

documenta
naturael no. 99

München 1995

Fazielle

und palyno-

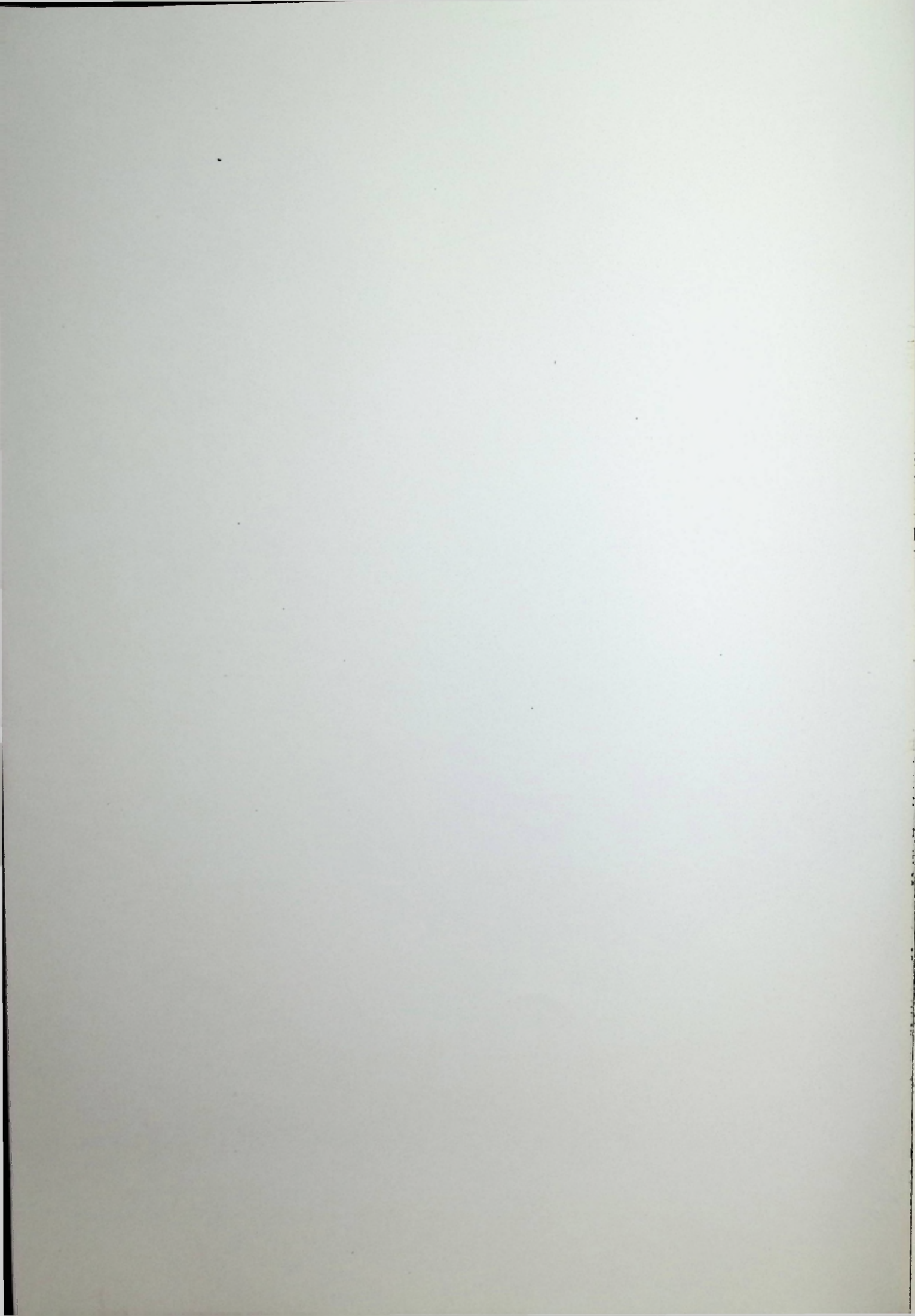
ökologische

Untersuchungen

in den Böhlener Schichten

("Mitteloligozän") der Leipziger

Tieflandsbucht - ein Statusbericht -



DOCUMENTA NATURAE

Nr. 99

1995

ISBN 3-86544-099-1

ISSN 0732-8428

Herausgeber:

Dr. Hans-Joachim Gregor, Palsweiserstr. 5m, D-82140 Olching

Dr. Heinz J. Unger, Nußbaumstraße 13, D-85435 Altenerding

Die Zeitschriftenreihe erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten Geologie, Paläontologie, Botanik, Anthropologie, Domestikationsforschung, Vor- und Frühgeschichte, Stratigraphie, Lagerstättenkunde usw.

Die Sonderbände behandeln unterschiedliche Themen aus den Gebieten Kunst, Kochen, Reiseführer oder alte wissenschaftliche Werke usw.

Die Zeitschriftenreihe ist auch Mitteilungsorgan der Paläobotanisch-Biostratigraphischen Arbeitsgruppe (PBA).

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich, für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

Bestellungen bei Buchhandlungen und den Herausgebern.

Copyright: bei Verlag und Autoren.

Umschlagbild: G.Fechner und H.-J.Gregor

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

1951

1951

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

DOCUMENTA NATURAE 99 S.1-78, 3 Abb., 16 Tab., 15 Taf., München 1995

Fazielle und palynoökologische
Untersuchungen in den Böhlener Schichten
("Mitteloligozän")
der Leipziger Tieflandsbucht
- ein Statusbericht -

von G. G. FECHNER

104 Fazielle und palynologische

Untersuchungen in den Böhmer Schichten

(„Mittelfazies“)

der Leisniger Thierlandschaft

- ein Statobchert -

von G. G. RECHNER

Fazielle und palynoökologische Untersuchungen in den Böhlener Schichten ("Mitteloligozän") der Leipziger Tieflandsbucht - ein Statusbericht

von
Glenn G. Fechner

Kurzfassung:

Die z.Z. noch zugänglichen Großtagebaue südlich von Leipzig bieten einen guten Einblick in die tertiären Schichten des Weißelster-Beckens. Im Mittelpunkt der vorliegenden Untersuchungen standen jedoch nur die überwiegend marinen Sedimente der "mitteloligozänen" Ingression. Obwohl die Ingression allgemein von Norden nach Süden voranschritt, kam es infolge eines komplizierten Zusammenwirkens von tektonischer Absenkung, Subrosion, Küstenversatz, Deltavorbau und möglichen Meeresspiegel-Schwankungen zu lokal recht unterschiedlichen Entwicklungen mit einem engräumigen Nebeneinander von marinen, brackigen und nichtmarinen Ablagerungen.

Mittels palynoökologischer Methoden sollte nun die Verteilung von terrestrischen und marinen Ablagerungen im "Mitteloligozän" des Weißelster-Beckens untersucht werden. Dazu wurden 16 Profile mit zusammen ca. 500 Proben genommen und aufbereitet. Fast alle Proben lieferten Palynomorphen. Aus Zeitgründen erfolgte die Sichtung des Materials vorläufig nur halbquantitativ. Zusammen mit den lithologischen Daten sind die Ergebnisse auf 16 Tabellen dargestellt.

Die Untersuchungen lieferten sehr viele sedimentologische und palynoökologische Informationen, die auf die Anwesenheit von recht unterschiedlichen Faziestypen (Biotopen) hinweisen, (neritische, Prodelta- und Deltaablagerungen sowie Barren, Nehrungen und Lagunen, aber auch Intertidal-, Salzmarsch- und terrestrische Entwicklungen). Aufgrund dieses sehr differenzierten und dynamischen Nebeneinanders ist es z.Z. jedoch noch nicht möglich ein allgemeines Bild vom Verlauf der mitteloligozänen Ingression im Weißelster-Becken zu entwerfen.

Abstract:

The large brown coal opencast minings south of Leipzig permit a deep view into the tertiary of the Weißelster-Basin. The present study was focused on mostly marine deposits of the "Middle Oligocene", a time which is marked by a large marine ingression. The ingression steps generally from north to south, but the marine development is complicated by an interfingering of tectonic subsidence, subrosion, coastal drifting, delta formations, and probably by eustatic sea level fluctuations. The result is a complex pattern of marine, brackish and nonmarine deposits.

In order to understand the marine development in the "Middle Oligocene" of the Weißelster-Basin palyno-ecological investigation were undertaken. Approximately 500 samples from 16 Profiles were processed for palynological studies. Almost all samples yielded palynomorphs. Preliminary only semiquantitative investigations could be conducted. The results of the analyses were combined together with lithological data on 16 tables.

Although the studied profiles yielded much sedimentological and palyno-ecological informations, it is due to the complicated small-scale development that is at the time not yet possible to present a general view of the "Middle Oligocene" ingression of the Weißelster-Basin.

Inhalt:

1.	Einführung:	3	5.6.	Espenhain Nordost	22
1.1.	Probleme und Aufgabenstellung	4	5.7.	Espenhain Osten Mitte ...	23
1.2.	Arbeitsumfang	5	5.8.	Espenhain Südost	23
2.	Lithologische Namen und Begriffe:	7	5.9.	Espenhain Süd	24
3.	Palynologische Präpara- tionsmethoden und Dokumentation:	11	5.10.	Profen	24
3.1.	Aufbereitung A (Standardaufbereitung) ..	12	5.11.	Peres (Nordwand)	26
3.2.	Aufbereitung B (karbonat- freie Sedimente)	12	5.12.	Schleenhain (Nordwand) ..	26
3.3.	Aufbereitung C (nachgeschaltetes Sieb- verfahren)	12	5.13.	Witznitz I	27
3.4.	Aufbereitung D (Braunkohle und kohlige Sedimente) ..	13	5.14.	Witznitz II	27
3.5.	Aufbereitung E (säure- freies Siebverfahren) ...	13	5.15.	Bockwitz (Nordteil)	27
3.6.	Kombinationen von verschie- denen Aufbereitungen	14	5.16.	Merseburg Ost Südost	28
3.7.	Vorbereitung für die Rasterelektronenmikroskopie	14	5.17.	Die marine Sedimentation im Weißelster-Becken	28
3.8.	Präparate und Dokumentation	14	6.	Umgelagerte Palynomorphen:	30
4.	Palynologie und Fazies - aktualistische Ansätze: .	15	6.1.	Der Befund in den Profilen nach stratigraphischen Aspekten	30
4.1.	Pollen und Sporen	15	6.2.	Fazielle Deutung der Umlagerungen	30
4.2.	Phytoplankton- Vergesellschaftungen	16	7.	Ausgewählte paläobotanisch- fazielle Fragen:	32
4.3.	Fazielle Einschätzung der Weißelster-Becken-Phyto- plankton-Vergesellschaft- ungen	18	7.1.	Zum Problem der Palmen ..	32
5.	Der Übergang terrestrische/ marine Sedimentation: ...	18	7.2.	Zum Problem der Mangroven- vegetation	33
5.1.	Zwenkau-26	20	7.3.	Der "Stengelhorizont" ...	34
5.2.	Zwenkau Nord	20	8.	Die konkretionären Bildungen:	34
5.3.	Zwenkau Nordost	20	8.1.	Die Phosphorite und der Phosphorithorizont	35
5.4.	Zwenkau Süd	21	8.2.	Die Quarzite	38
5.5.	Cospuden (Ostwand)	21	8.3.	Der sideritische Sandstein	39
			8.4.	Die Kalk-Konkretionen ("Septarien")	40
			8.5.	Zur faziellen Deutung der Konkretionen	40
			9.	Schlußbemerkungen:	41
			10.	Dank:	43
			11.	Literatur:	43
				Phototafeln 1-15	49
				Tabellen 1-16	

1. Einführung:

Aufgrund veränderter ökonomischer und ökologischer Rahmenbedingungen in den Jahren nach 1990 war die weitere Braunkohlenförderung in den Großtagebauen des Weißelster-Beckens unklar. Sicher war lediglich, daß viele Betriebe ihre Förderung einstellen werden und dann die Tagebauflächen der Rekultivierung zugeführt würden. Damit war abzusehen, daß die großartigen Aufschlüsse des Tertiärs und später auch die hangenden quartären Schichten durch Grundwasseranstieg und Planierung sowie Rekultivierungsmaßnahmen in wenigen Jahren für immer verloren gehen werden. Um die noch zugänglichen Aufschlüsse wissenschaftlich untersuchen zu können, stand also nur noch sehr wenig Zeit zur Verfügung. Erschwerend kam hinzu, daß solche Untersuchungen keinen kurzfristigen ökonomischen Nutzen versprechen und so nur mit einer geringen finanziellen sowie personellen Unterstützung zu rechnen war.

Obwohl das Weißelster-Becken, speziell das Gebiet direkt südlich von Leipzig, als eine der klassischen Regionen für die Erforschung des marinen Oligozäns in Deutschland gelten kann, wo CREDNER mit zahlreichen Publikationen (1875, 1876a+b, 1878, 1881, 1886 und 1895) Pionierarbeit geleistet hatte, wurden in den Jahren nach 1945, in Hinblick auf die großartigen Aufschlüsse und im Vergleich mit z.B. dem Tertiär des Mainzer Beckens, nur noch relativ wenige Ergebnisse publiziert. Abgesehen von einigen paläontologisch oder faziell ausgerichteten Arbeiten galten in den letzten Jahrzehnten fast alle Untersuchungen in der Region dem ökonomischen Träger des Bergbaus, d.h. der Braunkohle (z.B. Verbreitung, Mächtigkeit, Verwendungsmöglichkeit) sowie flankierenden bergbautechnischen Maßnahmen (z.B. Standsicherheit,

Wasserhaltung, usw.). Da es im Weißelster-Becken aufgrund der überwiegend kleinräumigen Faziesentwicklungen kaum ökonomische verwertbare mineralische Braunkohlenbegleitrohstoffe (z.B. Tone, Kiese) gab, wurden diese Sedimente nur in bergbautechnischer Hinsicht beachtet und ansonsten auf Halde gekippt. Für das geologische Verständnis der Entwicklung im Weißelster-Becken, wären aber gerade diese Sedimente von Interesse gewesen. Eine eingehende Untersuchung der Lagerungsverhältnisse und Internstrukturen der einzelnen Sedimentkörper hätte bereits ein umfassendes geologisches Bild, u.a. auch die Klärung der Verteilung von nichtmarinen und marinen Schichten im Weißelster-Becken, liefern können. Da der größte Teil der Braunkohlen-Deckschichten jedoch schon abgebagert ist und die Liegendschichten nach der Auskohlung überkippt wurden, sind solche Untersuchungen nicht mehr möglich.

Zum Glück erkannte Prof. Dr. L. Eißmann (Universität Leipzig) die für die geologische Forschung des Weißelster-Becken fatale Situation, die mit der Einstellung der Braunkohlenförderung zusammen hing. So initiierte er neben verschiedenen Quartär-Projekten auch ein Projekt zur "Palökologie der Böhlener Schichten", d.h. die Untersuchung der oligozänen und überwiegend marinen Braunkohlen-Deckschichten. Im Rahmen des Projektes sollten in erster Linie für zukünftige Untersuchungen Profile aufgenommen und beprobt werden. Die wissenschaftliche Auswertung stand erst an zweiter Stelle, so daß auch die vorliegende Arbeit nur ein Zwischenbericht darstellen kann. In vielen Fällen war es in der Tat ein Wettlauf mit der Zeit, denn nachdem die Kohlen-Produktion eingestellt worden war, folgte

alsbald die Rekultivierung. So kam es, daß ursprünglich geplante Profile im Tagebau Espenhain (NW) nicht mehr genommen werden konnten, weil die Rekultivierung schneller als absehbar voranschritt (vgl. Abb. 1). In anderen Tagebauen z.B. in Merseburg-Ost, Zwenkau N und NE, Bockwitz, und Witznitz hatte ich etwas mehr Glück. Die Verhältnisse in Profen sind etwas anders, da dort der Betrieb sicher noch die Jahrtausendwende überstehen wird. Allerdings ist dort, (durch das z.T. recht kleinräumige Vorkommen von marinen Oligozän in den durch Subrosion entstandenen Muldenbereichen und die insgesamt andere Form der Braunkohlenförderung), die Aufnahme von Profilerien nicht so günstig, wie in den Tagebauen mit Förderbrückenanlagen, z.B. in Zwenkau oder Espenhain.

1.1. Probleme und Aufgabenstellung

Im Rahmen des Projekts "Palökologie der Böhlener Schichten" sollten schwerpunktmäßig die überwiegend marinen Ablagerungen der "mitteloligozänen" Böhlener Schichten untersucht werden. Mit Hilfe "öko-fazieller" Untersuchungen war geplant ein räumliches Verteilungsmuster von marinen und nichtmarinen Sedimenten sowie den Verlauf der sogenannten "Transgression" zu erarbeiten. Da kaum verwertbare lithofazielle Daten der marinen Deckschichten aus dem Untersuchungsgebiet veröffentlicht sind, mußten hier zunächst entsprechende Grundlagen durch detaillierte Profilaufnahmen und -beprobungen geschaffen werden.

Untersucht wurden zwar hauptsächlich die marinen Ablagerungen der "mitteloligozänen" Böhlener Schichten, doch wurden, da die tieferen tertiären Schichten

zuerst unzugänglich werden würden, soweit möglich, auch diese liegenden Sedimente mit aufgenommen und beprobt. Im Rahmen der hier durchgeführten Untersuchungen konnten so Ablagerungen teilweise bis direkt unterhalb Flöz II erreicht und einer vorläufigen palynologischen Sichtung unterzogen werden (siehe Tab. 1-16). Abgesehen von Tagebau Merseburg-Ost, der weit im Nordwesten liegt und schon früher marin beeinflusst wurde, (Abb. 1) handelt es sich bei den liegenden Schichten bis einschließlich Flöz IV fast nur um nichtmarine, überwiegend fluviatile Bildungen (Abb. 2).

Die tiefsten tertiären Schichten bestehen vereinfacht dargestellt aus unregelmäßigen Wechsellagerungen von Sanden, Kiesen und Tonen in denen unterschiedlich mächtige Kohlen eingelagert sind, u.a. Flöz x und Flöz I (Unterflöz). Dann folgen weitere klastische nichtmarine Sedimente mit den Kohlen der Flöze II und III. Beide Flöze bilden teilweise ein einheitliches Flöz, können aber auch aufspalten und durch ein klastisches Mittel getrennt sein. Da sowohl Flöz II als auch Flöz III aber im Zentrum des Beckens auskeilen (vgl. u.a. DOLL 1984: 576), sind diese Kohlenschichten je nach Standort im Weißelster-Becken entweder als Flöz II und III übereinander (z.B. Peres), als gemeinsames Flöz II/III (z.B. Witzniz) oder jeweils nur eins von beiden anzutreffen.

Zu den fluviatilen Sedimenten unterhalb Flöz IV äußerte schon ERZOLD (1907: 146): "Den liegenden Kiesen, Sanden und Tonen sind nicht selten kleine Schmitze und Flöze von Braunkohle eingeschaltet, die aber nirgends bauwürdige Mächtigkeit und Ausdehnung erlangen". Weiter finden sich hier innerhalb der Sande ("Flußsandzone")

z.T. über ein Meter mächtige "Braunkohlenquarzite" z.B. in Witznitz und Profen (vgl. Kap. 8.2.). Direkt unter Flöz IV sind besonders im Tagebau Espenhain ebenfalls Quarzite verbreitet (vgl. Kap. 8.2.). Erst im höchsten Teil von Flöz IV gibt es Anzeichen eines marinen Einflusses im Weiße-ster-Becken südlich von Leipzig. Diesen zunehmenden marinen Einfluß im Weiße-ster-Becken festzustellen war das Anliegen der vorliegenden Arbeit. Da sich die Palynologie sowohl mit nichtmarinen, als auch mit marinen Mikro-fossilien befaßt, war es naheliegend, die Böhlener Schichten in dieser Hinsicht zu untersuchen.

Die palynoökologischen Untersuchungen sollten die räumliche Verteilung von marinen und nichtmarinen Sedimenten im Weiße-ster-Becken ermitteln, um so Beginn und Verlauf der "mitteloligozänen Transgression" zu klären. Für diese Untersuchungen war ursprünglich eine ausführliche quantitative Auswertung der Mikroflora vorgesehen. Da aber ein großer Teil der Zeit für die Erarbeitung der nicht vorhandenen sedimentologischen Grundlagen verwendet werden mußte, und die Anzahl der zu bearbeitenden Proben größer als vermutet wurde, konnte diese quantitative Auswertung dann nicht mehr erfolgen. Für das hier angestrebte Ziel, einer Klärung der groben räumlichen Verteilung von marinen und nichtmarinen Ablagerungen, erschien auch eine halb-quantitative Sichtung des Material als ausreichend. Diese in den Tabellen 1-16 dargestellten Einschätzungen stellen eine Kombination aus halbquantitativer Analyse ausgewählter Palynomorphen, bzw. Palynomorphengruppen und einer Palynofaziesbeurteilung dar.

Da bei den Untersuchungen einige besonders Fazies-relevante

Sedimentgesteine (verschiedene konkretionäre Bildungen) angetroffen wurden, fanden diese auch eine etwas intensivere Berücksichtigung, d.h. es wurden ergänzende litho-faziell-diagenetische Untersuchungen durchgeführt, die deutlich über den ursprünglichen palynologischen Arbeitsansatz hinausgingen.

Eine andere interessante Fragestellung, der palyno-sedimentologische Zusammenhang von Korngrößenverteilung und Erhaltungspotential bzw. die Bedeutung von syn-, früh- und spät-diagenetischen sowie epigenetischen Erscheinungen für die mögliche selektive Erhaltung von Palynomorphen, mußte leider ausgeklammert werden. Weiterhin ergaben sich bei den hier erarbeiteten paläoökologischen Daten einige Fragen mit interessanten stratigraphischen Konsequenzen, die hinsichtlich der schwindenden Tagebauaufschlüsse aber wahrscheinlich nicht mehr gelöst werden können.

Ergänzend zum Projekt "Palökologie der Böhlener Schichten" wurden mit gleicher Fragestellung (s.o.) die Spurenfossilien durch Dr. H. Walter (Sächsischen Landesamt für Boden und Geologie) bearbeitet. Aufgrund unterschiedlicher Arbeitsansätze von Palynologie und Ichnologie sind jedoch kaum vergleichbare Ergebnisse zu erzielen gewesen (vgl. WALTER 1994).

1.2. Arbeitsumfang

Da nicht das gesamte Weiße-ster-Becken mit all seinen geologischen Problemen bearbeitet werden sollte, wurden nur an einigen ausgewählten und relativ leicht zugänglichen Stellen Profile und Proben in den Tertiärschichten genommen. Im Rahmen des Projektes wurden so in acht Großtagebauen insgesamt 16 Profile untersucht.

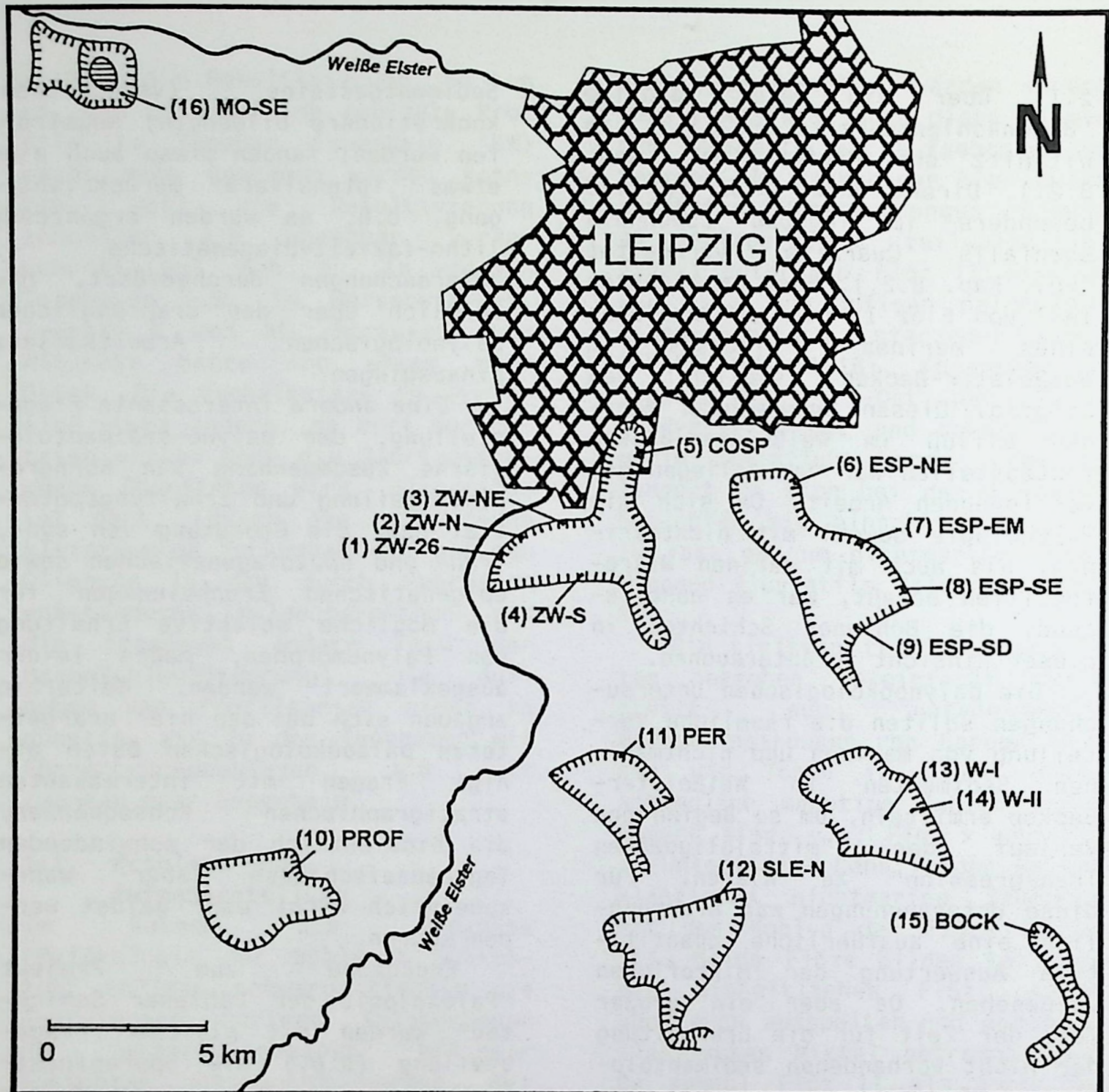


Abb. 1:
Lageplan der im Weißelster-Becken untersuchten Profile.

- (1) ZW-26 = Tagebau Zwenkau (Nahe dem präkambrischen Kliff, ca. 800 m westlich Kreuzung Weiße Elster/B 186)
- (2) ZW-N = Tagebau Zwenkau (Nord, ca. 500 m östlich Kreuzung Weiße Elster/B 186)
- (3) ZW-NE = Tagebau Zwenkau (Nordost, ca. 1800 m östlich Kreuzung Weiße Elster/B 186)
- (4) ZW-S = Tagebau Zwenkau (Süd, im Bereich des Drehpunktes)
- (5) COSP = Tagebau Cospuden (Tagebau-Ost-Wand)
- (6) ESP-NE = Tagebau Espenhain (Nordost)
- (7) ESP-EM = Tagebau Espenhain (Osten-Mitte, Tagebauostwand ca. 1000 m nordwestlich von Störmtal)
- (8) ESP-SE = Tagebau Espenhain (Espenhain Südost, Tagebauostwand ca. 700 m südlich von Störmtal)
- (9) ESP-SD = Tagebau Espenhain (Süd, im Bereich des Drehpunktes, unterhalb des Dispatcher-Turms)
- (10) PROF = Tagebau Profen (ca. 1400m NNW des Verwaltungsgebäudes, im südlichen Bereich von Mulde 16/17)
- (11) PER = Tagebau Peres (Tagebaunordwand)
- (12) SLE-N = Tagebau Schleenhain (Tagebau-Nordwand, zwischen 1500 bis 900 m westlich der Eisenbahnbrücke über der B 176)
- (13) W-I = Tagebau Witznitz (Profil-I)
- (14) W-II = Tagebau Witznitz (Profil-II, Tagebauostwand, unterhalb B 95/Abzweig nach Kitzscher)
- (15) BOCK = Tagebau Bockwitz (Tagebau-Nordteil, ca. 800 m südlich B 176/Abzweig nach Kitzscher)
- (16) MO-SE = Tagebau Merseburg-Ost (Südost)

Da viele der Tagebauaufschlüsse in absehbarer Zeit nicht mehr zur Verfügung stehen werden oder bereits im Untersuchungszeitraum rekultiviert wurden, war (wie schon erwähnt) eine möglichst vollständige Profilaufnahme und Beprobung angestrebt. Dazu wurden, obwohl hier die (marinen) Böhlener Schichten (Abb. 2) im Mittelpunkt standen, soweit möglich, auch die liegenden Schichten in die Untersuchungen mit einbezogen. So sind in vier Profilen, (jeweils eins in Espenhain und Zwenkau, sowie zwei in Witznitz), auch die Liegendsedimente von Flöz II erfaßt worden. Die Vollständigkeit der aufgenommenen Profile war jedoch stark abhängig von den Aufschlußsituationen und von betriebssicherstechnischen Einschränkungen. Besonders ungünstig wirkte sich für die Arbeit der steigende Wasserstand in den Tagebaualtgebieten und unterschiedliche Hangsicherungsmaßnahmen aus (z.B. Begrünung im Tagebau Schleenhain).

Die insgesamt 16 für die palynoökologischen Untersuchungen aufgenommenen Profile verteilen sich wie folgt: 4 in Espenhain, 1 in Cospuden, 1 in Bockwitz, 1 in Merseburg-Ost, 1 in Peres, 1 in Schleenhain, 2 in Witznitz und 4 in Zwenkau. Dabei wurden in den Profilen 444 Proben genommen (im Einzelnen: Bockwitz: 19, Cospuden: 34, Espenhain NE: 31, Espenhain EM: 29, Espenhain SE: 39, Espenhain SD: 25, Merseburg-Ost: 15, Peres: 35, Profen: 29, Schleenhain: 34, Witznitz I: 29, Witznitz II: 25, Zwenkau "26": 37, Zwenkau N: 20, Zwenkau NE: 19, Zwenkau S: 24). Zu den 444 Profil-Proben kamen noch weitere mindestens 50 Proben, die außerhalb der Profile an interessanten Stellen (u.a. in Merseburg-Ost, Profen, Schleenhain) bzw. für Voruntersuchungen, d.h. zur Auswahl der Profilstand-

orte genommen wurden. Damit wurden ca. 500 Proben für die Palynologie aufbereitet, gesichtet bzw. vorläufig ausgewertet. Je aufbereitete Probe wurden mindestens 4 großflächige Dauerpräparate (24x60 mm) für die Durchlichtuntersuchungen angefertigt. Die palynologischen REM-Untersuchungen erfolgten an fast 30 mit Gold bedampften Präparaten. Für die begleitenden Untersuchungen von verschiedenen konkretionären Bildungen, wurden über 20 Dünnschliffe für Durchlichtuntersuchungen und 15 spezielle Präparate von Gesteinsbruchflächen von den selben Gesteinsstücken für die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen angefertigt (vgl. Kapitel 8).

Die Korngrößenangaben in den lithologischen Profilen (Tab. 1-16) erfolgten nach Geländebewertungen. Bei einem Untersuchungszeitraum von gut zwei Jahren führte dies jedoch gelegentlich zu etwas unterschiedlichen Beurteilungen.

2. Lithologische Namen und Begriffe:

Bezugnehmend auf die in Abb. 2 verwendeten Begriffe für lithostratigraphische Einheiten soll kurz auf die zahlreichen Namen eingegangen werden, die im Verlauf der über hundertjährigen Erforschung der marinen Schichten des Weißelster-Beckens eingeführt wurden. Viele der lithostratigraphischen Einheiten wurden benannt (1) nach Lokalitäten (u.a. "Pödelwitzer Sande"), (2) nach der Art der vermuteten Entstehung (u.a. "Meeressand") oder (3) nach der potentiellen bzw. tatsächlichen Verwendung (u.a. "Formsand"). Leider gingen die meisten Autoren recht sorglos bei der Namensgebung vor, so daß viele der Begriffe unzutreffend bis irreführend sind. Oft wurden (Mineral)Farb- mit

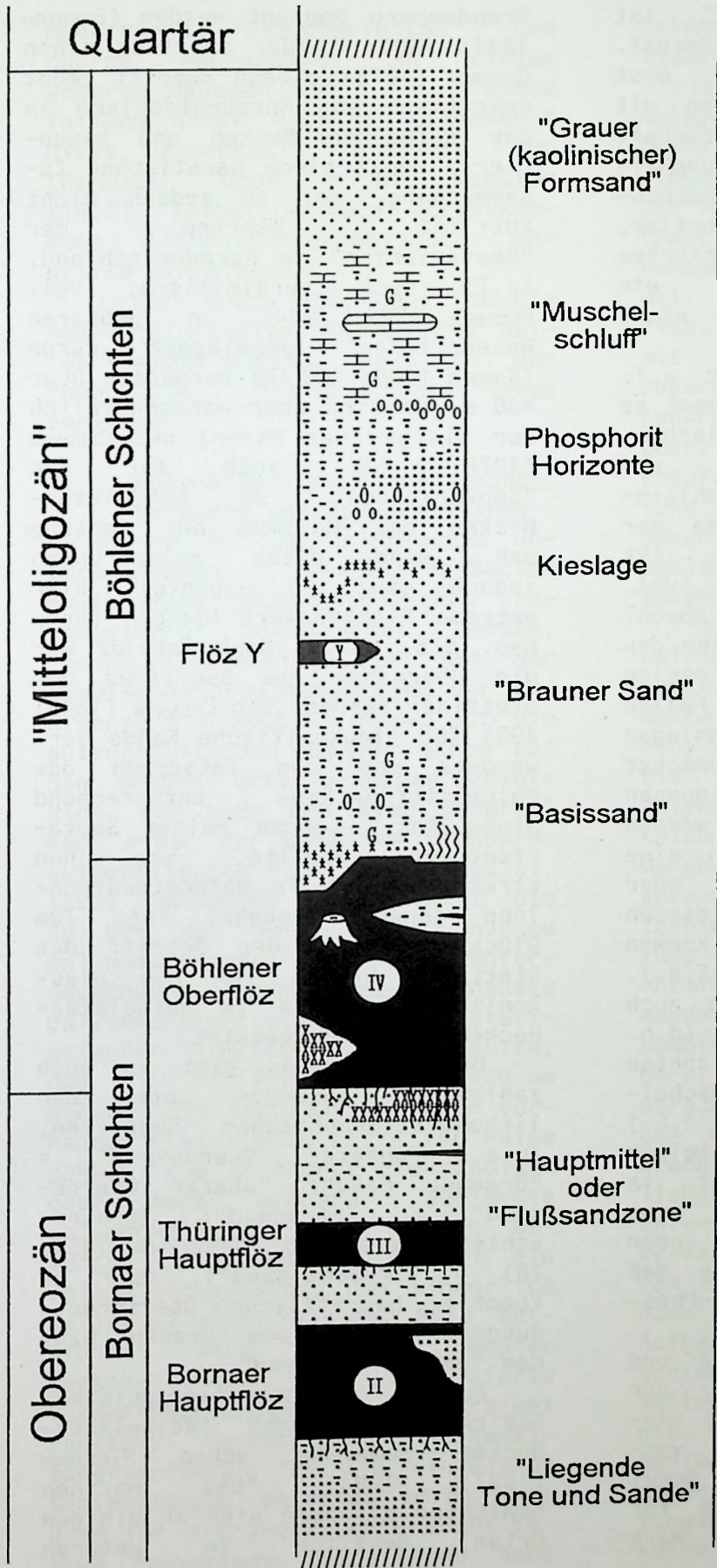
Korngrößenangaben kombiniert. Beispiele: Schluffiger Brauner Sand, Brauner Schluff, Glaukonitschluff, Grauer Sand, Weißer Sand (vgl. BELLMANN 1979: 124), Braun-Grüner-Schluff, Grau-(Brauner)-Sand, Grauer Formsand (BELLMANN 1970: 198; BELLMANN et al. 1990: 8). Die (Mineral)Farben, (z.B. grün/braun) hängen überwiegend vom Grad der Oxidation des Pyrits und teilweise des Glaukonits ab. Ähnliches gilt für die durch Huminsäuren von Fe-Oxiden befreiten (gebleichten) "Weißen Sande". Zwar erkannten auch schon BELLMANN et al. (1984: 409), daß es eigentlich keinen Unterschied zwischen "Weißen" und "Braunen Sanden" gibt, doch führten sie die braune Farbe allein auf "kohlige Anteile" zurück, die aber nach den vorliegenden palynofaziellen Untersuchungen in den "Weißen Sanden" nicht geringer sind als in den "Braunen Sanden". Solche Farbvariationen in den Sedimenten halten lateral oft nicht lange durch und sind gelegentlich nur an spezielle lokale Gegebenheiten gebunden. So konnte z.B. im Tagebau Profen, entlang einer fast senkrecht verlaufenden "haarscharfen" Linie ("Störung"), über mehrere Meter das direkte Nebeneinander von grünen und braunen schluffigen Sanden beobachtet werden, ohne daß zu entscheiden gewesen wäre, ob die Oxidation, der heute braunen Sedimente, zu tertiären, quartären oder erst zu heutigen Zeiten stattgefunden hätte.

