
- JONES, R. W. & SIMMONS, M. D. (1996): A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene-Holocene). – *Bulletin of the Natural History Museum of London, Geology*, **52**: 25-49; London.
- KARRER, W., CHERBULIEZ, E. & EUGSTER, C. H. (1977): *Konstitution und Vorkommen der organischen Pflanzenstoffe*. Ergänzungsband I. – Basel (Birkhäuser).
- KATZ, M. E., PAK, D. K., DICKENS, G. R. & MILLER, K. G. (1999): The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. – *Science*, **286**: 1531-1533; Washington D. C.
- KENNETT, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. – *Journal of Geophysical Research*, **82**: 3843-3860; Washington D.C.
- KENNETT, J. P. (1982): *Marine geology*. – Englewood Cliffs, N. J. (Prentice Hall).
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., ANDREWS, P. B.,

- EDWARDS, A. R., GOSTIN, V. A., HAJOS, M., HAMPTON, M. A., JENKINS, D. G., MARGOLIS, S. V., OVENSINE, A. T. & PERCH-NIELSEN, K. (1974): Development of the Circum-Atlantic Current. – *Science*, **186**: 144-147; Washington D. C.
- KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E., ANDREWS, P. B., EDWARDS, A. R., GOSTIN, V. A., HAJOS, M., HAMPTON, M. A., JENKINS, D. G., MARGOLIS, S. V., OVENSINE, A. T. & PERCH-NIELSEN, K. (1975): Cenozoic paleoceanography in the southwest Pacific Ocean, Antarctic glaciation, and the development of the Circum-Atlantic Current. – In: KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E. et al. (Hrsg.): Initial Reports of the Deep-sea Drilling Program, **29**: 1155-1169; Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- KENNETT, J. P. & STOTT, L. D. (1991): Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. – *Nature*, **353**: 225-229; London.
- KHAVARI KHORASANI, G. & MICHELSEN, J. K. (1992): Primary alteration-oxidation of marine algal organic matter from oil source rocks of the North Sea and Norwegian Arctic: new findings. – *Organic Geochemistry*, **19**: 327-343; Oxford.
- KIM, D., SCHUFFERT, J. D. & KASTNER, M. (1999): Francolite authigenesis in California continental slope sediments and its implications for the marine P cycle. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 3477-3485; Oxford.
- KOEBERL, C., POAG, C. W., REIMOLD, W. U. & BRANDT, D. (1996): Impact origin of the Chesapeake Bay structure and the source of the North American tectites. – *Science*, **271**: 1263-1266; Washington D. C.
- KOLTUN, Y. V. (1992): Organic matter in Oligocene Menilite formation rocks of the Ukrainian Carpathians: palaeoenvironment and geochemical evolution. – *Organic Geochemistry*, **18** (4): 423-430; Oxford.
- KÖSTER, J., KOTARBA, M., LAFARGUE, E. & KOSAKOWSKI, P. (1998a): Source rock habitat and hydrocarbon potential of Oligocene Menilite Formation (Flysch Carpathians, South-east Poland): an organic geochemical and isotope approach. – *Organic Geochemistry*, **29** (1-3): 543-558; Oxford.
- KÖSTER, J., ROSPONDEK, M., SCHOUTEN, S., KOTARBA, M., ZUBRZYCKI, A. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (1998b): Biomarker geochemistry of a foreland basin: the Oligocene Menilite Formation in the Flysch Carpathians of Southeast Poland. – *Organic Geochemistry*, **29** (1-3): 649-669; Oxford.
- KOOPMANN, M. P., KÖSTER, J., VAN KAAMPETERS, H. M. E., KENIG, F., SCHOUTEN, S., HARTGERS, W., DE LEEUW, J. W. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (1996): Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: Molecular indicators for photic zone anoxia. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60** (22): 4467-4496; Oxford.
- KOTLARCZYK, J. (1979): Wprowadzenie do stratigrafii jednostki skolskiej Karpat fliszowych. – *Badania Palaeontologiczne Karpat Przemyskich*, 14-26; Przemysl.
- KRAJEWSKI, K. P., VAN CAPELLEN, P., TRICHET, J., KUHN, O., LUCAS, J., MARTÍN-ALGARRA, A., PRÉVÔT, L., TEWARI, V. C., GASPARD, L., KNIGHT, R. I. & LAMBOY, M. (1994): Biological processes and apatite formation in sedimentary environments. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **87** (3): 701-745; Basel.
- KRASHENINNIKOV, V. A. & MOUZYLEV, N. G. (1975): Relationship between the zonal scales based on planktonic foraminifers and nannoplankton in Palaeogene sections of the North Caucasus. – *Voprosy Mikropaleont.*, **18**: 212-224; Budapest.
- KRHOVSKÝ, J. (1985): Central Paratethys ecostratigraphic correlations in relation to the Oligocene sea-level changes. – VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy: 333-335; Budapest (Hungarian Geological Survey).
- KRHOVSKÝ, J. (1995a): Changes in communication with the open sea during the deposition of the Early Oligocene Menilite Formation (Zdánice Unit). – Xth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy: 161-163; Bucharest (Romanian Geological Survey).
- KRHOVSKÝ, J. (1995b): Early Oligocene palaeoenvironmental changes in the West Carpathian Flysch Belt of Southern Moravia. – Geological Society of Greece, Special Publication, Proceedings of the Carpatho-Balkan Geological Association, September 1995, **4**: 209-213; Athens, Greece.
- KRHOVSKÝ, J. & DJURASOINOVIC, M. (1993): The nanofossil chalk layers in the early Oligocene Sitborice Member in Velké Nemčice (the Menilite Formation, Zdánice Unit, South Moravia): Orbitally forced changes in paleoproductivity. – In: HAMRSMID, B. (Hrsg.): Nové výsledky v terciéru Západních Karpat. Sborník referátů z 10. konference o mladším terciéru, Brno, 27.-28.4.1992. – *Knihovnička Zemního Plynů a Naft*, **15**: 33-53; Hodonín.
- KRHOVSKÝ, J., ADAMOVÁ, M., HLADKOVÁ, J. & MASLOWSKA, H. (1993): Palaeoenvironmental changes across the Eocene/Oligocene boundary in the Zdanice and Pouzdrany Units (Western Carpathians, Czechoslovakia): the long-term trend and orbitally forced changes in calcareous nanofossil assemblages. – In: HAMRSMID, B.

- & YOUNG, J. R. (Hrsg.): Nannoplankton research, Vol. II, Proc. 4th INA Conference, Prague 1991, *Knihovnička Zemného Plynaru Nafty*, **14b**: 105-155; Hodonín.
- KRHOVSKÝ, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdlanice and Pouzdrany Units (Southern Moravia). – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 225-254; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- KRUTSCH, W. & LOTSCH, D. (1958): Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum). – *Berichte der Geologischen Gesellschaft*, **3**: 99-110; Berlin.
- KÜSPERT, W. (1982): Environmental changes during oil shale deposition as deduced from stable isotope ratios. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cyclic and Event Stratification: 482-501; Berlin (Springer).
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. (2001): The Oligocene Geologic and Paleotopographic Evolution of the Eastern Alps. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 129-152; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152** (1-2): 45-78; Amsterdam.
- KUO, L. –C. (1994): Lower Cretaceous lacustrine source rocks in northern Gabon: effect of organic facies and thermal maturity on crude oil quality. – *Organic Geochemistry*, **22**: 257-273; Oxford.
- KURZ, W., FRITZ H., PILLER, W.E., NEUBAUER, F. & GENSER, J. (2001): Overview of the Paleogene of the Eastern Alps. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 11-56; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- KUYPERS, M. M. M., SCHOUTEN, S. & SINNINGHE-DAMSTÉ (2000): Cyanobacterial N₂ fixation fuelled enhanced CO₂ pumping during a Cretaceous oceanic anoxic event. – In: KUYPERS, M. M. M.: Mechanisms and biogeo-chemical implications of the mid-Cretaceous global organic carbon burial events: 67-91. – *Geologica Ultraiectina*, **209**; Utrecht (Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht).
- KUYPERS, M. M. M., PANCOST, R. D., NIJENHUIS, I. A. & SINNINGHE DAMSTÉ, J. S. (2002): Enhanced productivity rather than enhanced preservation led to increased organic carbon burial in euxinic southern North Atlantic during the Cenomanian/ Turonian Oceanic Anoxic Event. – *Paleoceanography*; Washington D. C. (im Druck).
- LANGFORD, F. F. & BLANC-VALLERON, M. –M. (1990): Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**: 799-804; Tulsa.
- LASKAREV, V. (1924): Sur les equivalents du Sarmatien superieur en Serbie. – In: VUJEVIC, P. (Hrsg.): Recueil de travaux offert à M. Jovan Cvijic par ses amis et collaborateurs. *Drzhavna Shtamparija*: 73-85; Beograd.
- LEAR, C. H., ELDERFIELD, H. & WILSON, P. A. (2000): Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. – *Science*, **287**: 269-272; Washington D. C.
- LEHMANN, M. F., BERNASCONI, S. M., BARBIERI, A. & MCKENZIE, J. A. (2002): Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66** (20): 3573-3584; Oxford.
- LEWAN, M. D. (1986): Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 1583-159; Oxford.
- LEYTHAEUSER, D. & SCHWARZKOPF, T. (1986): The pristane/n-heptadecane ratio as an indicator for recognition of hydrocarbon migration effects. – *Organic Geochemistry*, **10**: 191-197; Oxford.
- LIAAEN-JENSEN, S. (1978a): Marine carotenoids. – In: FAULKNER, D. J. & FENICAL, W. H. (Hrsg.): *Marine Natural Products*: 1-73; San Diego (Academic Press).
- LIAAEN-JENSEN, S. (1978b): Chemistry of carotenoid pigments. – In: CLAYTON, R. K. & SISTROM, W. R. (Hrsg.): *Photosynthetic Bacteria*: 233-248; New York (Plenum Press).
- LITTKE, R. (1993): Deposition, diagenesis, and weathering of organic matter-rich sediments. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **47**; Heidelberg (Springer).
- LITTKE, R., HORSFIELD, B. & LEYTHAEUSER, D. (1989): Hydrocarbon distribution in coals and dispersed organic matter of different maceral compositions and maturities. – *Geologische Rundschau*, **78**: 391-410; Stuttgart.
- LITTKE, R., LÜCKGE, A. & WELTE, D. H. (1997):

