



Das Tertiär Nordwestsachsens

Ein geologischer Überblick



Das Tertiär Nordwestsachsens

Ein geologischer Überblick

Gerda Standke, Dieter Escher,
Joachim Fischer, Jochen Rascher

Vorwort

Der Textband „**Das Tertiär Nordwestsachsens – Ein geologischer Überblick**“ ist der letzte Teil einer Trilogie zum Tertiär in Nordwestsachsen. Er ist ein einzigartiges Dokument über die 150-jährige Geschichte des Braunkohlenbergbaus zwischen Bitterfeld und Altenburg auf einer Fläche von über 5.000 km² und den damit verbundenen geowissenschaftlichen Forschungsarbeiten. Tausende Bohrungen, die im Rahmen der Braunkohlenerkundung abgeteuft wurden, und die Anfang des 20. Jahrhunderts entstandenen Tagebaugroßaufschlüsse erbrachten wichtige Erkenntnisse über den lithologischen Aufbau, die stratigrafische Stellung und die regionalgeologischen Zusammenhänge der tertiären Schichten. Besonders die kilometerlangen Böschungen haben einen Einblick in die fazielle und sedimentologische Vielfalt der Tertiärablagerungen ermöglicht, der zu zahlreichen neuen Erkenntnissen hinsichtlich Entstehung und paläogeografischer Entwicklung dieses rund 25 Millionen Jahre währenden Zeitraumes der Erdgeschichte führte.

Der Textband umfasst sowohl die aus der Braunkohlenexploration gewonnenen Ergebnisse zu den einzelnen Braunkohlenlagerstätten anhand bisher unveröffentlichter Erkundungsberichte als auch die der zahlreichen Publikationen zu unterschiedlichsten Thematiken von Abbauhindernissen bis zu Fossilien. Einen synoptischen Überblick erlauben die beigelegten Übersichtskarten und regionalgeologischen Schnitte.

Die als erster Teil der Trilogie entstandenen **Lithofazieskarten Tertiär** im Maßstab 1:50.000 (LKT 50) einschließlich dazugehöriger Regionalschnitte bilden die Grundlage für die Gliederung der Tertiärabfolge in Nordwestsachsen. Sie wurden im Jahr 2002 vom damaligen Landesamt für Umwelt und Geologie veröffentlicht. Der tertiäre Schichtkomplex wurde in Zeitscheiben zerlegt. Diese wiederum enthalten in Einzelkarten die Verbreitung von Grundwasserleitern, Braunkohlenflözen und weitere geologische Informationen. Quartär- und Prätertiärkarten sowie die Darstellung der gegenwärtigen und historischen Bergbaugebiete ergänzen die tertiären Horizontkarten. Der gesamte Kartensatz liefert geologische Basisdaten für umweltbezogene, ingenieurgeologische, hydrogeologische, rohstoffkundliche und raumordnerische Belange.

Für komplexe Übersichtsdarstellungen sorgt der **Atlas Tertiär NW-Sachsen** im Maßstab 1:250.000 als zweiter Teil der Trilogie. Er wurde im Jahr 2005 ebenfalls vom damaligen Landesamt für Umwelt und Geologie veröffentlicht. Die Tertiärkarten sind mit zahlreichen Nebenkarten in handlichem Format zusammengestellt. Damit können wesentliche Informationen auf einen Blick erfasst werden.

Mit dem nun vorliegenden **Textband** wird der Kreis geschlossen, indem die in den Karten dargestellte Tertiärabfolge auf der Grundlage neuer Forschungsergebnisse und teilweise bisher unveröffentlichter Daten in monografischer Weise beschrieben und für einen breiten Nutzerkreis bereitgestellt wird. Mit der Trilogie wird der aktuelle Kenntnisstand zur Tertiärforschung in Nordwestsachsen zusammenfassend dargestellt. Sie ist ein nachhaltiges Dokument für weitere Forschungsarbeiten in der durch den Braunkohlenbergbau geprägten Region und die Basis ihrer weiteren Entwicklung.



Norbert Eichkorn
Präsident des Sächsischen Landesamtes für
Umwelt, Landwirtschaft und Geologie

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	3
Inhaltsverzeichnis	4
Autorenverzeichnis, Danksagung	5
Zusammenfassung/Summary	6
1 Einführung	7
2 Regionalgeologischer Überblick	11
2.1 Prätertiär	11
2.2 Tertiär	13
2.3 Quartär	14
3 Stratigraphischer Überblick	17
4 Tertiäre Schichtenfolge	21
4.1 Untereozän bis tieferes Miozän	23
4.2 Miozän Profen-Formation und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 8)	24
4.2.1 Definition und Abgrenzung	25
4.2.2 Verbreitung und Mächtigkeit	25
4.2.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	26
4.2.4 Problematika	31
4.3 Mittel- bis Obereozän Borna-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 7)	32
4.3.1 Definition und Abgrenzung	32
4.3.2 Verbreitung und Mächtigkeit	32
4.3.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	32
4.3.4 Problematika	42
4.4 Obereozän bis Unteroligozän Borna-Formation, höherer Teil / Böhlen-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 6)	42
4.4.1 Definition und Abgrenzung	42
4.4.2 Verbreitung und Mächtigkeit	43
4.4.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	45
4.4.4 Problematika	57
4.5 Unteroligozän Rupel-Formation / Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 5)	57
4.5.1 Definition und Abgrenzung	57
4.5.2 Verbreitung und Mächtigkeit	58
4.5.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	58
4.5.4 Problematika	76
4.6 Oberoligozän bis Untermiozän Cottbus-Formation/Spremberg-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 4)	77
4.6.1 Definition und Abgrenzung	77
4.6.2 Verbreitung und Mächtigkeit	77
4.6.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	78
4.6.4 Problematika	90

4.7	Tieferes Untermiozän Spremberg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 3)	90
4.7.1	Definition und Abgrenzung	90
4.7.2	Verbreitung und Mächtigkeit	91
4.7.3	Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	92
4.7.4	Problematika	97
4.8	Mittleres Untermiozän Spremberg-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 2)	97
4.8.1	Definition und Abgrenzung	97
4.8.2	Verbreitung und Mächtigkeit	97
4.8.3	Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	98
4.8.4	Problematika	103
4.9	Höheres Untermiozän Brieske-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 1)	104
4.9.1	Definition und Abgrenzung	104
4.9.2	Verbreitung und Mächtigkeit	104
4.9.3	Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse	105
4.9.4	Problematika	107
5	Paläogeographische Entwicklung im Tertiär	109
6	Braunkohlen und andere Rohstoffe	112
6.1	Braunkohlen	112
6.2	Steine- und Erden- und mineralische Rohstoffe	118
6.3	Tertiärquarzite	118
7	Resümee	122
	Literaturverzeichnis	133
	Abbildungsverzeichnis	147
	Tabellenverzeichnis	153
	Anlagenverzeichnis	154
	Abkürzungsverzeichnis	156

Autorenverzeichnis

STANDKE, GERDA: Dr. Dipl.-Geol.; Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Abteilung Geologie, Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg

ESCHER, DIETER: Dipl.-Geol.; **GEO**montan ¹⁾

FISCHER, JOACHIM: Dipl.-Geol.; **GEO**montan ¹⁾

RASCHER, JOCHEN: Dr. Dipl.-Geol.; **GEO**montan ¹⁾

¹⁾ **GEO**montan Gesellschaft für angewandte Geologie mbH Freiberg, Am St. Niclas Schacht 13, 09596 Freiberg

Danksagung

Das Zustandekommen dieser monographischen Beschreibung wäre ohne tätige Mithilfe Vieler nicht möglich gewesen. Die Autoren danken den technischen Fachkräften für die Hilfe bei der Herstellung von Abbildungen und Textentwürfen. Fachkollegen/Innen der verschiedensten Disziplinen und Einrichtungen waren für zahlreiche fruchtbare Problemdiskussionen ansprechbar. Ein besonderer Dank gebührt der Mitteldeutschen Braunkohlengesellschaft mbH und der Lausitzer und Mitteldeutschen Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH für die langjährige wohlwollende Förderung der Tagebaukartierungen.

Zusammenfassung

Die tertiäre Schichtenfolge Nordwestsachsens umfasst etwa 25 Ma Erdgeschichte vom Mitteleozän bis zum Untermiozän. Im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie erfolgte in den zurückliegenden Jahren eine flächendeckende Kartierung und Darstellung in den Horizontkarten bzw. Lithofazieskarten Tertiär 1:50.000 (LKT 50) und im Geologischen Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:250.000. Für die Kartierung wurden weit über 7.000 Bohrungen geologisch-stratigraphisch bewertet, lithofazielle Profilaufnahmen von Tagebauböschungen durchgeführt und die Schichten unter zu Hilfenahme von Bohrloch-Logs und biostratigraphischen Analyseergebnissen über eine Fläche von reichlich 5.000 km² korreliert.

Im vorliegenden Textband erfolgt nun die geologische Erläuterung zu diesen Kartenwerken. Sie enthält die detaillierte Beschreibung der nach einheitlichen stratigraphischen Kriterien modellierten Schichtenfolge im Nord- und Südraum von Leipzig. Als Novum werden, neben den publizierten Daten zum nordwestsächsischen Tertiär, auch die im Rahmen der Braunkohlenexploration gewonnenen und bisher oft unveröffentlichten geologischen Ergebnisse dargestellt.

Die Sedimentausbildung, das Auftreten von Spurenfossilien sowie geochemische und mikropaläontologische Befunde erbrachten den Nachweis, dass sich hinter vielen bisher als terrestrisch angesehenen Sedimenten stattdessen flachmarine Ablagerungen verbergen. Das trifft besonders für die in mehreren stratigraphischen Niveaus auftretenden sog. Flusssandzonen zu, die neben Flussablagerungen auch aus ästuarinen und marinen Sedimenten bestehen. Als Synopse konnte die tertiäre Landschaftsentwicklung in vereinfachten paläogeographischen Karten gefasst werden. Diese zeigen, dass – entgegen bisheriger Annahmen – bereits im höheren Mitteleozän (Bartonium) eine marine Beeinflussung bis in den Raum Zeitz erfolgt ist. Demnach war das „Weißelsterbecken“ bereits zu dieser Zeit keine isolierte Binnensenke, sondern als „Leipziger Bucht“ mehr oder weniger mit der Paläo-Nordsee verbunden. Angefügt ist ein Abriss zu den oberflächennahen Rohstoffen in Nordwestsachsen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Braunkohle. Diese ist nicht nur für die Verstromung, sondern auch für den karbochemischen Einsatz geeignet.

Im abschließenden Kapitel werden Schwerpunkte der tertiären Entwicklung Nordwestsachsens und deren wichtigste Sedimenteinheiten kurz und prägnant zusammengefasst, fazielle und stratigraphische Problematika diskutiert und der in den letzten Jahrzehnten erreichte Kenntnisfortschritt dargestellt.

Eine beigegefügte Anlagen-CD enthält umfangreiche Auflistungen von Publikationen, Forschungsarbeiten und unveröffentlichten Ergebnisberichten der Braunkohlenerkundung sowie 41 geologische Normalprofile und 13 Regionalschnitte.

Summary

The tertiary stratigraphic sequence of Northwest Saxony includes approximately 25 Ma of earth's history, reaching from Middle Eocene to Early Miocene. On behalf of the Saxon State Office for Environment, Agriculture and Geology (Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie) a comprehensive geological mapping was carried out during the last years. Results were published as geological maps: Lithofazieskarten Tertiär 1:50,000 (LKT 50) and Geologischer Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:250,000. The maps are based on over 7,000 borholes covering an area of about 5,000 km². Borehole-to-borehole correlations were realized via lithofacies records of various opencast lignite mines as well as via results of numerous litho- and biostratigraphic analysis.

The present paper geologically explains above-mentioned maps. It contains a detailed description of the stratigraphic sequence of the northern and southern areas of the city of Leipzig which were modeled by consistent stratigraphic standards. As a novelty, not only data of the Northwest Saxon Tertiary that have already been published are presented in this paper but also the results of old and new lignite explorations not as yet published.

Sediment properties, findings of ichnofossils as well as geochemical and micropalaeontological evidence prove that many of the sediments so far considered as of terrestrial origin truly are shallow marine sediments. This particularly applies to the so-called zones of riversand which occur on various stratigraphic levels and are commonly intertwined with estuarine and marine deposits. As a main result, the Tertiary landscape development is presented in detailed palaeogeographical maps. These maps show, that apart from previous assumptions, marine influence was already present in the area of the city of Zeitz as early as in Higher Middle Eocene (Bartonium). Thus, the Weiße Elster Basin was already at that time no longer an inland basin but had to be a bay connected to the Palaeo-North Sea, the so-called Leipzig Bay.

Included in this paper is a scheme of the near-surface resources of Northwest Saxony, though focussing on lignite. Lignite is not only a suitable resource for the generation of electricity but it can very well also be used for carbochemical purposes.

The final chapter briefly summarizes the key points of the Tertiary development of Northwest Saxony, discusses facial and stratigraphic issues and illustrates the advances in knowledge of the past decades.

An enclosed CD contains an extensive listing of published works, researches, unpublished reports of brown coal explorations as well as 41 stratigraphic models and 13 regional profile sections.

Vertiefung, Vermehrung, Verallgemeinerung und Aufbereitung des Wissens über Raum und Zeit unserer Erde tut Not! ...

Womit könnte ein höheres Verständnis erzielt werden, als mit der Darstellung eines Gebietes, in dem in der jüngeren Erdgeschichte in modellhafter Weise Vorgänge abgelaufen sind, die auf Schritt und Tritt Bezug zum tätigen Leben haben. LOTHAR EISSMANN (1997)

1 Einführung

Für eine nachhaltige Rohstoffwirtschaft und den Umweltschutz sind geowissenschaftliche Kenntnisse und Daten eine unverzichtbare Grundlage. Das gilt auch und besonders für das nordwestsächsische Industrie-Balungsgebiet um Leipzig. Die dort auftretenden tertiären Schichten enthalten bis zu vier abbauwürdige Braunkohlenflöze (Kap. 6.1). Die Braunkohlen zwischen Altenburg, Leipzig und Bitterfeld waren ab dem 17. Jh., besonders aber seit dem 19. Jh., Gegenstand eines regen Bergbaus, der die Grundlage für die Entwicklung einer bedeutenden Karbochemie- und Schwerindustrie bildete und die Landschaft im Leipziger Tiefland über ein- einhalb Jahrhunderte hinweg stark veränderte. Vor allem die ab dem ersten Drittel des 20. Jahrhunderts entstandenen Großtagebaue prägten über viele Jahrzehnte das Landschaftsbild (Abb. 1.1).



Abb. 1.1: Bearbeitungsgebiet Nordwestsachsen mit Tertiärverbreitung (gelb), offenen Tagebauen (braun) und rekultivierten Tagebauflächen (grün), Stand 1990.

Heute liefert Nordwestsachsen, je nach örtlicher geologischer Gegebenheit, eine breite Palette von Steinerden-Rohstoffen wie Kaolinen, Tonen, Kiesen, Sanden und Festgesteinen (Kap. 6.2). Mit den aktiven Braunkohlentagebauen Profen (auf sächsischem und sachsenanhaltinischem Territorium) und Vereinigtes Schleenhain der Mitteldeutschen Braunkohlengesellschaft mbH Theißen (MIBRAG) sowie dem Großkraftwerk Lippen-dorf der VATTENFALL-Gruppe befindet sich dort, neben

der Lausitz, das zweite Braunkohlenförder- und Energiezentrum von Sachsen mit ca. 20 Millionen Jahrestonnen Rohbraunkohlenförderung. Gegenwärtig werden die nach 1990 aufgegebenen Braunkohlentagebaue durch die Lausitzer- und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungs-gesellschaft mbH (LMBV) standsicherheits- und was-serhaushaltbezogen saniert und vordergründig als Seen wieder in die Kulturlandschaft integriert (Abb. 1.2, rechts).

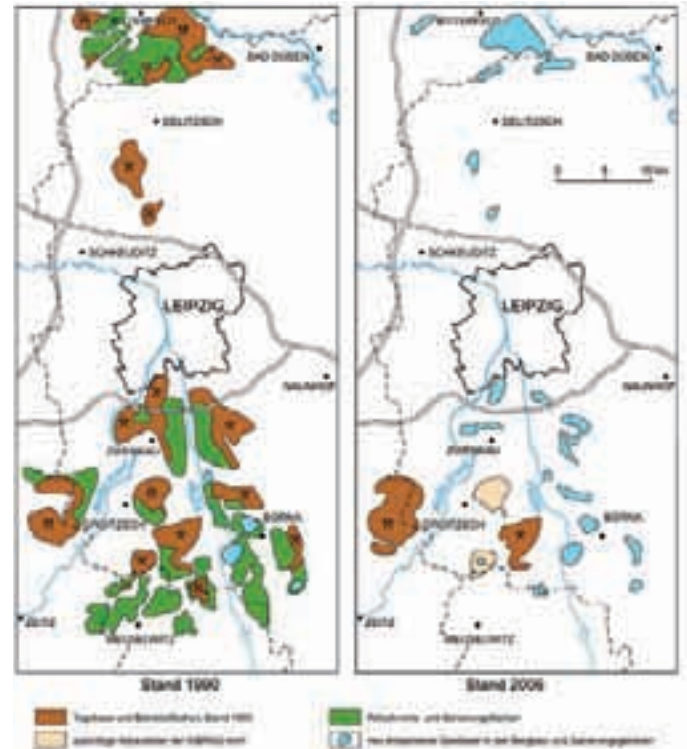


Abb. 1.2: Tagebau- und Betriebsflächen, Stand 1990 (links) und aktive Tagebaue und Betriebsflächen der MIBRAG mbH 2006 (rechts).

Der über Jahrzehnte gewachsene Kenntnisstand zur Geologie der nordwestsächsischen Region wurde bereits von EISSMANN & LITT (1994) ausführlich aufgearbeitet. Überregionale Bearbeitungen speziell der Braunkohlenflöze sowie der nomenklatorischen Gliederung erfolgten bereits in den 1980er Jahren (DOUFFET et al. 1982, 1985). Ausführungen zu neueren geologischen Befunden sind in PÄLCHEN & WALTER (2008) sowie zu kohlengeologischen Fakten in PÄLCHEN (2009) niedergelegt. Es folgten monographische Darstellungen des mitteldeutschen Braunkohlenbergbaus (BERKNER und Mitarbeiter 2004) und zur Braunkohlensanierung (PFLUG 1998, KRONE et al. 2000). Zeitparallel wurde seit 1994 in den auflässigen Braunkohlentagebauen im Rahmen der geologischen Landesaufnahme durch das Sächsische Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG; früher Landesamt für Umwelt und Geologie, LfUG) die anstehende Schichtenfolge mit dem Schwerpunkt Tertiär systematisch kartiert. Die dabei dokumentierten Detailprofile brachten zahlreiche neue lithofazielle, rohstoffgeologische und stratigraphische Erkenntnisse. In Kombination mit lithologischen, bohrlochphysikalischen und biostratigraphischen Daten aus mehreren Tausend Braunkohlenerkundungsbohrungen konnten damit nachfolgend aufgeführte flächendeckende Kartenwerke zum Tertiär Nordwestsachsens entwickelt werden.

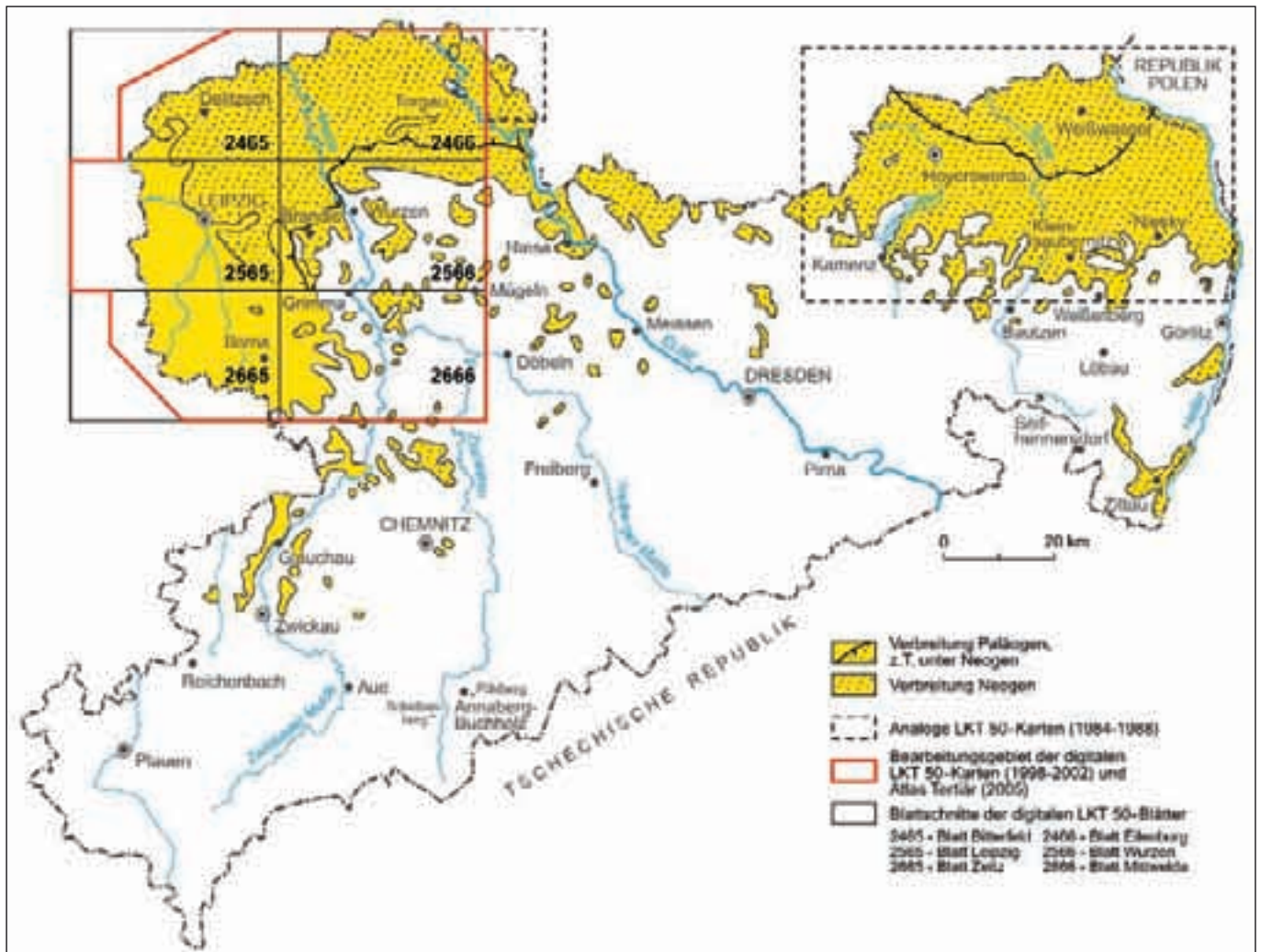


Abb. 1.3: Tertiärverbreitung in Sachsen (gelb) mit Bearbeitungsgebiet Nordwest-Sachsen (roter Rahmen) und vorhandenen Kartenwerken (Horizont- bzw. Lithofazieskarten Tertiär 1:50.000 (LKT 50) und Atlas Tertiär NW-Sachsen 1:250.000).

Diese mit Arc-GIS bearbeiteten **Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen** 1:50.000 (LKT 50, beziehbar über das LfULG) stellen die gesamte tertiäre Schichtenfolge im Bereich der Einheitsblätter Bitterfeld, Eilenburg, Leipzig, Wurzen, Zeitz und Mittweida anhand von acht stratigraphisch und lithofaziell definierten Horizonten einschließlich diverser Nebenkarten (Prätertiär, Quartär, Braunkohlenbergbau) dar (STANDKE 1995; ESCHER et al. 1998–2002; ESCHER et al. 2003; Abb.1.3). Mit der angewandten Untersuchungsmethodik und dem zugrunde gelegten geologischen Modell wurden im Auftrag des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Halle auch die grenznahen sachsen-anhaltinischen Tertiärverbreitungen komplettiert. Das gesamte Kartenwerk wurde später für den Maßstab 1:250.000 generalisiert und vom damaligen Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie, ergänzt durch eine Kartenerläuterung und Literaturzusammenstellung, als **Atlas Tertiär Nordwestsachsen** (RASCHER et al. 2005) herausgegeben. Als abschließender Teil einer „Trilogie“ zum Tertiär Nordwestsachsens erfolgt mit dem vorliegenden Textband **Das Tertiär Nordwestsachsens – Ein geologischer Überblick** eine detaillierte Beschreibung der etwa 25 Ma umfassenden tertiären Entwicklungsgeschichte der Regionen im Norden und Süden von Leipzig nach geologisch-stratigraphisch einheitlichen Kriterien.

Grundlage der Textdarstellung ist, erstmals in der reichlich einhundertfünfzigjährigen geowissenschaftlichen Erforschungsgeschichte, die nach einheitlichen methodischen Grundsätzen erfolgte Stratifizierung und Korrelation der durchschnittlich 80 m mächtigen tertiären Sedimentfolge auf einer Fläche von ca. 5.000 km² mit Hilfe von 7.178 Bohrungen (Abb. 1.4) und mehr als 100 Tagebau-Böschungprofilen. Die stratigraphische Einstufung der Schichten erfolgte unter Berücksichtigung von biostratigraphischen (besonders palynologischen) Untersuchungen an 174 Bohrungen sowie an Tagebauproben. Für die Bohrenkorrelation sind die Logs von 2.854 bohrlochgeophysikalisch vermessenen Bohrungen genutzt worden. Ergänzend wurden großmaßstäbige Karten und geologische Detailinformationen aus der Rohstofferkundung ausgewertet und in die Gesamtinterpretation einbezogen. Die Beschreibungseinheiten im vorliegenden Textband sind mit den Horizontkarteneinheiten der LKT 50 und dem Atlas Tertiär 1:250.000 identisch. Die stratigraphische Nomenklatur ist konform zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (MENNING & Deutsche Stratigraphische Kommission 2002; vgl. STANDKE et al. 2002, 2005).

Im Textband werden nach einem **regionalgeologischen und stratigraphischen Überblick** (Kap.2 und 3) die

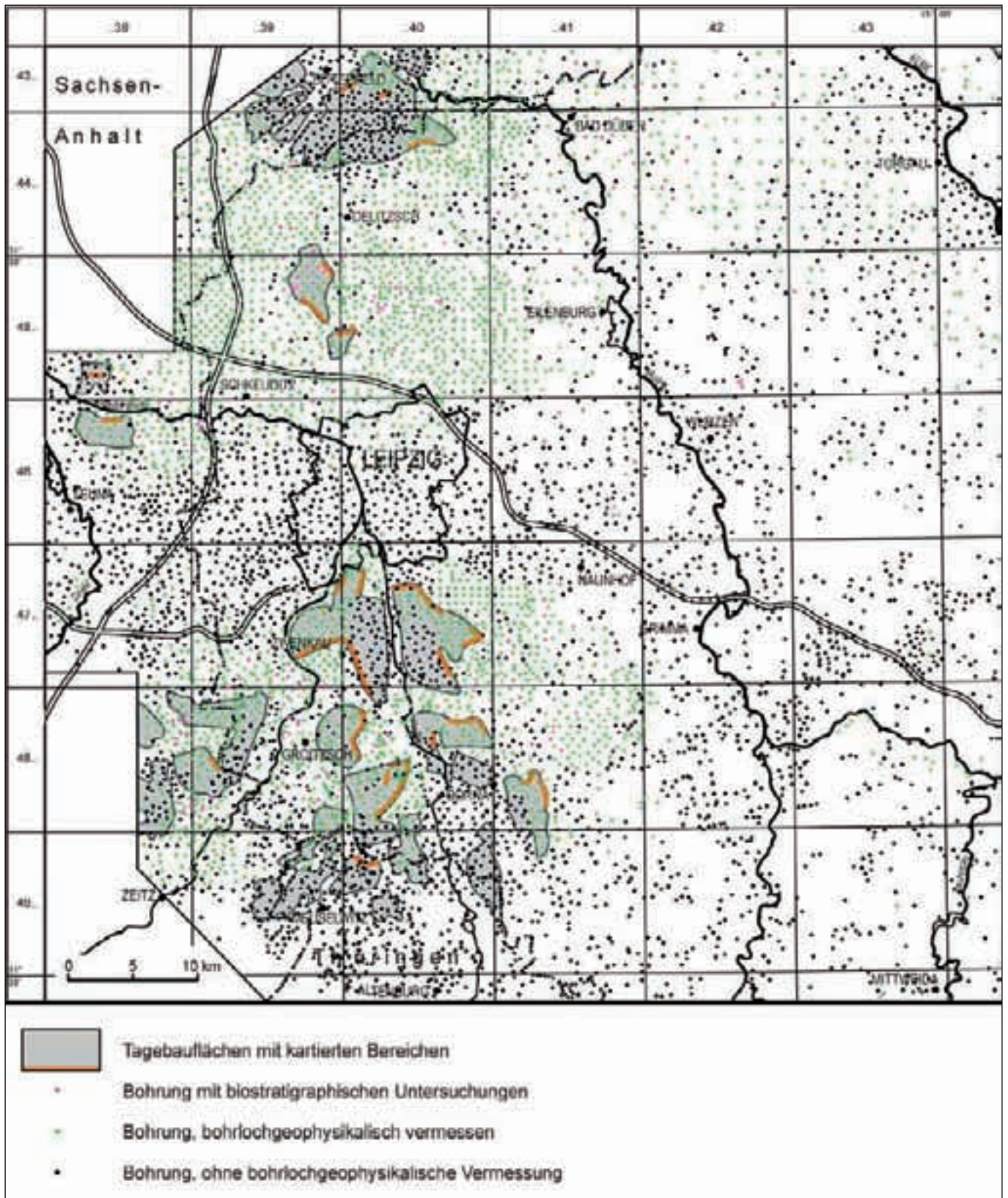


Abb. 1.4: Aufschlusskarte (verwendete Bohrungen und kartierte Tagebauprofile) für die Erstellung der Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen 1:50.000.

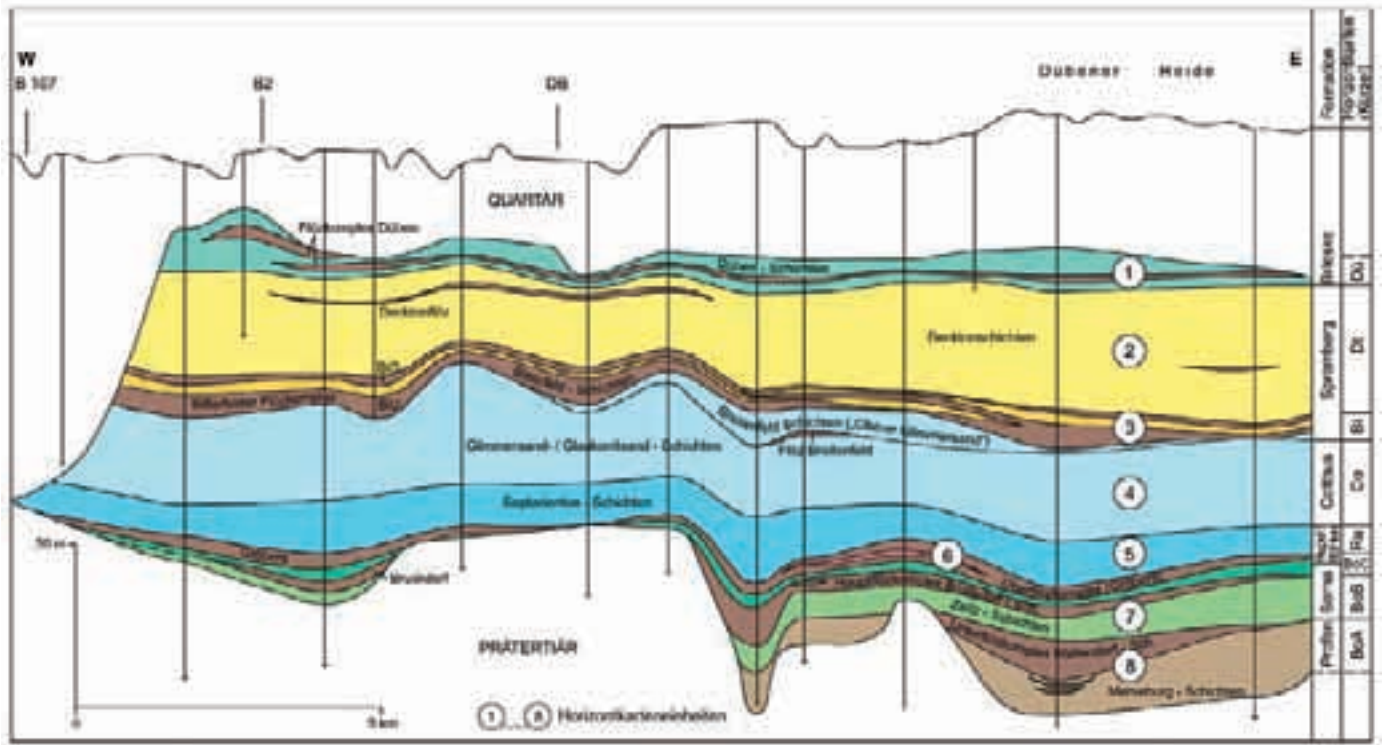


Abb. 1.5: Geologischer Schnitt (Ausschnitt aus LKT 50-Blatt Eilenburg) mit Darstellung der modellierten tertiären Horizontkarteneinheiten 1 bis 8.

bio- und lithostratigraphisch definierten acht tertiären Horizonte (Abb. 1. 5) und deren Schichtglieder im Kap. 4 hinsichtlich Verbreitung, Mächtigkeit und lithologisch-fazieller **Schichtausbildung** beschrieben. Die dargelegten Untersuchungsergebnisse fließen gemeinsam mit Literaturdaten in eine synoptische kartographische Darstellung der **paläogeographischen Entwicklung** des nordwestsächsischen Tertiärs am Südrand der Paläo-Nordsee vom Mitteleozän bis zum Untermiozän ein (Kap. 5). Abschließend folgt ein kurzer Abriss zum **Rohstoffpotenzial** einschließlich der **Braunkohlenflöze** in Nordwestsachsen (Kap. 6.1). Das **Resümee** (Kap. 7) enthält eine zusammenfassende Darstellung der tertiären Entwicklung in Nordwestsachsen mit besonderer Betonung des in den letzten zwei Jahrzehnten erreichten Kenntnisfortschrittes.

Der Band enthält weiterhin auf einer **Daten-CD** drei umfangreiche Anlagen:

In **Anlage 1 Bibliographie** zum Tertiär Nordwestsachsens sind Publikationen und unveröffentlichte Forschungsberichte, Dissertationen u. ä. enthalten (Anl. 1.1, 1.2). Für die einzelnen Braunkohlenfelder sind die Ergebnisberichte aus der Braunkohlenerkundung seit Anfang des 20. Jh. angegeben (Anl. 1.3). Damit kann für zukünftige Interessenten eine nahezu lückenlose bibliographische Dokumentation der Untersuchungen im nordwestsächsischen Tertiär vorgelegt werden.

In **Anlage 2** sind zum besseren Verständnis der Ergebnisberichte aus der Braunkohlenexploration **geologische Normalprofile** der Braunkohlenerkundungsfelder in Form von Synonymtabellen einschließlich der stratigraphischen

DSE-Schlüsselnummern (Datenspeicher Erkundung) beigegeben. Damit ist es auf einfachem Wege möglich, bei der Nutzung dieser Berichte die historisch gebrauchten lokalen stratigraphischen Einheiten/Begriffe/Schichtnamen mit der heute üblichen und auch in diesem Band verwendeten überregionalen Nomenklatur abzugleichen. Die Schlüsselnummern sind erst seit 1985 (DOUFFET et al.) korrelierbar. Vorher wurde jedes Braunkohlenfeld individuell verschlüsselt und die Nummerierung ist nicht auf andere Lagerstätten übertragbar.

Anlage 3 enthält 13 **Regionalschnitte** über das gesamte LKT 50-Untersuchungsgebiet zur Dokumentation des geometrischen Aufbaues. Aus den fünf Nord-Süd- und acht West-Ost-Schnitten lässt sich für den Betrachter recht gut ein dreidimensionales Bild zu den Lagerungsverhältnissen der tertiären Horizonte sowie der prätertiären und quartären Schichten ableiten.

2 Regionalgeologischer Überblick

2.1 Prätertiär

Das Prätertiär von Nordwestsachsen (u. a. ENGERT 1957; PIETZSCH 1962; EISSMANN 1970, 1985, 1997; MÜHLMANN 1982; SEIDEL 1995; LEONHARDT 1995; RÖLLIG et al. 1995;

BERGER 1996; PÄLCHEN & WALTER 2008; WALTER 2010) setzt sich aus allen Struktureinheiten des sich seit dem Neoproterozoikum herausbildenden Stockwerkbaus in Sachsen zusammen. Es sind Gesteine neoproterozoischen bis triassischen Alters vertreten (Abb. 2.1). Der ältere Teil des **Grundgebirgsstockwerkes** wird von Gesteinen des Granulitkomplexes (Granulit, Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite) und des Nordsächsischen Antiklinoriums (neoproterozoische Grauwacken, z. T. auch Tonschiefer,

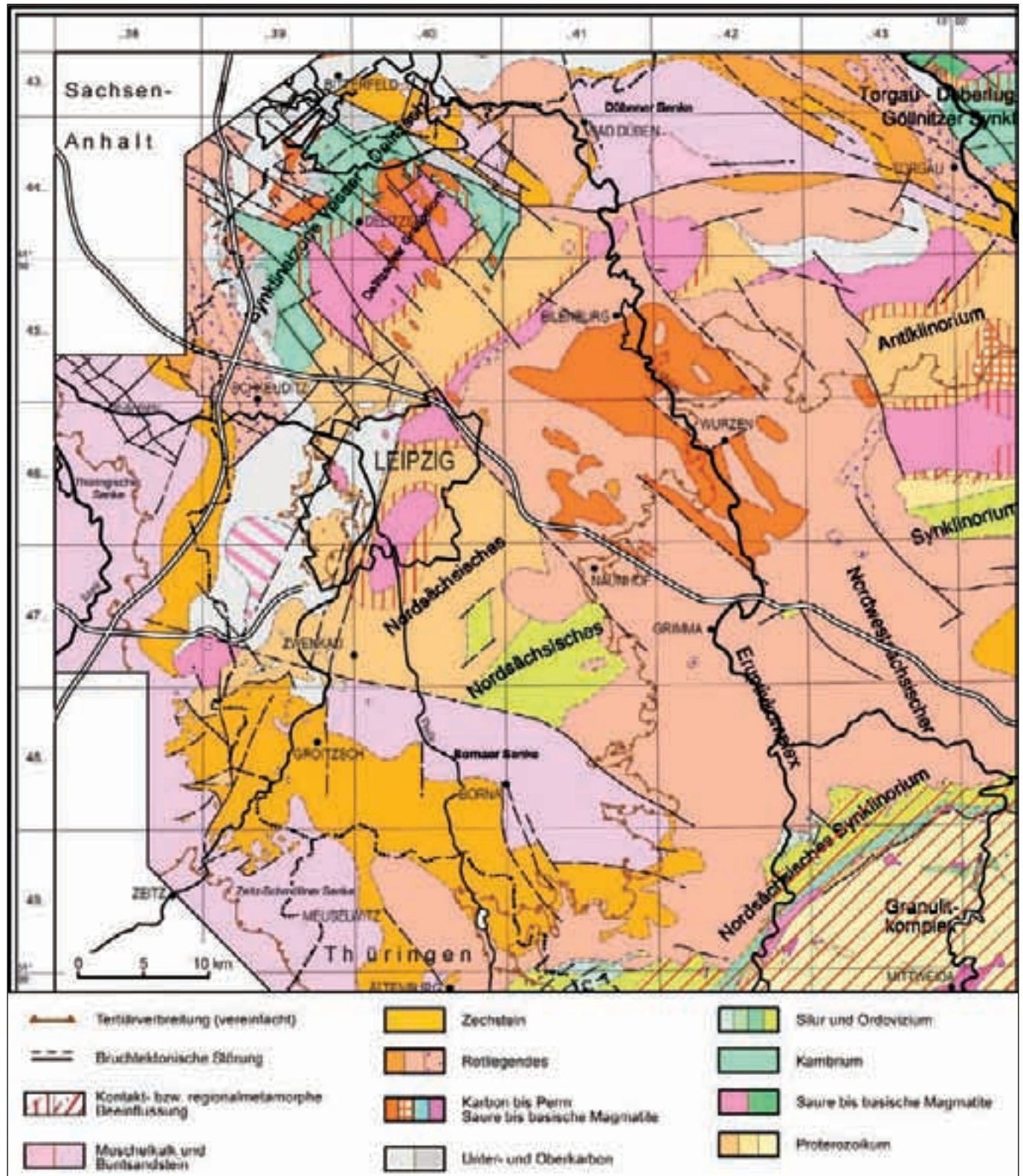


Abb. 2.1: Lithostratigraphische und regionalgeologische Übersicht des Prätertiärs in Nordwestsachsen (vereinfacht aus ESCHER et al. 2002; nach EISSMANN 1970; LEONHARDT 1995; BERGER 1996; KÄSTNER & RASCHER 1997–1999).

Quarzite, Konglomerate, Kieselgesteine u. a.) gebildet. In Letzteres intrudierten zu spätdomischer Zeit (545 bis 535 Ma) verbreitet granodioritische Magmatite (Leipzig-Eilenburger Massiv, Schildauer Massiv, Dahlen-Laaser Massiv). Die Grauwacken wurden dabei kontaktmetamorph überprägt. In den Synklinorien von Delitzsch und Torgau-Doberlug wird das Neoproterozoikum von frühpaläozoischen (kambrischen) Abfolgen überlagert. Sie bestehen aus teilweise fossilführenden Sandsteinen, Tonsteinen und Karbonaten. Im Nordsächsischen Synklinorium treten tonig-sandige Abfolgen des Ordoviziums bis Silurs auf. Die variszischen orogenen Prozesse führten insbesondere im Süden des Nordsächsischen Synklinoriums zur regionalmetamorphen Deformation der Gesteine (Phyllite bis Glimmerschiefer) sowie zur Intrusion größerer granitoider Massive (Delitzsch, Pretzsch-Prettin) mit entsprechender Kontaktmetamorphose in deren Rahmengesteinen.

Das **Übergangs(Molasse-)stockwerk** wird insbesondere durch die mächtigen unterpermischen Rhyolithe und Pyroklastika der das Untersuchungsgebiet tangierenden Halleschen Senke (Teil des permokarbonen Saar-Saale-Troges) und des Nordwestsächsischen Eruptivkomplexes repräsentiert. In der Halleschen Senke treten auch frühe Abtragungsprodukte (Konglomerate, Ton- und Sandsteine) der variszisch vor etwa 315 Ma an der Grenze Unter-/Oberkarbon (sudetische Phase) aufgefalteten Gesteinsserien sowie Steinkohlenflöze auf. Im Permokarbon drangen saure Magmen in die älteren Gesteinsfolgen ein und intermediäre bis basische Laven ergossen sich über große Gebiete.

Das **postvariszische Deckgebirgsstockwerk** setzt mit der Zechsteintransgression vor ca. 255 Ma ein. Ablagerungen des Zechsteinmeeres und seiner Küstenregion (Konglomerate, Kupferschiefer, Salzgesteine, Anhydrite, Kalksteine, Dolomite, Ton- und Schluffsteine) sind hier neben dem Buntsandstein mit vorherrschenden Sand-, Schluff- und Tonsteinen sowie dem Muschelkalk (vorwiegend Kalksteine und Mergel) vertreten. Die wohl ursprünglich nördlich des Granulitkomplexes flächendeckend vorhandenen Schichten des Deckgebirgsstockwerkes einschließlich ihres Unterbaues wurden an der Wende Jura/Kreide, besonders jedoch in der kretazischen subherzynen Phase, vor ca. 100 Ma, bruchtektonisch zerblockt.

Besondere Bedeutung erlangen die Hallesche Störung und die Köthen-Bitterfelder Störung (BACHMANN et al. 2008) im nördlichen Teil sowie die Röthaer Störung im südlichen Teil des Bearbeitungsgebietes, an der Neoproterozoikum und Paläozoikum mit Versetzungsbeträgen von etwa 50 bis 70 m südwestlich auf Mesozoikum aufgeschoben wurden. ENGERT (1957) gibt dagegen Versetzungsbeträge zwischen 300 und 500 Metern an. Die Röthaer Störung stellt nach Pietzsch (1962), EISSMANN (1968) eine Trennlinie zwischen der nordöstlich gelegenen Nordwestsächsischen Hochscholle und der Nordwestsächsischen Tiefscholle südwestlich dieser Störungszone dar. Sie war nach LEHMANN et al. (1980) im Känozoikum zumindest im Tagebaubereich Witznitz nicht mehr aktiv. Sprunghöhen von max. 2 m in den tie-

feren Flözhorizonten, die nach oben hin abnehmen, werden auf postgenetische Subrosion vor allem während des Oberoligozäns zurückgeführt.

In der Kreide, und weitergehend im Alttertiär, setzte unter dem Einfluss subtropischen Klimas eine intensive Verwitterung insbesondere der Feldspatanteile in den oberflächennah anstehenden Gesteinen des Grund- und Deckgebirgsstockwerkes ein. Daraus entwickelte sich eine ursprünglich z.T. weit über 100 m mächtige Kaolindecke, die später großenteils der allmählichen Erosion zum Opfer fiel. Dabei bildete sich in Abhängigkeit von der regionalen Verbreitung unterschiedlich „verwitterbarer“ Gesteine ein deutliches Relief der prätertiären Geländeoberfläche heraus. Ein typisches Beispiel dafür sind die sog. Kaolinberge im Raum Zwenkau-Espenhain, an denen der Hauptflözkomplex (Flöz 23) teilweise oder ganz ausgeht. Von diesen, das Paläo-Moor überragenden Hügeln wurden mineralische Bestandteile in den Torfkörper eingeschwemmt, woraus Braunkohlen mit erhöhten Aschegehalten hervorgingen (vgl. BELLMANN 1984). Die Prätertiäroberfläche ist größtenteils tiefgründig kaolinisiert, so dass z.T. südlich von Leipzig (BELLMANN et al. 1976), vor allem aber im Raum Grimma-Kemmlitz abbauwürdige Kaolinmächtigkeiten (z.T. bis 80 m) erhalten geblieben sind (Kap. 6.2). Der Kaolin wird in mehreren Tagebauen abgebaut (z. B. STÖRR 1983; WALTER 1990; SCHWERDTNER et al. 2007; SCHWERDTNER & STÖRR 1983, 2007; ANGER 2010). Die Kaolinisierung setzt feuchtwarme Klimaperioden voraus (STÖRR 1983), die nach WALTER (1991, 2008) auch während des Tertiärs mehrfach gegeben waren, so dass von einem mehrphasigen Prozess ausgegangen wird, der sich z. B. auch in den kaolinischen Formsanden des Oligozäns widerspiegelt. EISSMANN (1998) geht dabei von einer Hebungsphase und der Abtragung der weiter südlich und östlich gelegenen Kaolinhaube aus, die er als Thierbacher Diskordanz bezeichnet. Oft sind auch in den Basisbereichen der Tertiärablagerungen erhöhte Kaolingehalte infolge der Aufarbeitung des prätertiären Untergrundes vorhanden. Mitunter kann kaolinisch zersetztes Prätertiärgestein kaum von überlagernden kaolinischen Tertiärsedimenten abgegrenzt werden.