Zumindest an den durch den Abbau freigelegten und damit den Atmosphären ausgesetzten Sedimenten ist zu beobachten, daß die frischen dunkelgrünen Schluffe und Sande in wenigen Monaten bzw. Jahren ihre Farbe nach braun hin wechseln und dann nur noch in einer Tiefe von wenigen Dezimetern beim Aufgraben zunächst schlierenartig oder in Nestern und noch et-

was tiefer, die typischen dunkelgrünen Farben zeigen (z.B. hier untersuchte Profile Zwenkau-N, Zwenkau-NE und Peres). Ähnliches gilt im Übrigen auch für den Karbonatgehalt in diesen Sedimenten, die oft vorschnell als "weitgehend entkalkt" bezeichnet werden, was für die frischen dunkelgrünen Schluffe nicht unbedingt zutrifft. Auch wenn sich sogar mit konzentrierter Salzsäure am frischen Stoß oft kaum Karbonat nachweisen läßt, liegt dies meist daran, daß es sich hier um fein verteilten Siderit handelt. Einen Hinweis auf Karbonat geben u.a. die kleinen Gipskristalle, die man gelegentlich im "Braunen Sand" findet. Noch deutlicher zeigte sich dieser "versteckte" Karbonatgehalt, als sich in einigen für die palynologischen Untersuchungen genommenen Grünsandproben (u.a. aus Profil Zwenkau 26) schon nach wenigen Monaten ein massiver "Nadelfilz" aus Gipskristallen bildete, der durch Volumenzunahme zur "Sprengung" der sehr robusten Plastik-Probentüten führte. Hier hatten die Oxidationsprodukte des überwiegend fein verteilten und farbgebenden Pyrits in den "liegenden" Grünsanden (vgl. LANGE 1955) mit dem Karbonat reagiert und aus dem ehemaligen "Grünsand" einen "Braunsand" gemacht!

Ebenfalls stark vom Oxidationsgrad abhängig sind natürlich auch die Farben der "grauen" bzw. "gelben Formsande" usw..

Ähnliche Probleme, wie mit den Farbbezeichnungen, gibt es auch mit den Korngrößenangaben-führenden Namen für bestimmte lithostratigraphischen Einheiten. Eine klare Zuordnung nach der Korngröße ist in der Regel nicht möglich. So handelt es bei den meisten "Tonen" um Schluffe bis Feinsande, die "Sande" sind schluffige Feinsande oder auch schlufffreie Grobsand



- = Kohle
- = Ton
- = Karbonatgehalt
- = Kalkkoncretion
- = Silt/sandiger Schluff
- = Feinsand
- = Mittelsand
- = Grobsand/Feinkies
- = Grobkies (Ø > 2 cm)
- = Sandstein mit sideritischem Bindemittel
- = Sandstein mit quarzitischem Bindemittel
- = Glaukonit
- = Phosphorit-Konkretionen
- = verkieselte Baumstümpfe

Abb. 2:
 Kombinierte Schichtenfolge der in den untersuchten Profilen angetroffenen Sedimente. Nicht berücksichtigt sind dabei tiefgreifende, bis auf Flöz IV reichende Erosionen des Quartär und der ?oberoligozänen bis untermiozänen Thierbacher Schichten. (nicht maßstäblich)

und der "Muschelschluff" ist eigentlich ein sandiger Mergel. Ganz schwer wird es aber erst dann, wenn Korngrößenangaben mit genetischen Begriffen verknüpft wurden. So ist Name "Muschelschluff-Äquivalent" kaum nachzuvollziehen, denn es bleibt unklar, ob hier ein stratigraphisches (nicht bewiesen!) oder ein fazielles Äquivalent (dann nicht zutreffend) gemeint ist.

Durch den Gebrauch der z.T. suggestiven Namen kam und kommt es noch immer zu genetischen, (litho-)stratigraphischen und damit auch zu faziellen Fehleinschätzungen, also das Thema der vorliegenden Arbeit!. So ist Begriff "Transgressionskies" (vgl. u.a. BELLMANN et al. 1990: 8, obwohl die gleichen Autoren ansonsten den besseren Begriff der Ingression verwenden!) in vielen Fällen sicher unzutreffend, da Kieslagen meist, wenn \pm autochthon, zunächst einmal wertungsfrei als Bildungen der Litoralzone betrachtet werden sollten, da sie auch durch eine Emersion ("Regression") oder Küstenversatz in diesen hochenergetischen Bereich kommen können (vgl. Kap. 5.5. bis 5.8.). Ein ähnlicher Prozeß dürfte auch zur Anreicherung des zweiten (d.h. sekundären) Phosphorit-Horizontes an der Basis des "Muschelschluffes" in Cospuden (Tab. 5.5.) geführt haben, der hier lediglich ein Aufarbeitungskonglomerat in einer Litoralzone ist, d.h. eine mögliche Stagnations- oder Auftauchphase markiert, ohne daß dabei von "Transgressions-Phosphoriten" die Rede wäre.

Die Begriffe "Septarienton" und "Septarien", die für den "Muschelschluff" und den dort eingelagerten Kalk-Konkretionen verwendet werden (vgl. u.a. GLASEL 1955: 51), sind Namen, die für oligozäne Ablagerungen der Mark

Brandenburg geprägt wurden (BEYRICH 1847: 160). Leider übertrug schon CREDNER (1878) diesen Begriff recht unkritisch aus Norddeutschland in das Weißelster-Becken und suggerierte damit einen genetischen Zusammenhang, der so jedoch nicht zutrifft. Während der "Septarienton" in Norddeutschland, (z.T. auch turbiditisch; vgl. FECHNER 1994: 274), in "größeren Wassertiefen" abgelagert wurde (KOENEN 1868: 276/79 vermutete über 400 m, es sind aber wahrscheinlich nur einige 10er Meter) und CREDNER (1878: 639) auch für den "Septarienton" im Weißelster-Becken das Maximum der Senkung sah, sind diese Ablagerungen jedoch ganz im Gegenteil hier extreme Flachwasserbildungen (vgl. Kap. 5.5. usw.). Noch fataler war die Übernahme des Begriffes des Stettiner Sandes, den CREDNER (1886: 493) für glaukonitische Sande verwendete und den Tatsachen des Weißelster-Beckens entsprechend diese ins Liegende seines Septarientones stellte, was nun stratigraphisch in Nordostdeutschland genau umgekehrt ist. Zum Glück hat sich der Begriff des Stettiner Sandes für die glaukonitischen Sande im Weißelster-Becken nicht festgesetzt.

Darüber hinaus gibt es auch zahlreiche Synonyme unter den lithostratigraphischen Begriffen, (u.a. "unterer Meeressand" = "brauner Sand"; "oberer Meeressand" = "Formsand"; "grauer, echter Meeressand" (PIETZSCH 1951: 76) = ?"Muschelsand"), oder es kommt zu begrifflichen Überschneidungen, u.a. mit dem "grauen" bzw. dem "gelbem Formsand".

Zur lithostratigraphischen Schichtenfolge des Weißelster-Becken bemerkte schon PIETZSCH (1927: 199): "Die marinen Schichten gliedern sich an einigen Orten deutlich in unteren

Meeressand, Septarienton und oberen Meeressand. An vielen anderen dagegen ist, ... , diese Teilung nicht klar zu erkennen." Diese Erkenntnis hinderte ihn (PIETZSCH) aber nicht, später (1951), selbst weitere verschwommene lithostratigraphischen Begriffe einzuführen.

Leider mußte ich, wenn ich die Begriffsinflation nicht noch weiter treiben wollte, einen Teil der "geprägten" historischen Namen verwenden.

3. Palynologische Präparationsmethoden und Dokumentation:

Im Rahmen der palynologischen Untersuchungen im Weißelster-Becken mußte recht unterschiedliches Probenmaterial aufbereitet werden, sowohl hinsichtlich der Art der chemischen Zusammensetzung der Sedimente als auch in Bezug auf die aufzubereitenden Mengen. Schon bei den ersten Untersuchungen zeigte sich, daß wenn man hier generell nach einer der üblichen Standardaufbereitungen (vgl. VAN ERVE et al. 1980) verfahren hätte, wären bis zu 80% der Proben als "nahezu palynomorphenfrei" aus den Untersuchungen ausgeschieden ("nahezu palynomorphenfrei" in statistischer Hinsicht soll bedeuten, daß in 10 Präparaten 24x60 mm weniger als 100 Palynomorphen vorhanden sind.) Dies hätte zur Folge gehabt, daß besonders die sandigen oder noch gröberen Sedimente palynoökologisch nicht hätten bewertet werden können, wodurch ein völlig lückenhaftes und sicherlich teilweise auch falsches Bild entstanden wäre. Deshalb mußten zunächst einmal, da qualifizierte Voruntersuchungen zum Projekt fehlten, verschiedene Aufbereitungsverfahren für die einzelnen Sedimenttypen getestet werden, um eine für die angestrebte quantitative Auswertung ausreichend hohe

Palynomorphenkonzentration in möglichst vielen Proben zu erzielen.

Bei den marinen beeinflussten Ablagerungen des Weißelster-Beckens handelt es sich überwiegend um klastische Sedimente, der Kies-, Sand-, Silt- oder Tonfraktion. Hinzu treten aber auch karbonathaltige Gesteine, wie Mergel, Karbonatkonkretionen (Septarien) oder Sandsteinkonkretionen mit karbonatigem Bindemittel. Außerdem mußten auch Phosphorit-Konkretionen und "Braunkohlen-Quarzite" aufgeschlossen werden. Ebenfalls eine besondere Behandlung benötigten die stark organogenen Ablagerungen, wie die Braunkohlen, Braunkohlentone und Bodenbildungshorizonte.

Da sich der Gehalt an Palynomorphen oft umgekehrt proportional zur Korngröße der Sedimente verhält, war es sinnvoll, um eine befriedigende, d.h. quantitativ auswertbare Ausbeute an Palynomorphen zu erreichen, für solch grobe Ablagerungen größere Mengen aufzubereiten als für entsprechend feinere Sedimente. Weiterhin mußten je nach Zusammensetzung der Gesteine unterschiedliche chemische Aufschlußverfahren verwendet werden bzw. es war eine Kombination von verschiedenen Aufbereitungsgängen notwendig, was streckenweise Mehrfachaufbereitungen der selben Proben mit sich brachte. Um trotz der unterschiedlichen Ausgangsgesteine und der unterschiedlichen Aufbereitungsverfahren zu halbwegs vergleichbaren Ergebnissen zu kommen, wurden nach einigen Versuchen dann fünf Aufbereitungsprozesse mit unterschiedlichen Kombinationsmöglichkeiten ausgewählt. Je nach Ergebnis der Aufbereitung wurden die Sedimente dann eventuell nacheinander mit verschiedenen Aufbereitungsmethoden bearbeitet. Obwohl keine oxidierenden Chemikalien

eingesetzt wurden ist eine genaue Angabe dieser Aufbereitungsverfahren notwendig, da (1) innerhalb der hier untersuchten Profile oft mehrere verschiedene Methoden zur Anwendung kamen und (2) die verschiedenen Aufbereitungsverfahren bei einer (halb-)quantitativen Auswertung von Mikroflora einen stark selektiven Einfluß auf die Palynomorphenzusammensetzung und damit auf die Ergebnisse ausüben können (vgl. SCHRANK 1988 und FECHNER 1989: 4).

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Aufbereitungsmethoden werden im folgenden Abschnitt detailliert beschrieben. Die mit Buchstaben gekennzeichneten Verfahren sind bei den Zusammenstellungen der quantitativen Daten (Tabelle 1-16) bei den einzelnen Proben jeweils mit einem Buchstaben-Code angegeben.

3.1. Aufbereitung A (Standardaufbereitung)

Für die palynologische Standardaufbereitung wurden 20 g Gestein zunächst zerkleinert (bis Korngröße < 2mm) und zur Entfernung des Karbonats mit HCl (32-37%) behandelt. Nach abklingen der Reaktion wurde der Säurerest vom Sediment bei 3000 min⁻¹ abzentrifugiert. Dann wurden die Proben mit kalter HF (38%) versetzt, wobei die dabei entstehende Reaktionswärme oft eine Kühlung im Wasserbad nötig machte. Nach ca. 24 h Einwirkung der HF wurde dann der säureresistente organische und anorganische Rest mit Hilfe einer salzsauren Zinkbromidlösung (d = 2) und einer Zentrifuge getrennt (s.o.). Anschließend wurde das aufschwimmende leichtere organische Material dekantiert und zweimal mit Wasser gewaschen und jeweils abzentrifugiert.

Zur Aufbewahrung wurde der organische Probenrest in ein 15 ml

Rückstandsgläschen gefüllt und zum Schutz vor Austrocknung bzw. zur Konservierung mit einigen Tropfen einer 50%igen Glyzerinlösung (+ 5% Phenol) versetzt.

3.2. Aufbereitung B (karbonatfreie Sedimente)

Wie bei der palynologischen Standardaufbereitung (A) wurde von 20 g Gestein ausgegangen. Der Aufbereitungsprozeß B verläuft wie der Aufbereitung A, wobei allerdings bei den karbonatfreien Sedimenten auf eine Entfernung des Karbonats verzichtet werden konnte.

Zur Aufbewahrung siehe Aufbereitung A.

3.3. Aufbereitung C (nachgeschaltetes Siebverfahren)

Im Verlauf der Untersuchungen der angefertigten palynologischen Glyzerin-gelatine-Präparate zeigte sich, daß die meisten Präparate übervoll mit feinstem organischem Detritus waren, der alle Palynomorphen überdeckte und die quantitativen Auswertungen stark behinderte. Um den feinen Detritus zu entfernen wurde der Rückstand aus den ersten Aufbereitungsgängen A bzw. B, (aber erst nach Anfertigung von jeweils zwei Durchlicht-Präparaten), insbesondere zur Anreicherung der Dinoflagellaten-Zysten, durch ein 20 (bzw. 32) µm Sieb gegeben. Das auf dem Sieb verbliebene Material wurde dann zusammengespült und in der Zentrifuge bei 3000 min⁻¹ vom überschüssigen Wasser getrennt.

Gelegentlich reichte dieses Verfahren bereits aus, um vom Rückstand auch gute Präparate für rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen zu gewinnen.

Zur Aufbewahrung und Konservierung siehe Aufbereitung A.

3.4. Aufbereitung D (Braunkohle und kohlige Sedimente)

5-10 g Material werden mit ca. 10% NaOH (oder KOH) ca. 15 min gekocht, dann mit HCl neutralisiert, wobei gleichzeitig eventuell vorhandene Karbonate in der Kohle gelöst wurden. Nach dem Abkühlen und Abzentrifugieren konnte das Material für die Azetolyse vorbereitet werden. Durch die Azetolyse werden große Teile der Zellulose in wasserlösliches Zelluloseacetat umgewandelt und können so entfernt werden. Dazu muß das Probenmaterial allerdings wasserfrei sein, was durch zweimaliges Waschen und Abzentrifugieren mit Eisessig (98-99%) erreicht wird. In den im kochenden Wasserbad stehenden Zentrifugengläser wurde dann das dehydrierten Material vorsichtig ca. 10 ml frisch hergestelltes Azetolyse-Gemisch gemischt (9 Teile Essigsäureanhydrit + 1 Teil konzentrierte Schwefelsäure; vgl. u.a. FAEGRI & IVERSEN 1975: 107). Nach Abkühlen wurde zentrifugiert und der Rest wieder mit Eisessig gereinigt. Zentrifugieren und zweimaliges Waschen mit Wasser und jeweiliges Zentrifugieren komplettierte den Prozeß.

Zur Aufbewahrung und Konservierung siehe Aufbereitung A.

3.5. Aufbereitung E (säurefreies Siebverfahren)

Dieses Siebverfahren wurde bei einigen überwiegend gröberklastischen Sedimenten (Sande, "Schluffe" bzw. schluffhaltige Sande und Kiese) angewandt, da hier für die Palynologie ungewöhnlich viel Material (ca. 100 g) aufbereitet werden mußte. Bei solch großen Ausgangsmengen wäre ein Aufschluß mit HF recht kostenintensiv, so daß zu einer auch umweltfreundlicheren Alternative gegriffen werden sollte. Dazu wurden etwa 100 g Sediment mit Wasser und

einigen Tropfen des Tensids Betain HT, (30%) vermischt. Nach einem 1 Tag wurde dann zur Zerstörung der noch verbliebenen nicht zerfallenen Bröckchen, der Schlamm 15 min im Ultraschallbad behandelt. Zur Entfernung gröberer Quarz- und Gesteinspartikel sowie größerer organischer Reste (u.a. Wurzeln, Blätter, Kohlebröckchen) wurde das Sediment anschließend durch ein 250 µm Sieb gegeben und die Fraktion < 250 µm aufgefangen. Nachdem sich der Schlamm gesetzt hatte und konnte man den klaren Überstand dekantieren. Vom wieder in Suspension gebrachten Schlamm wurden ca. 20 cm³ abgenommen und das überschüssige Wasser durch zentrifugieren (bei 3000 min⁻¹) entfernt. Anschließend wurden dann der mineralische und organische Anteil des Sediments mittels Schwereflüssigkeit (salzsaure Zinkbromidlösung, d=2) in einer Zentrifuge bei 3000 min⁻¹ getrennt. Wie bei der Aufbereitung A wurde das aufschwimmende leichtere organische Material dekantiert und zweimal mit Wasser gewaschen und jeweils abzentrifugiert. Die Abnahme eines Teiles des Sedimentes diente in erster Linie der Gewinnung der besonders kleinen Pollen und Sporen sowie auch der faziesindikativen Acritarchen (u.a. *Micrhystridium*). Diese Aufbereitungsfraktion wurde als E₁ bezeichnet.

Danach wurde dann das Restsediment (aber auch der Zentrifugentrückstand aus dem ersten Teil des Aufbereitungsganges) zur Gewinnung der größeren Palynomorphen (u.a. zur Anreicherung der Dinoflagellaten-Zysten) und zur Entfernung der großen Mengen an feinklastischem Material (u.a. Ton bzw. feinem organischen Detritus) durch ein 20 (bzw. 32) µm Sieb gegeben. Das auf dem Sieb verbliebene Material wurde zusammengespielt und in der Zentrifuge

zunächst vom Wasser, und dann der mineralische und organische Anteil des Sediments (wie oben) mit Hilfe einer Schwereflüssigkeit (salzsaure Zinkbromidlösung, $d = 2$) in einer Zentrifuge bei 3000 min^{-1} getrennt und gewaschen. Diese Aufbereitungsfraction wurde als E_2 bezeichnet.

Bei diesem Aufbereitungsgang entstehen demnach zwei getrennt weiter zu behandelnde Fraktionen ($< 250 \mu\text{m}$ und $20\text{--}250 \mu\text{m}$). Zur Aufbewahrung und Konservierung siehe Aufbereitung A.

3.6. Kombinationen von verschiedenen Aufbereitungen

Wenn z.B. die ersten beiden angefertigten Durchlicht-Präparate nach den Aufbereitungen nach A oder B für die quantitative Auswertung zu wenig Material geliefert hatten, wurde der Rückstand der selben Probe weiter nach Methode C behandelt, d.h. gesiebt. Wenn erforderlich, z.B. bei besonders wichtig erscheinenden Proben, wurde für diese Probe noch einmal das Aufbereitungsverfahren E, d.h. mit mehr Sediment durchgeführt.

Oft ergab sich nach der Aufbereitung D auch der Fall einer störenden mineralischen Verunreinigung, die entweder mittels einfacher Schwerentrennung oder besonders bei größeren Tonmengen durch Nachschaltung von Aufbereitung B entfernt werden konnte. Andererseits wurde es auch gelegentlich nach einer Aufbereitung nach A, B oder E durch einen sehr hohen Anteil an organischer Substanz notwendig, noch eine Aufbereitung nach D durchzuführen.

Entsprechend der angewandten Reihenfolge sind dann auch die Aufbereitungs-Codes in den Tab. 1-16 angegeben.

3.7. Vorbereitung für die Raster-elektronenmikroskopie

Für die Untersuchungen im Raster-elektronenmikroskop werden weitaus höhere Ansprüche hinsichtlich Konzentration und Reinheit der Probe gefordert als bei den Durchlicht-Präparaten. Schon deshalb wurde auf eine durchgängige Untersuchung mit den REM verzichtet und nur einige Proben ausgewählt, die, wenn die Aufbereitung nach C nicht ausreichte, dafür allerdings noch zusätzlich aufbereitet werden mußten. Für die REM-Untersuchungen wurden Streupräparate auf den üblichen Aluminium-Trägern ($\varnothing 12,5 \text{ mm}$) angefertigt, die mit Gold bedampft wurden.

3.8. Präparate und Dokumentation

Für die palynologischen Untersuchungen im Durchlicht wurden je Probe mindestens vier großflächige Streupräparate ($24 \times 60 \text{ mm}$) in Glyceringelatine, versiegelt mit Paraffin, hergestellt. Die angegebenen Koordinaten bei den lichtmikroskopischen Abbildungen auf den Phototafeln beziehen sich auf das Mikroskop Leica DMRB beim Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (Kleinmachnow). Die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen erfolgten mit einem CAMBRIDGE S 360. Die Glycerin- und REM-Präparate sind unter den Bezeichnungen ZW-26, ZW-N, ZW-NE, ZW-S, COSP, ESP-NE, ESP-EM, ESP-SE, ESP-SD, PROF, PER, SLE-N, W-I, W-II, BOCK und MOSE am Institut für Paläontologie der Freien Universität Berlin hinterlegt.

Die Daten der palynologischen Einschätzung sind in den Tabellen 1-16 zusammengestellt. Die halbquantitativen Darstellungen sind eine Kombination aus relativer und "absoluter" Häufigkeit, d.h. sie spiegeln sowohl den Anteil innerhalb der Mikroflora-Vergesell-

schaftung, als auch die relative Menge der Palynomorphen im Sediment wider.

4. Palynologie und Fazies - aktualistische Ansätze

4.1. Pollen und Sporen

Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit sollte die Klärung der kleinräumigen Verzahnungen von marinen und nichtmarinen Sedimentationsräumen im Oligozän des Weißelster-Beckens sein. Da Pollen und Sporen jedoch weit transportiert werden können, ist zunächst einmal ihr Wert für die genannte Fragestellung zu prüfen. Obwohl naheliegend, kann für den größten Teil der Pollen und Sporen in marinen Sedimenten der Wind als ein wichtiger Transportmechanismus ausgeschlossen werden. Gegen umfassenden Windtransport von Pollenkörnern spricht u.a. die Tatsache, daß Sedimentproben, die auf bzw. nahe von Inseln fernab von anderen bewachsenen Inseln oder Kontinenten genommen wurden, meist nur Pollenkörner der einheimischen Flora liefern (vgl. McKEE et al. 1959: 542). Der wesentliche Teil der Pollen und Sporen in marinen Sedimenten wird zusammen mit der Sedimentfracht der Flüsse transportiert. HUGHES & MOODY-STUART (1967: 260) kamen aufgrund ihrer palynologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen des Wealden auch zu dem Schluß "...water distribution of all plant remains, including spores, is alone important". Und OWENS (1981: 166): "Once having fallen into water the spores and pollen behave more or less like other sediment grains, the largest and heaviest being deposited first, whilst those with adaptations which aided atmospheric dispersal may, since they are lighter, be more widely distributed". Da Pollen und Sporen per Fluß-

fracht durchaus einige hundert Kilometer transportiert werden können, sind nichtmarine Palynomorphen also nur Indikatoren für terrestrische Standorte, die aber sehr weit vom Ablagerungs-/ Untersuchungsgebiet entfernt sein können. Die besten Beispiele für "exotische" Pollen-Sporen-Mixturen in rezenten marinen Ablagerungen sind im südöstliche Teil des Mittelmeeres zu finden. Hier kommen mittels der Nilwässer Pollen und Sporen aus den feuchttropischen Quellgebieten des Nils, unter Aufnahme von xerophyten Elementen während der langen Strecke durch die Wüste ins Mittelmeer und mischen sich dort mit typisch mediterranen Mikroflora sowie den Pollenkörnern aus den montanen Gebieten Palästinas. Der überwiegende Teil der Pollen und Sporen kommt also nur zur Klärung einer generellen regionalen Klima-(Fazies-)Entwicklung in Frage, selbst dann, wenn aus einem stratigraphisch vergleichbaren Horizont die selben Pflanzentaxa durch Makrofossilfunde belegt sind. Für die hier speziell geforderte Aufklärung der engräumigen Verzahnungen von marinen und nichtmarinen Sedimentationsräumen sind somit nichtmarine Palynomorphen nur von begrenzter Bedeutung.

Bei der Sichtung des palynologischen Inventars wurden deshalb nur solche Pollengruppen gesondert ausgehalten, die häufig genug auftraten und teilweise auch eine gewisse "klimatische" Deutung zuließen (vgl. Tab. 1-16). Obwohl sich mit Sporen allgemein kaum sichere Aussagen machen lassen, sind sie, wenn sie in großen Mengen auftreten, doch als Florenelement nicht uninteressant. Dagegen können die hier unterschiedenen Koniferen (bisaccate und inaperturate Pollen sowie, *Taxodiapollenites hiatus* (Taf. 11, Abb. 6; Taf. 14,

Abb. 2+5) möglicherweise zu einer sehr generellen Klimabeurteilung herangezogen werden. Koniferen sind heute in gemäßigt-kühlen Klimabereichen und den Montangebieten das dominante Florenelement, besiedeln aber durchaus auch die (Sub-)tropen und allgemein die Küstenregionen. Monosulcate Pollen (Cycadeen/Ginkgophyta (Taf. 14, Abb. 3-4, 6+8)) stehen für subtropisch-tropisch bzw. gemäßigt-warme Verhältnisse.

Da hier auch die stratigraphisch tieferen nichtmarinen Ablagerungen gesichtet wurden, kam den bisaccaten und inaperturaten Pollen doch noch eine gewisse fazielle Bedeutung zu. Diese Pollenkörner zeigen in lakustrinen Sedimenten oft eine absolute Dominanz. Da solche von bisaccaten und inaperturaten Pollenkörnern dominierte Mikroflora bei den hier beprobten nichtmarinen Sedimenten nicht angetroffen wurden, können echte lakustrine Ablagerungen wohl weitgehend ausgeschlossen werden.

Obwohl in fast allen Profilen ein verstärktes Auftreten von *Taxodiapollenites hiatus* in den marinen Schichten beobachtet wurde, soll hier jedoch nicht entschieden werden, ob diese Häufung auf bestimmte küstennahe Biotope hinweist (z.B. einen Taxodiaceae-Cupressaceae-Sumpfwald) oder nur auf den hydrodynamischen Eigenschaften dieser Pollenkörner basiert.

Bei den Angiospermen wurden für die rasche Durchsicht nur Gruppen von tricolpaten, triporaten und tricolporaten Pollenkörnern unterschieden. Da ca. 75% aller heute noch lebenden Angiospermen-Pflanzen Pollenkörner produzieren, die zu einer der drei genannten Gruppen gehören, ist klar, daß damit keine genaueren paläoökologischen Interpretationen möglich sind. Andere Pollengruppen lassen dagegen

etwas weitergehende Aussagen zu. So sprechen die pentaporate (*Alnus*) Pollen (Taf. 15, Abb. 3) für eher gemäßigt-kühle, *Ericipites*-Pollen-Tetraden (Taf. 14, Abb. 7) für (warm-)gemäßigte und Tiliaceen-Pollen (Taf. 15, Abb. 1+2) für mehr gemäßigt-warme Verhältnisse. Nur die Palmen-Pollen (Taf. 15, Abb. 13) können als sichere subtropisch-tropische Vertreter verstanden werden. Weitere eher gemäßigt-warme bis subtropische Elemente wie *Caryapollenites* (Taf. 15, Abb. 8+9), *Engelhardtoidites* oder einige Vertreter der Normapollen-Gruppe (Taf. 15, Abb. 4) treten nur sporadisch in wenigen Exemplaren auf und wurden zur Vereinfachung den "triporaten Pollen" zugerechnet.

4.2. Phytoplankton-Vergesellschaftungen

Da für die hier geforderte Aufklärung der kleinräumigen Verzahnungen von marinen und nichtmarinen Faziesräumen die marinen Palynomorphen (Phytoplankton) offenbar besser geeignet sind, wurden die Phytoplankton-Gruppen dann auch bei der Sichtung des Materials stärker differenziert als die Pollen und Sporen (vgl. Tab. 1-16).

Zunächst soll hier jedoch die normalerweise als "reine" Süßwasserplanktonform geltende Grünalge *Botryococcus* angesprochen werden. *Botryococcus* bildet Kolonien von trichterartigen Zellen, die wie Tüten ineinandergeschachtelt sind. Die Trichter hängen im Zentrum der Kolonie zusammen, während die eigentlichen Zellen peripher, in typischer Viereranordnung, nebeneinander liegen (Taf. 5, Abb. 4-5). Diese normalerweise im Süßwasser lebende Alge kann in marine Ablagerungen durch Flüsse eingeschwemmt werden, wie es auch von der anderen fossil wichtigen

Süßwassergrünalge *Pediastrum* bekannt ist (vgl. u.a. EVITT 1963: 893). Im Gegensatz zu *Pediastrum* kommt *Botryococcus* aber offenbar auch mit leicht brackigen Verhältnissen gut zurecht, wo sie dann massenhaft auftreten kann (vgl. u.a. TRAVERSE 1955: 345).

Von den marinen Palynomorphen ist der Flachwasserindikator *Micrhystridium* (Taf. 4, Abb. 9-10) als erstes zu nennen. Vertreter dieser Gattung stellen heute in den flachmarinen Ablagerungen der Karibik oft das dominierende Element unter den marinen Phytoplanktonformen (WALL & DALE 1970: 48). Ähnliche flachmarine und eher tropisch-warme Verhältnisse dürften für die zu dem Prasinophyceen (Grünalgen) zählenden Gattungen *Cymatiosphaera* (Taf. 4, Abb. 3-5 + 11-13), *Pterospermella* (Taf. 4, Abb. 1-2) und *Tasmanites* (Taf. 5, Abb. 1 + 6-8; Taf. 9, Abb. 3) gelten. Etwas anders sieht es bei der kleinen sehr charakteristischen Phytoplanktonform *Horologinella incurvata* aus (Taf. 4, Abb. 8), die ursprünglich aus dem ?Unter-Eozän von Australien beschrieben wurde (COOKSON & EISENACK 1962a). Obwohl die biologische Affinität von *Horologinella incurvata* bisher nicht geklärt scheint, spricht nach den hier vorgenommenen Untersuchungen einiges für eine Bevorzugung lagunärer Lebensräume, auf jeden Fall wohl für sehr flachmarine Verhältnisse.

Foraminiferen - Innentapeten (Taf. 5, Abb. 2-3; Taf. 10, Abb. 2) sprechen für überwiegend normalmarine Bedingungen und Scolecodonten (Wurmkiefer) für ein intensives Bodenleben, was hier in Form einer fast durchgängigen Bioturbation in den marinen Schichten auch belegt ist.

Genauere fazielle Aussagen sind offenbar nur mit Dinoflagellaten-Zysten möglich. So ist die Gattung

Wetzeliella (Taf. 7, Abb. 2; Taf. 8, Abb. 1), wenn sie häufiger vertreten ist, wohl recht typisch für ästuarine Ablagerungen (DOWNIE et al. (1971: 34). Nach eigenen Erfahrungen in tertiären Ablagerungen sprechen möglicherweise auch andere cavate Zysten der Unterordnung Deflandreineae, wie *Kisselovia* (Taf. 7, Abb. 1), *Deflandrea* (Taf. 7, Abb. 7; Taf. 10, Abb. 4), *Rhombodinium* (Taf. 7, Abb. 6) und *Palaecystodinium* (Taf. 9, Abb. 2), wenn sie häufig und dazu noch gemeinsam vorkommen, für ein Ästuar.

Die Gattung *Systematophora* (Taf. 8, Abb. 4) soll beim gehäuftem Auftreten, typisch für randliche Beckenbereiche bzw. für eine verminderte Salinität sein (UWINS & BATTEN 1988: 221). Diese fazielle Aussage wurde zwar für unterkretazische Ablagerungen gegeben, könnte aber auch gut hier zutreffen.

Chiropteridium (Taf. 9, Abb. 4) ist bei den Untersuchungen meist regelmäßig, aber in der "Frühphase der Transgression" oft als einzige Form nachzuweisen und dürfte wahrscheinlich ein Taxon mit ungewöhnlich breiter ökologischer Anpassung sein.

Da einige der hier angetroffenen Dinoflagellaten-Zysten-Taxa auch heute noch in den Meeren und deren Sedimenten vorkommen, können die Ergebnisse der Untersuchungen von quartären und rezenten Sedimenten möglicherweise helfen, die fazielle Gegebenheiten im Weißelster-Beckens, d.h. Salinität sowie Wassertemperatur und -tiefe zu klären.

Eine von *Lingulodinium machaerophorum* (Taf. 6, Abb. 4; Taf. 11, Abb. 1) dominierte Vergesellschaftung scheint allgemein für geringe Salinität (REID (1972: 943), küstennahe Ablagerungen (MORZADEC-KERFOURN 1977), Intertidalablagerungen in einem Ästuar

(vgl. u.a. MORZADEC-KERFOURN 1975: 230) oder Brackwasserbedingungen (HARLAND 1978: 43 und MORZADEC-KERFOURN 1984: 170) zu sprechen.