- Quantification of organic matter degradation by microbial sulphate reduction for Quaternary sediments from the Northern Arabian Sea. – *Naturwissenschaften*, **84**: 312-315; Heidelberg.
- LÜCKGE, A., ERCEGOVAC, M., STRAUSS, H. & LITKE, R. (1999): Early diagenetic alteration of organic matter by sulphate reduction in Quaternary sediments from the Northeastern Arabian Sea. – *Marine Geology*, **158**: 1-13; Amsterdam.
- MACHEL, H. G. (2001): Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new insights. – *Sedimentary Geology*, **140**: 143-175; Amsterdam.
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. – 691 S.; Jena (Fischer).
- MARTINI, E. (1981): Nannoplankton in der Oberkreide, im Alttertiär und im tieferen Jungtertiär von Süddeutschland und dem angrenzenden Österreich. – *Geologica Bavarica*, **82**: 345-356; München.
- MARTINI, E. (1990): The Rhinegraben system, a connection between northern and southern seas in the European Tertiary. – *Veröffentlichungen des Übersee-Museum Bremen*, **A 10**: 83-98; Bremen.
- MATTHÄUS, W. (1996): Temperatur, Salzgehalt und Dichte. – In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*: 75-81; Berlin (Springer).
- MESZAROS, N., MOISESCU, V. & RUSU, A. (1989): The Merian, a new substage of the Mesogean Oligocene. – In: PETRESCU, I. (Hrsg.): *The Oligocene from the Transsylvanian Basin, Romania, Special Issue*: 31-53; Cluj-Napoca (Univ. Cluj-Napoca, Geol.-Min. Dept.).
- MEYERS, P. A. (1994a): Preservation of elemental and isotopic identification of sedimentary organic matter. – *Chemical Geology*, **144**: 289-302; Amsterdam.
- MEYERS, P. A. (1994b): Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. – *Organic Geochemistry*, **27**: 213-250; Oxford.
- MILLER, K. G. (1992): Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history: The Terminal Eocene event? – In: PROTHERO, D. R. & BERGGREN, Q. A. (Hrsg.): *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*: 160-177; Princeton (Princeton University Press).
- MILLER, K. G. & TUCHOLKE, B. E. (1983): Development of Cenozoic abyssal circulation south of the Greenland-Scotland Ridge. – In: BOTT, M. H. P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J. (Hrsg.): *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*: 549-589; New York (Plenum Press).
- MILLER, K. G., FAIRBANKS, R. G. & MOUNTAIN, G. S. (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history, and continental margin erosion. – *Paleoceanography*, **2**: 1-19; Washington D. C.
- MILOTA, K., KOVÁCS, A. & GALICZ, Z. (1995): Petroleum potential of the North Hungarian Oligocene sediments. – *Petroleum Geoscience*, **1**: 81-87; London.
- MONTANARI, A., DEINO, A. L., DRAKE, R. E., TURIN, B. D., DEPAOLO, D. J., ODIN, G. S., CURTIS, G. H., ALVAREZ, W. & BICE, D. M. (1988): Radioisotopic dating of the Eocene-Oligocene boundary in the pelagic sequence of the northeastern Apennines. – In: PREMOLISILVA, I., COCCIONE, R. & MONTANARI, A. (Hrsg.): *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. – *Int. Union Geol. Sci., Comm. Strat., Int. Subcomm. Paleogene Stratigraphy*: 195-208; Ancona.
- MOUNTAIN, G. S. & TUCHOLKE, B. E. (1985): Mesozoic and Cenozoic geology of the U.S. Atlantic continental slope and rise. – In: POAG, C. W. (Hrsg.): *Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin*: 292-341; New York (Van Nostrand Reinhold).
- MÜLLER, G. & BLASCHKE, H. (1971): Coccoliths: Important rock-forming elements in bituminous shales of Central Europe. – *Sedimentology*, **17**: 119-124; Oxford.
- MURAMOTO, J. A., HONJO, S., FRY, B., HAY, B. J. HOWARTH, R. W. & CISNE, J. L. (1991): Sulfur, iron and organic carbon fluxes in the Black Sea: sulfur isotopic evidence for origin of sulfur fluxes. – *Deep-Sea Research*, **38**: 1151-1187; Oxford.
- MUZUKA, N. N., MACKO, S. A. & PEDERSEN, T. F. (1991): Stable carbon and nitrogen isotope compositions of organic matter from sites 724 and 725, Oman Margin. – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **117**: 571-586; College Station TX (Ocean Drilling Program).
- NAGYMAROSY, A. (1983): Mono- and duospecific nannofloras in Early Oligocene sediments of Hungary. – *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie von Wetenschappen, Serie. B*, **86**: 273-283; Amsterdam (North-Holland Publications).
- NAGYMAROSY, A. (1992): The Early Oligocene (NP 19-24) nannoplankton of Hungary and its paleogeographic connections. – *Dissertation Universität Budapest*. 2 Bände (in ungarischer Sprache).
- NAGYMAROSY, A. & VORONINA, A. A. (1992): Calcareous nannoplankton from the Lower Maykopian Beds (Early Oligocene, Union of Independent States). – *Proceedings of the 1. Congress of the International Nannoplankton Association, Miscellanea Micropaleontologica*,

- Knihovnicka Zomno Plyn i Nafta, **14b. 2**: 189-222; Hodonin.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (1999): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- u. Bergbaustudenten Österreich*, **92**: 117-134; Wien.
- NORRIS, R. D. & RÖHL, U. (1999): Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. – *Nature*, **401**: 775-779; London.
- OBERHAUSER, G. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paläozän- und Eozänzeit. – *Jb. der Geologischen Bundesanstalt*, **138**: 369-432; Wien.
- ODIN, G. S. & MATTER, A. (1981): De glauconiarum origine. – *Sedimentology*, **28**: 611-641; Amsterdam.
- OHMOTO, T., IKUSE, M. & NATORI, S. (1970). Triterpenoids of the Gramineae. – *Phytochemistry*, **9**: 2137-2148; Amsterdam.
- ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R. F. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. European Association of Geoscientists & Engineers Special Publication, **5**, 237-247; London.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and Basin Development of the Oligocene in the Lower Inn Valley, Tyrol/Bavaria. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**: 153-196; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- OURRISON, G., ALBRECHT, P. & ROHMER, M. (1979): The hopanoids: palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. – *Pure and Applied Chemistry*, **51**: 709-729; Research Triangle Park.
- OVERMANN, J., CYPIONKA, H. & PFENNIG, N. (1992): An extremely low-light-adapted phototrophic sulfur bacterium from the Black Sea. – *Limnology and Oceanography*, **37**: 150-155; Washington D. C.
- PARRISH, J. T. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66** (6): 750-774; Tulsa.
- PEDERSEN, T. F. & SHIMMIELD, G. B. (1991): Interstitial water chemistry, Leg 117: contrasts with the Peru margin. – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **117**: 499-513; College Station TX (Ocean Drilling Program).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – In: *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. I., 393 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN K. (Hrsg.): *Plankton stratigraphy*: 427-554; Cambridge (Cambridge University Press).
- PFENNIG, N. (1977): Phototrophic green and purple bacteria: a comparative, systematic survey. – *Annual review of Microbiology*, **31**: 275-290; Palo Alto.
- PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- POMEROL, C. & PREMOLI-SILVA, I. (1986) (Hrsg.): *Terminal Eocene events*. – *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **9**; Amsterdam (Elsevier).
- POPOV, S. V. & STOLYAROV, A. S. (1996): Paleogeography and anoxic environments of the Oligocene-Early Miocene Paratethys. – *Israel Journal of Earth Sciences*, **45**: 161-167; Jerusalem.
- POPOV, S. V., AKHMET'EV, M. A., ZAPOROZHETS, N. I., VORONINA, A. A. & STOLYAROV, A. S. (1993): Evolution of Eastern Paratethys in the Late Eocene-Early Miocene. – *Stratigraphy and Geological Correlation*, **1** (6): 572-600; Moscow.
- PREMOLI-SILVA, I., COCCIONE, R. & MONTANARI, A. (Hrsg., 1988): *The Eocene-Oligocene boundary in the Marche-Umbria basin (Italy)*. – *Int. Union Geol. Sci., Comm. Strat., Int. Subcomm. Paleogene Stratigraphy*: 268 S.; Ancona.
- PROTHERO, D. (1994): *The Eocene-Oligocene Transition-Paradise Lost*. – New York (Columbia University Press).
- PURNACHANDRA RAO, V. & LAMBOY, M. (1994): Phosphorites from the Oman Margin, ODP Leg 117. – *Oceanologica Acta*, **18** (3): 289-307; Paris.
- RADKE, M., SCHAEFER, R. G., LEYTHAEUSER, D. & TEICHMÜLLER, M. (1980a): Composition of soluble organic matter in coals: relation to rank and liptinite fluorescence. – *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **44**: 1787-1800; Oxford.
- RADKE, M., WILLSCH, H., & WELTE, D. H. (1980b): Preparative hydrocarbon group type determination by automated medium pressure liquid chromatography. – *Analytical Chemistry*, **52**: 406-411; Washington D. C.
- RAISWELL, R. (1982): Pyrite texture, isotopic composition and availability of iron. – *American Journal of Science*, **282**: 1244-1263; New Haven.
- RAISWELL, R. & BERNER, R. A. (1985): Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic environ-

- ments. – American Journal of Science, **285**: 710-724; New Haven.
- RASSER, M. W. (2000): Coralline red algal limestones of the Late Eocene Alpine Foreland Basin in Upper Austria: Component analysis, facies and paleocology. – *Facies*, **42**: 59-92; Erlangen.
- RASSER, M. W. & PILLER, W. E. (2001): Paleogene of the Eastern Alps - an Introduction. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 5-10; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- RAU, G.H. (1994): Variations in sedimentary organic $\delta^{13}\text{C}$ as a proxy for past changes in ocean and atmospheric CO_2 concentrations. – In: ZAHN, R., KAMINSKI, M., LABEYRIE, L. D. & PEDERSEN, T. F. (Hrsg.): Carbon cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change: 307-322; Heidelberg (Springer).
- RAU, G. H., TAKAHASHI, T., DES MARAIS, D. J. & SULLIVAN, C. W. (1991): Particulate organic matter $\delta^{13}\text{C}$ variations across the Drake Passage. – *Journal of Geophysical Research*, **96**: 15131-15135; Washington D. C.
- REA, D. K., ZACHOS, J. C., OWEN, R. M. & GINGERICH, P. D. (1990): Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 117-128; Amsterdam.
- REPETA, D. J., SIMPSON, D. J., JØRGENSEN, B. B. & JANNASCH, H. W. (1989): Evidence for anoxygenic photosynthesis from the distribution of bacteriochlorophylls in the Black Sea. – *Nature*, **342**: 69-72; London.
- REPETA, D. J. (1993): A high resolution historical record of Holocene anoxygenic primary production in the Black Sea. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 4337-4342; Oxford.
- RICKEN, W. (1991): Variation of sedimentation rates in rhythmically bedded sediments. Distinction between depositinal types. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 167-187; Berlin (Springer).
- ROBINSON, N., EGLINTON, G., BRASSELL, S. C. & CRANWELL, P. A. (1984): Dinoflagellate origin for sedimentary 4α -methylsteroids and $5\alpha(\text{H})$ -stanols. – *Nature*, **308**: 439-442; London.
- RÖGL, F. (1985): Late Oligocene and Miocene planktic foraminifera of the Central Paratethys. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Hrsg.): Plankton Stratigraphy: 315-328; Cambridge (University Press).
- RÖGL, F. (1994): *Globigerina ciperoensis* (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **96A**, 133-159; Wien.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- u. Bergbaustudenten Österreich*, **41**: 65-73; Wien.
- RÖGL, F. (1998a): Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **99A**: 279-310; Wien.
- RÖGL, F. (1998b): Paratethys Oligocene-Miocene Stratigraphic Correlation. – In: CÍCHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J. with the collaboration of the members of the "Working group on the foraminifera of the Central Paratethys" (Hrsg.): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **549**: 1-325; Frankfurt.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (Short Overview). – *Geologica Carpathica*, **50** (4): 339-349; Bratislava.
- RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1979): Oligocene-Early Miocene stratigraphic correlations in the Molasse Basin of Austria. – *Ann. Géol. Pays hellén.*, **3**, 7th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy: 1045-1049; Athens.
- RÖGL, F., KRHOVSKÝ, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**: 291-346; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- ROSS, D. A. & DEGENS, E. T. (1974): Recent sediments of the Black Sea. – In: DEGENS, E. T. & ROSS, D. G. (Hrsg.): Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology. – American Association of Petroleum Geologists Memoirs, **20**: 183-199; Tulsa.
- RULLKÖTTER, J. (2000): Organic matter: the driving force for early diagenesis. – In: SCHULZ, H. D. & ZABEL, M. (Hrsg.): Marine Geochemistry: 129-172; Berlin (Springer).
- RUSU, A. (1988): Oligocene events in Transylvania (Romania) and the first separation of Paratethys. – *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, **72-73** (3): 207-223; Bucuresti.
- RUTTENBERG, K. C. & BERNER, R. A. (1993): Authigenic apatite formation and burial in