Die Prätertiäroberfläche (Abb. 2.2) fällt von Südosten mit Höhen deutlich über 200 m ü. NHN, lokal auch bis etwa 340 m ü. NHN, nach Nordwesten bzw. Norden ab auf ein Niveau zwischen 0 und 50 m ü. NHN. Absenkungen der Prätertiäroberfläche bis zu 50 m u. NHN oder z.T. noch tiefer sind in einer insgesamt Südost-Nordwest gerichteten Zone zwischen Torgau und Bitterfeld nachweisbar. Es handelt sich dabei meist um lokale, subrosiv angelegte Strukturen. Diese subrosiven Prozesse setzten in den nach der weitgehenden Abtragung der postvariszischen Deckgebirgsschichten noch vorhandenen Reliktorkommen seit dem Mitteleozän ein und halten teilweise bis in die Gegenwart an (Auslaugung unter Bedeckung, Karstbildung und flächenhafte Ablaugung; MÜHLMANN 1982; LAUER 1984; EISSMANN 1985; EISSMANN & LITT 1994). Oberflächennah, d. h. nur unter geringmächtiger mesozoischer Bedeckung auftretende oder frei liegende Zechstein-Evaporite (in der Hauptsache Werra-Anhydrit,

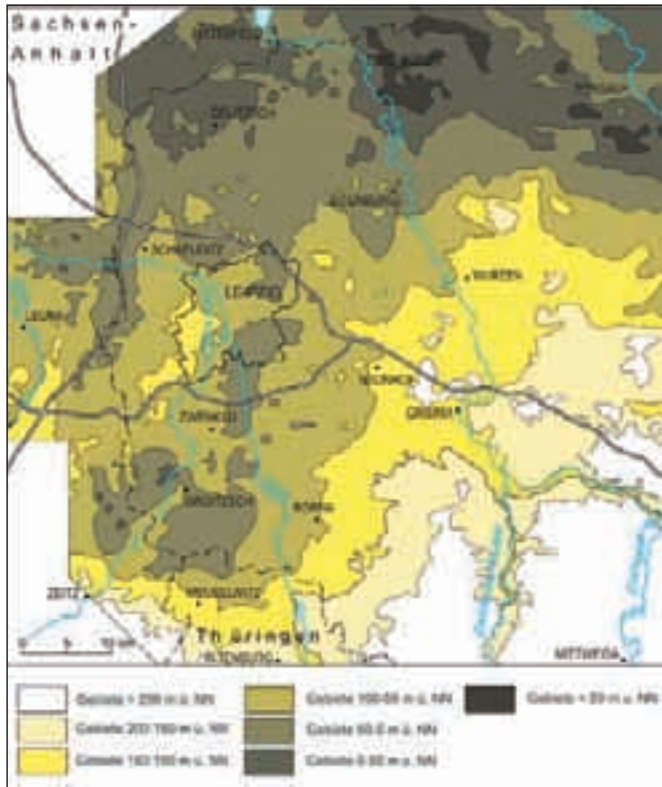


Abb. 2.2: Teufenlage der Prätertiäroberfläche bzw. Tertiärbasis (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

untergeordnet Basal- und Hauptanhydrit) und Plattendolomit der Leine-Serie wurden ganz oder zumindest teilweise abgelaugt. Es entstand eine morphologisch stark geprägte Subrosions- und Karstlandschaft. Große Bereiche der späteren Leipziger Bucht sind angefüllt mit diesem Verwitterungs- bzw. Auslaugungsschutt von schwer auflösbaren karbonatischen Gesteinen (Haupt- und Plattendolomit, Werra-Karbonat), sowie Ton- und Sandsteinen. Die während der tertiären Sedimentation anhaltende Subrosion führte in einigen Arealen, wie in der Braunkohlenlagerstätte Profen, zur Reliefumkehr (MÜHLMANN 1982; EISSMANN 1985).

Einige der heutigen markanten Prätertiärkuppen Nordwestsachsens überragten vermutlich seit dem Mesozoikum als morphologische (Insel-)Berge die umgebenden Schuttdecken der Verebnungsflächen. Sie verschwanden seit dem Eozän allmählich in den tertiären Sedimenten, wurden ab dem höheren Miozän teilweise wieder freigelegt und später durch periglaziäre und glaziäre Einflüsse überformt. Der Collmberg bei Oschatz ist der vermutlich älteste Berg Sachsens, morphologisch wirksam seit dem Oberkarbon, gefolgt von den Hohburger Bergen bei Wurzen seit der Oberkreide bzw. dem Alttertiär (EISSMANN 1997).

Auf der Prätertiäroberfläche liegen die Sedimentschichten des **känozoischen Hüllstockwerkes** mit dem detailliert dargestellten Tertiär (Kap. 4, 5, 6) und dem Quartär (Kap. 2.3) auf.

2.2 Tertiär

Während des Tertiärs (65 Ma bis 2,6 Ma) näherte sich infolge des seit der Trias fortschreitenden Zerfalls des Kontinentes Pangäa die Verteilung von Land und Meer immer mehr den heutigen Verhältnissen an. Nordwestsachsen lag ab dem Eozän am Südrand der mit dem Ur-Atlantik in Verbindung stehenden Nordwesteuropäischen Tertiärsenke (VINKEN 1988; ZIEGLER 1990; DOORNENBAL & STEVENSON 2010).

Dieses Gebiet unterlag damit dem zeitlich-räumlichen Wechselspiel von marinen Überflutungen der Paläo-Nordsee und weiträumigen Verlandungen (vgl. Kap. 4), die in Sachsen faziell stark differenzierte Sedimente hinterließen. So sind marine Fein- und Mittelsande, ästuarine bis fluviatile Sande und Kiese mit eingeschobenen Tonlinsen (Altwasserarme) und Tonen (Rückstaubildungen) sowie brackisch-lagunäre Tone und Schluffe überliefert (Abb. 2.3). Günstige, warm-humide bis subtropische Klimabedingungen führten zur Ausbildung großer Moore – den Geburtsstätten der heutigen Braunkohlenflöze (vgl. Kap. 6). In Bereichen mit Zechsteinsedimenten im Untergrund wurde das Sedimentationsgeschehen hinsichtlich Schichtmächtigkeit und -lagerung lokal durch subrosive Prozesse (EISSMANN 1985) beeinflusst.

Aus dem frühen **Eozän** sind vorwiegend festländische Ablagerungen (Sande, Kiese, Tone, Braunkohlen) bekannt. Vom südlich gelegenen Festland trugen Flüsse Ton-, Sand- und Kiesschüttungen heran. Sie ergossen sich in großen Ästuar-mündungen im Raum Helmstedt in das Meer. In Küstennähe kam es zur Ausbildung von Gezeiten- und Strandablagerungen, Lagunen- und Rückstausedimenten. Später überflutete von Norden und Nordwesten her die Paläo-Nordsee, nachweisbar ab dem höheren Miozän, mehrfach dieses Gebiet und drang immer weiter nach Süden vor. Maximale Meeresbedeckungen im **Unteroligozän** (Rupelium) führten zur Ablagerung mächtiger und weitaushaltender flachmariner Feinsand-Schluff-Abfolgen.

In den Küstenniederungen bildeten sich mehrfach während des Eozäns, aber auch im tieferen Oligozän und im Miozän unter feucht-warmen Klimabedingungen riesige Torfmoore, aus denen in einem Jahr-millionen andauernden Umwandlungsprozess die heutigen großflächig vorhandenen und teilweise wirtschaftlich bedeutsamen Braunkohlenflöze hervorgingen. Im Gegensatz zu älteren Auffassungen, die bevorzugt von einer limnischen Kohlenbildung ausgingen, belegen neuere Untersuchungen die Entstehung der meisten Flözkomplexe als paralische Ablagerungen in den Küstentiefländern am Rande der Paläo-Nordsee in Verbindung mit wahrscheinlich vorwiegend klimatisch gesteuerten Trans- und Regressionszyklen.

Beginnend im Oberoligozän, deutlich aber ab dem **Untermiozän**, verlagerte sich der flözführende Sedimentationsraum in Richtung der brandenburgischen und sächsischen Niederlausitz. Nordwestsachsen gelangte mehr und mehr in den Bereich der nach Norden vorstoßenden Überschwemmungsebenen, in denen mäandrierende Flüsse ihre sandig-kiesige Fracht absetzten und tonig-schluffige Ablagerungen in Binnenseen, meist als Rück-

Stratigraphie	Tertiär-Abfolge in NW-Sachsen (Bearbeitungsgebiet Lithofazieskarten Tertiär)					Speziationen (SPP/SPN) nach KRUTZSCH et al. 1992 KRUTZSCH 2000	Text, Kapitel	Horizontkarten- gliederung
	Formation	Schichten / Subformation	Lithologie	wichtige Schichten und Grundwasserleiter	Makro- Florenkomplexe/ Florenzonen (Mai 1995, 2000)			
MIOZÄN UNTER-	Brieske	Düben		Flözkomplex Düben		VI C	4.9	1
		Deckton/Brandis		Deckton	⊕ Brandis	IV	4.8	2
	Spremb- berg	Bitterfeld		Bitterfelder Flözkomplex	⊕ Bitterfeld (III)	III C-E III D/III A	4.7	3
		Breitenfeld		Thierbach-Schichten Flözkomplex Breitenfeld	⊕ Mockrehna- Witznitz (II) ⊕ Thierbach (I)	I / II SPN I/20 I	4.6	4
OLIGOZÄN UNTER-	Cottbus	Glimmersand		Muschelsand, Formsand "Muschelschluff" / Rupelton		SPP20 G		
		Glaukonitsand		Flöz Beckwitz	⊕ Nerchau	20 D	4.5	5
	Böhlen	"Septarienton"		Flöz y-Horizont (2)		20 C		
		Espenhain- Zwenkau		Oberflözkomplex (Flöz 4)	⊕ Haselbach	20 A/B	4.4	6
EOZÄN MITTEL-	Borna	Gröbers		Haselbacher Ton Flöz Zöschen (3)		19		
		Domsen		Hauptflözkomplex (Flöz 23)	⊕ Zeitz	18 o 18 u	4.3	7
	Profen	Bruckdorf		Luckenauer Ton (5)		17/18		
		Wallendorf		Unterflözkomplex (Flöz 1)	↑	17	4.2	
	Merseburg		Flöz x (6)	⊕ Scheipfitz		16	4.1	8
						15		

Abb. 2.3: Schematisches Vertikalprofil tertiärer Sedimente in Sachsen (stark vereinfacht, nach STANDKE 2008b).

staubildungen entstanden. Küstennäher bildeten sich ebenfalls Tone in Lagunen und Haffseen. Während relativ ruhiger Sedimentationsverhältnisse konnte es flächen- deckend zur Torfakkumulation und Flözbildung kommen. Sedimente aus dem **jüngeren Miozän** bzw. **Pliozän** sind mit Ausnahme von lokal anzutreffenden und strati- graphisch umstrittenen Flussschottern (vgl. Kap. 4.8.4) primär nicht abgelagert worden oder der späteren quar- tären Erosion zum Opfer gefallen.

2.3 Quartär

Die Grenze Tertiär/Quartär (Pliozän/Pleistozän) wurde ursprünglich auf dem Internationalen Geologenkon- greß 1948 mit der Basis der marinen Ablagerungen des Calabrium bei 1,8 Ma festgelegt. Inzwischen (2009) hat die International Union of Geological Sciences die in Deutschland und anderen Ländern übliche Grenz- ziehung bei 2,6 Ma vor heute ratifiziert, die mit dem Beginn erheblicher klimatischer Änderungen zusammenfällt (Basis Gelasium), wodurch Prätogelen (Brüggen-Kalt- zeit) und Tegelen-Komplex mit zum Quartär und zwar

zum Unterpleistozän gerechnet werden. Das Mittelplei- stozän beginnt nach internationaler Festlegung vor rund 780.000 Jahren an der Basis des Cromer-A-Glazials der Niederlande, das Oberpleistozän mit der Eem-Warm- zeit vor rund 130.000 Jahren und das Holozän mit dem Ende der letzten Kaltzeit, der Weichsel-Kaltzeit, vor rund 11.500 Jahren (W. ALEXOWSKY, frdl. Mitt.).

Während die tertiären Sande, Schluffe/Tone und Braun- kohlen einen mehrfachen zeitlich-räumlichen Wechsel zwischen gezeitenbeeinflussten Küstenniederungen mit großen Paläo-Mooren und fluviatil geprägtem Hinter- land verdeutlichen, gewinnen in den letzten ca. 2–3 Ma mit dem allmählichen Herausheben des Erzgebirges im Grenzbereich Pliozän/Pleistozän, besonders aber ab dem Quartär die fluviatilen Prozesse und Ablagerungen in Nordwestsachsen die Oberhand (vgl. EISSMANN 1970, 1997; WOLF & SCHUBERT 1992; EISSMANN & LITT 1994; EISSMANN (in BENDA 1995); ALEXOWSKY et al. 1994 bis 1999; WOLF & ALEXOWSKY 2008).

Lange Zeit vor dem ersten elsterglazialen Vorstoß des Inlandeises war die Region Sedimentations- und Abtra-

gungsraum zahlreicher **unterpleistozäner Flusssysteme**, die vorwiegend aus Süden in die Weißelster-Senke entwässerten und breite, mächtige Schotterdecken hinterließen. Diese Ablagerungen fielen nachfolgenden glazialen und fluviatilen Erosionen fast gänzlich zum Opfer, sodass heute lediglich noch Reste der Schotter zu finden sind. Aus den drei unterpleistozänen Terrassenniveaus unterschiedlicher Flüsse seien beispielhaft erwähnt:

- Schotter des Tegelen-Komplexes: zwischen Domsen und Werben sowie bei Lunzenau, Cossen und Hohnbach
- Schotter der Eburon-Kaltzeit: nördlich Eula, zwischen Priester und Ochelmitz, zwischen Gerichshain, Brandis und Machern, östlich Wurzen und bei Sittel
- Schotter der Menap-Kaltzeit (bis Bavel-Komplex): um Mockrehna, zwischen Mühlbeck und Rösa, westlich Lüptitz, um Dahlen und im Bereich Zwenkau und Kitzen.

Im Mittelpleistozän sind die bis heute noch gut erhaltenen Schotter der frühelsterkaltzeitlichen Flüsse, wie z. B. der Saale, der Zschopau, der Mulde und der Elbe weit verbreitet.

In der **Elster-Kaltzeit** vor ca. 400.000–320.000 Jahren entstanden mit dem Herannahen des Inlandeises vor dem Eismassiv große Eisstauseen. Die in den Gewässern abgelagerten glazilimnischen Bändertone wurden beim Vorrücken des Gletschers von diesem selbst häufig wieder aufgearbeitet. Nachfolgende glazifluviatile und fluviatile Erosionen trugen die Relikte teilweise wieder ab, sodass die Bändertone (wie beispielsweise der markante Leipziger Bänderton) heute nur noch in Form von Erosionsresten im Bereich der frühelsterkaltzeitlichen Flusstäler zu finden sind.

Die Eismassen der Elstereiszeit drangen bis in den Raum Zwickau-Chemnitz-Bad Schandau vor. Die Südgrenze der Elstervereisung ist mit der Feuersteinlinie nahezu identisch. Der elsterkaltzeitliche Gletscher oszillierte zwei Mal (1. Vorstoß = Zwickauer Phase, 2. Vorstoß = Markranstädter Phase), sodass in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes zwei elsterkaltzeitliche Grundmoränen, getrennt durch Schmelzwasserbildungen (Sande, Kiese, Schluffe, Bändertone), zu finden sind. Gegen Ende der Elstereiszeit wurde vielerorts der instabil gewordene Untergrund tief reichend gestaucht, wobei z.T. auch die tertiären Ablagerungen erfasst und zu einem Schuppenbau mit partiell mehrfach übereinander liegenden Schichtfolgen gestapelt wurden (vgl. Kap. 4.9). Auch kleindimensionale Deformationsstrukturen wie Tropfen- und Brodelböden sind lokal erhalten geblieben. An anderen Stellen wurde der Untergrund ausgeschürft oder durch riesige Schmelzwassermengen ausgeräumt. Es entstanden z.T. tiefe pleistozäne Rinnensysteme, die mit Schmelzwasserablagerungen, aber auch mit hereinströmenden Tertiärsedimenten verfüllt wurden. Als das Eis schon weitgehend zerfallen war und größere eisfreie Flächen im Gletschervorland entstanden, wurden auf diesen Flächen weiträumig Schmelzwasserablagerungen aufgeschottert. Im Untersuchungsgebiet bildeten sich große zusammenhängende Schotterkörper (z. B. Krippehaer Schotter).

Das Ende der Elstereiszeit leitete mit einer allgemeinen Klimaverbesserung zum Holstein-Interglazial vor etwa 320.000–300.000 Jahren über. Nach dem Abtauen des Inlandeises verbleibende Restseen bildeten die neuen Akkumulationszentren und wurden während dieser Zeit mit fluviatilen Sanden, limnischen Peliten sowie mit organischen Sedimenten (u. a. Kieselgur und Torf) aufgefüllt. Im Untersuchungsgebiet erhaltene holsteinzeitliche Ablagerungen findet man heute z. B. noch südlich Hohenprießnitz, südlich Auenhain/Markkleeberg, westlich Wildschütz, südlich Melpitz, südlich Langenreichenbach, westlich Sietzsch, südlich Wölkau, nordöstlich Delitzsch und bei Jesewitz, Seehausen und Merkwitz sowie bei Börlin/Dahlen.

Während des **Saaleglazials** – Saale-Kaltzeit vor 300.000 bis 125.000, Eisvorstöße vor etwa 150.000 Jahren – vollzogen sich im Wesentlichen die gleichen Sedimentationsabläufe wie in der vorangegangenen Elstereiszeit (Abb. 2.4). Nach der Schotterakkumulation der Flüsse (z. B. Hauptterrassen der Saale, der Zschopau, der Mulde, der Pleiße und der Elbe) stieß das Inlandeis bis auf die Linie Bad Kösen-Freyburg-Altenburg-Zeitz-Grimma-Meißen vor. In Eisstauseen vor dem Gletscher entstanden erneut Bändertone, im Untersuchungsgebiet speziell der Böhlener Bänderton. Auch dieser Bänderton fiel später weitestgehend der Erosion zum Opfer und ist nur noch reliktisch erhalten geblieben.



Abb. 2.4: Schotter der Saale-Kaltzeit bei Markkleeberg mit Brodelstrukturen (Foto: G. Standke, 2001).

Im LKT 50-Untersuchungsgebiet sind drei dominante Oszillationen des saaleglazialen Inlandeises zu verzeichnen, deren Grundmoränen jeweils durch Schmelzwasserbildungen voneinander getrennt werden. Grob gegliedert kann unterschieden werden in:

weichselkaltzeitliche, eem-interstadiale und holozäne Sedimente
3. Saaleeisvorstoß (Leipziger Phase i. w. S) mit dritter Saalegrundmoräne Breitenfelder Horizont (Schmelzwasserbildungen)
2. Saaleeisvorstoß (Leipziger Phase i. e. S) mit zweiter Saalegrundmoräne Bruckdorfer Horizont (Schmelzwasserbildungen)
1. Saaleeisvorstoß (Zeitzer Phase) mit erster Saalegrundmoräne
elsterkaltzeitliche Bildungen, holstein-interstadiale Sedimente

Nach der Saaleeiszeit stieg die Jahrestemperatur erneut an. Sedimente dieser Eem-Warmzeit vor ca. 125.000 bis 115.000 Jahren – Beckenschluffe, Torfe und Mudden – sind nur sporadisch überliefert und beschränken sich heute in Nordwestsachsen auf die Vorkommen von Rabutz und Grabschütz.

Jüngste glaziäre Bildungen stellen die in der **Weichsel-Kaltzeit** vor etwa 115.000 bis 11.500 Jahren gebildeten periglazialen Löss- und Fließ-/Schwemmerden sowie Flussschotter dar. Das **Holozän** ist besonders mit Auenkiesen, Auenlehmen und Lösslehmen vertreten.

Alle diese komplexen und sich überlagernden Erosions- und Akkumulationsprozesse des Quartärs spiegeln sich in der Beschaffenheit der Basisfläche dieses Sedimentkomplexes wider. Damit ist gleichzeitig auch die Hangendfläche des tertiären Schichtkomplexes i. S. einer postsedimentären, mehrphasig erosiven Überprägung der tertiären Landoberfläche definiert.

Zwickauer bzw. Freiburger Mulde, während sich im Niveau von 120 bis 90 m ü. NHN und tiefer die elster- und saaleglazialen Schotterkörper dieser Flüsse sowie der Saale im westlichen Untersuchungsgebiet (Quartärbasisniveau 90–60 m ü. NHN) widerspiegeln.

Das nordwestsächsische Territorium lag während des Tertiärs am Südrand der Nordwesteuropäischen Tertiärsenke. Im Quartär wurde das Gebiet pleistozän überprägt und dabei die heutigen naturräumlichen Einheiten herausmodelliert. Das Untersuchungsgebiet reicht mit den nördlichen Arealen in das Europäische Tiefland (Düben-Dahlener Heide, Leipziger Land), während es im Westen, Süden und Südwesten vom Lößgürtel (Hallesches, Weißenfelder, Zeitzer, Mulde- und Mittelsächsisches Lößhügelland, Nordsächsisches Platten- und Hügelland) umrahmt wird. Das Oberflächenrelief dacht nach Norden von etwa 180 bis 200 m ü. NHN bei Altenburg auf 100–80 m ü. NHN im Leipziger Tiefland ab, wobei die großen Flussniederungen der Elbe, der Mulde, der Pleiße und der Weißen Elster modifizierend wirken.

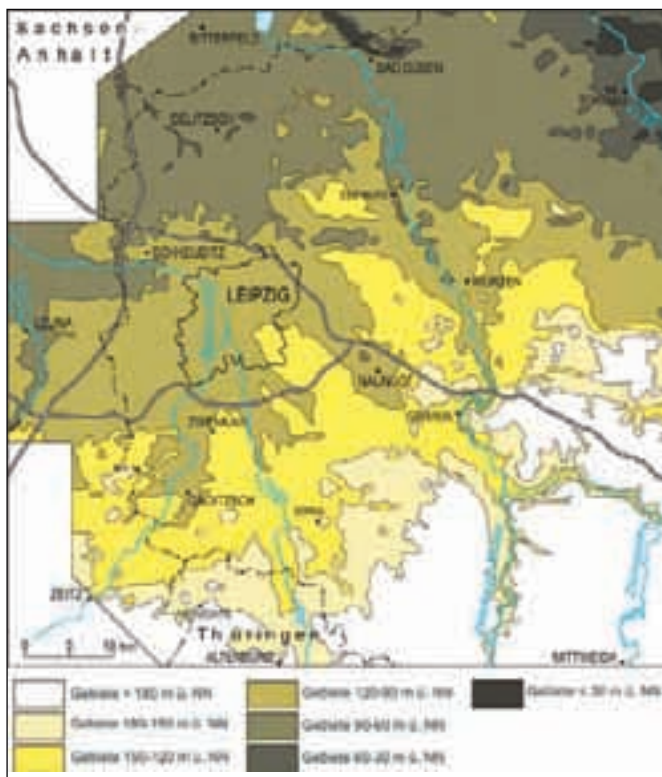


Abb. 2.5: Teufenlage der Quartärbasis bzw. Tertiäroberfläche in Nordwestsachsen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Im Ergebnis der quartären Abtragungs- und Akkumulationsprozesse fällt die **Quartärbasis** (Abb. 2.5) generell von Südosten mit Höhen um 180 bis etwa 200 m ü. NHN nach Norden bzw. Nordwesten auf ein Niveau zwischen 90–60 m ü. NHN ab. Im Bereich der exarativen Elbtalwanne, in glazialen Rinnenstrukturen nordwestlich von Bad Düben sowie in kleinen Arealen bei Delitzsch wird eine Teufenlage von unter 30 m ü. NHN mit lokalen Maximalwerten von etwa 50 m u. NHN erreicht. Die Quartärbasisfläche von 150 bis 120 m ü. NHN dokumentiert mit ihrer nach Süden/Südosten übergreifenden Zerlappung im Wesentlichen die weichseleiszeitlichen und holozänen Flussverläufe von Weißer Elster, Pleiße, Wyhra und

3 Stratigraphischer Überblick

Das **Tertiär** umfasst den größten Teil des Känozoikums (65–2,6 Ma) (vgl. Kap. 2.2). Es wird in Paläogen (Alttertiär) mit den Serien Paläozän, Eozän und Oligozän und in Neogen (Jungtertiär) mit den Serien Miozän und Pliozän gegliedert (STD 2002). Die Festlegung der International Commission on Stratigraphy ICS (1988), den Begriff Tertiär als System zu eliminieren und stattdessen die Systeme Paläogen und Neogen einzuführen, ist international aus praxisrelevanten Gründen größtenteils nicht akzeptiert worden. Damit wird die bisherige Gliederung (s. o.) beibehalten (Festlegung der Deutschen Stratigraphischen Kommission 2010). Die in der STD (2002) und auch in diesem Band verwendete Zeitskala (MENNING et al. 2002) ist zwar inzwischen aktualisiert worden, weist aber für das Alttertiär nur geringe zeitliche Unterschiede auf, so dass auf Beschluss der Deutschen Subkommission für Tertiärstratigraphie (2010) die Skala weiter verwendet wird.

Die Grenze Kreide/Tertiär ist in Sachsen nicht durch Sedimente belegt, da sowohl jüngere Oberkreide-(Maastricht) als auch die älteren Tertiärablagerungen (Paläozän und Untereozän) fehlen. Der prätertiäre Untergrund wurde oft tiefgreifend kaolinisiert. Auch die Grenze Tertiär/Quartär ist in Sachsen nicht durch Sedimente nachgewiesen. Nach Gliederungen der Quartärgeologie wird sie gegenüber der (STD 2002) inzwischen bei 2,6 Ma angesetzt. Damit liegen alle wesentlichen Kaltzeiten im Quartär (vgl. Kap. 2.3).

Die tertiäre Schichtenfolge Nordwestsachsens liegt etwa zwischen 43 Ma (Mittlereozän) bis 18 Ma (Untermiozän) und umfasst damit einen Zeitraum von rund 25 Ma. Ablagerungen des Untereozäns und des tieferen Mittlereozäns (Lutetium) sind biostratigraphisch bisher nicht nachgewiesen worden. Jüngere miozäne Sedimente sind erosionsbedingt nicht mehr vorhanden (Abb. 3.1).

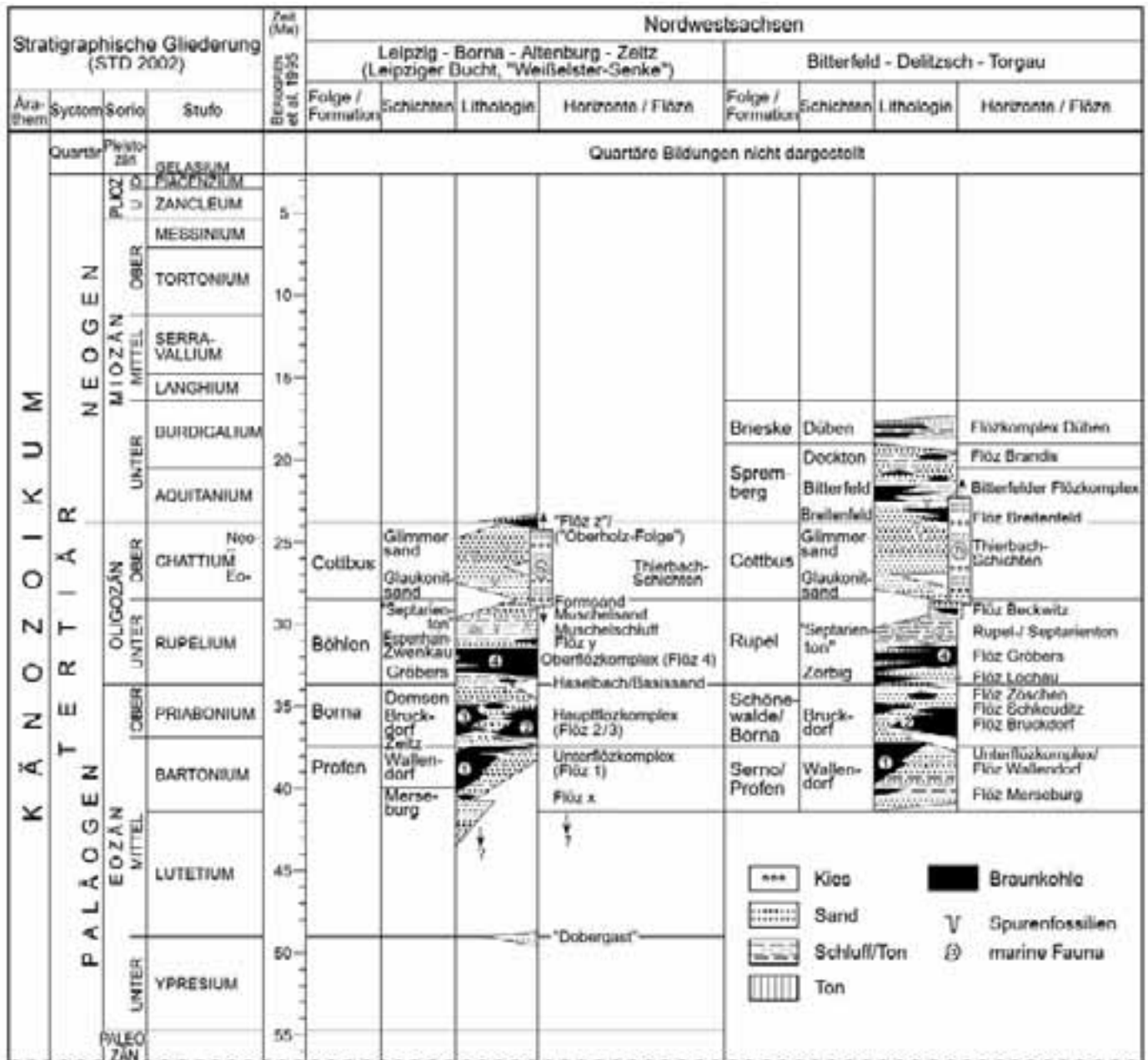


Abb. 3.1: Stratigraphische Gliederung des Tertiärs in Nordwestsachsen (verändert nach STANDKE 2008b).

Die in den folgenden Kapiteln genannten Altersdaten sind nicht durch absolute Bestimmungen belegt, d. h. alle Zeitangaben geben nur einen Zeitabschnitt innerhalb der Serien (Epochen) bzw. Stufen an. Aufgrund der zahlreichen Sedimentationslücken sind ohnehin keine genaueren Angaben möglich. Auch die Ableitung von Altersangaben aus sequenzstratigraphischen Kurven (z. B. MÜLLER 2008; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009) ist problematisch, da die benutzte sequenzstratigraphische Gliederung auf Zyklen 3. Ordnung beruht (HAQ et al. 1987; HAQ 1993; vgl. SCHÄFER 2005), während die vorhandenen Sedimente z.T. Zyklen 5. Ordnung darstellen und zahlreiche zeitliche Lücken aufweisen. Oftmals liegen mehrere unterschiedliche marine Sequenzen übereinander, so dass die übliche Abfolge TST-HST-LST (Transgressiv Systemtract, Highstand, Lowstand Systemtract, die für Zyklen 3. Ordnung gilt) nicht anwendbar ist, ohne dass übergeordnete Zyklen bekannt sind. Für die miozänen Ablagerungen der Lausitz sind sequenzstratigraphische Gliederungen bereits zu Beginn der 1990er Jahre erfolgt (STANDKE et al. 1992a, b, 1993, 2002; SUHR 1998; STANDKE 2006b).

Zur Stratifizierung der vorliegenden sekundär entkalkten Ablagerungen muss deshalb auf parastratigraphische Methoden zurückgegriffen werden. Nur in den partiell nicht entkalkten vorwiegend unteroligozänen Sedimenten der Leipziger Bucht konnten stratigraphische Bearbeitungen mittels **mariner Faunen** im Grenzbereich Eozän/Oligozän und im Rupelium vorgenommen werden (z. B. MÜLLER 1983, 2008, vgl. Kap. 4.5.3). Die **biostratigraphische Einstufung** der tertiären Sedimente erfolgte deshalb vorwiegend auf der Basis der Pollenstratigraphie (Palynologie) und der Makroflorenzonen (AHRENS & LOTSCH 1967). Beide Methoden wurden bereits Anfang der 1960er Jahre eingesetzt und kontinuierlich weiterentwickelt.

Die **Pollenstratigraphie** beruht vorrangig auf der qualitativen (Marker) und quantitativen Bewertung von Pollen und Sporen (Abb. 3.2) und deren klimastratigraphischer Gliederung in Sporomorphenzonen (KRUTZSCH & MAJEWSKI 1967; KRUTZSCH et al. 1992; KRUTZSCH 2000, 2008; vgl. BLUMENSTENGEL 2002). Dabei kommt der Palynologie eine relativ große Bedeutung zu, da sie sowohl terrestrische als auch marine Bereiche abdeckt. Für das Alttertiär werden 20 SPP-Zonen (Sporomorphenzonen Paläogen; KRUTZSCH et al. 1992) und für das Neogen 16 SPN-Zonen (Sporomorphenzonen Neogen; KRUTZSCH 2000) ausgehalten (vgl. Abb. 2.3). Infolge der umfangreichen Braunkohlenexploration in Nordwestsachsen insbesondere seit den siebziger Jahren des 20. Jahrhunderts liegen zahlreiche palynologisch untersuchte Profilabschnitte vorwiegend aus Bohrungen vor. Es existieren jedoch keine durchgängigen Eichprofile. In den mehr als 40 Jahren sind viele, aber inzwischen z.T. veraltete Ergebnisse entstanden, die nur sporadisch revidiert wurden und für die Schichtgliederung mangels anderer Ergebnisse einbezogen werden mussten. Für Sachsen-Anhalt liegen neuere Ergebnisse vor (z. B. BLUMENSTENGEL & UNGER 1993; BLUMENSTENGEL 2001, 2003, 2004; BLUMENSTENGEL & VOLLAND 2000, 2002; BLUMENSTENGEL et al. 2002).

Die im Rahmen der aktuellen Tagebaukartierung Sachsens seit 1994 erfolgten Beprobungen sind leider nur noch vereinzelt palynologisch bearbeitet worden, so dass inzwischen ein „Mix“ aus alten biostratigraphischen Daten und neuen lithostratigraphischen, flächenhaft korrelierbaren Ergebnissen vorliegt. Dies betrifft auch die sog. Flözaufspaltungen (Flözgabeln) bzw. Anschaltungen, die als bergmännische Begriffe lediglich einen geometrischen und abbaurelevanten Sachverhalt darstellen. Geologisch ist klar, dass dabei zeitlich unterschiedliche Braunkohlenflöze oder Flözbänke gemeint sind. Das wurde bereits vor mehr als 20 Jahren am Beispiel der Lausitzer Braunkohlenflöze beschrieben (z. B. GEISSLER et al. 1987, 1988; STANDKE 2006b).

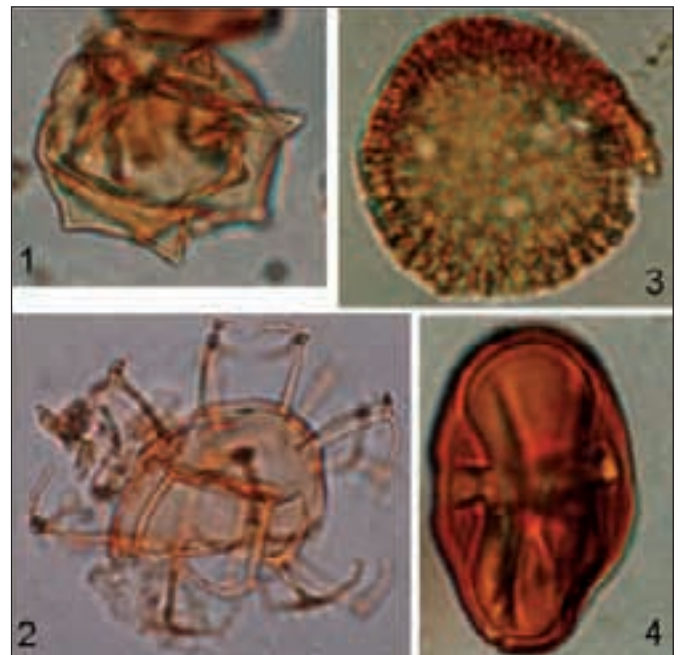


Abb. 3.2: Auswahl von Palynomorpha aus dem Alttertiär (1: Süßwasserplankton-Zyste *Planctonites stellarius*, Mitteleozän, Ton zwischen Flöz 1u und Flöz 1o, Tgb. Profen; 2: marines Phytoplankton *Areosphaeridium pectiniforme*, Flöz 4, Unteroligozän, Tgb. Profen; 3: Marker E102: *Pseudospinaepollis pseudospinosus*, Mitteleozän, Flöz 1, Kohlenfeld Lützen; 4: Marker E116: *Mediocolpopollis compactus*-Gruppe, Obereozän, Flöz 23, Kohlenfeld Lützen; Vergrößerung ca. 1000-fach; Bestimmung und Fotos: H. Blumenstengel, 2007; mit freundl. Genehmigung MIBRAG mbH).

Mit Hilfe der **Makropaläobotanik** erfolgt eine stratigraphische Gliederung in Florenkomplexe (MAI 1964, 1967, 1994, 1995, 1999, 2000). Die Methode ist vorwiegend an festländische und ästuarine Bereiche gebunden und es liegen häufig größere zeitliche Lücken zwischen den Fundkomplexen. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Florenkomplexen sind meist deutlich ausgeprägt, besonders zwischen dem eozänen Florenkomplex Zeitz und dem unteroligozänen Florenkomplex Haselbach. Bei Fundkomplexen mit armer Flora ist die Zuordnung oft nur über den lithologischen Aufbau möglich (KUNZMANN 2008; KUNZMANN et al. 2009).

Horizontkarteneinheit	Blatt Zeit		Blatt Mittweida		Blatt Leipzig		Blatt Eilenburg		Blatt Bitterfeld		Blatt Wurzen	
	Einzelschichten	GWL	Einzelschichten	GWL	Einzelschichten	GWL	Einzelschichten	GWL	Einzelschichten	GWL	Einzelschichten	GWL
Höheres Untermiozän Brieske-Formation (Briesker Folge) Düben-Schichten					Flözkomplex Düben und Begleitsedimente	2.0	Flözkomplex Düben (3. Miozäner Flözkomplex) und Begleitsedimente	2.0	Flözkomplex Düben (3. Miozäner Flözkomplex) und Begleitsedimente	2.0	Flözkomplex Düben (3. Miozäner Flözkomplex) und Begleitsedimente	2.0
Mittleres Untermiozän Spremberg-Formation (Spremberger Folge), höherer Teil Bitterfelder Decktonschichten			Decktonschichten		Bitterfelder Decktonkomplex Decktonflöz / Flöz Brandis	2.1 2.2	Bitterfelder Decktonkomplex (Lubbenau-Schichten) Decktonflöz	2.1 2.2	Bitterfelder Decktonkomplex Decktonflöz Flöz Brandis	2.1 2.2	Bitterfelder Decktonkomplex Decktonflöz Flöz Brandis	2.1 2.2
Tiefere Untermiozän Spremberg-Formation (Spremberger Folge), tieferer Teil Bitterfeld Schichten	Bitterfelder Flözkomplex		Bitterfelder Flözkomplex		Bitterfelder Flözkomplex: BIO2, BIO1, BIU	3 4	Bitterfelder Flözkomplex: BIO2, BIO1, BIU	3 4	Bitterfelder Flözkomplex: BIO2, BIO1, BIU	3 4	Bitterfelder Flözkomplex: BIO2, BIO1, BIU	3 4
Oberoligozän bis Untermiozän Cottbus-Formation / Spremberg-Formation (Cottbuser Folge / Spremberger Folge) Sinesa-Schichten, Glimmersand- und Glaukonitsandschichten, Thierbach-Schichten	Thierbach-Schichten / Pödelwitzer Sande / Form- sande, kaolinischer Sand, Glaukonitsand	2.2 2.4	Glimmersande / Thierbach-Schichten Formsande	2.4 5 2.5	Bitterfelder Glimmersande / Flöz Breitenfeld / Formsande / kaolinischer Formsand Thierbach-Schichten Grünsand / Glaukonitsand, Glaukonitschluff	2.4 2.5	Bitterfelder Glimmersande Flöz Breitenfeld Untere Glimmersand Grünsand / Glaukonitsand	2.4 2.5	Bitterfelder Glimmersande Flöz Breitenfeld Untere Glimmersand Grünsand / Glaukonitsand	2.4 2.5	Bitterfelder Glimmersande Flöz Breitenfeld Untere Glimmersand Grünsand / Glaukonitsand	2.4 2.5
Unteroigozän (Rupelium) Böhlen-Formation (Böhlerer Folge / Rupel-Folge), höherer Teil Espenhain-Zwenkau-Schichten, Separationton-Schichten	Rupelschluff / Muschelschluff (-sand) / Separationton Phosphorkohlenhorizont Graubrauner (Grauer) Sand Glaukonitschluff Bändernton Flöz Y Brauner Sand Weißer Sand	2.5 2.6 2.7	Rupelschluff / Muschel- schluff Grauer Sand Flöz Y Brauner Sand	2.5 2.6 2.7	Rupelschluff / Muschelschluff (-sand) / Separationton Phosphorkohlenhorizont Graubrauner (Grauer) Sand Glaukonitschluff Bändernton Flöz Y Brauner Sand Weißer Sand	2.5 2.6 2.7	Rupelschluff / Muschel- schluff (-sand) / Separationton „Obere Zörbig-Schichten“ Flöz Zöschen	2.5 2.6 2.7	Rupelschluff / Muschelschluff (-sand) / Separationton „Obere Zörbig-Schichten“ Flöz Zöschen	2.5 2.6 2.7	Rupelschluff (-sand) / Separationton „Obere Zörbig-Schichten“ Flöz Zöschen	2.5 2.6 2.7
Obereozän bis Unteroigozän Borna-Formation , höherer Teil (Bornaer Folge C) Böhlen-Formation (Böhlerer Folge / Rupel-Folge), tieferer Teil einschl. Oberflözkomplex (Flöz 4) Domsen-Schichten, Gröbers-Schichten	Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Böhlerer Oberflöz Haselbacher Ton Domsener Sande / Hainer Sande / Mittlere Flusssande / Oberer Basissand		Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Böhlerer Oberflöz Haselbacher Ton Hainer Sande / Mittlere Flusssande		Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Böhlerer Oberflöz / Flöz Grobers Flöz Dieskau Flöz Lochau Haselbacher Ton Flöz Zöschen Mittlere Flusssande		Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Flöz Grobers Flöz Dieskau Flöz Lochau		Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Flöz Grobers Flöz Dieskau Flöz Lochau		Oberflözkomplex: Flöz 4 / Flöz IV / Flöz Grobers Flöz Dieskau Flöz Lochau	
Mittel- bis Obereozän Borna-Formation , tieferer Teil (Bornaer Folge B) und zeitgleiche Bildungen einschl. Hauptflözkomplex (Flöz 23) Zeit-Schichten, Bruckdorf-Schichten	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III Flöz III / Flöz 23o / Thüringer Hauptflöz Flöz II / Flöz 23u / Bornaer Hauptflöz Luckenauer Ton Ältere Flusssande / Mittlerer Basissand	4	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III Flöz III / Flöz 23o / Thüringer Hauptflöz Flöz II / Flöz 23u / Bornaer Hauptflöz Luckenauer Ton Ältere Flusssande	4	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III Flöz III / Flöz 23o / Thüringer Hauptflöz / Flöz Schkeuditz Flöz II / Flöz 23u / Bornaer Hauptflöz / Flöz Bruckdorf Luckenauer Ton Ältere Flusssande	4	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III / Flöz II / Flöz Bruckdorf Flöz II / Flöz 23u / Flöz Bruckdorf Luckenauer Ton „Lochauer Sande“ / „Lochauer Folge B“	4	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III / Flöz 23o / Flöz Schkeuditz Flöz II / Flöz 23u / Flöz Bruckdorf Lochauer Sande / „Lochauer Folge B“	4	Hauptflözkomplex: Flöz 23 / Flöz III/III Flöz 23o / Flöz Schkeuditz Flöz II / Flöz 23u / Flöz Bruckdorf Lochauer Sande „Obere Lochauer Folge“	4
Mittlereozän Profen-Formation (Bornaer Folge A/BoA) und zeitgleiche Bildungen einschl. Unterflözkomplex (Flöz 1) Merseburg-Schichten, Wallendorf-Schichten	Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Sächsisch- Thüringisches Unterflöz Legendkiese / Unterer Basis- sand Flöz X Merseburg-Schichten/ Dobergas-Schichten	6	Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Sächsisch- Thüringisches Unterflöz		Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Sächsisch- Thüringisches Unterflöz / Flöz Wallendorf Flöz Merseburg Flöz Schkopau	6 / 10	Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Flöz Laußig „Lochauer Folge A“	6 / 10	Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Flöz Laußig „Lochauer Folge A“	6 / 10	Unterflözkomplex: Flöz 1 / Flöz I / Flöz Laußig „Lochauer Folge A“	6 / 10

Tab. 3.1: Synonymtabelle der stratigraphischen Einheiten/Begriffe/Schichtnamen und ihr Bezug zu den Horizontkarteneinheiten der LKT 50 (ESCHER et al. 1998–2002).

Untersuchungen von weiteren **Mikrofossilien** (z. B. Dinozysten, Foraminiferen) erfolgten im Leipziger Raum nur sporadisch (z. B. BELLMANN 1974; KÖTHE 1992; FECHNER 1995a, b; GRIMM & SCHINDLER 1995; GÜRS 2005). Eine Gliederung nach **Dinoflagellatenzysten** liegt für Nordwestsachsen im Gegensatz zur Lausitz (STRAUSS 1991) nicht vor. Erste Dinozystenuntersuchungen (KÖTHE 1992, unveröff.) erbrachten unterschiedliche Alter innerhalb der Espenhain-Zwenkau-Schichten, was durch weitere Untersuchungen präzisiert werden soll (vgl. Kap.4.5.3). SCHINDLER 1994 und GRIMM & SCHINDLER (1995) sehen in den Dinozystenvergesellschaftungen weniger stratigraphische als eher fazielle Aspekte.

Mit Hilfe der **Lithostratigraphie** werden die Sedimentfolgen lithologisch, faziell und stratigraphisch gegliedert und flächendeckend parallelisiert. Über lithostratigraphische Korrelationen sind die nur punktuell vorhandenen biostratigraphischen Daten in die Fläche übertragbar und damit für Kartendarstellungen nutzbar. Die Kombination von Bohrungskorrelationen unter Einbeziehung der Bohrlochgeophysik, der biostratigraphischen Methoden und der geologischen Aufschlussdokumentation ermöglichten die systematische Gliederung des Tertiärs in Folgen bzw. Formationen und Schichten (= Subformationen), die z.T. neu definiert wurden (LOTSCH 1968, 1979; LOTSCH et al. 1969; EISSMANN 1968, 1970; TGL 25 234/08, LOTSCH 1981; GEISSLER et al. 1987, 1988; ALEXOWSKY et al. 1989; STANDKE et al. 2002, 2005; STANDKE 2006b, 2008b). Problematisch ist dabei die Vielzahl der unterschiedlichen Bezeichnungen, die regional, aber auch bereits zwischen benachbarten Braunkohlenfeldern variieren (Tab. 3.1). Vor allem zwischen dem Nord- und Südraum Leipzigs existieren generell unterschiedliche Nomenklaturen für gleiche stratigraphische Einheiten und auch die Nummerierung der Grundwasserleiter ist nicht übertragbar (vgl. Tab.3.1). Die hier verwendeten Schichtbezeichnungen beruhen weitgehend auf eingeführten Begriffen, die auf den Inhalt der Abfolge hinweisen und zudem länderübergreifend zum Tertiär in Sachsen-Anhalt vermitteln sollen (vgl. STANDKE 2008b).