Obwohl die hier regelmäßig angetroffenen Taxa (u.a. *Operculodinium* (Taf. 10, Abb. 1A) und *Spiniferites* (Taf. 6, Abb. 2; Taf. 11, Abb. 2)) Kosmopoliten mit breiter ökologischer Anpassung sind, was Temperatur und Salinität betrifft, versuchte MORZADEC-KERFOURN (1983: 15) bestimmten Arten-Vergesellschaftungen präzisen Wassertiefen zuzuordnen. Danach soll ein häufiges Auftreten von *Lingulodinium machaerophorum* typisch für Ablagerungen der inneren Küstenzone (10-30 m) sein. *Operculodinium centrocarpum*-, *O. israelianum*-Vergesellschaftungen sollen dagegen die äußere Küstenzone (30-50 m) repräsentieren. *Spiniferites pachydermus* steht für den Übergang Küstenzone - offener Ozean (50-10 m). Ob man diese recht genauen Daten auf eine andere Region oder auf die Ablagerungen des Oligozäns übertragen kann, ist recht zweifelhaft. Besonders problematisch sind solche Interpretationen vor dem Hintergrund der biologischen Zusammenhänge, denn nicht die benthonischen Zysten, sondern die motilen thekaten Stadien der Dinoflagellaten repräsentieren die eigentlichen ökologischen Verhältnisse. Da aber morphologisch sehr unterschiedliche Zysten von z.T. gleichen motilen Arten gebildet werden, sollten auch die hier vorgelegten (halb-)quantitativen Darten nicht überinterpretiert werden. So werden die häufigen Gattungen *Operculodinium* und *Spiniferites* (aber auch *Lingulodinium*) von verschiedenen Arten der Gattung *Gonyaulax* gebildet (HARLAND 1983: 386). Die Gattung *Gonyaulax* erzeugt aber auch proximate Zysten (*Tectatodinium*; Taf. 6, Abb. 3)

sowie und cavate Formen (*Pentadinium*; Taf. 9, Abb. 5) (vgl. DALE 1983: 96).

4.3. Fazielle Einschätzung der Weißelster-Becken-Phytoplankton-Vergesellschaftungen

Für die fazielle Einschätzung der Phytoplankton-Assoziationen wurden in den Tabellen 1-16 vier Faziesräume definiert.

an = äußere neritische Zone ("off shore")

(Hier dominieren in der Phytoplankton-Vergesellschaftung chora-ten Zysten, u.a. *Cordosphaeridium* (Taf. 8, Abb. 5-6), *Hystrichosphaeridium* (Taf. 8, Abb. 2) oder *Hystrichokolpoma* (Taf. 10, Abb. 3).)

in = innere neritische Zone ("near shore")

(Solche Phytoplankton-Vergesellschaftung zeichnen sich durch eine besonders hohe Diversität aus und enthalten Taxa aus allen faziellen Bereichen, also auch sehr wenige ästuarine und "ozeanische" Formen.)

e = ästuarine Zone

(Charakteristisch ist hier eine brackige *Wetzeliella-Deflandrea-Lingulodinium-Tasmanites-Micrhystridium-Botryococcus*-Vergesellschaftung.)

l = lagunäre Zone

(Die Dominanz von *Micrhystridium*, *Cymatiosphaera*, *Pterospermella* und *Tasmanites*, möglicherweise auch das stärkere Auftreten von *Horologinella incurvata* sowie der Gattung *Systematophora* sprechen für lagunäre Verhältnisse.)

5. Der Übergang terrestrische/marine Sedimentation

Die hier untersuchten Profile zeigten in der Regel eine obere erosive Begrenzung durch neogene oder quartäre Ablagerungen, wobei unter "Neogen" hier die tiefgrei-

fenden Erosionen der ?oberli-
gozänen-untermiozänen "Thierbacher
Schichten" zu verstehen sind (Kap.
5.13. bis 5.15). Teilweise reichen
die marinen oligozänen Sedimente
aber auch bis dicht unter die
heutige Landoberfläche hinauf
(z.B. im südlichen Teil des Tage-
baus Espenhain). Im nördlichen
(hier nicht beprobten) Bereich des
Tagebaues Merseburg Ost gehen so-
gar Eiskeile bis in die obersten
Braunkohlenbildungen hinein. Auch
sind in der Region von Borna von
WEBER (1920: 193) quartäre Geschie-
belehmeinpressungen in Braunkoh-
leflöze beobachtet und beschrieben
worden. Solche glaziotektonische
Störungen spielen, zumindest in
den hier untersuchten Profilen von
überwiegend marinen Tertiärablage-
rungen, aber offenbar keine Rolle.

Der Wechsel von der terrestri-
schen zur marinen Sedimentation im
Tertiär des Weißelster-Beckens,
die sogenannte "Transgression",
erfolgt im Großen und Ganzen im
± oberen Bereich ("Oberkante") des
Böhlener Oberflözes (Flöz IV).
Eine Ausnahme bildet lediglich das
Profil im Tagebau Merseburg-Ost
(MO-SE, Tab. 16), wo schon früher
marine Einflüsse nachzuweisen
sind. Die "Oberkante" von Flöz IV
ist im Untersuchungsraum aber nur
als Orientierungsmarke zu verste-
hen, da sie keinen isochronen
Leithorizont darstellt. Ein regio-
nal unterschiedlicher Beginn der
Kohlebildung, eine lokal von meh-
reren Faktoren abhängige unter-
schiedlich starke Kohlebildungs-
rate und ein lokal z.T. völlig un-
terschiedliches Ende der Flözbil-
dung sowie die späteren tertiären
Erosionen dürften eine Diachronie
in der Größenordnung von deutlich
über 1 Mill. Jahren zur Folge
haben. Aber gerade die erwähnten
marinen Erosionsspuren im oberen
Bereich von Flöz IV sind für die
Klärung des zeitlich-räumlichen

Verlaufs der Meeresingression im
"Mitteloligozän" des Weißelster-
Beckens sehr wichtig. Während die
Abwesenheit von Flözerosionen ein
deutlicher Hinweis auf eine weit-
gehend ungestörte nichtmarine Ent-
wicklung ist, markiert das Vorhan-
densein mariner Flözerosionen an
dem entsprechenden Ort den Beginn
der Meeresingression. Oft ist der
höchste Teil des Flözes "sauber"
erodiert oder erosiv aufgelockert
bis aufgelöst, und es gibt bis
einige dm-tiefe Anbohrungen, ver-
füllt mit z.T. glaukonitischen
Sanden und Schluffen. Gelegentlich
gibt es auf dem Flöz auch richtige
Kieslagen, die eine Litoralphase
kennzeichnen (vgl. Abb. 2). Nur
wenige hundert Meter entfernt kann
es aber oberhalb des Böhlener
Oberflözes zu einer ganz "normalen
Entwicklung" mit nichtmarinen
(fluviatilen) Deckschluffen, San-
den, gelegentlich auch mit Flöz-
chen und Wurzelböden kommen. Dort
gibt es dann erst einige Meter
höher einen allmählichen Übergang
zu marinen Sedimenten. Eine
weitere Möglichkeit bildet eine
erosive Flözoberkante, meist ohne
Geröllage, aber mit einer festen,
wenige cm bis gut 1 m mächtigen
Deckschicht bestehend aus einem
Sandstein mit sideritischem Binde-
mittel (Abb 2).

Ein wichtiger Hinweis auf
marine Sedimentation sind die im
Aufschluß anzutreffenden Anbohrun-
gen des Flözes und das Einsetzen
von intensiver Bioturbation in den
über dem Flöz folgenden Ablagerun-
gen. Da fast alle hier beobachte-
ten marinen Sedimente bioturbat
sind, wurde in den Profilen (Abb 2
und Tab. 1-16) auf eine entspre-
chende Kennzeichnung verzichtet.

Um eine gewisse räumliche
Vorstellung vom Verlauf der mari-
nen Ingression im Weißelster-
Becken zu gewinnen, ist es
notwendig die unterschiedlichen

Übergänge von der terrestrischen zur marinen Sedimentation in den einzelnen Profilen etwas ausführlicher zu betrachten.

5.1. Das Profil **Zwenkau-26** liegt nahe den kaolinisierten prätertiären Klippen. Da diese "Klippen" hier zum Zeitpunkt der marinen Ingression von einer Sandschicht und dem Kohleflöz IV bedeckt waren, hatten sie, soweit aus den untersuchten Aufschlüssen zu beurteilen, wohl kaum einen größeren Einfluß auf die oligozäne Küstenmorphologie und den Verlauf der Ingression zumindest an dieser Stelle (u.a. deshalb auch in Abb. 2 nicht berücksichtigt).

Die Flözoberkante ist hier deutlich erodiert und zeigt bis 60 cm tiefe und einige cm \varnothing erreichende Anbohrungen, die mit glaukonitischen in sich noch einmal bioturbaten Schluffen verfüllt sind. Es muß dann eine relativ rasche Vertiefung erfolgt sein, da es keine Spuren einer Flözaufarbeitung im Litoralbereich gibt. Der sehr scharfe Kontakt ist auch palynologisch nachzuvollziehen, denn es setzt sofort eine marine Phytoplanktonflora ein und außerdem sind Scolecodonten (Wurmkiefer) zu finden. Auch die ca. 1 m über dem Flöz gelegentlich auftretenden Phosphorit-Konkretionen legen eine rasche Versenkung nahe (vgl. Kap. 8.1.). Die Dinoflagellaten-Zysten sprechen für die innere bis äußere neritische Zone. Faziesfremde Einschübe (Schüttungen) aus einem ästuarinen Bereich treten dann erst später im oberen Teil des Profils (Pr. 30) wieder auf.

5.2. Der Übergang im Profil **Zwenkau Nord** ist teilweise ähnlich wie **Zwenkau 26** ausgebildet. Auch hier gibt es bis 60 cm tief reichende, mit (?glaukonitischen)

Schluffen verfüllte Anbohrungen an der Flöz IV-Oberkante. Der Kontakt Kohle/hangende braune (z.T. noch unverwitterten Pyrit/Glaukonit-führenden) bioturbate Schluffe ist sehr scharf. Es setzt sofort marines Phytoplankton ein, allerdings zunächst fast nur *Tasmanites*, ein für eher sehr flaches Wasser sprechendes Taxon. Später deuten die Dinoflagellaten-Zysten auf ästuarine Verhältnisse oder auf die innere neritische Zone hin, wobei aber auch faziesfremde (?ästuarine) Einschübe auftreten. Alles deutet auf eine recht rasche Versenkung hin.

5.3. Im Profil **Zwenkau Nordost** ca. 1600 m östlich Profil ZW 26 ist der höchste Teil des Flözes (mindestens 1 m!), lateral über einige hundert Meter verfolgbar, erosiv stark aufgelockert bis aufgelöst ("sanfte Erosion"). Es sind metergroße und bis dm dicke Braunkohlenschollen abgehoben und mit Sand unterfüttert. Das Ganze könnte man teilweise als ein aus Braunkohle bestehendes Basiskonglomerat bezeichnen. Kaum vorstellbar, daß diese "Flözauflockerung" im "Torfstadium des Flözes" abgelaufen ist (vgl. BELLMANN et al. 1984: 409). Während im Aufarbeitungshorizont selbst merkwürdigerweise kaum sichere marine Palynomorphen angetroffen wurden, (allerdings auch kein Glaukonit), liegen nur ca. 20 cm darüber bereits ganz normale bioturbate glaukonitische Sande. Diese Sande lieferten eine Ästuar-typische Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftung. In etwa 1,5 m über Flözoberkante ist eine bis zu 60 cm mächtige und lateral mindestens 200 m durchhaltende Kieslage (Einzelkomponenten bis zu 5 cm, meist aber kleiner) zu finden, die eine Litoralzone markiert. Dinoflagellaten-Zysten sind hier sehr

zwar selten, aber es gibt den Flachwasseranzeiger *Michrhystridium*. Im oberen Teil des Profils erscheinen dann bioturbate Schluffe, deren Dinoflagellaten-Zysten-Flora für die innere neritische Zone und/oder ein Ästuar sprechen.

5.4. Der höchste Teil des Flöz IV zeigt im Profil **Zwenkau Süd** deutliche Auskolkungen und bis zu 30 cm tiefe Anbohrungen. In den schluffigen Sedimenten der Bohrlochausfüllungen sind nur sehr wenige marine Objekte angetroffen worden (nur Foraminiferen-Innentapeten). Die benthonischen Foraminiferen sind entweder eingespült worden, oder haben die gebohrten Höhlungen auch selbst besiedelt. Auf dem Flöz IV liegt hier ein Grobkies (bis 2 cm \varnothing) eingebettet in braunem Schluff. Auch später überwiegen im Profil Schluffe mit ästuarinen Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftungen. Ein weiteres Argument für ein Ästuar mit einem hohen Anteil terrestrischer Sedimente liefert der bemerkenswert hohe Gehalt an umgelagerten Palynomorphen (vgl. Kap. 6).

Da in den Arbeiten von GRIMM (1993 und 1994: 51) sowie SCHINDLER (1994: 14) auf ein Profil Bezug genommen wird, daß an nahezu der selben Stelle aufgenommen wurde, soll darauf kurz eingegangen werden. So wurden in diesen karbonatfreien Ablagerungen zwar keine Foraminiferen-Schalen (nur Foraminiferen-Innentapeten s.o.) mehr gefunden GRIMM (1994), aber Schwamm-Mikrosklieren kommen dort offenbar in größerer Anzahl vor (GRIMM 1993). Leider hatte SCHINDLER (1994) auf eine Bearbeitung der Dinoflagellaten-Zysten-Flora in diesem Profil verzichtet, so daß hier kein Vergleich der mit verschiedenen Methoden erstellten Daten durchgeführt werden kann.

5.5. Im Profil **Cospuden (Ostwand)** zeigt der höchste Teil des Flözes starke Erosionsspuren. Hier greift eine mindestens bis 1,20 m mächtige Grobkieslage (bis 4 cm \varnothing) bis zu 1 m tief in das Flöz IV hinein. Darüber folgen Schluffe und später (schluffiger) bioturbate Feinsande mit ästuarinen Dinoflagellaten-Zysten.

Von besonderen Interesse sind aber die Schluffeinschaltungen im Flöz IV, die heute etwa 1,50 m unterhalb der Flözoberkante liegen. Diese Schluffe lieferten einige Dinoflagellaten-Zysten-Taxa: *Chiropteridium*, *Operculodinium* und *Wetzelietta*. Während die ersten beiden Formen Taxa mit breiter ökologischer Toleranz sind, ist *Wetzelietta* typisch für ein Ästuar. BELLMANN et al. (1984: 409) interpretierten diese weit verbreiteten Einlagerungen von "Weißem Sand" in der oberen Flözscheibe, als frühdiagenetische Umlagerungsvorgänge, wo "durch die Wellenbewegung des Wassers der Torf (der jetzigen Kohle) zum Teil angehoben und nach kurzem Transport wieder abgelagert wurde". Ob diese Schluffeinschaltungen nun tatsächlich einen frühen marinen Einfluß bei der noch andauernden Kohlenbildung markieren oder, ob die Schluffe während einer tiefgreifenden Erosion in das bereits vorhandene Kohleflöz eingearbeitet worden sind, muß allerdings offen bleiben.

Interessant ist auch ein Vergleich mit den faziellen Interpretationen der Arbeiten von GRIMM (1993) (Schwamm-Mikrosklieren), GRIMM (1994: 50) (Foraminiferen), SCHINDLER (1994: 16 + 98ff.) (Dinoflagellaten-Zysten) und GRIMM & SCHINDLER 1995: 10) (Foraminiferen und Dinoflagellaten-Zysten). Leider ist das von den Autorinnen bearbeitete Profil im nördlichen

Teil des Tagebaues Cospuden genommen worden, der zum Zeitpunkt der hier vorgenommenen Untersuchungen bereits planiert war. So sind die Profile aufgrund der stark lateral wechselnden Sedimentationsverhältnisse auch nicht gut zu korrelieren. Zum einen ist hier keine durchgehende Kalkbank beobachtet worden (nur ein Bereich mit einer "lockeren Lage" von "Septarien") und zum anderen fehlt dort die zweite obere (allerdings weitgehend allochthone) Phosphoritlage (vgl. Tab. 5). Möglicherweise sind deshalb auch die Ergebnisse kaum zu vergleichen, denn es ist wenig verständlich warum bei GRIMM & SCHINDLER (1995: 10) in ihrem Profil Cospuden nur maximal 8 Dinoflagellaten-Arten als größte Diversität angetroffen haben (hier zumindest 11 Gattungen schon bei der ersten Sichtung!). Deshalb sollte auch, u.a. aufgrund mangelnder stratigraphischer Daten, vorläufig noch offen bleiben, ob nun knapp 1000 m nördlich des hier bearbeiteten Profils tatsächlich die "gesamten marinen rupelischen Ablagerungen" in Cospuden vertreten sind.

Beim Vergleich einzelner Dinoflagellaten-Zysten-Taxa ergeben sich deutliche Unterschiede, weshalb dann auch die faziellen Interpretationen völlig anders ausfallen. GRIMM & SCHINDLER (1995: 13) fanden: (1) ziemlich durchgehend *Thalassiphora*, (2) nur in zwei Proben *Wetzelialla* und (3) *Lingulodinium* gar nicht. Sie bringen das Auftreten von "robusten Formen" wie *Thalassiphora*, *Deflandrea*, *Dracodinium* und *Wetzelialla* mit einer "allmählichen Verflachung des Meeres" in Verbindung. Zwar dürfte es zum Hangenden hin tatsächlich flacher geworden sein, denn die Anwesenheit des Flachwasserindikators *Micrhystridium* (und möglicherweise auch *Horologinella*) sowie die massiven

Umlagerungen von Palynomorphen aus dem Mesozoikum bestätigen den "Regressionscharakter" der höheren Schichten, aber es ist weniger die Wassertiefe oder -bewegung, als vielmehr die Salinität oder Temperatur, die die Verbreitung des Phytoplanktons beeinflussen.

Warum GRIMM & SCHINDLER (1995: 16) *Wetzelialla symmetrica* für typisch für ein vollmarines Milieu halten ist dort leider nicht weiter belegt. Denn allgemein spricht die Gattung *Wetzelialla* für ästuarine Verhältnisse (s.o.). Zusammen mit dem Auftreten von *Lingulodinium*, (die GRIMM & SCHINDLER (1995) offenbar gar nicht fanden), eine Form, die meist auf eine verringerte Salinität hinweist, und dem Vorkommen von *Micrhystridium* sowie *Horologinella*, die flaches Wasser mit möglicherweise rasch wechselnden Salinitäten anzeigen könnten, kommt man eher zu ästuarinen bis intertidalen oder lagunären Ablagerung im höchsten Teil des Profils (vgl. Tab. 5).

5.6. Im Profil Espenhain Nordost liegt mit scharfem Kontakt ein brauner bioturbater Sand auf dem Flöz IV, der auch gleich eine recht diverse Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftung zeigt. Interessant ist dabei besonders der Vorherrschen des möglichen Kaltwasserindikators *Paralecaniella indentata* (vgl. FECHNER 1989: 60). In den folgenden 5 m nimmt der marine Einfluß deutlich ab (Regression?) und erst im Bereich der "Kiestaschen" treten wieder vereinzelt Dinoflagellaten-Zysten und dann vor allem verschiedene Flachwasserindikatoren (Acritarchen) auf. Über dem Kieshorizont bis in den Phosphorit-Horizont hinein sind dann z.T. sehr diverse Dinoflagellaten - Zysten - Vergesellschaftungen zu beobachten (?innere neritische Zone). Der

Kieshorizont markiert hier ganz klar eine Zeit in der Litoralzone. Der Begriff "Transgressionskies" für den Kieshorizont dürfte wohl auch in Hinblick auf den über den Phosphoriten anschließenden Mergel kaum zu halten sein. Ganz im Gegenteil, der Kieshorizont stellt eher eine (Sand-)Barre (Nehrung) dar, die in einem dahinter gelegenen relativ flachen Bereich eine lagunäre Entwicklung ermöglichte. Die Mergel ("Muschelschluff" einschließlich der Kalk-Konkretionen) zeichnen sich durch ein fast völliges Aussetzen von Dinoflagellaten-Zysten aus, wobei aber "Acritarchen" als Flachwasseranzeiger dominieren. Erst mit dem Einsetzen der Feinsande ("Formsand") erscheinen wieder diverse Dinoflagellaten-Zysten, allerdings bei gleichzeitig andauernder starker Präsenz von "Acritarchen" (extrem flache, "offene" Lagune?).

Die Abwesenheit von stenohalinen Faunenelementen (Echinodermen, Korallen, Schwämmen und Nautiliden; in norddeutschen Kalk-Konkretionen ["Septarien"] vorhanden) (FREESS 1991: 8) könnte ebenfalls ein Hinweis auf "nicht ganz so normalmarine", also auch sehr flache lagunäre Verhältnisse sein.

Interessant sind hier weiterhin die auf Autochthonie hinweisenden Glaukonit-Imprägnationen in den Mergeln und den Kalk-Konkretionen bzw. den Phosphoriten. Glaukonit und Phosphorit sprechen zwar für ± Upwelling, was aber aufgrund der angenommenen Paläogeographie nahe der Küste und einer benachbarten Lagune nur schwer vorstellbar ist.

Die u.a. hier vorkommenden "grauen Formsande" im höchsten Teil des Profils wurden von MÜLLER (1983: 91) als Wattsedimente gedeutet. Auch die Mikroflora dieser Feinsande, die große Mengen von *Micrhystridium* enthält, spricht

für sehr flaches Wasser oder auch für eine Lagune (*Horologinella incurvata*) mit möglicherweise stark wechselnden Salinitäten.

5.7. Im Profil Espenhain Osten Mitte ist ein recht deutlicher Kontakt Flöz/brauner bioturbater Sand zu beobachten. Bis zum Flöz Y folgen braune bioturbate Sande mit mm-dicken kohligen Lagen ("Streifen") von umgelagerter Kohle (in Küstennähe?). Flöz Y bildet hier eher eine kohlige Lage, die lokal bis 40 cm mächtig wird und häufig große Holzstücke (bis 15 cm ø) enthält. Auch in dem darüberliegenden Kieshorizont sind Holz- aber auch Knochenfragmente sowie Haifischzähne zu finden. Oberhalb des Kies- und des Phosphorit-Horizontes, (bei Pr. 9), treten nur noch selten dünne kohlige "Streifen" auf. Den oberen Teil des Profils bilden dann Feinsande ("Kaolinsand"). Fast alle Proben oberhalb von Flöz IV enthalten ± diverse Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftungen, d.h. auch im unreinen Flöz Y, das hier entweder stark allochthon sein dürfte oder das mit Hilfe des Netzes aus Pflanzenfasern als "Dinoflagellaten-Zysten-Fänger" in einer brackigen Lagune fungierte. Auch in diesem Profil spricht vieles für die Bildung einer Barre (Kies), einer Lagune (Flöz Y) und einer Nehrung (Feinsande). Die im unteren Teil der marinen Sedimente ästuarinen, in den Phosphoriten "vollmarinen" und in den Feinsanden eingeschränkten Dinoflagellaten - Zysten - Vergesellschaftungen bestätigen wohl dieses Modell.

5.8. Im Profil Espenhain Südost liegt mit deutlichem, schwach erosivem Kontakt ein bioturbater Mittelsand mit Pyrit und ?Glaukonit auf Flöz IV. Bis hinauf zum Flöz Y

schalten sich dazu noch Schluffbänder und mm-dicke kohlige Lagen ein. Obwohl hier das Flöz Y selbst keine marinen Palynomorphen enthält, führen die Sande darunter und darüber einige Dinoflagellaten-Zysten. Oberhalb der (Fein-)Kieslage sind an marinen Palynomorphen praktisch nur noch Flachwasseranzeiger zu finden. Ab Probe 26 ("Kaolinsand") "verschwinden" auch fast alle anderen Palynomorphen. Gegen die Möglichkeit der Verwitterung der Palynomorphen in den "Kaolinsanden" spricht jedoch die recht gute Erhaltung der wenigen vorhandenen Pollen und Sporen. Der Mangel dürfte eher ein primäres Phänomen sein.

Interessant im Profil Espenhain Südost ist das völlige Fehlen von ästuarinen Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftungen. Es dominieren hier offenbar strandnahe sauerstoffreiche Flachwasserablagerungen gekennzeichnet durch den Anbau von Nehrungen, induziert durch einen küstenparallelen Wasserstrom.

5.9. In Espenhain Süd zeigt sich ein klarer aber erosiver Kontakt zwischen Flöz IV und den folgenden bioturbaten Mittelsanden in denen bis hinauf zum Flöz Y immer wieder kohlige Lagen oder besser Linsen (bis 5 cm dick) auftreten. In diesem Profil ist beim Flöz Y ein schöner Wurzelboden ausgebildet. Die Kohle selbst lieferte zwar keine marinen Palynomorphen, doch darunter und darüber sind einige Dinoflagellaten-Zysten zu finden. Im Phosphorit-Horizont ist eine recht diverse ("vollmarine") Dinoflagellaten - Zysten - Vergesellschaftungen vorhanden. Die in der gleichen Lage anzutreffenden dm-große Brocken kohliges Holz deuten aber auch auf einen gewissen terrestrischen Einfluß hin. In den hangenden Feinsanden ("Kaolin-

sand") (über Pr. 17) nimmt die Anzahl der Dinoflagellaten-Zysten stark ab und es überwiegen meist nur noch Flachwasseranzeiger. Im Gegensatz zu den "Kaolinsanden" im Profil Espenhain Südost sind in Espenhain Süd aber reichlich und sehr gut erhaltene terrestrische Palynomorphen vorhanden.

Hinweise auf eine lagunäre Entwicklung oder einen gewissen Süßwassereinfluß gibt hier neben Flöz Y auch der "Stengelhorizont" (Pr. 3-2; vgl. Kapitel 7.3.).

5.10. Die Mächtigkeit von Flöz IV ist in Profen sehr unterschiedlich und oft noch in Unter- und Oberflöz aufgespalten. Das hier untersuchte Profil am Rande der Mulde 16/17 stellt eine besondere Situation dar, denn es besitzt ein recht mächtiges marines Oligozän. Wenige 100 m weiter nördlich ist die Flöz IV-Oberkante bereits zum Teil stark (tertiär) erodiert oder z.B. ca. 450 m östlich, kann Flöz IV (fast) völlig (u.a. vom Quartär) erodiert sein. Dementsprechend sind in Profen auch dicht nebeneinander verschiedene Übergänge von der terrestrischen zur marinen Sedimentation, der sogenannten "Transgression", anzutreffen.

Bevor ich allerdings zu der eigentlich hier im Mittelpunkt stehenden "Transgression" komme, müssen noch zwei als marin geltende (prämitteloligozäne) Sedimente angesprochen werden. Da wären einmal die z.T. intensiv bioturbaten Domseiner Sande im Liegenden von Flöz IV, von denen im westlichen Teil des Tagebaues Profen verschiedene Bereiche und Horizonte beprobt und untersucht werden konnten. Zwar sollen in den Domseiner Sanden ca. 10 Dinoflagellaten-Zysten-Taxa gefunden worden sein (KRUTZSCH mündl. Mitt.), doch lieferten die hier entnommenen Proben

keinerlei marine Palynomorphen. Warum entsprechende Dinoflagellaten-Funde hier nicht gemacht werden konnten, muß leider offen bleiben. Die untersuchten Proben waren zwar übertoll mit sehr kleinen triporaten Pollenkörner (<10µm), zeigten aber keine vergleichbar kleinen (marinen) Acritarchen des *Mirhystridium*-Komplexes. Obwohl die Spurenfossilvergesellschaftung für einen gewissen marinen Einfluß in den Domsener Sanden spricht, kann dies aus palynologischer Sicht nicht unterstützt werden.

Als zweites fraglich-marines (prämitteloligozänes) Sediment soll kurz die "Sandbank mit Spurenfossilien" erwähnt werden (vgl. auch Kapitel 8.2.). Es ist die Rede von einer bis zu 1 m mächtigen sehr gleichkörnigen matrixfreien sandsteinartigen Einschaltung mit bleistiftartig herausragenden Spurenfossilien innerhalb des unteren Bereiches von Flöz IV. Während die Spurenfossilien flachmarine Verhältnisse andeuten, erbrachten die palynologischen Untersuchungen hierfür keinerlei Bestätigung, denn der Sandstein lieferte zwar Pollen und Sporen, aber kein marines Phytoplankton. Das Fehlen von marinen Palynomorphen in den Sedimenten ist allerdings kein ausreichendes Argument für eine rein terrestrische Bildung.

In Profen tritt einem die sogenannte "Transgression" an der Flöz IV-Oberkante in mindestens drei verschiedenen Ausbildungen entgegen. (1) Auf dem erosiven Flöz IV mit Anbohrungen folgen glaukonitische oder braun-verwitternde schluffige Sande an deren Basis gelegentlich eine Grobkieslage (bis 2 cm ø) zu finden ist. (2) Von Flöz IV spaltet sich in ein oder mehrere "Oberflöze" ab (meist mit schönen Wurzelböden),

wobei die tonig-schluffigen "Mittel" deutlich mehr als 1 m erreichen können. Das höchst "Oberflöz" ist oft über 2 m mächtig und zeigt gelegentlich im obersten Bereich linsenartige Sandeinschaltungen. Während die tonig-schluffigen "Mittel" nur nichtmarine Palynomorphen liefern, sind in den oberen linsenartige Sandeinschaltungen ("Flözauflockerung" vgl. Kap. 5.3.) auch Dinoflagellaten-Zysten zu finden. (3) In den auf dem ersiv reduzierten Flöz IV liegenden glaukonitischen oder braun-verwitternden schluffigen Sanden, sind einige dm über dem Flöz plattige Sandsteinlagen eingeschaltet. Die einzelnen cm- bis dm-dicken festen Lagen sind jeweils durch schluffige Sande getrennt, können lateral jedoch auch "zusammenwachsen" und bilden dann eine gut 1 m mächtige Bank. Diese Sandsteinbänke zeichnen sich durch ihr sideritisches Bindemittel aus, was recht auffällig ist, da ansonsten Karbonate in der Schichtenfolge eher die Ausnahme sind. Lediglich HOHL und BELLMANN fanden "bei Profen über dem zweigeteilten Oberflöz weißgraue Sande und darüber muschelführende, glaukonitische Schluffe" (vgl. BELLMANN 1970: 197).

Während Fall (1) in der Ausbildung vergleichbar mit Zwenkau Süd und Fall (2) vielleicht mit Zwenkau Nordost oder Cospuden ist, gibt es für Fall (3) offenbar keine Entsprechung in den andere Tagebauen des Weißelster-Beckens. Da diese sideritischen Sandsteinbänke als konkretionäre Bildungen betrachtet werden, wird zur weiteren Diskussion auf Kapitel 8.3. verwiesen.

Unabhängig von der Art des Überganges an der Flöz IV-Oberkante ist die weitere fazielle Entwicklung der Sedimentation in Profen durch Ästuar-typische

Dinoflagellaten - Zysten gekennzeichnet. Auch der hohe Anteil umgelagerter Palynomorphen liefert hierfür entsprechende Belege.

5.11. Im Profil Peres (Nordwand) folgen auf Flöz IV mit scharfem Kontakt braune Sande. Aber erst 60 cm über dem Flöz in glaukonitisch-schluffigen Sanden treten Dinoflagellaten-Zysten auf. Während die Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftungen auf eine zunächst rasche Vertiefung deuten, sind es später wohl überwiegend ästuarine Bildungen.

Die hier angetroffenen Phosphorite unterscheiden sich im Gegensatz zu allen anderen Phosphoriten im Weißelster-Becken durch ihre starken "Verwitterungs" - Spuren, was sich jedoch im Dünnschliff nicht so deutlich zeigt (vgl. Kap. 8.1.).

5.12. Das hier untersuchte Profil Schleenhain Nord liegt am Rande eines sich weiter östlich anschließenden Kessels, der die Mächtigkeit u.a. von Flöz IV stark anschwellen läßt, wodurch es in dieser Region überhaupt erst bauwürdig wird. Im Gegensatz zu den meisten anderen untersuchten Profilen, die einen scharfen erosiven Kontakt von Flöz IV/aufliegende Sedimente zeigen, nimmt hier nach obenhin die Kohlenbildung ± langsam ab. Es schalten sich verstärkt unreine Kohlen, kohlige oder auch hellere Tone ein. Die Absenkung des Untergrundes und die Überflutung der Moore sowie das damit verbundene Ende der Kohlenbildung ist hier zunächst durch nichtmarine Sedimente gekennzeichnet. Ob nun die Absenkung Folge von Subrosion oder von tektonischen Vorgängen war, ist nicht zu entscheiden, sie war wohl aber nicht sehr stark, denn die Sedimentation nichtmariner Tone war

eine zeitlang noch ausreichend, um die Subsidenz zu kompensieren und das Eindringen von Meerwasser zu verhindern. Während in den 1,20 m Ton über dem Flöz Spurenfossilien kaum zu sehen sind, treten in den sich anschließenden Mittelsanden regelmäßig bioturbate "Schluffflammen" auf. Etwa 1,60 m über der letzten Kohlenbildung setzen dann braune Mittelsande mit Grobsandlinsen und einer sehr starken Bioturbation ein. Folgerichtig treten dann auch hier die ersten echten marinen Mikrofossilien auf. Zunächst sehr vereinzelt und nur eine Form (*Chiropteridium*), die wohl eine sehr breite ökologische Toleranz besitzt, da sie oft als einzige Form an der "Transgressionsbasis" auftritt. Darüber scheinen dann ästuarine Verhältnisse vorzuherrschen. Eine sehr markante graue 10 bis 20 cm mächtige Feinkieslage (Pyrit!) mit stark welligen Ober- und Unterflächen, die sich mindestens einige hundert Meter verfolgen läßt, markiert wahrscheinlich eine gewisse Zeit unter Litoralbedingungen. So wurden in dieser Feinkieslage auch nur Acritarchen, also marine Flachwasserindikatoren angetroffen. Danach deutet zwar die verhältnismäßig geringdiverse Dinoflagellaten - Zysten - Vergesellschaftung auf eine kurzzeitige Vertiefung, doch sind die marinen Mikroflora nicht klar zu interpretieren. Erst im höchsten Teil des untersuchten Profils scheint sich eine Fazies mit schluffigen Sanden ("Kaolinsande") der inneren neritischen Zone zu stabilisieren".

Die darüber folgenden "Formsande" sind in dem hier untersuchten Tagebau - NE - Bereich wahrscheinlich im Quartär erodiert wurden, sind aber im nordwestlichen Teil der Nordwand von Schleenhain aufgeschlossen und

konnten dort beprobt werden (in Tab. 12 nicht aufgenommen!). In den z.T. mit Fe-Oxiden verfestigten Spurenfossilien durchsetzten gelben Feinsanden, konnten lediglich einige wenige Dinoflagellaten-Zysten isoliert werden. Dagegen scheinen die Prasinophyten (Flachwasseranzeiger) hier eindeutig zu dominieren u.a. *Cymatiosphaera bujakii*, *Pterospermella* spp.. Die sehr gleichkörnigen Feinsande sprechen für eine Sortierung durch Küstenlängsströmungen, d.h. Küstenversatz mit Bildung von Nehrungen und Lagunen.