- sediments from non-upwelling continental margin environments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 991-1007; Oxford.
- SACHSENHOFER, R. F. & SCHMIDT, F. (1997): Maturation of Tertiary basins in Austria. – In: FEDERAL MINISTRY FOR ECONOMIC AFFAIRS & GEOLOGICAL SURVEY OF AUSTRIA (Hrsg.): Hydrocarbon potential and exploration opportunities in Austria: 34-38; Krems (Malek).
- SALAMY, K. A. & ZACHOS, J. C. (1999): Latest Eocene-Early Oligocene Climate Change and Southern Ocean Fertility: Inferences from Sediment Accumulation and Stable Isotope Data. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **145** (1-3): 61-77; Amsterdam.
- SARIG, S., KAHANA, F. & LESHEM, R. (1975): Selection of threshold agents for calcium sulfate scale control on the basis of chemical structure. – *Desalination*, **17**: 215-229; Amsterdam.
- SCHENAU, S. J. & SLOMP, C. P. (2000): Phosphogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone. – *Marine Geology*, **169**: 1-20; Amsterdam.
- SCHERBACHER, M., SCHMIEDL, G. & HEMLEBEN, C. (2001): Early Oligocene Benthic Foraminifera from the Lower Inn Valley Area: Implications for the Paleoenvironmental Evolution of the Inneralpine Molasse. – In: PILLER, W. E. & RASSER, M. W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**: 611-640; Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- SCHMIDT, F. & ERDOGAN, L. T. (1996): Palaeohydrodynamics in exploration. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**: 255-265; Oxford (Alden Press).
- SCHMIEDL, G., SCHERBACHER, M., BRUCH, A. A., JELEN, B., NEBELSICK, J. H., HEMLEBEN, C., MOSBRUGGER, V. & RIFELJ, H. (2002): Paleoenvironmental evolution of the Paratethys in the Slovenian Basin during the Late Paleogene. – *International Journal of Earth Sciences*, **91**: 123-132; Berlin.
- SCHUFFERT, J. D., KASTNER, M. & JAHNKE, R. A. (1998): Carbon and phosphorous burial associated with modern phosphorite formation. – *Marine Geology*, **146**: 21-31; Amsterdam.
- SCHULZ, H., VON RAD, U. & VON STACKELBERG, U. (1996): Laminated sediments from the oxygen-minimum zone of the northeastern Arabian Sea. – In: KEMP, A. E. S. (Hrsg.): Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. – *Geological Society Special Publication*, **116**: 185-208; London.
- SCHULZ, H.-M., SACHSENHOFER, R. F., BECHTEL, A., POLESNY, H. & WAGNER, L. (2002): Origin of hydrocarbon source rocks in the Austrian Molasse Basin (Eocene-Oligocene transition). – *Marine and Petroleum Geology*, **19** (6): 683-709; Oxford.
- SCHWARK, L. & PÜTTMANN, W. (1990): Aromatic hydrocarbon composition of the Permian Kupferschiefer in the Lower Rhine Basin, N.W. Germany. – *Organic Geochemistry*, **16**: 749-761; Oxford.
- SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BALDI, T. (1991): Korrelation der oligozänen Schichtenfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn). – In: LOBITZER, H. & CSAZAR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, 1. Teil: 109-129; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SENES, J. (1960): Entwicklungspausen der Paratethys. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **17**: 33-91; Wien.
- SENES, J. (1979): Corrélation du Néogène de la Téthys et de la Paratéthys-base de la reconstruction de la géodynamique récente de la région de la Méditerranée. – *Geol. Zborn., Geologica Carpathica*, **30**: 309-319; Bratislava.
- SENES, J. & MARINESCU, F. (1974): Cartes paléogéographiques du Néogène de la Paratethys centrale. – *Memoire de Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **78**: 785-792; Paris.
- SHACKLETON, N. J. & KENNETT, J. P. (1975): Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. – In: KENNETT, J. P., HOUTZ, R. E. et al. (Hrsg.): Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program, **29**: 743-755; Washington (U.S. Government Printing Office).
- SHIOJIMA, H., SASAKI, Y. & AGETA, H. (1993): Fern constituents: Triterpenoids isolated from the leaves of *Adiantum pedatum*. 23-Hydroxyfernene, glaucanol A and filicenoic acid. – *Chemical and Pharmaceutical Bulletin*, **41**: 268-271; Tokio.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2001): LEG 189 Summary. – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **189**: 1-65; College Station TX (Ocean Drilling Program).
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2002): Paleogene Equatorial Transect. – *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Leg 199 Preliminary Report*, **199**; College Station TX (Ocean Drilling Program) [Internet-Version].
- SIMONEIT, B. R. T., GRIMALT, J. O., WANG, T. G., COX, R. E., HATCHER, P. G. & NISSENBAUM, A. (1986): Cyclic terpenoids of contemporary resinous plant detritus and of fossil woods, amber and coal. – *Organic Geochemistry*, **10**:

- 877-889; Oxford.
- SINNINGHE DAMSTÉ, J. S., KOCK-VAN DALEN, A. C., DE LEEUW, J. W., SCHENK, P. A., GUOYING, S. & BRASSELL, S. C. (1987a): The identification of mono-, di-, and trimethyl 2-methyl-2-(4,8,12-trimethyltridecyl)chromans and their occurrence in geosphere. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 2393-2400; Oxford.
- SINNINGHE DAMSTÉ, J. S., WAKEHAM, S. G., KOHNEN, M. E. L., HAYES, J. M. & DE LEEUW, J. W. (1987b): A 6,000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea. – *Nature*, **362**: 827-829; London.
- SISSINGH, W. (1997): Tectonostratigraphy of the Northern Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases. – *Tectonophysics*, **282**: 223-256; Amsterdam.
- SISSINGH, W. (1998). Comparative tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. – *Tectonophysics*, **300**: 249-284; Amsterdam.
- SOUDRY, D. (2000): Microbial Phosphate Sediment. – In: RIDING, R. E. & AWRAMIK, S. M. (Hrsg.): *Microbial Sediments*: 127-136; Berlin (Springer).
- SPEZZAFERRI, S. & CORIC, S. (2002): Obhfl-Biostratigraphy of Planktonic and Benthic Foraminifera and Calcareous Nannoplankton. – *ConStrat-Bericht für die Rohölaufsuchungsgesellschaft Wien*: 4 S.; Universität Wien, Institut für Paläontologie [unveröff.].
- STAMATAKIS, M. G. & KOUKOUZAS, N. K. (2001): The occurrence of phosphate minerals in lacustrine deposits, Thessaly, Central Greece. – *Sedimentary Geology*, **139**: 33-47; Amsterdam.
- STEHLIN, H. G. (1909): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens 6. – *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, **26**: 839-1164; Bern.
- STEIN, R., RULLKÖTTER, J. & WELTE, D. H. (1986): Accumulation of organic-rich sediments in the Late Jurassic and Cretaceous Atlantic Ocean-A synthesis. – *Chemical Geology*, **56**: 1-32; Amsterdam.
- STEININGER, F. F. (1999): Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the "European Land Mammal Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones" (MN-Zones). – In: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. (Hrsg.): *The Miocene Land Mammals of Europe*: 9-24; München (Pfeil).
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *Giornale Geologia, Seria 3*, **48** (1-2): 285-297; Bologna.
- STEININGER, F. F. & WESSELY, G. (1999): From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography and Paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- u. Bergbaustudenten Österreich*, **92**: 95-116; Wien.
- STEININGER, F. F., BERGGREN, W. A., KENT, D. V., BERNOR, R. L., SEN, S. & AGUSTI, J. (1996): Circum-mediterranean Neogene (Mio-cene and Pliocene) marine-continental chrono-logic correlations of European mammal units and zones. – In: BERNOR, R. L., FAHLBUSCH, V. & RIETSCHEL, S. (Hrsg.): *Late Neogene European biotic evolution and stratigraphic correlation*: 7-46; New York (Columbia University Press).
- STRUCK, U., EMEIS, K.-C., VOSS, M., CHRISTIANSEN, C. & KUNZENDORF, H. (2000): Records of southern and central Baltic Sea eutrophication in $\delta^{15}\text{N}$ of sedimentary organic matter. – *Marine Geology*, **164**: 157-171; Amsterdam.
- STRUCK, U., EMEIS, K.-C., VOSS, M., KROM, M. D. & RAU, G. H. (2001): Biological productivity during sapropel S5 formation in the Eastern Mediterranean Sea: Evidence from stable isotope of nitrogen and carbon. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65** (19): 3249-3266; Oxford.
- SUESS, E. (1981): Phosphate regeneration from sediments of the Peru continental margin by dissolution of fish debris. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **45**: 577-588; Oxford.
- SUKH DEV (1989): Terpenoids. – In: ROWE, J. W. (Hrsg.): *Natural Products of Woody Plants*, Vol. 1: 691-807; Berlin (Springer).
- SUMMONS, R. E. (1993): Biogeochemical cycles: A review of fundamental aspects of organic matter formation, preservation, and composition. – In: ENGEL, M.H. & MACKO, S.A. (Hrsg.): *Organic Geochemistry – Principles and Applications*: 3-21; New York (Plenum Press).
- SUMMONS, R. E. & POWELL, T. G. (1986): Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology. – *Nature*, **319**: 763-765; London.
- SUMMONS, R. E. & POWELL, T. G. (1987). Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: biological markers for the green sulphur bacteria. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 557-566; Oxford.
- SUMMONS, R. E. & POWELL, T. G. (1992): Hydrocarbon composition of the Late Proterozoic oils of the Siberian Platform: Implications for the depositional environment of source rocks. – In: SCHIDLOWSKI, M. et al. (Hrsg.): *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*: 296-307; Berlin (Springer).