Synoptische Darstellungen des Känozoikums im nordwestsächsischen Raum sind durch EISSMANN seit 1968 publiziert worden, der die Detailkenntnisse der einzelnen Tagebauaufschlüsse in regionale Zusammenhänge gebracht und u. a. mit umfangreichem Bildmaterial publiziert hat (EISSMANN 2000; EISSMANN & RUDOLPH 2002, 2006). Leider sind das detaillierte wie großregionale Wissen einschließlich der biostatigraphischen und schwermineralanalytischen Untersuchungen aus früheren Untersuchungsetappen (z. B. LOTSCH et al. 1969; EISSMANN 1978b; LOTSCH 1979) außer in der Stratigraphischen Skala Tertiär (TGL 25 234/08, LOTSCH 1981) meist nur in internen Berichten niedergelegt worden, die z. T. in Anlage 1 aufgeführt sind. So konnten diese auch heute noch relativ aktuellen geologisch-stratigraphischen Kenntnisse über die „Weißelster-Senke“ nicht immer gebührend gewürdigt und praktisch genutzt werden. Der vorliegende geologische Überblick soll auch zum Schließen dieser Lücke beitragen.

4 Tertiäre Schichtenfolge

Im mitteldeutschen Raum um Leipzig, Halle und Bitterfeld belegen die faziell äußerst differenzierten Sedimente zwischen den Braunkohlenflözen und die Flöze selbst mehrfache zyklische Wechsel von marinen Überflutungen, paralischen Flözbildungen und terrestrischen Schüttungen. Das Gebiet südlich von Leipzig wurde lange Zeit als isolierte Binnensenke mit limnisch-fluviatiler Genese betrachtet, das MEYER 1951 als Weißelster-Becken bezeichnete. Er ging von einem großen Seebecken aus, das zeitweise von Flüssen durchströmt bzw. von Mooren bedeckt war. Auch EISSMANN (1968, 1970, 1994) nahm erst mit der „mitteloligozänen“ (heute: unteroligozänen) Meerestransgression eine Anbindung des Gebietes an die marine Entwicklung an, das er dann als Leipziger Bucht bezeichnete. Da jedoch durch neuere Kartierungen bereits seit dem Miozän marine Einflüsse nachweisbar sind, wird hier der Begriff Leipziger Bucht statt Weißelsterbecken/-senke benutzt.

In der durchschnittlich 70–80 m, maximal 150 m mächtigen Schichtenfolge treten mehrere abbauwürdige Braunkohlenflöze auf, die MEYER (1951) für die Reviere Zeitz, Meuselwitz und Borna vom Liegenden zum Hangenden in vier bergbaulich nutzbare Flöze I bis IV gegliedert hat. Sie werden hier als Unterflözkomplex (Flöz 1), Hauptflözkomplex (Flöze 23) und Oberflözkomplex (Flöz 4) bezeichnet (STANDKE 2002, 2008b). Im Braunkohlenbergbau werden arabische Ziffern verwendet, die auch in vorliegendem Textband benutzt werden (vgl. Abb. 2.3). Parallel dazu existieren Synonyme aus den Bergbauregionen westlich und nördlich von Leipzig vom Hangenden zum Liegenden:

- Flöz IV = Flöz 4, Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers (einschl. Flöze Dieskau und Lochau)
- Flöz III = Flöz 23o, Thüringer Hauptflöz, Flöz Schkeuditz
- Flöz II = Flöz 23u, Bornaer Hauptflöz, Flöz Bruckdorf
- Flöz I = Flöz 1, Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Flöz Wallendorf.

Die Flöze bestehen oft aus mehreren Teilflözen mit zwischengelagerten marinen und/oder fluviatilen Sanden/Schluffen/Tonen. Bei Ausfall dieser Zwischenmittel bilden die Teilflöze kompakte Flözkörper, wobei sich die stratigraphischen Niveaus der Mittelsedimente anhand der zyklisch-sukzessiven Moorfaziesabfolgen bis in den kompakten Flözkörper hinein verfolgen lassen. Diese Erscheinung führte zu den bergmännischen Begriffen der Flözaufspaltung/Flözgabel oder Ancharung, je nach Betrachtungsrichtung. Für den Bergmann stellen die „Flözgabeln“ wichtige abbaurelevante Marker dar. Stratigraphisch entspricht ein Teilflöz, abgespalten und als Teil des kompakten Flözkörpers, i. d. R. einer Moorfaziesabfolge (RASCHER et al. 2008, vgl. Kap. 6.1).

Ebenso wie die Flözkomplexe setzen sich die bisherigen stratigraphischen Gliederungen im Leipzig-Bitterfelder Tertiär aus einer Vielzahl parallel existierender Begriffe zusammen, die für einzelne Bergbauregionen gelten. Die

Abgrenzungskriterien sind sowohl vertikal als auch lateral oft nicht ausreichend definiert. Besonders markant sind die Unterschiede zwischen dem Süd- und Nordraum Leipzigs (Leipziger Bucht und Gebiet um Delitzsch und Bitterfeld), wo neben regionalen Schichtbezeichnungen vor allem unterschiedliche Nomenklaturen der Grundwasserleiter für gleiche stratigraphische Einheiten bestehen (STANDKE 1995; vgl. Anl. 2). Der Kenntnisstand ist in zahlreichen Publikationen niedergelegt (z. B. EISSMANN 1968, 1970, 1994, 2005; BELLMANN 1967; MÜLLER 1983; 2008, DIN 21919-3, 2001), der in jüngerer Zeit durch systematische Profilkartierungen und Kartenwerke ergänzt werden konnte (z. B. WALTER 1997; STANDKE 1997, 1998b, 1999b, 2001b; JUNGE et al. 2001, 2002, 2005; ESCHER et al. 1998–2002; RASCHER et al. 2005).

Die nachfolgende Darstellung der tertiären Schichtenfolge für Nordwestsachsen basiert auf der Gliederung nach STANDKE et al. (2002, 2005); STANDKE (2008b), der Gliederung nach Horizontkarteneinheiten (Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen) LKT 50, ESCHER et al. (1998 bis 2002); dem Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:250.000, RASCHER et al. (2005); (vgl. Kap. 2, Abb. 11) sowie nach BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009). Für die überregionale Schichtkorrelation auf der Basis einheitlicher Abgrenzungskriterien wurden die Horizontgrenzen nach Möglichkeit an die jeweilige Oberkante der weitflächig verbreiteten und als Zeitmarken wirkenden Braunkohlenflöze und anderer lithologischer Leithorizonte gelegt. Auf nicht zu vermeidende Kompromisse zwischen litho- und biostratigraphischen Grenzziehungen wird nachfolgend, eingefügt in eine Darstellung der gesamten Tertiärentwicklung, hingewiesen. Daraus ergibt sich die anschließende Kurzcharakteristik:

Mitteloazän

(Horizontkarte 8, Kap. 4.2)

Profen-Formation (STANDKE et al. 2005, STANDKE 2008b) Sporomorphenzonen (SPP) 16-17 (Gliederung nach KRUTZSCH et al. 1992).

Verbreitung vorwiegend südwestlich von Leipzig zwischen Zwenkau und Altenburg, westlich von Leipzig und bei Bad Dübener in Erosionsrelikten.

Abfolge entspricht teilweise Bornaer Folge A nach TGL 25 234/08, (BoA nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002); Wird untergliedert in:

Merseburg-Schichten:

Umfassen die teilweise mächtigen klastischen Sedimente (Grundwasserleiter GWL 6) zwischen der Prätertiäroberfläche und dem Unterflözkomplex, in denen in unterschiedlichen Teufenniveaus das stratigraphisch nicht eindeutig zuordenbare Flöz x (SPP 16?) auftritt, und die

Wallendorf-Schichten: Unterflözkomplex (Flöz Wallendorf, Flöz 1) einschl. der sog. Zwischenmittel.

Mittel- bis Obereozän

(Horizontkarte 7, Kap. 4.3)

Borna-Formation (STANDKE et al. 2005, 2008b)

Sporomorphenzonen 17/18, 18o, 18u.

Verbreitung zusammenhängend südlich bis nordwestlich von Leipzig mit Ausnahme des „Plagwitzer Grauwacken-

rückens“; inselhaft südwestlich von Bitterfeld und nördlich von Eilenburg.

Abfolge entspricht teilweise Bornaer Folge B (nach TGL 25 234/08, bzw. BoB nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Zeitz-Schichten:

Umfassen die Liegendsedimente des Hauptflözkomplexes (GWL 5, Ältere (Zeitzer) Flusssande, Luckenauer Ton), und

Bruckdorf-Schichten:

Umfassen den Hauptflözkomplex (Bornaer und Thüringer Hauptflöz, Flöz II/III, Flöz 23) bzw. die Flöze Bruckdorf (SPP-Zone 18u) und Schkeuditz (SPP-Zone 18o) einschl. der sog. Zwischenmittel und die Sedimente in den „Aufspaltungszonen“ der beiden Flöze („Flusssandzonen“, GWL 4)

Obereozän bis Unteroligozän

(Horizontkarte 6, Kap. 4.4)

Borna- und Böhlen-Formation (STANDKE et al. 2005, 2008b)

Sporomorphenzonen 19, 20A-C.

Verbreitung flächenhaft im Westteil des Bearbeitungsgebietes außer „Plagwitzer Grauwackenrücken“ und Zone nordöstlich von Leipzig, großflächig nördlich Eilenburg.

Abfolge entspricht teilweise Bornaer Folge C/Böhlener Folge nach TGL 25 234/08 (BoC nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Domsen-Schichten (zu Borna-Formation) (SPP 19):

Umfassen die Sedimente zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex (z. B. Domsener und Hainer Sande, „Mittlere Flusssande“, GWL 3, Haselbacher Ton, „Untere Zörbiger Schichten“) und

Gröbers-Schichten (zu Böhlen-Formation) (SPP 20A-C):

Umfassen den Oberflözkomplex (Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers, Flöz IV; Flöz 4) einschließlich der Zwischenmittel.

Die stratigraphische Grenze zwischen Obereozän und Unteroligozän verläuft im höchsten Teil der Domsen-Schichten und ist ohne biostratigraphische Untersuchungen oft nicht definierbar. In der Horizontkarte 6 wurden stratigraphisch übergreifend beide Einheiten dargestellt.

Unteroligozän

(Horizontkarte 5, Kap. 4.5)

Böhlen-/Rupel-Formation

Sporomorphenzonen 20C-D.

Verbreitung zusammenhängend südlich, westlich und nördlich von Leipzig mit Schließung der Zone zwischen Bitterfeld und Bad Dübau, „Plagwitzer Grauwackenrücken“ in Inselposition; geringere südliche Verbreitung ist erosiv bedingt; „Rupel-Schluff“ großflächig im Nordteil des Untersuchungsgebietes.

Abfolge entspricht Böhlener Folge nach TGL 25 234/08 (Ru nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Espenhain-Zwenkau-Schichten:

Umfassen die Hangendsedimente über dem Oberflözkomplex („Weiße“, „Braune/Graubraune“, „Graue“ Sande

und Schluffe, Flöz-y-Horizont, Glaukonitsand, Bänder-schluff, Phosphoritknollenhorizont)

Septarienton-Schichten:

Umfassen Rupelschluff, -ton/Muschelschluff, -sand/Septarienton.

Oberoligozän bis Untermiozän

(Horizontkarte 4, Kap. 4.6)

Cottbus- und Spremberg-Formation

Sporomorphenzonen 20G, I, SPN I/II, II

Verbreitung erstmals zusammenhängend im gesamten Nordraum Leipzigs mit nach Süden reichendem Ausläufer, Plagwitzer Grauwackenrücken in westlicher Randposition; Erosionsreste im südöstlichen Bearbeitungsgebiet; zonare Verbreitung der Thierbach-Schichten südöstlich von Leipzig.

Abfolge entspricht Cottbusser Folge nach TGL 25 234/08 (Co nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Glaukonitsand- und Glimmersandschichten (zu Cottbus-Formation):

Umfassen Formsand/Pödelwitzer Sand (?), Glaukonitsand, Unterer Bitterfelder Glimmersand, gebietsweise Thierbach-Schichten (Oberoligozän) und Flözkomplex Breitenfeld (Untermiozän nach KRUTZSCH 2000, zu Spremberg-Formation).

Die stratigraphische Grenze zwischen Oberoligozän und Untermiozän verläuft bisher nach palynologischen Untersuchungen (KRUTZSCH 2000) im Niveau von Flöz Breitenfeld. Nach neuen Dinozystenuntersuchungen (KÖTHE 2010) muss vermutlich eine Revision der stratigraphischen Einstufung erfolgen (vgl. Kap.7). In der Horizontkarte 4 wurden stratigraphisch übergreifend beide Einheiten dargestellt.

Tieferes Untermiozän

(Horizontkarte 3, Kap. 4.7)

Spremberg-Formation

Sporomorphenzonen II-III

Verbreitung zusammenhängend im Nordraum Leipzigs, größere Erosionsrelikte im Südostteil des Bearbeitungsgebietes.

Abfolge entspricht Spremberger Folge nach TGL 25 234/08 (SpBif nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Breitenfeld-Schichten:

Umfassen Oberen Bitterfelder Glimmersand, (stratigraphisch einschließlich Flözkomplex Breitenfeld), gebietsweise Thierbach-Schichten, Bitterfelder Bernsteinkomplex,

Bitterfeld-Schichten:

Umfassen Bitterfelder Flözkomplex (Flözbänke BiU, BiO1 und BiO2 einschl. aller Zwischenmittel)

Mittleres Untermiozän

(Horizontkarte 2, Kap. 4.8)

Spremberg-Formation

Sporomorphenzonen IV

Verbreitung zusammenhängend im Nordraum Leipzigs, größere Erosionsrelikte im Südostteil des Bearbeitungsgebietes.

Abfolge entspricht Spremberger Folge nach TGL 25 234/08 (SpBdt nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Deckton-Schichten:

Umfassen Decktonkomplex einschließlich der sog. Decktonflöze sowie Brandiser Hauptflöz (= Lübbenau-Schichten der Lausitz)

Höheres Untermiozän

(Horizontkarte 1, Kap. 4.9)

Brieske-Formation

Verbreitung im Nordraum Leipzigs

Abfolge entspricht Briesker Folge nach TGL 25 234/08 (BrDub nach LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002):

Wird untergliedert in:

Düben-Schichten

Umfassen Flözkomplex Düben (3. Miozäner Flözkomplex) und Begleitsedimente. Die Hangendschichten sind durch pleistozäne Vorgänge erodiert worden.

4.1 Untereozän bis tieferes Mitteleozän

Die ältesten überlieferten Sedimente im außersächsischen Bearbeitungsgebiet stammen aus einer kleinen Doline oder tektonischen Falle bei Lochau zwischen Weißer Elster und Luppe. Die Abfolge besteht basal aus rund 27 m mächtigen, hauptsächlich pelitischen Sedimenten, die von einem meist 8 m (bis max. 14,5 m) mächtigem Flöz überlagert werden (HÜBNER 1982). Pollenanalytisch wurde es der SPP-Zone 11/12 und damit dem Niveau von Flöz Schkopau (tiefstes Untereozän) zugeordnet (vgl. BLUMENSTENGEL 2003; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009; Abb. 4.1.1). Nahe Spargau südlich von Leuna (Westrand des LKT 50-Blattes Leipzig) wurden etwas jüngere Flöze der SPP-Zone 13 (Untereozän) nachgewiesen (Flöz Leuna; BLUMENSTENGEL et al. 1999).



Abb. 4.1.1: Untereozänes Flöz Schkopau (SPP 11/12) in einer Bohrung in Leuna (Foto: J. Rascher, 2005).

In einigen Teilen Nordwestsachsens beginnt die tertiäre Schichtenfolge mit dem sog. **Einsturzgebirge** als Produkt subrosiver Prozesse, wobei oberflächennahe und/oder frei liegende Evaporite (in der Hauptsache Werraanhydrit, untergeordnet Basal- und Hauptanhydrit) ganz oder zumindest teilweise abgelaugt wurden (MÜHLMANN 1982;

LAUER 1984; EISSMANN 1985, 1997; EISSMANN & LITT 1994; vgl. Kap. 3.1). Es entstand eine morphologisch stark geprägte Subrosions- und Karstlandschaft. Besonders in der Leipziger Bucht sowie in Gebieten bei Merseburg und Bad Düben führte Verwitterungs- bzw. Auslaugungsschutt schwer löslicher karbonatischer Gesteine (Haupt- und Plattendolomit sowie Werrakarbonat, Obere Letten und Buntsandstein) zu starken Reliefunterschieden. Mit der allmählichen Senkung des Akkumulationsraumes begann eine Auffüllung des Reliefs mit groben fluviatilen und feinkörnigen limnischen Sedimenten, die sich an der Basis mit dem Subrosionsschutt vermischten. Diese als Einsturzgebirge bezeichneten Sedimentabfolgen bestehen aus dunkelgrauen bis braunen, meist tonigen Schluffen, seltener kohligem Tonen, Fein- und Grobsanden sowie Quarzkiesen, die kleinere und größere Fragmente von Sandsteinen, Kalken, Dolomiten und Quarzen enthalten. Typisch für diesen bis 70 m mächtigen Komplex sind größere Dolomit- und Kalkstücke mit deutlichen Lösungsstrukturen und Neumineralisationen (Kavernen, Drusen, Sekundär-Kalzit, die ca. 10–90 % der Gesamtmasse ausmachen, MÜHLMANN 1982).

Danach gehören auch die auf das Gebiet Zeitz-Pegau begrenzten Dobergast-Schichten (TGL 25234/08) in diese Abfolge, die nach LOTSCH et al. 1969 noch in die SPP-Zone 14/15 („Roßbacher Bild“, Untereozän bis tieferes Mitteleozän) gestellt und zeitlich mit den Tiefenflözen des Geiseltales sowie den Nedlitz-Schichten parallelisiert wurden. In Sachsen-Anhalt wird die Abfolge einschließlich jüngerer Anteile als Raßnitz-Gruppe bezeichnet (BLUMENSTENGEL et al. 1996, BLUMENSTENGEL 1999). Ablagerungen des tieferen Mitteleozäns (Lutetium, SPP-Zone 15) sind auf sächsischem Gebiet bisher kaum biostratigraphisch belegt. Mächtigere Abfolgen sind im LKT 50-Bearbeitungsgebiet meist in Subrosionssenken erhalten geblieben, wobei im Gegensatz zu den altersgleichen Flözbildungen des Geiseltales grobklastische Schüttungen vorherrschen. Westlich von Schkeuditz treten in der Brg. Wallendorf/Luppe 4054/89 mehrere Flözbänke auf, die in die SPP-Zonen 15 A/B bis 15D eingestuft wurden und damit den Abschnitt Geiseltal-Hauptflöz/Unterkohle bis Geiseltal-Hauptflöz/Oberkohle repräsentieren (BLUMENSTENGEL 1999). Im Gebiet zwischen Bad Dürrenberg, Markranstädt und Lützen wurden in Bohrungen gelegentlich bis über 15 m mächtige Flöze angetroffen, die auf Grund ihrer Teufenlage von 35 bis über 40 m unter dem Hauptflöz (Flöz Bruckdorf bzw. Flöz 23u, vgl. Kap. 5.2) ebenfalls den Geiseltalflözen zugerechnet werden könnten. Da es sich dabei ausnahmslos um Altbohrungen handelt, fehlen dafür allerdings biostratigraphische Belege.

Im südwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes sind im Baufeld Domsen (Tagebau Profen) in der biostratigraphisch untersuchten Brg. (15)126/81 ca. 40 bis 90 m unter dem Unterflöz (Flöz 1) mehrere Flözbänke angetroffen worden, für die durch BLUMENSTENGEL (freundlicher Hinweis) eine Übereinstimmung mit dem Geiseltal-Hauptflöz, Unterkohle und Untere Mittelkohle (SPP-Zone 15C), gefunden wurde. Darüber folgt eine

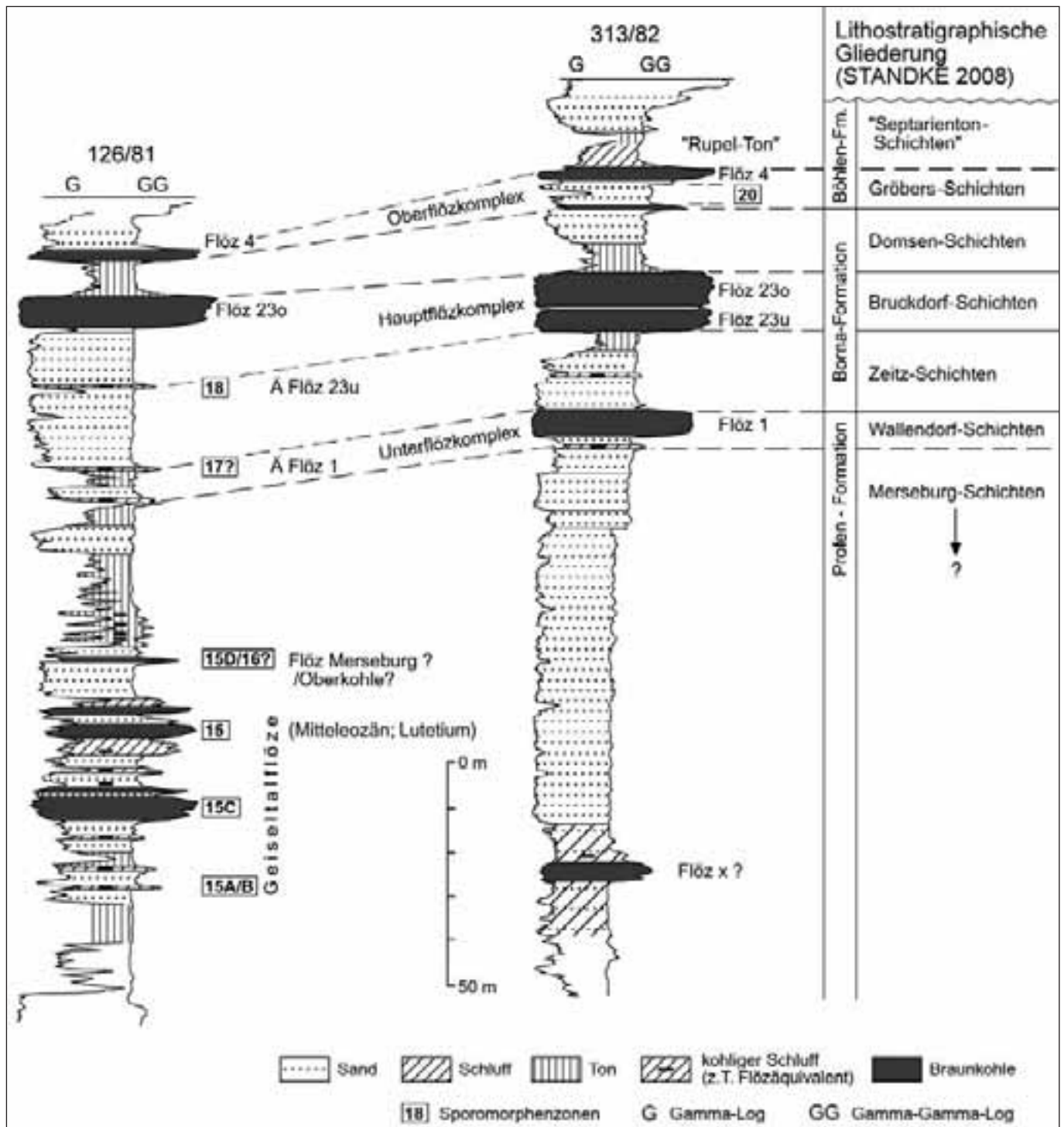


Abb. 4.1.2: Bohrprofile in zwei benachbarten Subrosionssenken mit unterschiedlicher Ausbildung der Merseburg-Schichten (Kohlenfeld Domsen, aus STANDKE 2008b).

weitere Flözbank, die entweder der Oberkohle (SPP-Zone 15D) oder dem Flöz Merseburg (SPP-Zone 16) entspricht. Die Bohrung steht in einer eng begrenzten Subrosionssenke mit kaum 500 m Durchmesser (STANDKE 2008b). In einer benachbarten Subrosionsstruktur tritt in der Brg. (15)313/82 rund 95 m unter dem Unterflözkomplex in einer 120 m mächtigen klastischen Sedimentfolge lediglich ein geringmächtiges Flöz auf, dessen stratigraphische Korrelation mit Abschnitten der Geiselaltalkohle infolge fehlender biostratigraphischer Analysen nur vermutet werden kann. Bisher erfolgte eine Zuordnung zum sog. Flöz x (vgl. Kap. 4.3.2).

4.2 Mittelleozän Profen-Formation und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 8)

Die ältesten flächenhaft verbreiteten Tertiärsedimente in Nordwestsachsen stammen vorwiegend aus dem höheren Mittelleozän (Bartonium; SPP-Zone 16–17 nach KRUTZSCH et al. 1992; KRUTZSCH 2000; vgl. Abb. 2.3). Sie umfassen damit hauptsächlich den Zeitraum zwischen etwa 42 Ma und 37,5 Ma. Die Ablagerungen sind im Südraum von Leipzig zwischen Profen und Borna so-

wie in kleineren Arealen westlich von Leipzig im Raum Schkeuditz und bei Torgau (Nichtewitz-Schichten) verbreitet (Abb. 4.2.1). Möglicherweise sind ältere Anteile in diesem Sedimentkomplex enthalten, die jedoch aufgrund des stark wechselnden Sedimentspektrums und mangels biostratigraphischer Daten im LKT 50-Untersuchungsgebiet nicht weiter abgrenzbar sind.

4.2.1 Definition und Abgrenzung

Der nachfolgend behandelte Sedimentkomplex wird auf sächsischem Bearbeitungsgebiet als **Profen-Formation** definiert (STANDKE et al. 2005, STANDKE 2008b) und umfasst die Schichtenfolge zwischen dem prätertiären Untergrund (einschließlich Einsturzgebirge, Kap. 4.1) (vormals Bornaer Folge A; vgl. ESCHER et al. 1998–2002; RASCHER et al. 2005) bis zum Hangenden des Unterflözkomplexes (Flöz 1/Flöz Wallendorf, SPP-Zone 17). Sie schließt den Merseburger Flözkomplex ein, der nach BLUMENSTENGEL (1999) und BLUMENSTENGEL et al. (1999) in die SPP-Zone 16 gestellt und mit dem Flöz x parallelisiert wird. Nach TGL 25 234/08 (LOTSCH 1981) ist er als zeitliches Äquivalent der Geiseltaflöze dargestellt (SPP-Zone 15). Flöz x tritt allerdings in stratigraphisch unterschiedlichen Positionen auf, die zwischen SPP 15 und 16 liegen, so dass insgesamt keine gesicherten Datierungen vorliegen. Desweiteren gehören die im Hangenden folgenden marinen Sedimente der Serno-Formation bzw. deren zeitliche Äquivalente (Niemeck-, Nichtewitz- und Schlieben-Schichten), und der höhere Teil der Lochauer Folge A (vgl. TGL 25 234/08) in dieses Niveau. In Sachsen-Anhalt wird die Schichtfolge einschließlich jüngerer Anteile als Raßnitz-Gruppe bezeichnet (BLUMENSTENGEL et al. 1996, BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009).

Die Profen-Formation wird in **Merseburg-Schichten** (Sedimente zwischen prätertiärem Untergrund und Unterflözkomplex) und **Wallendorf-Schichten** (Unterflözkomplex/Flöz 1/Flöz Wallendorf/Sächsisch-Thüringisches Unterflöz/Flöz Laußig und Begleitsedimente) einschließlich aller Zwischenmittel gegliedert (STANDKE et al. 2002, 2005; STANDKE 2008b; vgl. Abb. 2.3; 3.1). Im „Atlas Tertiär Nordwestsachsen“ (RASCHER et al. 2005) wurden sie als Steingrimma- und Pegau-Schichten bezeichnet.

4.2.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die Profen-Formation ist flächenhaft vorrangig im Südraum Leipzigs verbreitet und in kleineren Arealen westlich von Leipzig und bei Bad Dübener. Insgesamt werden vier Gebiete (Abb. 4.2.1) mit sehr differenzierten Mächtigkeiten (Abb. 4.2.2) nachgewiesen, wobei die Ablagerungen vermutlich eng mit Subrosionsvorgängen im prätertiären Untergrund verbunden sind.

Das größte Areal wird durch die Ortslagen Zeitz, Hohenmölsen, Zwenkau, Borna, Altenburg und Meuselwitz umrissen. Hier ist die Schichtenfolge auf einer Fläche von über 750 km² zusammenhängend verbreitet, in der sich auch die gegenwärtig durch die MIBRAG mbH Theißen betriebenen Tagebaufelder Profen und Vereinigtes Schleenhain (Abbaufelder Schleenhain, Peres und Grotzcher Dreieck) befinden. Die dort gewonnenen Braunkohlen werden besonders zur Versorgung der Großkraftwerke Schkopau (Land Sachsen-Anhalt) und Lippendorf (Freistaat Sachsen) genutzt. Die dem Zechstein direkt auflagernden Schichten der Borna-Formation sind subrosiv beeinflusst, was sich in Lagerungsstörungen (grabenartige Absenkungen, Schichtverstellungen u. a.) und Mächtigkeitschwankungen äußert.

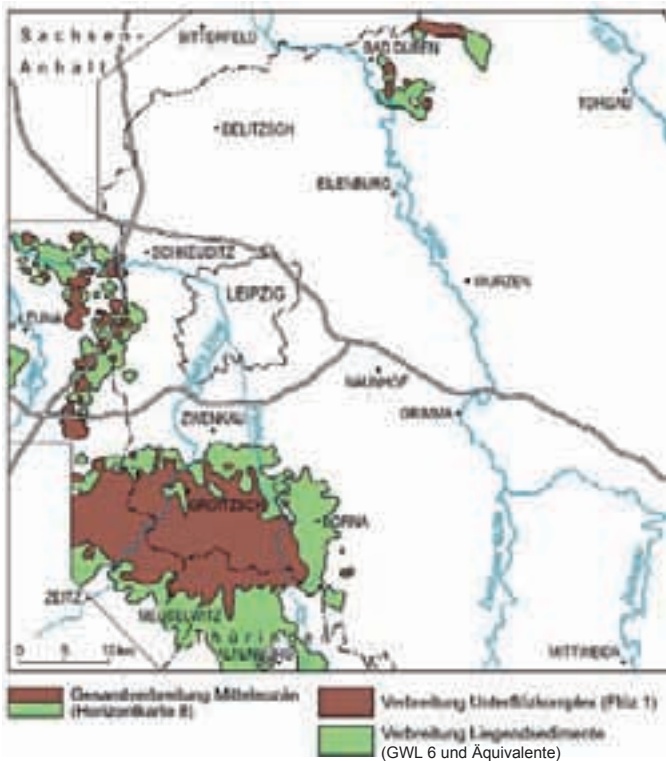


Abb. 4.2.1: Verbreitung der mitteleozänen Profen-Formation (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

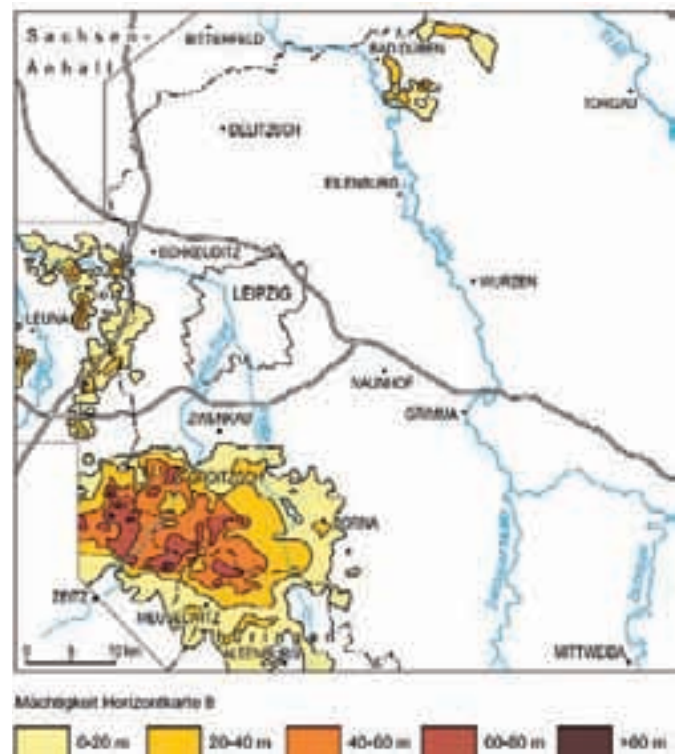


Abb. 4.2.2: Mächtigkeit der mitteleozänen Profen-Formation

ziehung zur hangenden Borna-Formation deshalb mit dem ersten Schluff unter dem Grundwasserleiter 5 (sog. Ältere Flusssande nach EISSMANN 1978b; vgl. Kap. 4.3), wobei der Schluff formal als Äquivalent des Unterflözkomplexes (Flöz 1) angesehen wurde. HÜBNER (1982) gibt für den von ihm untersuchten Raum (ehemalige Braunkohlenlagerstätte Merseburg-Ost in der Luppe-Aue östlich von Merseburg) an, dass die mitteleozäne Schichtenfolge etwa 2–5 m unterhalb des weit verbreiteten Flözes Bruckdorf (entspricht der Unterbank des Hauptflözkomplexes/Flöz 23u, vgl. Kap. 4.3) beginnt.

Die Sande weisen ein breites Kornspektrum mit Grob-Fein-Sequenzen zum Hangenden auf. Sie sind häufig glimmerführend und enthalten oft Xylite, Braunkohlengerölle und Pyrit-Konkretionen. Die basalen Abschnitte sind meist deutlich fluviatil geprägt (Abb. 4.2.4, 4.2.5; vgl. Kap. 4.8, Abb. 4.8.8). Eine erhöhte natürliche Radioaktivität in den Sanden des obersten Zyklus (GWL 6.1) weist auf Schwermineralseifen hin, die im Strandbereich eines Meeres angereichert wurden. Der Beleg eines bisher nicht bekannten Meereseinbruches im südwestlichsten Teil der Leipziger Bucht bereits im Mitteleozän erfolgte in jüngster Zeit durch den Nachweis von Wattsedimenten im oberen Teil der Merseburg-Schichten (GWL 6.1) im Rahmen von Kartierungsarbeiten im Tagebau Profen (RASCHER, unveröff., 2006, FRIEDRICH & SCHELLENBERGER 2009; Abb. 4.2.6).

Der marine Einfluss wird im Raum Schkeuditz durch das Auftreten mariner Dinoflagellatenzysten im Liegenden von Flöz Merseburg (SPP-Zone 16, Basis Bartonium; BLUMENSTENGEL 1999) erhärtet. Gelegentlich treten Tertiärquarzite auf. Die Sandabfolgen werden großenteils von weit aushaltenden Schluff-/Tonkomplexen mit konstanten Mächtigkeiten überlagert, in denen Braunkohlen- und Xylitlagen auftreten. Schwermineralogische Untersuchungen (AHRENS et al. 1974) in biostratigraphisch eingestuftem Vorkommen der Leipziger Bucht sowie deren südlichen Ausläufern und im Erzgebirge lassen für den Zeitraum der Merseburg-Schichten unterschiedliche Sedimentschüttungen erkennen. Die ältesten nachgewiesenen Vorkommen (SPP-Zone 15) liegen bei Meerane und Werdau sowie nördlich von Pegau (Großstorkwitz). Charakteristisch sind stabile Schwermineralassoziationen mit Turmalin, Zirkon und Rutil, die aus sedimentärem, permotriassischem Untergrund stammen. In Vorkommen der SPP-Zone 16 (höheres Mitteleozän), z. B. nördlich von Glauchau, tritt Andalusit als typisches Mineral für kontaktmetamorphe Schüttungen auf. Als Liefergebiet werden kontaktmetamorphe Hüllgesteine der Granite des Westerzgebirges und Fichtelgebirges angenommen. Im jüngsten Mitteleozän (SPP-Zone 17) tritt neben Andalusit erstmals Topas in Erscheinung, der auf fluviatile Schüttungen aus Graniten des Westerzgebirges und Fichtelgebirges hinweist (AHRENS et al. 1974). Zu den entsprechenden Vorkommen gehören u. a. Teile der Aufschlüsse bei Schmölln, Crimmitschau, Zwickau, Mosel, Oelsnitz sowie Ballendorf bei Bad Lausick und als südlichste Nachweispunkte die Sedimente unter den Basalten des Erzgebirges (Scheibenberg, Pöhlberg, Bärenstein).



Abb. 4.2.4: Grobklastisch ausgebildete Merseburg-Schichten (Grundwasserleiter 6), darüber Liegendton und Unterflözkomplex (Flöz 1), Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 1998).

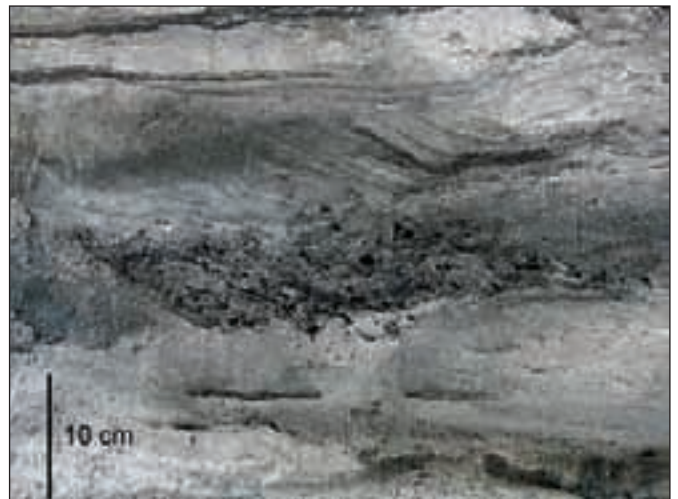


Abb. 4.2.5: Kiese und Sande im höheren Teil der Merseburg-Schichten (Grundwasserleiter 6) im Tgb. Profen, Detailausschnitt (Foto: G. Standke, 2006).

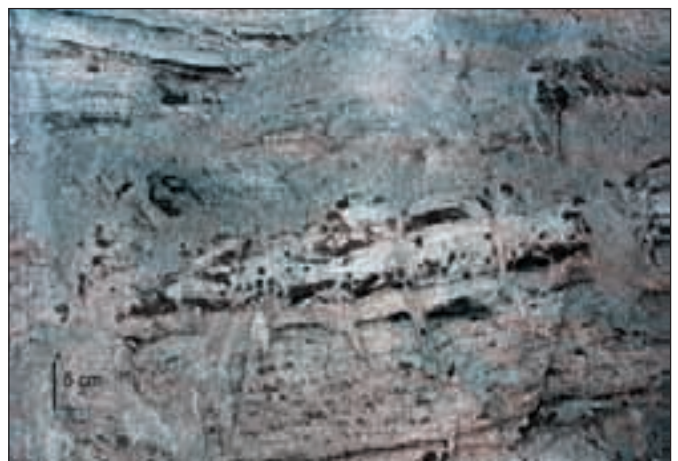


Abb. 4.2.6: Bioturbate marine Feinsande im Liegenden des Unterflözkomplexes (Grundwasserleiter 6), Tgb. Profen (Foto: L. Geißler, 2009).

Gelegentlich ist in den tonig-schluffigen Bildungen ein Flöz (Flöz x nach MEYER 1951) ausgebildet, das in die SPP-Zone 16 gestellt und mit Flöz Merseburg parallelisiert wird (BLUMENSTENGEL et al. 1999). Allerdings wurden alle sporadisch, z. T. in unterschiedlichen Niveaus auftretenden Flöze innerhalb der Abfolge als Flöz x bezeichnet. In Bohrungen aus dem Raum Domsen (1981) hat BLUMENSTENGEL nach einer Neuinterpretation (1998, unveröff.) ein Flöz, das über den Geiseltalflözen des Lutetiums liegt, als fragliches Flöz Merseburg oder Oberkohle des Geiseltals (SPP-Zone 15D/16?) bezeichnet (vgl. Abb. 4.1.2). In anderen Bohrungen traten in unterschiedlichen Niveaus (z. B. bei 71 m, 110 m bzw. 135 m Teufe im Niveau von Flöz x?) Blattreste und Blätterlagen auf, die in die SPP-Zone 15 oder 17 gestellt wurden.

Während der älteste Zyklus vorwiegend noch auf Subrosionssenken beschränkt ist, sind die beiden jüngeren Zyklen mit den Grundwasserleitern 62 und 61 bereits flächendeckend verbreitet (STANDKE 2002, 2008b). Mit der Ablagerung der Merseburg-Schichten sind die prätertiären Reliefunterschiede ausgeglichen. Das kann in einigen Arealen, wie der Braunkohlenlagerstätte Profen, infolge syndementär anhaltender Subrosionsvorgänge auch mit einer Reliefumkehr verbunden sein (MÜHLMANN 1982, EISSMANN 1985).

Die Schüttung des klastischen Materials der älteren Merseburg-Schichten erfolgte vermutlich ausschließlich von Süden bzw. Südwesten her (nach AHRENS et al. 1974) in Richtung der Leipziger Bucht. Die mesozoischen bis alttertiären Verebnungsflächen lieferten hauptsächlich den Quarzdetritus für die im Süden und Südosten vorwiegend grobklastischen (Fein- bis Grobkiese) Ablagerungen, die nach Norden und Nordwesten immer feinklastischer werden (MÜHLMANN 1982). Der aus dem Erzgebirge und dann über den Raum Mosel-Zwickau kommende sog. Zwickauer Fluss („Ur-Pleiße“, STANDKE 2008b) erreichte bei Altenburg die Leipziger Bucht, durchströmte diese in nordwestliche Richtung und floss im Nordwesten im Bereich der Werben-Domsener Pforte nach Norden ab (LAUER 1984). Für das obereozäne Alter des Flusslaufes werden die in Tertiärquarziten erhaltenen Pflanzenreste herangezogen (FISCHER 1950; vgl. Kap. 4.3.3; 6.3, Abb. 6.3.2, 6.3.3). Der Flusslauf war aber sicherlich bereits im Mittelozän vorhanden, da die von DOLL (1982) durchgeführten sedimentologischen Untersuchungen am Grundwasserleiter 6.1 (Sandphase S1 bzw. GWL 6 bei DOLL) dessen fluviatilen Charakter belegen. Auf der LKT 50-Karte Blatt Leipzig ist im Raum Altenburg deshalb der untere Teil einer z. T. bis über 20 m mächtigen Kies/Sand-Wechselfolge (mit Schluff- und Tonlinsen) in die mittelozäne Borna-Formation gestellt worden.

Den Sedimenten der Merseburg-Schichten in der südlichen Weißelster-Senke mit den Kies/Sand/Ton-Rhythmen entspricht im westlichen Untersuchungsgebiet im Raum Leuna-Merseburg eine analog ausgebildete Schichtenfolge, die von HÜBNER (1982) und LEEFHELM et al. (1988) als Geiseltal-Schichten bezeichnet wurde. Die Grundwasserleiter werden in diesem Raum GWL 110, 120

und 130 benannt, wobei der GWL 110 mit dem GWL 61 der südlichen Leipziger Bucht (bzw. G 6/S1 i. S. v. DOLL 1982) parallelisiert werden kann. Die Sedimente wurden als kontinentale Abtragungsprodukte mit sich in unterschiedlicher (aber rascher) Senkungsintensität bildenden lokalen Subrosionsstrukturen gedeutet. Das Ergebnis dieser irregulären Auslagerung sind auffällig hohe Sandmächtigkeiten in den Zentren und eine sandig-schluffig-tonige Verzahnungsfazies an den Flanken (HÜBNER 1982). BLUMENSTENGEL (1999) fasst diese Ablagerungen mit jüngeren Bildungen als Raßnitzer Gruppe zusammen.

Wallendorf-Schichten

Im höheren Mittelozän kam es bei nachlassender Schüttungsaktivität von Süden zunächst zur Sedimentation eines Tonhorizontes (Liegendton, T1 bei DOLL 1982) und dann zu einer ersten großräumigen Vermoorung, die zur Entstehung des **Unterflözkomplexes** (Flöz I, 1) (vgl. Kap. 6.1) führte (vgl. Abb. 4.2.1). Das Flöz wird im Raum Borna-Zeitz als Sächsisch-Thüringisches Unterflöz (MEYER 1951), im Raum Halle-Leipzig als Flöz Wallendorf bezeichnet. Die Einstufung in die SPP-Zone 17 (früher: Etdorfer Bild) ist für beide Flözkörper sicher belegt (KRUTZSCH et al. 1992). Die Abfolge vom Liegendgrundwasserleiter (GWL 110) bis einschließlich des Flözes Wallendorf ist nach HÜBNER (1982) als Niemecker Schichten und nach STANDKE (2008b) als Wallendorf-Schichten bezeichnet worden.

Der Unterflözkomplex ist mit durchschnittlich 3–6 m Mächtigkeit nahezu flächendeckend in der südlichen und südwestlichen Leipziger Bucht verbreitet (vgl. Abb. 4.2.2). Die Mächtigkeiten des Flözkomplexes sind lokal starken Schwankungen unterworfen. In syngenetischen Subrosionssenken erreicht der Flözkomplex Mächtigkeiten von mehr als 50 m, wobei häufig mehrere vorwiegend tonige Zwischenmittel auftreten. Meist wird er durch nicht niveaubeständige Zwischenmittel in eine Unter- (1u) und eine Oberbank (1o) getrennt, die sich zeitlich jedoch nicht entsprechen (vgl. u. a. WAGENBRETH 1958; SPELTER 1963, PIETZSCH 1962, EISSMANN 1968, 1970, 1975, 1985). Es ist daher von mehreren Flözbildungszyklen auszugehen. An Prätertiärhochlagen keilt das Flöz meist aus.

Bisher ging man davon aus, dass hauptsächlich die Oberbank (Flöz 1o) flächendeckend auftritt, während die Unterbank auf Kesselstrukturen (Abb. 4.2.10) begrenzt war. Nach neueren Untersuchungen (z. B. RASCHER et al. 2006) zeigt sich, dass die Unterbank gebietsweise flächenhaft auch außerhalb der Subrosionssenken verbreitet ist, während die Oberbank intratertiär durch die Älteren Zeitzer Flusssande (Hauptgrundwasserleiter GWL 5) erodiert wurde. In diesen Fällen wird das eigentliche, meist tonige Zwischenmittel zwischen Unter- und Oberbank real zum Hangendsschluff/-ton der Unterbank.

In diesem bisher relativ unbekanntem Fundniveau treten im Tagebau Schwerzau fossile Pflanzenreste auf, deren Dominanz an Palmenblättern auf subtropisch bis warm-



Abb. 4.2.7: Unterflözkomplex (Flöz 1) im Randbereich des Neukieritzscher Kessels, Tgb. Vereinigtes Schleenhain (Foto: J. Engelhard & I. Kurmies, 2003).

temperates und humides Klima hinweist (Abb. 4.2.8). Möglicherweise gehört der Fundkomplex noch zum Florenkomplex Scheiplitz, könnte aber auch dem jüngeren Florenkomplex Zeitz zugeordnet werden (L. KUNZMANN, frdl. mdl. Mitt. 2010). Die Pflanzenreste führenden Tone treten im Hangenden der Unterbank auf, wobei nicht eindeutig klar ist, ob sie aus dem Zwischenmittel (= Hangendton Flöz 1, wenn dort die Oberbank 1o fehlt) oder dem erosiv eingreifenden Basisbereich der Älteren Zeitzer Flusssande (GWL 5) stammen. Nach MAI & WALTHER (2000) werden Floren aus dem Liegenden des Unterflözkomplexes in den Florenkomplex Scheiplitz gestellt, die MAI (1995) noch als Florenkomplex Zeitz bezeichnete.