5.13. Im Profil **Witznitz I** liegt auf Flöz IV ein kohliges Sand, der reichlich mit Pflanzen-Fossilien (Stengel, Blätter) durchsetzt ist. Auch hier scheint es keine marine Erosion des Flözes gegeben zu haben, sondern einen offenbar "sanften" Übergang zur marinen Sedimentation. Bei 60 cm über dem Flöz treten in braune Sanden mit kohligem Lagen zwar erste Dinoflagellaten-Zysten, aber weiterhin sind Wurzelböden und mm-dicke kohlige Lagen zu finden. Erst ca. 8 m über Flöz ist deutliche Bioturbation zu erkennen. In fast allen Proben der ersten 7 m über dem Flöz IV ist *Chiropteridium* (Taxon mit weiter ökologischer Toleranz) recht häufige vertreten, was eine nur mäßige Vertiefung andeuten dürfte. Die Proben im Bereich um Flöz ?Y (ohne richtigen Wurzelboden) und dem Flöz selbst haben zwar auch einige marine Palynomorphen geliefert, was für eine gewisse weitere langsame Vertiefung spricht, doch gibt es mit Probe 16 dann eine harte Zäsur, d.h. ein schlagartiges Aussetzen aller mariner Palynomorphen. Auffallend schon in Aufschluß ist der (ab Pr. 17) rasche und mehrfache Wechsel von Sanden, Schluffen, Tonen, Fein- und Grobkiesen. Diese

Sedimente gehören zu den nicht-marinen ?oberoligozänen-untermiozänen Thierbacher Schichten, die hier erosiv bis tief in das marine Mitteloligozän hinuntergehen.

5.14. Im Profil **Witznitz II** greifen Fein- und Grobkiese mit eingelagerten Sand- und Schlufflinsen bis hinunter auf Flöz IV bzw. erosiv in das Flöz hinein. Auffallend sind hier die liegenden mehrere Meter langen und einen Durchmesser von teilweise über 60 cm erreichenden Baumstämme. Auch die gesamte Folge darüber besteht aus einem raschen mehrfachen Wechsel von Sanden, Schluffen, Tonen, Fein- und Grobkiesen. In keine der Proben wurden marine Palynomorphen gefunden. Im Profil Witznitz II reichen die nichtmarinen ?oberoligozänen-untermiozänen Thierbacher Schichten also sogar bis hinunter auf/ins Flöz IV. Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch hier ursprünglich marines "Mitteloligozän" abgelagert wurde, wie es im gut 1000 m westlich liegenden Profil Witznitz I zu beobachten ist, nur daß es an dieser Stelle völlig erodiert wurde.

5.15. Im Profil **Bockwitz** (Nordteil) zeigt die Flöz IV-Oberkante mit bis zu 1 m tiefen Auskolkungen deutliche Spuren der Erosion. Auf dem Flöz befindet sich eine bis zu 2 m mächtige Grobkieslage. Dann folgen Schluffe, Sande, Feinkiese und später Tone. Marine Palynomorphen wurden in Bockwitz nicht angetroffen. Auch im Nordteil vom Tagebau Bockwitz reichen die nichtmarinen ?oberoligozänen-untermiozänen Thierbacher Schichten, hinunter bis in das Flöz IV, so daß offen bleiben muß ob hier eventuell einmal marine "mitteloligozäne" Schichten lagen.

5.16. Im Tagebau **Merseburg Ost** (Baufeld 1b) ist der Wechsel von der terrestrischen zur marinen Sedimentation ("Transgression") leider nur schwer zu beurteilen, da hier die wenigen zur Zeit noch zur Verfügung stehenden Aufschlüssen die Oberkante des Flözes "Bruckdorf" (Flöz II!) und den folgenden Schichten infolge Abraum- bzw. "Rekultivierungs"-Arbeiten kaum ungestört angetroffen wurden. Abgesehen von den raschen lateralen Fazieswechseln im Bereich des Forsthauskessels durch spätere tertiäre bzw. quartäre Erosionen, soll in dem hier untersuchten Profil nur eine Möglichkeit des Überganges von der terrestrischen zur marinen Sedimentation vorgestellt werden.

Zunächst liegen über dem Flöz II braune leicht bioturbate oder auch ± hell/dunkel "gebändert" Schluffe ("Bruckdorfer Tone" bzw. "Ziegeleirohstoff") die ca. 7 m über Flöz in kohlige Schluffe übergehen. Eine Unterscheidung von "Unteren Bruckdorfer Ton", "Bruckdorfer Sand" und "Oberen Bruckdorfer Ton" ist in dem untersuchten Aufschluß kaum möglich. Dann folgen die schon erwähnten sehr unreinen Kohlen oder besser kohlige Schluffe als sogenannte Vertreter des Flöz "Zöschen". Bei Probe 14 ist inmitten der kohligen Schluffe eine Feinkieshorizont mit kohligter Matrix zu finden. Ob dieser Feinkieshorizont vielleicht die Grenze zu den folgenden "mitteloligozänen kohligen Schluffen" bzw. "Bruckdorfer Schluffhorizont" oder schon zu dem Vertreter des Flöz Lochau bildet, möchte ich anhand dieses einen kleinen Aufschlusses nicht entscheiden. Wichtig ist hier jedoch die Tatsache, daß in den Proben 13 und 14 (Kieshorizont), d.h. mindestens 8 m über Flöz "Bruckdorf" kurzzeitig Dinoflagellaten-Zysten und

Tasmaniten, (letztere aber möglicherweise auch aus der Kreide umgelagert), in den kohligen Schluffen auftreten und möglicherweise eine kleine "Transgression" markieren.

Im Gegensatz zu allen anderen in diesem Projekt untersuchten Profilen ist in im Tagebau Merseburg Ost ein erster mariner Einfluß also schon zwischen dem Flöz II (hier als Flöz "Bruckdorf") und dem Flöz IV (hier nur als Vertreter der Flöze "Zöschen" bzw. "Lochau") festzustellen. Es ist auch leicht verständlich, daß das nach Süden in das Weißelster-Becken vordringende Meer im Norden zuerst seine Spuren hinterließ, wenn dies auch noch recht sporadisch war. So ist auch der im Vergleich mit den anderen Profilen zu verzeichnende etwas "archaische" Charakter der Dinoflagellaten - Zysten - Vergesellschaftung gut zu verstehen.

5.17. Die marine Sedimentation im Weißelster-Becken

Wie aus den Einzelbefunden zu ersehen, kann der Beginn der marinen Sedimentation nicht für das gesamte Weißelster-Becken festgemacht werden. Es gibt deutliche stratigraphische und regionale Unterschiede, die auf ein komplexes Wechselspiel von regionaler und lokaler Tektonik, Subrosion, Flözaufwuchs und Flözkompektion, Sedimentanlieferung aus dem Hinterland, Sedimentverteilung mittels Küstenströmungen, Sedimentakkumulation (Barrenbildung, Anbau von Nehrungen) sowie intraformationellen Erosionen zurückgehen.

Vieles in den einzelnen Profilen deuten darauf hin, daß große Teile des Weißelster-Beckens, wenn nicht sogar möglicherweise die ganze Bucht ein großes Ästuarbecken bildete. Ästuarine Entwicklungen hat es in fast allen

Teilen des Beckens gegeben, wenn auch in verschiedenen Bereichen nicht unbedingt zur gleichen Zeit. In diesem Zusammenhang zeigt sich deutlich, daß ohne eine genaue stratigraphische Auflösung, die nach meiner Erfahrung in den heute noch zugänglichen Aufschlüssen kaum mehr zu erreichen ist, eine klare Vorstellung vom Ablauf der marinen Ingression nur schwer erarbeitet werden kann. Nun, das komplexe Nebeneinander und Nacheinander von verschiedenen Fazies-typen oder auch die Gleichzeitigkeit von Faziestypen in regional oder stratigraphisch verschiedenen Bereichen ist nicht immer leicht darzustellen. Trotzdem soll versucht werden aus den ermittelten Daten der hier untersuchten wenigen Aufschlüsse ein grobes Bild zu entwerfen.

Die stratigraphisch wohl ältesten marinen Ablagerungen gibt es im Tagebau Merseburg Ost, d.h. schon deutlich unterhalb Flöz IV bzw. seinen Vertretern. Unterschiedlich starke Erosionen der oberen Teile von Flöz IV sind in dem Bereich der Tagebaue Zwenkau, Cospuden, Espenhain (Ost- bzw. Nordostteil des Beckens) aber auch Profen zu beobachten. Da es in Profen neben einer erosiv ausgebildeten Flöz IV-Oberkante auch kontinuierliche nichtmarine Entwicklungen gibt, sind hier wohl stärker lokale, auf Subrosion zurückzuführende Prozesse maßgebend für den Beginn der marinen Sedimentation. Erwähnt werden sollte dann auch noch eine ausschließlich in Profen angetroffene zeitweise Salz-marsch-Entwicklung.

Eine Bildung von Sandbarren und Nehrungen mit dahinterliegenden geschützten Lagunen sind im (Nord)Osten aber auch im Süden des Beckens im Bereich der Tagebaue Cospuden, Espenhain und Schleenhain zu finden. Zunächst noch

nichtmarine Sedimente auf Flöz IV und einen erst späteren Übergang zu marinen Verhältnissen konnte in den Profilen Schleenhain und Witznitz-I, aber teilweise auch im Tagebau Profen beobachtet werden. Nicht sicher zu beurteilen sind die Profile Witznitz-II und Bockwitz, da hier der "Thierbacher Fluß" im ?Oberoligozän-Untermiozän alle möglichen marinen Sedimente ausgeräumt hat. Inwieweit die im Tagebauegebiet Espenhain im Hangenden der hier untersuchten Folgen gelegentlich anzutreffenden grobklastischen Ablagerungen, die z.T. auch als Thierbacher Schichten bezeichnet werden, wirklich zum gleichen mäandrierenden Flußsystem gehörten, ist nach meiner Ansicht nicht sicher, da dazu keine ausreichenden stratigraphischen und sedimentologischen Daten veröffentlicht sind.

Flöz Y ist oft sehr unrein oder trennt sich sogar durch Sandeinschaltungen auf, bildet nur selten ausgeprägte Wurzelböden und führt nur gelegentlich Dinoflagellaten-Zysten. Es kann also angenommen werden, daß Flöz Y unter gewisser mariner Beeinflussung gebildet wurde und zumindest zum Teil allochthon ist.

Die Entstehung des Kieshorizontes in den Profilen ESP-EM und ESP-SE kann durch Erosion, d.h. durch "Auswaschung" von feinerem Material in der Litoralzone erklärt werden ("Restkieslage"). Wenn man in Espenhain den Kieshorizont und Flöz Y im Zusammenhang betrachtet ergibt sich ein Gesamtbild, das für die Bildung des Kieshorizontes im wellenexponierten Bereich einer Barre spricht, während im (möglicherweise ausgesüßtem) Ruhigwasserbereich hinter einer Nehrung sich Flöz Y entwickeln konnte. Auch die Erscheinungen der Lagunenfazies lassen sich damit gut erklären.

Eine bisher angenommene "Fahrstuhltektonik", ein ständiges "Auf und Ab", wird nicht benötigt. Genauso wenig ist man unbedingt auf Meeresspiegelschwankungen als treibende Kraft angewiesen. Nach aktualistischen Ansätzen kommt man mit einer andauernden mehr oder weniger starken Subsidenz aus, um den z.T. mehrfachen Wechsel von hochenergetischen und niedrigenergetischen Faziesbereichen zu erklären.

6. Umgelagerte Palynomorphen:

Prinzipiell ist wie im marinen Alttertiär NW-Europas und im nördlichen Deutschland (vgl. u.a. KEDVES 1967, GRUAS-CAVAGNETTO 1970a/b und MOHR & FECHNER 1988) auch in den marinen Schichten des Weißeelster-Beckens mit Umlagerungen von Palynomorphen aus dem Mesozoikum und dem älteren Paläogen zu rechnen, besonders da entsprechende Ablagerungen in der näheren und weiteren Umgebung auch heute noch zu finden sind. Und in der Tat wurden umgelagerte mesozoische Palynomorphen, obwohl nicht in allen Profilen beobachtet, aber wenn, dann nur in den marinen Schichten angetroffen. Umgelagerte Formen zeigen oft stärkere Beschädigungen, was aber kein alleiniges Kriterium für deren Erkennung ist, da diese Taxa auch, besonders wenn sie innerhalb von Sedimentgesteinspartikel transportiert wurden, sich in ihrer Erhaltung oft kaum von tertiären Palynomorphen unterscheiden lassen.

Viele der umgelagerten Formen können nur allgemein dem Mesozoikum zugerechnet werden. Daneben sind eine Reihe von Taxa auch eindeutig zu trennen nach umgelagertem (?Rhät-)Lias bzw. Kreide. In Abbildung 3 sind die wichtigsten Formen tabellarisch zusammengestellt. Hierbei wurden Formen, die für sich allein nur allgemein ins

Mesozoikum zu stellen wären, aufgrund der Vergesellschaftung etwas vereinfacht dem (?Rhät-)Lias bzw. der Kreide zugeordnet. Einige der umgelagerten Formen sind auf den Tafeln 11 und 12 abgebildet.

6.1. Der Befund in den Profilen nach stratigraphischen Aspekten

Eindeutig aus (?Rhät-)Lias-Schichten stammende Palynomorphen sind in (1)Zwenkau-26, (4)Zwenkau-Süd, (5)Cospuden und (11)Profen angetroffen worden (möglicherweise auch "nicht weiter differenzierbares Mesozoikum" in (2)Zwenkau-Nord, (6)Espenhain Nordost und (16)Merseburg-Ost Südost). Daraus ergibt sich ein auf das westliche und mittlere Weißeelster-Becken beschränktes räumliches Verteilungsmuster.

Palynomorphen aus der mittleren bis oberen Kreide sind in (3)Zwenkau-Nordost, (4)Zwenkau-Süd, (5)Cospuden, (6)Espenhain Nordost, (7)Espenhain Osten Mitte, (9)Espenhain Süd und (16)Merseburg-Ost Südost zu finden (möglicherweise auch hier "nicht weiter differenzierbares Mesozoikum" in (2)Zwenkau-Nord). Dabei zeigt sich eine bevorzugte Verbreitung im mittleren und nördlichen Teil des Weißeelster-Beckens.

Da es bei den Vorkommen an umgelagerten Formen aus dem (?Rhät-)Lias und der Kreide einige Überschneidungen gibt, können teilweise auch Mehrfachumlagerungen angenommen werden.

6.2. Fazielle Deutung der Umlagerungen

Zu verstärkten Umlagerungen von Palynomorphen kommt es normalerweise beim Senken des Meeresspiegels oder beim Heben des Landes ("Regression"). Die Relativbewegungen von Landoberfläche und Meeresboden resultieren in einem

Profil	Rhät-Lias	Kreide	allg. Mesozoikum
(1)ZW-26	bisaccate Pollen <i>Corollina</i> (auch Tetraden) <i>Ovalipollis</i> <i>Ricciisporites</i> <i>Densosporites</i> <i>Kraeuselisporites</i> <i>Leiosphaeridia</i> ($>150 \mu\text{m } \varnothing$) <i>Tasmanites</i>		
(2)ZW-N			<i>Corollina</i>
(3)ZW-NE		bisaccate Pollen <i>Corollina</i> <i>Camarozonosporites</i> weitere Sporen (auch als Tetraden) <i>Exochosphaeridium</i>	
(4)ZW-S	<i>Ovalipollis</i> <i>Densosporites</i>	<i>Costatoperforosporites</i> <i>Corrugatisporites</i> <i>Leptolepidites</i> <i>Exochosphaeridium</i> <i>Spiniferites</i>	bisaccate Pollen <i>Corollina</i> <i>Vitreisporites pallidus</i> wenige Sporen <i>Baltisphaeridium</i> <i>Micrhystridium</i>
(5)COSP	<i>Corollina</i> <i>Echinitosporites</i>	<i>Odontochitina operculata</i>	
(6)ESP-NE		<i>Palaeohystrichophora</i>	<i>Corollina</i> (auch Tetrade) <i>Spheripollenites</i> <i>Tasmanites</i>
(7)ESP-EM		<i>Cribroperidinium edwardsii</i>	
(9)ESP-SD		<i>Isabelidium</i> <i>Palaeohystrichophora</i>	
(10)PROF	bisaccate Pollen viel <i>Corollina</i> <i>Monosulcites</i> viele Sporen <i>Densosporites</i> <i>Ricciisporites</i> <i>Leiosphaeridia</i> ($>100 \mu\text{m } \varnothing$) <i>Tasmanites</i>		
(16)MO-SE		<i>Exochosphaeridium</i> <i>Odontochitina operculata</i> <i>Surculosphaeridium</i>	bisaccate Pollen <i>Corollina</i> <i>Monosulcites</i> viele Sporen

Abb. 3:
Umgelagerte Palynomorphen im Weißelster-Becken.

erhöhten Relief, das die erosive Tätigkeit der Flüsse fördert, welche sich in die älteren Schichten der angrenzenden Landgebiete ein-graben. So waren z.B. die quar-tären Wassertiefstände im Atlantik (u.a. STANLEY 1965: -290 und 1966: 934;) oder auch der Wassertief-stand im Mittelmeer während des Höhepunktes des miozänen "Messinian Events" (KOHRING & FECHNER 1990), Zeiten verstärkter Umlage-rungen von Palynomorphen. Im Weißelster-Becken sind aber Umla-gerungen in Verbindung mit einer sogenannten "Transgression" zu beobachten, was einen scheinbaren Widerspruch darstellt. Dieser Widerspruch läßt sich nur dann lösen, wenn man nicht von einem eustatischen Meeresspiegelanstieg als Ursache der "Transgression" ausgeht, sondern annimmt, daß sich das Gebiet des Weißelster-Beckens überwiegend tektonisch bedingt deutlich absenkte, es sich hier also um eine echte Ingression handelt. Eustatische Meeresspie-gelschwankungen sind für den betrachteten Zeitraum zwar auch vorstellbar, doch waren sie für das Eindringen des Meeres nicht zwingend notwendig und als alleiniger und entscheidender Fak-tor wohl eher unwahrscheinlich. Wenn die marine Ingression tatsächlich tektonisch, also über-wiegend lokal induziert war, dann ergeben sich daraus möglicherweise auch einige bisher kaum beachtete und hier leider nicht weiter ansprechbare stratigraphische Pro-bleme.

Da z.T. umlagerte (?Rhät-)Lias-Taxa und kretazischen Formen ge-meinsam angetroffen wurden, stellt sich auch noch die Frage, ob die Palynomorphen gleichzeitig aufge-arbeitet wurden oder ob hier eine Mehrfachumlagerung vorliegt, d.h. daß zunächst die (?Rhät-)Lias-Taxa schon einmal in der Kreide umgela-

gert wurden und dann erst später gemeinsam in die tertiären Ablage-rungen gelangten. Im Quartär sind Mehrfachumlagerungen recht häufig. So ist *Corollina* (Mesozoikum) z.B. in mittelpleistozänen Litoralsedi-menten von Heem (Flandern) nicht selten, aber immer zusammen mit Dinoflagellaten-Zysten des unweit anstehenden Ypern anzutreffen, (unpubl. Daten, vgl. auch FECHNER 1989: 86). Aus der Lösung der Frage einer gleichzeitigen Aufar-beitung oder einer Mehrfachumlage-rung der Palynomorphen, lassen sich prinzipiell Schlüsse auf die Verbreitung und der Art von ent-sprechenden heute z.T. völlig ero-dierte mesozoischen Ablagerungen ziehen (vgl. dazu KEMP 1972: 153). Weiterhin ergeben sich daraus Kon-sequenzen hinsichtlich der Ein-zugsgebiete der oligozänen Flüsse, die in die Bucht des Weißelster-Beckens einmündeten.

7. Ausgewählte paläobotanisch-fazielle Fragen:

7.1. Zum Problem der Palmen

GOTHAN (1942) beschrieb Palmenwur-zelhölzer aus der "Braunkohle von Böhlen", d.h. eigentlich nur aus der Phosphoritlage (vgl. GLASEL 1955: 55). Ebenfalls von einem teilweise phosphoritisierten Pal-menwurzelstück berichtet FREESS (1991: 37+68). Der gleiche Autor meinte aufgrund seiner makrobo-tanischen Befunde, daß im mitteloli-gozänen "Meeressand" Palmenreste häufiger seien als solche von dikotyledonen Pflanzen. Diese Aus-sage steht allerdings im krassen Widerspruch zu den mikrobotani-schen Ergebnissen. Pollenkörner von dikotyledonen Angiospermen bilden hier das absolut dominie-rende Element. Pollenkörner von Monokotylen (u.a. auch von Palmen) sind im Material nur vereinzelt angetroffen worden.

Von den heute noch vorhandenen Palmengattungen sind einige auch fossil anhand von Pollenfunden in Europa nachgewiesen. Es sind teilweise relativ kleine Pollenformen, die man bei einer raschen Durchsicht des Material leicht übersehen kann. Zu nennen wäre die Gattung *Trachycarpus* (Hanfpalme) (heute SE-Asien) mit sphaerischen regelmäßig-reticulaten Pollenkörnern (22 bis 27 μm \emptyset) und mit einer monocolpaten "Spalte", wo die Körner oft auch aufplatzen; die Gattung *Copernicia* (heute Brasilien) mit sphaerischen glatten unspezifischen Pollenkörnern (bis zu 45 μm \emptyset) und die Gattung *Corypha* (Schopfpalme, heute Australien) mit sphaerischen reticulaten Pollenkörnern (bis zu 35 μm \emptyset). Von besonderem Interesse wäre die Palmen-Gattung *Sabal*, die u.a. auf maritimen Salzböden zu finden ist. Aber auch solche recht charakteristischen ovoidalen monocolpaten grob granulaten bis zu 50 μm (!) großen Pollenkörner wurden nicht gefunden. Das gleiche gilt für die sehr charakteristischen echinaten Pollenkörner der Nipapalme (siehe bei Mangroven Kap. 7.2.).

Sicher nachzuweisen sind hier lediglich Pollenformen, die sehr gut vergleichbar mit der Gattung *Chamaedorea* (Bergpalme) sind. Aber auch diese recht typischen ovoidalen monocolpaten reticulate Pollenkörner (20x30 μm \emptyset) (Taf. 15, Abb. 11-13) konnten nur selten beobachtet werden. Damit dürften Palmen zu jener Zeit auf den das Weißelster-Becken umgebenden Landflächen kein bedeutendes Florenelement gestellt haben. Die Vorstellungen von ausgedehnten Palmenhainen und malerischen Palmenstränden im Oligozän vom Leipzig gehören wohl ins Reich der Wünsche.

7.2. Zum Problem der Mangrovenvegetation

In der Literatur treten immer wieder angebliche Hinweise auf eine Mangrovenvegetation im marinen Oligozän des "Weißelster-Beckens" auf. So sprach u.a. PIETZSCH (1951: 76 + Taf. 18) von "Röhrichtsand" und "Mangrovenküste" bzw. von "stark durchwurzelten Sanden" (ibid.: 76). Auch FREESS (1991: 38+70) nannte "Wurzelreste einer Mangrovenformation". Bei diesen Mangrovenspuren handelt es sich wohl ausnahmslos um Spurenfossilien, die auf die Aktivität von Tieren zurückgehen.

Von den heute existierenden Mangroventaxa waren im Oligozän bereits *Nipa* (Nypapalme) [ab Maastricht], *Rhizophora* (Mangrovenbaum) [ab ?Paläozän-Eozän] und *Avicennia* [ab ?Oligozän] vorhanden. Während *Rhizophora* und *Avicennia* nur kleine leicht zu übersehenden bzw. leicht zu verwechselnde tricolporate, psilate bzw. reticulate Pollenkörner bilden (vgl. u.a. NAGY & KOKAY 1991: Taf. IV-V) zeichnet sich *Nipa* durch relativ große bestachelte Pollenkörner aus. *Nipa* ist zwar im Eozän in ganz Europa und im Miozän zumindest von Süd-Europa eindeutig nachgewiesen, doch fehlen sichere Hinweise von *Nipa* im Oligozän von Mitteleuropa.

Obwohl in dem hier untersuchten Material keine Pollenkörner von Mangrovenpflanzen gefunden worden sind, war es vom Klima her prinzipiell nicht ausgeschlossen auch im Weißelster-Becken eine Mangrovenvegetation anzunehmen. Um möglicherweise anderen Hinweisen auf Mangroven nachgehen zu können, sollen hier kurz die sehr engen Rahmenbedingungen der hochspezialisierten Florengemeinschaft Mangrove umrissen werden. Rezente

Mangroven wachsen auf intertidalen Schlammflächen vorwiegend an den tropischen Küsten ca. 30° südlicher und nördlicher Breite bei Wassertemperaturen nicht unter 20°C. An Küstenregionen mit deutlichem Upwelling sind keine Mangroven zu finden! Zwar war ein echtes Upwelling im Weißelster-Becken wohl nicht vorhanden, aber die Anwesenheit von Glaukonit-reichen Sedimenten und die Lagen von Phosphoriten sprechen für Wassertemperaturen von teilweise unter 15°C (PORRENGA 1967: 500), ebenso deutet die Phytoplankton-Form *Paralecaniella indentata* in den Profilen auf eher kälteres Wasser hin (vgl. u.a. ESP-EM, Tab. 7). Auch wenn Glaukonit- bzw. Phosphoritbildung und Mangrovenvegetation nicht zwingend am selben Ort und zur selben Zeit existiert haben müssen, doch wären sie hier in unmittelbare Nähe nebeneinander zu finden gewesen. Angesichts der sehr unterschiedlichen Temperaturbedürfnisse dürfte dies kaum wahrscheinlich sein. Ein andere Küstenformation, die Salzmarsch, ist zumindest in Teilen des Tagebaues Profen nachweisbar (vgl. Kap. 8.3.), doch sind Salzmarschen auch an nichttidalen Küsten und auch bei relativ niedrigen Temperaturen zu finden. Dazu sollte ergänzend erwähnt werden, daß eine niedrige Wassertemperatur, nicht gegen (sub-)tropische Verhältnisse auf den angrenzenden Landgebieten spricht (vgl. heutige Upwelling-Gebiete).

7.3. Der "Stengelhorizont" (Esp-SD: 3-2)

Im südlichen Teil des Tagebaus Espenhain ist unterhalb von Flöz Y ein "Stengelhorizont" zu finden, der aber nicht der Wurzelboden von Flöz Y ist, sondern eine zeitlich frühere Bildung darstellt, ohne daß es zur Flözentwicklung kam. Im

Zusammenhang mit den im Kapitel 5.8. angesprochenen offenbar strandnahen Flachwasserbildungen und Anbau von Nehrungen erscheint der "Stengelhorizont" auch nur konsequent. Interessant ist allerdings der palynologische Befund. Man sollte eigentlich erwarten, daß die Pollenkörner der Wurzel-"Stengel"-Erzeugerpflanzen die Mikroflora kennzeichnen, doch sind in der Probe jede Menge Dinoflagellaten-Zysten zu finden. Die Dinoflagellaten dürften aber kaum mit den Wurzelerzeugern zusammen gelebt haben. Der "Stengelhorizont" wirkte hier vielmehr mit seinem Geflecht aus Pflanzenfasern als ein effektiver "Zysten-Fänger", denn in der Mikroflora dominieren chorate Dinoflagellaten-Zysten, d.h. solche mit längeren ("sperrigen") Fortsätzen. In den Proben darunter und darüber ist diese Dominanz nicht zu beobachten. Ähnliche Erscheinungen, d.h. Wurzelböden ohne ein folgendes Flöz aber mit marin beeinflussten Mikroflora sind in den hier untersuchten Aufschlüssen öfter zu finden.

Der "Stengelhorizont" markiert aber keineswegs eine Mangrovenvegetation (vgl. Kap. 7.2.) oder einen "Schilfgürtel" wie der Name "Röhrichtsand" bei PIETZSCH (1951: 76) oder GLXSEL (1955: 52) suggerieren könnte.

8. Die konkretionären Bildungen:

Im Rahmen der Untersuchungen hinsichtlich der Verbreitung von marinen und nichtmarinen Fazies-einheiten in den Böhlener Schichten ("Mitteloligozän") des Weißelster-Beckens fielen in den überwiegend unverfestigten tertiären Ablagerungen in verschiedenen Horizonten härtere Gebilde (Konkretionen) auf. Erfahrungsgemäß liefern besonders frühdiagene-

tische Konkretionen, oft sehr gute in organischer Substanz erhaltene Mikrofossilien (Palynomorphen s.7.). Deshalb wurden die Konkretionen und ihre Umgebungssedimente bei der Profilaufnahme oft deutlich dichter beprobt.

Die Palynologie war zwar Ausgangspunkt der Untersuchungen, doch blieben dabei noch eine ganze Reihe spezieller paläoökologischer bzw. fazieller Fragen offen. Um weitere Hinweise auf das Ablagerungsmilieu, den Sedimentationsmodus sowie den Diageneseablauf zu gewinnen, wurden verschiedene konkretionäre Bildungen anhand von Dünnschliffen und Gesteinsbruchflächen (REM) untersucht. Den Begriff Konkretion oder besser konkretionäre Bildung möchte ich im Folgenden etwas weiter als gewöhnlich fassen. Hierunter sollen alle diagenetisch verfestigten (mineralisierten) Partien in den ansonsten lockeren Ablagerungen zu verstehen sein. Dabei lassen sich konkretionäre Bildungen mit quarzitischen, phosphatischen, pyritischen, limonitischen, kalzitischen und sideritischen Bindemitteln unterscheiden. Pyrit-Konkretionen besitzen kaum einen Wert für fazielle Fragestellungen. Auch bilden Spurenfossilien gelegentlich verhärtete kleine "Skulpturen" (aus Pyrit/Limonit/Ton/org. Material), die, oft nur wenig fester als das umgebende Sediment, durch Wind und Wasser herauspräpariert werden. Reine Pyrit-Konkretionen und Spurenfossilgebilde wurden hier jedoch nicht weiter untersucht.

Die konkretionären Bildungen sind in unterschiedlichen Bereichen zu finden, sowohl in geographischer als auch in stratigraphischer Hinsicht. Untersucht wurden ein "verkieselter Wurzelboden" unterhalb Flöz IV im Tagebau Epenhain, "eine Sandbank mit

Spurenfossilien" innerhalb von Flöz IV und ein sideritischer Sandstein oberhalb Flöz IV im Tagebau Profen, Phosphorit-Konkretionen in den Tagebauen Zwenkau, Cospuden und Espenhain sowie "brotlaibartige", über 1 m breiten Kalk-Konkretionen in den Tagebauen Cospuden und Espenhain (Abb 2).

8.1. Die Phosphorite und der Phosphorithorizont

Im NW-Bereich des Tagebaues über den prätertiär kaolinisierten "Klippen" liegt zunächst ein Sand und dann das Flöz IV. Etwa 1 m über dem Flöz finden sich im glaukonithaltigen, sandig-schluffigen Sediment bis zu 30 cm Durchmesser erreichende dünnschalige Phosphorite. Der Kernbereich enthält das gleiche Material wie das Umgebungssediment. Obwohl in den bis 2 cm dicken Phosphorit-Schalen der Phosphor chemisch gut nachweisbar ist, läßt sich im Dünnschliff kein "Kollophan" entdecken und REM-Untersuchungen stehen leider noch aus. Auffällig sind hier aber bis zu 800 µm große Kristallaggregate (Taf. 2, Abb. 2). Auch BELLMANN (1979: 125) hatte schon ein "kugelig ausgebildetes, feinstrahliges Aggregat" beobachtet (ohne Größenangabe) und es als "staffelartigen Karbonatapatit" gedeutet. Wenn es sich tatsächlich um ähnliche Objekte handelt, könnten es aber auch gut Siderit-Kristalle sein (SCHMIDT / Bingen, mündl. Mitteil.). Da diese Erscheinungen auch in "schaligen" Phosphoriten aus dem Tagebau Espenhain (Mitte und Süd) auftreten, erscheint es mir inzwischen jedoch eher wahrscheinlich, daß es sich um "spätestdiagenetische" Gipsrosetten handelt. Zur Klärung dieser Frage wären relativ aufwendige Mikrosonden - Untersuchungen notwendig.

Die palynologischen Untersuchungen der Phosphoritschalen aus Zwenkau-26 lieferten außerordentlich viel Amorphogen (vgl. BUJAK et al. 1977: 199). Dieser sehr feine säureresistente organische Detritus, der im Lichtmikroskop eine relativ hohe Lichtbrechung zeigt, ist typisch für marine Ablagerungen. Ansonsten dominieren hier die terrestrischen Palynomorphen (besonders viele kleine tricolporate Pollenkörner). Faziell interessanter ist dagegen die recht diverse marine Mikroflora. Die Gattung *Wetzelialla*, die nach DOWNIE et al. (1971: 34) für Ästuar-Ablagerungen typisch sein soll, stellt gut 10%. Allerdings kommt die Brackwasserform *Lingulodinium* hier nur mit ca. 0,5% vor und andere Ästuaranzeiger, wie *Botryococcus* oder *Pediastrum* fehlen völlig. Die Faziesinterpretation dürfte demnach mit aller Vorsicht zu einem Ästuar hin tendieren.

Phosphorite bzw. Phosphoritlagen sind auch in den Tagebauen Cospuden, Espenhain und Peres angetroffen worden. Unter den Phosphoriten aus der Phosphoritlage sind grundsätzlich zwei Typen zu unterscheiden: kleine massive, 1 und 10 cm \varnothing erreichende, kugelige oder länglich ellipsoidale, im Bruch dunkle Phosphorite und meist wesentlich größere, kugelige (\varnothing bis 20 cm) oder "walzenförmige" Konkretionen (\varnothing bis 10 cm und Länge bis min. 60 cm). Die größeren Formen zeigen unabhängig von ihrer äußeren Form, in der Regel einen geringer phosphatisierten und damit weniger verfestigten leicht absandenden Kern und gelegentlich auch einen mehrschaligen Aufbau.

Die Dünnschliff- und REM-Untersuchungen zeigen einen feinstrahligen "Kollophan", der alle Sedimentkörner (Quarz, Glau-

konit; Taf. 2, Abb. 1; Taf. 3, Abb. 3) sowie diagenetisch gebildeten Siderit umhüllt. Über die Abfolge der einzelnen möglichen Diageneseschritte soll an anderer Stelle berichtet werden.

Die Tatsache, daß in diesem Phosphorit-Horizont Wirbeltierreste besonders häufig gefunden werden (u.a. FREESS 1991 und SCHMIDT & SEBASTIAN 1992) und Knochen in Phosphorit-Konkretionen vorkommen (u.a. Taf. 3, Abb. 1-2), verleitet bereits CREDNER (1895: 19) zu dem Schluß, daß das Phosphat zur Konkretionsbildung aus "regenerierter Knochensubstanz" stammt. Die Phosphorit-Konkretionen können tatsächlich Wirbeltierreste enthalten oder aber auch nicht. Knochenreste bilden keineswegs einen "Kristallisationskern" (vgl. BELLMANN 1979: 125) und sind in den Konkretionen vergleichbar häufig anzutreffen wie im umgebenden Sediment, allerdings in den Konkretionen obwohl oft auch zerbrochen, aber doch meist wesentlich besser erhalten. Die gute Erhaltung von Fossilien innerhalb der Phosphorit-Konkretionen ist allerdings ein allgemeines Phänomen und trifft auch für pflanzliche Reste zu, u.a. Holz (Taf. 2, Abb. 4) oder "Phosphorit-Pseudomorphosen" von Zapfen und Früchte (vgl. MAI & WALTHER 1983: 69).