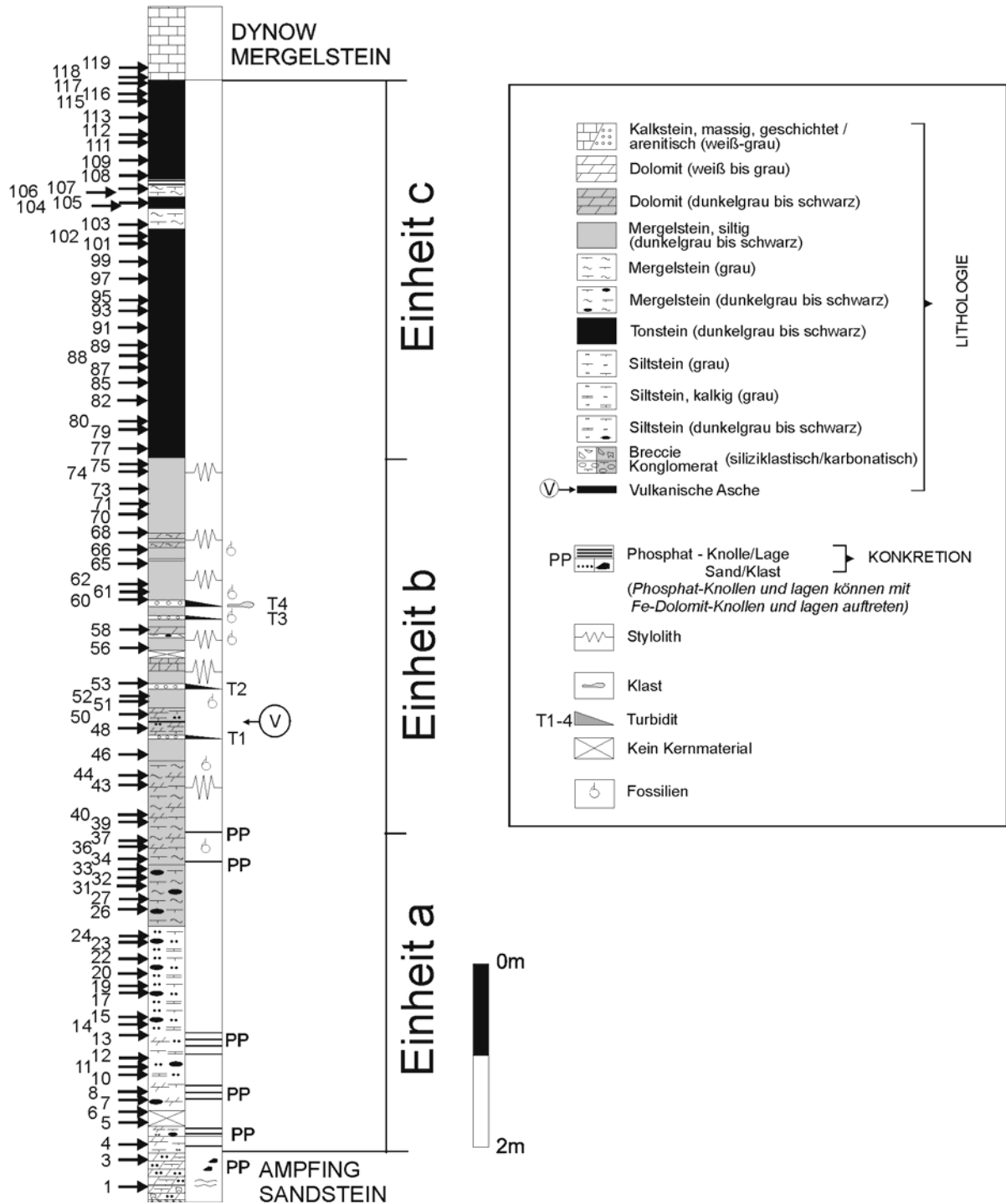
- TARI, G., BALDI, T. & BALDI-BEKE, M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. – *Tectonophysics*, **226**: 433-455; Amsterdam.
- TAYLOR, G. R. (1982): A mechanism for framboid formation as illustrated by a volcanic exhalative sediment. – *Mineralium Deposita*, **17**: 23-36; Berlin.
- THUNELL, R. C. & CORLISS, B. H. (1986): Late Eocene-early Oligocene carbonate sedimentation in the deep sea. – In: POMEROL, C. & PREMOLI-SILVA, I. (Hrsg.): Terminal Eocene events. – *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, **9**: 363-380; Amsterdam (Elsevier).
- TISSOT, B. T. & WELTE, D. H. (1984): *Petroleum Formation and Occurrences*. – 2. Aufl.; Berlin (Springer).
- TRAPPE, J. (1998): Phanerozoic Phosphorite Depositional Systems. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **76**; Berlin (Springer).
- TRAPPE, J. (2001): A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. – *Sedimentary Geology*, **145**: 135-150; Amsterdam.
- TRIBOVILLARD, N., BIALKOWSKI, A., TYSON, R. V., LALLIER-VERGÈS, E. & DECONINCK, J. –F. (2001): Organic facies variation in the late Kimmeridgian of the Boulonnais area (northernmost France). – *Marine and Petroleum Geology*, **18**: 371-389; Oxford.
- TYSON, R. V. (1995): *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. – London (Chapman & Hall, jetzt Kluwer).
- UJETZ, B. (1996): Micropaleontology of Paleogene deep water sediments, Haute-Savoie, France. – *Publications Dept. Geol. Paleont. Univ. Genève*, **22**: 1-149, 31 Abb., 11 Taf.; Genève.
- VETÖ, I. (1987): An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **60**: 143-153; Amsterdam.
- VETÖ, I. & HETÉNYI, M. (1991): Fate of organic carbon and reduced sulphur in dysoxic-anoxic Oligocene facies of the Central Paratethys (Carpathian Mountains and Hungary). – In: TYSON, R. V. & PEARSON, T. H. (Hrsg.): *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*. – *Geological Society Special Publication*, **58**: 449-460; London.
- VETÖ, I., HETÉNYI, M., DEMÉNY, A. & HERTELENDI, E. (1994): Hydrogen index as reflecting intensity of sulphidic diagenesis in non-bioturbated, shaly sediments. – *Organic Geochemistry*, **22** (2): 299-310; Oxford.
- VINKEN, R. (1988): The Northwest European Tertiary basin. – *Geologisches Jahrbuch*, **A 100**: 7-508; Hannover.
- VLIEX, M., HAGEMANN, H. W. & PÜTTMANN, W. (1994): Aromatized arborane/fernane hydrocarbons as molecular indicators of floral changes in Upper Carboniferous/Lower Permian strata of the Saar-Nahe Basin, southwestern Germany. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 4689-4702; Oxford.
- VOLKMAN, J. K. (1986): A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. – *Organic Geochemistry*, **9**: 83-99; Oxford.
- 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; Amsterdam (Elsevier).
- VOLKMAN, J. K., KEARNEY, P. & JEFFREY, S. W. (1990): A new source of 4-methyl sterols and 5 α (h)-stanols in sediments: Prymnesiophyte microalgae of the genus *Pavlova*. – *Organic Geochemistry*, **15**: 489-497; Oxford.
- VONHOF, H. B., SMIT, J., BRINKHUIS, H., MOUTANARI, A. & NEDERBRAGT, A. J. (2000): Global cooling accelerated by early-late Eocene impacts? – *Geology*, **28**: 687-690; Boulder.
- VORONINA, A. A. & POPOV, S. V. (1985): Main features of the evolution of the Eastern Paratethys in the Oligocene and lower Miocene. – *Ann. Univ. Sci. Budapest, sect. Geol.*, **25**: 87-95; Budapest.
- VOSS, M. & STRUCK, U. (1997): Stable nitrogen and carbon isotopes as indicator of eutrophication of the Oder river (Baltic Sea). – *Marine Chemistry*, **59**: 35-49; Amsterdam.
- WAGNER, L. R. (1980): *Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgas-träger der oberösterreichischen Molasse*. Teil I: Sandsteine des Obereozäns. – *Erdöl-Erdgas Zeitschrift*, **96**: 338-346; Hamburg.
- WAGNER, L. R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. – *EAGE Special Publication*, **5**: 217-235; London.
- WAGNER, L. R. (1998): Tectonostratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFÀBREGAS, C. & LUTER-BACHER, H. P. (Hrsg.): *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. – *Geological Society Special Publications*, **134**: 339-369; London.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. (1986): Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – *Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik*. – *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **102** (1): 12-19; Hamburg.
- WAGNER, L. & WESSELY, G. (1997): Exploration

- opportunities. – In: FEDERAL MINISTRY FOR ECONOMIC AFFAIRS & GEOLOGICAL SURVEY OF AUSTRIA (Hrsg.): Hydrocarbon potential and exploration opportunities in Austria: 19-33; Krems (Malek).
- WEHNER, H. & KUCKELKORN, K. (1995): Zur Herkunft der Erdöle im nördlichen Alpen-/Karpatenvorland. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **111** (12): 508-514; Hamburg.
- WESSELY, G. (1987): Mesozoic and Tertiary evolution of the Alpine-Carpathian foreland in eastern Austria. – Tectonophysics, **137**: 45-59; Amsterdam.
- WILKIN, R. T. (1995): Size distribution in sediments, synthesis, and formation mechanism of framboidal pyrite. – PhD Dissertation. The Pennsylvania State University [unpub.].
- WILKIN, R. T., BARNES, H. L. & BRANTLEY, S. L. (1996): The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **60**: 3897-3912; Oxford.
- WILLIAMS, L. B., FERELL, R. E., HUTCHEON, I., BAKEL, A. J., WALSH, M. M. & KROUSE, H. R. (1995): Nitrogen isotope geochemistry of organic matter and minerals during diagenesis and hydrocarbon migration. – Geochimica et Cosmochimica Acta, **59**: 765-779; Oxford.
- WOLFE, J. A. (1978): A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere. – American Scientist, **66**: 694-703; Washington D. C.
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model. – Tectonophysics, **137**: 389-420; Amsterdam.
- ZIEGLER, P. A. & ROURE, F. (1999): Petroleum systems of Alpine-Mediterranean foldbelts and basins. – In: DURAND, B., LOIVET L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Hrsg.): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., **156**: 517-540; Oxford (Alden Press).