Abb. 4.2.8: Palmenblätter (*Phoenicites borealis*) aus dem hangenden Ton über Flöz 1u im Tgb. Schwerzau (Foto: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

Der Unterflözkomplex enthält vor allem im Tagebau Profen auffällig oft Retinit (fossiles Harz), das von KRUMBIEGEL (frdl. mdl. Mitt. 2008) als Kranzit und damit als eine Bernsteinart definiert wurde (STANDKE 2008c). Das Harz tritt in großen Aggregaten bis zu mehreren Zentimetern Länge vor allem in der Unterbank, aber auch in einem lokalen schluffigen Zwischenmittel zwischen Unter- und Oberbank auf, das deutliche Strömungserscheinungen aufweist (Abb. 4.2.9). Dort ist die Bernstein-Anreicherung mit der in der ehemaligen Bernsteinlagerstätte Bitterfeld (Untermiozän) vergleichbar.



Abb. 4.2.9: Bernstein (Krantzit) im schluffigen Mittel zwischen den Flözen 1u und 1o im Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Charakteristisch für das Unterflöz sind die subrosionsbedingten sog. Kessel- (syngenetisch zur Moorbildung; Abb. 4.2.10, 4.2.11) und Lochstrukturen (epi- bzw. postgenetisch zur Moorbildung). Die infolge syngenetischer Senkung entstandenen Kesselstrukturen sind bevorzugt SW-NE (erzgebirgisch) bzw. NW-SE bis NNW-SSE ausgerichtet (MÜHLMANN 1982; DOLL 1982). Die Basisflächen der Kessel sind vielfach in sich nochmals kompliziert mit Brüchen, Verwerfungen, zusätzlichen weiteren räumlich begrenzten Absenkungen u. ä. aufgebaut, wofür EISSMANN (2000) instruktive fotografische Beispiele erbracht hat.

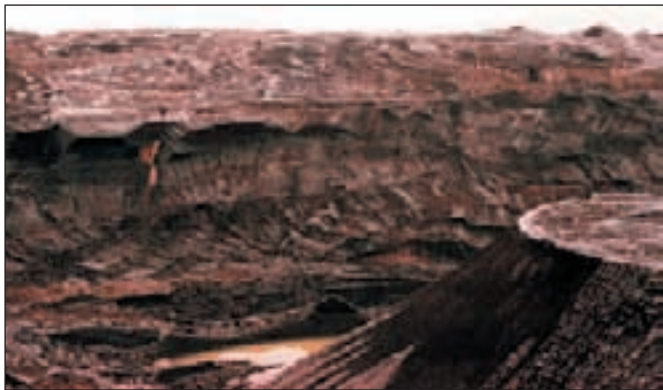


Abb. 4.2.10: Ausgekohlte Kesselstruktur im Unterflözkomplex (Flöz 1), Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2001).



Abb. 4.2.11: Flöz 1 mit Liegendton an der steil einfallenden Flanke einer Kesselstruktur im Tagebaufeld Profen (Foto: G. Standke, 2001).

Postgenetisch bildeten sich über Subrosionssenken in den bereits abgelagerten Horizonten lokale Senkungstrichter, die sog. Löcher. Diese sind post- bzw. epigenetische Flözverbiegungen ohne Mächtigkeitsveränderungen, d. h. die Absenkung erfolgte nach Abschluss der Flözbildung. Sie wurden dann wiederum durch jüngere Sedimente aufgefüllt. In den Lochstrukturen ist das Flöz stellenweise bis zu 30 m gegenüber der Umgebung abgesenkt. Kessel- und Lochstrukturen können sich überlagern (MEYER 1951; EISSMANN 1968, 1985).

Durch das engräumige Nebeneinander sowie die Überlagerung von Kessel- und Lochbildungen kommt es stellenweise zu sehr komplizierten Lagerungsverhältnissen. So erscheinen ursprüngliche Kessel durch benachbarte Lochstrukturen als „Berg“ und die Oberbank des jüngeren Hauptflözkomplexes (23o) liegt auf relativ kurzer Entfernung nahezu im gleichen Niveau wie der ältere Unterflözkomplex (Flöz 1). In den Kesseln kann die Flözmächtigkeit lokal auf 30–50 m, z. T. sogar darüber ansteigen (z. B. Rübsener Kessel 38,9 m, HÜBNER 1982; Luckaer Westkessel 42,8 m, ESCHER & BONDZIO 1977; Steingrimmaer Kessel 75 m, MÜHLMANN et al. 1977), wobei häufig mehrere, meist tonige Zwischenmittel auftreten können. Im südwestlichen Teil der Leipziger Bucht wird der Unterflözkomplex durch pleistozäne Abfolgen (HÄHNEL et al. 1984) sowie intreatertiär z. B. im Feld Groitzscher Dreieck (LENDL et al. 1990) durch sog. Flusssande des GWL 5 erodiert.

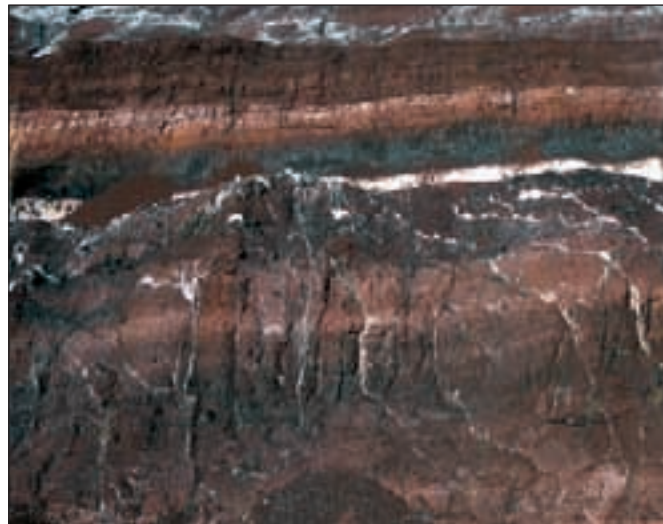


Abb. 4.2.12: Charakteristische, mit weißem Ton gefüllte Risse (Wurzelröhren?) im Unterflözkomplex, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2009).

Auffällig im Unterflözkomplex sind die im oberen Flözbereich sowohl der Unterbank (Flöz 1u) als auch der Oberbank (Flöz 1o) häufig auftretenden, mit hellen kaolinischen Tonen gefüllten Risse und Wurzelröhren (Abb. 4.2.12). In der Unterbank stammen sie vermutlich aus den Tonschichten des hangenden Zwischenmittels, während sie bei der Oberbank auf eine erosionsbedingte zeitliche Lücke zwischen Torfablagerung und den sie heute überlagernden Sedimenten hindeuten, da letztgenannte nicht tonig, sondern sandig ausgebildet sind (STANDKE 2008b). Dies könnte darüber hinaus auch als ein sukzessionsbedingtes natürliches Trockenfallen und Beenden der Torfakkumulation im Paläomoor interpretiert werden.

Im Nordosten des LKT 50-Bearbeitungsgebietes sind im Raum **Bad Düben** (LKT 50, Blatt Eilenburg) im Gegensatz zu den Vorkommen in der südwestlichen Leipziger Bucht ausschließlich Sedimente des höheren Miozäns (Bartonium, SPP-Zone 17) vorhanden. Das nordöstliche Verbreitungsgebiet liegt an der Nordostflanke der Dübener Senke. Das südöstliche Verbreitungsgebiet korrespondiert mit der Südwestflanke dieser Struktur. Die Tertiärbasis ist hier mit Werten von 80 bis 120 m u. NHN deutlich tiefer als in der nordöstlichen Senke (50 bis 85 m u. NHN). Durch die unterschiedlich mächtigen Sedimentfüllungen wird in beiden Teilsenken ein annähernd gleiches Oberflächenniveau der Borna-Formation geschaffen (um 50 m u. NHN). In einigen Teilen der südöstlichen Struktur sind jedoch deutlich tiefere Werte (70 bis 80 m u. NHN) als Ausdruck der dort fortschreitenden Absenkung zu verzeichnen. Die Ablagerungen bestehen in beiden Teilsenken aus einer Wechselfolge von tonig-schluffigen, z. T. kohligem und sandig-kiesigen Sedimenten, denen mehrere Flöze mit maximalen Mächtigkeiten von 15 bis 23 m eingeschaltet sein können. Sie wurden ursprünglich nach der Typuslokalität als Flöz Laußig bezeichnet (SPANGENBERG et al. 1985), entsprechen aber biostratigraphisch dem Unterflözkomplex (Flöz 1) bzw. Flöz Wallendorf (KÖHLER in SPANGENBERG et al. 1985).

Lokal geht die Kohlebildung des Unterflözkomplexes (Flöz 1) ohne sichtbare Mitteleinschaltung in die obereozäne Bildung des Flözes Bruckdorf über. In der Brg. 121/982 südöstlich von Bad Dübener wurde eine Untergliederung des 46 m mächtigen Flözes nur durch die palynologische Bearbeitung möglich (Abb. 4.2.13). Allenfalls wäre die Basis von Flöz Bruckdorf im geophysikalischen Messbild durch einen schwachen Ausschlag zu erahnen, da das sonst sandig ausgebildete Mittel zwischen dem Unterflöz („Flöz Laußig“) und dem Flöz Bruckdorf (SPP-Zone 17/18) hier gänzlich als (mineralisch verunreinigte) Braunkohle ausgebildet ist.

Östlich von Torgau treten mitteleozäne Ablagerungen auf, die als **Nichtewitz-Schichten** (TGL 25 234/08, 1981; GEISLER et al. 1988) bezeichnet und biostratigraphisch in die SPP-Zone 17 eingestuft wurden. Sie beginnen häufig mit einer Wechselfolge aus kohligem Schluffen, Tonen und Feinsanden, in der z. T. geringmächtige Braunkohlenflöze und lokal auch karbonatisierte Lagen enthalten sind. Im Hangenden folgt ein über 20 m mächtiges Braunkohlenflöz, das durch Zwischenmittel oft stark aufgesplittet ist (Flöz Nichtewitz). Die Ausbildung der Nichtewitz-Schichten ist vermutlich durch syngenetische Subrosionsvorgänge entscheidend beeinflusst worden, die zeitlich gestaffelt abliefen. Die Nichtewitz-Schichten sind mit durchschnittlich 20 bis 40 m Mächtigkeit in Subrosionssenken erhalten geblieben (GEISLER et al. 1988).

4.2.4 Problematika

Wie oben ausgeführt, wird anhand der gegenwärtigen palynologischen Belege der gesamte Unterflözkomplex (Flöz 1) in die SPP-Zone 17 gestellt. Nur in der bereits erwähnten biostratigraphisch untersuchten Brg. (15)126/81 (Domsen) konnte durch BLUMENSTENGEL (1998, unveröffentlicht) die ältere SPP-Zone 15 bestimmt werden (vgl. Abb. 4.1.2). Deshalb vermutet STANDKE (2002), dass in einigen anderen Kesselstrukturen ebenfalls ältere Flöze auftreten könnten, die möglicherweise bisher zum Unterflözkomplex gerechnet wurden. Biostratigraphische Belege dafür wurden auch aus neueren Erkundungsbohrungen im Raum Lützen bisher nicht erbracht.

Für die Vorkommen im Raum Merseburg-Leuna ist die Zuordnung der Sedimente zur Profen-Formation durch den Nachweis der SPP-Zone 17 (und älter) gesichert (HÜBNER 1982, BLUMENSTENGEL in LEEFHELM et al. 1988; BLUMENSTENGEL 1999). Für den etwa südlich der Linie Bad Dürrenberg–Markranstädt liegenden Bereich existieren dafür jedoch keine paläontologischen Belege. Die Zuordnung der Sedimente zur Profen-Formation beruht hier auf Analogie zu den Vorkommen zwischen Wallendorf und Schkeuditz im Norden sowie den Vorkommen im Raum Profen-Zeitz-Borna im Süden, indem die im genannten Gebiet in Kesselstrukturen auftretenden mächtigeren Flöze (z. B. Brg. Gy Lützen 1/80 bei Lützen) dem Unterflözkomplex (1) zugeordnet wurden. Die Möglichkeit, dass es sich dabei um Kesselbildungen des jüngeren Hauptflözkomplexes (Flöz Bruckdorf, Flöz

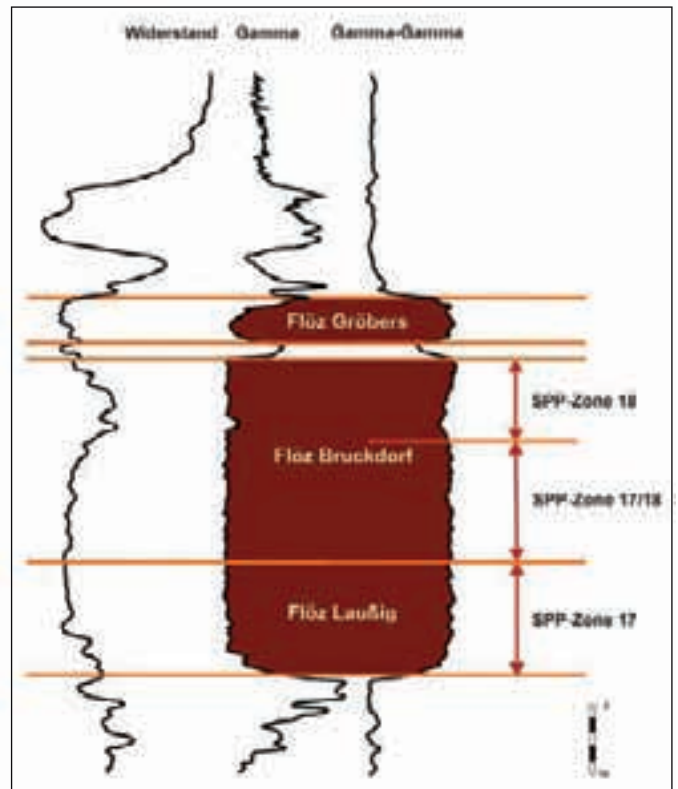


Abb. 4.2.13: Palynologisch nachweisbarer, scheinbar kontinuierlicher Übergang vom mitteleozänen Unterflözkomplex („Flöz Laußig“) in den obereozänen Hauptflözkomplex (Flöz Bruckdorf) (Brg. Bad Dübener 121/82). Der zeitliche Hiatus zwischen beiden Flözen ist makroskopisch nicht erkennbar.

23u; vgl. Kap. 4.3) handelt, ist jedoch nicht völlig auszuschließen, zumal die Mächtigkeit des Mittels zwischen den Flözen 23u und 1 bisweilen nur etwa 1 m beträgt und frühere Bearbeiter (STEINMÜLLER et al. 1982) diese Lagerungsverhältnisse auch so darstellten. Die Interpretation als Profen-Formation wird im oben beschriebenen Fall insgesamt für wahrscheinlicher gehalten als eine zeitliche Einordnung der Kesselbildung in die jüngere Flözbildungszeit. Bei einer flächenhaften Bohrungsauswertung im besprochenen Areal zeigte sich, dass mit der Ablagerung der Profen-Formation die Reliefunterschiede der prätertiären Landoberfläche ausgeglichen sind, wie dies auch für die weiter südlich gelegenen Vorkommen charakteristisch ist. Demgegenüber sind sichere Kesselbildungen im Hauptflözkomplex (Flöz 23) aus dem Raum Wallendorf-Lochau (Mächtigkeiten über 30 m, HÜBNER 1982) ebenso wie aus den Braunkohlenlagerstätten Schleenhain (> 25 m, DOLL 1982) und Profen (SPELTER 1959) bekannt.

4.3 Mittel- bis Obereozän Borna-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 7)

4.3.1 Definition und Abgrenzung

Obereozäne Ablagerungen (Priabon) sind bereits weitflächig im Südraum Leipzigs und lokal in Nordsachsen verbreitet (Abb. 4.3.1). Sie werden als **Borna-Formation** (STANDKE 2008b; Bornaer Folge B und C nach TGL 25 234/08) ausgehalten, die der Schönewalde-Formation im Raum Torgau entspricht. Biostratigraphisch wird die Borna-Formation in die SPP-Zonen 17/18, 18u, 18o und 19 eingestuft (KRUTZSCH et al. 1992, KRUTZSCH 2008). Sie ist damit überwiegend in das Obereozän (Priabonium) bei etwa 37,5 Ma bis 35 Ma zu stellen (vgl. Abb. 3.1). Als zeitliche Äquivalente gelten nach TGL 25 234/08 (LOTSCH 1981) die Untere und Obere Schönewalder Folge, die Lochauer Folge B und C und außersächsisch die Gehlberg- und Silberberg-Schichten. HÜBNER (1982) verwendet für die Sedimente zwischen Unterflöz- und Hauptflözkomplex die Bezeichnung Untere Lochauer Schichten und für Flöz Bruckdorf Mittlere Lochauer Schichten. Die Borna-Formation wird in Zeitz-Schichten (Ablagerungen zwischen dem Unterflöz- und dem Hauptflözkomplex), Bruckdorf-Schichten (Hauptflözkomplex und Begleitsedimente) (Horizontkarte 7) und Domsen-Schichten (Horizontkarte 6; Kap. 4.4) gliedert.

Die nachfolgend beschriebenen Ablagerungen der Horizontkarte 7 enthalten die Zeitz- und die Bruckdorf-Schichten einschließlich zeitgleicher Bildungen. Hinsichtlich der Grundwasserleiter sind der GWL 5 im Bornaer Raum (Ältere Zeitzer Flusssande), der GWL 100 im Gebiet um Merseburg und der GWL 98 im Raum Delitzsch-Bitterfeld vertreten. Auf die Problematik der Grenzziehung zwischen Borna- und Profen-Formation bei Fehlen des Unterflözkomplexes (Flöz 1) wurde bereits hingewiesen (Kap. 4.2.3). Im Gebiet westlich von Leipzig (Raum Lützen-Schkeuditz) ist die Oberbank (Flöz 23o) des Hauptflözkomplexes, dort als Flöz Schkeuditz bezeichnet, oftmals nur durch einen kohligen Ton („Ton, braun“ im Bohrungsschichtenverzeichnis) vertreten und deshalb bisweilen schwer zu identifizieren, zumal gebietsweise im darüber lagernden Horizont Zöschen (SPP19; vgl. Kap. 4.4) ebenfalls Braunkohlenflöze entwickelt sein können. Nach Bohrlochgeophysik zeigt sich häufig eine Schluff-Ton-Abfolge mit zwei deutlich ausgeprägten kohligen Schluffen, die biostratigraphisch den Horizonten Schkeuditz und Zöschen entsprechen sollen (vgl. Abb. 4.6.1, 4.6.5).

Im Westen des LKT 50-Blattes Leipzig ist Flöz 23o (Flöz Schkeuditz) nicht mehr nachweisbar. Die obere Horizontgrenze liegt dann innerhalb eines relativ homogenen Ton-/Schluff-Komplexes, kann aber noch durch einen Rückgang des Ausschlages im Gamma-Log der Bohrlochmesskurve infolge zunehmenden Sandanteils erkannt werden. Daraus entwickelt sich stellenweise ein regelrechter Sandhorizont (GWL 93 bei BLUMENSTENGEL et al. 1999), wobei die Horizontgrenze der Borna-Forma-

tion dann der Hangendgrenze des Grundwasserleiters entspricht (vgl. Kap. 4.3.3).

4.3.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die Borna-Formation ist südlich und westlich von Leipzig, d. h. zwischen Altenburg im Süden und Schkeuditz im Norden, flächendeckend verbreitet (Abb. 4.3.1). Die Areale des Plagwitzer Grauwackenrückens im Westen von Leipzig wie auch die des Otterwischer Grauwackenrückens nordöstlich von Borna sind nicht von den obereozänen Schichten bedeckt. Sie überragen sehr wahrscheinlich als Berge (vgl. EISSMANN 1997 und Kap. 5) den Sedimentationsraum während der Ablagerung der Borna-Formation. Im südöstlichen Teil der Leipziger Bucht zwischen Altenburg-Borna im Westen und der Zwickauer Mulde im Osten sind obereozäne Sedimente lokal in Senken erhalten geblieben. Weitere größere inselartige Vorkommen treten nordwestlich von Delitzsch sowie zwischen Eilenburg, Bad Dübener Heide und Torgau auf.

Die Borna-Formation überlagert entweder die Profen-Formation oder direkt den prätertiären Untergrund, an dem die Schichten auskeilen oder aber mit dem Anstieg des Untergrundes in den Bereich der pleistozänen Erosion gelangen (Westrand der Leipziger Bucht). Östlich von Borna haben sich die Thierbach-Schichten (vgl. Kap. 4.6) erosiv in die Borna-Formation eingeschnitten und diese lokal vollständig abgetragen.

Die größten Mächtigkeiten (Abb. 4.3.2) der Borna-Formation treten dort auf, wo sie durch die Profen-Formation unterlagert wird. Dies könnte auch ein Hinweis dafür sein, dass in diesen Gebieten flächenhafte Subrosionsprozesse auch noch im Obereozän andauerten. Die Schichten können hier 20–30 m, lokal sogar über 40 m mächtig werden, wobei die sog. Flusssandzonen (Kap. 4.3.3) einen Großteil der Schichtenfolge einnehmen. Ansonsten ist die Horizontmächtigkeit der Borna-Formation bei Fehlen der Profen-Formation vom Relief des prätertiären Untergrundes abhängig. Im Verbreitungsgebiet westlich von Leipzig beträgt sie bei direkter Prätertiärauflage meist weniger als 10 m und nordwestlich von Delitzsch lokal über 15 m.

4.3.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Die Sedimente der Borna-Formation wurden in Nordwestsachsen großenteils in einem Ästuarbereich abgelagert, der sich von Zeitz-Altenburg im Süden über den Raum Halle nach Nordwesten erstreckte (LOTSCH et al. 1969; STANDKE 2002, 2008b; FRIEDEL & BALASKE 2005; KRUTZSCH & BLUMENSTENGEL 2005; RASCHER et al. 2006, 2008; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009). Die Abfolge ist vor allem in der Leipziger Bucht durch ein Über- und Nebeneinander von fluviatilen und lagunären Bildungen, Gezeitenablagerungen und Küstensanden, aber auch durch weitflächige paralische Moorbildungen geprägt.

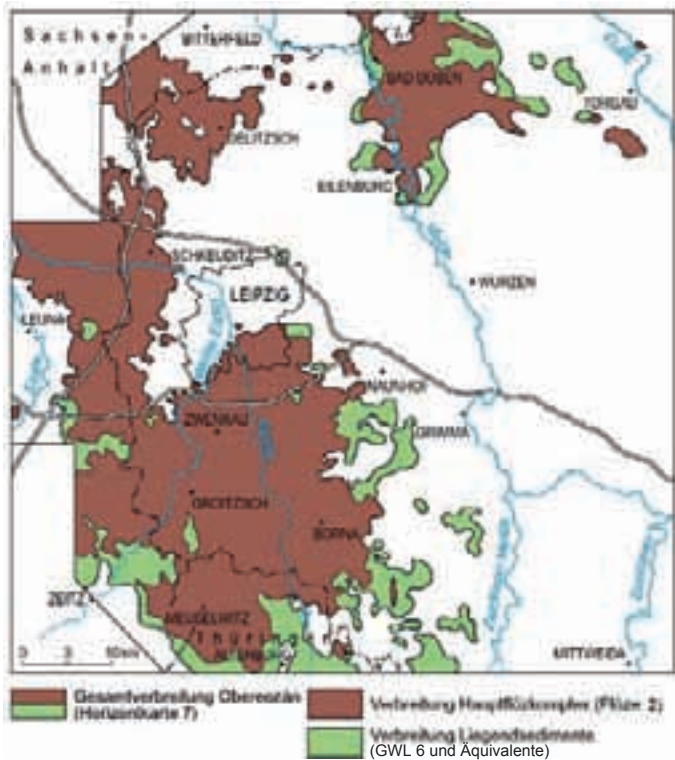


Abb. 4.3.1: Verbreitung mittel- bis obereozäner Sedimente (Borna-Formation und zeitgleiche Bildungen, vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

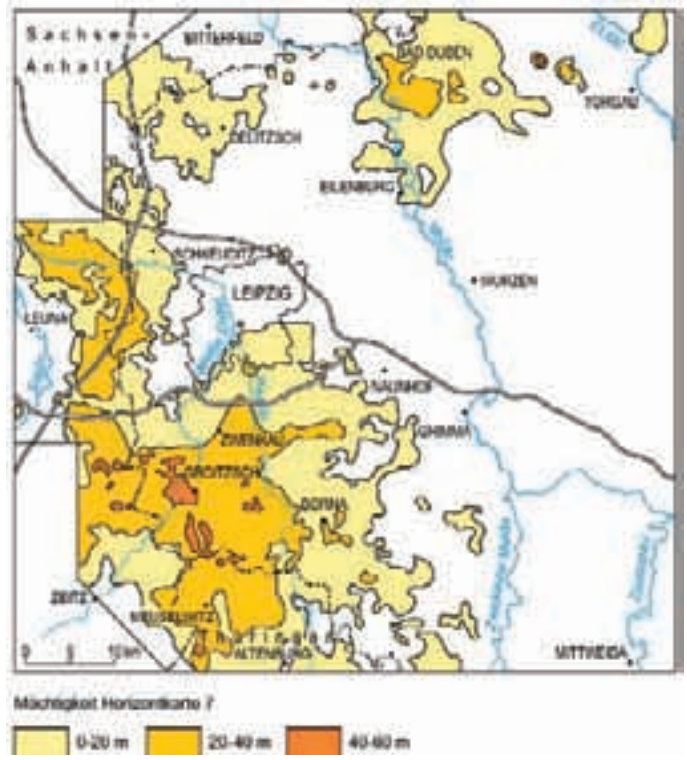


Abb. 4.3.2: Mächtigkeit der mittel- bis obereozänen Sedimente (Borna-Formation und zeitgleiche Bildungen).

Zeitz-Schichten

Die **Zeitz-Schichten** (SPP-Zone 17/18) im Grenzbereich zwischen Mittel- und Obereozän sind als klastische Ablagerungen im gesamten Südraum von Leipzig verbreitet (vgl. Abb. 4.3.1). Sie bilden das Mittel zwischen dem Unter- und Hauptflözkomplex. In Gebieten hoher Mächtigkeiten (Raum Groitzsch-Profen) wurden sie bisher als Ältere (Zeitzer) Flusssande bezeichnet (EISSMANN 1994). Sie waren im Tagebau Profen als sog. Hauptmittel (Grundwasserleiter GWL 5) großräumig aufgeschlossen. Die Schichtenfolge besteht vorwiegend aus mächtigen sandig-kiesigen Ablagerungen (GWL 5.1/5.2), in die lokal Tonlinsen (Altwasserarme) mit Pflanzenresten eingeschaltet sind. In höheren Abschnitten dominiert der z. T. flächenhaft verbreitete so genannte Luckenauer Ton (Abb. 4.3.3, 4.3.4). Aus den bindigen Ablagerungen sind vielfach fossile Pflanzenreste einer wärmeliebenden Flora (u. a. Myrthen-, Lorbeer- und Teegewächse, Palmen) geborgen worden (MAI & WALTHER 2000; KUNZMANN & WALTHER 2002; KUNZMANN et al. 2009), die eine Zeit mit subtropisch-humidem Klima repräsentiert und in das Obereozän eingestuft wird (Florenkomplex Zeitz; MAI & WALTHER 1983, 1985, 2000; MAI 1995).

Die bereits im Mittelozän erfolgte Entwässerung der aus dem erzgebirgisch-nordböhmischem Territorium kommenden Flüsse in die Leipziger Bucht setzte sich auch im Obereozän fort. Die Ablagerungen des von Süden/Südosten her in die Leipziger Bucht strömenden sog. Zwickauer Flusses (LAUER 1984) sind bis Windischleuba nördlich von Altenburg in Form von Fein- bis Mittelkiesen nachweisbar. Sie wurden als Ältere (Zeitzer) Flusssande bezeich-



Abb. 4.3.3: Fluvial-ästuarine Schichtenfolge (Ältere Zeitzer Flusssande, GWL 5, „Hauptzwischenmittel“); darüber Luckenauer Ton und Flöz 23u, Zwischenmittelton 23u/23o und Rest des bereits abgebauten Flöz 23o, Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2004).

net (z. B. EISSMANN 1968, 1970, 1994) und entsprechen dem Grundwasserleiter GWL 5 (vgl. Kap. 4.8, Abb. 4.8.8). Für das obereozäne Alter liegen u. a. Florenbestimmungen von Mosel bei Zwickau (FISCHER 1950) und aus der Kiesgrube Nobitz östlich von Altenburg vor (KRUTZSCH 1961, unveröff.). In der Tongrube Frohnsdorf, ca. 10 km südöstlich von Altenburg, treten über dem sog. Unterton, der stratigraphisch dem Luckenauer Ton unter dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) entsprechen soll, laminierte Feinsande mit Schwermineralanreicherungen auf, die typisch für Strand- und Dünen- sande im Küstenbereich sind (STANDKE 2002, 2003b). Auch im Liegenden des Tones weisen Sande mit Spurenfossilien auf marine Beeinflus-



Abb. 4.3.4: Fluvial-ästuarine Sande (Ältere Zeitzer Flussande, Hauptgrundwasserleiter GWL 5) zwischen Unterflöz und Hauptflözkomplex; im oberen Teil deutliche Rinnenstrukturen, darüber Luckenauer Ton, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2002).

sung hin. Aus den Tonen geborgene Pflanzenreste (Florenkomplex Zeitz, Abb. 4.3.5) werden in das Obereozän gestellt (MAI & WALTHER 1985, 2000).

Generell überwiegen im südwestlichen Teil der Leipziger Bucht (Gebiet Meuselwitz-Zeitz-Hohemölsen-Zwen-

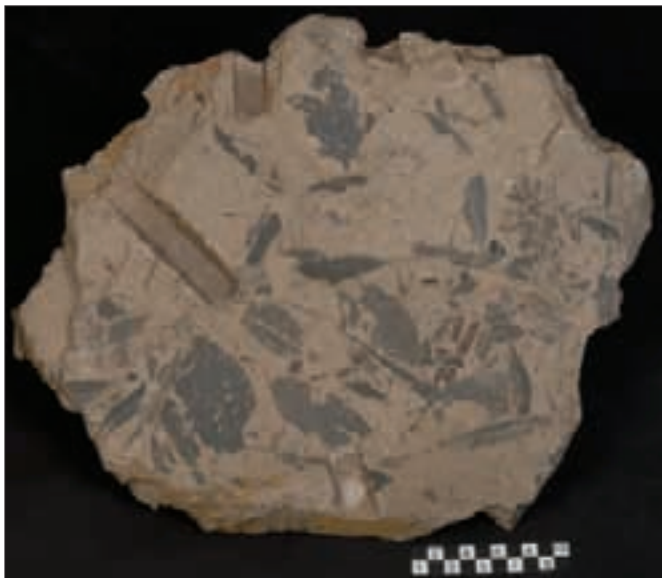


Abb. 4.3.5: Typische Blätterflora des Makro-Florenkomplexes Zeitz (Luckenauer Ton). Vorwiegend immergrüne, subtropisch bis warm-temperate, humide Waldvegetation (heutige Evergreen broad-leaved forest sind analog); sog. Flöz-III-Äquivalent, flussbegleitender Auenwald mit *Rhodomyrtophyllum reticulosum* (ausgestorbene Myrtaceae) und *Eotriponobalanus furcinervis* (ausgestorbene Fagaceae), Obereozän, Tgb. Vereinigtes Schleenhain (Foto: L. Kunzmann, 2009, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

kau-Borna) sandige Ablagerungen. Sie machen den Hauptanteil der Sedimente zwischen Unter- und Hauptflözkomplex aus (Ältere Zeitzer Flussande = Grundwasserleiter GWL 5 bzw. Sandphase S2 bei DOLL 1982). Sie treten auch noch als Mittel im Hauptflöz selbst auf (GWL 4 bzw. Sandphase S2M nach DOLL 1982).

Der im Raum südlich von Leipzig weitflächig verbreitete, durchschnittlich rund 5 m mächtige Grundwasserleiter GWL 5 kann in linearen Zonen 30 m und mehr erreichen. Diese Strukturen wurden von verschiedenen Autoren als sog. **Flusssandzonen** interpretiert (z. B. „Ältere (Zeitzer) Flussande“ nach EISSMANN 1968, 1970, 1994) (Abb. 4.3.6). Die meist in SE-NW-Richtung verlaufenden Flusssandzonen sind vor allem im Gebiet des Tagebaues Vereinigtes Schleenhain (Felder Peres, Schleenhain, Grotzscher Dreieck) markant ausgebildet (DOLL 1982; STANDKE 2002; JUNGE et al. 2002), werden aber auch aus den Profener Feldern (MÜHLMANN 1982; LAUER 1984) sowie der daran nördlich anschließenden Braunkohlenlagerstätte Werben-Sittel beschrieben (KOSTELETSKY et al. 1991). Im Raum westlich von Leipzig sind keine diesbezüglichen Bildungen bekannt (HÜBNER 1982; LEEFHELM et al. 1988).

Die Flusssandzonen sind in der Vergangenheit, wie der Name bereits ausdrückt, als ausschließlich fluviatile Bildungen angesehen worden. Noch EISSMANN (1994) spricht von dominierender fluviatiler Sedimentation bis zur Bildung des Hauptflözes, „wobei sich erstmalig eine durchgehende Flusssandzone entwickelt.“ Im Gegensatz zu dieser Auffassung vermuteten bereits LOTSCH et al. (1969) für diesen Zeitabschnitt großräumige Ästuarie, die sich bis in die Leipziger Bucht fortsetzen. Neuere lithofazielle Untersuchungen (STANDKE & SUHR 1998; STANDKE 2002, 2008b; RASCHER in Hausdorf et al. 2000, RASCHER

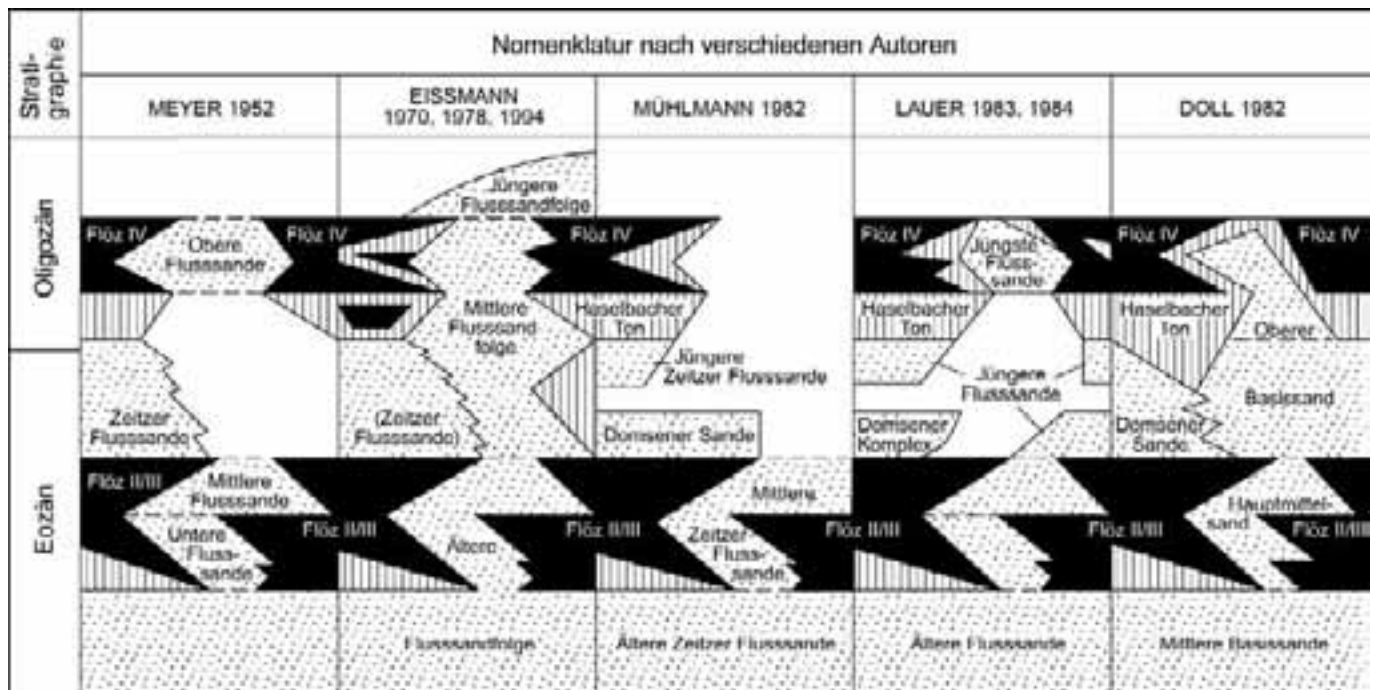


Abb. 4.3.6: Darstellung der Flusssandzonen in der Leipziger Bucht (Weißelster-Senke) nach verschiedenen Autoren.

et al. 2006) bestätigen diese Interpretation, zeigen sie doch, dass die sog. Flusssandzonen zumindest teilweise marine, küstennahe Bildungen darstellen. In jüngster Zeit wird für die fluviatil-ästuarin-marinen Abfolgen, die von Südost nach Nordwest in den Halle-Helmstedter Raum durch die Leipziger Bucht („Flusssandzonen“) und das westlich anschließende Gebiet verlaufen, der Begriff „mitteldeutsches Ästuar“ verwendet (z. B. KRUTZSCH & BLUMENSTENGEL 2005; FRIEDEL & BALASKE 2005; KRUTZSCH 2008). Es ist im sächsischen Raum im Mittel- bis Obereozän wirksam und durch eine Verlagerung der Faziesräume geprägt, indem sich der marine Einfluss immer weiter nach Süden durchsetzt und letztlich bis nach Thüringen (Zeitlitz-Altenburg) reicht (STANDKE 1998b, 2002).

Im Tagebau Profen besteht die Sedimentfolge (GWL 5) zwischen dem Unterflözkomplex (Flöz 1) und dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) aus mehreren, jeweils 2–3 m mächtigen Faziesseinheiten (STANDKE (2002, 2008b). Über dem Unterflöz treten zunächst kiesige Fein- bis Grobsande auf, die mitteldimensionale Rinnen mit ebener und trogförmiger Schrägschichtung bilden. Häufig sind kohlige, sekundär mit Sand gefüllte Baumstämme und Xylite zu beobachten, die NW-SE eingeregelt sind. In manchen Schrägschichtungskörpern sind stark bioturbate Bereiche ausgeprägt, in denen u-förmige Strukturen auffallen, die an Ausgleichsgefüge von Bivalven (Muscheln) erinnern (WALTER 1997). Die Abfolge kann im unteren Teil als fluviatil-ästuarin und im die im oberen Teil als intertidal interpretiert werden (Mischwatt, Brecher-Zone, nach SCHÄFER 2005, SCHÄFER et al. 1996). Die im Hangenden folgende Feinsand-Schluff-Wechselagerung entspricht Bildungen des Oberen bis Unteren Vorstrandes, wobei die basale Gezeitschichtung allmählich in stärker bioturbate Abschnitte übergeht, was auf eine Vertiefung des Sedimentationsraumes hinweist. Die dar-

über folgenden sandig-kiesigen Bildungen zeugen von erneuten regressiven Tendenzen. Die eingelagerten pflanzenführenden Tonlinsen können als Stillwasserbildungen (Altwasserarme?) einer floodplain gedeutet werden. Genetisch analoge Sedimentfolgen sind inzwischen auch aus anderen Aufschlüssen bekannt geworden. Mitunter schaltet sich im oberen Bereich ein aschgrauer Sandhorizont ein, der ähnlichen Bildungen in den Domsen-Schichten entspricht. Im Tagebau Schwerzau ist eine deutliche Zweiteilung des GWL 5 ausgeprägt, die im basalen Abschnitt gröbere Sande und im oberen Abschnitt Rinnenstrukturen mit feineren Sanden aufweist, die vom weißgrauen Luckenauer Ton überlagert werden.

Eine der Flusssandzonen des GWL 5 verläuft zwischen Altenburg, dem ehemaligen Tagebau Groitzscher Dreieck sowie den Orten Groitzsch-Pegau, wo sie Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen kann (Ältere Haupt-sandzone i. S. v. DOLL 1982). Im Raum Profen werden Mächtigkeiten von über 20 m beschrieben (MÜHLMANN et al. 1977). Lokal erfolgte eine kontinuierliche Sedimentation, wobei die Sande des GWL 5 unter Ausfall des Liegendtones bzw. der Unterbank des Hauptflözes (Flöz 23u) in die Sande des GWL 4 übergehen und eine stratigraphische Trennung der beiden Grundwasserleiter bisweilen problematisch wird. Die Gesamtmächtigkeit dieser Sandfolge kann über 30 m erreichen. Die Mächtigkeitszunahmen erfolgen dabei relativ rasch, beispielsweise im Feld Schleenhain auf einer Entfernung von 500 m von 0 auf rund 22 m (LINKE et al. 1978). Die Korngrößenzusammensetzung des GWL 5 ist abhängig von der Lage zur Flusssandzone. DOLL (1982) gibt für das randlich gelegene Kohlenfeld Schleenhain eine Zusammensetzung mit 1 % Kies, 37 % Grobsand, 56 % Mittel- und Feinsand sowie 6 % Schluff an, während im Bereich der Sandzone selbst (Braunkoh-

lenfeld Groitzscher Dreieck) die entsprechenden Werte 37 % Kies, 18 % Grobsand, 45 % Mittel- und Feinsand betragen (LENDL et al. 1990).

Ein weiterer wesentlicher Hinweis für die marine Beeinflussung der südlichen Leipziger Bucht im Obereozän war der Nachweis des Spurenfossils *Ophiomorpha nodosa* in Sanden unmittelbar unter dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) (STANDKE & SUHR 1998; STANDKE 2002, 2008). Das Spurenfossil *Ophiomorpha* gilt als Wohnbau des Krebses *Calianassa* und ist charakteristisch für marines Flachwasser der Küstensandfazies (SUHR 1982, 1988; PETZELBERGER 1994; WALTER 1997; BROMLEY 1999).

Der über weite Flächen im Liegenden des Hauptflözkomplexes (23) verbreitete sog. **Luckenauer Ton** wird als lagunäre Bildung im Bereich des Supratidals bzw. Rückstaubildung gedeutet (STANDKE & SUHR 1998, STANDKE 2002). Der Luckenauer Ton weist im Raum Profen seine größten Mächtigkeiten mit etwa 15 m in einem knapp 1 km breiten Streifen zwischen den Ortslagen Dobergast und Queisau auf (MÜHLMANN et al. 1977). In den östlich gelegenen Kohlenfeldern Peres, Schleenhain und Groitzscher Dreieck ist der Ton hingegen nur wenige Meter stark. Die bindigen Ablagerungen führen fossile Reste wärme liebender Pflanzengemeinschaften (MAI & WALTHER 2000) wie subtropischer Regen- und Lorbeerwälder, Kiefern-Lorbeerwälder und Moor-Lorbeergehölze. Stratigraphisch sind die Pflanzen dem obereozänen Florenkomplex Zeit zuzuordnen (MAI & WALTHER 1983, 1985).

Bruckdorf-Schichten

Die **Bruckdorf-Schichten** (Obereozän, SPP-Zone 18) umfassen die Ablagerungen des **Hauptflözkomplexes** (vgl. Abb. 4.3.1, Flöz II/III, Flöz 23, Bornaer/Thüringer Hauptflöz, Flöze Bruckdorf und Schkeuditz) einschließlich aller Zwischenmittel (GWL 4) und Flözaufspaltungen. Der Hauptflözkomplex wird durch eine von Altenburg über Groitzsch nach NW verlaufende „Flusssandzone“ (GWL 4) in zahlreiche Flözbänke aufgespaltet (vgl. Abb. 4.3.10), die hauptsächlich im Raum Schleenhain, Groitzsch und Peres (HÄRTEL & SPRINGER 1988) in großer Mächtigkeit ausgebildet ist (Ältere Flusssande, mittlerer und jüngerer Teil, EISSMANN 1994). In diesem Bereich treten die Flözbänke in reduzierter Mächtigkeit auf, bzw. fehlen völlig. Ältere Vorstellungen gingen von einem zusammenhängenden Hauptflöz aus, das durch die Flusssande in geringmächtige Teilflöze aufgespaltet wurde (z. B. PIETZSCH 1925, 1962; LOTSCH et al. 1969; vgl. Kap. 6.1). MEYER 1951 gliederte den Hauptflözkomplex in das östlich der Flusssande verbreitete etwas ältere Bornaer Hauptflöz (Flöz II, 2; Flöz 23u) und das westlich davon ausgebildete Thüringer Hauptflöz (Flöz III, 3, Flöz 23o), wobei sich Ausläufer der Flöze gebietsweise überlagern bzw. in der Flusssandzone verzahnen. Das dort meist nur geringmächtige Flöz 3 ist oft mehr als 10 Meter über dem Hauptflöz (Flöz 2) anzutreffen. Da die Zuordnung der Flözbanke in den Aufspaltungsbereichen oft nicht eindeutig möglich ist, erfolgte in der Praxis die zusammenfassende Bezeichnung Flöz II/III bzw. Flöz 23, wobei die zahlreichen Flözaufspaltungen lagerstättenbezogen gegliedert wurden. Die stratigraphische Zu-

ordnung der Flözbänke konnte in jüngster Zeit präzisiert werden (RASCHER et al. 2006, 2008; vgl. Kap. 6.1).

In Nordsachsen und Sachsen-Anhalt wird Flöz 2 (Bornaer Hauptflöz, Flöz II) mit Flöz Bruckdorf und Flöz 3 (Thüringer Hauptflöz, Flöz III) mit Flöz Schkeuditz parallelisiert. Sowohl das Thüringer als auch das Bornaer Hauptflöz weisen eine charakteristische Farbbänderung auf, die u. a. auf unterschiedliche Moorbereiche und Pflanzenvergesellschaftungen sowie auf differenzierte Veränderungen des Paläotorfes zurückgeht (Abb. 4.3.7, 4.3.8). Teilweise treten Quarziteinlagerungen (verkieselte Sandlinsen) im oberen Flözbereich auf, die auf klastischen Eintrag in das Moor zurückzuführen sind. Der gesamte, flächenhaft weit aushaltende Bereich der „Aufspaltungszonen“ wurde ästuarin beeinflusst. Dabei sind die höchsten Sedimentmächtigkeiten in den Fließrinnen (eigentliche Flusssandzonen) zu verzeichnen. Zwischen den einzelnen Sequenzen sind zeitliche Lücken anzunehmen. Im Tagebau Profen wurden im Mittel zwischen der Unter-

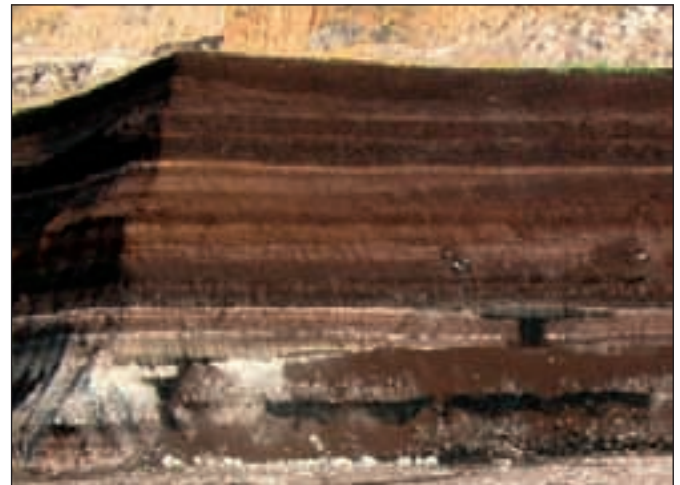


Abb. 4.3.7: Hauptflözkomplex (Flöz 23u) mit deutlicher Farbbänderung, im Liegenden Luckenauer Ton, Tgb. Vereinigtes Schleenhain (Foto: J. Rascher, 2008).