Nach JENKYNs (1986: 365) wird das Phosphat unter anoxischen Bedingungen im Sediment durch Auflösen des sedimentierten abgestorbenen Planktons, speziell des Phytoplanktons gebildet. Abgestorbene Algen (bes. Diatomeen), die in das Sediment meist in Form von Kotpillen gelangen, dürften die Hauptlieferanten an löslichem Phosphat sein. Dazu muß erwähnt werden, daß einige Diatomeen neben Lipide und Polysaccharide u.a. auch Polyphosphate als Speicherstoff verwenden. Auch bei NIKOLAEVA

(1980: 187) findet sich der Hinweis, daß rezente Phosphatbildungen an Strandzonen mit silikatischen, diatomitischen Sedimenten gebunden seien. Die Phosphat-Mineralisation selbst findet typischerweise auch unter leicht reduzierenden Bedingungen statt (JENKYNS 1986: 393). Die Bildung von Phosphoriten soll nach BROMLEY (1967: 503) in Tiefen zwischen 30 und 300 m stattfinden. BURNETT et al. (1982: 1617) ermittelten für das konzentrische Wachstum einer holozänen Phosphorit-Konkretion (\varnothing ca. 20 mm) im Sediment eine Dauer von fast 2000 Jahren (Küstenregion mit Upwelling vor Peru). Die bei Leipzig angetroffenen großen Phosphorit-Konkretionen mit sandigem Kern oder sandiger Kern mit dünner Phosphorit-Schale sind aber aller Wahrscheinlichkeit nach nicht von einem Kristallisations-Zentrum nach außen gewachsen, sondern hier dürfte wohl eher ein größerer Bereich des Sediments der Phosphatisierung unterworfen gewesen sein. Hierfür sprechen auch die Ergebnisse von Untersuchungen an kretazischen Phosphoritknollen, wo NOWACK (1985: 104) feststellte, daß die P_2O_5 -Gehalte im Sediment außerhalb der Knollen um das 10- bis 50-fache erhöht sein können. Weitere Unterstützung einer Phosphatisierung größerer Bereiche des Sediments findet sich in der Tatsache, daß Schnitte durch "walzenförmige" Phosphorit-Konkretionen im Innern die gleiche intensive Bioturbation zeigen, wie das umgebene Sediment (z.B. Diagonalschnitt durch eine "walzenförmige" Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain (Profil Esp-SD); Taf. 2, Abb. 3). Während die meist kleineren, massiven Konkretionen ausreichend Zeit für eine vollständige Phosphatisierung im Sediment hatten, sind die großen Phosphorit-Konkre-

tionen mit dünner Schale und sandigem Kern wohl recht früh in einen Bereich gekommen, wo eine Phosphat-Abscheidung nicht mehr möglich war. Vorstellbar ist, daß die Sedimentbedeckung sehr rasch voranschritt und dadurch die Konkretionsbildung beendet wurde. Die letztgenannte Vorstellung dürfte besonders für die großen dünn-schaligen Phosphorit-Konkretionen mit sandigem Kern in den "Basissanden" des Tagebaus Zwenkau (Abb. 2) zutreffen.

Für die Bildung der Phosphorite im Weißelster-Becken "rekonstruierte" FISCHER (1983b: 486) aufgrund von Landwirbeltier-Funden im Phosphoritknollenhorizont eine Küstenentfernung von mindestens 12 km. Angesichts der hier anzunehmenden strandnahen Bildungen von Nehrungen und Lagunen (vgl. Kap. 5) dürften solche Vorstellungen kaum zu halten sein. Wie auch andere Fossilfunde bestätigen (u.a. FISCHER 1983a), ist eine Konzentration von durch Flüsse eingeschwemmten Landwirbeltieren im ehemaligen (teilweise ästuarinen) Becken durchaus wahrscheinlich.

Die palynologischen Untersuchungen zeigten, daß obwohl in den Phosphoriten ein hoher Gehalt an Amorphogen auftritt, nur wenig marines Phytoplankton vorhanden ist. Sowohl in den kleineren massiven als auch den größeren Formen mit sandigem Kern beherrschen die terrestrischen Palynomorphen das Bild (über 98%), wobei allein die kleinen tricolporaten Pollenkörner gut 70% stellen. In der marinen Phytoplankton-Flora haben weder "ozeanische" noch ästuarine Formen eine Bedeutung. Es überwiegen Vertreter mit weitem ökologischem Spektrum bzw. solche, die für die innere neritische Zone typisch sind. Auch vereinzelte Foraminiferen-Innentapeten sind anzutreffen.

8.2. Die Quarzite

ETZOLD (1907: 146) schrieb zur Erscheinung der "Braunkohlen-Quarzite" im Weißelster-Becken: "Besonders für diese untere Stufe der Kiese, Sande und Tone ist deren Führung von Knollensteinen oder Braunkohlenquarziten, nach denen man die ganze Stufe als Knollensteinstufe bezeichnet. Dieselben sind Konkretionen, die aus feinem Sand oder Kies mit einem festen Quarzzement bestehen, knollige, oft höchst bizarre Gestalt aufweisen, nicht selten von Wurzeln und verkieselten Holzstücken durchzogen werden und eine glatte speckartig glänzende Oberfläche besitzen. An primärer Stätte finden sie sich in den eben beschriebenen Sanden und Tonen und schwanken in ihren Dimensionen zwischen der Größe eines Apfels und Blöcken von mehr als 1 cbm Inhalt. Hier und da (z.B. in Schmölen bei Wurzeln) sind auch ganze Sandbänke durch Kieselsäure zu einem derartigen spröden Sandstein verkittet worden."

Bei ETZOLD's Beschreibung "Braunkohlen-Quarzite" sind schon eine Reihe von unterschiedlichen Begriffen benutzt worden, was zeigt, daß man die einzelnen Gesteine nicht generell als gleichartige Erscheinungen zusammenfassen kann. Es gibt brotlaibartige über 2 m breite Quarzite in der "Hainer Flußsandzone" zwischen den Flözen II/III und IV im Tagebau Witznitz bzw. bankartige Quarzite in den Domsener Sanden im Tagebau Profen (Dünnschliffabbildung eines Quarzites aus Profen bei HAAGE 1970: 197). Im Tagebau Espenhain ist direkt unterhalb von Flöz IV ein "verkieselter Wurzelboden" zu finden und im Tagebau Profen gibt es im unteren Teil von Flöz IV eine "Sandbank mit Spurenfossilien". Weiterhin sind verkieselte bis über 3 m \varnothing erreichende Baum-

stümpfe besonders in den höheren Abschnitten von Flöz IV verbreitet. Untersucht wurden hier nur (1) der "verkieselte Wurzelboden" und (2) die "Sandbank mit Spurenfossilien".

(1) Im Osten des Tagebaues Espenhain liegen zwischen Flöz II und IV ca. 6-12 m Sande und Schluffe. Unterhalb von Flöz IV, nur gelegentlich durch einen "Basisschluff" getrennt, befindet sich eine bis ca. 40 cm mächtige quarzische Sandsteinbank ("Liegendquarzit", "Knollensteine"). Der z.T. stark kohlige "Basisschluff" zwischen dem Quarzit und dem Flöz kann bis 60 cm mächtiger sein (vgl. auch BELLMANN 1967: 156), oder es folgt direkt auf dem Quarzit eine zunächst noch etwas schluffige Kohle. Die teilweise recht grobkörnigen Espenhainer Quarzitbänke zeichnen sich durch ihre stark wellige Ober- und Unterfläche aus. Trotz der insgesamt löcherigen Natur dieses Quarzits, die offenbar durch Herauslösen unverkieselter Sediment-, Pflanzen- oder Kohleteile entsteht, zeichnet sich das Gestein durch eine außerordentliche Festigkeit aus. Gelegentlich ist auch eine Zweiteilung in eine Ober- und eine Unterbank zu verzeichnen.

Die Espenhainer Quarzitbänke sind kaum zu vergleichen mit den meist "brotlaibartigen" (vgl. RADTKE 1966: 74), relativ feinkörnigen Braunkohlen-Quarziten aus dem Tagebau Witznitz (HAAGE 1972: 278, Taf. III, Abb. 2), oder den Quarziten aus Profen, die dort innerhalb der sogenannten "Domsener Sande" (zwischen Flöz III und IV) liegen.

Die Espenhainer Quarzite zeigen quarzittypische idiomorphe Weiterprossungen (Taf. 1, Abb. 1) der wenig abgerollten Quarze sowie als weitere authigene Bildungen klei-

nere bipyramidale Quarze als Zwickelfüllungen. Die palynologischen Untersuchungen lieferten zwar eine große Menge an feinem Pflanzenhäcksel und Fasermaterial (möglicherweise Wurzelreste), aber nicht immer bestimmbar Palynomorphen (vgl. Tab. 6). Der gelegentliche Palynomorphenmangel ist jedoch keine spezifische Eigenschaft von Quarziten, sondern eher allgemein typisch für Wurzelböden, was aber hier nicht diskutiert werden soll.

(2) Die andere hier untersuchte Form von "Quarzit" ist eine "Sandbank mit Spurenfossilien" im Tagebau Profen. Im südlichen Bereich von Mulde 16/17 sind im unteren Teil von Flöz IV manchmal bis zu 1 m anschwellende, absandende, hellgraue und sehr gleichkörnige sandsteinartige Einschaltungen ("Zwischenmittel") zu beobachten. Der matrixfreie Sandstein (Taf. 1, Abb. 3) zeichnet sich durch Winderosion herauspräparierte bleistiftartige Spurenfossilien aus. Nur in den Wandauskleidungen der Spurenfossilien ist eine Matrix aus Ton und etwas Pyrit zu finden. Nach EISSMANN (1968: 28, bezugnehmend auf unpubl. Daten von KRUTZSCH) machten sich im "Böhlener Oberflöz" bereits brackige bis marine Sedimentationsverhältnisse als "Fernwirkungen des Meeres" bemerkbar, wofür auch die Spurenfossilien sprechen könnten. In der Mikroflora dominieren Angiospermen-Pollen (bes. kleine tricolporate Formen). Daneben treten, ähnlich wie in den umgebenden Braunkohlen, vereinzelt auch Tiliaceen- bzw. Ericaceen-Pollen. Marines Phytoplankton wurde nicht gefunden. Aufgrund der Abwesenheit von marinen Palynomorphen kann die brackige Natur der sandbankartigen Einschaltungen hier nicht bestätigt werden.

8.3. Der sideritische Sandstein

Im Tagebau Profen (Tab. 10) ist im Hangenden des Flözes IV im Bereich von Mulde 16/17 gelegentlich eine sandsteinartige Bildung anzutreffen. Diese Sandsteinbänke wurden zunächst im Unterschied zu ähnlich festen Bänken unter dem Flöz als ein sogenannter "Deckquarzit" bezeichnet. Bei der Aufbereitung für die palynologischen Untersuchungen zerfiel das Gestein bei der Behandlung mit HCl (35%) jedoch langsam unter Blasenbildung in feinen Quarzsand, eine typische Reaktion für sideritisches Bindemittel. Die Dünnschliffuntersuchungen zeigten in den Zwickeln der Quarzkörner bräunliche subrhombische Sideritkristalle (Größe ca. 20µm) (Taf. 1, Abb. 4). Solche Sideritbildungen in den Zwickeln sind an sehr spezielle Bedingungen gebunden. Schon ILLIES (1949: 96) meinte, daß Sideritbildung nur bei völligem Sauerstoffabschluß möglich sei, und betonte mehrfach auch die Bedeutung von Bakterien. COLEMAN et al. (1993: 436) konnten dann sehr gut zeigen, daß in rezenten (max. 50 Jahre alten) Salzmarschsedimenten durch Sulphatreduzierende Bakterien solch Siderit gebildet wird.

Bei den palynologischen Untersuchungen fiel hier, im Gegensatz zu den beiden oben beschriebenen "Quarziten" (vgl. oben), der sehr hohe und für marine Ablagerungen typische Gehalt an Amorphogen auf. Zwar sind die terrestrischen Palynomorphen absolut dominierend (bes. kleine tricolporate Angiospermen-Pollen), doch stellt das marine Plankton fast 5% der Gesamtmikroflora (6 Dinoflagellaten-Zysten-Taxa und Foraminiferen-Innentapeten). Besonders die organischen Foraminiferen-Innentapeten sprechen für eine sehr rasche Einbettung und effektivem Sauerstoffabschluß, da sie wesent-

lich leichter zerstört werden als die anderen Palynomorphen. Für Salzmarschsedimente könnten auch die in der Mikroflora auftretenden Pollenkörner von "*Chenopodipollis*" (Taf. 14, Abb. 5) sprechen.

Sandsteine mit sideritischem Bindemittel treten offenbar unter ähnlichen faziellen Verhältnissen auch zu anderen geologischen Zeiten auf. So sind z.B. an verschiedenen Stellen im Lias von Bornholm (Galgeløkke Member) direkt oberhalb von dünnen autochthonen Kohleflözen Sideritsandsteinbänke zu finden, die dort ebenso wie die Kohlen selbst als supratidale Salzmarschablagerungen gedeutet werden (bisher unpubl. Informationen). Auch im Ruhrkarbon wurden ähnliche Beobachtungen gemacht, wo die "Eisensteine" den Kohleflözen meist aufgelagert sind (KUKUK 1924: 15).

8.4. Die Kalk-Konkretionen ("Septarien")

Eine sehr auffällige Erscheinung in den Aufschlüssen südlich von Leipzig bilden die ellipsoidalen, 20-40 cm mächtigen, bis über 1 m Durchmesser erreichenden und mit sekundären Karbonaten verfüllten Schwundrisse versehenden Kalk-Konkretionen, die im wesentlichen in den Tagebauen Cospuden und im Norden des Tagebaues Espenhain zu finden sind. Eine der ältesten Erwähnungen dieser Kalk-Konkretionen ("Septarien") südlich von Leipzig stammt von CREDNER (1878: 631).

Bei der Dünnschliffuntersuchung wurde Kalzit als Haupt-Konkretionsbildner festgestellt (Anfärbung nach ADAMS et al. 1986: 99). Wichtig ist hier die selektive Zementierung der Komponenten, besonders von Quarz-, Glaukonit- und Feldspatkörnern sowie Molluskenresten mit "Block-Hundezahnzement" (Taf. 1, Abb. 2). Diese Zemente sind ein deutlicher Beleg für die Anwesen-

heit von Süßwasser bei der Konkretionsentstehung. Schon (BELLMANN et al. 1977: 340) konnten, allerdings mit aufwendigen isotopenchemischen Untersuchungen, den Einfluß meteorischer Wässer bei der Kalk-Konkretionsbildung nachweisen und schlossen auf eine epigenetische Entstehung. Interessant ist hier eventuell auch das Vorkommen von z.T. feinstrahlig-kryptokristallinem ("imprägniertem") Glaukonit sowohl in den Kalk-Konkretionen als auch in den umgebenden Mergeln (*in situ*-Bildungen im Gegensatz zu den anderen, meist parautochthonen Glaukonit-Körnern).

Bei den palynologischen Untersuchungen zeigten die Kalk-Konkretionen große Mengen an Amorphogen. Der "absolute" Gehalt an Palynomorphen ist sehr viel geringer als in den umgebenden mergeligen Sedimenten (nur ca. 20%). Aber sowohl in den Kalk-Konkretionen als auch im Umgebungssediment überwiegen Palynomorphen terrestrischen Ursprungs. Unter den marinen Palynomorphen dominieren mit gut 60% die Vertreter der Gattung *Micrhystridium*, ein eindeutiger Flachwasseranzeiger. Ähnliche Verhältnisse sind auch in den hangenden Formsanden anzutreffen.

Als epigenetische Bildungen haben Kalk-Konkretionen jedoch keinerlei Bedeutung für die paläoökologische Interpretation der Ablagerungen.

8.5. Zur faziellen Deutung der Konkretionen

Wie gezeigt werden konnte, liefern (frühdigenetische) konkretionäre Bildungen bei einer Kombination von sedimentologischen und palynologischen Untersuchungen recht brauchbare fazielle bzw. paläoökologische Informationen. Die bei den sedimentologischen Untersuchungen ermittelten zur Konkretions-Entstehung (Siderit, Phospho-

rit und Pyrit) oft notwendigen reduzierenden Bedingungen, geben (neben der Abwesenheit einer wesentlichen Kompaktion) eine gute Erklärung für die sehr gute Erhaltung von Palynomorphen und den hohen Gehalt an Amorphogen in allen marinen Konkretionen. Innerhalb der Konkretionen sind die Palynomorphen offenbar weitgehend geschützt vor späteren diagenetischen Prozessen im umgebenden Sediment, d.h. es ist hier, abgesehen von den Kalk-Konkretionen, ein sehr "früh eingefrorenes" Stadium des ehemaligen Ablagerungsraumes vorhanden.

Die "Quarzite" unterhalb oder innerhalb des Böhlener Oberflözes sind eng an die weitgehend nicht-marinen Braunkohlebildungen gebunden und spielen für den Verlauf der marinen Ingression im Weißelster-Becken, ebenso wie die epigenetischen Kalk-Konkretionen, keine Rolle.

Nur die frühdigenetischen Konkretionen, die Phosphorite und die sideritischen Sandsteine liefern interessante Zusatzinformationen hinsichtlich der Entwicklung der brackigen bis marinen Sedimentation in den Böhlener Schichten. So verblieb in einigen Teilen des Weißelster-Beckens der erodierte höchste Teil von Flöz IV mit einer dünnen Sedimentauflage für längere Zeit noch im flach-supratidalen Bereich, so daß sich hier eine Salzmarsch mit sideritischen Einlagerungen entwickeln konnte. In anderen Becken-Bereichen kam es bei der Ingression zunächst zu einer raschen Zunahme der Wassertiefe, wo sich dann bei relativ niedrigen Wassertemperaturen und unterschiedlicher starker Sedimentation verschieden große Phosphorite bilden konnten (vgl. auch FECHNER 1995).

9. Schlußbemerkungen:

Die hier vorgelegten überwiegend auf semiquantitativen palynologischen Untersuchungen basierenden Daten haben ausdrücklich nur einen vorläufigen Charakter. Nach aller Erfahrung ergibt eine ausführliche quantitative Analyse der Palynomorphen-Vergesellschaftungen in den meisten Fällen deutlich genauere Ergebnisse, als die erste Sichtung des Materials (Tabellen 1-16).

Ein umfassendes Faziesbild des Weißelster-Beckens wäre allerdings nur in einer Serie von jeweils tatsächlich zeitäquivalenten Horizonten zu entwickeln. Eine dazu notwendige sehr genaue stratigraphische Auflösung ist in den Böhlener Schichten nur mit einer sehr großen Profil- und Probendichte und entsprechend hohem Zeitaufwand zu erarbeiten. Ein solches Ziel dürfte jedoch bei der heutigen Aufschlußsituation und den wenigen für solche Untersuchungen zur Verfügung stehenden Mitteln schwer zu realisieren sein.

So bleiben praktisch alle bisher veröffentlichten klassisch lithostratigraphisch gegliederten Profile aus dem Weißelster-Becken (u.a. BELLMANN 1970) für das Problem der Faziesdifferenzierung wenig aussagekräftig, da dort meist das Hauptproblem, die fehlende hinreichend genaue Stratigraphie, nicht weiter angesprochen wurde. Und auch DOLL (1984), der versuchte die tertiären Ablagerungen im Zentrum des Weißelster-Beckens in Zyklen zu gliedern, stieß wiederholt auf diese stratigraphischen Probleme (ibid.: 580); (ungeachtet des Sinns eines solchen zyklischen Systems für das Verständnis der in der Tat komplexen sedimentologischen Verhältnisse).

Bei der Interpretation der sedimentologischen Daten und des

palynologischen Inventars ergibt sich hier leider kein einheitliches Bild. Die im Rahmen des Projektes durchgeführten vorläufigen Untersuchungen haben im Grunde mehr neue Fragen aufgeworfen, als auch nur in Ansätzen gelöst werden konnten. Die lateralen Faziesverzahnungen machen beckenweite Aussagen mit den vorgestellten punktuellen Untersuchungen kaum möglich. Die alten statischen Vorstellungen einer "beckenweit einheitlichen Faziesentwicklung" im

Weißelster-Beckens, was so deutlich zwar von kaum einem Autor formuliert wurde, aber in den allgemein präsentierten lithostratigraphischen Gliederungen manifestiert ist, sind angesichts der Menge der vorgestellten Einzelinformation nicht zu halten. Eher dürfte es ein wechselndes differenziertes (dynamisches) Nebeneinander von recht unterschiedlichen Faziestypen (Biotopen) im Verlauf der Ingression gegeben haben.

10. Dank:

Das Projekt "Palökologie der Böhlener Schichten" wurde zwei Jahre lang finanziell durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (Ei 275/2-1). Gemeinsame Geländebegehungen mit Prof. Dr. L. Eißmann (Universität Leipzig) und Dr. H. Walter (Sächsisches Landesamt für Boden und Geologie, Freiberg) gaben Einblick in die Ausbildung der tertiären Schichten des Weißelster-Beckens.

Das in Leipzig konzipierte Projekt wurde aber erst durch die technische Hilfeleistung des Instituts Paläontologie der Freien Universität Berlin möglich, weil Prof. Dr. H. Keupp (Direktor) die Benutzung des Flußsäurelabors, der Forschungsmikroskope (Licht- und Rasterelektronenmikroskop) und des Photolabors des Instituts gestattete. Die Dünnschliffarbeiten wurden von den Herren Laboranten N. Wittke bzw. G. Schreiber durchgeführt. Interessante Hinweise zur Interpretation der Konkretionen kamen von Dr. D. Schmidt (Mainz). Allen genannten Personen und Institutionen möchte ich hiermit herzlich danken.

11. Literatur:

- ADAMS, A.E., MCKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1986): Atlas der Sedimentgesteine im Dünnschliff. (2. Aufl.). - (Enke Verlag), Stuttgart.
- BELLMANN, H.-J. (1967): Zur Tertiärquarzitbildung im Weißelsterbecken (Ein Diskussionsbeitrag). - Zeitschrift für angewandte Geologie, **13(3)**: 155-156; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1970): Zu Fragen einer Faziesdifferenzierung des Mitteloligozäns in der Leipziger Bucht. - Abhandlungen und Berichte des Naturkundlichen Museums "Mauritianum", **6(3)**: 193-203, 2 Abb.; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. (1979): Neuere Ergebnisse über die Phosphoritkonkretionen in den mitteloligozänen Schichten der Leipziger Bucht. - Zeitschrift für angewandte Geologie, **25(4)**: 124-128, 3 Abb., 1 Tab; Berlin.
- BELLMANN, H.-J., EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1990): Das marine und terrestrische Mitteltertiär in den Großaufschlüssen der südlichen Leipziger Bucht. - In: WILLEMS, H. et al. [Hrsg.]: Beiträge zur Geologie und Paläontologie Norddeutschlands. Exkursionsführer, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, **10**, Exkursion V-1: 2-11; Bremen.
- BELLMANN, H.-J., PILOT, J. & RÖSLER, H.-J. (1977): Untersuchungen zur Petrographie und Genese von Karbonatkonkretionen im braunkohlenführenden Oligozän der Leipziger Bucht. - Zeitschrift für angewandte Geologie, **23(7)**: 334-341, 7 Abb., 7 Tab.; Berlin.
- BELLMANN, H.-J., RÖSLER, H.-J. & STARKE, R. (1984): Faziesdifferenzierung und Tonmineralbestand der oligozänen Schichten in der Leipziger Bucht. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **12(4)**: 409-418, 3 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- "BEYRICH, E. (1847)": Hr. G. Rose berichtete über eine Abhandlung des Herrn BEYRICH, betreffend die Auffindung von alttertiären Fossilien in den Thonlagern bei Berlin. - Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **1847**: 160-164; Berlin.
- BROMLEY, R.G. (1967): Marine phosphorites as depth indicators. In: HALLAM, A. [Hrsg.]: Depth indicators in marine sedimentary environments. - Marine Geology, Special Issue, **5(5/6)**: 503-509; Amsterdam.

- BUJAK, J.P., BARSS, M.S. & WILLIAMS, G.L. (1977): Offshore East Canada's organic type and color hydrocarbon potential - Part I. - *The Oil and Gas Journal*, 1977, 4, 198-202, 4 Abb.; Tulsa, Oklahoma.
- BURNETT, W.C., BEERS, M.J. & ROE, K.K. (1982): Growth Rates of Phosphate Nodules from the Continental Margin off Peru. - *Science*, 215: 1616-1618, 1 Abb., 2 Tab.; Washington D.C..
- COLEMAN, M.L., HEDRICK, D.B., LOVLEY, D.R., WHITE, D.C. & PYE, K. (1993): Reduction of Fe(III) in sediments by sulphate-reducing bacteria. - *Nature*, 361: 436-438, 3 figs.; London.
- COOKSON, I.C. & EISENACK, A. (1962a): Some Cretaceous and Tertiary microfossils from Western Australia. - *Proceedings of the royal Society of Victoria*, 75(2): 269-273, pl. 37; Melbourne.
- CREDNER, H. (1875): "Eine marine Tertiärfauna bei Gautzsch südlich von Leipzig". - *Sitzungsberichte der naturforschenden Gesellschaft zu Leipzig*, (Jahrgang 1875), 2(8-10): 109-110; Leipzig.
- CREDNER, H. (1876a): Septarienthon mit *Leda deshayesiana* bei Leipzig. - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, Jahrgang 1876: 45; Stuttgart.
- CREDNER, H. (1876b): "Marine Conchylien des Mitteloligocän". - *Sitzungsberichte der naturforschenden Gesellschaft zu Leipzig*, (Jahrgang 1876), 3(1-3): 16-17; Leipzig.
- CREDNER, H. (1878): Das Oligocän des Leipziger Kreises, mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mittel-Oligocäns. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 30(4): 615-662, Taf. 13-14, 2 Tab.; Berlin.
- CREDNER, H. (1881): Über die geologischen Resultate einer Tiefbohrung am Berliner Bahnhof zu Leipzig. - *Sitzungsberichte der naturforschenden Gesellschaft zu Leipzig*, (Jahrgang 1880), 7(1): 1-7; Leipzig.
- CREDNER, H. (1886): Das "marine Oberoligocän" von Markranstädt bei Leipzig. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 38(3): 493-496, Taf. 13-14, 2 Tab.; Berlin.
- CREDNER, H. (1895): Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzone. - *Abhandlungen der mathematisch - physischen Classe der königlich sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften*, 22(1): 1-47, 1 Taf.; Leipzig.
- DALE, B. (1983): Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: FRYXELL, G.A. [Hrsg.]: *Survival strategies of the algae*. - Cambridge University Press: 69-136, 46 Abb.; Cambridge.
- DOLL, G. (1984): Zur zyklischen Ausbildung des Tertiärs im Zentrum des Weißelsterbeckens. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 12(5): 575-583, 4 Abb.; Berlin.
- DOWNIE, C., HUSSAIN, M.A. & WILLIAMS, G.L. (1971): Dinoflagellate cyst and acritarch associations in the Paleogene of Southeast England. - *Geoscience and Man*, 3: 29-35, 6 Abb., 2 Taf.; Baton Rouge.
- EISSMANN, L. (1968): Überblick über die Entwicklung des Tertiärs in der Leipziger Tieflandsbucht. - *Sächsische Heimatblätter*, 14(1): 25-37, 7 Abb., 2 Tab., 4 Photos; Dresden.
- ERVE, A.W. van, DE BOER, P.L. & FOURTUIN, A.R. (1980): Palaeoclimatological aspects of dinoflagellate assemblages from

- the Aptian-Albian "Marnes Noires" near Vergons, Alpes de Haute Provence, S.E. France. - Mémoires du Muséum national d'Histoire Naturelle, Sér. B, Bot., Tome 27: 291-302; Paris.
- ETZOLD, F. (1907): Die Braunkohlenablagerungen im Königreich Sachsen. - In: KLEIN, G. [Hrsg.]: Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau: 142-155, fig. 28-29; (Verlag W. Knapp), Halle a.S..
- EVITT, W.R. (1963): Occurrence of freshwater alga *Pediastrum* in Cretaceous marine sediments. - American Journal of Science, 261: 890-893, 1 Taf.; New York.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1975): Textbook of Pollen Analysis. 295 S., 3. ed. Munksgaard; Copenhagen.
- FECHNER, G.G. (1989): Palynologische Untersuchungen im Alb/Cenoman-Grenzbereich von Rütten (NW-Deutschland) und La Vierre (SE-Frankreich). - Documenta naturae, 53: 1-136 + i-xiii, Taf. 1-34; München.
- FECHNER, G.G. (1994): Der "mitteloligozäne" Septarienton bei Bad Freienwalde (nordöstl. Mark Brandenburg) und seine Dinoflagellaten-Zysten-Flora. - Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, E 13: 269-281, 2 Taf., 2 Abb.; Berlin.
- FECHNER, G.G. (1995): Fazies und Palynologie einiger konkretionärer Bildungen aus "mitteloligozänen" Ablagerungen südlich von Leipzig. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 23(1/2): 85-94, 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- FECHNER, G.G. & MOHR, B.A.R. (1988): Early Eocene spore, pollen and microplankton assemblages from the Fehmarn Island, Northern Germany. - Tertiary Research, 9(1-4): 147-168; Leiden.
- FISCHER, K. (1983a): *Stenoplesictis* (Viverridae, Carnivora, Mammalia) aus dem marinen Mitteloligozän der Braunkohlentagebaue des Weißelsterbeckens (Bezirk Leipzig, DDR). In: Heinrich, W.-D. [Hrsg.]: Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. - Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 19/20: 209-215, 1 Taf.; Berlin.
- FISCHER, K. (1983b): *Oligostrix rupelensis* n.gen., n.sp., eine neue Ureule (Protostrigidae, Strigiformes, Aves) aus dem marinen Mitteloligozän des Weißelsterbeckens bei Leipzig. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 11(4): 483-487, 1 Taf.; Berlin.
- FREESS, W.B. (1991): Beiträge zur Kenntnis von Fauna und Paläökologie des marinen Mitteloligozäns bei Leipzig. - Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 6: 1-74, 3 Tab., 43 Abb.; Altenburg.
- GLÄSEL, R. (1955): Die geologische Entwicklung Nordwestsachsens. - 149 S., 83 Abb. (2. Auflage); (Verlag der Wissenschaften), Berlin.
- GOTHAN, W. (1942): Über Palmenwurzelnhölzer aus der Braunkohle von Böhlen (Sachsen). - Zeitschrift für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie, 18(1): 2-14, 3 Taf.; Leipzig.
- GRIMM, K.I. (1993): Mikroskleren aus der Familie der Geodiidae GRAY 1867 (Demospongiae, Choriata) aus dem Oligozän der Leipziger Bucht und des Mainzer Beckens. - Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 22: 141-144, 2 Abb.; Mainz.
- GRIMM, K.I. (1994): Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigraphie im Mainzer Becken, im Oberrheintalgraben, in der Hessischen Senke und in der Leipziger Bucht während des Mittleren Rupeltons (Fischschiefer/Rupelium/Unteroiligozän). - Mitteilungen Pollichia, 81: 7-193, 32 Abb., 2 Taf.; Bad Dürkheim, Deutschland.

- GRIMM, K.I. & SCHINDLER, K. (1995): Zur Paläoökologie der Dinoflagellaten-Zysten und der Foraminiferen aus den Oberen Böhlen-Schichten (höheres Rupelium) im Tagebau Cospuden (Leipziger Bucht). - Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, **24**: 7-26, 5 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- GRUAS-CAVAGNETTO, C. (1970a): Aperçu sur la microflore et le microplancton du Paléogène anglais. - *Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, **1970**: 19-21; Paris.
- GRUAS-CAVAGNETTO, C. (1970b): Microflore et microplancton des Woolwich Beds (Swanscombe, Kent. - *Pollen et Spores*, **17(1)**: 71-82; Paris.
- HAAGE, R. (1970): Bestimmung der Herkunft des klastischen Quarzes im Tertiärquarzit. - *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe B, Mineralogie und Lagerstättenforschung*, **15(2)**: 191-199, 3 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- HAAGE, R. (1972): Zur petrologischen Untersuchung des Tertiärquarzits. - *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe B, Mineralogie und Lagerstättenforschung*, **17(3)**: 267-323, 4 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- HARLAND, R. (1978): Modern and Quaternary organic-walled microplankton from the north-east Irish Sea. In: PANTIN, H.M. [Hrsg.]: *Quaternary sediments from the north-east Irish Sea: Isle of Man to Cumbria*. - *Bulletin of the Geological Survey of Great Britain*, **64**: 41-43; London.
- HARLAND, R. (1983): Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. - *Palaeontology*, **26(2)**: 321-387, Taf. 43-48; London.
- HUGHES, N.F. & MOODY-STUART, J.C. (1967): Palynological facies and correlation in the english Wealden. - In: MANTON, A.A. [Hrsg.]: *Palaeophytic and Mesophytic Palynology. - Review of Palaeobotany and Palynology, Special Volume 1*: 259-268, 3 Abb.; Amsterdam.
- ILLIES, H. (1949): Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **101**: 95-98; Hannover.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic Environments. In: READING, H.G. [Hrsg.]: *Sedimentary Environments and Facies*. 343-397, 52 Abb.; (Blackwell Scientific Publication, 2. Aufl.), Oxford.
- KEDVES, M. (1967): Spore pollen data from the London Clay. - *Acta Biologica Universitatis Szegediensis*, **13(1-2)**: 25-30, Taf. 1-2; Szeged, Hungaria.
- KEMP, E.M. (1972): Reworked palynomorphs from the west ice shelf area, East Antarctica, and their possible geological and palaeoclimatological significance. - *Marine Geology*, **13**: 145-157, 1 Tab., 1 Abb.; Amsterdam.
- KOENEN, A. von (1868): *Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Mollusken-Fauna. Zweiter Theil*. - *Palaeontographica*, **16(6)**: 223-295, Taf. 26-30; Cassel.
- KOHRING, R. & FECHNER, G.G. (1990): Sedimentologische, paläontologische und palynologische Untersuchungen im Ober-Miozän / Unter-Pliozän von Centuripe (E-Sizilien). - *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A* **124**: 101-113, 3 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- KUKUK, P. (1924): *Das Nebengestein der Steinkohlenflöze im Ruhrbezirk*. - *Glückauf*, Nr. **49**, **50** u. **51**: 1-20, 31 Abb.; Essen.

- LANGE, E. (1955): Die Schwefelkiesführung der oligozänen Grünsande. - Zeitschrift für angewandte Geologie, 1+2(1): 4; Berlin.
- MAI, D.H. & WALTHER, H. (1983): Die fossilen Floren des Weißelsterbeckens und seiner Randgebiete. - Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 8: 59-74, 7 Abb.; Gotha.
- MCKEE, E.D., CHRONIC, J. & LEOPOLD, E.B. (1959): Sedimentary belts in Lagoon of Kapinga marangi Atoll. - Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 43(3/1): 501-562, Taf. 1, 21 Abb., 10 Tab.; Oklahoma.
- MORZADÉC-KERFOURN, M.-T. (1975): La signification écologique des dinoflagellés et leur intérêt pour l'étude des variations du niveau marin. - Revue de Micropaléontologie, 18(4): 229-235, 2 Tab., 2 Abb.; Paris.
- MORZADÉC-KERFOURN, M.-T. (1977): Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments récents le long des côtes Bretonnes. - Revue de Micropaléontologie, 20(3): 157-166, 3 Taf., 1 Abb.; Paris.
- MORZADÉC-KERFOURN, M.-T. (1983): Intérêt des kystes de dinoflagellés pour l'établissement de reconstitution paléogéographique: exemple du Golfe de Gabès (Tunisie). - Cahiers de Micropaléontologie, 4: 15-22, 7 Abb.; Paris.
- MORZADÉC-KERFOURN, M.-T. (1984): Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments Pleistocènes supérieurs et Holocènes au large du delta du Rhone et de la Corse. In: BIZON, J.J. & BUROLLET, P.F. [Hrsg.]: Ecologie des microorganismes en méditerranée occidentale "ECOMED", Étude morphologique, hydrologique, sédimentologique, géochimique et écologique du bassin et de ses Languedoc et Corse. - Association Française des Techniciens du Pétrole, 170-183, Taf.1-4, 11 Abb.; Paris.
- MÜLLER, A. (1983): Fauna und Paläökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten). - Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 2: 1-152, 35 Taf., 3 Tab., 14 Abb.; Altenburg.
- NAGY, E. & KOKAY, J. (1991): Middle Miocene mangrove vegetation in Hungary. - Acta Geologica Hungarica, 34(1-2): 45-52, 2 Tab., 5 Taf.; Budapest
- NIKOLAEVA, I.V. (1980): Die authigenen Bildungen in rezenten Sedimenten des Schelfbereichs. - Zeitschrift für angewandte Geologie, 26(4): 187-192, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- NOWACK, B. (1985): Phosphoritknollen des Alb und Cenoman im südlichen Münsterland und ihre Genese. - Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, 63: 87-108, 7 Abb., 1 Tab.; Münster.
- OWENS, B. (1981): Palynology, its biostratigraphic and environmental potential. - Petroleum Geology of the continental shelf of North-West Europe, Institut of Petroleum, London: 162-168, Taf. 1; London.
- PIETZSCH, K. (1927): Die Braunkohlenablagerungen im Freistaat Sachsen. - In: Klein, G. [Hrsg.]: Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau: 191-206, Abb. 93-100, Taf. III; (Verlag W. Knapp), Halle (Saale).
- PIETZSCH, K. (1951): Abriss der Geologie von Sachsen. - 160 S., 30 Abb., 24 Taf.; (Verlag Volk und Wissen), Berlin.
- PORRENGA, D.H. (1967): Glaukonite and Chamosite as depth indicators in the marine environment. In: HALLAM, A. [Hrsg.]: Depth indicators in marine sedimentary environments. - Marine Geology, Special Issue, 5(5/6): 495-501, 4 Abb.; Amsterdam.