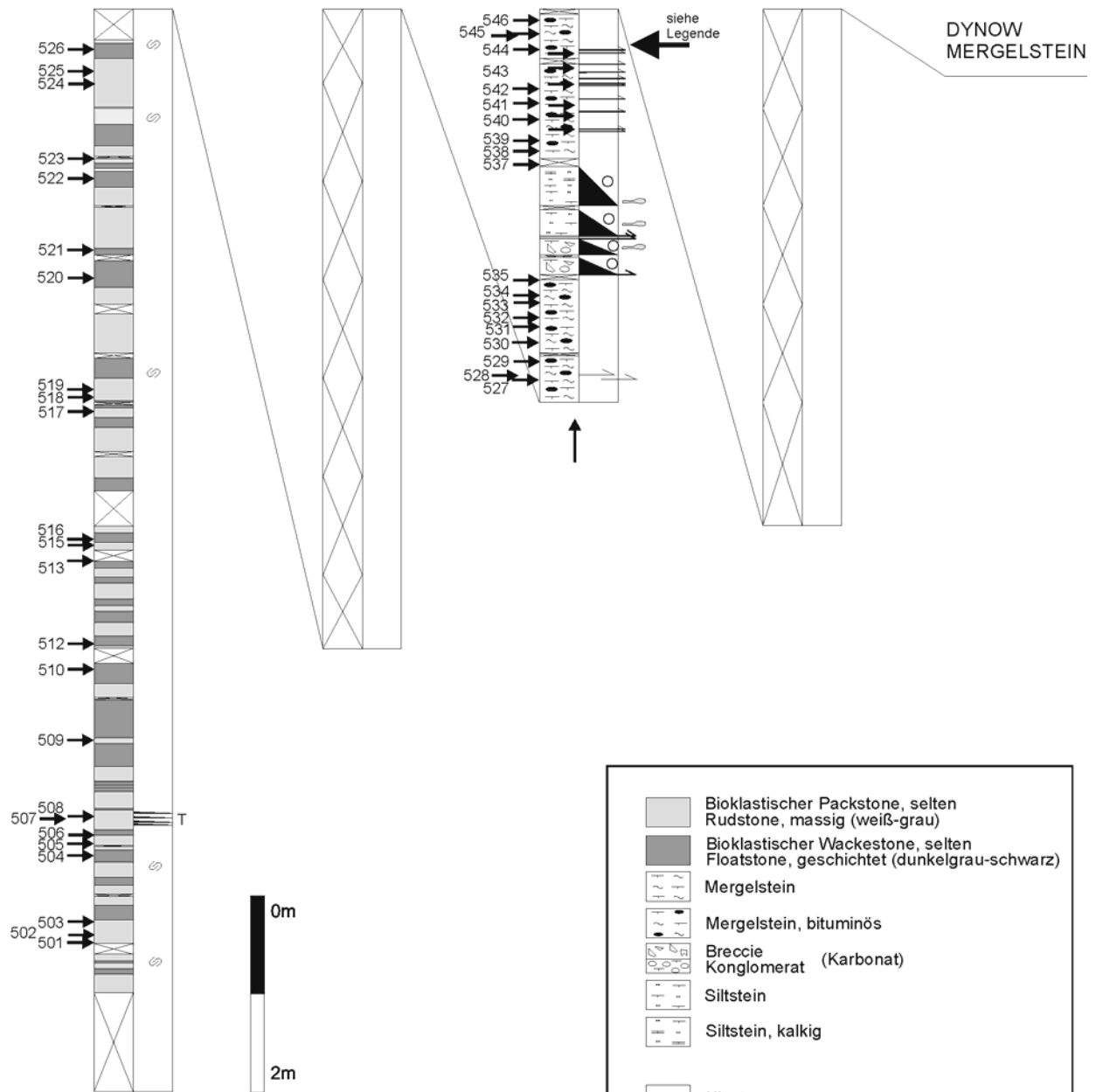
Anhang

1 – 13

Untersuchungsproben der Schöneck-Formation -Bohrung Oberschauersberg 1-

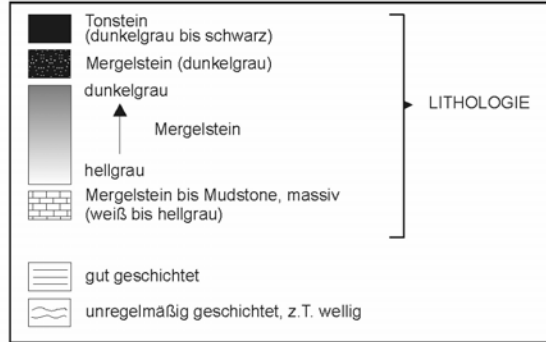
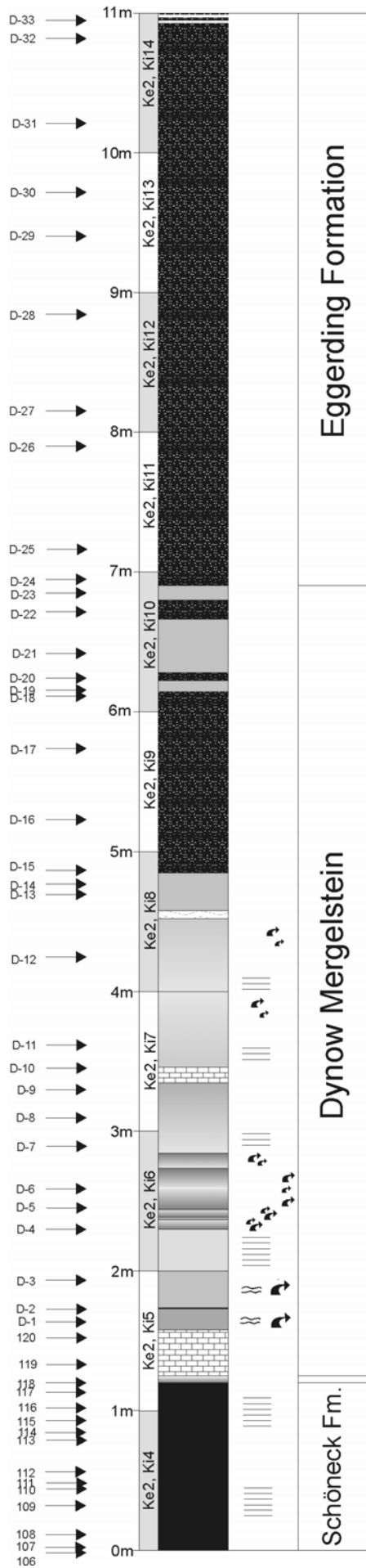


Untersuchungsproben der Schöneck-Formation -Bohrung Oberhofen 1-



- | | |
|--|--|
| | Bioklastischer Packstone, selten Rudstone, massig (weiß-grau) |
| | Bioklastischer Wackestone, selten Floatstone, geschichtet (dunkelgrau-schwarz) |
| | Mergelstein |
| | Mergelstein, bituminös |
| | Breccie Konglomerat (Karbonat) |
| | Siltstein |
| | Siltstein, kalkig |
| | Klasten |
| | Rutschungen, "contorted bedding" |
| | Störung |
| | Kein Kernmaterial |
| | Olistolith |
| | Pfeil: Erstes Auftreten von helleren Mergelsteinen wie in Einheit "c" der Bhrg. Fi1, Ra2 und Osch1 |

Untersuchungsproben des Dynow Mergelsteins
und der Basis der Eggerding-Formation
-Bohrung Oberschauersberg 1-



Analytik

Dünnschliffmikroskopische Untersuchungen wurden an einem Zeiss Universal MP1k durchgeführt. Eine digitale Bildverarbeitung erfolgte an einem Polarisationsmikroskop "Olympus BX60" mit "Olympus UPlan FI", an das eine digitale Farbkamera "ColorView 12" der Fa. SIS gekoppelt war. Die Auswertung erfolgte über die Bildanalytiksoftware "AnalySIS 3.1 Pro".

Auflichtmikroskopische Untersuchungen an polierten Anschliffen im weißen Auflicht und unter UV-Bestrahlung erfolgten an einem ZEISS Axioskop. Messungen der Vitrit-Reflexion (R_r , %) wurden an einem Leica MPV-SP (Epiplan 50/0,2 Oel-Objektiv) und gekoppeltem Mikroskopphotometer Zeiss Universal MP1k durchgeführt im Inst. f. Geowissenschaften (Leoben) durchgeführt. Als Referenzsubstanz diente ein Yttrium-Aluminium-Granat ($R_r = 0,899\%$).

Die raster-elektronenmikroskopischen Untersuchungen an ausgewählten goldbedampften Proben wurden mit einem LEITZ ESI SUPER IIIa (Baujahr 1972) durchgeführt. Die digitale Bilderstellung wurde mit einem POINT ELECTRONIC-System bewerkstelligt. Elementaranalysen wurden mit einem WinEDS-System der Fa. Getac durchgeführt (beide 1997).

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an Pulver- und Texturpräparaten erfolgten an einem Diffraktometer der Fa. Philips (Steuerung PW 1710, Goniometer PW 1820, Röntgenröhre Cu-Long Fine Focus PW 2273/20) unter folgenden Meßparametern: automatische Divergenz-Blende, Schrittgröße 0,020 °2 θ , Zeit pro Schritt 1,0 sec, Empfangsspalt 0,1mm und kontinuierlicher Scanmodus. Für die Herstellung von Texturpräparaten zur Tonmineralanalytik wurde das aufgemahlene Probenmaterial mit 3-10%igem H₂O₂ dispergiert, das überschüssige H₂O₂ mit einer Zentrifuge beseitigt und erneut mit 0,01N Ammoniaklösung dispergiert. Die Abtrennung der Fraktion < 2 μ m erfolgte mittels einer programmierbaren Zentrifuge. Die < 2 μ m Suspension anschließend über einen Membranfilter filtriert, der Filter auf einen Objektträger aufgebracht. Die Messung erfolgte im luftgetrockneten und glykolisierten Zustand (zur Bestimmung des Anteils an quellfähigen Tonmineralien).

An ausgewählten, analysenfein gemahlten Proben der Bohrung Oberschauersberg1 wurden Haupt- und Spurenelemente mittels eines Philips PW-1480 Sequenz-Röntgenfluoreszenz-Spektrometers (Meßprogramm SOIL) an gepreßten Tabletten (5 g + 1 gr Zellulosepulver) dankenswerterweise von Prof. Dr. S. Hoernes am Mineralogisch-Petrologischen Institut und Museum der Universität Bonn durchgeführt.

Die Kohlenstoff- und Schwefelbestimmung erfolgte mittels eines Leco CS-225 (Gase: Druckluft, Sauerstoff 99,5 % rein). Als Standards wurden Leco-Eisenspäne (3,32 % C, 0,063 % S) und Leco-Stahlringproben (0,358 % C, 0,0178 % S) eingesetzt. Für die Bestimmung des organischen Kohlenstoffes wurde die Probe vorher mit konz. HCL entkarbonatisiert.

RockEval-pyrolytische Untersuchungen erfolgten an einem Rock-Eval 5 (Delsi Instruments; Gase: Druckluft, Stickstoff, nachgereinigt, Wasserstoff 5.0). Als Standard wurde ein IFP-spezifischer Standard IFP 55000 verwendet ($S_2 = 8,62$ mg KW/g Gestein, TOC = 2,86 %, $T_{max} = 419^\circ\text{C}$).

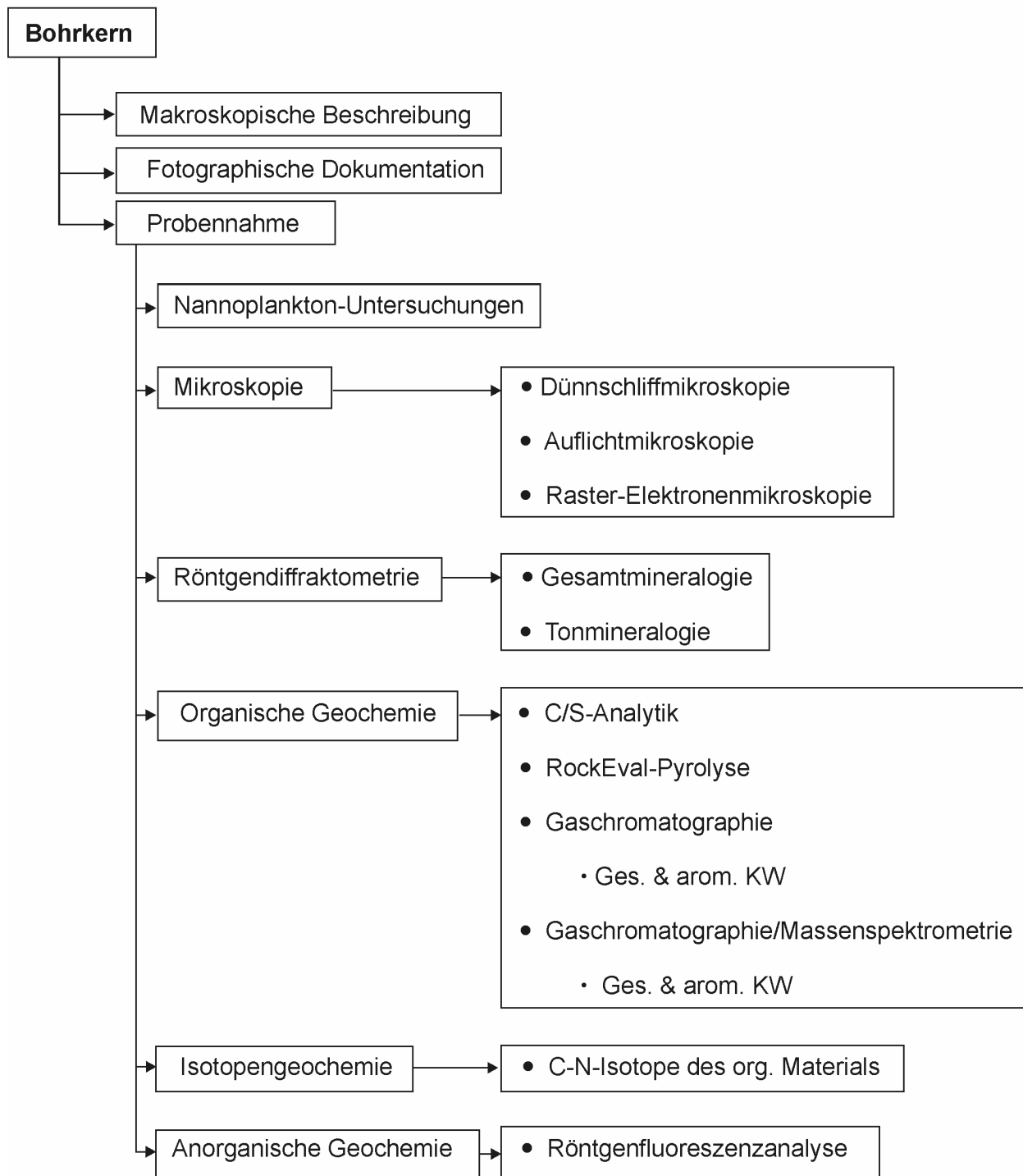
Nach Vorbehandlung mit 16% H₃PO₄ zur Karbonatentfernung konnten analysenfeine Proben der Bhrg. Oschl hinsichtlich $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ und $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ mittels eines CarloErba/Fisons 1108 CHN Analyzers gemessen werden, der an ein Massenspektrometer Finnigan MAT Delta S gekoppelt war. Als Referenzgase wurden reines N₂ und CO₂ verwendet (kalibriert gegen IAEA-Standards N-1 und N-2 sowie Karbonat NBS-18, NBS-19, NBS-20). Die Ergebnisse werden dargestellt als: $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ oder $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}} = (R_{\text{Probe}} / R_{\text{Standard}} - 1) * 1000$ [‰]. R_{Probe} und R_{Standard} stehen für ¹³C/¹²C- oder ¹⁵N/¹⁴N-Verhältnisse des Probenmaterials und des Referenzgases. Die Standardabweichung der Isotopenuntersuchungen lag bei weniger als 0,02‰. $\delta^{15}\text{N}_{\text{tot}}$ des Gesamtgesteins entspricht der N-isotopischen Signatur des organisch-gebundenen Stickstoffs in organisch-reichen Sedimenten (CALVERT et al. 1996; CAPLAN & BUSTIN 1998). Dies gilt auch für den organisch gebundenen Stickstoff der Oschl-Sedimente aufgrund der sehr guten Korrelation zwischen TOC und N_{tot} ($r^2 = 0,94$). Die Isotopenbestimmungen wurden dankenswerterweise von Dr. M. Voß am Institut für Ostseeforschung Warnemünde (Rostock) durchgeführt. Zusätzliche C- und N-Isotopenbestimmungen am organischen Material des Dynow Mergelsteins wurden durch Dr. U. Struck (München) zur Verfügung gestellt.