Abb. 4.3.8: Aufgespaltener Hauptflözkomplex: Flöz 23u mit Luckenauer Ton im Liegenden, darüber fluviatil-ästuarine Sande des GWL 4 sowie die Flöze 23o1 und 23o2 (letzteres bis auf Rest abgebaut), Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2006).

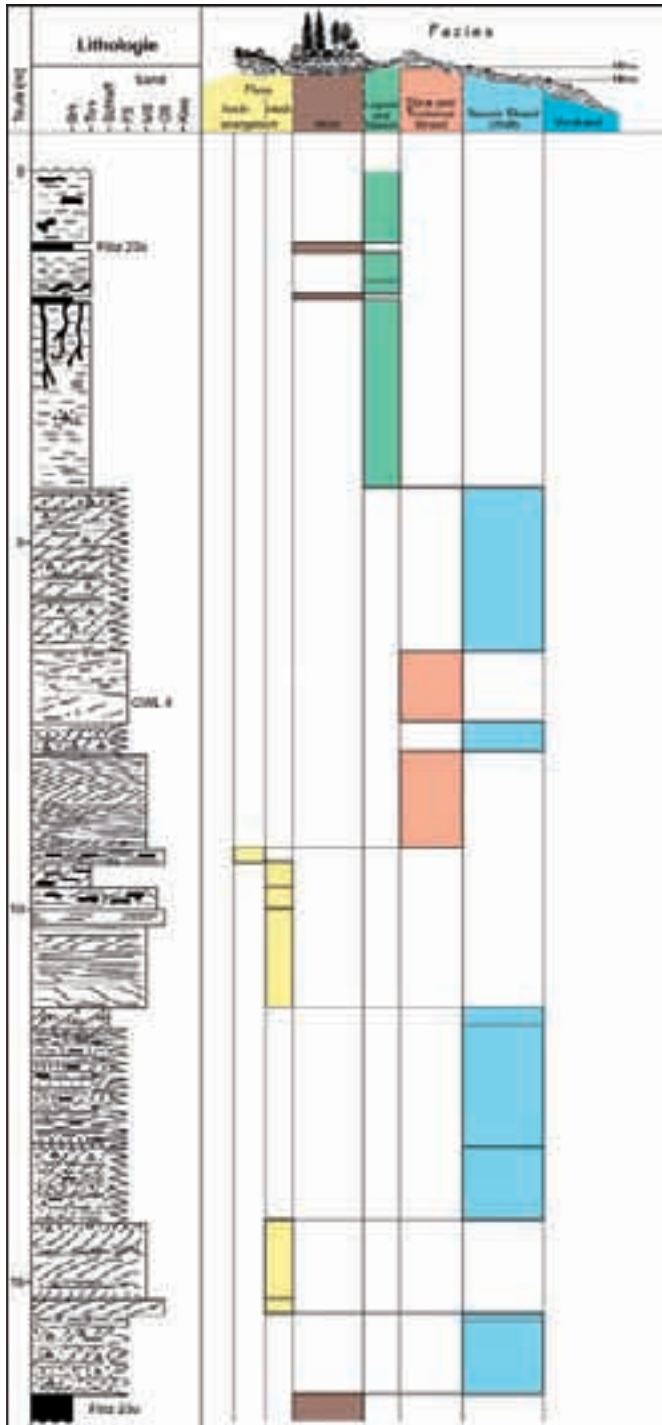


Abb. 4.3.9: Lithofazielle Ausbildung des GWL 4 im Tgb. Vereinigtes Schleenhain (nach RASCHER in HAUSDORF et al. 2000).

bank und der Oberbank des Hauptflözes (GWL 4) Gezeitenablagerungen und das Spurenfossil *Ophiomorpha* als Hinweis auf eine marine Beeinflussung beobachtet. Aktuelle Ergebnisse zur Flözgliederung und der Entwicklung der Ästuarie finden sich in RASCHER et al. (2006, 2008; vgl. Kap. 6.1).

Auch JUNGE et al. (2005) beschreiben nach eingehenden sedimentologisch-geochemischen Untersuchungen im Tagebau Groitzscher Dreieck die Gliederung des Zwischenmittels im Hauptflözkomplex (GWL 4.2) in einen

basalen fluviatilen und einen marin-ästuarin geprägten Abschnitt. Massenansammlungen fossiler Baumstämme innerhalb des fluviatilen Abschnittes zeigen eine deutliche Nord-Süd-Einregelung bei starken Strömungsverhältnissen. Paläoxytomische Untersuchungen an den fossilen Hölzern ergaben, dass die meisten Hölzer zur ausgestorbenen Gattung *Doliosstroboxylon* DOLEZYCH nov. gen. gehören, die eine Stellung zwischen Araucariaceae und Taxodiaceae belegen (HEMPEL et al. 2005). Die Übereinstimmung mit *Doliosstrobos taxiformis* (STERNBERG) Z. KVACEK emend. KUNZMANN als ausgestorbener „Riesenkönifere“ weisen sie als Hauptflözbildner während des Alttertiärs in der Leipziger Bucht aus (JUNGE et al. 2005).

Die **Aufspaltung des Hauptflözkomplexes (Flöz 23)** in der südwestlichen Leipziger Bucht in einzelne Flöze (Flözbänke) wurde von PIETZSCH bereits 1925 als „teilweise Zerschlagung ... infolge der Sand- und Kiesablagerungen eines Flusses, der das Braunkohlenmoor durchströmte“, gedeutet. Dieser Interpretation folgten später auf Grund verschiedener Untersuchungen auch andere Autoren (z. B. DOLL 1982, 1984; HALFAR 1994; HALFAR & RIEGEL 1995; KUNZMANN 1995; HALFAR et al. 1998). In jüngster Zeit konnten die Befunde durch kohlenfazielle und sedimentologische Untersuchungen (Abb. 4.3.9) unter Berücksichtigung biostratigraphischer Daten neu interpretiert werden (RASCHER et al. 2006, 2008, Abb. 4.3.10; vgl. Kap. 4.8, Abb. 4.8.8). Details dazu sind in Kap. 6.1 beschrieben.

Auch im Ergebnis lithofazieller Profilkartierungen des GWL 4 in den Tagebauen Schleenhain und Profen (STANDKE 1998a, 2004, unveröff.) zeigte sich, dass die als Flusssandzonen bezeichneten Abfolgen nur partiell fluviatile Anteile aufweisen, zum größeren Teil jedoch aus Gezeitesedimenten unterschiedlicher Faziesbereiche bestehen. So treten meist basal flasergeschichtete landnahe Wattsande auf (Sandwatt). Die schräggeschichteten, gröberen Partien entsprechen der landferneren Rinnenfazies des Gezeitenmeeres (Abb. 4.3.11), die teilweise von bioturbaten, marinen Sanden (Oberer Vorstrand) überlagert werden (Abb. 4.3.12). Ähnliche Interpretationen ergeben sich auch nach sedimentologischen Befunden aus dem Tagebau Profen (ERTEL 2006; Abb. 4.3.13).

Während der Hauptflözbildung verlagerte sich die Sandakkumulation nach Nordwesten und fand ihr Maximum in der Mittleren Hauptsandzone (DOLL 1982), die von Altenburg kommend zunächst nach Norden verläuft, um dann südlich von Böhlen in eine NW-SE-Richtung umzuschwenken. Die Sande können in dieser Zone über 30 m Mächtigkeit erreichen. Lokal ist ein Ausfall der Oberbank des Hauptflözes zu beobachten, wobei dann eine Kommunikation mit dem über dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) folgenden Grundwasserleiter 3 besteht. Die Grenze zwischen beiden Grundwasserleitern wird dabei i. d. R. nur durch eine dezimetermächtige, nicht durchgängig verbreitete Schluffschicht als Äquivalent des Thüringer Hauptflözes (Flöz 3 bzw. Flöz 23o) markiert. Besonders deutlich lässt sich die Abspaltung der einzelnen Flöze in den bohrlochgeophysikalischen Meßkurven nachvollziehen (Abb. 4.3.14).

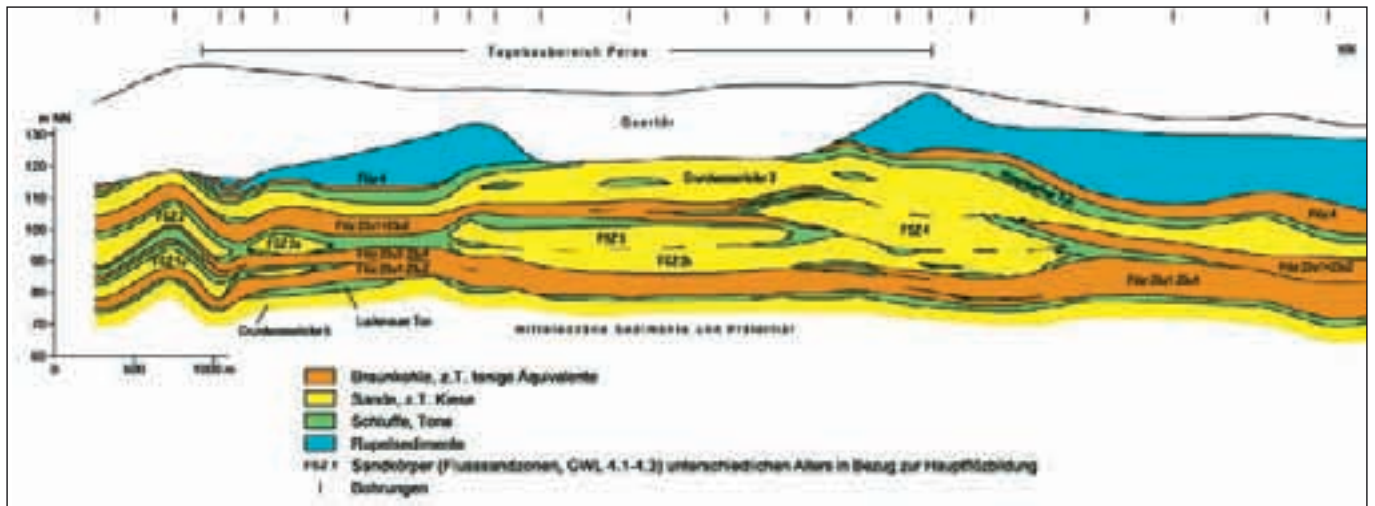


Abb. 4.3.10: Ausbildung der sog. Flusssandzonen zwischen Hauptflöz- (23u, 23o) und Oberflözkomplex (Flöz 4) und die altersmäßigen Beziehungen zu den einzelnen Kohlenflözen (-bänken) des Hauptflözkomplexes, Tgb. Peres (nach RASCHER et al. 2006, 2008).

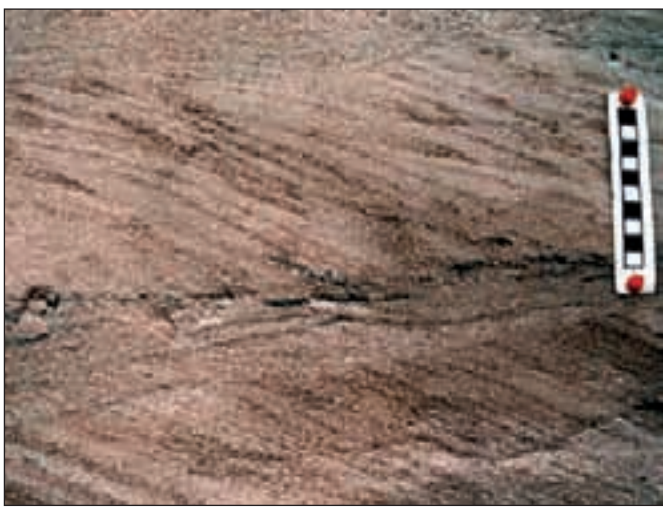


Abb. 4.3.11: Gezeitensedimente der Rinnenfazies (Brecherzone nach Schäfer et al. 1996) aus dem tieferen Teil des GWL 4 im Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).



Abb. 4.3.12: Bioturbate flachmarine Feinsande im Hangenden der Gezeitenrinnen, GWL 4 im Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Biostratigraphisch wird der Hauptflözkomplex in die SPP-Zone 18 (Priabon) eingestuft, wobei sich eine Untergliederung in 18u (Flöz 2/Bruckdorf) und 18o (Flöz 3/Schkeuditz) vornehmen lässt, die eine größere zeitliche Lücke repräsentiert (KRUTZSCH et al. 1992). Dabei ist jedoch nicht immer eindeutig, ob das Flöz 3 im Sinne des Thüringer Hauptflözses oder als Hangendabspalter von Flöz 2 im Bereich der Flusssandzonen zu verstehen ist. KRUTZSCH (2008) gliedert inzwischen die Flözfolge in weitere Subzonen (18u1...18o1...), die jedoch im konkreten Flözverband flächenhaft nicht zu verfolgen sind. Auch die als Präzedenzfall geführte pollenstratigraphische Gliederung im Raum Profen (KRUTZSCH & LENK 1973) lässt sich schon heute aufgrund unaktueller Flöz(bank) bezeichnungen nicht mehr nachvollziehen.

Nach palynologischen Untersuchungen (BLUMENSTENGEL et al. 1996; KRUTZSCH 2008) können die im Raum Schkeuditz-Markranstädt-Merseburg im Westen von Leipzig vorkommenden **Flöze Bruckdorf** und **Schkeuditz** den SPP-Zonen 18u und 18o zugeordnet werden. Zeitgleiche Bildungen finden sich in der südlichen Leipziger Bucht zwischen Zeitz und Borna im dortigen Hauptflözkomplex (Bornaer Hauptflöz/Flöz 2 bzw. 23u, SPP-Zone 18u und Thüringer Hauptflöz/Flöz 3 bzw. 23o, SPP-Zone 18o; KRUTZSCH et al. 1992). Im Rahmen der Bearbeitung des LKT 50-Blattes Leipzig (ESCHER et al. 1998–2002) konnte die Parallelisierung des Flözses Schkeuditz mit dem Flöz 3 bzw. 23o (Thüringer Hauptflöz) und des Flözses Bruckdorf mit dem Flöz 2 bzw. 23u (Bornaer Hauptflöz) plausibel durchgeführt werden. Diese Flözkorrelation wurde durch neue biostratigraphische Untersuchungen im Raum Lützen-Profen erhärtet.

Marine Einflüsse in obereozänen Ablagerungen sind auch aus dem Raum westlich von Leipzig bekannt. KRUTZSCH (in HÜBNER 1982) fand in palynologischen Präparaten aus den Tagebauen Lochau und Merseburg-Ost unmittelbar über dem Flöz Bruckdorf (Hauptflözkomplex, Flöz 23u) marine Faziesanzeiger. SOMMERWERK (1990) hat im Grundwasserleiter 93 des Tagebaufeldes Merseburg-Ost, der lithostratigraphisch dem Grundwasserlei-

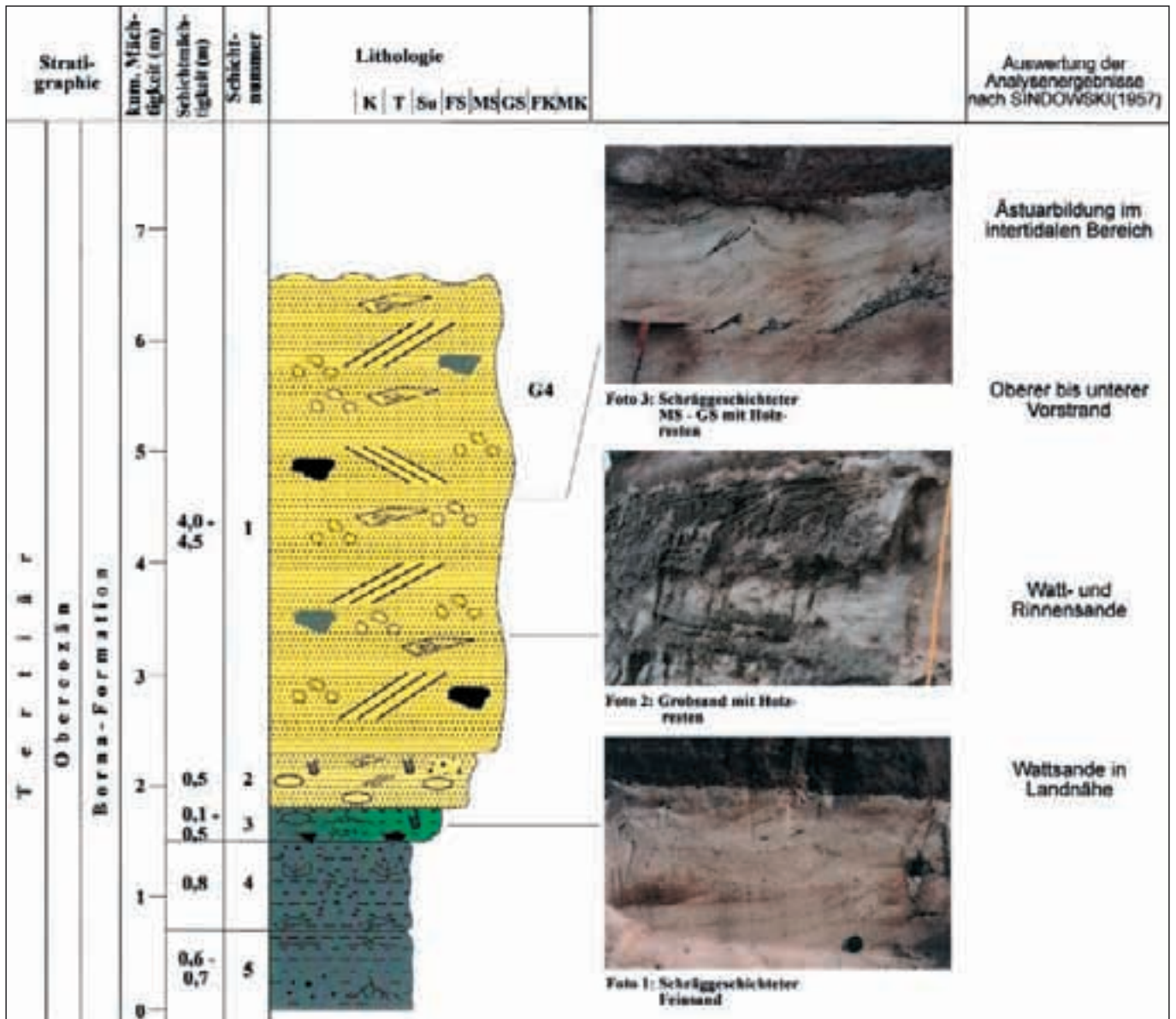


Abb. 4.3.13: Kartierte Abfolge des GWL 4 im Tgb. Profen (Profilaufnahme: G. STANDKE, unveröff., 2004; Profildarstellung und Interpretation: ERTEL 2006).

ter 4 (Mittel im Hauptflözkomplex) im Raum Zeitz-Borna entspricht, Wattbildungen mit der charakteristischen vertikalen Abfolge von Schlick-, Misch- und Sandwatt sowie Prielrinnen gefunden.

Interessant ist, dass im nördlichen Verbreitungsgebiet der Borna-Formation über Flöz Bruckdorf (Hauptflözkomplex, Flöz 23) eine bindige Abfolge auftritt, die aus mehreren z. T. kohligem Schluff- bzw. Tonlagen besteht, die bohrlochphysikalisch zwei deutliche Peaks hervorrufen. Sie entsprechen biostratigraphisch den Horizonten Schkeuditz (SPP 18o) und Zöschen (SPP 19). Auf dem Einheitsblatt Leipzig wurden sie über weite Bereiche jedoch als Äquivalente von Flöz Schkeuditz (23o, SPP 18o) betrachtet, während sie im Raum Delitzsch der jüngeren SPP-Zone 19 (Horizont Zöschen, BLUMENSTENGE in PAPKE & SPANGENBERG 1989) zugeordnet wurden (z. B. Brg. Brk DeNW 4/88 und 5/88). Nordwestlich (Raum Markranstädt) sind gebietsweise im sog. Horizont Zöschen ebenfalls Braunkohlenflöze entwickelt (Flöz Zöschen, SPP-Zone 19), die sowohl lithologisch

als auch bohrlochgeophysikalisch mit den o.g. Bildungen vergleichbar sind. Die bohrlochgeophysikalische Korrelation zeigt, dass der untere Peak dem Äquivalent von Flöz Schkeuditz, der obere Horizont dem Flöz Zöschen entspricht. Dies deckt sich auch mit der biostratigraphischen Datierung, die nur diesen Horizont als SPP 19 ausweist (vgl. Kap. 4.6.3). Ein lokal als sog. Oberbegleiter von Flöz Bruckdorf bezeichnetes Flöz entspricht vermutlich dem Niveau von Flöz Schkeuditz (Abb. 4.3.15). Über diesem bindigen Sedimentpaket folgen in der Region die Unteren Zörbiger Schichten, die z. T. auch als Rupelbasissand bezeichnet werden und möglicherweise mit den Domsen-Schichten im Südraum Leipzigs korrelieren.

Durch die intensiven Auswertungsarbeiten im Erkundungsobjekt Merseburg-Ost (LEEFHELM et al. 1988) ist in diesem Gebiet die Parallelisierung des Flözes Schkeuditz (Flöz 23o) weitgehend gesichert. Östlich der Linie Altranstädt-Schkeuditz-Großkugel ist Flöz 23o (Flöz Schkeuditz) über einen größeren Bereich (ca. 40 bis

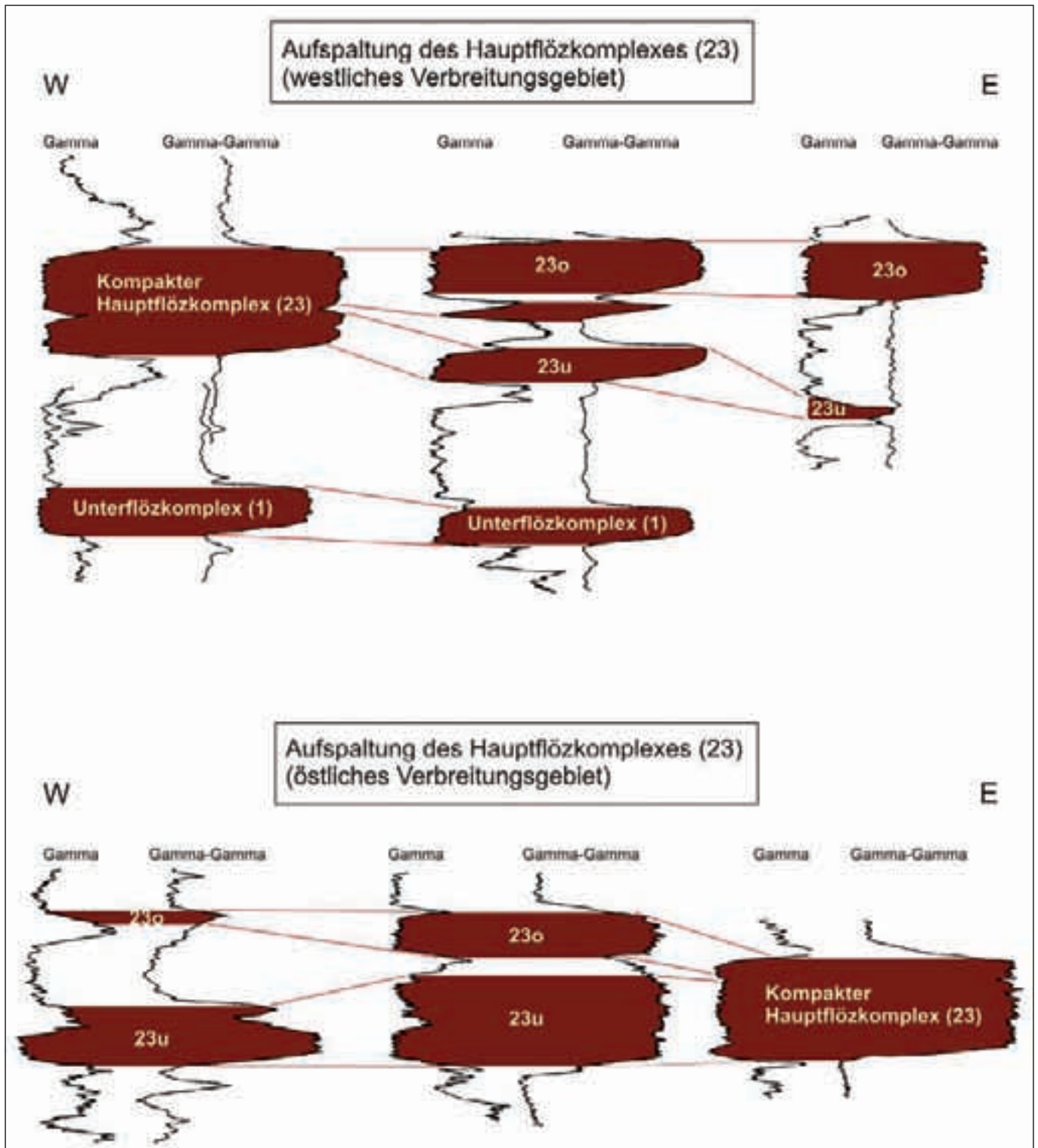


Abb. 4.3.14: Aufspaltung des Hauptflözkomplexes (Flöz 23) in der südwestlichen Leipziger Bucht am Beispiel von Bohrlochmesskurven.

50 km²) zusammenhängend flächenhaft verbreitet. Es keilt dann rasch aus und ist westlich der Verbreitungsgrenze auch nicht mehr durch ein Äquivalent vertreten. Die Horizontgrenze zur überlagernden Rupel-Formation (vgl. Kap. 4.5) liegt dann innerhalb eines Schluffkomplexes und ist im Wesentlichen nur noch im geophysikalischen Kurvenbild erkennbar. Biostratigraphisch ist diese Grenzziehung durch die Brg. Röglitz 2/80 belegt, wo im Niveau von Flöz Schkeuditz noch die Pollenzone 18 nachgewiesen wurde. Darüber folgt die Zone 19, die

auch bohrlochgeophysikalisch eindeutig dem Horizont Zöschen zugeordnet werden kann (vgl. Abb. 4.3.15).

Teilweise reicht die pleistozäne Erosion bis in das Niveau des Hauptflözkomplexes und führte zu vielfältigen Lagerungsstörungen der Flöze (vgl. EISSMANN 1981, 1994). Kohlenverwertungsseitig machen sich kryogene Vorgänge besonders negativ bemerkbar, da sie zur Zerstörung der primären Kohlenstruktur führen konnten, verbunden mit einer zusätzlichen Wasseraufnahme.

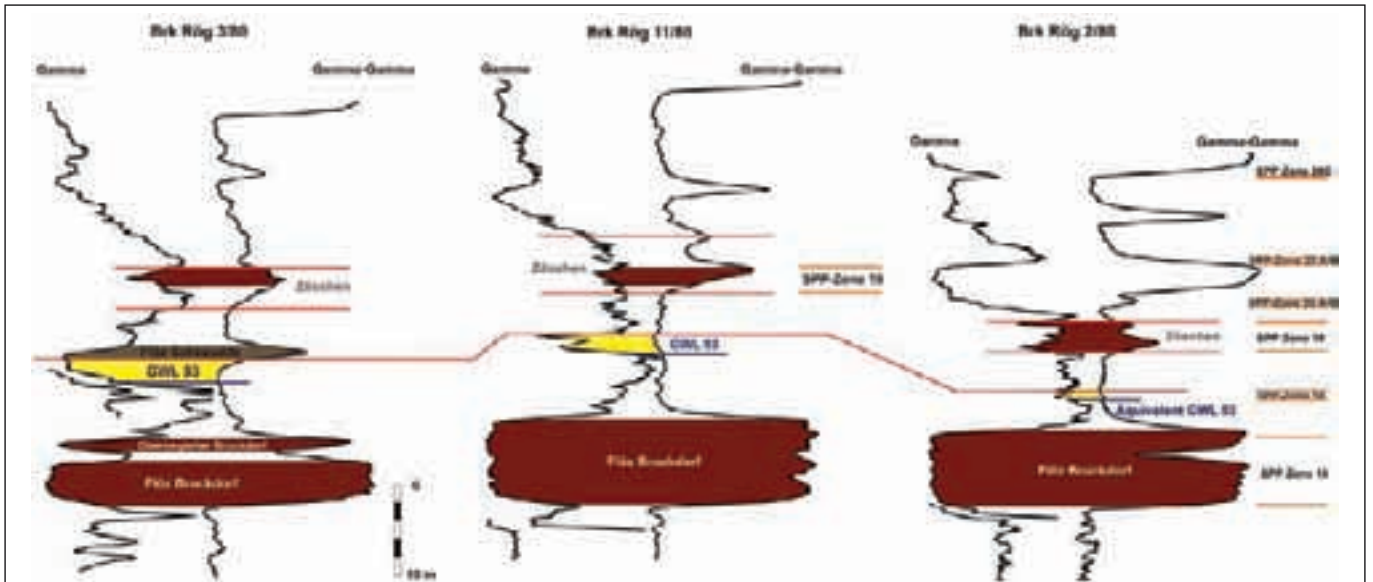


Abb. 4.3.15: Korrelation der Schichtenfolge im oberen Teil der Borna-Formation im Raum Schkeuditz nach Bohrlochgeophysik, Bezugsniveau = Oberfläche Flöz Bruckdorf.

Das Ergebnis sind sog. oberflächenfeuchte Braunkohlen (im Bergmannsjargon „Kaffeesatz-Kohle“ genannt), die bei der Gewinnung zur „Verflüssigung“ neigen und verarbeitungstechnisch infolge der sekundär erhöhten Rohkohlenwassergehalte große Schwierigkeiten berei-

ten. Spektakulär hinsichtlich der Lagerungsformen sind sog. Braunkohlendiapire (Mollisoldiapire nach EISSMANN 1978a: gravitative Auftriebsstrukturen der Braunkohle), die bizarre Verfaltungen der Flöze hinterlassen haben (Abb. 4.3.16, vgl. auch Abb. 4.4.27).



Abb. 4.3.16: Solikinetic verfallener Hauptflözkomplex, darüber elster- bis weichselzeitliche Ablagerungen, Tgb. Schwerzau (Foto: J. Rascher, 2009).

Im Raum Delitzsch ist die Verbreitung der Borna-Formation nahezu mit der Verbreitung des Flözkomplexes Bruckdorf (Hauptflözkomplex) identisch. Dort treten im Flözkomplex Zwischenmittel auf, die zu einer Untergliederung in Bruckdorf-Oberbank und Bruckdorf-Unterbank führten (SPANGENBERG et al. 1984), (vgl. Abb. 4.6.5, Kap. 4.6). Allerdings sind diese Mittel nicht horizontbeständig und meist nur in Einzelbohrungen vorhanden, so dass sie sich flächenhaft nur schwer verfolgen lassen. Auch im Braunkohlenobjekt Delitzsch-NW II (PAPKE & SPANGENBERG 1989) ist nur ein einheitlicher kompakter Flözkörper mit lediglich lokalen Zwischenmitteln ausgehalten worden. Konsequenterweise sollte auch in dieser Region die Bezeichnung Hauptflözkomplex übernommen werden, da die lokal übliche Bezeichnung Flöz Bruckdorf nach bisheriger Auffassung nur der Unterbank (Flöz 23u) des Hauptflözkomplexes entspricht.

Im Gebiet um **Eilenburg–Bad Dübener–Torgau** beginnt die Borna-Formation mit einem auf dortige Senkungsstrukturen begrenzten stark tonigen, feinsandigen, bis 5 m mächtigen Schluff, der als Deckschluff von Flöz Wallendorf (Unterflözkomplex) betrachtet wird. Darüber setzen weitflächig 1–2 m (max. > 10 m) mächtige tonige Schluffe bzw. schluffige Tone ein, die randlich unmittelbar dem Prätertiär aufliegen können. Es folgen i. d. R. heterogene Fein- und Mittelsande (GWL 950), z. T. schluffig, schwach kiesig und kohlig ausgebildet, die zwischen 1–10 m, im Extremfall auch bis über 20 m (Brg. 154/983) mächtig werden können. Sie weisen im Wechsel mit schluffig/tonigen Lagen Andeutungen einer grobrhythmischen Schichtung im Meter- und Dezimeterbereich auf. Zum Hangenden verfeinert sich das Kornspektrum auf Feinsande, Schluffe und schließlich schluffige Tone, letztere z. T. stark kohlig und von Xylit durchsetzt. Die Schichtenfolge wird vom kompakt ohne Zwischenmittel vorliegenden Hauptflöz (die bisherige Bezeichnung Flöz Bruckdorf ist aus o. g. Gründen nicht mehr zutreffend) abgeschlossen. Seine Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt 4–6 m; mehr als 6 m Flöz sind auf subrosiven Einfluss zurückzuführen (SPANGENBERG et al. 1985). Auf die zeitlich scheinbar kontinuierliche Kohlenbildung vom Flöz Wallendorf (mitteleozäner Unterflözkomplex) bis zum Hauptflözkomplex (Obereozän) in der Brg. Bad Dübener 121/82 (vgl. Abb. 4.1.13) wurde bereits im Kap. 4.2 hingewiesen.

4.3.4 Problematika

Da die Horizontkarten aus Darstellungsgründen meist aus zwei lithostratigraphischen Einheiten aufgebaut sind, nämlich aus klastischen Liegendsedimenten und den im Hangenden folgenden bindigen Einheiten (meist Flözkomplexe), ergeben sich teilweise stratigraphisch unterschiedlich zusammengesetzte bzw. stratigraphisch übergreifende Einheiten innerhalb einer Horizontkarte. Dies ist sowohl für die Abgrenzung der Horizontkarteneinheiten als auch für die stratigraphische Beschreibung mitunter problematisch. So wurde für die Kartendarstellung auch die Borna-Formation geteilt. Der tiefere Abschnitt enthält die Zeitz-Schichten (SPP-Zone 17/18) – ein Abschnitt, der bis vor kurzer Zeit pollenanalytisch wenig

beachtet wurde – aber wahrscheinlich mehrere zeitlich unterschiedliche Sedimentkomplexe enthält. Der höhere Abschnitt umfasst die Bruckdorf-Schichten mit dem Hauptflözkomplex (Flöze 23u und 23o), die nördlich von Leipzig als Flöze Bruckdorf (SPP 18u) und Schkeuditz (SPP 18o) bezeichnet werden. KRUTZSCH (2000) legt Wert auf die stratigraphische Eigenständigkeit beider Flöze, wobei er die SPP-Zonen 18u/18o palynologisch noch weiter untergliedert. Inzwischen liegen im Rahmen eines Forschungsthemas (RASCHER et al. 2006) neue Erkenntnisse zur Feinstratigraphie des Hauptflözkomplexes vor, so dass auf dieser Grundlage gezieltere biostratigraphische Untersuchungen erfolgen können.

4.4 Obereozän bis Unteroligozän Borna-Formation, höherer Teil / Böhlen-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 6)

4.4.1 Definition und Abgrenzung

Die in der stratigraphisch übergreifenden Karteneinheit (Horizontkarte 6) dargestellte Abfolge gliedert sich in einen basalen obereozänen Anteil (**Borna-Formation, Domsen-Schichten**, SPP-Zone 19) und einen unteroligozänen Anteil (**Böhlen-Formation, Gröbers-Schichten**, SPP-Zone 20 A-C), die aus praktikablen Gründen in einer Karteneinheit zusammengefasst wurden. Die Folge enthält damit den höheren Teil des Obereozäns sowie den tieferen Teil des Unteroligozäns (Zeitraum etwa 35 Ma bis 32 Ma). Als Domsen-Schichten werden im Südraum Leipzigs alle Sedimente zwischen dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) und dem Oberflözkomplex (Flöz 4) bezeichnet (STANDKE 2008b).

Im nördlichen LKT 50-Untersuchungsgebiet entspricht die sandige Abfolge (GWL 900) zwischen dem Hauptflözkomplex (Flöze Bruckdorf und Schkeuditz) und dem Oberflözkomplex (Flöz Gröbers) nach TGL 25 234/08 den Unteren Zörbiger Schichten bzw. der Lochauer Folge C.

MÜLLER (2008) schlägt für den Südraum Leipzigs eine Gliederung vor, die als Leipzig-Gruppe vom Liegenden zum Hangenden die Domsen-Formation, die Espenhain-Formation mit einer Untergliederung in Zwenkau- und Markkleeberg-Subformation (vgl. Kap. 4.4.5) und die Böhlen-Formation enthält. Für die Domsen-Formation wird als Typusprofil der Steingrimmaer Kessel im aktiven Braunkohlentagebau Profen der MIBRAG mbH angegeben, der jedoch bereits derzeit nicht mehr zugänglich ist. Stattdessen wird als Typusprofil die westliche Endböschung des Tagebaus Profen, Baufeld Domsen empfohlen.

Die Grenze Obereozän/Unteroligozän liegt nach pollenanalytischen Befunden im höchsten Teil der Domsen-Schichten z. T. dicht unter dem Oberflözkomplex (Flöz 4) (z. B. RICHTER, unveröff. Arbeitsmaterial, LfUG Freiberg; BLUMENSTENGEL unveröff.: Brg. Domsen 308/82 und 440/82: SPP-Zone 20 im Liegenden des Oberflözkomplexes). Dies deckt sich mit pollenanalytischen Ergebnissen (BLUMENSTENGEL, 2000, unveröff.) aus den lithofaziell

kartierten Tagebauprofilen von Espenhain und Witznitz (STANDKE 2002), wonach die biostratigraphisch ermittelte Grenze nur wenige Dezimeter unterhalb des Oberflözes liegt (Abb. 4.4.1: unterhalb des dunkleren Abschnittes im oberen Bildteil). Nach Kartierungsergebnissen im Tagebau Profen (STANDKE 2008, unveröff.) ist ein ca. 1,5 m mächtiger lithologisch abweichender Sandkomplex vermutlich ebenfalls bereits in das Unteroligozän zu stellen (vgl. Abb. 4.4.5). Auch der unter dem Oberflözkomplex ausgebildete Haselbacher Ton weist mit einer Einstufung in die SPP-Zonen 20A/C unteroligozänes Alter auf, so dass in der Leipziger Bucht flächenhaft ein erster mariner Vorstoß des Rupelmeeres unterhalb des Oberflözkomplexes (Flöz 4) nachweisbar ist. Dies müsste den tatsächlichen Rupelbasissanden entsprechen. Die Grenze zwischen den obereozänen und unteroligozänen Ablagerungen wird möglicherweise durch die nahezu in der gesamten Leipziger Bucht verbreiteten niveaubeständigen Tertiärquarzite im Liegenden des Oberflözkomplexes markiert (vgl. Kap. 6.3). Für die Kartendarstellung erfolgte die Abgrenzung beider Einheiten aus praktischen Gründen jedoch an der Basis des Oberflözkomplexes.



Abb. 4.4.1 Sedimentabfolge im Grenzbereich Obereozän/Unteroligozän (ehemaliger Tgb. Espenhain), die stratigraphische Grenze liegt im Niveau der dunkleren Partien im oberen Böschungsbereich (Foto: G. Standke, 1999).

Für den Südraum Leipzigs ergibt sich vom Hangenden zum Liegenden folgende Gliederung:

- Oberflözkomplex einschl. aller Zwischenmittel, Flözbanke/Teilflöze
- Haselbacher Ton
- Domsen-Schichten einschließlich der Mittleren Flusssande und der Hainer Sande sowie aller tonigen bis sandigen Sedimente zwischen diesen Komplexen

Als Hangendgrenze für die Horizontkarte 6 (Kartenwerk LKT 50, ESCHER et al. 1998–2002) wird die Oberfläche des weit verbreiteten Oberflözkomplexes (Flöz 4/Flöz Gröbers) definiert. Die Liegendgrenze ist durch die Oberfläche des Hauptflözkomplexes (Flöz 23) gegeben. Nach TGL 25 234/08 (LOTSCH 1981) sind darin die Bornaer Folge C (einschließlich der Domsen-Schichten) sowie die Unteren Zörbiger und Teile der Oberen Zörbiger Schichten enthalten. Für das nordwestliche Bearbeitungsgebiet

Flöz Gröbers (Oberflözkomplex)			
Rupel-Basis-sande	Schluff + Sand (GWL 72)	B	Untere Zörbiger Schichten
	Flöz Dieskau Sande (GWL 73) Flöz Lochau (SPP 20A) Sande (GWL 8) (kohlige) Schluffe (Horizont Zörschen mit Flöz Zörschen) (SPP19)		
Bruckdorf (Hauptflözkomplex)			A

gibt HÜBNER (1982) dafür folgende Einteilung an: LEEFHELM et al. (1988) stellten im Raum Merseburg die Sedimente über Flöz Schkeuditz einschließlich Flöz Zörschen (SPP 19) noch zu den Lochauer Schichten C (vgl. Kap. 4.6; Abb. 4.6.5).

4.4.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die nachfolgenden Angaben beziehen sich sowohl auf den obereozänen Anteil (Borna-Formation, Domsen-Schichten) als auch auf den tief unteroligozänen Anteil (Böhlen-Formation, Gröbers-Schichten), die in einer Karteneinheit (Horizontkarte 6) zusammengefasst wurden.

Die obereozänen Ablagerungen (Borna-Formation, Domsen-Schichten) sind flächenhaft in einem 20–30 km breiten Streifen am Westrand der Leipziger Bucht zwischen Altenburg und Bitterfeld verbreitet. Lediglich der Plagwitzer Grauwackenrücken bei Leipzig sowie der Otterwischer Grauwackenrücken nordöstlich von Borna ragen als Inseln aus dem Sedimentationsgebiet hervor. Ein weiteres Verbreitungsgebiet liegt im Nordosten zwischen Eilenburg, Bad Dübener Heide und Torgau (Abb. 4.4.2). Die Sedimente überlagern die Wallendorf-Schichten, meist aber – vor allem um Leipzig und zwischen Leipzig und Bitterfeld – direkt den prätertiären Untergrund. Im gesamten Gebiet zwischen Leipzig, Bitterfeld und Torgau keilen die Schichten am aufsteigenden Prätertiär aus. In der Aue der Weißen Elster westlich und südlich von Leipzig wird die Horizontverbreitung durch die pleistozäne Erosion begrenzt, ebenso wie im Raum Borna, wobei hier zusätzlich intratertiäre Erosionen durch das Thierbacher Flusssystem (Thierbach-Schichten) erfolgten.

Die heutigen Mächtigkeiten (Abb. 4.4.3) sind in erheblichem Maße vom pleistozänen Erosionsniveau bzw. vom Auflageniveau auf dem prätertiären Untergrund, aber auch von intratertiären Erosionen abhängig. So sind im Raum Delitzsch-Bitterfeld und nordwestlich von Leipzig (Raum Schkeuditz) über weite Bereiche relativ konstante Mächtigkeiten von 25 bis 30 m, maximal 35 m zu verzeichnen, die in östliche Richtung auf ca. 15 m absinken. Südlich von Leipzig (Tagebaue Zwenkau, Cospuden und Espenhain) beträgt die Mächtigkeit der Horizontkarteneinheit ca. 12–15 m, lokal auch bis 20 m. Weiter südlich treten erhöhte Mächtigkeiten auch im Bereich der Domsener Sande i. e. S. (Tagebaue Profen/Schwerzau), der Mittleren Flusssande (Tagebaue Grotzsch-Dreieck, Schleenhain und Peres) sowie der Hainer Sande (Tagebaue Bockwitz, Witznitz) auf (vgl. Kap. 4.4.3; Abb. 4.4.4.).

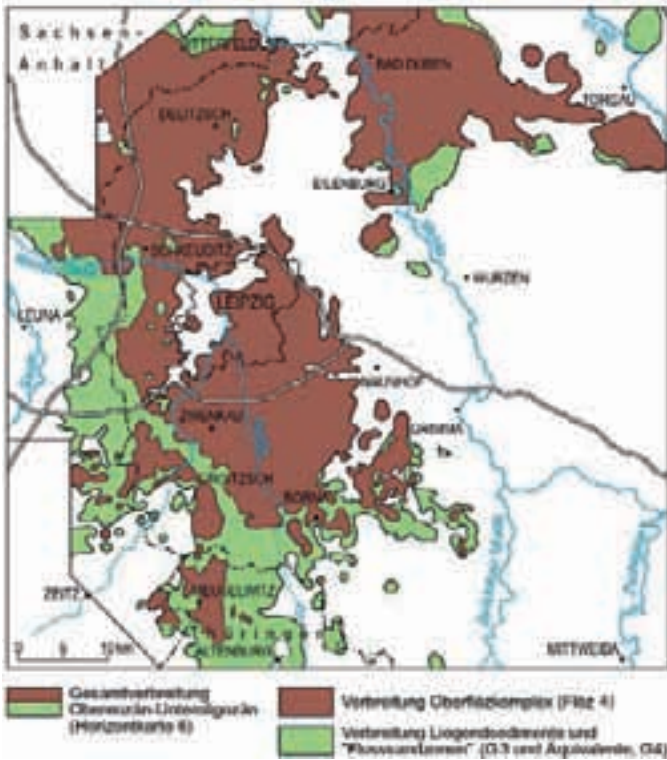


Abb. 4.4.2: Verbreitung obereozäner bis unteroligozäner Sedimente (Borna-Formation, höherer Teil / Böhlen-Formation, tieferer Teil; vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

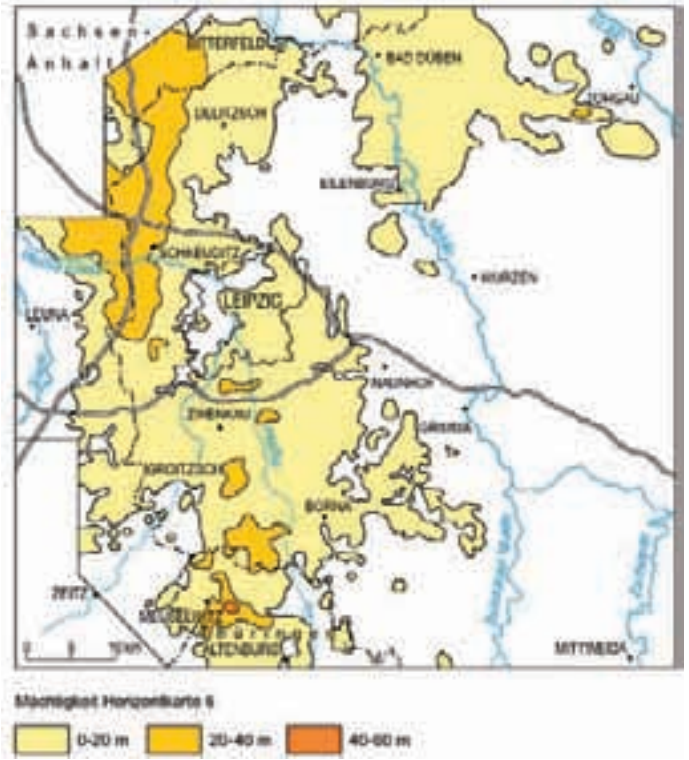


Abb. 4.4.3: Mächtigkeit obereozäner bis unteroligozäner Sedimente (Borna-Formation, höherer Teil/ Böhlen-Formation, tieferer Teil).

Der als Domsen-Schichten bezeichnete Sedimentkomplex (STANDKE 2008b) zwischen dem Hauptflöz- und dem Oberflözkomplex (Grundwasserleiter GWL 3) ist im Süd- raum Leipzigs sehr unterschiedlich hinsichtlich Mäch-

tigkeit und Fazies entwickelt. Charakteristisch sind drei zonal verbreitete, markante Sandkomplexe mit erhöhten Mächtigkeiten zwischen 15 und 20 m, die in Süd-Nord- bzw. SE-NW-Richtung verlaufen.