- RADTKE, H. (1966): Die Tertiärquar-
zite im Abraum der Braunkohle
des Weißelsterbeckens. - Zeit-
schrift für angewandte Geolo-
gie, **12(2)**: 74-77, 3 Abb.;
Berlin.
- REID, P.C. (1972): Dinoflagellate
cyst distribution around the
British Isle. - Journal of the
marine biological Association
of the U.K., **52(4)**: 939-944;
Cambridge.
- SCHINDLER, K. (1994): Bestandsauf-
nahme der organischen und kal-
kigen Dinoflagellaten-Zysten
aus den Böhlen-Schichten (Rupe-
lium/Oligozän) der Leipziger
Bucht. - Unveröff. Dissertation
an der Universität Mainz, 131
S., 33 Abb., 5 Tab., 16 Taf.;
Mainz.
- SCHMIDT, C. & SEBASTIAN, U. (1992):
Zu Wirbeltierfunden im Phosphor-
itknollenhorizont des Leip-
ziger Oligozän. - Fundgrube,
28(3): 118-120, 2 Taf.; Berlin.
- SCHRANK, E. (1988): Effects of
chemical processing on the
preservation of peridinioid
dinoflagellates: a case from
the Late Cretaceous of NE
Africa. - Review of Palaeobot-
any and Palynology, **56(1-2)**:
123-140, Taf. 1-4; Amsterdam.
- STANLEY, E.A. (1965): Use of
reworked pollen and spores for
determining the Pleistocene -
Recent and the intra-
Pleistocene boundaries. -
Nature, **206**: 289-291; London.
- STANLEY, E.A. (1966): The applica-
tion of palynology to oceanolo-
gy with reference to the
northwestern Atlantic. - Deep-
Sea Research, **13(5)**: 921-939,
13 Abb. 1 Tab.; London.
- TRAVERSE, A. (1955): Occurrence of
the oil-forming alga *Botryococ-
cus* in lignites and other Ter-
tiary sediments. - Micropaleon-
tology, **1(4)**: 343-350, 1 Taf.,
2 Abb.; New York.
- UWINS, P.J.R. & BATTEN, D.J. (1988):
Early to mid-Cretaceous palyno-
logy of northeast Libya. In:
EL-ARNAUTI, A. et al. [Hrsg.]:
Subsurface Palynostratigraphy
of Northeast Libya. S. 215-257,
7 figs., Taf. 34-46.
- WALL, D. & DALE, B. (1970): Living
hystrichosphaerid dinoflagel-
late spores from Bermuda and
Puerto Rico. - Micropaleonto-
logy, **16(1)**: 47-58, Taf. 1; New
York.
- WALTER, H. (1994): Zur Palökologie
der Böhlen-Folge (Tertiär) im
Weißelsterbecken. - Unveröff.
DFG-Bericht, 28 S., 18 Abb., 20
Taf.; Freiberg.
- WEBER, H.A. (1920): Ueber spät- und
postglaziale lakustrine und
fluviatile Ablagerungen in der
Wyhraniederung bei Lobstädt und
Borna und die Chronologie der
Postglazialzeit Mitteleuropas.
- Abhandlungen des Naturwissen-
schaftlichen Vereins zu Bremen,
24: 189-267, 2 Abb., 2 Über-
sichten, 2 Taf.; Bremen.

Phototafeln

1-15

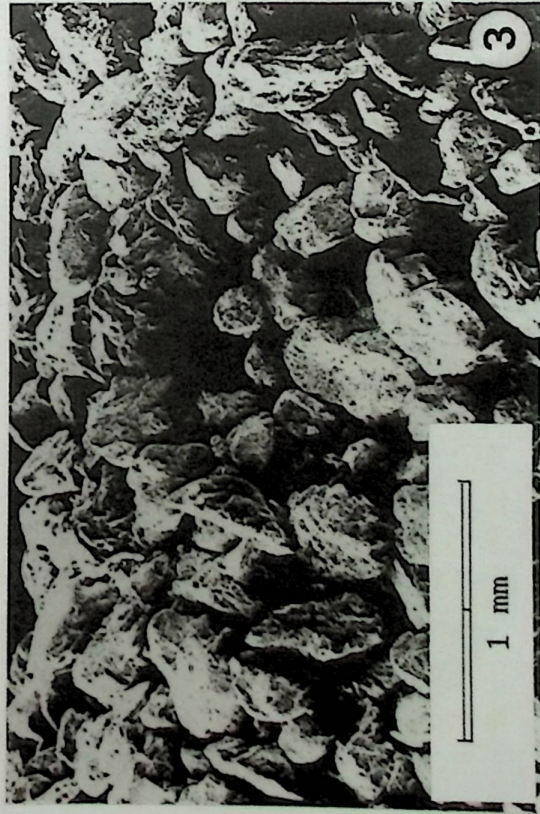
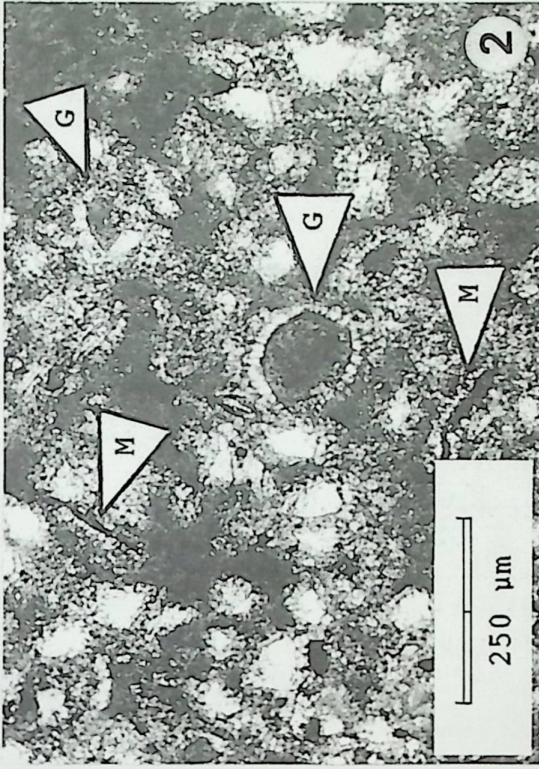
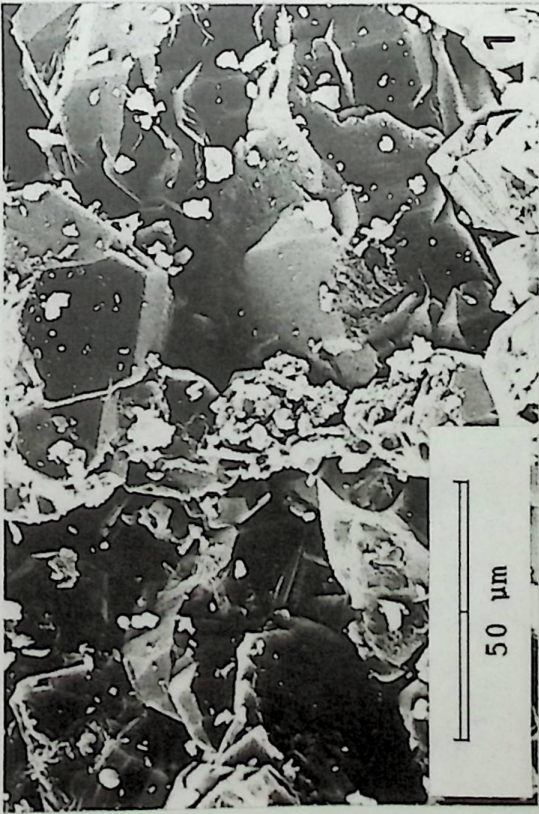
Tafel 1

1. REM-Aufnahme: Quarzitische Sandsteinbank unterhalb des Böhlener Oberflözes im Tagebau Espenhain mit idiomorphen Weiterwachsungen von Quarz (Abb 1: (6)ESP-NE, Tab. 6). [Präp: ESP-NE-7: 03]

2. Dünnschliff einer Karbonat-Konkretionen aus dem Nordosten des Tagebaues Espenhain (Abb 1: (6)ESP-NE, Tab. 6). Blockzement umgibt Quarz- und Glaukonitkörner sowie Molluskenreste.
(weiße eckige Körner = Quarz; G = Glaukonit; M = Schalenbruchstücke)
[Präp: ESP-NE-28: S]

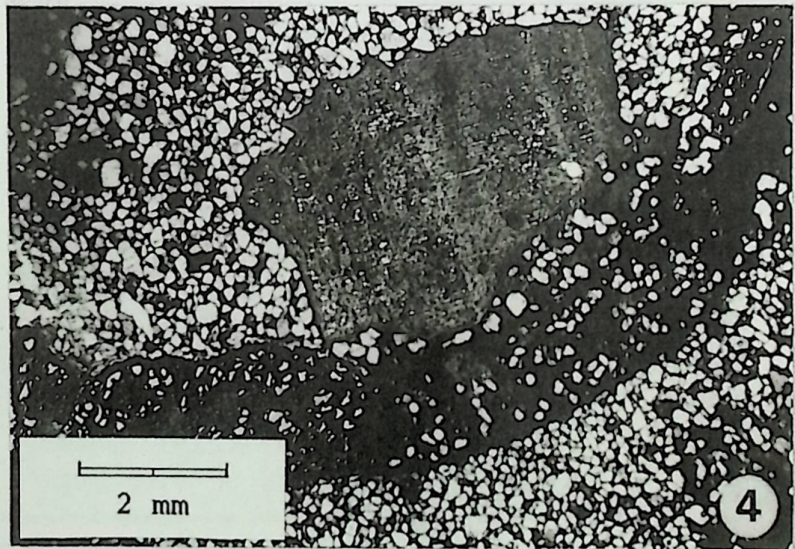
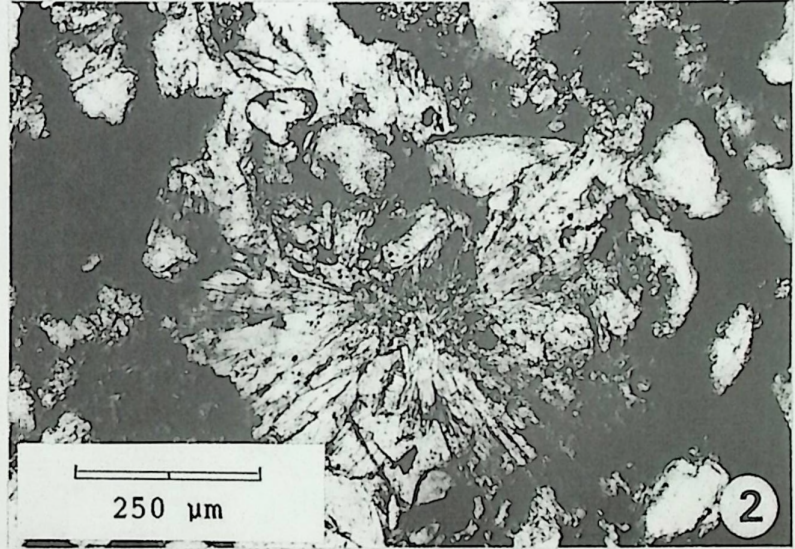
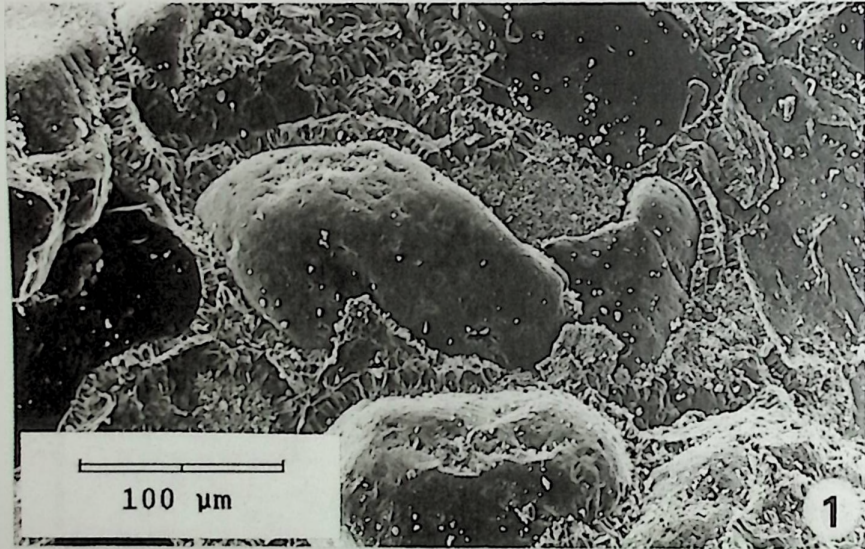
3. REM-Aufnahme: Leicht verfestigter, nahezu matrixfreier und sehr gleichkörniger Sandstein mit Spurenfossilien innerhalb des Böhlener Oberflözes aus dem Tagebau Profen (Abb 1: (10)PROF, Tab. 10)
[Präp: PROF-0: 02]

4. Dünnschliff des Sandsteins mit sideritischem Bindemittel im Hangenden des Böhlener Oberflözes aus dem Tagebau Profen (Abb 1: (10)PROF, Tab. 10). Deutlich zu erkennen sind die subrhombischen Sideritbildungen in den Zwickelbereichen der Quarzkörner. [Präp: PROF-8-1: S]



Tafel 2

1. REM-Aufnahme einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain. Feinkristalliner Phosphorit ("Kollophan") ummantelt alle Sedimentkörner. (Abb. 1: (7)ESP-EM, Tab. 7)
[Präp: ESP-EM-Ph-ex: S]
2. Dünnschliff einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain mit einem (?Gips)-Kristallaggregat (Abb. 1: (9)ESP-SD, Tab. 9)
[Präp: ESP-SD: 10-S]
3. Der Diagonal-Anschliff einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain zeigt im Innern eine intensive Bioturbation (Abb. 1: (9)ESP-SD, Tab. 9) [Präp: ESP-SD: 10-S]
4. Dünnschliff einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain mit einem Holzbruchstück (Abb. 1: (6)ESP-NE, Tab. 6)
[Präp: ESP-NE: 18/19-S]

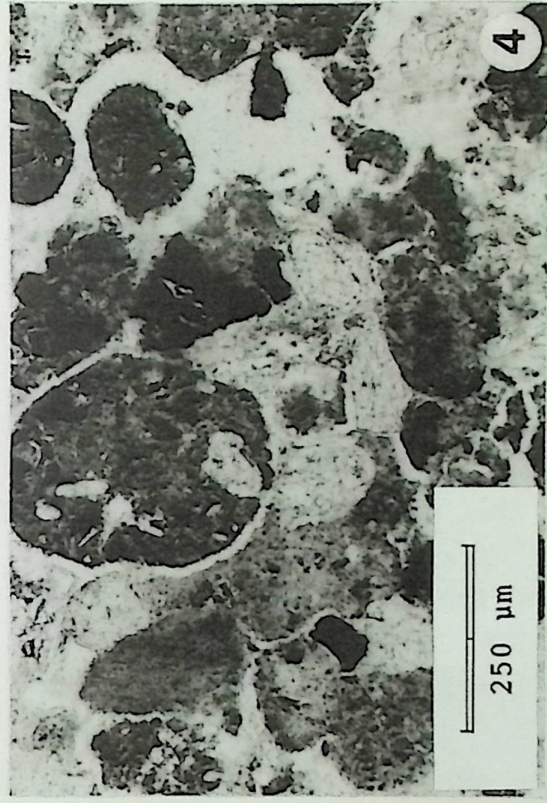
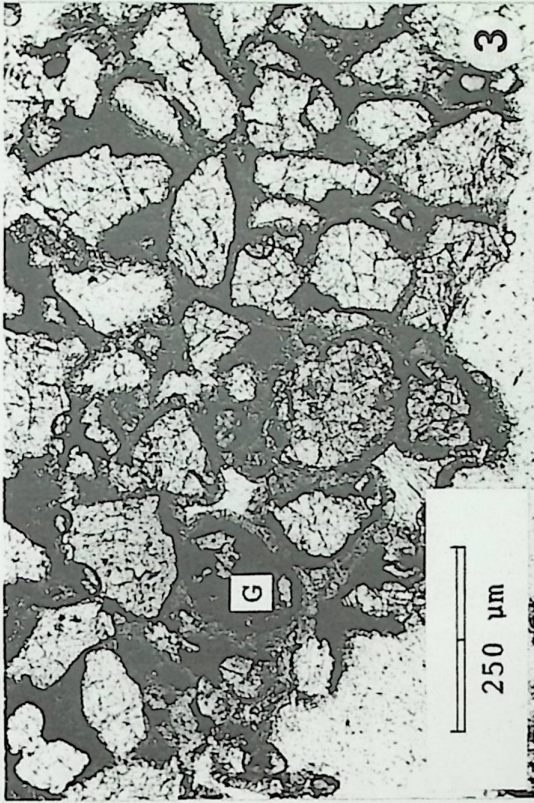


Tafel 3

- 1-2. Knochenreste in Dünnschliffen von Phosphorit-Konkretionen aus der Phosphoritlage im Osten des Tagebaues Espenhain.
(Abb 1: (7)ESP-EM, Tab. 7) [Präp: ESP-EM-Ph: S]

3. Dünnschliff einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Cospuden.
Feinkristalliner Phosphorit ("Kollophan") umhüllt alle Sedimentkörner.
(Abb 1: (5)COSP, Tab. 7) (G = Glaukonit) [Präp: ESP-EM-Ph: S]

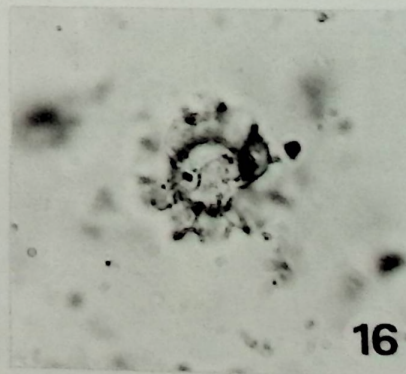
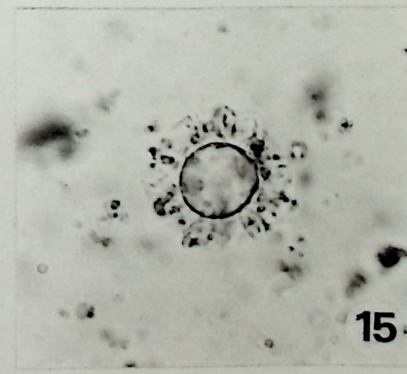
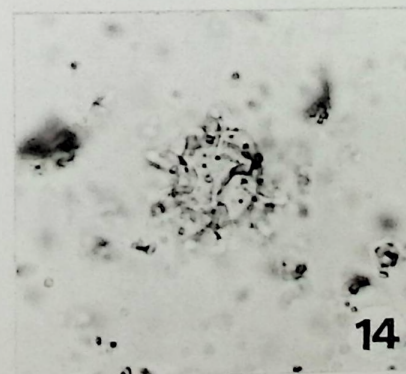
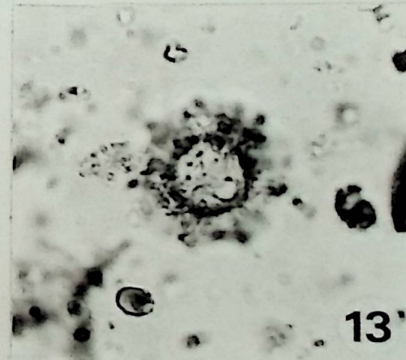
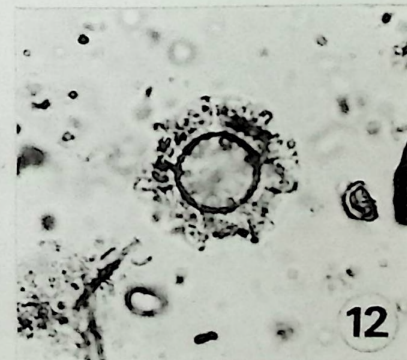
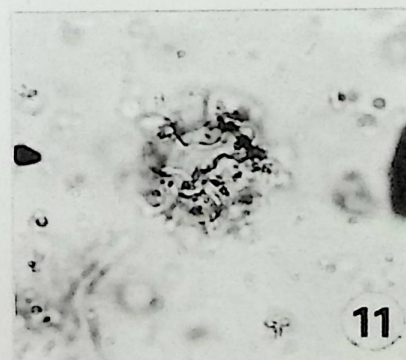
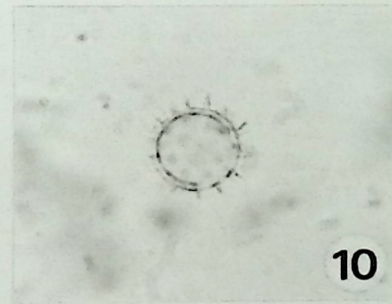
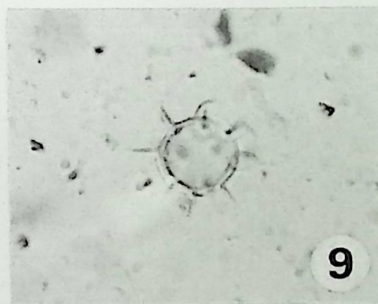
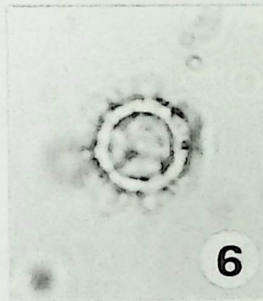
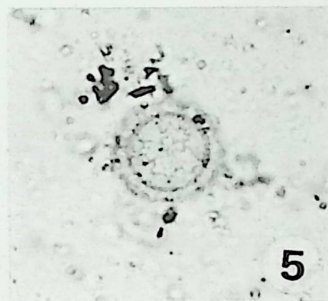
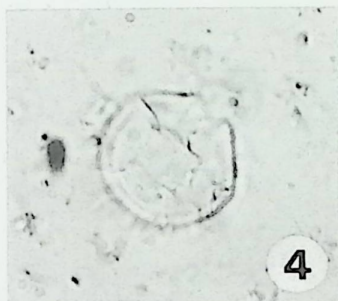
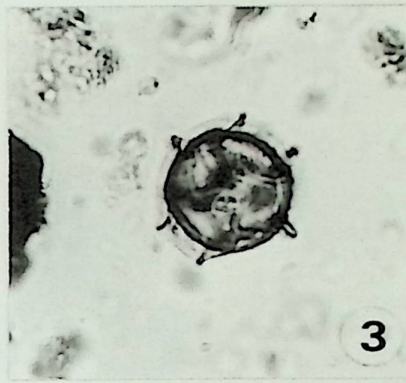
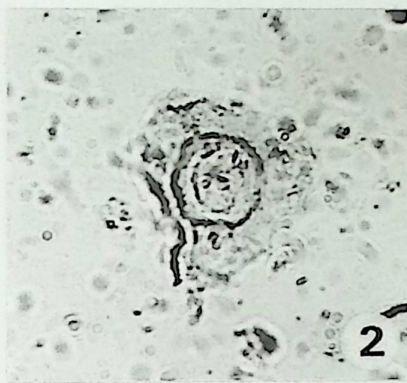
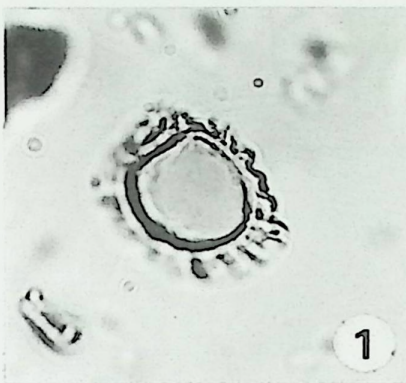
4. Der Dünnschliff einer Phosphorit-Konkretion aus dem Tagebau Espenhain zeigt "Aggregatkörner" mit beginnender Sideritbildung.
[Präp: ESP-EM-Ph: S]



Tafel 4

(Alle Abbildungen x1000)

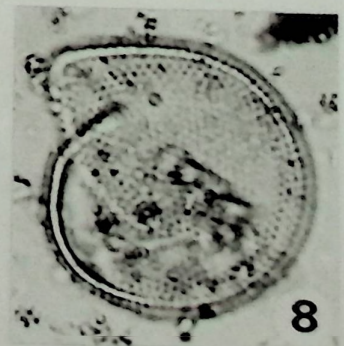
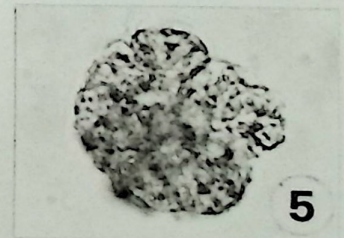
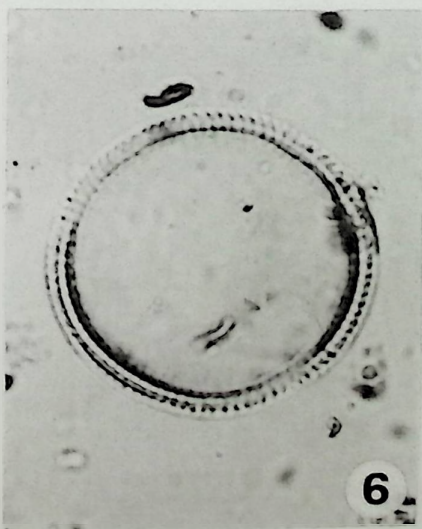
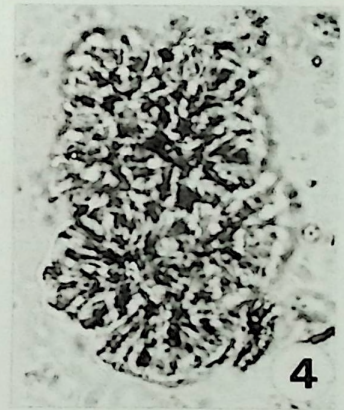
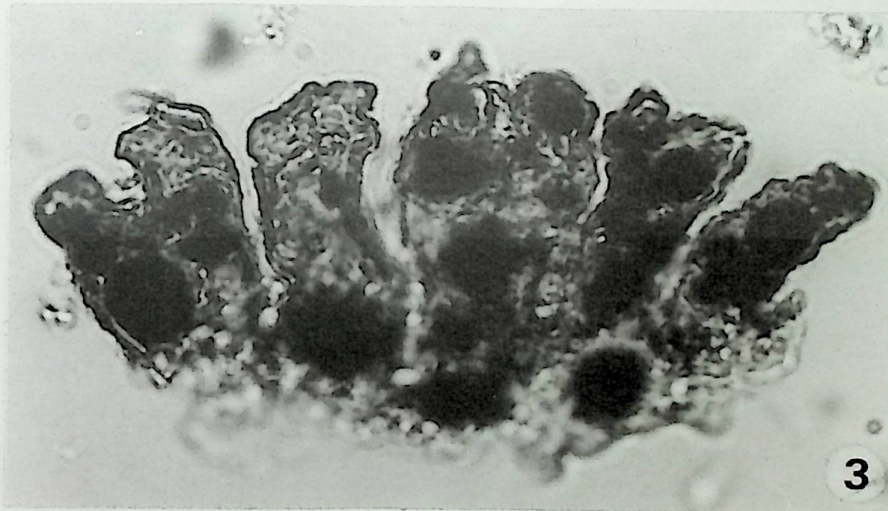
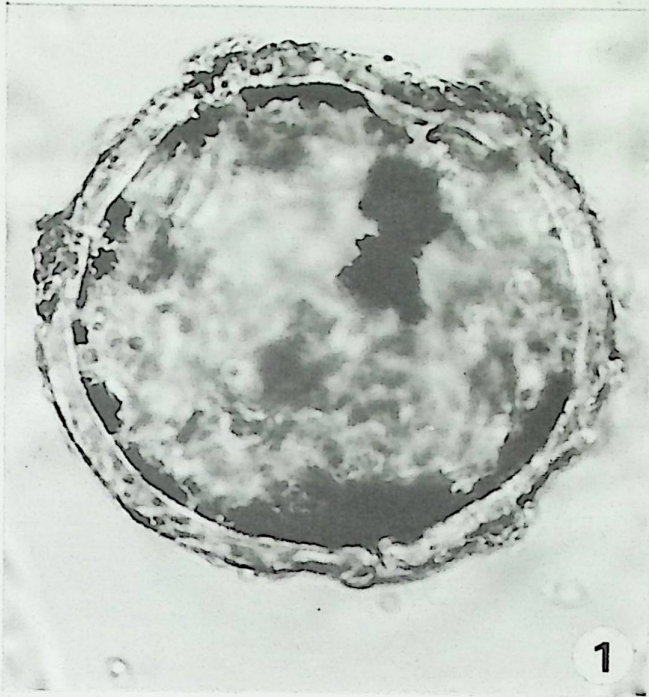
1. *Pterospermella* sp. [Präp. ZW-26: 15-01: 36,1/101,4]
2. *Pterospermella* cf. *australis* [Präp. COSP: 28-01: 51,0/105,5]
3. *Cymatiosphaera* sp. [Präp. COSP: 34-01: 49,5/110,5]
- 4+5. *Cymatiosphaera costata* [4. Präp. COSP: 28-01: 47,7/104,5;
5. Präp. ESP-SD: 13-01: 57,3/108,0]
- 6+7 *Cymatiosphaera eupeplos*
[Präp. ESP-EM: 3-01: 45,9/98,5; 6. mf, 7. 1f]
8. *Horologinella incurvata* [Präp. COSP: 34-02: 31,0/95,5]
9. *Micrhystridium* sp. [Präp. SLE-N: 31-02: 30,0/105,4]
10. *Micrhystridium* sp. [Präp. ZW-S: 22-01: 43,3/95,1]
- 11-13. *Cymatiosphaera bujakii*
[Präp. COSP: 34-02: 21,5/111,0; 11. hf, 12. mf, 13. 1f]
- 14-16. *Cymatiosphaera bujakii*
[Präp. COSP: 34-02: 32,2/105,6; 14. hf, 15. mf, 16. 1f]



Tafel 5

(Abbildung 2 x500, Abbildungen 1+3-8 x1000)

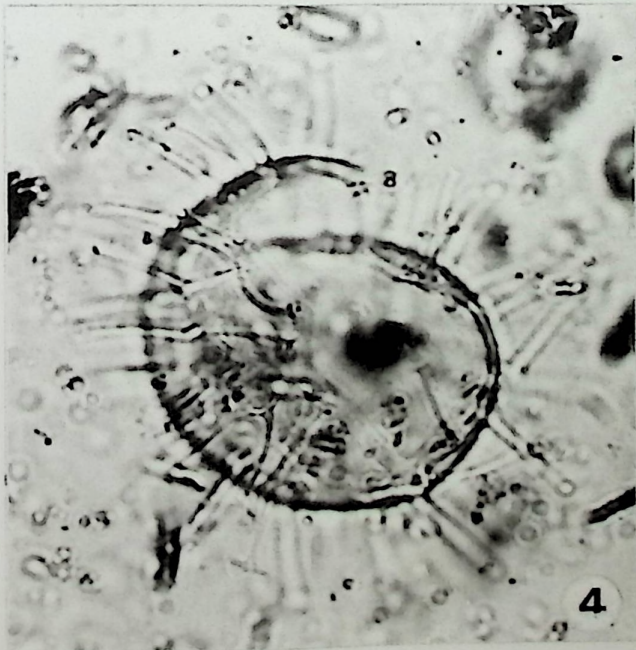
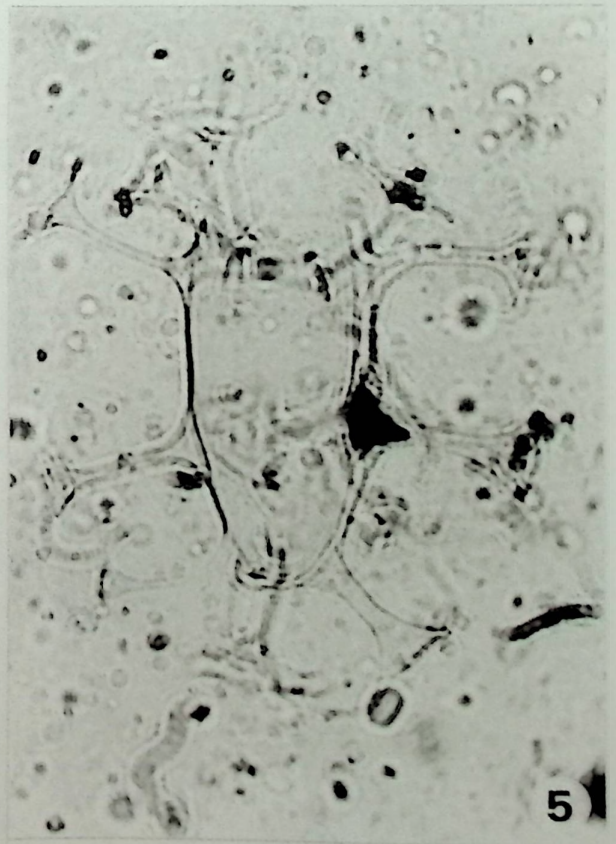
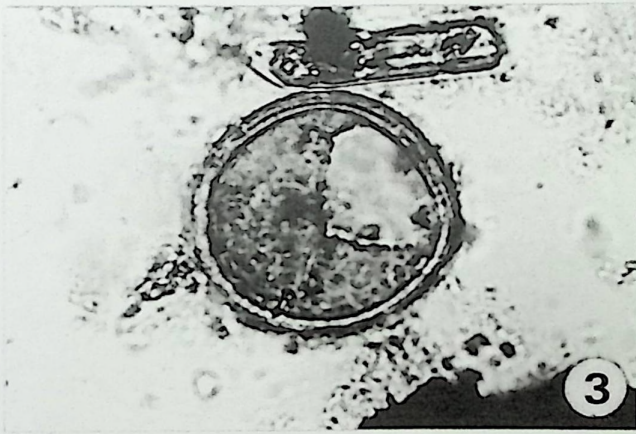
1. *Tasmanites* sp. (umgelagert?)
[Präp. PROF: 18-03: 57,0/110,5]
2. rotaliide Foraminiferen-Innentapete
[Präp. ESP-SD: 3-1-03: 65,2/103,6]
3. "gelappter" Kammerteil einer rotaliiden
Foraminiferen-Innentapete
[Präp. ZW-26: 31-01: 31,5/95,0]
- 4-5. *Botryococcus* sp.
[4. Präp. COSP: 28-01: 40,8/98,8; 5. Präp. PER: 31-01: 54,9/100,6]
- 6-8. *Tasmanites* sp. 1
[6+7. Präp. ESP-EM: 8-03: 22,2/105,6; 8. Präp. COSP: 34-02: 49,5/95,0]