Analysenfeines Material der Bhrg. Oschl und Obhl wurde mit destilliertem Dichlormethan für 1 h in einem Dionex ASE 200-Extraktor bei 75°C und 50 bar extrahiert. Nach Abdampfen des Lösungsmittels zu einer 0,5 ml Endlösung in einem Zymark Turbo Vap 500 wurden die Asphaltene in einer *n*-Hexan-Dichloromethan-Lösung (80:1) gefällt und durch Zentrifugation abgetrennt. Das in *n*-Hexan lösliche organische Material wurde in die Fraktionen der gesättigten Kohlenwasserstoffe, aromatischen Kohlenwasserstoffe und NSO-Komponenten mittels MPLC aufgetrennt (Köhnen-Willsch MPLY-Instrument; RADKE et al. 1980b).

Ein Gaschromatograph mit einer 25 m langen DB-1 Fused-Silica-Kapillarsäule (Innendurchmesser 0,25 mm) mit einem gekoppelten Finnigan MAT GCQ Ion Trap-Massenspektrometer diente der Untersuchung der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe. Die Ofentemperatur wurde von 70 to 300°C mit einer Rate von 4°C/min aufgeheizt, die Endtemperatur von 300°C isotherm 15 min gehalten. Helium diente als Trägergas. Das Massenspektrometer arbeitete im EI-Modus mit einem Scanbereich von 50 bis 650 Daltons (0,7 sek der gesamten Scanzeit). Die Daten wurden mit einem Finnigan-spezifischen Datensystem aufgezeichnet. Die Identifikation einzelner Komponenten wurde über ihre jeweiligen Retentionszeiten im Totalionenstrom-Chromatogram und mittels Vergleich publizierter Massenspektren gewährleistet. Relative Anteile sowie Absolutkonzentrationen einzelner Substanzen in den Gaschromatogrammen der gesättigten und aromatischen Kohlenwasserstoffe wurden über Peakflächenvergleich mit denen interner Standards errechnet und auf die jeweiligen Corg-Gehalte normalisiert.

Letztgenannte organisch-geochemische Untersuchungen wurden dankenswerterweise von PD Dr. A. Bechtel in der Abteilung für Prospektion und Angewandte Sedimentologie im Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben (Österreich) durchgeführt.

Analytik



BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, RBA-Analytik, Kohlenstoff- und RockEval-Daten sowie C-N-Isotope des organischen Materials - Teil I

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Corg (%)	Canorg (%)	Gesamt (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg	Delta 13C [‰]	Delta 15N [‰]
1	Osch1	3	11	34-38				X	0,39	5,14	5,53	1,02	0,01	0,56	423	143	-25,52	0,8
2	Osch1	3	11	38-42		X												
3	Osch1	3	11	63-67				X	0,74	7,20	7,94	1,05	0,06	2,24	419	302	-26,18	0,83
4	Osch1	3	11	79-83	X	X	X	X	2,45	0,03	2,48	2,60	0,20	5,93	392	242	-26,02	-0,13
5	Osch1	3	12	3,5-6					1,89	1,43	3,32	2,32	0,12	7,02	414	371	-26,03	1,64
6	Osch1	3	12	10-15				X	2,00	1,78	3,78	2,08	0,12	7,98	417	399	-26,36	2,11
7	Osch1	3	12	24,5-27					2,67	3,27	5,94	2,07	0,28	12,66	410	474	-25,86	0,92
8	Osch1	3	12	34-37	X				1,83	1,41	3,24	2,23	0,11	7,74	419	422	-25,63	1,32
9	Osch1	3	12	42-44,5														
10	Osch1	3	12	53,5-57				X	2,05	0,21	2,26	2,21	0,18	7,74	410	377	-25,85	0,97
11	Osch1	3	12	61-65	X	X	X		1,79	3,30	5,09	2,77	0,16	7,06	414	394	-23,21	0,79
12	Osch1	3	12	70-75				X	1,51	7,20	8,71	1,18	0,13	6,36	416	421	-26,22	1,26
13	Osch1	3	12	94,5-97					1,38	1,63	3,01	3	0,07	5,30	420	384	-25,82	1,54
14	Osch1	3	13	6,5-9,5					1,54	1,76	3,3	2,37	0,10	6,56	417	425		
15	Osch1	3	13	16-18					2,11	0,95	3,06	2,55	0,13	8,44	420	400	-25,48	1,9
16	Osch1	3	13	22,5-25														
17	Osch1	3	13	36-39					2,19	2,14	4,33	2,37	0,13	9,56	413	436		
18	Osch1	3	13	41-43,5				X	2,07									
19	Osch1	3	13	48-50,5					2,56	3,20	5,76	2,03	0,21	12,44	410	485		
20	Osch1	3	13	61-64	X				1,23	2,34	3,57	3,02	0,06	4,49	422	365	-25,89	1,97
21	Osch1	3	13	70-73														
22	Osch1	3	13	79-82				X	2,53	2,11	4,64	2,62	0,16	10,82	419	427	-25,54	2,64
23	Osch1	3	13	94-97,5					2,24	1,94	4,18	2,51	0,13	10,40	419	464		
24	Osch1	3	14	3-5					2,79	4,43	7,22	2,44	0,32	12,88	405	461		
25	Osch1	3	14	13-16														

BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, RBA-Analytik, Kohlenstoff- und RockEval-Daten sowie C-N-Isotope des organischen Materials - Teil II

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Corg (%)	Canorg (%)	Gesamt (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg	Delta 13C [‰]	Delta 15N [‰]
26	Osch1	3	14	24-26,5				X	1,77	1,66	3,43	2,64	0,08	6,82	421	385		
27	Osch1	3	14	32,5-34,5					1,61	2,27	3,88	2,4	0,08	6,64	415	412	-25,58	1,89
28	Osch1	3	14	36-38		X	X											
29	Osch1	3	14	41-43		X	X		1,65	1,73	3,38	3,16	0,15	5,81	414	352	-25,56	2,3
30	Osch1	3	14	46-48,5														
31	Osch1	3	14	55-58				X	2,80	1,11	3,91	3,05	0,17	11,47	409	409	-25,60	1,89
32	Osch1	3	14	64-69				X	3,25	3,62	6,87	1,96	0,25	14,80	415	455	-26,34	1,12
33	Osch1	3	14	73-75,5		X			1,71	4,92	6,63	1,84	0,13	6,90	416	403	-25,97	1,27
34	Osch1	3	14	84-86				X	0,68	9,22	9,9	0,91	0,04	2,22	419	326	-26,14	0,6
35	Osch1	3	14	92-96				X										
36	Osch1	3	14	96-100				X	1,69	4,67	6,36	1,93	0,11	8,00	418	473		0,95
37	Osch1	3	15	2,5-5,5				X	2,37	3,11	5,48	3,2	0,18	11,32	416	477	-26,08	1,61
38	Osch1	3	15	13-16				X										
39	Osch1	3	15	24-27					3,39	5,57	8,96	2,52	0,37	17,76	410	523	-26,42	0,68
40	Osch1	3	15	31-33					3,00	3,69	6,69	1,96	0,28	14,66	413	488		1,46
41	Osch1	3	15	41-45														
42	Osch1	3	15	50-54		42												
43	Osch1	3	15	64-66					2,93	3,14	6,07	2,91	0,24	14,22	415	485	-26,32	1,02
44	Osch1	3	15	74-78,5				X	2,95	4,70	7,65	2,48	0,28	14,78	411	501		
45	Osch1	3	15	81,5-86				nur 45										
46	Osch1	3	15	95-100				X	2,23	7,22	9,45	1,79	0,24	11,06	411	495	-26,89	1,14
47	Osch1	3	16	14-16				X										
48	Osch1	3	16	21-24		X	X		0,87	7,85	8,72	1,88	0,08	3,06	402	351	-26,29	0,67
49	Osch1	3	16	28-30	X			X										
50	Osch1	3	16	40-45				X	2,56	5,50	8,06	2,16	0,21	12,00	408	468	-26,14	1,68