Von West nach Ost entsprechen diese Zonen den marinen Domsener Sanden i. e. S., (Domsener Komplex nach EISSMANN 1994), den sog. Mittleren Flussanden (EISSMANN 1970, 1978b, 1994) und den Hainer Sanden (z. B. STANDKE 1997), (vgl. Kap. 4.4.3, Kap. 5 und 7) .

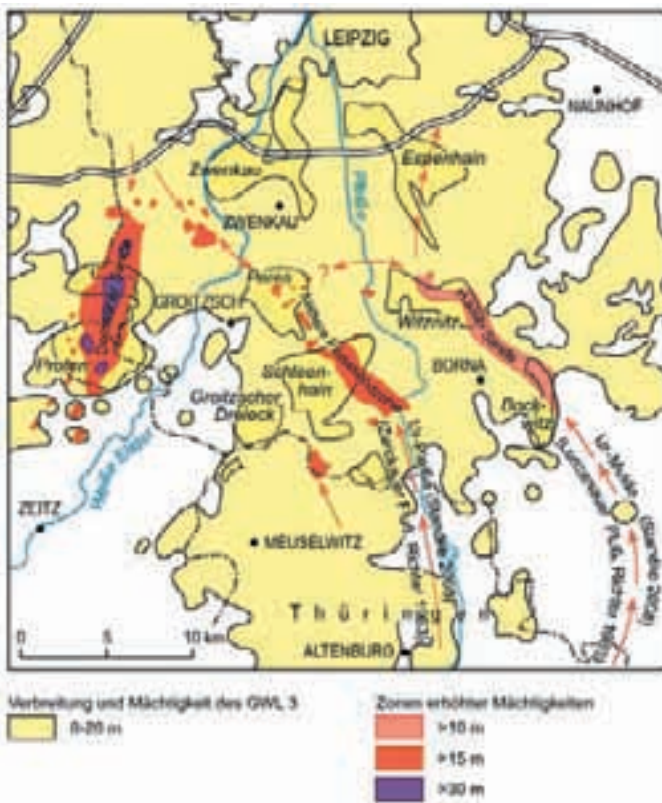


Abb. 4.4.4: Zonen erhöhter Mächtigkeiten (generalisiert) im Bereich der Domsener Sande, Mittleren Fluss- sande und Hainer Sande.

Letztere, bisher als rein fluviatil betrachtete Ablagerungen, weisen nur im Basisbereich Flusssedimente auf, die zum Hangenden hin in Ästuarbildungen übergehen. Der nahezu gesamte obere Abschnitt besteht aus meist flächenhaft verbreiteten marinen Sedimenten unterschiedlicher Faziesbereiche, die sich z. T. mit den Domsener Sanden korrelieren lassen. Zwischen diesen Zonen treten wechselnd tonig-sandige Sedimente mit geringeren Mächtigkeiten (durchschnittlich 3, z. T. 1 m) auf. Lokal fehlt das Zwischenmittel völlig, wie z. B. im Untergrund von Leipzig, so dass sich Hauptflöz und Oberflöz ohne sichtbare Grenze unmittelbar überlagern, was stark erhöhte Flözmächtigkeiten assoziiert.

Im Gebiet zwischen Meuselwitz, Regis, Borna, Rötha und Liebertwolkwitz sind die Sedimente zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex durch einen mehrfachen, in SW-NE-Richtung verlaufenden Wechsel von teils überwiegend bindigen und teils überwiegend sandigen Partien gekennzeichnet.

Bei Eilenburg–Bad Dübén–Torgau besteht die Folge über weite Bereiche nur aus den Gröbers-Schichten

(Oberflözkomplex und geringmächtigen Liegendssedimenten), so dass hier nur 5-10 m, in subrosiv beeinflussten Gebieten dagegen mehr als 25 m Mächtigkeit erreicht werden.

4.4.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Nach einer zeitlichen Lücke setzen über dem Hauptflözkomplex flächenhaft fluviatil-ästuarine und flachmarine Ablagerungen ein, die als Mittel zwischen Haupt- und Oberflözkomplex eine wechselvolle Sedimentabfolge bilden (GWL 3) im Süden von Leipzig, bzw. dem Oberen Basissand (Sandphase S3) nach DOLL (1982). Charakteristisch dafür sind meist mächtige Sandfolgen wie z. B. die marinen Domsener Sande im Westteil der Leipziger Bucht (Raum Profen), die sog. Mittleren Flusssande (EISSMANN 1970, 1978b, 1994) im Zentralteil (Raum Schleenhain-Peres) und die Hainer Sande im Ostteil bei Borna (STANDKE 1997). Im Norden wird die Abfolge zwischen Flöz Bruckdorf und Flöz Gröbers als Untere Lochauer Schichten bezeichnet (GWL 900). Nachfolgend werden aufgrund der guten Aufschlussverhältnisse vordergründig die Sedimentfolgen südlich von Leipzig beschrieben.

Gebietsweise folgt über dem Hauptflözkomplex ein sog. Hangenschluff, der z. B. im Tagebau Schleenhain tonig ausgebildet ist und fossile Pflanzenreste führt. Die relativ artenarme Blätterflora entspricht i. W. dem Florenkomplex Zeitz (L. KUNZMANN, fdl. mdl. Mitt. 2009).

Unter **Domsen-Schichten** (STANDKE 2008b; SPP-Zone 19) ist hier die Abfolge zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex (Grenzbereich Obereozän/Unteroligozän) einschließlich der eigentlichen **Domsener Sande i. e. S.** (Domsener Komplex, EISSMANN 1994, Domsener Schichten, JUNGE & EISSMANN 2007) sowie der etwa zeitgleichen sog. **Flusssandzonen (Mittlere Flusssande, Hainer Sande)** und der nicht näher bezeichneten Zwischenmittel (z. B. ehemalige Tagebaue Espenhain und Zwenkau) zu verstehen. Bisher wurden die gesamten Domsen-Schichten in das Obereozän gestellt. Die Grenze Obereozän/Unteroligozän liegt jedoch nach biostratigraphischen Befunden im höheren Teil dieser Abfolge, z. T. dicht unter dem Oberflözkomplex (Flöz 4) (Kap. 4.4.1). Lithologisch ist diese Grenze in der Leipziger Bucht generell selten zu fassen, da sich ähnliche Sequenzen (marine Ablagerungen des Vorstrand- bzw. Gezeitenbereiches) überlagern. Markante Anzeichen einer „Rupel-Basis-Transgression“ sind in den bankigen Ablagerungen nicht eindeutig erkennbar. Möglicherweise ist aber eine Sequenz bioturbater Sande mit *Ophiomorpha* und anderen Spurfossilien im oberen Bereich der Domsener Sande (Profil Do 1/98; STANDKE 1998, unveröff., vgl. Kap. 7) bereits in das Unteroligozän zu stellen. Entsprechende Untersuchungen stehen noch aus.

Die östlich der Domsener Sande i. e. S. verlaufenden „**Flusssandzonen**“ (Mittlere Flusssandzone, Hainer Sande) sind meist durch einen charakteristischen zweigeteilten, zuweilen auch mehrphasigen Aufbau charak-

terisiert. Die differenzierte Gliederung der Flusssandzonen mit großenteils marinem Anteil wurde durch STANDKE (1997, 1998a, b, 1999b, 2001b) sowie in unveröffentlichten Profilkartierungen beschrieben. Dies konnte durch spezielle Untersuchungen (JUNGE et al. 2001, 2002, 2005; KÜHL et al. 2006) unterlegt werden. Im unteren Abschnitt treten häufig gröbere, schräg geschichtete Sandkomplexe auf, deren erodierende Rinnenstrukturen sich gegenseitig überlagern. Dort sind lokal Tonlinsen (Altwasserarme) mit Pflanzenresten eingeschaltet. Die Flora entspricht dem Florenkomplex Zeitz (MAI & WALTHER 2000). Partiiell wurden verkieselte Horizonte und Bodenbildungen beobachtet. Die z. T. bis 15 m mächtigen Abfolgen sind als schmale, meist nur wenige hundert Meter breite Zonen durch die zahlreichen Explorationsbohrungen gut verfolgbar. Sie bilden die eigentlichen Flusssandzonen und keilen seitlich aus, bzw. gehen in tonige Bildungen über. Darüber folgen nach einem deutlichen Hiatus bzw. lokal nach einer geringmächtigen Flözbildung oder einem „Trennschluff“ flächenhaft verbreitete marine Ablagerungen unterschiedlicher Faziesbereiche. Dieses Flöz war auch im ehemaligen Tagebau Espenhain im mittleren Teil des Zwischenmittels ausgebildet. Es wurde biostratigraphisch in die SPP-Zone 19 (oberes Priabon) eingestuft (BLUMENSTENGEL 1998, unveröff.) und gilt damit als zeitliches Äquivalent von Flöz Zöschen. JUNGE et al. (2002) hielten es dagegen für einen Ausläufer von Flöz 23o (Thüringer Hauptflöz).

Der obere Teil der Abfolge besteht aus ähnlichen Sedimentsequenzen wie die Domsener Sande im Raum Profen (vgl. unten). Diese marinen Abschnitte im höheren Profilbereich bilden meist sehr flache großdimensionale Rinnenstrukturen des Oberen und Unteren Vorstrandes der Küstensandfazies. Im oberen Teil treten z. B. in den Tagebauen Schleenhain und Witznitz, wie auch in den Domsener Sanden in Profen, oft Sande mit Schwermineraleisen auf, die als typische Strandablagerungen gelten und Hinweise auf die Position der ehemaligen Küstenlinie geben. Die Schwermineralanreicherungen waren im Raum Profen (Domsen) so gravierend, dass Untersuchungen zu deren Gewinnung durchgeführt wurden (LOTSCH et al. 1971, 1979).

Lateral gehen die Sandfolgen oft in schluffige bis tonige Ablagerungen über, die auch als Haselbacher Ton bezeichnet werden und teils brackisch-lagunäre, teils Rückstaubildungen im Ästuarbereich darstellen. Die Mächtigkeit kann unter einem Meter betragen.

Die Flusssande wurden z. T. als Fortsetzung der Sedimentation des Zwickau-Altenburger Flusses angesehen. Allerdings sollten sich die Sedimentationsbedingungen gegenüber dem tieferen Obereozän insofern geändert haben, als dass sich anstelle eines einheitlichen, etwa 12–15 km breiten Flusssystemes in der Leipziger Bucht mehrere Flüsse mit z. T. stark mäandrierendem Lauf ausgebildet haben (DOLL 1982; LAUER 1984). Die Bereiche größerer Sandmächtigkeiten wurden demzufolge als die Stromfäden der Flüsse angesehen (vgl. Kap. 4.8, Abb. 4.8.8). LAUER (1984) bezeichnete die von SW nach NE gerichteten Sandzonen als Phönix-Meuselwitzer, Schleenhainer, Hainer und Eythraer Flusssandzone. In

den Flusssandzonen beträgt die Mächtigkeit der Sande z.T. mehr als 10 m. Die Verbreitung der sich zeitlich und räumlich überlagernden Flusssandzonen wurde in STANDKE & SUHR (1998) zusammenfassend dargestellt. Nach neueren Kartierungen reduzieren sich die Flusssandzonen im Niveau der Domsen-Schichten auf den unteren Teil der bereits genannten Mittleren Flusssande im Raum Schleenhain und den unteren Teil der Hainer Sande östlich von Borna (vgl. Kap. 4.8, Abb. 4.8.8, Kap. 7).

Charakteristisch für die Domsen-Schichten sind die nahezu in der gesamten Leipziger Bucht verbreiteten, z. T. brotlaibförmigen und bis zu mehrere Meter mächtigen **Tertiärquarzite** (vgl. Kap. 6.3), die meist nur wenige Dezimeter unter dem Oberflöz in unterschiedlicher Ausbildung von mürbem Sandstein bis zu splittrigem Festgestein auftreten. ELLENBERG UND DOLL (1983) nehmen an, dass die Verkieselung im Grenzbereich zwischen Strand- und Dünenanden durch lagunär beeinflusstes Grundwasser hervorgerufen wurde. Im Bereich der Domsener Sande und der Hainer Sande sind Tertiärquarzite in mehreren Niveaus, jedoch nicht so markant wie im Topbereich ausgebildet. Zur Genese der Tertiärquarzite gibt es zahlreiche Publikationen (z. B. BELLMANN, 1967, 1973, 1984, 1997; RASCHER et al. 2006, JUNGE & EISSMANN 2007; vgl. Kap. 6.3).

Domsener Sande

Der von EISSMANN (1994) als „eine der rätselhaftesten Sedimentfolgen“ beschriebene Domsener Komplex (**Domsener Sande** sensu strictu) im Raum Profen stellt insofern eine abweichende Entwicklung dar, als dass er mit den benachbarten Flusssandzonen nur partiell vergleichbar ist. Er besteht vordergründig aus flachmarinen Ablagerungen am Rand eines Gezeitenmeeres, die zum Hangenden hin in Strandsande übergehen (STANDKE 1998a). Auch innerhalb der Domsener Sande wurden in



Abb. 4.4.5: Weißgraue Sande im obersten Teil der Domsen-Schichten, unterhalb des Oberflözkomplexes mit limonitisch verfestigten senkrechten Spuren (*Skolithos*); vermutlich bereits basale Sande des Unteroligozäns, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

mehreren Niveaus Einkieselungshorizonte beobachtet, die möglicherweise Verlandungshinweise sein könnten. Flussablagerungen sind im Gegensatz zu JUNGE & EISSMANN (2007) bisher in keinem Aufschluss nachgewiesen worden. JUNGE & EISSMANN (2007) beschreiben am Beispiel eines ca. 8 m mächtigen Profils verallgemeinernd die Entwicklung der Domsen-Sande von marin-brackisch (Domsener Schluff) zu fluviatilen Ablagerungsbedingungen (oberer mittelsandiger Teil der Domsener Sande). Dieser fluviatile Anteil ist allerdings etwas fraglich: Die als lotrecht stehenden „Limonitkongkretionen“ beschriebenen Erscheinungen sind Zeugnisse für eine marine Genese, da es sich hierbei um das Spurenfossil *Skolithos* handelt, das sowohl im Gezeitenbereich als auch im Flachscliff auftritt (A. WEHRMANN, Wilhelmshaven, frdl. mdl. Mitt. 2009; Abb. 4.4.5). Bereits LOTSCH et al. (1971) hielten die Domsener Sande für marin und beschrieben nach Osten hin einen Übergang in ein großes Ästuar. Möglicherweise sind damit die Mittleren Flusssande i. S. v. EISSMANN (1994) im Raum Schleenhain-Peres gemeint.

Im westlichen Teil der Leipziger Bucht bilden die Domsener Sande, die lokal mehr als 30 m Mächtigkeit erreichen, das Sediment zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex (vgl. Abb. 4.4.4). Das bisher vollständigste erhaltene Profil findet sich an der Endböschung des Tagebaues Profen (Do 1/98). Die Sandfolge beginnt an der Basis mit einer Wechsellagerung von braunen, kohligem Schluffen (Domsener Schluff, z. B. EISSMANN 1994, JUNGE & EISSMANN 2007) und hellen Feinsanden, die fiederförmige „Entmischungsstrukturen“ zeigen (Abb. 4.4.6). Die starke Bioturbation und z. T. völlige Verwühlung des Sedimentes lässt auf Ablagerungen im Subtidal (Vorstrand) schließen. Darüber folgen weißgraue Feinsande mit Flaser-, Rippel- und Gezeitenschichtung (Abb. 4.4.7; STANDKE & SUHR 1998; STANDKE 2008b; JUNGE & EISSMANN 2007). Sie werden von mehreren Sequenzen dünnbankiger weißgrauer Feinsande mit charakteristischer *Skolithos*-Führung überlagert (Abb. 4.4.8), in deren höherem Teil wiederum Tertiärquarzite in linsenförmiger Ausbildung auftreten (STANDKE 2008b, 2009, unveröff. Kartierungsergebnisse). Der Verursacher des

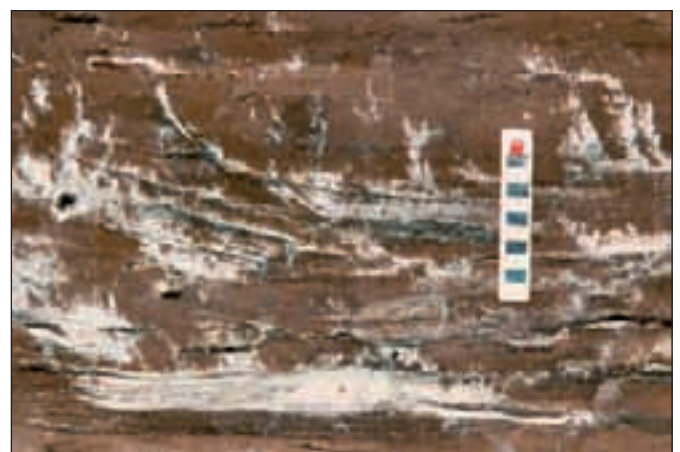


Abb. 4.4.6: Basaler Teil der Domsener Sande („Domsener Schluff“) mit fiederförmigen Strukturen, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2007).



Abb. 4.4.7: Flasergeschichtete Domsener Sande im tieferen Teil der Abfolge, Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2008).

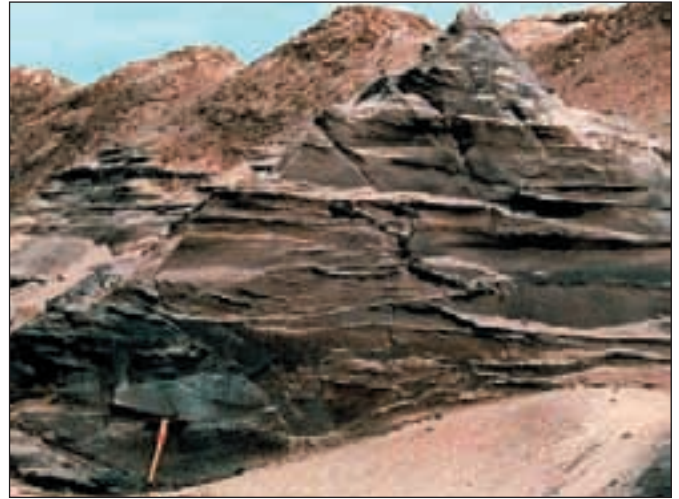


Abb. 4.4.9: Aschgraue bis schwarze Domsener Sande, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).



Abb. 4.4.8: Dünnbankige, weißgraue Domsener Sande mit charakteristischer *Skolithos*-Führung, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).



Abb. 4.4.10: Domsen-Schichten im Tagebau Profen-Süd, tieferer Teil (Foto: G. Standke, 2000).

Spurenfossils *Skolithos* ist rezent auf den Bäumchenröhrenwurm (*Lanice conchilega*) zurückzuführen. Dieser lebt z. B. sowohl in dichten Kolonien im Wattenmeer, als auch am Schelfrand in 35 m Tiefe (Kastengreiferprobe) in der Deutschen Bucht (frdl. mdl. Mitt. A. WEHRMANN, Senckenberg am Meer, 2009), so dass eine Fazieszuordnung nur in Verbindung mit den umgebenden Sedimentstrukturen möglich ist. Darüber hinaus waren lokal horizontbezogene, allerdings stark zersetzte Muschelreste nachweisbar, die das marine Ablagerungsmilieu verdeutlichen. Über der *Skolithos*-Abfolge treten, z. T. in zwei Horizonten, bis 10 m mächtige aschgraue bis schwarze Sande auf, die partiell völlig steril erscheinen und Horizontal- bis flache Schrägschichtung erkennen lassen (Abb. 4.4.9). Sie repräsentieren die höher energetische Prielfazies eines Wattenmeeres. An anderen Stellen dominiert in diesem Horizont das Spurenfossil *Skolithos*, das zu bleistiftartigen Stäbchen herausgewittert ist. Ähnliche Abfolgen sind in den Hainer Sanden im ehemaligen Tagebau Witznitz vorhanden (STANDKE 2001b)

und veranlassten deren Parallelisierung mit den Domsener Sanden.

Der hangende Abschnitt über den Schwarzen Sanden wird von hellen, oft weißgrauen Fein- und Mittelsanden mit Parallel- und Schrägschichtung dominiert (Abb. 4.4.10), in denen horizontweise *Skolithos linearis* auftritt. Nach oben hin schalten sich mehrere Meter mächtige weißgraue Feinsande (Quarzsande) mit Schwermineralen ein, die als Strandseifen die Küstenlinie des Meeres markieren (Abb. 4.4.11). Sie bilden meist den oberen Teil der Abfolge. Hier finden sich auch verstärkt Tertiärquarzite (Abb. 4.4.12), in denen Limuliden (Schwertschwanzträger) gefunden wurden (ZINCKEN 1862; BELLMANN 1997). Gebietsweise waren die z. T. mehrere Meter mächtigen oberen Abschnitte so stark verkieselt, dass sie im Tagebau Profen gesprengt werden mussten.

Die Schwermineralseifen sind in zahlreichen parallelgebänderten Lagen mit meist scharzgrauer bis grauer



Abb. 4.4.11: Lagenweise Anreicherungen von Schwermineralseifen, die auf fossile Strandbereiche hinweisen, höherer Teil der Domsen-Schichten, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).



Abb. 4.4.12: Tertiärquarzite am Top der Domsener Sande im Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 1998).

Färbung angereichert. Die einzelnen Schwermineralbänder bilden bis 10 cm mächtige Horizonte, die im Abstand zwischen 5 und 40 cm auftreten. Sie wurden hinsichtlich ihrer Gewinnungsmöglichkeit (Strahlungsträger) untersucht (LOTSCH et al. 1971, 1979) und als Monazit-Zirkon-Rutil-Seifen sowie Zirkon-Titanmineral-Seifen deklariert. Als auffällig beschrieb man dabei einen Bänderungstyp mit nach unten gerichteten spitzen Zacken, ähnlich einem radiologischen Diagramm. Nach heutigem Kenntnisstand sind die „Zacken“ durch Spurenfossilien (u. a. *Psilonichnus epsilon*) verursacht worden, die als typische Strandichnozöosen gelten (WALTER 1997; vgl. Abb. 4.4.11).

Über diesen Strandsanden ist lokal eine ca. 2 m mächtige Abfolge erhalten geblieben, die mit ihren abweichenden Ichnozöosen (z. B. *Ophiomorpha*, *Skolithos* und spiralförmigen Spuren, möglicherweise *Gyrolites*, P. SUHR, frdl. mdl. Mitt.) und anderer Sedimentstrukturen auf subtidale Bereiche eines Meeres schließen lassen (vgl. Abb. 4.4.5, STANDKE 2008, unveröff. Kartierungsergebnisse). Das heißt, dass im höchsten Teil der Domsen-Sande eine erneute Transgression stattfand, die wesentlich weiter

nach Süden reichte und über die bisherigen strandnahen Ablagerungen hinweggriff. Die Sande zeigen auch gegenüber den typischen Domsen-Sanden eine andere lithologische Ausbildung. Das legt die Schlussfolgerung nahe, dass diese Abfolge der ersten Rupel-Transgression im Liegenden von Flöz 4 in diesem Raum entspricht und deshalb bereits in das Unteroligozän gestellt werden muss. Dies deckt sich auch mit den wenigen bisher vorliegenden biostratigraphischen Befunden.

Nach Westen verzahnt sich der Komplex mit tonigen Bildungen (MÜHLMANN 1982, ELLENBERG & DOLL 1983). Insgesamt ergeben sich für die Domsener Sande flachmarine Ablagerungsbedingungen. Im basalen Teil sind Bildungen des Oberen und Unteren Vorstrandes (Subtidal) vorherrschend. Der mittlere Teil zeigt flachere Verhältnisse überwiegend im intertidalen Bereich (Wattflächenfazies, Brecherzone) bis hin zu Strandbildungen im oberen Teil. Die Schwermineralanreicherungen werden als Strandseifen gedeutet (STANDKE & SUHR 1998). Damit bestätigt sich zwar der von JUNGE & EISSMANN (2007) dargestellte regressive Trend der Abfolge, einer fluvialen Entwicklung zum Hangenden hin, muss jedoch widersprochen werden, da die als Kriterium herangezogenen etwas gröberen Sande keinerlei sedimentologische Hinweise dafür liefern.

Die südwestlichsten Aufschlüsse der Domsener Sande liegen bei Grana, westlich von Zeitz (BELLMANN & LENK (1967), wo sie über dem lokal noch vorhandenen Hauptflöz (Flöz 23) bzw. über den „Älteren Zeitzer Flusssanden“ als sehr feine, schluffige Sande ausgebildet sind und kaum Strukturen aufweisen.

Da die Abfolgen innerhalb der Domsener Sande selten vollständig erhalten geblieben sind, ist eine Interpretation aus einzelnen Profilen heraus recht schwierig. Meist fehlen unterschiedliche Abschnitte wie z. B. die Schwarzen Sande, die wiederum an anderen Stellen die einzigen geringmächtigen Reste der Abfolge bilden, so dass von zahlreichen Sedimentationslücken auszugehen ist. Aus dieser wechselvollen Erhaltung resultieren auch die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Domsen-Sande, die durchschnittlich 4–10 m betragen. Die größten Mächtigkeiten bis zu 30 m treten in einer etwa N-S-streichenden Zone von 1,5 bis 2 km Breite auf, die sich ca. 4 km von der Ortslage Steingrimma im Süden (Braunkohlenfeld Profen) bis zum ehemaligen Braunkohlentagebau Domsen im Norden hinzieht. Von dort lassen sie sich weiter nach Norden bis in das Erkundungsfeld Werben-Sittel verfolgen (ELLENBERG & DOLL 1983; KOSTELETSKY et al. 1991).

Mittlere Flusssandzone

Im mittleren Teil der Leipziger Bucht tritt eine schmale Zone mit erhöhten Sedimentmächtigkeiten auf, die von Altenburg über Regis-Breitungen bis in den Raum Groitzsch-Pegau verfolgbar ist. Sie wurde von LAUER (1984) als Schleenhainer Flusssandzone und bei DOLL (1982) als Zwickau-Altenburger Fluss bezeichnet. Sie entspricht der „Mittleren Flusssandzone“ nach EISSMANN (1968,

1970, 1994; vgl. Abb. 4.4.4). Hier besteht lokal an Stellen, an denen die Oberbank des Hauptflözkomplexes (Flöz 23o) fehlt (primäres Auskeilen und/oder Erosion durch die hangenden Sande), Kommunikation mit dem stratigraphisch älteren GWL 4 (vgl. Kap. 4.3), wodurch insgesamt Mächtigkeiten des Sandkomplexes von über 30 m erreicht werden. DOLL (1982) erwähnt für das Kohlenfeld Schleenhain eine Zweiteilung in einen unteren groben und einen oberen feinkörnigen Sand, die er beide als fluviatil betrachtet. Möglicherweise sind damit die Ablagerungen des GWL 4 („Flusssande“ innerhalb des Hauptflözkomplexes) und des GWL 3 (Abfolge zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex) bei Fehlen von Flöz 23o gemeint. STANDKE (1998b) beschreibt aus den Tagebauen Peres und Schleenhain ebenfalls einen vorwiegend gröberen unteren Teil (GWL 4) mit eingelagerten Gezeitschichten und einen deutlich feinkörnigeren oberen Abschnitt (GWL 3), der vorwiegend marin beeinflusst ist und teilweise Wattablagerungen (Mischwatt) aufweist (Abb. 4.4.13, 4.4.14). In diesem Teil der Sandzone konnten auch RASCHER & KÄSTNER in HAUSDORF et al. (2000) bei Böschungskartierungen im Tagebau

Schleenhain intertidale Ablagerungen nachweisen. Ähnlich der bereits beschriebenen älteren Flusssandzonen handelt es sich auch hier nicht um rein fluviatile Ablagerungen, sondern um einen Wechsel zwischen fluviatil-ästuarinen und marinen Verhältnissen, die vor allem im oberen Teil dominieren.

Während die Zone erhöhter Mächtigkeiten (sog. Mittlere Flusssandzone) vom Tagebau Schleenhain aus weiter nach Nordwesten verläuft (vgl. Abb. 4.4.4), sind in den nördlich gelegenen ehemaligen Tagebauen Zwenkau und Espenhain die Sedimente zwischen Haupt- und Oberflözkomplex (GWL 3) meist flächenhaft mit Mächtigkeiten zwischen 3 und 15 m verbreitet. Sie bestehen ebenfalls aus mehreren Sequenzen, die sich – besonders im Tgb. Espenhain – in einen unteren, fluviatil-ästuarinen und einen oberen, vorwiegend marinen Abschnitt gliedern lassen (STANDKE & SUHR 1998; STANDKE 2008b). Hier wurde oft ein sog. Trennschluff zwischen den Abfolgen bzw. ein geringmächtiges Flöz beschrieben, das nach Blumenstengel (2000, unveröff.) in die SPP-Zone 19 (Niveau Flöz Zöschen) gestellt wurde. JUNGE et al. (2001) halten es für einen Ausläufer von Flöz 23o (Flöz Schkeuditz). Die flächenhafte Verbreitung wird vor allem durch den höheren marinen Abschnitt belegt. Stratigraphisch gehört die Abfolge überwiegend in das Obererzän. Die Grenze zum Unteroligozän liegt nur wenig unterhalb des Oberflözkomplexes, an der Basis eines hellen Schluffhorizontes bzw. innerhalb dunkler sandiger Schluffe (vgl. Abb. 4.4.1). Im ehemaligen Tagebau Zwenkau zeigt die Abfolge zwischen Haupt- und Oberflözkomplex (GWL 3) vorwiegend ästuarine Ablagerungen an (Abb. 4.4.15).



Abb. 4.4.13: Flaserschichtete Feinsande (Sandwatt), überlagert von Sand-Schluff-Wechselagerung (Mischwatt) im GWL 3, Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

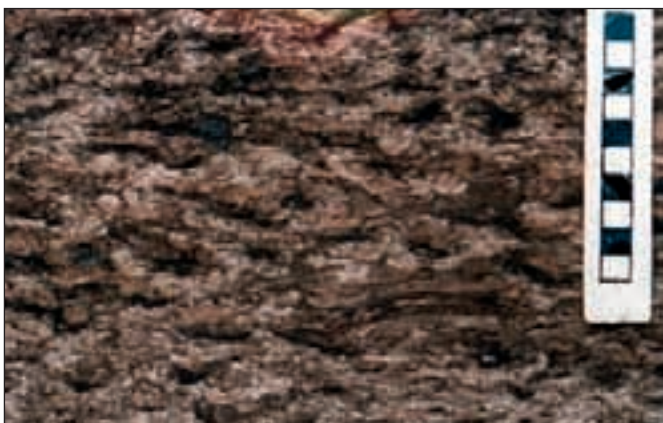


Abb. 4.4.14: Marine, stark bioturbate schluffige Feinsande im höheren Teil des GWL 3, Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Hainer Sande

Die **Hainer Sande** lassen sich in einem mehrere Hundert Meter breiten, etwa SW-NE gerichteten Streifen über die ehemaligen Tagebaue Bockwitz und Witznitz (LAUE et al. 1977; HÄRTEL et al. 1988) verfolgen (vgl. Abb. 4.4.4). Die Sande werden allgemein als hellgraue bis graubraune Fein- und Mittelsande, untergeordnet Grobsande und Feinkiese beschrieben, die häufig FeS₂-Konkretionen führen. Sie weisen eine deutliche Zweigliederung auf (Abb. 4.4.16, 4.4.17), auf die bereits LAUE et al. (1977) hinwiesen und als Ästuarbildung beschrieben. Der untere Abschnitt besteht aus hochenergetischen, schlecht klassierten, meist schräggeschichteten gröberen Sanden sowie horizontalgeschichteten Stillwasserablagerungen (STANDKE 1997; Abb. 4.4.18). Lokal treten weißgraue, kaum gerundete Kiessande auf, die auf rasche Strömungsereignisse schließen lassen. Auffällig sind hochenergetische, turbulente Horizonte mit zahlreichen, oft ausgehöhlten Baumstämmen und Pflanzenresten. Der Komplex stellt insgesamt eine fluviatil-ästuarine Abfolge dar. Der obere Teil ist feinsandig-schluffig mit großdimensionalen flachen Rinnenstrukturen und unterschiedlicher Bioturbation (Wühlgefüge) ausgebildet. Charakteristisch ist das Auftreten von *Skolithos* und Schwerminerallagen im oberen Bereich, wie in den Domsener Sanden. Ein lokaler Tonhorizont mit Pflanzenführung wird als Haselbacher Ton bezeichnet und in das

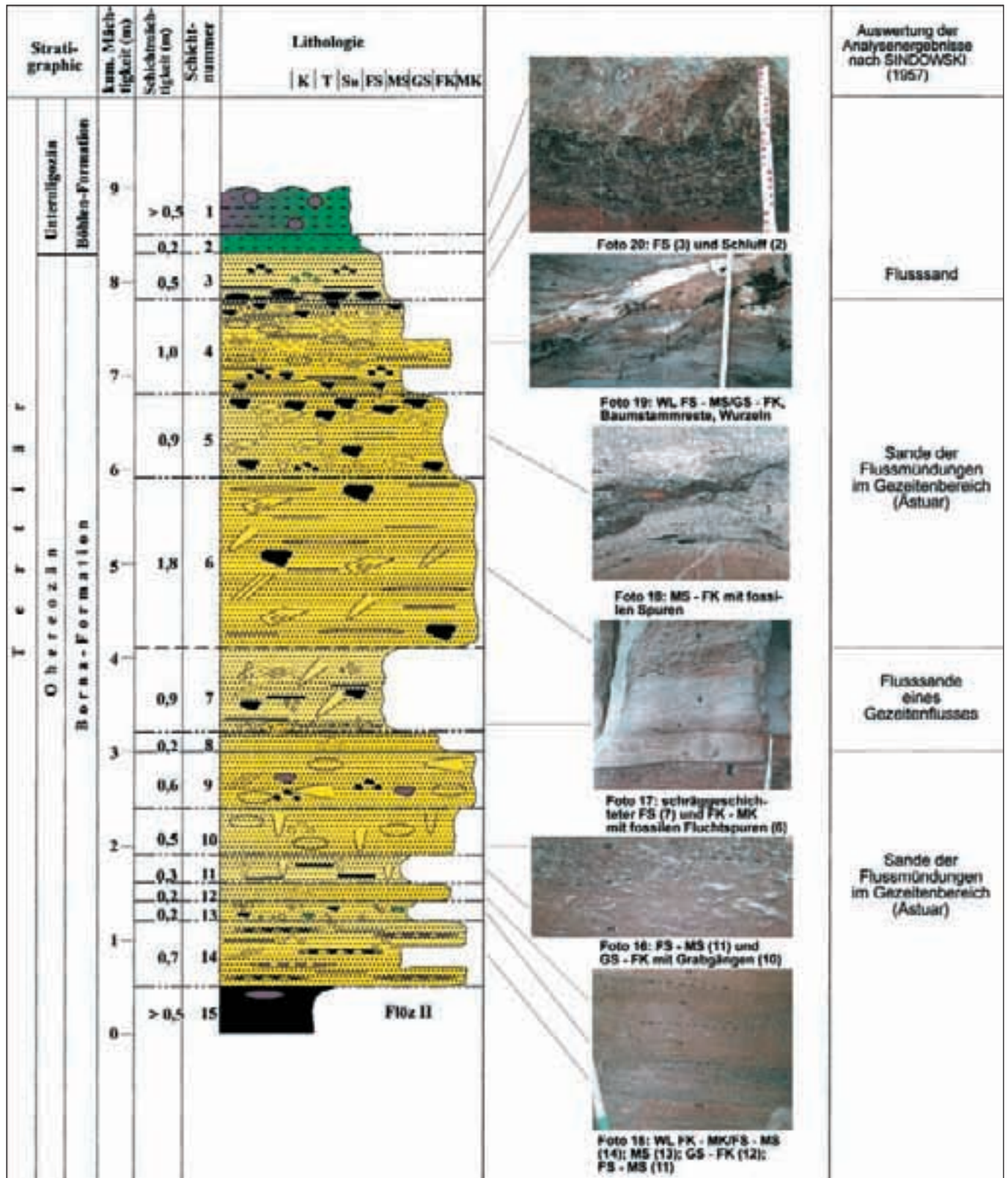


Abb. 4.4.15: Kartierte Abfolge zwischen Haupt- und Oberflözkomplex (GWL 3), Tgb. Zwenkau (Profilaufnahme: S. KÄSTNER, unveröff., 2000; Profildarstellung und Interpretation: ERTEL 2006).

Unteroligozän gestellt. Er wird von einem charakteristischen hellen Schluff überlagert, der auch in den benachbarten Tagebauen flächendeckend verbreitet ist. Insgesamt repräsentiert der obere Abschnitt vorwiegend flachmarine bis strandnahe Verhältnisse (STANDKE 1997, Abb. 4.4.19). Analoge Profile beschreiben JUNGE et al. (2001) aus dem Braunkohlentagebau Espenhain.

In Höhe der Ortslage Espenhain zweigt von den Hainer Sanden eine weitere Sandzone mit Mächtigkeiten zwischen 7 und 12 m ab, die sich über Dreiskau-Muckern und Markkleeberg bis in den ehemaligen Tagebau Cospuden verfolgen lässt (Eythraer Flusssandzone bei LAUER 1984; der im Tagebaubereich Witznitz befindliche Abschnitt wird von DOLL 1982 und BREMER 1992 als Bös-

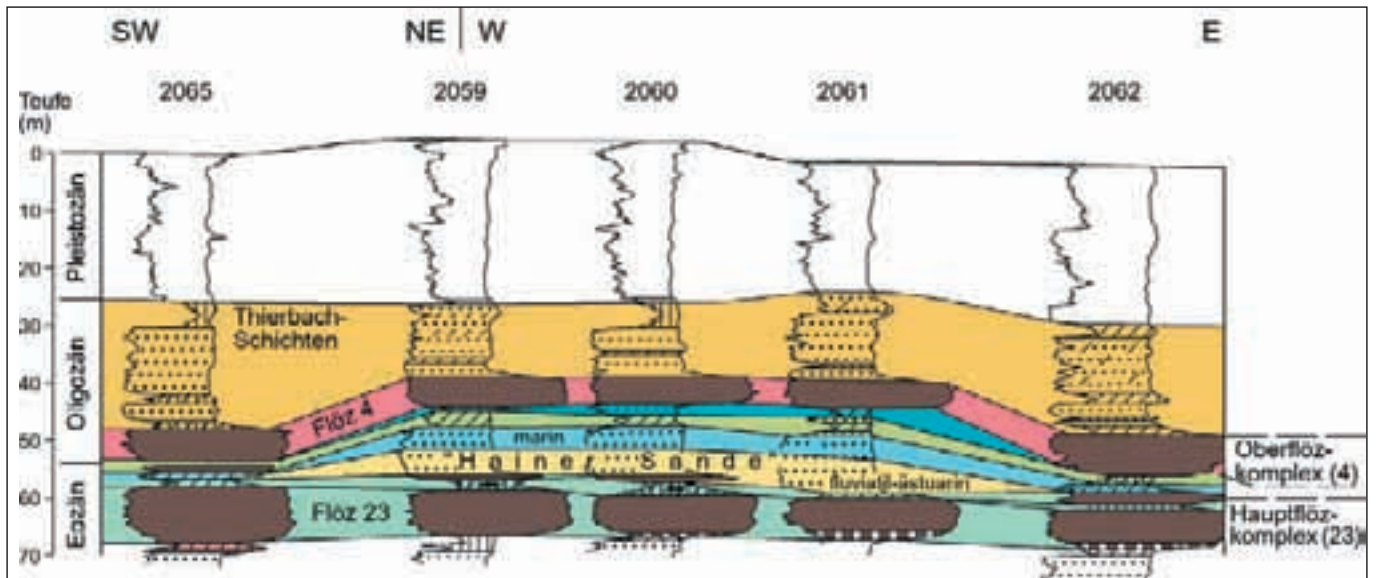


Abb. 4.4.16: Typischer fazieller Aufbau einer sog. Flusssandzone am Beispiel der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witzenitz (verändert nach STANDKE 1997).

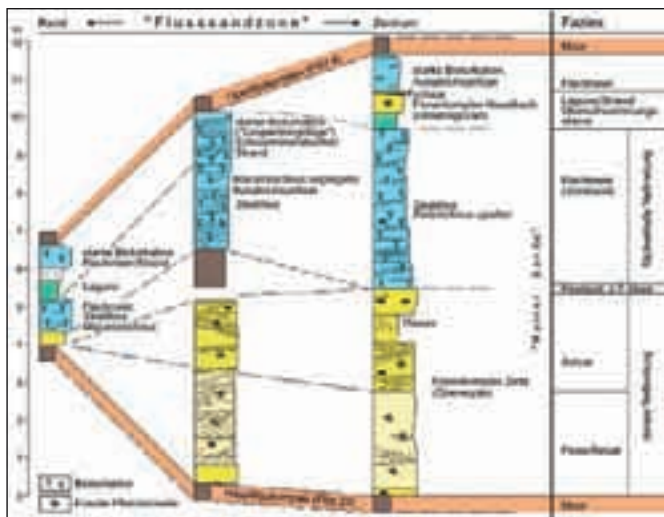


Abb. 4.4.17: Lithofazielle Gliederung der Hainer Sande aus Abb. 4.4.16 (verändert nach STANDKE 1997).



Abb. 4.4.19: Bioturbate flachmarine Sande des Oberen Vorstrandes, oberer Teil der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witzenitz (Foto: G. Standke, 1996).



Abb. 4.4.18: Unterer, fluvialer Teil der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witzenitz (Foto: G. Standke, 1998).

dorfer Fluss bezeichnet). Diese „Flusssandzone“ mündet bei Zitzschen (ehemaliger Tagebau Zwenkau) in die sog. Schleenhainer Flusssandzone. Der „Bösdorfer Fluss“ weist die gleichen Merkmale auf wie die von STANDKE (1997) aus dem Tagebau Witzenitz beschriebenen Hainer Sande: Unterer fluvial-ästuariner Abschnitt mit größerem Material (z. T. kiesige Mittel- bis Grobsande), oberer flachmariner feinkörniger Abschnitt (Feinsand, Schluff) mit teilweiseem Wühlgefüge (BREMER 1992). Bei späteren Kartierungsarbeiten im Raum Zitzschen (ENGEL & FISCHER 2004; STANDKE 2004, unveröff.) konnten Wattsedimente jedoch auch im unteren Teil der Abfolge nachgewiesen werden. Im Rahmen der LKT-Bearbeitung war diese Bösdorfer Flusssandzone nicht explizit nachweisbar.

Südöstlich der Ortslage Lützen treten in einer bis etwa 3,5 km breiten, annähernd W-E-orientierten Zone grobsandig-kiesige Ablagerungen auf, die möglicherweise einen Zufluss des „Schleenhainer Flusses“ markieren. Nordwestlich des Plagwitzer Grauwackenrückens sind

wieder Feinsande flächenhaft verbreitet, die sich weit nach Norden bis in den Raum Delitzsch-Bitterfeld verfolgen lassen. Sie werden dort als **Rupelbasissand** (HÜBNER 1982; PAPKE & SPANGENBERG 1989) bzw. Untere Zörbig-Schichten (TGL 25 234/08) bezeichnet und entsprechen den marinen Lochau-, Dieskau- und Unteren Gröberssanden nach BLUMENSTENGEL et al. (1996, 1999).

In einem etwa 4–6 km breiten Streifen, der im Südwesten von den Ortslagen Zwochau und Queis, im Nordosten von den Orten Landsberg und Delitzsch begrenzt wird, bilden diese Sande das alleinige Mittel zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex (Flöz Gröbers) bzw. liegen z. T. dem prätertiären Untergrund direkt auf („Untere Zörbig-Schichten“, vgl. Abb. 4.6.5). Sie erreichen hier eine Mächtigkeit bis zu 25 m. Nordöstlich Delitzsch-Landsberg schalten sich die erwähnten schluffig-tonigen Bildungen über dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) ein (sog. Hangendschluffkomplex) und werden durch die Sande überlagert.

Etwa entlang einer Linie Lützen-Schkeuditz-Zwochau, die zunächst etwa SW-NE verläuft und dann nach Nordwesten in Richtung Wiedemar und Queis abbiegt, verzahnen sich diese Sande mit tonig-schluffigen Bildungen, die mit den oberen Teilen der **Schkeuditz-Formation** sowie der **Zöschen-Formation** nach BLUMENSTENGEL et al. (1996, 1999) zu parallelisieren sind und in die SPP-Zone 19 gestellt werden.

Markante Schichtglieder des Ton/Schluff-Komplexes sind der von HÜBNER (1982) als Oberer Ziegelrohstoff bezeichnete Ton (Schkeuditz-Ton bei BLUMENSTENGEL et al. 1996, 1999) sowie der Horizont Zöschen, der die bindige Serie im Hangenden abschließt. Der Horizont Zöschen wird durch mehr oder weniger kohlige Schluffe gebildet, die im geophysikalischen Messbild deutlich werden (vgl. Abb. 4.3.15, Kap. 4.3.3). Lokal gehen die kohligen Schluffe in paralische Braunkohlen über, die erstmals von HÜBNER (1979) als **Flöz Zöschen** benannt wurden. Im Gebiet um Delitzsch, Bitterfeld und Brehna treten über dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) ebenfalls mehrere kohlige bis stark kohlige Schluff- bzw. Tonlagen auf. Diese entsprechen geophysikalisch jenen Bildungen, die westlich und südwestlich von Leipzig über weite Bereiche die Oberbank des Hauptflözkomplexes (Flöz 23o, Flöz Schkeuditz) faziell vertreten. Durch die Untersuchungen von BLUMENSTENGEL (in PAPKE & SPANGENBERG 1989) wurden diese Schichten jedoch der SPP-Zone 19 zugeordnet, d. h. dem jüngeren Horizont Zöschen (vgl. Tab. 2.3).

Eine Gliederung in Zöschen- und Zörbig-Formation nehmen BLUMENSTENGEL et al. (1996, 1999) für den Raum Halle-Merseburg-Schkeuditz vor. Dabei wird ein über Flöz Zöschen bzw. dem Oberen Zöschen-Schluff (Obereozän, SPP-Zone 19) auftretender geringmächtiger Grobsand („Zöschen-Grobsand“, teo RZS3) als Basis des Unterozän angesehen. Dabei handelt es sich lediglich um eine 0,1 bis 0,3 m (nach HÜBNER 1982 sogar nur wenige Zentimeter) mächtige Grobsand-Feinkies-Lage, die zudem bisher im Wesentlichen nur aus dem Tagebaubereich Merseburg bekannt ist (BLUMENSTENGEL et al. 1996). Für das umliegende Gebiet liegen nur sporadische Hinweise

aus Einzelbohrungen vor (z. B. Braunkohlenfeld Röglitz; GERATS 1982; STROBEL & SPANGENBERG 1990). Möglicherweise ist der Horizont nicht flächenhaft verbreitet oder konnte in Bohrungen nicht erfasst werden. Eine überregionale Korrelation zur stratigraphischen Dokumentation der Eozän-/Oligozän-Grenze ist jedenfalls mit dieser Schicht als Markerhorizont nicht möglich.

Im Nordwesten des Bearbeitungsgebietes (Raum Zörbig-Brehna-Delitzsch) setzt unmittelbar über dem Hauptflöz eine bindige Entwicklung ein, die BLUMENSTENGEL et al. (1996, 1999) als Schkeuditz- und Zöschen-Formation aushalten, wobei letztere in die SPP-Zone 19 gestellt wird. Die Abgrenzung zu Flöz Schkeuditz (SPP-Zone 18o) ist nur nach Bohrlochgeophysik bzw. biostratigraphisch möglich. Die im Hangenden folgenden, relativ mächtigen Sande zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex werden als Untere Zörbiger Schichten bezeichnet.