Tafel 6

(Abbildung 1 x500, Abbildungen 2-5 x1000)

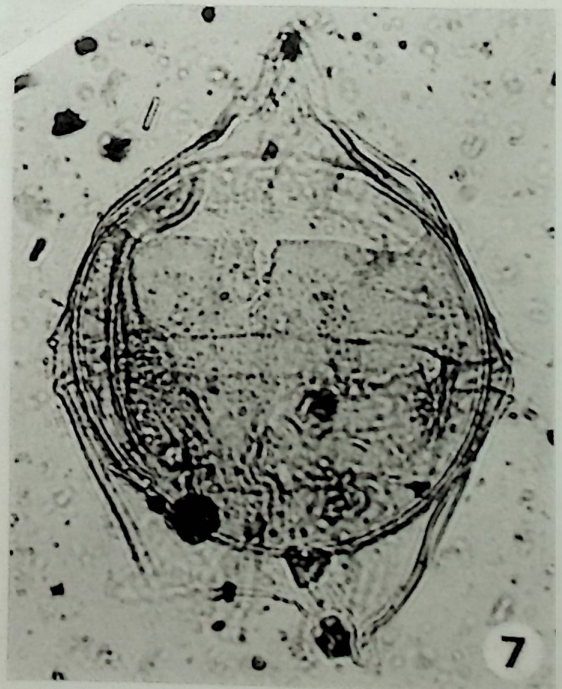
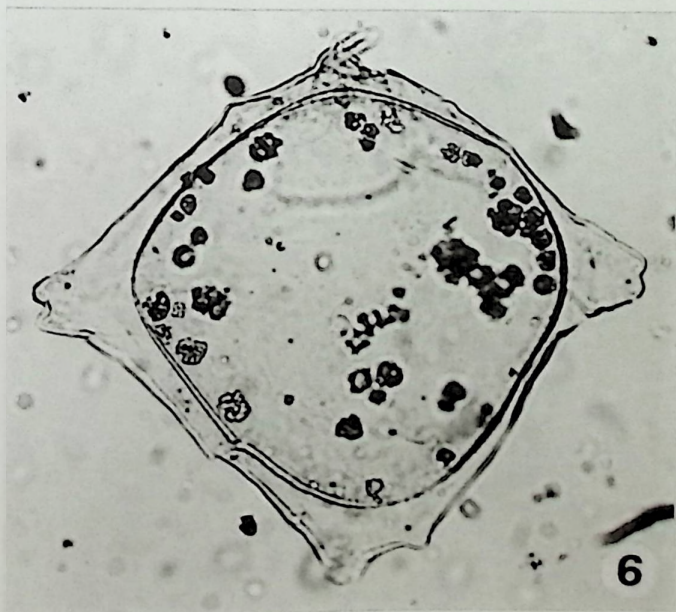
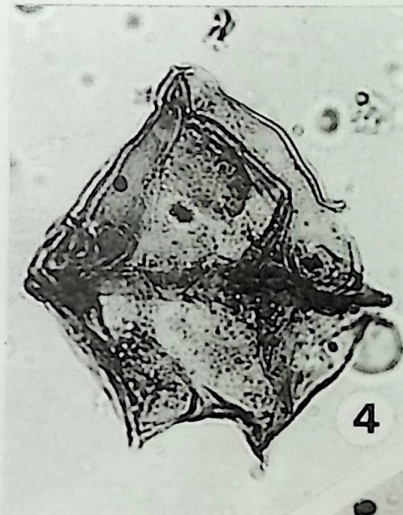
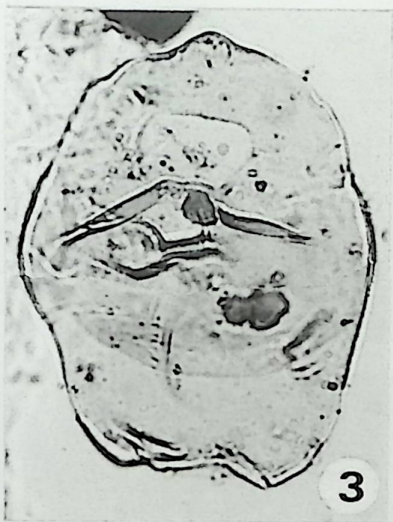
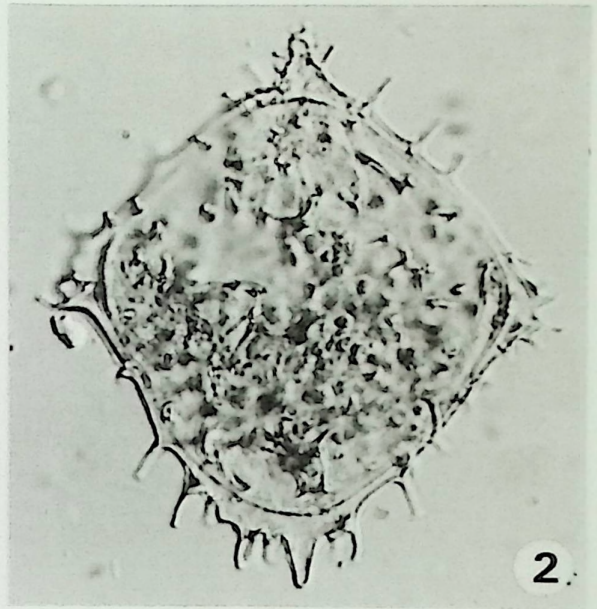
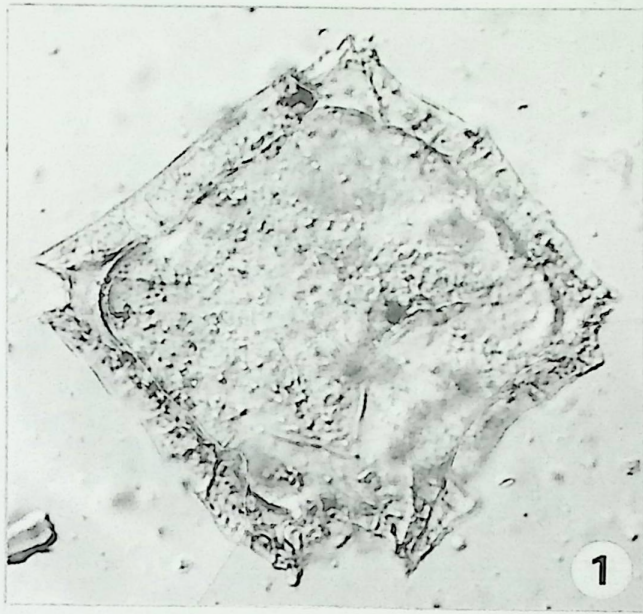
1. *Thalassiphora pelagica* [Präp. ZW-26: 15-1-04: 39,5/105,0]
2. *Spiniferites cornutus* [Präp. COSP: 29-03: 50,5/109,6]
3. *Tectatodinium pellitum* [Präp. PER: 32-04: 53,9/95,3]
4. *Lingulodinium machaerophorum* [Präp. COSP: 16-02: 25,5/99,5]
5. *Distatodinium paradoxum* [Präp. COSP: 27-03: 47,3/109,0]



Tafel 7

(Alle Abbildungen x750)

1. *Kisselovia (Charlesdownia) clathrata*
[Präp. ESP-EM: 8-04: 25,8/106,4] (Interferenzkontrast)
2. *Wetzeliiella cf. gochtii*
[Präp. ESP-EM: 13-04: 36,0/97,4] (Interferenzkontrast)
3. *?Deflandrea ("Isabelidinium") sp.*
[Präp. ESP-SD: 18-01: 60,7/112,0]
4. *Lejeunecysta sp.*
[Präp. PROF: 19-03: 23,5/97,2]
5. *cf. Heteraulacacysta*
[Präp. ESP-EM: 10-04: 54,2/105,6] (Interferenzkontrast)
6. *Rhombodinium draco*
[Präp. PER: 32-03: 44,4/103,3]
7. *Deflandrea spinulosa*
[Präp. COSP: 28-01: 52,8/107,2]



Tafel 8

(Abbildungen 1+4-6 x750; Abbildungen 2-3 x500)

1. *Wetziella symmetrica*
[Präp. ZW-26: 15-1]

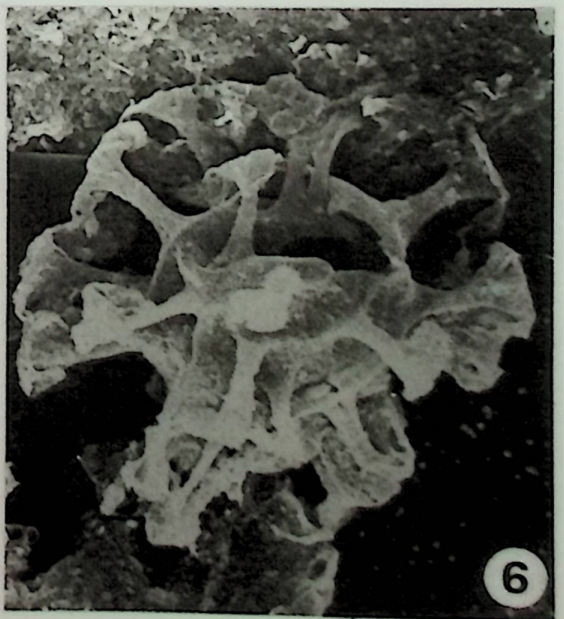
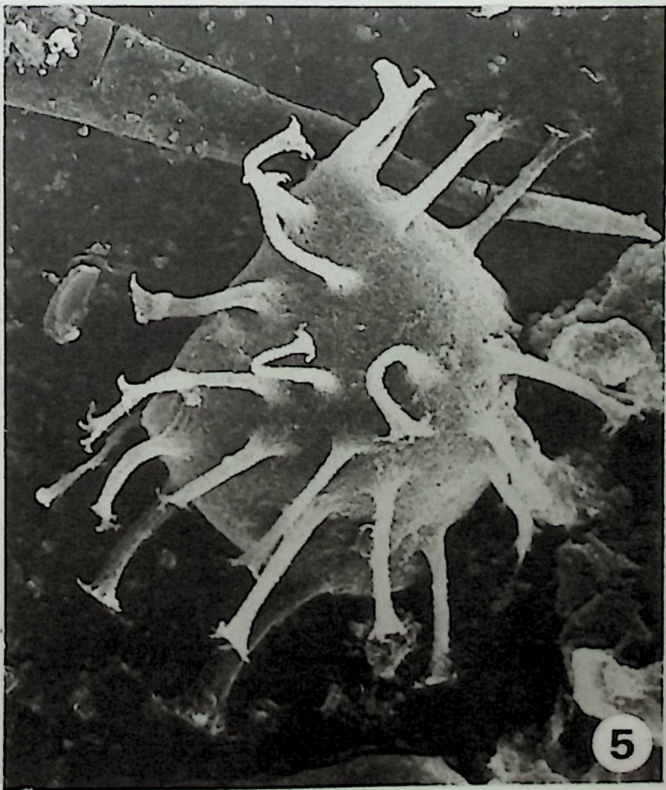
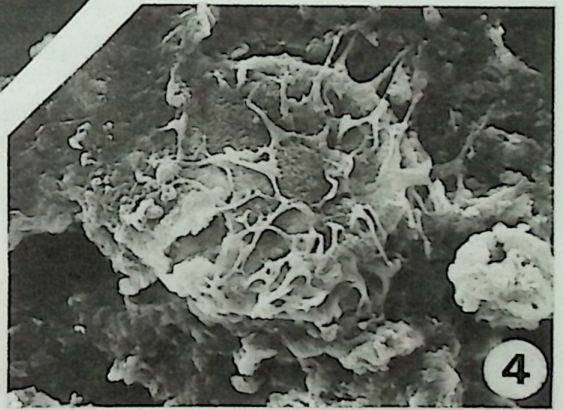
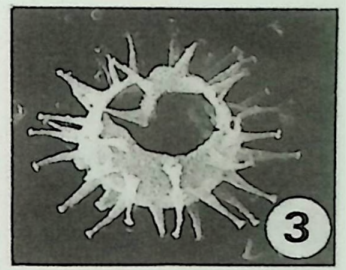
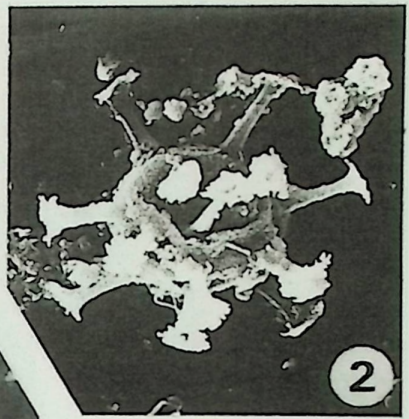
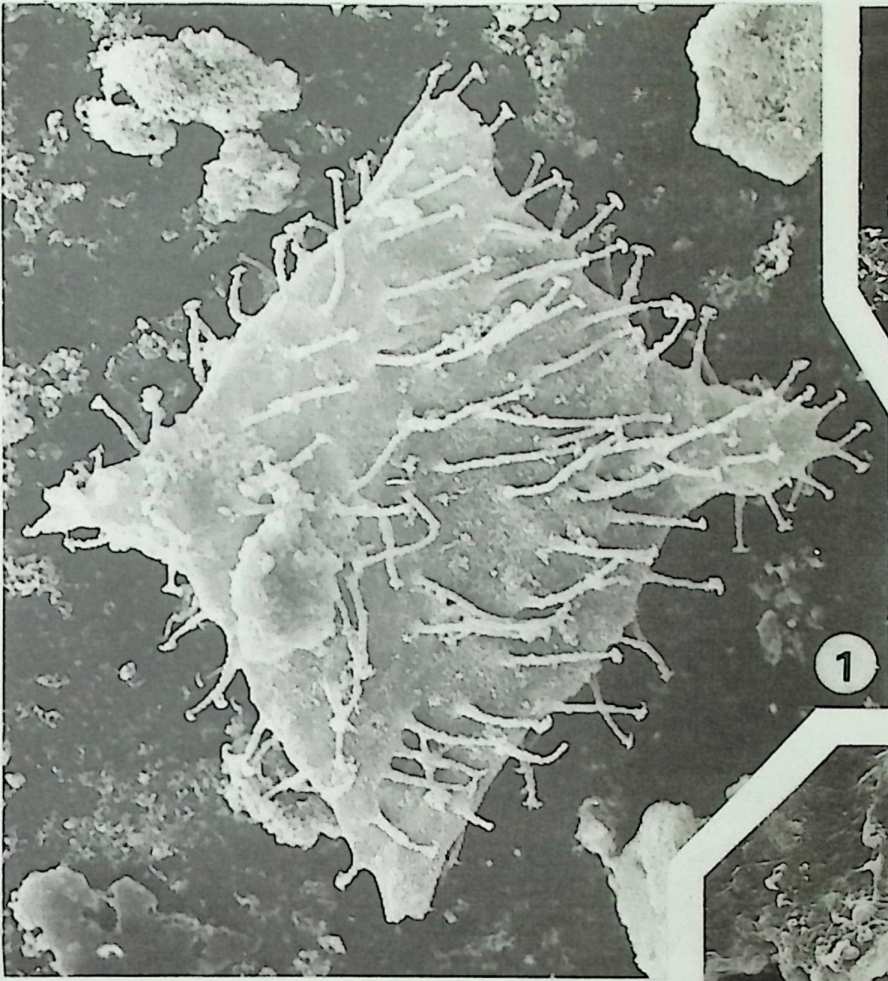
2. *Homotryblum* sp. ("*Hystrichosphaeridium*")
[Präp. ZW-26: 19-1]

3. *Polysphaeridium asperum*
[Präp. ESP-EM: 6-2]

4. *Systematophora placacantha*
[Präp. ZW-26: 22]

5. *Cordosphaeridium gracile*
[Präp. ZW-26: 19-1]

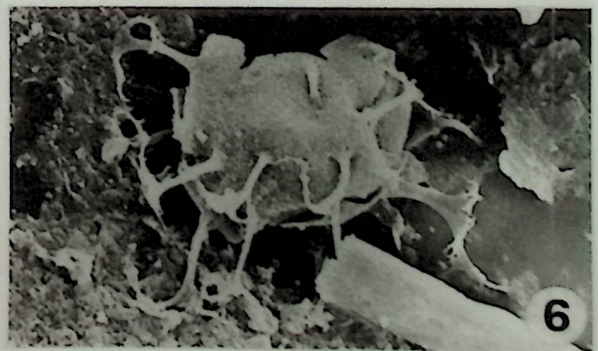
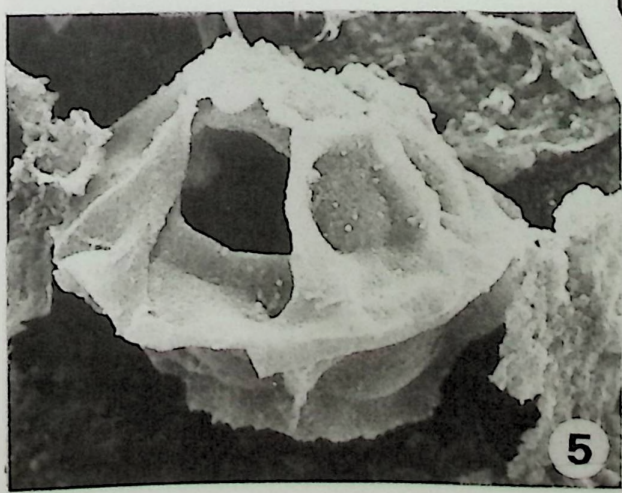
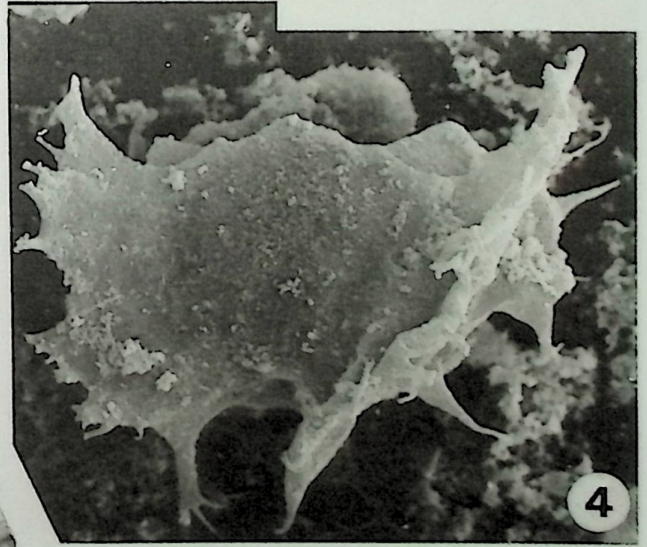
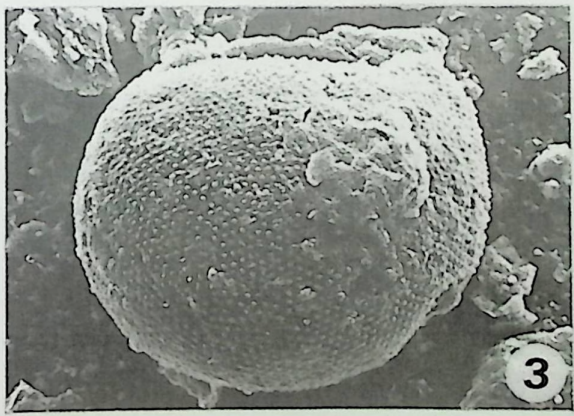
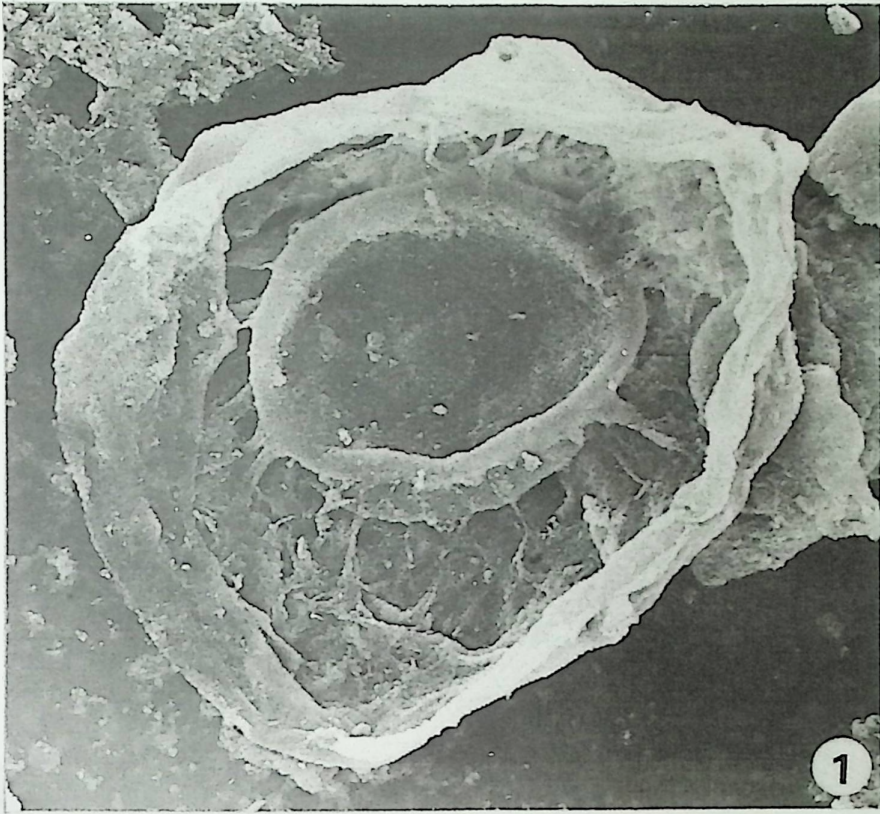
6. *Cordosphaeridium cantharellus*
[Präp. ESP-SD: 10]



Tafel 9

(Abbildungen 1-2 und 4-6 x750, Abbildung 3 x1000)

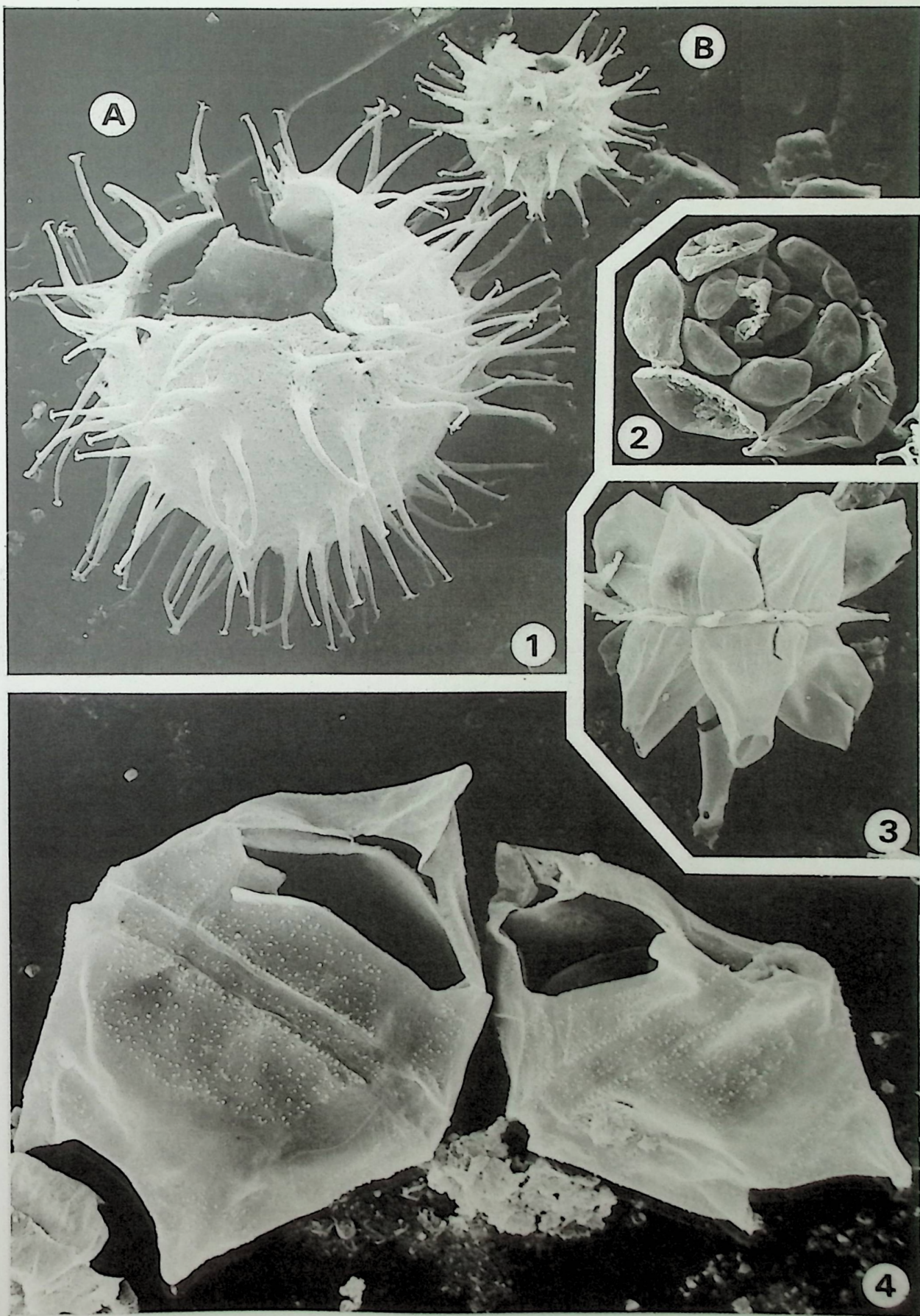
1. *Thalassiphora pelagica*
[Präp. ZW-26: 19-1]
2. *Palaeocystodinium golzowense*
[Präp. PROF: 19]
3. *Tasmanites* sp. 1
[Präp. ZW-26: 29]
4. *Chirpteridium* cf. *galea*
[Präp. ESP-SD: 3-2]
5. *Pentadinium laticinctum*
[Präp. ZW-N: 20]
6. *Areosphaeridium ?pectiniforme*
[Präp. ZW-N: 18]



Tafel 10

(Alle Abbildungen x1000)

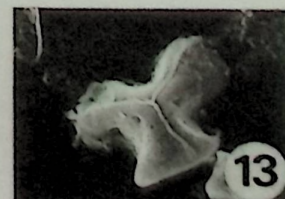
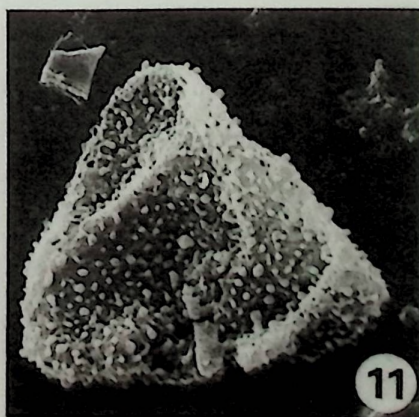
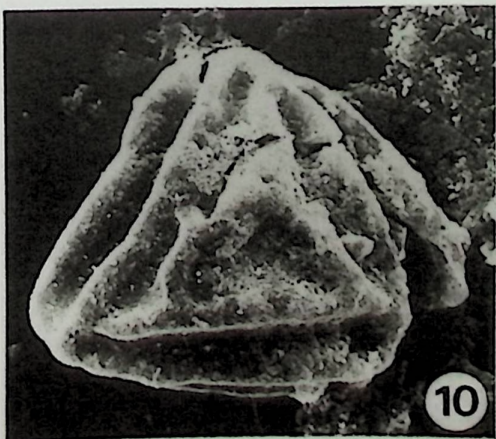
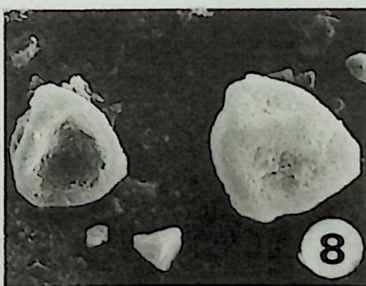
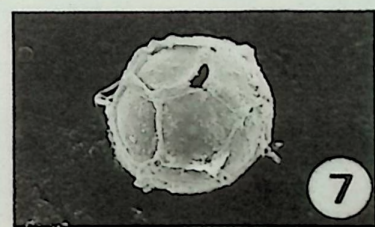
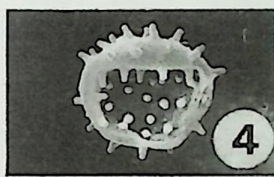
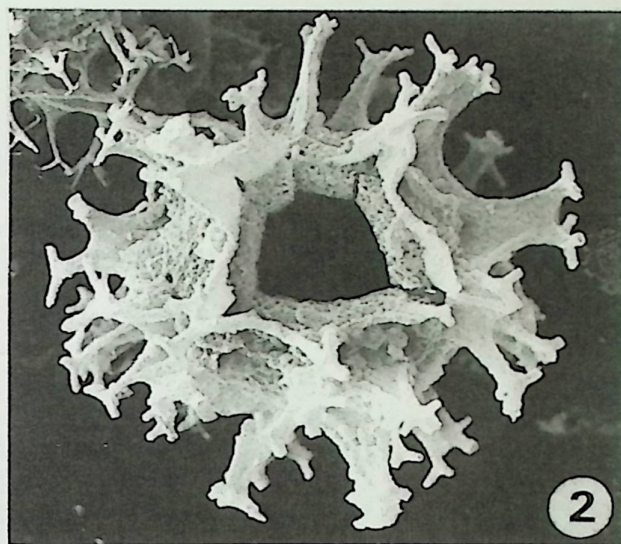
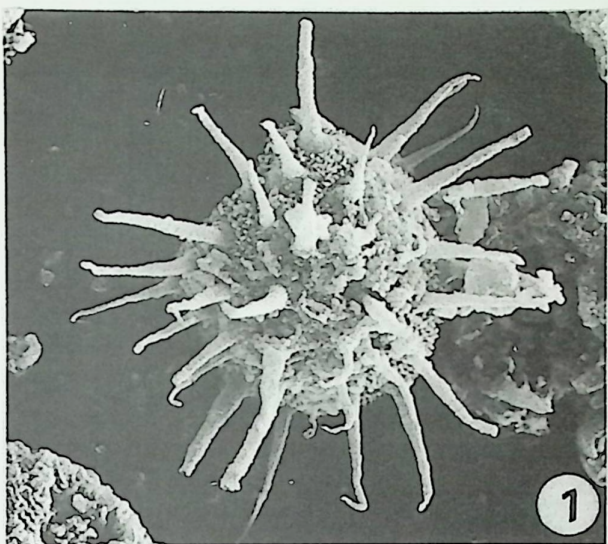
1. (A) *Operculodinium* sp.; (B) *Polysphaeridium asperum*
[Präp. ESP-EM: 6-2]
2. rotaliide Foraminiferen-Innentapete
[Präp. ESP-EM: 6-2]
3. *Hystriochokolpoma* cf. *cinctum*
[Präp. ESP-SD: 10]
4. 2 x *Deflandrea spinulosa*
[Präp. ZW-26: 19-1]



Tafel 11

(Abbildungen 1-3+8-13 x1000; Abbildungen 4-7 x2000)

1. *Lingulodinium machaerophorum* [Präp. COSP: 25]
2. *Spiniferites ramosus* [Präp. COSP: 27]
3. *Cribroperidinium cf. tenuitabulatum* [Präp. ZW-S: 13]
4. *Micrhystridium* sp. [Präp. ESP-NE: 30]
5. *Micrhystridium* sp. [Präp. COSP: 34]
6. *Cymatiosphaera bujakii* [Präp. ESP-NE: 30]
7. *Cymatiosphaera* sp. [Präp. ESP-NE: 30]
8. Zwei triporate Pollenkörner [Präp. ZW-S: 22]
9. *Cicatricosisporites* sp. [Präp. PROF: 8-1]
10. cicatricose Spore indet. [Präp. MO-SE: 11]
(umgelagert aus der Kreide)
11. Spore indet. [Präp. MO-SE: 9]
(möglicherweise auch umgelagert)
12. *Taxodiapollenites hiatus* [Präp. ZW-N: 20]
(möglicherweise auch umgelagert)
13. Spore indet. [Präp. PROF: 15]
(umgelagert aus dem (?Rhät)-Lias)

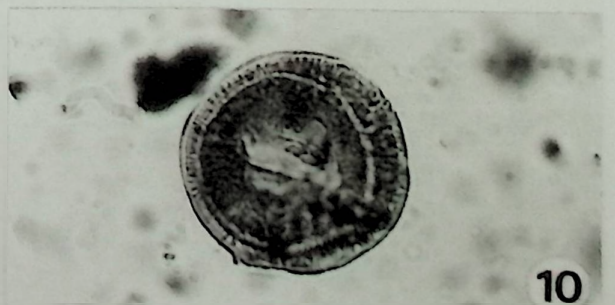
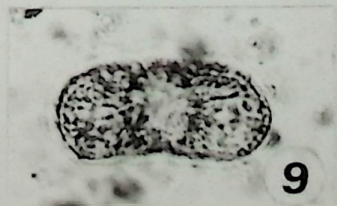
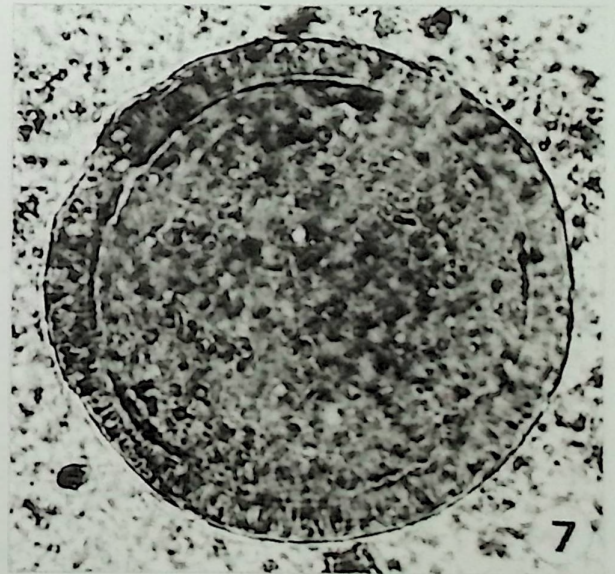
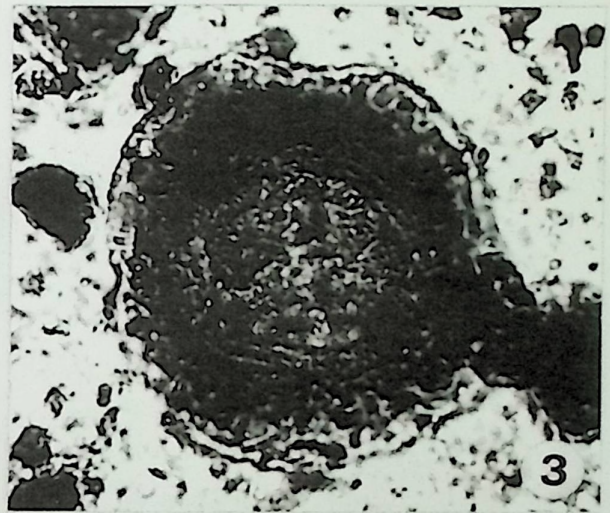