**BOHRUNG OBERHOFEN 1 - Schöneck Formation:
Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil I**

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	Corg (%)	Canorg (%)	Ggesamt (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
501	Obhf1	15	1	21-24			11,4	0,42	11,0	0,36	0,20	0,24	429	57
502	Obhf1	15	1	43-45			10,7	0,90	9,80	1,62	0,40	2,46	436	273
503	Obhf1	15	1	69-71			11,6	0,24	11,4	0,34	0,26	0,40	435	167
504	Obhf1	15	3	09. Nov		X	11,6	0,21	11,4	0,26	0,21	0,36	437	171
505	Obhf1	15	3	28-30		X	11,5	0,69	10,8	0,68	0,35	2,16	438	313
506	Obhf1	15	3	49-51			11,7	0,29	11,4	0,27	0,22	0,56	440	193
507	Obhf1	15	3	79-81	X		10,9	1,20	9,70	0,79	1,01	4,62	443	385
508	Obhf1	15	3	92-94	X		11,6	0,28	11,3	0,17	0,18	0,50	442	179
509	Obhf1	15	5	19-21		X	11,4	0,16	11,2	0,30	0,09	0,24	436	150
510	Obhf1	15	5	44-46		X	11,0	0,12	10,9	0,35	0,05	0,10	422	83
511	Obhf1	15	7	09. Nov			10,9	0,10	10,8	0,19	0,03	0,10	427	100
512	Obhf1	15	7	44-46		X	9,94	0,20	9,74	0,68	0,09	0,12	429	60
513	Obhf1	15	9	19-21		X	11,4	0,23	11,2	0,17	0,13	0,34	439	148
514	Obhf1	15	9	39-41		X	10,8	0,51	10,3	0,53	0,34	1,14	441	224
515	Obhf1	15	9	48-50		X	10,8	0,36	10,4	0,31	0,24	0,80	441	222
516	Obhf1	15	9	67-69			10,3	0,78	9,52	0,67	0,60	2,28	440	292
517	Obhf1	14	2	28-30			11,3	0,24	11,1	0,24	0,15	0,36	442	150
518	Obhf1	14	2	63-65			10,6	0,97	9,63	0,72	0,76	3,18	445	328
519	Obhf1	14	2	79-81			10,4	0,25	10,2	0,13	0,14	0,46	440	184
520	Obhf1	14	5	09. Nov	X		11,4	0,18	11,2	0,14	0,08	0,20	436	111
521	Obhf1	14	5	69-71	X		10,8	0,53	10,3	0,54	0,34	1,25	441	236
522	Obhf1	14	7	19-21			11,5	0,19	11,3	0,17	0,10	0,26	440	137
523	Obhf1	14	7	59-61			10,8	0,96	9,84	0,70	0,58	3,07	441	320

**BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Schöneck Formation:
Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil II**

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	Corg (%)	Canorg (%)	Ggesamt (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
524	Obhf1	14	9	13-15		X	11,3	0,18	11,1	0,20	0,10	0,22	437	122
525	Obhf1	14	9	39-41		X	10,9	0,23	10,7	0,24	0,14	0,36	441	157
526	Obhf1	14	9	84-86			11,4	0,16	11,2	0,16	0,08	0,20	439	125
527	Obhf1	13	1	32-35	X		8,63	0,75	7,88	0,94	0,38	1,58	439	211
528	Obhf1	13	1	49-51			8,69	0,86	7,83	0,97	0,45	2,07	443	241
529	Obhf1	13	1	81-84			8,29	0,85	7,44	1,23	0,47	2,01	438	236
530	Obhf1	13	2	5-11		X	7,53	0,50	7,03	0,97	0,21	0,84	441	168
531	Obhf1	13	2	45-47	X		7,56	0,59	6,97	1,55	0,29	1,06	441	180
532	Obhf1	13	2	69-71			7,53	0,46	7,07	0,77	0,17	0,68	441	148
533	Obhf1	13	2	94-97			8,64	0,90	7,74	1,06	0,50	2,12	439	236
534	Obhf1	13	3	9-12		X	8,41	0,75	7,66	0,90	0,41	1,76	442	235
535	Obhf1	13	3	44-46			6,68	0,74	5,94	1,29	0,44	1,76	436	238
536	Obhf1	13	4	66-69		X								
537	Obhf1	13	5	88-90			9,91	1,89	8,02	0,82	1,31	7,56	434	400
538	Obhf1	13	6	9-10			10,3	2,37	7,93	1,15	1,75	11,24	436	474
539	Obhf1	13	6	38-40		X	9,76	1,55	8,21	0,91	1,18	5,78	438	373
540	Obhf1	13	6	78-80	X		10,7	1,58	9,12	0,57	1,15	4,84	440	396
541	Obhf1	13	7	10-12			10,1	1,63	8,47	0,58	1,41	6,20	437	380
542	Obhf1	13	7	39-41			9,78	1,43	8,35	0,94	1,32	5,09	433	356
543	Obhf1	13	8	28-30		X	10,9	1,41	9,49	1,65	1,13	5,26	432	373
544	Obhf1	13	8	45-47	X		9,73	2,50	7,23	3,26	1,99	10,46	439	418
545	Obhf1	13	8	61-63			8,71	1,84	6,87	1,34	1,51	6,82	443	371
546	Obhf1	13	8	82-85			9,98	1,87	8,11	1,22	1,88	7,20	440	385

BOHRUNG FISCHLHAM 1 - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil I

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Cges (%)	Corg (%)	Canorg (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
301	Fl1	1	4	23,5-27		X										
302	Fl1	1	9	12,5	X	X	X		5,61	1,22	4,39	2,19	0,2	4,92	420	403
303	Fl1	1	7	34,5-38	X	X			9,4	2,15	7,25	1,18	0,45	11,22	426	521
304	Fl1	1	15	83-86,5	X	X	X		13,4	6,34	7,06	1,79	3,21	40,04	426	631
305	Fl1	1	16	67-70,5		X										
306	Fl1	1	4	53-59		X										
307	Fl1	1	6	0,4	X	X										
308	Fl1	1	10	0,2		X	X									
309	Fl1	1	10	53,5-56		X										
310	Fl1	1	10	86-90,5		X										
311	Fl1	1	12	7-10	X	X										
312	Fl1	1	12	66-70	X	X	X									
313	Fl1	1	14	19-21	X	X	X									
314	Fl1	1	4	65-70				X	8,1	0,44	7,66	1,14	0,06	102	424	231
315	Fl1	1	4	88-90					7,45	1,23	6,22	1,51	0,34	6,08	419	404
316	Fl1	1	5	0-3				X								
317	Fl1	1	5	39-45				X								
318	Fl1	1	5	50-52,5					5,9	1,36	4,54	2,09	0,23	6,74	419	495
319	Fl1	1	5	75-78,5					5,14	1,06	4,08	2,08	0,14	4,04	427	381
320	Fl1	1	5	83-86				X								
321	Fl1	1	5	89-92					7,38	1,84	5,54	1,61	0,35	9,12	414	495
322	Fl1	1	6	8-9				X								
323	Fl1	1	6	9-15				X								
324	Fl1	1	6	17,5-20					6,24	2,45	3,79	2,5	0,42	11,9	426	485
325	Fl1	1	6	40-42,5					8,41	1,99	6,42	1,54	0,42	10,36	415	520

BOHRUNG FISCHLHAM - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil II

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Cges (%)	Corg (%)	Canorg (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
326	Fl1	1	6	57-60					7,25	2,13	5,12	2,11	0,37	10,72	427	503
327	Fl1	1	6	72-76					5,25	1,6	3,65	2,55	0,22	6,76	424	422
328	Fl1	1	6	88-90					6,33	3,6	2,73	2,57	0,62	18,3	416	508
329	Fl1	1	7	15-18					9,11	2,29	6,82	1,23	0,73	11,62	416	507
330	Fl1	1	7	23-25				X								
331	Fl1	1	7	53-55					7,26	2,48	4,78	2	0,53	12,09	406	487
332	Fl1	1	7	65-67					5,99	2,62	3,37	2,87	0,45	12,96	424	494
333	Fl1	1	7	67-73				X								
334	Fl1	1	7	85-89					7,98	2,71	5,27	2,06	0,49	13,58	427	501
335	Fl1	1	8	0-3				X	9,75	2,82	6,93	2	0,68	16,46	418	583
336	Fl1	1	8	9-10,5					5,83	2,51	3,32	2,35	0,39	12,36	416	492
337	Fl1	1	8	23-27					8,89	2,58	6,31	1,48	0,53	12,76	422	494
338	Fl1	1	8	31,5-34					7	2,33	4,67	2,09	0,43	10,72	411	460
339	Fl1	1	8	39-45				X								
340	Fl1	1	8	57-60					4,86	2,08	2,78	2,5	0,29	9,82	419	472
341	Fl1	1	8	70-74					8,74	2,57	6,17	1,75	0,53	13,76	419	535
342	Fl1	1	8	86-89					5,72	2,96	2,77	2,58	0,45	13,9	415	471
343	Fl1	1	9	4,5-7					4,53	1,97	2,66	2,61	0,3	9,42	419	476
344	Fl1	1	9	28-31				X								
345	Fl1	1	9	33-36	X				8,99	2,83	6,16	1,54	0,52	14,68	417	518
346	Fl1	1	9	46,5-49					6,6	3,06	3,54	2,43	0,5	15,74	414	514
347	Fl1	1	9	60-65				X								
348	Fl1	1	9	66-68					7,58	2,53	5,05	1,54	0,45	12,9	414	509
349	Fl1	1	9	80-82					4,78	2,1	2,68	2,58	0,32	9	411	426
350	Fl1	1	10	8-10					6,64	2,09	4,55	1,89	0,33	10,06	419	481

BOHRUNG FISCHLHAM 1 - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil III

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Cges (%)	Corg (%)	Canorg (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
351	F1	1	10	26,5-28,5					9,22	2,42	6,8	1,11	0,46	11,38	414	470
352	F1	1	10	28,5-30,5					5,49	4,18	1,31	3,68	0,62	19,4	416	464
353	F1	1	10	40,5-43					7,46	1,87	5,59	2,34	0,9	10,04	414	536
354	F1	1	10	65-67	X				5,71	3,4	2,31	3,03	0,74	14,94	425	439
355	F1	1	10	79-80,5												
356	F1	1	11	0-9				X								
357	F1	1	11	12-15					9,09	2,42	6,67	1,98	0,5	12,76	416	527
358	F1	1	11	23-25,5					5,4	3,14	2,26	2,47	0,46	16,62	421	529
359	F1	1	11	49-52	X				9,21	2,63	6,58	1,92	0,59	14,5	415	551
360	F1	1	11	60-63				X	7,54	2,15	5,39	2,26	0,42	10,53	427	489
361	F1	1	11	87-88,5					9,61	2,69	6,92	1,6	0,57	13,66	418	507
362	F1	1	12	4,5-7					8,94	2,46	6,48	1,77	0,57	13	419	528
363	F1	1	12	21-23					9,18	2,51	6,67	1,93	0,57	14,02	415	558
364	F1	1	12	34,5-36					9,19	2,2	6,99	1,59	0,49	11,28	416	512
365	F1	1	12	57-59					9,65	2,69	6,96	2,05	0,71	14,96	426	556
366	F1	1	12	81-88				X								
367	F1	1	12	89-91					8,12	2,15	5,97	2,42	0,49	10,9	422	506
368	F1	1	13	8,5-11					8,53	2,2	6,33	1,98	0,49	11,92	414	541
369	F1	1	13	30-32					7,48	3,03	4,45	2,55	0,58	15,28	418	504
370	F1	1	13	32-34				X								
371	F1	1	13	50-52					9,46	2,47	6,99	3,2	0,62	13,54	418	548
372	F1	1	13	70-72	X				7,69	2,07	5,62	2,31	0,47	11,02	416	532
373	F1	1	13	72-78				X								
374	F1	1	13	95-97					6,01	3,06	2,95	3,15	0,6	13,88	420	453
375	F1	1	14	5,5-7					7,06	3,34	3,72	3,5	0,86	17,82	419	533

BOHRUNG FISCHLHAM 1 - Schöneck-Formation:
 Probenherkunft, Mikroskopie, Kohlenstoff- und RockEval-Daten - Teil IV