Die Sande zwischen dem Horizont Zöschen (Obereozän) und Flöz Lochau (Unterozän) liegen hauptsächlich als mittel- bis dunkelgraue Fein- bis Mittelsande vor; den Abschluss bildet ein 0,5 m mächtiger, schwarzbrauner, stark kohligter Feinsand, der im Liegenden weißgrau ist und millimeterdünne kohlige Lagen enthält (HÜBNER 1982). BLUMENSTENGEL et al. (1996) deuten den unteren Teil als Wattsediment, den oberen Teil als fluvialen Sand. Flöz Lochau (im Hallenser Raum auch als Hallesches Oberflöz bezeichnet) ist nach BLUMENSTENGEL et al. (1996, 1999) in die SPP-Zone 20 A/B zu stellen. Das Pollenspektrum zeigt paralische Verhältnisse an.

Gröbers-Schichten (Oberflözkomplex)

Mit der **Böhlen-Formation (Rupel-Formation)** (SPP-Zonen 20A-D) sind in NW-Sachsen Ablagerungen des Unterozän (Rupelium) nahezu flächenhaft verbreitet. Unter Böhlen-Formation werden hier die basalen Gröbers-Schichten, einschließlich Oberflözkomplex, die Espenhain-Zwenkau-Schichten und die Septarienton-Schichten (Muschelschluff, Septarienton) zusammengefasst. MÜLLER (2008) schlägt die Bezeichnung Espenhain-Formation mit einer Untergliederung in die liegende Schleenhain-Subformation (entspricht etwa den Domsen-Schichten) und in die Böhlener Oberflöz-Subformation vor.

Die **Gröbers-Schichten** (SPP-Zonen 20A-C) umfassen die unteroligozänen Liegendsedimente des Oberflözkomplexes (geringmächtige Sande und Schluffe, „Rupelbasissande“), den Haselbacher Ton und den **Oberflözkomplex** (Flöz IV, 4, Böhlener Oberflöz, Flöze Lochau, Dieskau, Gröbers). Der sog. Basissand besteht vorwiegend aus Gezeitenablagerungen, die zum Hangenden hin häufig in einen hellen Schluff mit einzelnen Spurenfossilien übergehen. Die biostratigraphisch ermittelte Grenze zu den liegenden Domsen-Schichten liegt nur 1–2 m unter dem Oberflözkomplex (ehemalige Tagebaue Espenhain und Witznitz: BLUMENSTENGEL 1998, unveröff.).

Im Süden bildet der Haselbacher Ton mit Makroflora (MAI & WALTHER 1978: Florenkomplex Haselbach; SPP-Zone 20A/B) mit 0,5–10,0 m Mächtigkeit die Basis der Gröbers-Schichten. Der Ton, der auch als Liegendton

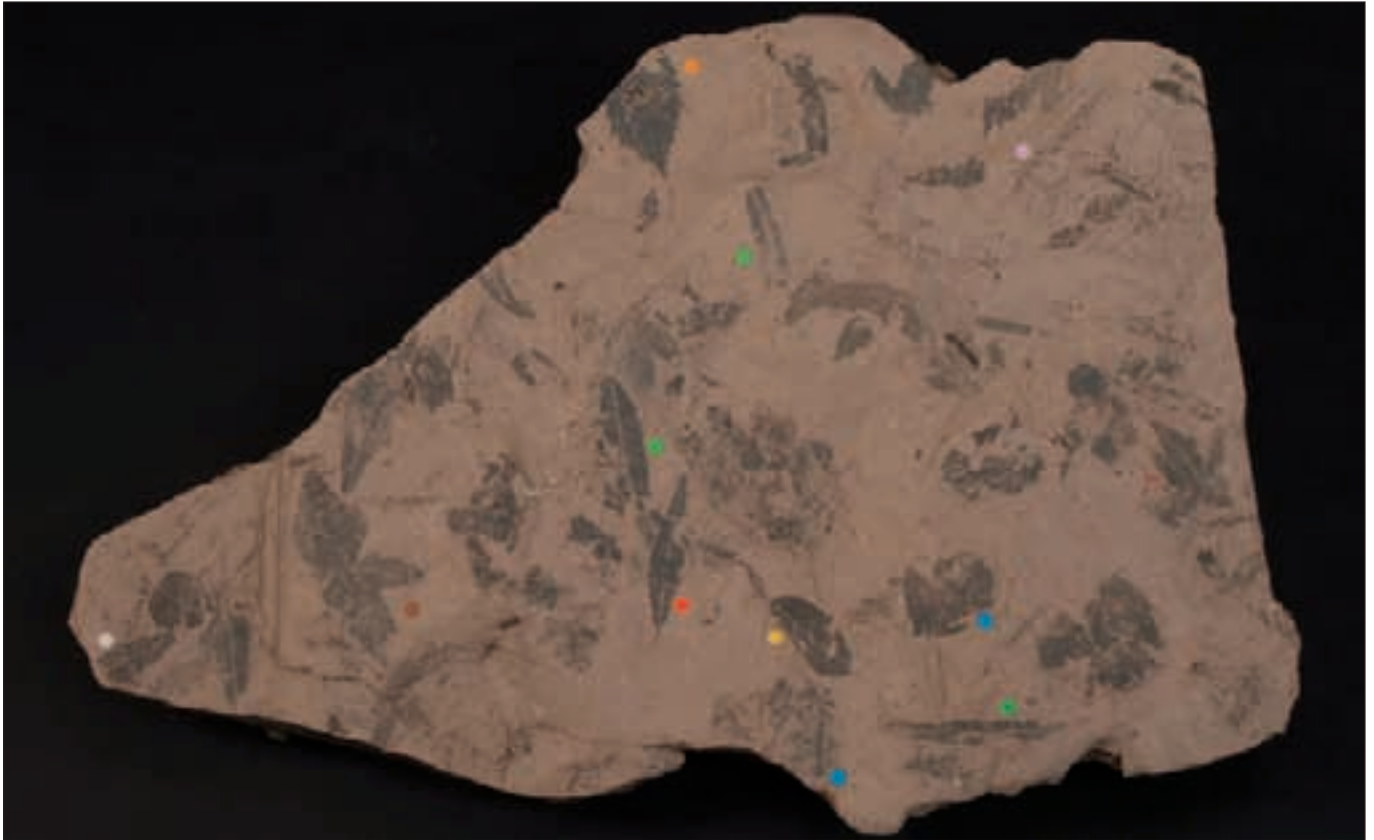


Abb. 4.4.20: Typische Blätterflora des Florenkomplexes Haselbach, gemischte immergrüne und laubwerfende azonale Vegetation unter warm-temperaten, humiden Bedingungen; flussbegleitender Auenwald mit *Populus germanica* (Salicaceae) – blau, *Salix varians* (Salicaceae) – weiß, *Taxodium dubium* (Cupressaceae) – lila, *Carpinus grandis* (Betulaceae) – gelb, *Acer haselbachense* (Sapindaceae) – braun, *Daphnogene cinnamomifolia* (Lauraceae) – rot, *Ulmus fischeri* (Ulmaceae) – orange und „*Apocynophyllum*“ *neriifolium* (Lythraceae) – grün; Basis Haselbacher Tonkomplex, Unteroligozän, Tgb. Haselbach. (Foto: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

des Oberflözkomplexes (Flöz 4) gilt, wurde im Raum Haselbach als wichtiger Rohstoff abgebaut. Er umfasst dort den gesamten Mittelbereich zwischen den Flözkomplexen, so dass die Tone zwischen Haupt- und Oberflöz oftmals generell als Haselbacher Ton bezeichnet werden. Dieser Ton ist wegen seiner zahlreichen Einlagerungen von Pflanzenfossilien eingehend makropaläobotanisch untersucht worden (u. a. HOHL 1959; MAI & WALTHER 1969, 1978, 1983; KUNZMANN 1998; KVACEK & WALTHER 2001). Die Flora ist insofern bemerkenswert, als dass sie mit ersten arktotertiär beeinflussten, laubwerfenden Arten wie Pappel, Ahorn, Hainbuche und Sumpfyzypresse einen Klimaumschwung mit kühleren Jahresdurchschnittstemperaturen gegenüber dem älteren Eozän anzeigt (Abb. 4.4.20). Faziell verbergen sich in dem Tonkomplex lagunäre und limnische Tone der Überflutungsebene.

Der **Oberflözkomplex** (Flöz IV, 4, Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers) setzt in der Leipziger Bucht oft mit einem Wurzelhorizont über den sog. Basissanden bzw. dem Haselbacher Ton ein. Eine NW-SE verlaufende flözfreie Zone im westlichen Verbreitungsgebiet ist auf quartäre Erosion zurückzuführen (vgl. Abb. 4.4.2). Im Ostteil der Leipziger Bucht (ehemalige Tagebaue Bockwitz, Witznitz, Espenhain, Zwenkau) tritt der Oberflözkomplex als nahezu kompakter Flözkörper mit bis zu 12 m Mächtigkeit auf (Abb. 4.4.21; vgl. Kap. 6.1). Er wird durch horizontbeständige Sandein-

lagerungen und Quarzitlinsen sowie z. T. mächtige verkieselte Stubben und Stammreste (Abb. 4.4.22) im oberen Flözbereich charakterisiert. Mitunter sind dort mehrere sandige Zwischenmittel zu beobachten, die lateral auf geringste Entfernung zwischen marinen Feinsanden und scharfkantigen kiesigen Grobsanden wechseln können.

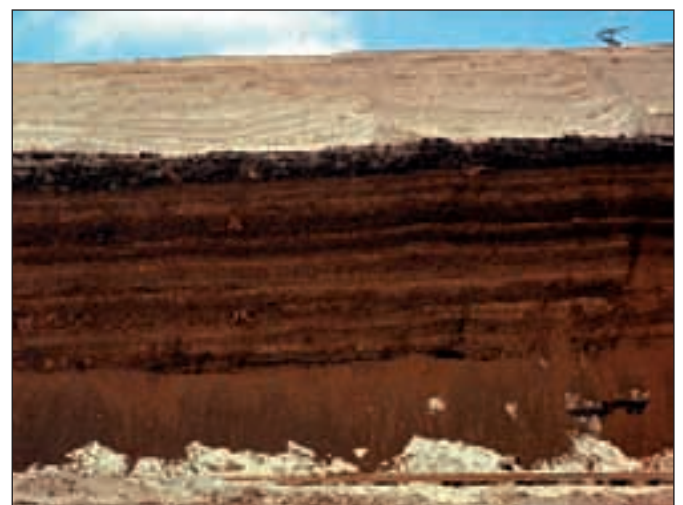


Abb. 4.4.21: Farbgebändertes Flöz 4 mit Stubbenhorizonten, oben durch transgredierende Rupel-Sande beeinflusste dunkelbraune Kohlen (Niveau der verkieselten Stubben, vgl. Abb. 6.1.6), ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: J. Rascher, 1978).



Abb. 4.4.22: Verkieselter Stubben aus dem oberen Bereich des Oberflözkomplexes, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Aus diesem Mittel entwickelt sich bei Zitzschen (ehemaliger Tagebau Zwenkau) eine sog. Flusssandzone, die Wattsedimente, Prielrinnen und Kolke (Wattpools) aufweist. In westlicher Richtung spaltet das Flöz in mehrere (Ober- und Unter-)Bänke auf (Abb. 4.4.23). Die regionalen Beziehungen zu den im Halleschen Raum gebräuchlichen Flözbezeichnungen Lochau, Dieskau und Gröbers sind bisher nicht hinreichend geklärt. Meist wird das Flöz Gröbers mit dem (Böhlener) Oberflöz (Flöz 4) parallelisiert. In einigen Gebieten (Tagebaue Schleenhain, Peres, Grotzcher Dreieck, Profen) besteht der Oberflözkomplex nur aus zwei geringmächtigen Flözbanke, die durch tonige Zwischenmittel ge-

trennt sind. Die im Süden häufige Einbindung des Flözes in Tone führte dort auch zur Bezeichnung Haselbacher Flöz (SPP-Zone 20A).

Im SW-Bereich des ehemaligen Braunkohlentagebaues Zwenkau (bei Zitzschen) tritt im unteren Teil des Oberflözkomplexes eine weitere sog. Flusssandzone auf (EISSMANN 2005: Mittlere Flusssandfolge; Abb. 4.4.23). Sie weist im basalen Teil gröber klastische Sedimente, im mittleren Teil Gezeitenablagerungen und im höheren Teil unterschiedlich mächtige Tone auf, über denen zwei weitere Flözbanke folgen (ENGEL & FISCHER 2004). Teilweise sind Prielrinnen und Kolke ausgebildet, die sich erosiv in die untere Flözbank einschneiden. Der Oberflözkomplex wird im gesamten Verbreitungsgebiet von marinen Bildungen überlagert. Die oberen Dezimeter sind häufig stark bioturbat und teils vom Weißen Sand, teils von Schluffen und Sanden aus den Hangendschichten durchsetzt.

Der Oberflözkomplex (Flöz 4) ist nahezu in der gesamten Horizontkartenverbreitung flächendeckend vorhanden (vgl. Abb. 4.4.2). Die Verbreitungsgrenzen westlich und südwestlich von Leipzig sind ebenso wie die Verbreitungslücken zwischen Altenburg, Borna und Zwenkau durch pleistozäne Ausräumung bedingt. Lokal können sie auch durch intratertiäre Erosionen – wie beispielsweise durch die Thierbacher Schichten östlich von Borna (Kap. 4.6) – entstanden sein. Der Oberflözkomplex tritt in unterschiedlichen Mächtigkeiten auf und kommt sowohl aufgespalten (s.o.) als auch unaufgespalten vor. Allerdings sind die Verbandsverhältnisse nicht überall hinreichend geklärt, so dass dazu weitere Untersuchungen erforderlich wären.

Im Raum südöstlich von Leipzig (südöstlich des Plagwitz-Grauwackenrückens) ist das Oberflöz meist kompakt mit gleich bleibenden Mächtigkeiten vorhanden (Stadtgebiet Leipzig 8-12 m, ehemalige Tagebaue Cospuden 11 m, Espenhain 8-12 m, Witznitz 7-9 m). Im Tagebau Profen sind gewöhnlich zwei geringmächtige Flözbanke vorhanden (Flöz 4o und Flöz 4u), die durch ein sandig-toniges Mittel getrennt werden (MÜHLMANN et al. 1977). Auch im nördlich anschließenden Erkundungsfeld Werben-Sittel werden diese Flözbanke 4o und 4u ausgehalten (KOSTELETSKY et al. 1991). Aus dem Feld Schleenhain beschreiben LINKE et al. (1978) ein – meist unter 2 m

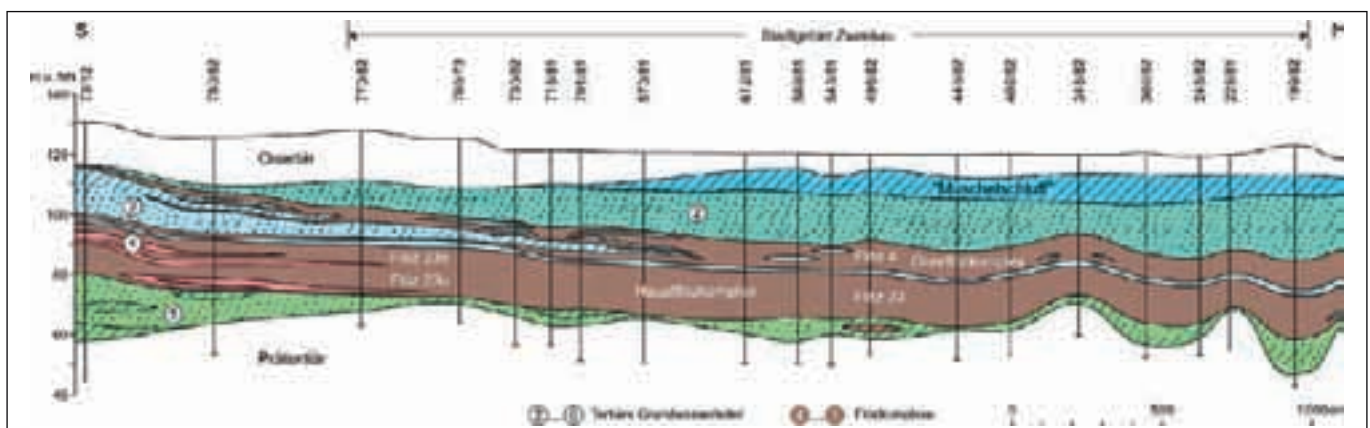


Abb. 4.4.23: Aufspaltung des Haupt- und Oberflözkomplexes im ehemaligen Tgb. Zwenkau bei Zitzschen.

mächtiges – Oberflöz (Flöz 4) sowie drei Flözbanke (IV1 bis IV3) im Komplex des Haselbacher Tones. Ähnliche Verhältnisse finden sich im Kohlenfeld Groitzscher Dreieck, wo unter dem als eigentlichem Flöz 4 ausgehaltenen Kohlenhorizont noch zwei weitere Bänke (H1, H2) im Haselbacher Ton vorkommen (LENDL et al. 1990).

Während der Oberflözkomplex in der Leipziger Bucht flächenhaft verbreitet ist, sind die im Liegenden von Flöz Gröbers auftretenden Flöze **Lochau** und **Dieskau** auf die Räume westlich und nordwestlich von Schkeuditz nördlich der Weißen Elster beschränkt (Abb. 4.4.24). Zeitliche Äquivalente bilden möglicherweise die geringmächtigen Flözbanke im Haselbacher Ton in den Braunkohlenfeldern Schleenhain und Groitzscher Dreieck. Auf das mit Flöz Lochau als zeitgleich parallelisierte Flöz Torgau wird in Kap. 5.3 näher eingegangen.

Flözaufspaltungen wurden aber auch aus Braunkohlenfeldern nördlich der Röthaer Störung, d. h. auf der Nordwestsächsischen Hochscholle (EISSMANN 1968) beschrieben. So trat im Braunkohlenobjekt Eythra-Süd (ehemaliger Tagebau Zwenkau) eine Aufspaltung in bis zu fünf Bänke auf (HELBIG 1976; SUDERLAU et al. 1985) (vgl. Abb. 4.4.23). Durch die regionale Betrachtung zeigt sich an diesen Beispielen recht instruktiv, dass die oftmals beschriebene Kausalität zwischen den prätertiären Struktureinheiten i. S. der Hoch- und Tiefschollen (EISSMANN 1968) bzw. der diese begrenzenden Störungen – wie beispielsweise der Röthaer Störung (vgl.

Kap. 2.1) – auf die lithofazielle Ausbildung der überlagernden tertiären Schichtkomplexe keinen Einfluss hat.

Als Ursache für die Aufspaltung wird von verschiedenen Autoren die Sedimentation des sog. Zwickau-Altenburger Flusses angesehen (SUDERLAU et al. 1985; DOLL 1982 – Sandphase S3o Oberer Basissand, LAUER 1984 – jüngste Flusssande). So entspricht die etwa SE-NW verlaufende, 2 km breite flözfreie Zone zwischen Heuersdorf-Rüssen-Großdalzig-Kitzen der Pereser Flusssandzone nach LAUER (1984). Der durch den „Flusslauf“ und dessen Sedimente aufgespaltene Flözkörper keilt hier aus bzw. wird völlig von Ton, seltener durch Sande ersetzt (DOLL 1982). Das Fehlen des Flözes ist allerdings nicht allein auf die „fluviatilen“ Wirkungen zurückzuführen, sondern muss stellenweise auch der quartären Erosion bzw. dem Ausräumen durch jüngere tertiäre Sande angelastet werden oder ist durch natürliches Auskeilen am aufragenden Prätertiär (Plagwitzter Grauwackenrücken) zu erklären. Unabhängig von den genetischen Ursachen wird die Korrelation der Flözbanke in den zentralen und westlichen Kohlefeldern der Leipziger Bucht mit den östlich bzw. nordöstlich gelegenen aufgespaltenen (Feld Eythra) bzw. kompakten Bereichen des Oberflözkomplexes (Flöz 4) erschwert. In den aufgespaltenen Bereichen selbst ist die Parallelisierung der Bänke infolge deren Absätzigkeit und geringen Mächtigkeit (z. T. nur 1–2 m, aber auch unter 1 m) schwierig.

Anzeichen für syngenetische Mächtigkeitserhöhungen im Oberflözkomplex, d. h. von Kesselbildungen, fehlen in

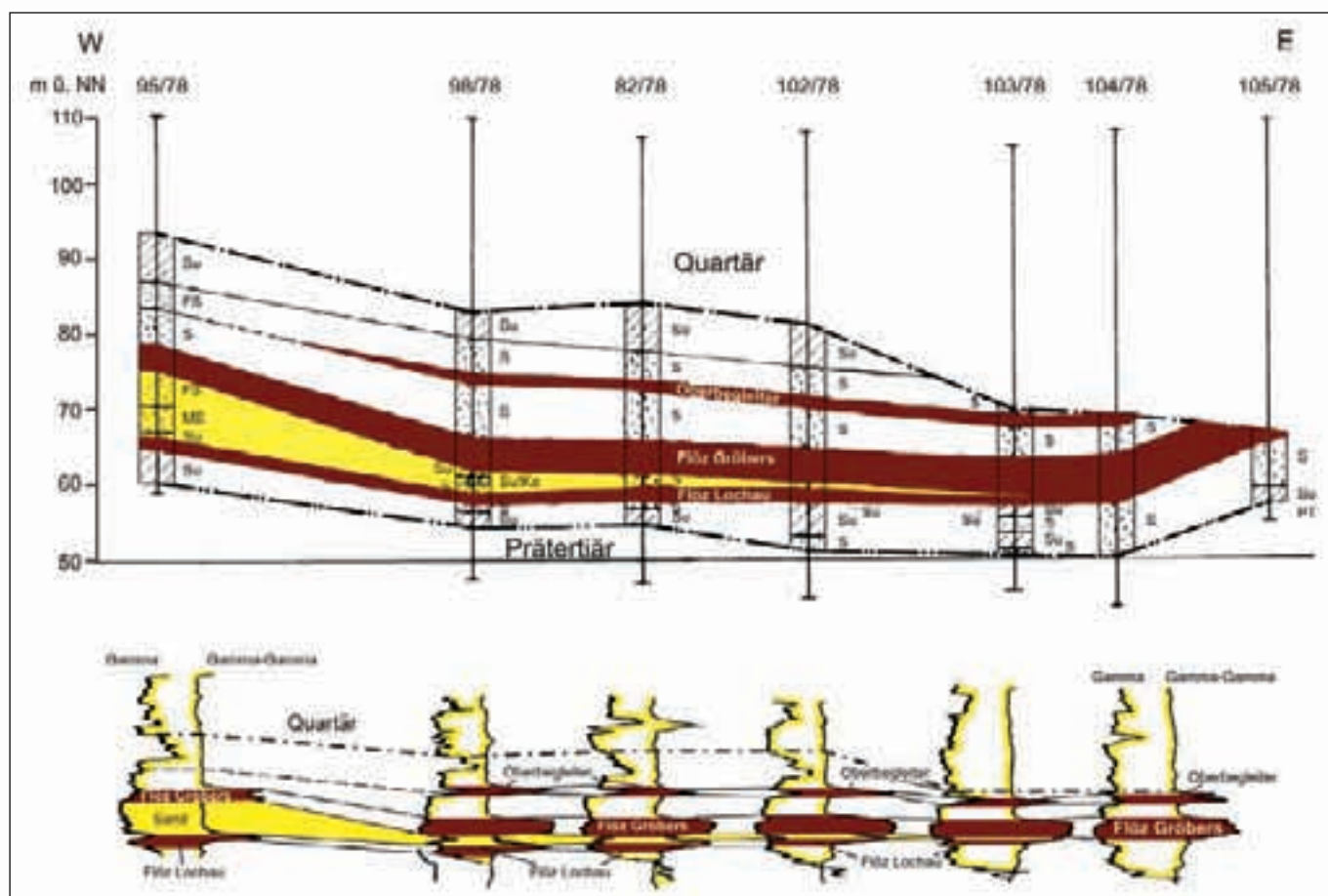


Abb. 4.4.24: Korrelationsschnitt im Niveau der Flöze Lochau und Gröbers mit Abspaltung des Flözes Lochau von Flöz Gröbers am Beispiel bohrlochgeophysikalischer Messkurven.

den Braunkohlenfeldern der südlichen Leipziger Bucht mit Ausnahme einiger weniger nicht eindeutiger Altbohrungen (DOLL 1982). Zum Zeitpunkt der Flözbildung war demnach der Auslaugungsprozess salinärer Schichten des prätertiären Untergrundes (vgl. Kap. 2.1, EISSMANN 1985) zum Stillstand gekommen. Dagegen sind Lochbildungen sehr häufig zu beobachten, d.h., dass Subrosionsvorgänge wieder im höheren Unteroligozän/Oberoligozän einsetzen, was auch durch die relikthischen Vorkommen von Rupelschluff belegt wird (vgl. Kap. 4.5.3).

Im Raum nordwestlich und nördlich von Leipzig tritt der Oberflözkomplex (Flöz 4), dort als **Flöz Gröbers** bezeichnet, als einheitliches Flöz auf. Die Ansicht von BLUMENSTENGEL et al. (1996), dass das im Tagebau Merseburg-Ost aufgeschlossene Flöz als abgespaltener oder oberer Flözteil eines weiter im Osten ungespaltenen Flözes Gröbers ist, trifft so nicht zu. Eine Aufspaltung ist erst weiter nördlich im Raum Landsberg – Delitzsch – Roitzsch zu beobachten (ESCHER et al. 2002). Das Flöz spaltet dort unter Einschub eines kohligten, meist tonig/schluffigen Mittels mit Mächtigkeiten von 0,4 bis 2,4 m (Durchschnitt 1,5 m) in eine Oberbank und eine Unterbank auf. Der Gesamtkomplex hat aber lediglich Mächtigkeiten um 5 m, wovon auf die Oberbank etwa 0,5 bis 2 m und die Unterbank in der Regel 2–4 m entfallen. Während die Unterbank fast durchgängig verbreitet ist, wird die Oberbank weitflächig von einem stark kohligem Schluff vertreten (PAPKE & SPANGENBERG 1989). Bemerkenswert für das Flöz Gröbers im Raum Schkeuditz-Merseburg ist, ähnlich wie im bereits besprochenen Verbreitungsgebiet südlich von Leipzig, das Auftreten von verkieselten Hölzern, aber auch von eingekieselten Schluffen (ZINCKEN 1862; HARNISCH 1930; MANHENKE 1969; HÜBNER 1982). Im Gegensatz zur südlichen Leipziger Bucht sind zwischen Merseburg und Schkeuditz Kesselbildungen im Flöz Gröbers vorhanden (Tiefen bis max. 10 m, sonst 4–6 m; HÜBNER 1982).

Über Flöz Lochau lagern oft leicht schluffige und kohlige Fein- bis Mittelsande, die auf Grund ihrer Sedimentstruktur und ihres Fossilinhaltes von SOMMERWERK (1990) als Wattsedimente gedeutet werden. Für das in der Regel nur um 1 m mächtige Flöz Dieskau ist ebenso wie im Falle des Flözes Lochau noch nicht endgültig geklärt, ob es sich um ein eigenständiges Flöz oder um einen Abspalter vom Flöz Gröbers handelt. Die über

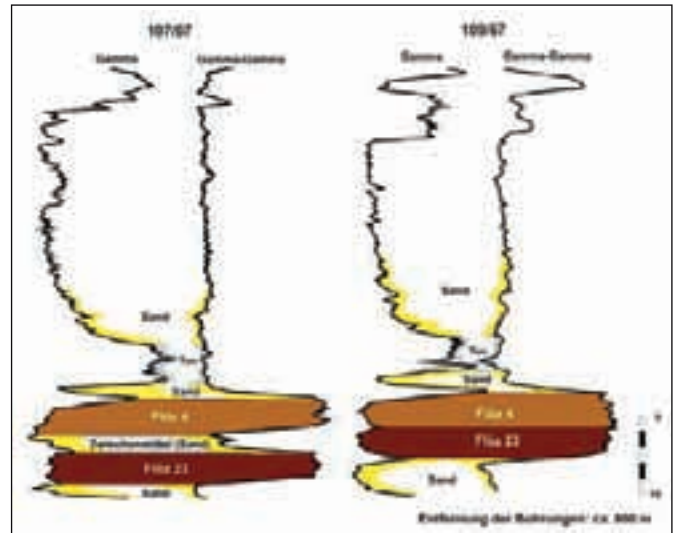


Abb. 4.4.26: Direktaufnahme des Oberflözkomplexes (Flöz 4) auf dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) im ehemaligen Tgb. Delitzsch-Südwest.

Flöz Dieskau folgenden hellgrauen bis hellgraubraunen Fein- bis Mittelsande sind im Allgemeinen 3–5 m mächtig (HÜBNER 1982). Gebietsweise ist das Auskeilen von Flöz Lochau in den sog. Lochau-Sanden nachzuweisen (BLUMENSTENGEL et al. 1996, 1999, Abb. 4.4.25).

Flöz Lochau (SPP-Zone 20A) und Flöz Gröbers (SPP-Zone 20C) liegen in einer annähernd N-S gerichteten Zone bei Landsberg (Erkundungsobjekt Hatzfeld, KRAMER et al. 1982) ohne trennendes Zwischenmittel direkt aufeinander (Abb. 4.4.26). Diese Lagerungsverhältnisse wurden von KRAMER et al. (1982) als Abspaltung, von LOTSCH et al. (1969) und HÜBNER (1982) als Ancharung von Flöz Lochau an Flöz Gröbers gedeutet. Die Diskussion dieser Frage ist geologisch unerheblich, da sich zwei altersmäßig unterschiedliche Flöze in Superposition befinden und die richtige Frage nur darauf hinausläuft, ob ein sichtbares (!) trennendes Zwischenmittel vorhanden ist oder nicht. Ancharung oder Abspaltung ist nur ein geometrischer, dem Bergbau geschuldeter Begriff ohne genetische Relevanz (vgl Kap. 6.1).

Der Oberflözkomplex kann in Bereichen mit pleistozäner Überlagerung glazigen beeinflusst sein. Oft kam es zur Ausbildung von sog. Braunkohlendiapiren (EISSMANN 1978, Abb. 4.4.27). Teilweise ist auch die Kohlenstruktur durch



Abb. 4.4.25: Auskeilen von Flöz Lochau in den Lochau-Sanden (i. S. v. BLUMENSTENGEL et al. 1996, 1999) nach bohrlochgeophysikalischen Messkurven.



Abb. 4.4.27: Glazigen beeinflusstes Flöz 4 (Mollisoldiapir mit eingesunkenen quartären Kiesen) im Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2004).

kryogene Prozesse zerstört worden (oberflächenfeuchte Braunkohlen, vgl. Kap. 4.3).

Im Ostteil des ehemaligen Braunkohlentagebaues Deitzsch-Südwest sowie z. T. auch im Stadtgebiet von Leipzig liegen Oberflöz- (Flöz 4) und Hauptflözkomplex (Flöz 23) ebenfalls unmittelbar aufeinander (vgl. Abb. 4.4.26). Ähnliche Verhältnisse findet man östlich von Eilenburg und Bad Dübau, wo die beiden altersdifferenzierten Flöze höchstens durch ein geringmächtiges kohliges Mittel getrennt sind oder auch direkt übereinander auftreten (SPANGENBERG et al. 1985). Für diesen Raum scheinen kontinuierliche Senkungsphasen mit permanenten Moorbildungen charakteristisch zu sein, wie es auch stratigraphisch fließende Übergänge vom Unterflözkomplex (Flöz 1) zum Hauptflözkomplex (Flöz 23) gab (vgl. Kap. 4.2, Abb. 4.2.13).

Zu den Vorkommen des Oberflözkomplexes (Flöz 4) südöstlich des Otterwischer Grauwackerückens, d. h. im **Raum Borna-Grimma-Colditz** am südöstlichen Randbereich der Leipziger Bucht, bleibt anzumerken, dass im Braunkohlenerkundungsfeld Kitzscher das Flöz mit etwa 4 m Mächtigkeit (KLINGBEIL et al. 1990) angetroffen wurde. Für die Braunkohlen bei Thierbaum, ca. 6 km südöstlich von Bad Lausick, ist aufgrund ihrer petrographischen Ausbildung (HOHL 1955; BÖHME 1957) und paläontologischer Nachweise (KRUTZSCH 1961; MIBUS in BÖHME 1967) die Einstufung in den Oberflözkomplex gesichert.

4.4.4 Problematika

Im Einzelfall ist es schwierig, die im Liegenden und Hangenden des Oberflözkomplexes auftretenden Flöze in die richtigen zeitlich-räumlichen Lagerungsverhältnisse zu bringen, wenn nur punktuelle Daten vorliegen.

4.5 Unteroligozän Rupel-Formation/Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 5)

4.5.1 Definition und Abgrenzung

Der in den Horizontkarten als höherer Teil der Böhlen-Formation definierte Schichtkomplex umfasst im Südraum Leipzigs die Espenhain-Zwenkau-Schichten und die Septarienton-Schichten (Böhleener Schichten nach EISSMANN 1994, 2004) sowie im Nordraum nach TGL 25 234/08 (LOTSCH 1981) die Oberen Zörbig-Schichten. Die von MÜLLER (2008) vorgeschlagene Gliederung der Böhlen-Formation in Störmthal-, Zwenkau- und Markkleeberg-Subformation ist nur auf einen begrenzten Raum anwendbar und kann – ebenso wie die Abgrenzung der untergeordneten Einheiten innerhalb der Subformationen – nur bedingt für flächenhafte Darstellungen verwendet werden. Nach TGL 25 234/08 (LOTSCH 1981) sind im definierten Horizont die Untere Böhleener Folge und Teile der Oberen Böhleener Folge sowie für den Raum Bitterfeld-Torgau der obere Teil der Zörbiger Schichten einschließlich der Rupelfolge enthalten. HÜBNER (1982) und LEEFHELM et al. (1988) fassen den gesamten Komplex als Obere Zörbiger Schichten zusammen. Im Südraum Leipzigs ist nach EISSMANN (z. B. 1968, 1970, 1994, 2000, 2005) die Bezeichnung Böhleener Schichten auch in der Braunkohlenerkundung gebräuchlich gewesen (u. a. GERATS 1979; DOLL 1982; SUDERLAU et al. 1985).

Palynologisch wird die Abfolge in die SPP-Zonen 20 C-D und 20 E (KRUTZSCH 2000) gestellt und damit nach heutigem Kenntnisstand zeitlich in den höheren Abschnitt des Unteroligozäns vor etwa 32 Ma bis 29 Ma (vgl. Abb. 3.1). Untersuchungen von Dinoflagellatenzysten (KÖTHE 1991, unveröff., BGR Hannover) weisen für die Abfolge die Dinozystenzonen D 13 (tiefes Unteroligozän, Weißer Sand bis Transgressionskies), D14na (mittleres Unteroligozän, Graubrauner/Grauer Sand bis Phospho-

ritknollenhorizont) und D14nb (höheres Unteroligozän, Muschelschluff) aus.

Die Basis der Horizontkarteneinheit ist durch die Hangendgrenze des Oberflözkomplexes (Flöz 4) und die Obergrenze durch die Hangendgrenze des Rupel- bzw. Septarientones festgelegt. Die stratigraphische Position der darüber folgenden Formsande ist bisher nicht eindeutig geklärt. Pollenanalytisch werden sie z. T. in die SPP-Zone 20 (20D) und damit in das Unteroligozän eingestuft. Dem folgt auch MÜLLER (2008), während er die Grenze zum Oberoligozän an die Basis der kaolinischen Formsande legt. WALTER (1997) sieht dagegen die kaolinischen Formsande lediglich als geochemisch (Verwitterung) veränderte Formsande an. EISSMANN (1994) stellt die Formsande in das Oberoligozän. Die unklare stratigraphische Position geht auch aus STANDKE (2008b) hervor. Im Zusammenhang mit der stratigraphischen Abfolge im Südraum Leipzigs werden die Formsande in diesem Kapitel abgehandelt. Da die flächenhafte Abgrenzung zu den hangenden Glaukonit- und Glimmersandschichten nicht gewährleistet ist, werden die Formsande jedoch kartenmäßig in der nächst höheren Horizontkarte (Oberoligozän) gemeinsam mit diesen dargestellt.

Die nachfolgend behandelten Sedimente waren in den Großtagebauen im Südraum Leipzigs bis zu deren Flutung (u. a. Cospuden, Zwenkau, Espenhain, Witznitz) hervorragend aufgeschlossen und damit Gegenstand zahlreicher geologischer Untersuchungen (z. B. ENGERT 1957; EISSMANN 1968, 1970, 1994; BELLMANN 1969, 1976, 1981, 1984; MÜLLER 1976–1978, 1983, 2008; WALTER 1997; STANDKE 1994–2009 (unveröff. Profilkartierungen); JUNGE et al. 2001; ENGEL & FISCHER 2004; ENGEL 2006; ERTEL 2006). Dadurch ist für dieses Gebiet ein sehr detaillierter Kenntnisstand vorhanden. Dem gegenüber steht der Nordraum Leipzigs, in dem die Schichten im Wesentlichen nur aus Bohraufschlüssen bekannt sind. Eine Ausnahme bilden geringmächtige Vorkommen in den Tagebauen Merseburg-Ost und Lochau (HÜBNER 1982; BLUMENSTENGEL et al. 1996).

4.5.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die Abfolge ist südlich, westlich und nördlich von Leipzig zusammenhängend verbreitet (Abb. 4.5.1). Die bisher ohne tertiäre Sedimentbedeckung gebliebenen Zonen zwischen Delitzsch und Bitterfeld sowie Eilenburg und Bad Dübener See werden in diesem Zeitabschnitt erstmals von tertiären Schichten überzogen. Die Sedimente überdecken nun auch den Nordostteil des Plagwitzer Grauwackenrückens. Der höhere Teil der Böhlen-Formation (Espenhain-Zwenkau-/Septarienton-Schichten) überlagert entweder prätertiären Untergrund oder die tieferen Teile der Böhlen-Formation (Oberflözkomplex). Die Verbreitungsgrenzen sind überwiegend erosiv, bedingt durch quartäre Erosion bzw. intratertiär durch die Thierbacher Schichten im Raum Borna (vgl. Kap. 4.6.3). Nördlich von Leipzig sind die Verbreitungsgrenzen überwiegend primär, wobei die Schichten am aufsteigenden prätertiären Untergrund auskeilen. Relativ vollständige Abfolgen der Böhlen-Formation waren im Bereich der Braunkohlen-

felder Cospuden, Zwenkau, Eythra und Espenhain ausgebildet. Weitere vollständige Profile sind weiter südlich nur in räumlich begrenzten Subrosionssenken erhalten geblieben, die vor der Erosion geschützt waren (sog. Lochstrukturen, vgl. Kap. 4.2). Das zeigt aber auch, dass Subrosionsvorgänge postgenetisch mindestens noch im Oberoligozän stattgefunden haben.

Das Liegende der Abfolge steigt von Nordosten nach Südwesten an: 20 bis 40 m ü. NHN im Raum Bad Dübener See und 120 bis 140 m ü. NHN zwischen Zwenkau und Borna. Die Mächtigkeiten des Horizontes (Abb. 4.5.2) sind meist abhängig vom Auflageniveau auf dem prätertiären Untergrund sowie vom Erosionsniveau. Östlich von Delitzsch und Bitterfeld wie auch um Eilenburg und Bad Dübener See betragen sie 10–15 m. Weiter in Richtung Osten (Wildenhain, Torgau) sinken die Mächtigkeiten auf 5 m und darunter ab. Analoge Schichtmächtigkeiten findet man im gesamten Raum nordwestlich von Leipzig mit weniger als 10 m, lokal bis 5 m. Südöstlich des Plagwitzer Grauwackenrückens im Südosten von Leipzig erreicht der Horizont relativ gleichmäßige 10–25 m Mächtigkeit, z. T. auch 35–40 m (GERATS 1979). In räumlich begrenzten Subrosionssenken kann die Schichtenfolge auch größere Mächtigkeiten aufweisen, wie beispielsweise im Floßgrabenloch im Tagebau Profen mit knapp 40 m (MÜHLMANN 1982).

4.5.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Die nach einer regressiven Entwicklung im tiefen Rupelium (Ablagerung des Oberflözkomplexes, Kap. 4.4) folgende zweite Rupel-Transgression (auch: Rupel-II-Transgression, „zweite mitteloligozäne Senkungsphase“, LOTSCH et al. 1979; Rupel-I/II-Sande nach LOTSCH 1981) führte zur Ablagerung einer faziell stark wechselnden sandig-tonigen Abfolge über dem Oberflözkomplex (Flöz 4), während die dritte Transgression („Rupel-Haupttransgression“; SPP-Zone 20 C nach KRUTZSCH et al. 1992) mit der Bildung des Rupel- oder Septarientones verbunden wird (Rupel II-IV, LOTSCH 1981). Allgemein wird ein Kieshorizont über dem Oberflözkomplex als erste marine Transgression in die südliche Leipziger Bucht hinein betrachtet. Für MÜLLER (2008) gilt dieser Kies an der Basis der Zwenkau-Schichten, der u. a. auch Haifischzähne enthält, als Anzeiger der Rupel-Haupttransgression. Er liegt im Tagebau Espenhain (Südböschung) 10 bis 15 m über dem Oberflöz (Abb. 4.5.3).

Espenhain-Zwenkau-Schichten

Die Espenhain-Zwenkau-Schichten (STANDKE 2008b) umfassen im Südraum Leipzigs eine ca. 20 m mächtige Abfolge zwischen dem Oberflözkomplex und dem Muschelschluff (Septarienton-Schichten), die EISSMANN (1970, 1994; JUNGE & EISSMANN 2007) als Böhler Schichten bezeichnen. MÜLLER (2008) untergliedert sie in eine Störmthal-Subformation (Störmthal-Basissand, Mittlerer Störmthal-Sand mit Flöz y, Oberer Störmthal-Sand), wobei die Gliederung regional hauptsächlich auf den Raum Espenhain-Zwenkau ausgerichtet ist. Die Mächtigkeit der Abfolge sinkt nach Norden hin ab (Raum

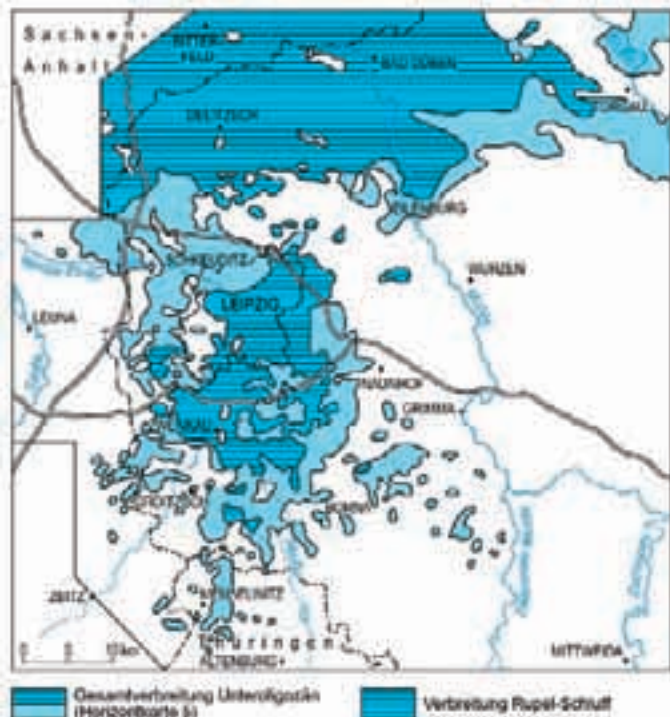


Abb. 4.5.1: Verbreitung der unteroligozänen Rupel-Formation/ Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

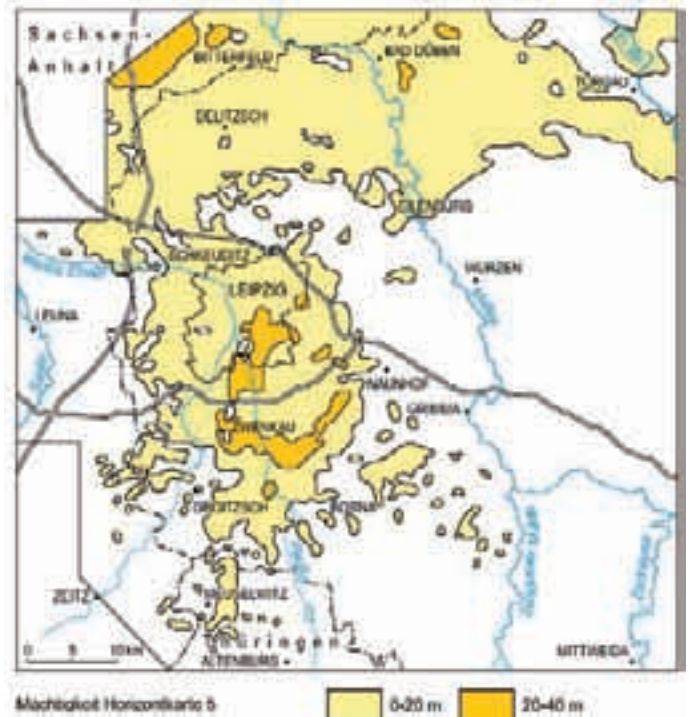


Abb. 4.5.2: Mächtigkeit der unteroligozänen Rupel-Formation / Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen.

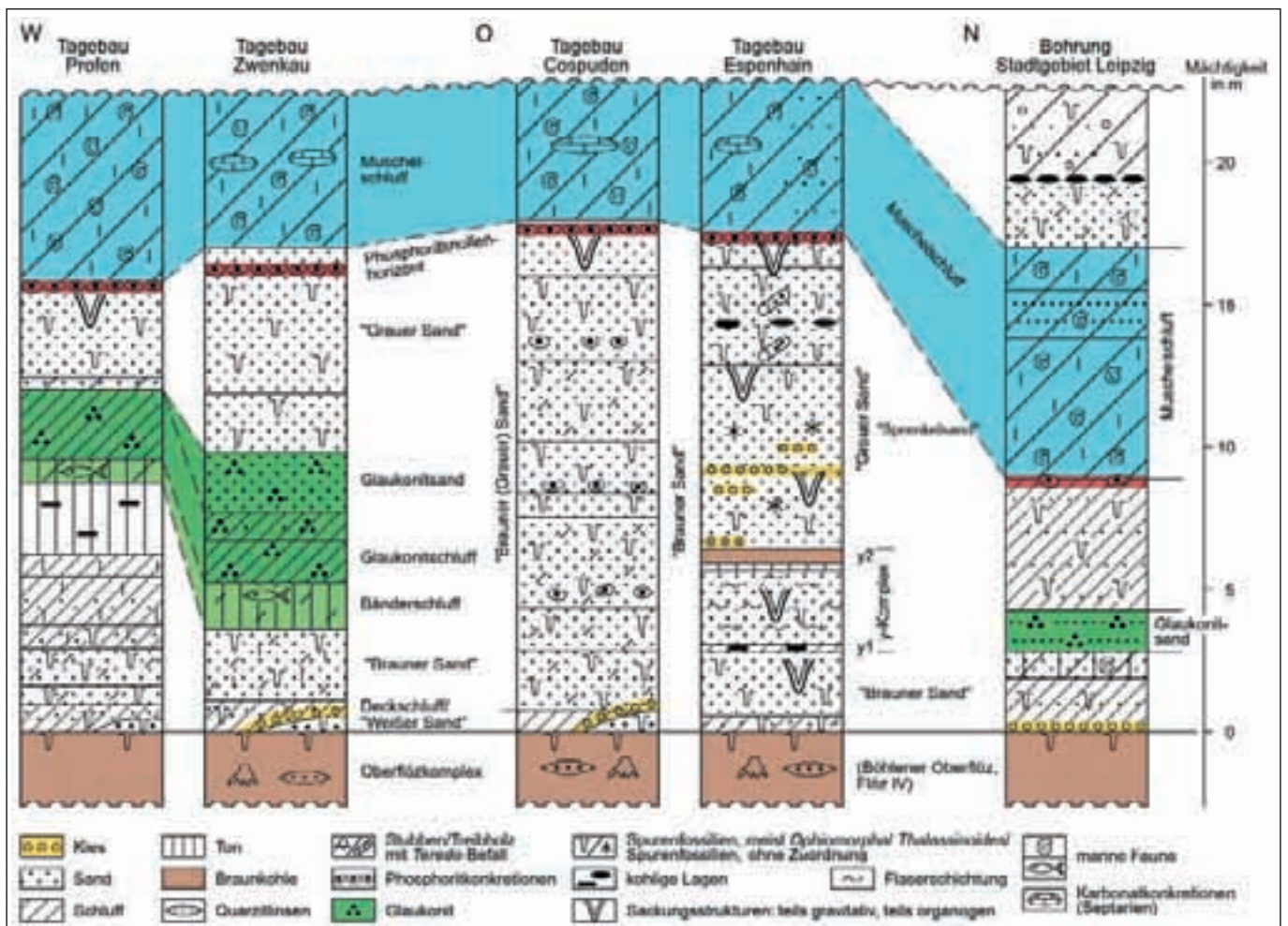


Abb. 4.5.3: Lithofaziale Profilkorrelation der Espenhain-Zwenkau-Schichten in der südlichen Leipziger Bucht (aus STANDKE 2008b).