Tafel 12

Umgelagerte Palynomorphen

(Abbildung 4 x500, alle anderen Abbildungen x1000)

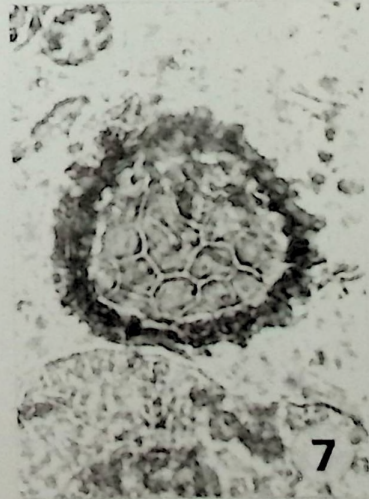
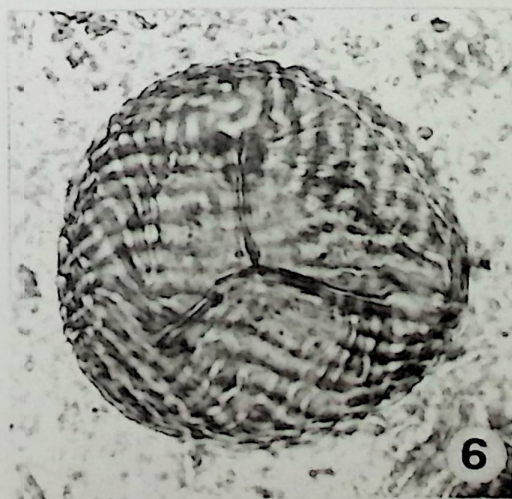
1. *Ricciisporites tuberculatus* [Präp. PROF: 15-01: 45,1/98,0]
(?Rhät-Lias)
2. bisaccate Pollen [Präp. ZW-S: 13-01: 30,0/106,4]
(allg. Mesozoikum)
3. *Densosporites* sp. [Präp. PROF: 15-01: 46,0/95,0]
(?Rhät-Lias)
4. *Odontochitina operculata* [Präp. MO-SE: 11-02: 29,1/105,7]
(Kreide)
5. *Echinitosporites* sp. [Präp. COSP: 16-02: 48,4/111,3]
(?Rhät-Lias)
6. *Monosulcites* [Präp. PROF: 14-01: 60,1/109,2]
(allg. Mesozoikum)
7. *Tasmanites* [Präp. ZW-26: 16-02: 28,5/98,0]
(allg. Mesozoikum)
8. *Monosulcites* [Präp. PROF: 15-01: 55,0/111,0]
(allg. Mesozoikum)
9. *Vitreisporites pallidus* [Präp. ZW-S: 12-02: 38,7/109,2]
(allg. Mesozoikum)
10. *Corollina* [Präp. ZW-NE: 20-01: 40,8/95,4]
(allg. Mesozoikum)



Tafel 13

(Alle Abbildungen x1000)

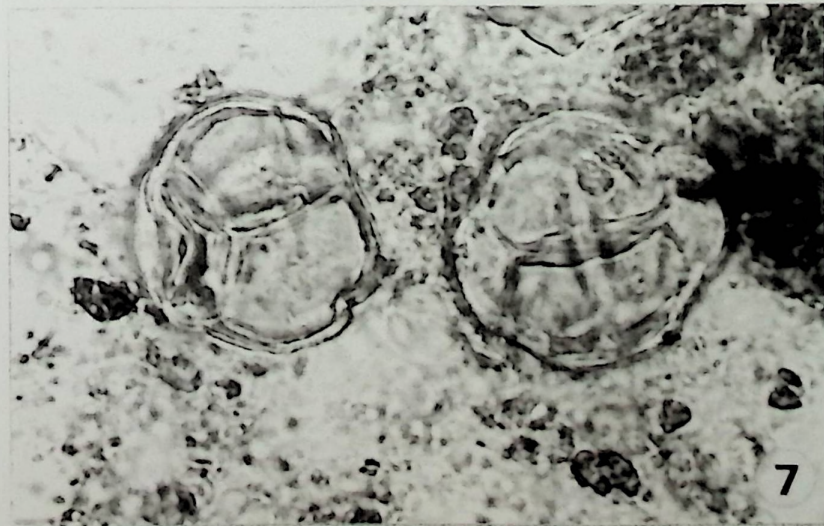
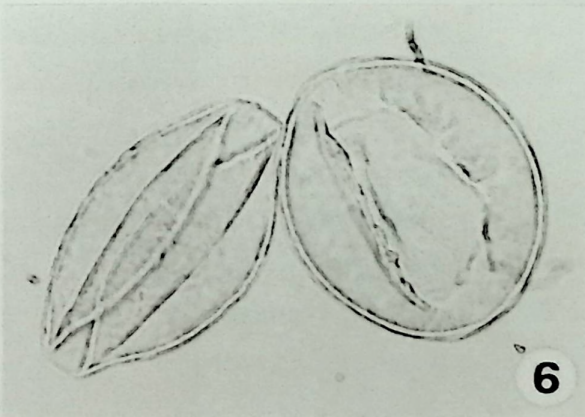
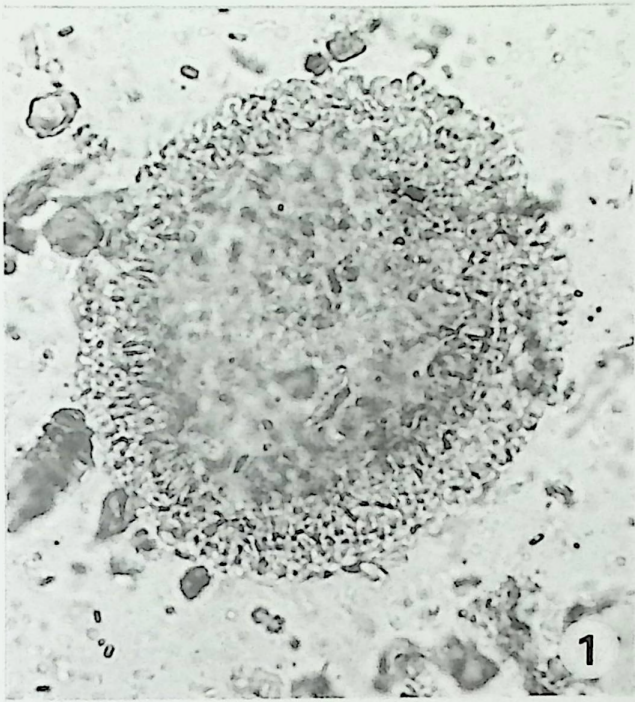
1. *Polypodiisporites* sp. [Präp. ZW-S: 23-01: 45,6/105,1]
(Mitteloligozän)
2. *Polypodiisporites* sp. [Präp. COSP: 24-02: 66,1/109,5]
(Mitteloligozän)
3. *Polypodiisporite* cf. *favus* [Präp. PROF: 15-01: 46,0/95,0]
(Mitteloligozän)
4. *Polypodiaceoisporites* sp. [Präp. W-II: 25-01: 41,5/108,1]
(Untermiozän)
5. *Cicatricosisporites* sp. [Präp. MO-SE: 11-02: 22,5/104,0]
(Obereozän/Unteroligozän)
6. *Cicatricosisporites* sp. [Präp. MO-SE: 11-02: 41,0/99,7]
(Obereozän/Unteroligozän)
7. *Lycopodiumsporites* sp. [Präp. MO-SE: 11-02: 60,1/106,7]
(Obereozän/Unteroligozän)
8. *Lycopodiumsporites* sp. [Präp. W-II: 23-01: 25,7/104,7]
(Untermiozän)



Tafel 14

(Alle Abbildungen x1000)

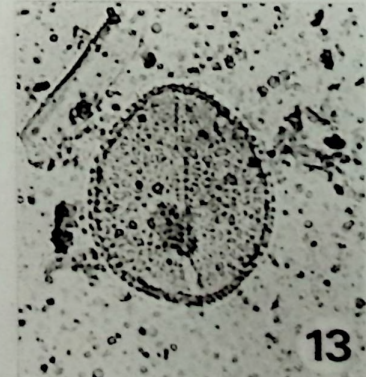
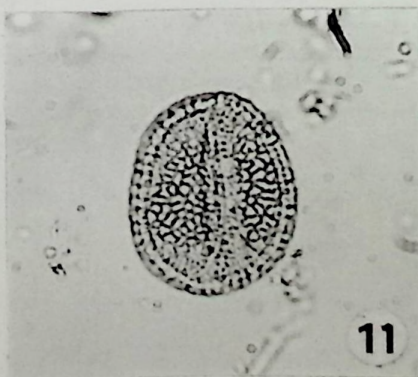
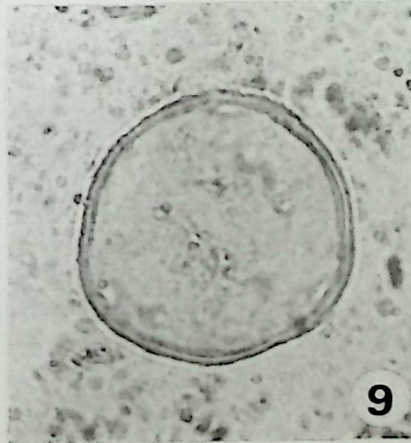
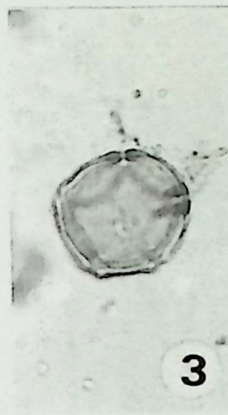
1. *Tsugaepollenites* sp. [Präp. W-II: 25-01: 39,0/105,8]
(Untermiozän)
2. *Taxodiapollenites hiatus* [Präp. COSP: 19-01: 54,2/110,0]
(Mitteloligozän)
3. *Monosulcites* sp. [Präp. ESP-SD: 21-01: 50,8/110,5]
(Mitteloligozän)
4. *Monosulcites* sp. [Präp. W-II: 2-01: 50,3/96,6]
(Obereozän)
5. *Taxodiapollenites hiatus* und *Chenopodipollis* sp.
[Präp. COSP: 24-02: 19,5/97,6] (Mitteloligozän)
6. *Ginkgo biloba* (rezent)
7. *Ericipites* sp. [Präp. W-I: 9-02: 65,5/103,7]
(Mitteloligozän)
8. *Cycas* sp. [Interferenzkontrast] (rezent)



Tafel 15

(Alle Abbildungen x1000)

1. *Intratropollenites* sp. [Präp. COSP: 24-02: 56,0/109,7]
(Mitteloligozän)
2. *Intratropollenites* sp. [Präp. ESP-SE: 8-01: 61,4/102,8]
(Mitteloligozän)
3. *Alnipollenites* sp. [Präp. ESP-SD: 19-01: 41,2/102,5]
(Mitteloligozän)
4. *?Momipites* [Präp. ESP-SE: 2-02: 58,0/109,6]
(Obereozän)
5. *Faguspollenites* sp. [Präp. W-II: 25-01: 50,0/100,5]
(Untermiozän)
6. *Porocolpopollenites* sp. [Präp. ESP-SE: 3-01: 25,0/106,8]
(Obereozän)
7. *Porocolpopollenites* aff. *rarobaculatus*
[Präp. W-II: 22-01: 21,8/106,8] (Untermiozän)
8. *Caryapollenites* sp. [Präp. ZW-S: 17-01: 46,4/106,2]
(Mitteloligozän)
9. *Caryapollenites* sp. [Präp. ZW-S: 13-01: 52,9/105,0]
(Mitteloligozän)
10. *Tricolporopollenites* sp. [Präp. W-II: 1-01: 32,0/108,0]
(Obereozän)
- 11+12. *Chamaedorea* sp. (rezent)
13. *Monocolpopollenites* sp. [Präp. COSP: 17-01: 22,2/106,7]
(Mitteloligozän)





ZW-26		Palyno-Fazies				nichtmarine Palynomorphen											marine Palynomorphen											
M	Präparations-Methode	Amorphogen		Harz	ungelegertes Mesozoikum	Sporen	bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	Tarodiapollenites hiatus	monosulcate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolporate Pollen	pentaporate (Alnus) Pollen	Eriopites-Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Tiliaceen-Pollen	Bolryococcus	Microhystridium	Cymatiosphaera/Pteropemella	Tasmanites	Borolopinaella incurvata	Foraminiferen-Immunlapeten	Scolocodonten	Dinoflagellaten-Zysten	identifizierte	Zysten-Taxa	Fazies-Einschätzung
		Pflanzenhäcksel	Amorphogen																									
32	B	SW	m	SW	W	SW	W	m	SW	W	SW	m						W	SW				SW		SW	Ch-Co***-D-H***-O-Rh-W	an	
31	B	SW	W	SW	W	SW	SW	SW	SW	W	SW	W							SW		SW	SW	SW	SW	D-H-W			
30	B	SW	W	m	W	SW	W	SW	SW	W	SW	m							SW	W	W		SW	SW	W		l/e	
29	B	V	m	m	SW	SW	SW	SW		SW		SW									SW*		SW	SW	Cr-D*-H-W	e		
28	B	SW	W	W						W	SW	W									SW			SW	Ch			
27	B	V	W	m	W	SW	SW											SW			SW	SW	SW	SW	Ch-Co-Cr-D-H-O-Pe-Po-Pr-Sp-Th-W			
26	E/A	SV	W	m		SW	SW					W	W					W			W*			SW	Ch-Cr-O-Po*-Sp-W	in		
25	B	SV	V	V	SW	W		SW			SW		W								SW*			SW	Ch-D-H-O-Sp-W			
24	B	m	W	m		SW	SW				SW	SW	W								W*			SW	Ar-Ch-D			
23	B	V	W	m		SW					SW	W									W*			SW	D-Sp			
22	A/C	SV	SV	W		SW	SW				SW	SW							SW					SW	Ar-Ch-Cr-D-H-Li-Pe-Rh-Sp-Sy-Th*-W	an		
21	B/C	SV	SV	W		SW	SW				SW	W	W						W	SW	SW			SW	Ar-Ch-Cr-D-H-O-Pe-Po-Sp-Sy-Th-W			
20	B	SV	W	m	m	SW	SW				SW	W	W					W			SW			SW	D-H-O-Te-W			
19-1	B/C	SV	SV	m	m	W	m	SW		SW	W	W	m						W	SW	SW			SW	Ar*-Ch-Co-Cr-H***-O-Po-Sp-Th***-W	an		
19	B	SW	SW	m	SW	W	SW	SW			SW	W	W					SW			SW			SW	H-O-Sp	in		
18	B	W	W	m	m	SW					SW	SW	W						SW					SW	Co-Cr			
17	B	SW	W	m			SW				SW		SW						W				SW	SW	Ch-Co-Cr-H-Sp-W			
16	B	SW	V	V	SW	W	SW	W		SW	W	W	d	SW					W		SW			SW	D-H-Pr			
15-1	A/C	SV	SW	SW	SW	SW	W	SW	SW	SW	SW	W	W					W					SW	SW	Ar-Ch-Co-Cr-D-H-Li-O-Pe-Po-Sp-Th-W			
15	B	SW	m	m		SW	SW	SW			SW	W	SW						W	SW	SW			SW	Cr-Pe			
14	B/C	SV	m	m	SW	W	SW	SW			SW	SW	W						SW		SW			SW	Ch-D-Pr-W			
13	D	SV	V	V	W	SW	W	SW			SW	W	W						SW		SW			SW	Ch			
12	D	V	V	W		SW	W	SW			SW	W	W															
11	D	SV	V	W		SW	SW				SW	W	W						W									
10	B	SV	V	V	W	SW	SW				SW	W	W						W									
9	D	SV	V	W	SW	W	W	SW			SW	SW	W						W									
8	B	SW	W	W		SW	SW				W	SW	W						W									
7	B	SV	V	V	W	SW	SW				W	SW	W						W									
6	B	SW	W	W		SW	SW				W	SW	W						W									
5	B	SV	V	V	W	SW	SW				W	SW	W						W									
4	D	SV	V	W		SW	SW				W	SW	W						W									
3	D	SV	V	W		SW	SW				W	SW	W						W									
2	D	SV	V	W		SW	SW				W	SW	W						W									
1	D	V	d	W		SW	W	SW			W	SW	W						W									
0	D	SV	V	W		SW	SW				W	SW	W						W									
-1	B/C	SV	m	W		W	SW	W	SW		W	W	W						W									
-2	B/C	SV	W	m		W	SW	W	SW		W	W	W						W									

- = Kohle
- = Ton
- = Karbonatgehalt
- = Silt/sandiger Schluff
- = Sand
- = Grobsand/Feinkies
- = Phosphorit-Konkretionen (Ø bis 30 cm)
- = Glaukonit
- SW = sehr wenig
- W = wenig
- m = regelmäßig vorhanden
- v = viel
- sv = sehr viel
- d = dominant
- Ar = Areosphaeridium
- Ch = Chiropteridium
- Co = Cordosphaeridium
- Cr = Cribroperidium
- D = Deflandrea
- H = Hystrichokolpoma/-sphaeridium
- Li = Lingulodinium
- O = Operculodinium
- Pe = Pentadinium
- Po = Polysphaeridium
- Pr = Paralecaniella
- Rh = Rhombodinium
- Sp = Spiniferites
- Sy = Systematophora
- Te = Tectatodinium
- Th = Thalasiphora
- W = Wetzeliella
- * = Häufigkeit
- l = lagunär
- e = ästuarin
- in = innere neritische Zone
- an = äußere neritische Zone

Tabelle 1: Profil Zwenkau 26 (Nahe dem präkambrischen Kliff, ca. 800 m westlich Kreuzung Weiße Elster/B 186)

ZW-NE		Palyno-Fazies				nichtmarine Palynomorphen												marine Palynomorphen							
M	Präparations-Methode	Amorphogen				Sporen												identifizierte Zysten-Taxa							Fazies-Einschätzung
		Pflanzenhäcksel	Harz	unge-lagertes Mesozoikum		bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	Farodiapollenites hiatus	monosulcate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolporate Pollen	pentaporate (Alnus) Pollen	Ericipites-Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Filices-Pollen	Botryococcus	Microstridium	Cymatiosphaera/Pterosperma	Tasmanites	Horologinella incurvata	Foraminiferen-Innentapeten	Scolecodonten	Dinoflagellaten-Zysten	
18	B/C	m	sw	sw	m	w	w	m	v	m	v	m	sv	sw									w	D*-H-Sp-Te-W*	e
17	B/C	sv	m	sw		w	m	w	m	w	v	m	v	sw	sw								sw	Cr-D-Li-O-W	in
16	B/C	sv	w	w	m	m	v	w	w	w	w	v		w								sw	D-H-Pa-Pe-Te-W*	e	
15	B/C	sv	sw	sw	w	sw	m	sw	w		sw	v				sw						sw	Ch-Cr-D-H-Pe-Sp-W	in	
14	B/C	v	m		m	w	m	w	sw	sw	sw	m										sw	Ch-D-O		
13	B/C	sv	sw	sw	sw	sw	w	w		w	w	m										sw			
12	B/C	m	m			sw	m	w	sw		w	m		sw											
11	B/C	sv	m	sw	w	w	sw	sw	sw		sw	m	v									w	D*-Pe-Rh-W*	e	
10	B/C	v	sv	w		sw	sw	w		sw	sw	m													
9-1	B/C																								
9	B/C	m	d	w		sw	m	w	w	m	w	sv	sw												
8	B/C	m	d	sw		sw	sw	sw		sw	w	w													
7	B/C	m	v	w		sw	sw	sw		sw	w	w													
6	B/C	sv	w																						
5	B/C	sv	w	sw																					
4	B/C	w	sv																						
3	B/C	sw	sw																						
2	B/C	m	sw																						
1	B/C	w																							

- = Kohle
- = Ton
- = Silt/sandiger Schluff
- = Sand
- = Feinkies
- = Glaukonit
- sw = sehr wenig
- w = wenig
- m = regelmäßig vorhanden
- v = viel
- sv = sehr viel
- d = dominant
- Ch = Chiropteridium
- Cr = Cribroperidinium
- D = Deflandrea
- H = Hystrichokolpoma/-sphaeridium
- Li = Lingulodinium
- O = Operculodinium
- Pa = Palaecystodinium
- Pe = Pentadinium
- Rh = Rhombodinium
- Sp = Spiniferites
- Te = Tectatodinium
- W = Wetzeliella
- e = ästuarin
- in = innere neritische Zone
- * = Häufigkeit

Tabelle 3: Profil Zwenkau Nordost (ca. 1800 m östlich Kreuzung Weiße Elster/B 186)

ESP-EM		Palyno-Fazies				nichtmarine Palynomorphen											marine Palynomorphen											
M	Präparations-Methode																											
		Amorphogen	Pflanzenhäutchen	Harz	umgelagertes Mesozoikum	Sporen	bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	Tarodiapollenites hiatus	monosulcate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolporate Pollen	pentaporate (Alnus) Pollen	Ericipites-Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Tiliaceen-Pollen	Botryococcus	Micrhystridium	Cymatiosphaera/Pterosperma	Tasmanites	Korologinella incurvata	Foraminiferen-Innentapeten	Scolocodonta	Dinoflagellaten-Zysten	identifizierte	System-Taxa	Fazies-Einschätzung
15	B/C	sv	w	m		w	w	w		sw	w	m	sw												sw	Ch-Co-H-He-Le-O-Pe-Sp-Te		
14	B/C	w	w	sw		w	m	m	v	w	sw	w	m	sw	sw										sw	Ch-Co-He-O-Sp-Th-W		
13	B/C	v	w	m		sw	m	w	m	sw	w	sw	m												sw	As-Ch-Cr-D-H-He-O-Pe-Po-Sy-W		
12	B/C	sv	sw	sw		sw	sw	sw	w	sw	sw	sw	w	sw											sw	As-Ch-Cr-D-O-Pr-Sp-Th-W		
11	B/C	sv	w	w		w	sw	w	m	sw	w	sw	w	sw											sw	H-O-Sp		
10	B/C	v	w		sw	w	w	w	w	sw	sw	sw	w	w											sw	As-Ch-D-H-He-Li-O-Pe-Th		
9	B/C	m	sw	sw		w	w	w	w			sw	m												sw	D		
8	B/C	v	w	sw		w	w	w	w			w	w	m											w	D-H-Ki-Pe-Po-Pr-Rh-Sp-Sy-Te-W		
7	B/C	m	sw			sw	w		w		sw	sw	w												sw	Cr-Pe-W		
6-2	A/C	sv	sw			w	sv	w	w	sw	w	w	d												w	Ar-Ch-Cr-D-H-He-O-Pe-Po-Pr-Sp-Sy-W	in	
6-1	A/C	sv	sw	sw		w	w	w	w	sw	v	w	d												sw	Ch-Cr-H-Le-O-Pe-Po-Pr-Sy	in	
6	B/C	m	sw	sw		sw	v	w	v	sw	w	w	m												sw	Cr-O-H***	e	
5-2	B/C	v	sw	sw		sw	w	w	w	sw	w	sw	m												sw	Ch-Cr-D-W*	e	
5-1	B/C	sv	sw	sw		sw	sw	w	w	sw	w	w	m												sw	Ar-Ch-Cr-H-Le-Rh-Sp-W	e	
4	B/C	sv	sw	sw		w	sw	sw	sw	sw	w	w	m												sw	As-Po-Sp-W	e	
3	B/C	sv	sw	sw		w	sw	sw	sw	sw	w	w	m												sw	Ch-Cr-D-W*	e	
2	B/C	sv	sw	sw		w	sw	sw	sw	sw	w	w	m												sw	Ar-Ch-Cr-H-Sp-W	e	
1	D	v	sv	m		sw						sw	w												sw	Ch-D-W	e	
0	D	sv	v	w		sw	sw		sw			sw	w															
-1	B/C	sv	m	m		sw	sw		sw			sw	w															
-2	B/C	v	w	w		sw	sw		sw			sw	w															
-3	B/C	v	w	w		sw	sw		sw			sw	w															
-4	B/C	v	v	w		sw	sw		sw			sw	w															
-5	B/C	v	v	w		sw	w		sw			sw	w															

■ = Kohle
 = Feinsand ("Kaolinsand")
 - - - - - = Mittelsand
 * * * * * = Grobkies (d > 2 cm)
 o o = Phosphorite
 XXXXXXXX = Quarzit

sw = sehr wenig
 w = wenig
 m = regelmäßig vorhanden
 v = viel
 sv = sehr viel
 d = dominant

Ar = Areosphaeridium
 As = cf. Ascotomocystis
 Ch = Chiropteridium
 Cr = Cribroperidinium
 D = Deflandrea
 H = Hystrichokolpoma/-sphaeridium
 He = Heteraulacysta
 Ki = Kieselovia
 Le = Lejeunecysta
 Li = Lingulodinium

O = Operculodinium
 Pe = Pentadinium
 Po = Polysphaeridium
 Pr = Paralecaniella
 Rh = Rhombodinium
 Sp = Spiniferites
 Sy = Systematophora
 Te = Tectatodinium
 Th = Thalassiphora
 W = Wetzeliella

e = ästuarin
 in = innere neritische Zone
 * = Häufigkeit

Tabelle 7: Profil Espenhain Osten-Mitte (Tagebauostwand ca. 1000 m nordwestlich von Störmtal)

ESP-SE		Palyno-Fazies				nichtmarine Palynomorphen												marine Palynomorphen										
M	Pr. Nr.	Präparations-Methode				Sporen	bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	Pteridiopollenites minutus	monolepate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolpate Pollen	pentaporate Alnus-Pollen	Ericipites-Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Filiaceen-Pollen	Botryococcus	Microstridium	Cymbiosphaera/Pteropemella	Fusmanites	Eorhombella incurva	Foraminiferen-Imbricateten	Scolocodonta	Dinoflagellaten-Zysten	identifizierte	Zysten-Taxa	Fazies-Einschätzung
		Aerobogen	Pflanzenhäutchen	Blitz	unvollständiges Mesozolium																							
30	B/C	SW	SW																									
29	B/C	SW	SW		SW																							
28	B/C	SW	SW																									
27	B/C	SW	SW								SW	SW																
26	B/C	SW	SW																									
25	B/C	SW	W		SW	W	SW	SW	SW	SW	W	W	W					SW				SW						
24	B/C	SW	W		SW	W	SW	SW	SW	SW	W	W	W					SW										
23	B/C	V	SW	W																				SW	Ch			
22	B/C	SV	W	SW																								
21	B/C	SV	W	SW																								
20	B/C	SV	W	SW																								
19	B/C	SV	W	SW																								
18	B/C	SV	SW																									
17	B/C	V	SW																									
16	B/C	V	W	W																				SW	H	Co-II-Pa		
15	B/C	V	W	W																								
14	B/C	V	SV	W																								
13	B/C	V	SV	W																								
12	B/C	SV	V	W																				SW	Ch			
11	B/C	SV	W	W																								
10	B/C	SV	W	W																								
9	B/C	SV	W	W																								
8	B/C	SV	W	W																								
7	B/C	SV	W	W																								
6	B/C	SV	W	W																								
5	B/C	SV	W	W																								
4	B/C	SV	W	W																								
3	B/C	SV	W	W																								
2	B/C	SV	W	W																								
1	B/C	SV	W	W																								
0	B/C	SV	W	W																								

■ = Kohle
 - - - = Ton
 - - - = Silt/sandiger Schluff
 . . . = Feinsand
 . . . = Mittel-/Grosand
 * * * = Feinkies
 XXXXXXXX = Quarzit

sw = sehr wenig
 w = wenig
 m = regelmäßig vorhanden
 v = viel
 sv = sehr viel
 d = dominant

Ch = Chiropteridium
 Co = Cordosphaeridium
 Cr = Cribreridinium

H = Hystriochokolpona/-sphaeridium
 Pa = Palaeocystodinium
 Sp = Spiniferites

Tabelle 8: Profil Espenhain Südost (Tagebauostwand ca. 700 m südlich von Störmtal)

ESP-SD		Palyno-Fazies				nichtmarine Palynomorphen											marine Palynomorphen												
M	Pr. Nr.	Präparations-Methode	Amorphogen		Blatz	umge lagertes Mesozoikum	Sporen	bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	Taxodiapollenites hiatus	monolucate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolporate Pollen	pentaporate (Alnus) Pollen	Eriopites-Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Tiliaceen-Pollen	Botryococcus	Mischstridium	Cymatiosphaera/Pterospermeilla	Tasmanites	Eorologinella incurvata	Poraminiferen-Innentapeten	Scolocodonta	Dinoflagellaten-System	identifizierte	System-Taxa	Fazies-Einschätzung
			Pflanzenhäutchen	Blatz																									
30	22	B/C	sw	sw			w	m	w	v	w	sw	w	v	sw										sw	Cr-H-W			
	21	B/C	sw	sw			w	w	m	v	w	w	w	v		sw									sw	Cr-H-Sp			
	20	B/C	sw	w			m	m	w	v	w	w	m	v	w	sw									sw	H-Sp-W			
	19	B/C	w	w			sw	m	m	v	w	w	m	w															
	18	B/C	sw	sw		w	w	v	sw	w	sw	w	m	m	sw										sw	Sp-W			
	17	B/C	sv	m	sw		w	v	w	v	w	w	w	v	w	w									sw	D-H-Po-Sp-Te-W	in		
	16	B/C	sw	sw			w	m	w	m	sw	sw	w	m	sw										w	Ch-H-O-Sp-W	in/e		
	15	B/C	w	w			w	sw	w	w	w	sw	w	w	sw										w				
	14	B/C	v	m			sw	w	w	m	sw		sw	m	sw	sw									w				
	13	B/C	w	w	sw		sw	w	w	w	sw	w		m	sw	sw									sw	Po			
	12	B/C	v	m	sw	sw	w	m	w	m	w	w	m	sv	sw										sw	O-W*		e	
	11	B/C	w	m	sw		w	w	sw	v	w	w	w	m	sw										sw	Pe-Sp-W			
	10	B/C	sv	m			w	w	sw	m	sw	w	m	m	sw										sw	Ch-Co-Cr-D-H-O-Po-Pr-Sp-Sy-W	in		
	9	B/C	m	m			w	w	w	v	w	w	w	v	sw										w	Cr-H-Po-Sp-W	in		
	8	B/C	sv	w			w	w	sw	w	w	sw	w	m		sw									sw	H			
	7	B/C	sv	w	sw		w	sw	m	w	sw	w	v	sw	sw										w	Ch-Sp			
	6	B/C	sw	m	sw		w	w	w	m	sw	w	v	sw	sw										sw	Ar-Ch*-H			
	5	B/C	sv	v	sw		sw	w	sw	sw	w	sw	w	w	sw										sw	H			
	4	B/C	sv	v	sw		sw	w	sw	sw	w	sw	w	w	sw										sw	Ch***-D-H-Sp-Th-W			
	3	B/C	sv	v	sw		sw	w	sw	sw	w	sw	w	w	sw										sw	Ch-H-W			
	2	B/C	sv	v	sw		sw	w	sw	sw	w	sw	w	w	sw										sw	Ar-Ch			
	1	D	v	sv	m		w	sw	w				sw	w	sw										sw				

■ = Kohle
 - - - = Silt/sandiger Schluff
 = Feinsand ("Kaolinsande")
 = Mittel-/Grobsand
 0 0 0 = große Phosphorite (Ø bis 30 cm)

sw = sehr wenig
 w = wenig
 m = regelmäßig vorhanden
 v = viel
 sv = sehr viel

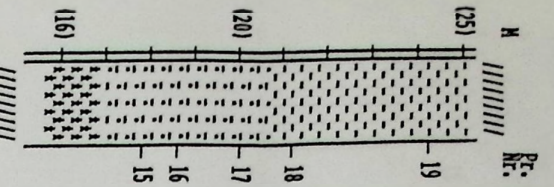
Ar = Areosphaeridium
 Ch = Chiropteridium
 Co = Cordosphaeridium
 Cr = Cribroperidinium
 D = Deflandrea
 H = Hystrichokolpoma/-sphaeridium
 O = Operculodinium
 Pe = Pentadinium

Po = Polysphaeridium
 Pr = Paralecaniella
 Sp = Spiniferites
 Sy = Systematophora
 Te = Tectatodinium
 Th = Thalassiphora
 W = Wetzeliella
 * = Häufigkeit

e = ästuarin
 in = innere neritische Zone

Tabelle 9: Profil Espenhain Süd (im Bereich des Drehpunktes, unterhalb des Dispatcher-Turms)

BOCK		Palyno- fazies	nichtmarine Palynomorphen	marine Palynomorphen
	Präparations-Methode	Amorphogen	Sporen	<i>Micrhystridium</i>
		Pflanzenhäcksel	bisaccate Pollen	<i>Cymatiosphaera/Pterospermella</i>
		Harz	inaperturate Pollen	<i>Tasmanites</i>
		umgelagertes Mesozoikum	<i>Tarodiapollenites hiatus</i>	<i>Borologinella incurvata</i>
			monosulcate Pollen	Foraminiferen-Innentapeten
			tricolpate Pollen	Scolecodonten
			triporate Pollen	Dinoflagellaten-Zysten
			tricolporate Pollen	identifizierte
			pentaporate (<i>Alnus</i>) Pollen	Zysten-Taxa
			<i>Ericipites</i> -Pollen-Tetraden	Fazies-Einschätzung
			Palmen-Pollen	
			Tiliaceen-Pollen	
			<i>Botryococcus</i>	



Stratigraphische Einheit	Präparations-Methode	Amorphogen	Pflanzenhäcksel	Harz	umgelagertes Mesozoikum	Sporen	bisaccate Pollen	inaperturate Pollen	<i>Tarodiapollenites hiatus</i>	monosulcate Pollen	tricolpate Pollen	triporate Pollen	tricolporate Pollen	pentaporate (<i>Alnus</i>) Pollen	<i>Ericipites</i> -Pollen-Tetraden	Palmen-Pollen	Tiliaceen-Pollen	<i>Botryococcus</i>	<i>Micrhystridium</i>	<i>Cymatiosphaera/Pterospermella</i>	<i>Tasmanites</i>	<i>Borologinella incurvata</i>	Foraminiferen-Innentapeten	Scolecodonten	Dinoflagellaten-Zysten	identifizierte	Zysten-Taxa	Fazies-Einschätzung	
19 (25)	B	SW				SW																							
18 (20)	B	M				SW																							
17	B	SW																											
16	B	V																											
15	B	M																											
14	B		SW																										
13	B	SW																											
12	B	SW																											
11	D	M	SV			SW	SW	SW																					
10	B	V	SV			M	SW	SW																					
9	B	SV	SV			SW	SW	SW																					
8	B																												
7	B	SW	SW																										
6	B	SV	SW			M	SW																						
5	B	M	SW																										
4	B	V	M			SW	SW	SW																					
3	B	SV	M			V	SW	SW																					
2	D	SV	D			AS	SW	SW																					
1	D	SV	SV			M	SW	SW																					

- = Kohle
 - ▨ = Ton
 - ▧ = silt/sandiger Schluff
 - ▩ = Feinsand
 - = Mittelsand
 - = Reinkies
 - ▬ = Grobkies (> 2 cm)
-
- SW = sehr wenig
 - M = wenig
 - M = regelmäßig vorhanden
 - V = viel
 - SV = sehr viel
 - d = dominant

Tabelle 15: Profil Bockwitz (Tagebau-Nordteil, ca. 800 m südlich B 176/Abzweig nach Kitzscher)

ISBN 3-86544-099-1



9 783865 440990