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Anschliff	Dünnschliff	REM	RBA	Cges (%)	Corg (%)	Canorg (%)	S (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
376	F1	1	14	21-23					8,25	3,4	4,85	4,47	1	20,12	418	591
377	F1	1	14	33,5-35					5,62	3,73	1,89	3,74	0,95	18,68	419	500
378	F1	1	14	46-48	X											
379	F1	1	14	51-56				X								
380	F1	1	14	58-60					6,15	6,34	0,81	4,55	1,73	29,72	423	556
381	F1	1	14	80-82					6,34	5,73	0,61	3,71	1,92	30,22	425	527
382	F1	1	15	26-30				X								
383	F1	1	15	33,5-35					8,9	8,57	0,33	3,2	2,47	43,36	431	505
384	F1	1	15	35-36	X											
385	F1	1	15	41-42					8,98	6,77	2,21	2,88	1,97	38,98	428	575
386	F1	1	15	52,5-55,5					12	5,25	6,75	1,95	2,48	30,88	422	588
387	F1	1	15	67-68					12	10,4	1,6	4	2,33	50,42	425	484
388	F1	1	15	79,5-82,5					12,7	5,04	7,66	1,75	3,17	32,2	437	638
389	F1	1	15	91-93				X								
390	F1	1	15	93-95					6,01	5,77	0,24	2,08	0,78	29,54	430	511
391	F1	1	16	Bruch					5,77	5,17	0,6	1,14	0,82	29,32	423	567
392	F1	1	16	58,5-60					9,85	1,79	8,06	0,97	0,3	10,48	429	585

Organisch-geochemische Daten und Biomarker der Schöneck Formation in den Bohrungen Oberschauersberg 1 und Oberhofen 1

Proben-Nr.	Extraktmenge (mg/g Corg)	Gesättigte KW (Gew.-%)	Aromatische KW (Gew.-%)	NSO-Komponenten (Gew.-%)	Asphalten (Gew.-%)	Pristan / Phytan	CPI	4 α -Methylsterane (C ₂₄) (μ g/g Corg)	Sterane / Hopane	di- / tri- MTTC	tri-MTTC (μ g/g Corg)	C ₁₄ -Arylisoprenoid (μ g/g Corg)
------------	-----------------------------	---------------------------	----------------------------	-----------------------------	-----------------------	---------------------	-----	---	---------------------	--------------------	-------------------------------	--

BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1

6	42,78	12	17	61	9	2,45	1,71	33,96	1,39	0,08	17,50	n.d.
18	39,68	11	19	62	8	2,10	1,67	24,32	1,45	0,07	18,06	n.d.
26	29,94	11	20	59	10	1,68	1,46	28,35	1,64	0,18	18,26	n.d.
44	44,84	9	15	70	6	1,28	1,60	38,97	2,05	0,23	21,14	0,53
50	47,10	8	13	73	7	1,35	1,69	35,98	2,13	0,34	25,61	0,64
70	55,22	11	13	69	7	1,34	1,30	50,15	2,13	0,28	24,10	1,69
80	116,20	15	13	64	8	0,76	1,36	128,85	2,86	0,34	26,76	2,31
91	83,21	21	14	60	5	1,31	1,68	146,93	0,29	0,37	31,24	2,19
95	52,17	19	18	55	8	1,49	1,83	159,45	0,34	0,29	26,56	1,87
104	96,98	17	12	53	18	1,28	1,69	121,65	0,32	0,36	39,93	2,82
105	87,13	18	12	53	17	1,18	1,65	130,08	0,37	0,41	32,33	3,23
106	86,01	19	10	65	5	1,21	1,45	171,03	0,53	0,25	29,12	3,08
111	48,86	14	17	56	13	3,60	1,99	82,06	0,50	0,07	13,15	1,55
113	49,92	19	15	60	5	2,94	1,56	65,18	0,91	0,10	16,61	1,44
118	48,50	16	8	69	6	2,75	2,05	55,09	0,74	0,12	14,91	0,54

BOHRUNG OBERHOFEN 1

501	62,94	48	26	13	13	2,13	1,48	n.d.	1,38	n.d.	0,83	n.d.
502	76,88	35	28	27	10	2,27	1,19	n.d.	1,71	n.d.	1,50	n.d.
507	119,28	51	26	12	11	1,68	1,37	n.d.	1,66	n.d.	3,28	n.d.
508	91,64	54	30	5	10	2,34	1,32	n.d.	1,46	n.d.	3,91	n.d.
518	110,05	50	30	13	7	2,27	1,25	n.d.	1,54	n.d.	4,17	n.d.
519	93,04	50	30	12	9	2,67	1,44	119,25	1,86	n.d.	5,65	1,07
529	123,12	31	19	34	16	2,71	1,30	115,92	1,35	n.d.	5,37	0,94
538	144,51	25	20	39	16	2,55	1,13	149,77	1,46	n.d.	8,37	1,15
540	133,50	37	23	27	13	1,96	1,07	210,05	1,55	n.d.	6,29	1,25
545	159,09	40	22	22	15	1,41	1,04	264,37	1,66	n.d.	7,27	1,18

BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Schöneck-Formation:
Anorganisch-geochemische Daten

Probe		6	18	26	44	50	70	80	91	105	106	111	113	118
Na ₂ O	%	0,52	0,54	0,57	0,54	0,58	0,51	0,65	0,71	0,68	0,40	0,79	0,73	0,50
MgO	%	1,58	1,35	1,43	2,27	2,77	1,44	1,62	1,47	1,44	0,83	1,39	1,31	0,94
Al ₂ O ₃	%	18,29	14,63	19,38	13,59	13,35	9,35	16,53	19,12	16,99	6,33	20,69	22,62	9,44
SiO ₂	%	39,40	34,14	40,90	32,69	31,19	25,55	40,85	46,84	41,61	16,46	52,21	51,50	24,67
P ₂ O ₅	%	0,62	0,18	0,11	0,22	0,21	0,17	0,33	0,38	0,36	0,21	0,09	0,11	0,13
K ₂ O	%	2,63	2,15	2,39	1,81	1,61	1,32	2,22	2,38	1,94	0,65	2,43	2,34	1,12
CaO	%	8,41	14,12	8,19	18,12	19,23	27,05	8,38	1,22	3,77	42,12	0,35	0,33	29,74
TiO ₂	%	0,95	0,73	0,87	0,65	0,61	0,44	0,70	0,87	0,66	0,31	0,98	0,96	0,49
MnO	%	0,022	0,020	0,020	0,036	0,039	0,073	0,069	0,035	0,026	0,033	0,006	0,007	0,013
Fe ₂ O ₃	%	4,33	3,83	4,82	4,02	3,81	4,25	6,48	6,41	13,23	2,24	3,62	5,02	2,77
S _{tot}	%	2,08	n.d.	2,64	2,48	2,16	2,97	n.d.	3,91	17,10	1,02	0,58	2,49	1,22
C _{org}	%	2,00	2,07	1,77	2,95	2,56	3,02	4,60	10,10	7,68	3,74	4,32	3,26	2,39
CO ₂	%	1,43	n.d.	6,08	17,22	20,15	22,53	n.d.	0,73	4,47	30,63	0,55	0,81	23,78
V	ppm	104	101	113	170	194	148	148	156	140	57	135	120	69
Cr	ppm	160	138	129	136	204	76	116	156	175	79	171	143	85
Co	ppm	17	15	12	25	26	22	31	37	30	19	23	20	19
Ni	ppm	50	57	48	69	75	63	100	136	139	44	90	99	41
Cu	ppm	43	44	42	61	57	52	76	106	96	46	83	70	45
Zn	ppm	89	79	86	71	85	63	105	123	97	46	127	114	58
As	ppm	14	4	18	24	38	22	23	31	76	34	28	24	22
Rb	ppm	169	139	168	116	108	87	136	145	85	49	161	147	76
Sr	ppm	323	522	343	638	599	811	326	146	123	536	124	129	385
Zr	ppm	381	288	210	147	122	79	144	163	85	55	195	176	88
Ba	ppm	497	403	366	290	251	232	340	366	288	202	397	405	241
Pb	ppm	27	26	30	19	22	18	27	30	25	11	30	36	25
Sn	ppm	13	11	11	8	7	9	14	13	18	8	12	15	4
Th	ppm	12	11	11	12	10	11	9	11	7	8	12	12	11
U	ppm	11	6	7	14	13	15	13	15	6	2	5	8	4
Mo	ppm	6	5	6	25	29	95	104	24	19	4	6	7	1
Se	ppm	11	9	10	14	13	11	12	12	14	11	10	10	11
SUMME	%	82,46	73,95	89,33	96,78	98,46	98,86	82,61	94,34	110,09	105,10	88,17	91,63	97,32

BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Schöneck-Formation:
Zusätzliche Kohlenstoff- und RockEval-Daten für das phosphathaltige Intervall

Proben-Nr.	Bohrung	Kern	Kiste	Intervall	Corg (%)	Canorg (%)	Cges (%)	S1 g/t Gestein	S2 g/t Gestein	Tmax (°C)	HI mg KW/g Corg
P1	Osch1	3	11	70-72	0,68	6,78	7,47	0,08	2,44	420	358
P2	Osch1	3	11	76-78	1,57	2,44	4,01	0,20	7,12	411	453
P3	Osch1	3	11	80-82	2,19	1,74	3,93	0,23	10,16	417	463
P4	Osch1	3	12	18-20	2,56	3,26	5,82	0,26	14,32	413	559
P5	Osch1	3	12	28-30	2,04	1,91	3,95	0,18	8,92	415	437
P6	Osch1	3	12	78-80	1,44	6,38	7,83	0,14	6,44	420	447
P7	Osch1	3	12	84-86	1,37	5,9	7,27	0,12	5,88	421	429
P8	Osch1	3	12	88-90	1,77	1,4	3,17	0,11	7,32	422	413

BOHRUNG OBERSCHAUERSBERG 1 - Dynow Mergelstein:
Organisch-geochemische Daten und Biomarker

Proben-Nr.	Extraktmenge (mg/g C _{org})	Gesättigte KW (Gew.-%)	Aromatische KW (Gew.-%)	NSD-Komponenten (Gew.-%)	Asphaltene (Gew.-%)	CPI
D 1	37,21	19	14	53	14	1,20
D 6	56,40	17	12	51	20	1,17
D 8	36,55	20	14	52	14	1,18
D 17	27,05	17	18	48	18	1,20
D 21	43,00	18	17	48	17	1,19
D 25	36,12	17	20	49	14	1,29
D 31	31,45	18	15	53	14	1,39

Proben-Nr.	CPI	Pri / Phy	Methylsterane (µg/g C _{org})	Sterane (µg/g C _{org})	Hopane (µg/g C _{org})
D 1	1,20	2,01	82,40	731,67	622,43
D 6	1,17	2,02	169,65	973,65	773,15
D 8	1,18	1,90	219,54	1213,72	921,68
D 17	1,20	2,74	59,28	596,54	390,92
D 21	1,19	1,98	193,63	962,90	585,79
D 25	1,29	3,07	155,31	1018,13	519,90
D 31	1,39	3,02	93,49	681,70	369,08

Proben-Nr.	tri-MTTC (µg/g C _{org})	di-MTTC (µg/g C _{org})	di- / tri- MTTC	Arboranderivate (µg/g C _{org})	C ₁₄ -Arylsoprenoid (µg/g C _{org})
D 1	25,63	4,12	0,16	104,56	1,21
D 6	25,82	1,18	0,05	87,98	1,20
D 8	50,48	2,19	0,04	165,24	1,69
D 17	20,88	1,63	0,08	126,65	1,11
D 21	24,82	1,13	0,05	223,39	1,02
D 25	23,59	1,92	0,08	178,76	1,53
D 31	27,43	6,58	0,24	193,33	1,73