Delitzsch-Bitterfeld), sodass bei Ausfall der Schichten der Rupel-Ton/-Schluff (Septarienton-Schichten) unmittelbar über dem Oberflözkomplex ansteht.

Charakteristisch ist eine faziell unterschiedliche Entwicklung zwischen Ost- und Westteil der Leipziger Bucht, die durch eine vorwiegend sandige Abfolge im östlichen („**Randfazies**“ = Espenhain-Schichten, Abb. 4.5.4, Tab. 4.5.1) und eine vorwiegend schluffig-tonig-sandige Abfolge („**Beckenfazies**“ = Zwenkau-Schichten) im westlichen Verbreitungsgebiet geprägt wird. Die Grenze zwischen beiden Einheiten verläuft in südwestlich-nordöstlicher Richtung zwischen den Tagebauen Espenhain, Witznitz, Schleenhain, Peres, Groitzscher Dreieck im östlichen Teil und Profen, Zwenkau und dem Stadtgebiet Leipzig im westlichen Teil. Als Übergangsfazies gilt ein von ENGERT (1957) beschriebenes Profil im ehemaligen Tagebau Böhlen. Die Begriffe Rand- und Beckenfazies assoziieren eine fazielle Vertretung relativ zeitgleicher Abfolgen. Dies wird durch nahezu gleich bleibende Mächtigkeiten der Sedimente zwischen Oberflözkomplex und Muschelschluff untermauert. Der Flöz-y-Horizont könnte mit dem Bänderschluft der Beckenfazies korreliert werden und der *Ophiomorpha* führende Braune

Sand mit dem Grauen Sand in Zwenkau. Demgegenüber geht MÜLLER (2008) von zeitlich unterschiedlichen Bildungen zwischen Oberflöz und Muschelschluff aus, wobei die ältere Abfolge im ehemaligen Tagebau Espenhain auftritt. Sie umfasst den Abschnitt zwischen Oberflöz einschließlich Flöz y bis zu einem Kieshorizont (Rupel-Haupttransgression) und wird als Störmthal-Subformation (oberer Zyklus der Espenhain-Formation) bezeichnet. Die jüngere Abfolge (Zwenkau-Subformation) setzt im ehemaligen Tagebau Zwenkau mit dem Transgressionskies ein und überlagert erosiv unterschiedliche Anteile der Störmthal-Subformation. Im Tagebau Espenhain liegt dieser Kieshorizont in einer Sandfolge über Flöz y (Grauer Sand, Graubrauner Sand, EISSMANN 1994; BELLMANN 1976, 2004) bzw. dem als Kartierungseinheit beschriebenen „Sprenkelsand“ (STANDKE 1998, unveröff.; ENGEL & FISCHER 2004). Die zeitlichen Unterschiede werden durch Dinozystenuntersuchungen (KÖTHE 1991, unveröff.) bestätigt (vgl. Kap. 4.5.1). Flächenhaft sind die zeitlich unterschiedlichen Abfolgen jedoch nicht abgrenzbar, so dass die Bezeichnung Espenhain-Zwenkau-Schichten beibehalten werden sollte. Unmittelbar über dem Oberflözkomplex war weiträumig in großen Teilen der Leipziger Bucht zunächst der Weiße Sand verbreitet, der in z. T.

Stratigraphie			Leipziger Bucht	
			Westteil (bindige „Beckenfazies“)	Ostteil (sandige „Randfazies“)
Unteroligozän	Böhlen-Formation	„Septarienton-Schichten“	Muschelsand Muschelschluff („Septarienton“)	Muschelsand Muschelschluff („Septarienton“)/ z. T. Sand-Äquivalent
		Espenhain-Zwenkau-Schichten	Phosphoritknollenhorizont Grau-(Brauner)-Sand <ul style="list-style-type: none"> • oberer Grauer Sand • unterer Grauer Sand Glaukonitschluff Bänderschluft Brauner/Grüner Schluff Brauner Sand/Schluff („Basissand“, MÜLLER 1983) Weißer Sand/Deckschluff	Phosphoritknollenhorizont Brauner Sand <ul style="list-style-type: none"> • <i>Ophiomorpha</i>-Sand mit Treibholzresten • Weißer „Sprenkelsand“ mit Kieslagen („Oberer Brauner Sand“) Flöz y-Komplex „Brauner“ <i>Ophiomorpha</i> -Sand mit „Waffelmuster“ Heller <i>Ophiomorpha</i> -Sand („Unterer Brauner Sand“) Weißer Sand/Deckschluff
	Gräbers-Schichten	Oberflözkomplex (Böhlener Oberflöz, Flöz IV) Liegendschluff (-ton); Liegendsand		
		Haselbacher Ton		

Tab. 4.5.1: Gliederung der Rupel-Folge im Südraum von Leipzig (nach BELLMANN 1976; MÜLLER 1983; STANDKE 2008b).

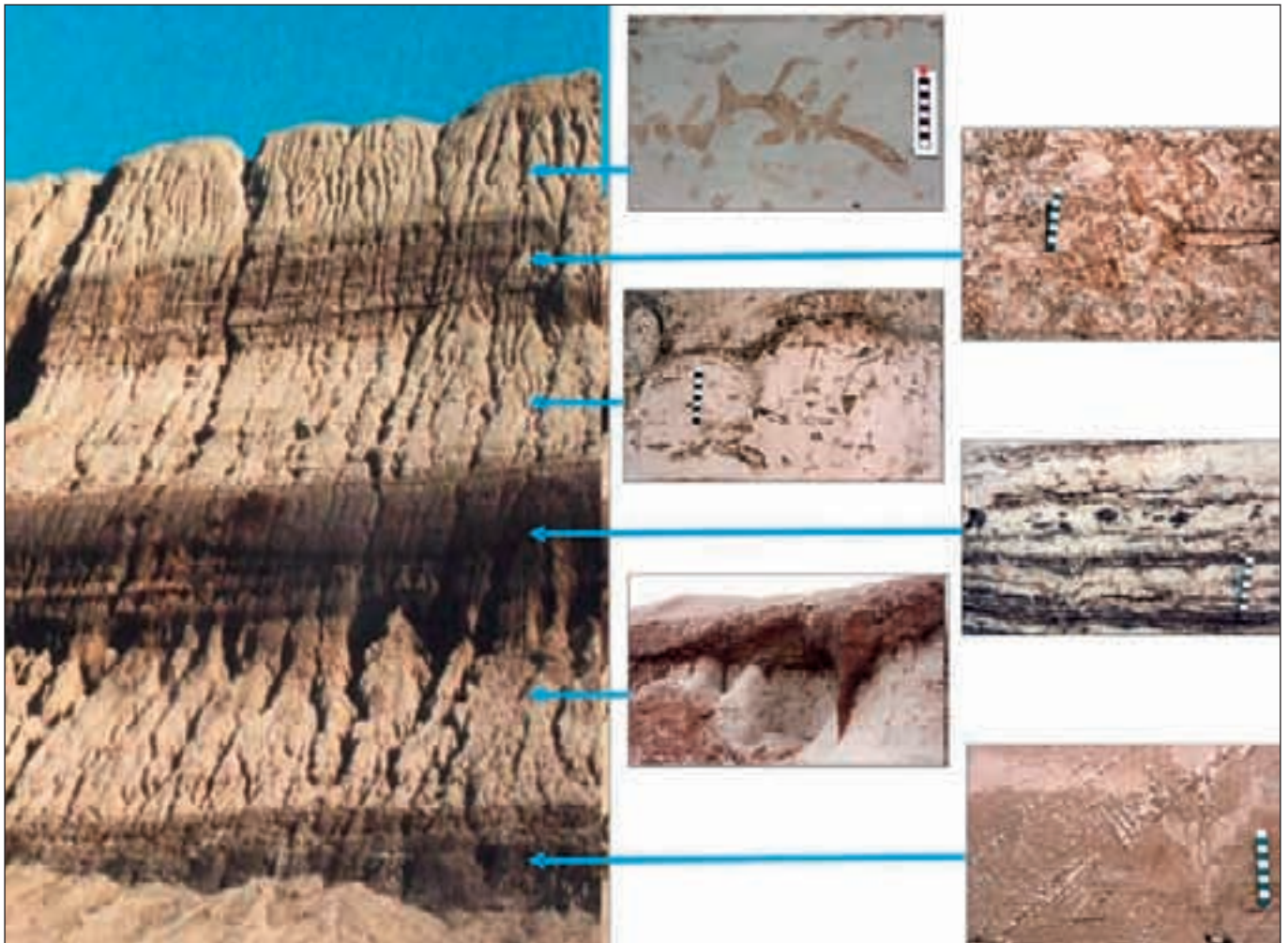


Abb. 4.5.4: Bankiger Aufbau der Espenhain-Zwenkau-Schichten (Unterer und Oberer Brauner Sand, Flöz-y-Horizont und Grau- (Brauner) Sand nach EISSMANN/BELLMANN 1990, 1994) mit Flöz-y-Komplex (Bild links, Mitte), charakteristischen Details und Bioturbationsstrukturen der Einzelschichten, ehem. Tgb. Espenhain (Fotos: G. Standke, 2002).

linsenartigen Erosionsrelikten in den meisten Tagebauen (Zwenkau, Cospuden, Espenhain, Witznitz, Profen) erhalten geblieben ist (Abb.4.5.5). Er wurde ursprünglich als Flusssand interpretiert (ENGERT 1957), vermutlich aufgrund von teilweise vorhandener Schrägschichtung und der Fehlinterpretation des Spurenfossils *Ophiomorpha* als Wurzelreste, bzw. seiner Position unterhalb eines Transgressionshorizontes, während PIETZSCH (1962) von Brackwasserablagerungen an einer Mangrovenküste ausging. Die Vorstellung der fluviatilen Genese hielt sich bis in jüngste Zeit und führte dazu, dass der Weiße Sand stratigraphisch nicht in die marine Böhlener Folge (über dem Oberflözkomplex), sondern in die ältere Bornaer Folge C gestellt wurde (TGL 25 234/08), weil die Böhlener Folge per damaliger Definition nur marine Ablagerungen enthielt. Stratigraphisch verursachte diese Einstufung gewisse Probleme. Das Auftreten der Spurenfossilien *Ophiomorpha* und *Thalassinoides* (WALTER 1997) belegt jedoch deren Entstehung im subtidalen Bereich (Unterer Vorstrand i. S. v. PETZELBERGER 1994; SCHÄFER et al. 1996). Der Weiße Sand zeichnet sich durch starke Bioturbation und zahlreiche Fluchtspuren, z. B. von Muscheln aus, was auf rasche Sedimentationsbedingungen schließen lässt (Abb.4.5.5). Er drang häufig lagenweise und als Spurenfüllung in die oberen Partien des Oberflözkomplexes (Flöz 4) ein. Im Tagebau Witznitz griff er spießartig unter die oberen Dezime-

ter des Flözes ein, was zum „Klappklee“-artigen Aufschwimmen führte. Im Nordteil des ehemaligen Tagebaus Cospuden wird er von einer dünnen Kieslage bedeckt (Abb. 4.5.5), über der mehrere Zyklen sog. Brauner Sande mit autochthonen Phosphoritknollen folgen.

Im Tagebau Espenhain bestehen die Espenhain-Zwenkau-Schichten im unteren Teil aus dem bioturbaten und stark kohligem Hangendschluff, der von rund 5 m mächtigen hellen *Ophiomorpha*-Sanden überlagert wird (Abb.4.5.6), deren marine Entstehung sich im Auftreten des Spurenfossils *Ophiomorpha* in Höhepunktgemeinschaften zeigt (WALTER 1997). Verursacher dieser Wohnbauten ist der decapode Krebs *Calianassa*, der rezent z. B. in der Nordsee in 36 m Meerestiefe aufgefunden wurde (Abb.4.5.7, A. WEHRMANN, frdl. mdl. Mitt. 2010). Die ansonsten zahlreichen Spurenfossilien stammen von Krebstieren und Muscheln, die wichtige Rückschlüsse auf Meeresspiegelschwankungen zulassen (WALTER 1997). Auffällig sind dreidimensionale, diagonal kreuzartig verlaufende Strukturen („Waffelmuster“), die mit hellem Sand gefüllt sind und deren Genese bisher unklar ist (Abb.4.5.8). Der Sandkomplex wird nach BELLMANN (1976) als Brauner Sand; nach EISSMANN (1994) als Unterer Brauner Sand und nach MÜLLER (2008) als Störthal-Basissand bezeichnet. Letzterer beschreibt



Abb. 4.5.5: Bioturbater Weißer Sand mit Fluchtspuren (besonders von Muscheln), darüber ein ca. 10 cm mächtiger Kieshorizont („Transgressionskonglomerat“), ehemaliger Tgb. Cospuden (Foto: G. Standke, 1996).



Abb. 4.5.8: Kreuzartige Strukturen („Waffelmuster“) in den Braunen Sanden, Espenhain Zwenkau-Schichten, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).



Abb. 4.5.6: *Ophiomorpha*-Sande im Hangenden des Oberflözkomplexes (senkrechter Anschnitt), ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.7: Decapoder Krebs *Calianassa subterranea*, dessen Artverwandte Verursacher des Spurenfossils *Ophiomorpha* waren (Foto: A. Wehrmann, Senckenberg am Meer, Wilhelmshaven 2010), Fundort: Deutsche Bucht, 36 m Tiefe, Flachscheff).

aus dem Raum Störmthal ein Barrensystern mit Anlagerungsgefügen. Charakteristisch sind sog. Sackungs- oder Kollapsstrukturen, die vor allem in diesem Horizont bis zu 1,5 m tiefe Trichter bilden, die mit dem überlagernden braunen schluffigen Material gefüllt sind (Abb.4.5.9–4.5.12). Ansonsten treten die Strukturen zwischen dem Oberflözkomplex und dem Rupelschluff in drei Horizonten auf, wobei die Hangendschicht meist bindiger ist als der Sand, in den sie einsinken. Teilweise gibt es auch sehr schmale, wahrscheinlich biogen verursachte Strukturen. Sie sind an bestimmte Sequenzen gebunden und flächenhaft in der Leipziger Bucht verbreitet (STANDKE 2002, 2008b). EISSMANN (in EISSMANN & LITT 1994) bezeichnet sie als (gravitative) Sackungsstrukturen, wobei „durch Erschütterungen verflüssigte“ schluffige Sande sack- und kegelförmig in die Liegendpartien eindringen, ausgelöst durch Erdbeben oder Sturmfluten (EISSMANN & RUDOLPH 2002). MÜLLER (2008) beschreibt sie als keil- und trichterförmige Schichtkollaps-Strukturen, die z. T. einen Entgasungskanal aufweisen.

Der untere Teil der *Ophiomorpha*-Sande entspricht vermutlich hellen Sanden mit großdimensionaler Schrägschichtung, von deren Schichtungskörpern jeweils eine kurzzeitige Pionierbesiedlung erfolgt ist (sand bar-Ablagerungen), die WALTER (1997) mit dem Weißen Sand parallelisiert. Gelegentlich ist ein Kieshorizont ausgebildet.

Darüber folgt der meist nur um 1 m, max. 2–3 m mächtige Flöz-y-Horizont (HÄRTEL et al. 1988), den STANDKE (2008b) als Flöz-y-Komplex mit zwei nicht aushaltenden Flözbänken beschreibt. Die Verbreitung ist aus



Abb. 4.5.9: Beispiel für Sackungs- oder Kollapsstrukturen im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.10: Beispiel für eine mehrphasige Sackungs- oder Kollapsstruktur im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.11: Beispiel für eine vermutlich biogen verursachte Sackungsstruktur im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.12: Beispiel für eine herausgewitterte Sackungsstruktur (Reliefumkehr) im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.14: „Zwischenmittel“ im Flöz-y-Komplex: Gezeitengeschichtete Sedimente und Flöz y2 (oben) im ehemaligen Tgb. Espenhain unterhalb der ehemaligen Tagesanlagen (Gruna) (Foto: G. Standke, 1998).

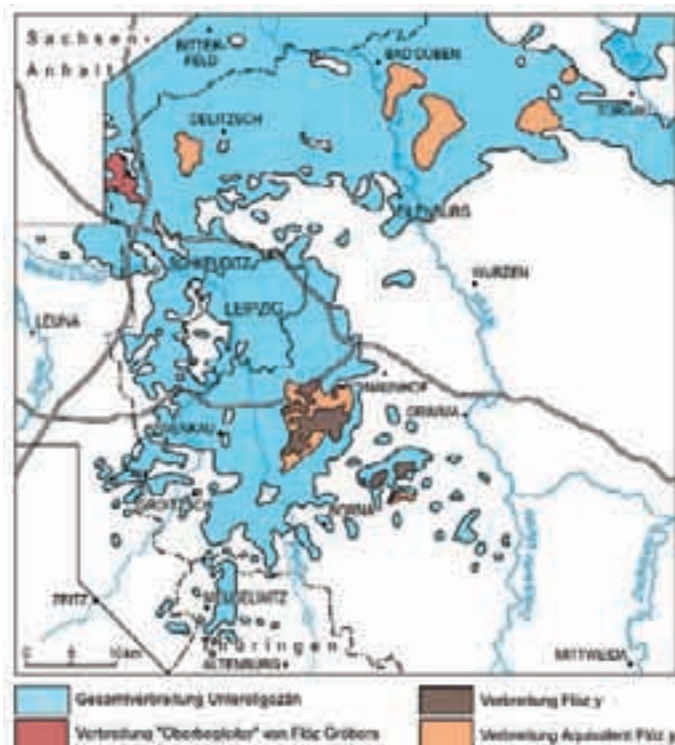


Abb. 4.5.13: Verbreitung des Flöz-y-Komplexes und zeitlicher Äquivalente.



Abb. 4.5.15: „Zwischenmittel“ im Flöz-y-Komplex: Bioturbate Feinsande u. a. mit *Psilonichnus epsilon* und kohligem Schlufflagen (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.5.13 ersichtlich. Er besteht basal aus einem bankigen, dunklen Schluffhorizont („feste Bank“) mit hohem FeS_2 -Anteil, der lokal durch Braunkohle (y1) ersetzt wird. Dieser sandige Schluff bildet die Füllung der in den liegenden Sand eingreifenden Sackungsstrukturen. Er wird von meist flasergeschichteten Sanden des Gezeitenbereiches (Mischwatt) überlagert, die das Mittel zwischen beiden Kohle-Schluff-Bänken bilden (Abb. 4.5.14, 4.5.15). MÜLLER (2008) hält es als Mittlere Störnthal-Sande aus. Die Mächtigkeit kann mehr als 2 m betragen. Die Bioturbation unterscheidet sich deutlich von den *Ophiomorpha*-betonten Sanden im Liegenden und Hangenden (Abb. 4.5.15). Lokal wird der Sand durch Sturmflutablagerungen ersetzt. Das im Hangenden folgende Flöz y (y2) besteht aus Braunkohle mit Stubbenhorizonten (Bruchwaldbildungen), die teilweise allochthon umgelagert wurde und lateral in sandig-tonig-kohligem Schluff übergeht (KRAMER et al. 1987; HÄRTEL et al. 1988). Z. T. ist darüber

ein geringmächtiger geschichteter Ton ausgebildet. Unterhalb der ehemaligen Tagesanlagen (Gruna) waren das Flöz und die Stubben verkieselt (Abb. 4.5.16). Die stark wechselnde Ausbildung des Flöz-y-Komplexes und die deutliche Meeresnähe lassen auf eine Reihe dem Festland vorgelagerter Inselketten schließen.

Der rund 5 m mächtige Graubraune Sand (Oberer Brauner Sand) (BELLMANN 1976, 1884; EISSMANN 1990) über dem Flöz-y-Komplex besteht im tieferen Teil aus hellen Sanden mit *Ophiomorpha*-Dominanz. Im mittleren Teil der Abfolge tritt ein weißgrauer gröberer Sandkomplex mit sternförmigen Spurenfossilien („Sprenkelsand“, Abb. 4.5.17) und Sackungsstrukturen (vgl. EISSMANN 1994) auf, der z. T. mehrere Kieshorizonte enthält, wobei ein markanter, ca. 5 cm mächtiger Kieshorizont die Böschung überstreut. In ihm sind Haifischzähne (Abb. 4.5.18) und andere Fossilreste angereichert. Nach MÜLLER (2008) bildet dieser

Kieshorizont das Transgressionskonglomerat der Rupel-Haupttransgression und entspricht dem Kieshorizont an der Basis der Zwenkau-Schichten. Allerdings liegt er im Profil von Espenhain innerhalb des lithologisch ähnlichen „Sprenkelsandes“, so dass kein gravierender Umbruch der Sedimentationsverhältnisse erkennbar ist. Letzterer wird

erst mit Einsetzen des Muschelschluffes deutlich. Die über dem Sprenkelsand folgenden Sande sind auch nicht mit den Zwenkauer Basissanden Müllers vergleichbar.

Der höhere Teil der Abfolge ist durch rötlichbraune Sande mit starker Bioturbation (*Ophiomorpha*-Sande, Abb. 4.5.19)



Abb. 4.5.16: Verkieselte Braunkohle im Flöz-y-Komplex, ehemaliger Tgb. Espenhain unterhalb der ehemaligen Tagesanlagen (Gruna) (Foto: G. Standke, 2001).



Abb. 4.5.18: Haifischzähne (oben: *Carcharias cuspidatu*, unten: *Carcharias acutissimus*) aus den unteroligozänen Espenhain-Zwenkau-Schichten (Foto: A. Müller, 2010, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig).

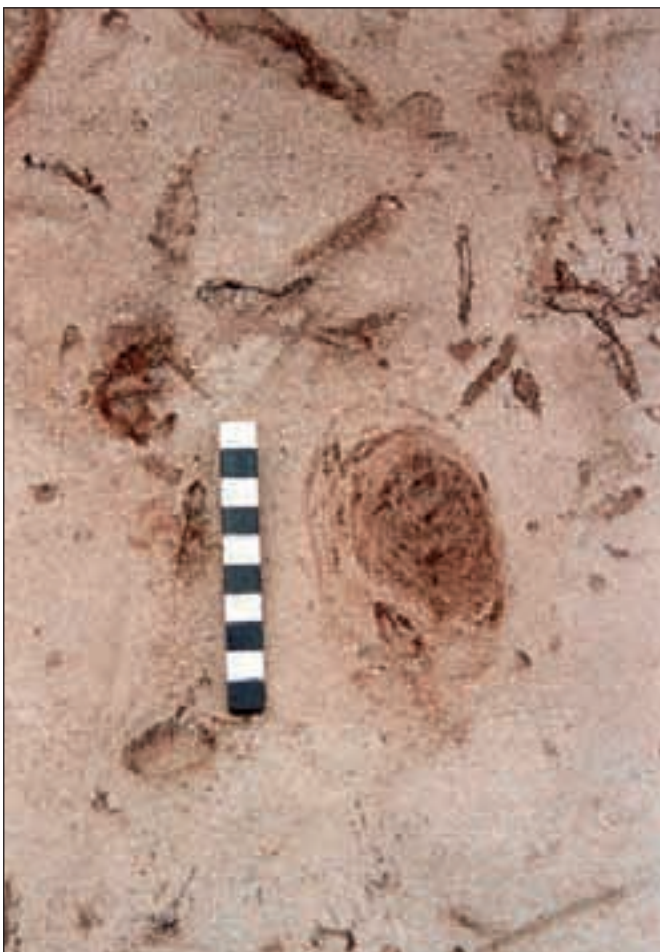


Abb. 4.5.17: Weißgrauer Sand mit sternförmigen Spurenfossilien und Koprolithen über dem Flöz-y-Horizont, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2001).



Abb. 4.5.19: *Ophiomorpha*-Sand (Grau-(Brauner) Sand nach EISSMANN /BELLMANN 1990) in den höheren Teilen der Espenhain-Zwenkau-Schichten, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1998).

charakterisiert, in denen in mehreren Niveaus Treibholzreste mit *Teredolites* (Bohrmuschelspuren) auftreten. Im Grenzbereich zum darüber lagernden Muschelschluff sind wiederum Kollapsstrukturen zu beobachten. Sie sind oft sackförmig, mit zahlreichen kleinen seitlichen Staffelbrüchen in die liegenden Sande eingesunken. Im ehemaligen Tagebau Cospuden wird ein dazwischen liegender Kieshorizont mitgerissen.

Meist unmittelbar im Liegenden des Muschelschluffs ist flächenhaft ein markanter **Phosphoritknollenhorizont** (CREDNER 1895) verbreitet. Diese allochthonen Phosphoritknollen in verschiedenen Formen und Dimensio-

nen (Abb. 4.5.20–4.5.22) bildeten sich um organisches Material (Holz- und Faunenreste, Spurenfossilien; SUHR 1991). Der Horizont erreicht 0,2–0,5 m Mächtigkeit und stellt eine Fundschicht für fossile Faunenreste dar, zu denen neben Haifischzähnen, Fischknochen, Seeschildkröten (Abb. 4.5.23) und Mollusken auch Reste von Landsäugetieren (z. B. Riesenschweine, Schreckschweine) und Vogelfunde gehören (z. B. MÜLLER 1976, 1977, 1978, 1983, 2008; BELLMANN 1979; FISCHER 1997; BÖHME & ANTONOV 1994; BÖHME 2001). Im ehemaligen Tagebau Espenhain waren walzenförmige Bildungen auffällig, in Cospuden und Zwenkau sind dagegen häufiger kleine Kugeln z. T. traubenförmig angereichert. Im



Abb. 4.5.20: Phosphoritknollenhorizont mit limonitisiertem Grenzbereich zwischen „Oberem Grauen Sand“ und Muschelschluff, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2003).



Abb. 4.5.21: Unterschiedliche Ausbildung der Phosphoritkonkretionen im ehemaligen Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2010).

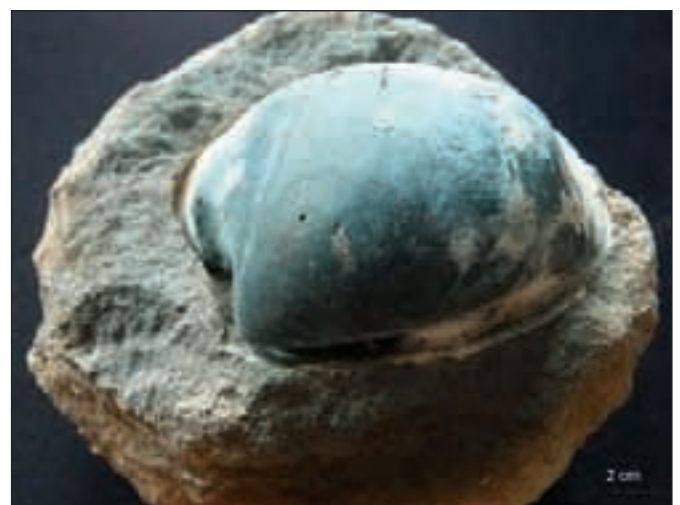


Abb. 4.5.22: Steinkern von *Arctica* sp. als Kristallisationskeim in einer Phosphoritkonkretion, ehemaliger Tgb. Cospuden (Foto: G. Standke, 2010).

Raum Störmthal werden die Phosphoritknollen lokal durch Kieslagen vertreten. Die Entstehung dieses flächenhaft verbreiteten Horizontes sieht BELLMANN (1979) in einer verstärkten Phosphorzufuhr im Rahmen einer Transgression, während MÜLLER (1983) von der Aufarbeitung der Unteren Böhleiner Schichten (EISSMANN 1970) ausging, bei der die Sande weggeführt und die größeren Bestandteile am Meeresboden angereichert wurden. Inzwischen geht MÜLLER (2008) von der Aufarbeitung, Umlagerung und Konzentration des Fossilmaterials während einer Transgression aus. Als Ursachen der Phosphoritbildung nennt Suhr (1991) die Eutrophierung des Flachwasserbereiches durch phosphorreiche Tiefenwässer, wobei der Phosphor an geeigneten Keimen ausfällt.



Abb. 4.5.23: Schildkröte aus dem Phosphoritknollenhorizont, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: A. Müller, 2010, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig).

Während die Espenhain-Zwenkau-Schichten in nahezu allen Tagebauen bankig ausgebildet und gut gliederbar sind, treten im Tagebau Schleenhain gleich mehrfach Sonderentwicklungen auf. So verläuft im Nordosten des Tagebaues bei Neukieritzsch eine rinnenartige intratertiäre Erosionszone, die mit steilen Flanken in die normale Abfolge eingreift und diese z. T. bis zum Oberflözkomplex erodiert. Diese mehr als 10 m mächtige marine Sequenz ist bisher in anderen Aufschlüssen nicht beobachtet worden. Sie enthält auffällige Spurenfossilien, die von der Form her an Kiefernzapfen erinnern und vermutlich spiralförmig aufgebaut sind. Im Bereich der derzeitigen Abbauböschung bei Heuersdorf sind über dem Oberflözkomplex Sandfolgen mit deutlichen Rinnenstrukturen ausgebildet, die ebenfalls eine untypische Entwicklung zeigen. Diese ästuarine Zone, die vermutlich den „Jüngeren Flussanden“ EISSMANN'S (1994) entspricht, erodiert wahrscheinlich die älteren „normalen“ Ablagerungen der Espenhain-Zwenkau-Schichten. Im Nordwesten des Tagebaues bei Pödelwitz reduziert sich die Mächtigkeit der Espenhain-Zwenkau-Schichten auf wenige Meter und es sind nur reliktsche Sequenzen erhalten geblieben. Flöz 4 keilt na-

hezu aus, während im Liegenden mächtige „Flussande“ ausgebildet sind, die möglicherweise mit den o.g. Rinnensanden korrespondieren. Der Muschelschluff und ein basaler Kieshorizont sind aufgearbeitet und als Sturmflut-sedimente hinterlassen worden, über denen nach einem zeitlichen Hiatus die Pödelwitzer Sande einsetzen.

An der Südostflanke des Otterwischer Grauwackenrückens tritt zwischen den Ortslagen Kitzscher, Bad Lausick und Otterwisch auf einer Länge von knapp 6 km eine NE-SW-gerichtete, im Durchschnitt 300–500 m breite Zone auf, die sich im Vergleich zur Umgebung durch erhöhte Sandmächtigkeiten auszeichnet und die lokal erosiv in die unterlagernde Borna-Formation eingreift (KLINGBEIL et al. 1990, Abb. 4.5.24). Ein weiteres Charakteristikum dieser Sande ist ihr „anormales“ Bohrlochdiagramm mit der weitgehend konstanten Gamma-Kurve um 6 Gamma-Einheiten und dem konstant niedrigen Gamma-Gamma-Log (Abb. 4.5.25, linke Messkurve). Interpretiert wird die Abfolge als intratertiäre Erosionszone, die möglicherweise im Zusammenhang mit wellenschlaginitiierten Ausräumungen im Brandungsbereich des Grauwackenrückens steht. Dieser Erosionsbereich fällt interessanterweise z.T. mit einem Gebiet, in dem sich Bitterfelder und Thierbacher Schichten verzahnen, zusammen.

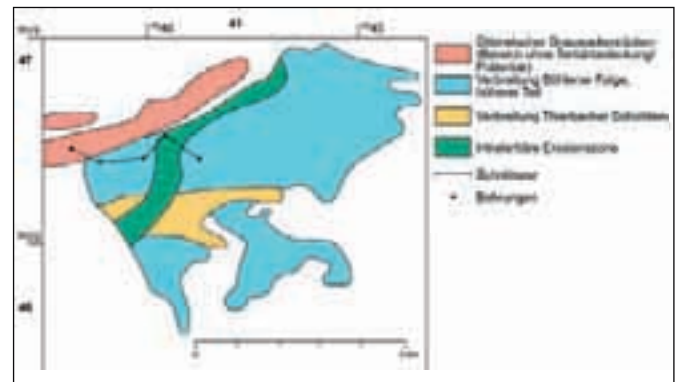


Abb. 4.5.24: Intratertiäre Erosionszone im Raum Kitzscher-Bad Lausick-Otterwisch, Schichtverbreitungen.

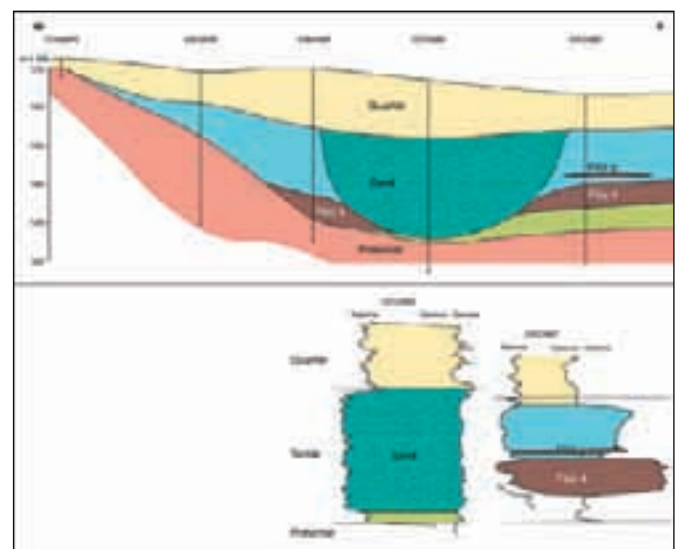


Abb. 4.5.25: Intratertiäre Erosionszone im Raum Kitzscher-Bad Lausick-Otterwisch, Profildarstellung.

Ansonsten besteht die Abfolge in diesem ca. 2,5 km² großem Verbreitungsgebiet aus:

Muschelschluff	feinsandiger Schluff, schluffiger Feinsand	
Grauer Sand	schluffiger Fein- bis Mittelsand	6 m
Flöz y	mit Begleitschichten Kohle, kohlige Schluffe	Flöz 0,5 - 0,6 m
Brauner Sand	schluffiger Fein- bis Mittelsand	1,5 m
Deckton Flöz 4	kohliger Schluff	
Oberflözkomplex (Flöz 4)		

Die Schichtenfolge ist hier, bedingt durch die unterschiedliche Höhenlage des prätertiären Untergrundes, gegenüber den anderen Bereichen mit Randfaziesausbildung durch geringere Mächtigkeiten gekennzeichnet (vgl. Abb. 4.5.25, rechte Messkurve). Stratigraphisch scheint am ehesten eine Zuordnung zum Grauen bzw. Graubraunen Sand (GWL 26) plausibel zu sein.

Im westlichen Teil der Leipziger Bucht („**Beckenfazies**“) beginnt die Abfolge ebenfalls meist mit einem marinen Deckton/Deckschluff mit starker Bioturbation bzw. dem Weißen Sand (s. o.), oft aber auch mit einem Haifischzähne führenden Geröll(Kies)horizont, den HELBIG (1976), GERATS (1979) und MÜLLER (1983) als „Basiskonglomerat“ der Rupel-Transgression ansahen. Wie weitere Geröllhorizonte in darüber befindlichen Profilabschnitten könnte er auch auf Sturmflutereignisse zurückgeführt werden. Teilweise bilden die Kieslagen auch die Basis von großdimensionalen submarinen Rinnen und Prielen

(„Sohlenpflaster“). Darüber folgen hier 3–5 m mächtige tonig-sandige bioturbate Schluffe in enger Wechselagerung mit tonig-schluffigen Sanden, die BELLMANN (1988) als schluffige Braune Sande und Braune Schluffe bezeichnet hat. Sie entsprechen dem Basissand nach MÜLLER (1983, 2008) und BELLMANN (2004). Aus diesen Sanden sind in spektakulären Grabungsaktionen die Skelette von Seekühen geborgen worden (Abb. 4.5.26). Zwischen Braunem Schluff und einem stark bioturbaten, tonig-sandigen Glaukonitschluff im Hangenden schaltet sich der sog. **Bänderschluff** ein, der bis zu 3 m Gesamtmächtigkeit erreichen kann. Dabei handelt es sich meist um mehrere schluffige geschichtete Tonlagen, die von sandigeren Partien unterbrochen werden (z. B. ehemaliger Tagebau Zwenkau), während im Tagebau Profen die Tonhorizonte dominieren. Der Bänderschluff ist in Subrosionsstrukturen im Raum Profen erhalten geblieben (Abb. 4.5.27). Lokal fand sich fossile Meeresfauna (z. B. Fische; WOYDACK 1997). Charakteristisch sind zahlreiche biogene Abdrücke (flache Spurenfossilien) und starke Glimmerführung auf den Schichtflächen (Abb. 4.5.28). Als Gleithorizont verursachte der Bänderschluff mitunter Böschungsrutschungen in den Braunkohlentagebauen und wurde deshalb im Rahmen der Sanierungsarbeiten entfernt.

Die stark tonigen Partien hinterlassen deutliche Peaks im Gamma-Log, die sich für Korrelationszwecke sehr gut eignen (Abb. 4.5.29). Der Bänderschluff lässt sich vom Tagebau Profen (dort mehrere Meter über dem Oberflözkomplex) über Zwenkau bis in den ehemaligen Tagebau Cospuden verfolgen, wo er den Hangendschluff des Oberflözes bildet (Abb. 4.5.30).

Über dem Bänderschluff folgen der Braun-Grüne Schluff (EISSMANN 1994) bzw. Glaukonit- und Brauner Schluff (BELLMANN 2004) bzw. Grüner Schluff bei GERATS (1979).



Abb. 4.5.26: Präpariertes Skelett des 2005 im ehemaligen Tgb. Zwenkau geborgenen Seekuh-Jungtieres (*Halitherium* sp., Länge ca. 1,5 m, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig, aus BACH et al. 2009).

Der stark bioturbate feinsandige **Glaukonitschluff** zeigt in frischem Anschnitt eine blaugrüne Färbung, wobei die oft recht großen Glaukonitkörner (Glaukonitgehalt von ca. 15 %, BELLMANN 1970, 1981) in einer meist hellbräunlichen bis braungrauen Schluffmatrix eingebettet sind. An der Schichtbasis liegen mitunter Kalk-Schluff-Konkretionen. Diese Abfolge wird von hellgrauen, bioturbaten Feinsanden mit *Ophiomorpha*, ähnlich dem Braunen Sand im Ostteil, überlagert (Unterer und Oberer Grauer Sand, EISSMANN 1994, BELLMANN 2004). Durch Zunahme des Sandanteils und Abnahme

des Glaukonitgehaltes entwickelt sich der Graue Sand gebietsweise allmählich aus dem Glaukonitschluff. Meist tritt jedoch eine scharfe Grenze auf. Lokal wurde ein oberer fossilreicher Abschnitt angetroffen (GERATS 1979; MÜLLER 1983).

MÜLLER (2008) schlägt vor, diese Abfolge als Zwenkau-Subformation der Böhlen-Formation zu bezeichnen, die von der Markkleeberg-Subformation überlagert wird. Die gesamte Abfolge war lokal im Tagebau Zwenkau fossilführend erhalten und lieferte eine reiche Fauna (MÜLLER 1983, 2008). Aus Profilen im Raum Cospuden und Espenhain stammen weitere Untersuchungen, z. B. zu Mollusken, Foraminiferen, Dinoflagellaten, Seeschildkröten (BELLMANN 1974; KARL 1990a, b; FREESS 1991; GRIMM & SCHINDLER 1995; FECHNER 1995a, b; WALTER 1997; DUCKHEIM et al. 1999).

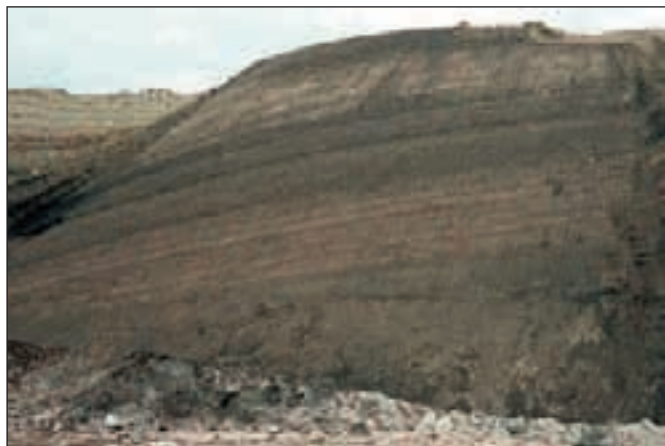


Abb. 4.5.27: Espenhain-Zwenkau-Schichten mit Bänderschluff (im oberen Böschungsteil), Tgb. Profen (Floßgrabenloch) (Foto: G. Standke, 2000).



Abb. 4.5.28: Schichtfläche des Bänderschluffes mit biogenen Spuren, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2000).

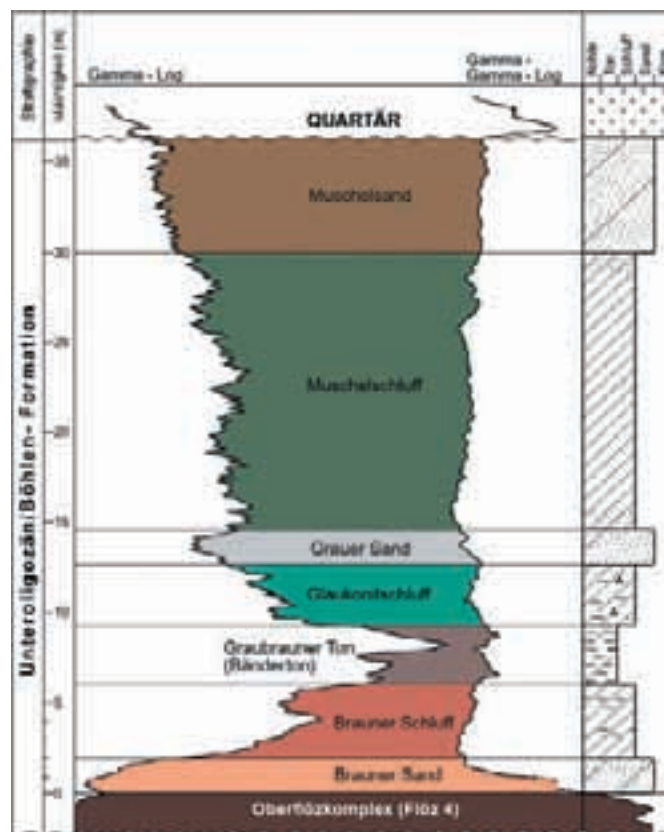


Abb. 4.5.29: Bohrlochgeophysikalisches Normalprofil der Rupel-Folge im Tgb. Profen (aus FISCHER & RASCHER 2000).

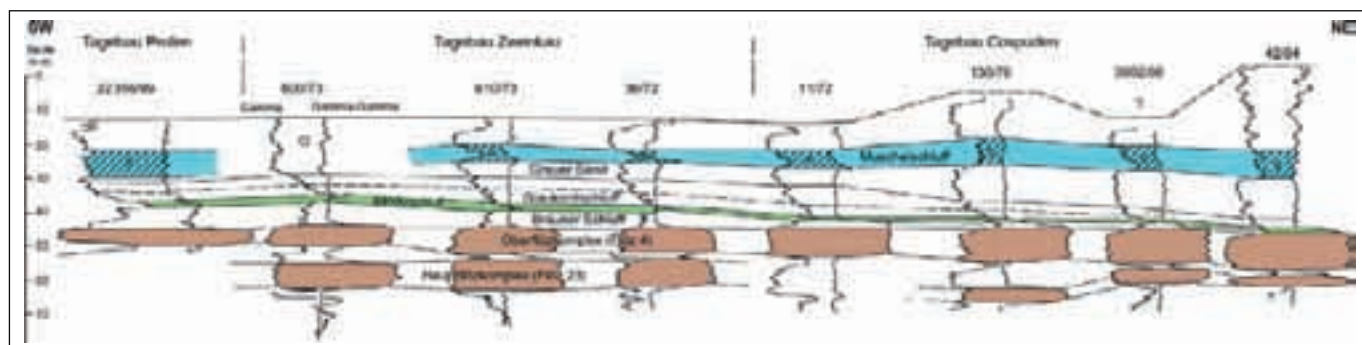


Abb. 4.5.30: Bohrlochgeophysikalischer Korrelationsschnitt zwischen den Kohlenfeldern Profen und Cospuden: allmähliches Anscharen des Bänderschluffes an den Oberflözkomplex von Südwest nach Nordost unter Ausfall der Sedimente zwischen Oberflöz (Raum Profen) und Bänderschluff (Raum Cospuden).

Im Grenzbereich zum Muschelschluff tritt wiederum der bis 0,3 m mächtige **Phosphoritknollenhorizont** (s. vorn) in Verbindung mit Treibholzresten auf (vgl. Abb. 4.5.20). Die Knollen erreichen bei unterschiedlicher Gestalt Durchmesser bis zu 30 cm. Die unbeständige Flächendichte weist etwa 10–30 Knollen/m² auf (GERATS 1979). Infolge des Fehlens einer den Übergang zum Nebengestein markierenden Rinde handelt es sich ausschließlich um allochthone Phosphorite. MÜLLER (1983) sieht die Entstehung der Phosphorite zunächst in einer transgressiven Phase unter Zufuhr von marinem Frischwasser. Später kam es zu einer Regression mit Aufarbeitung und Wegführung eines großen Teiles der Grauen Sande, wobei der Fossilinhalt entweder zerstört oder zusammen mit den Phosphoriten zu einer Lesedecke konzentriert (Phosphoritknollenhorizont) wurde.

Septarienton-Schichten

Nach einer zeitlichen Lücke setzen die Septarienton-Schichten mit den südlichen Ausläufern des Septarien- oder Rupeltones ein, der nahezu flächendeckend in Nordwestsachsen verbreitet ist. Auf Grund des Vorkommens von Kalkkonkretionen (Septarien) bezeichnete CREDNER (1876, 1878) die Schicht als Septarienton. ENGERT (1957) verwendete dann erstmals den Begriff Rupelton. Heute ist allgemein die auf BELLMANN (1976) zurückgehende Bezeichnung Muschelschluff (SPP-Zone 20C/D) für den Südraum Leipzigs gebräuchlich. Mit diesem Rupel- oder Muschelschluff beginnt eine deutliche Farbänderung der Sedimente, die insgesamt hel-

lere, schwach grünliche Farbtöne im Gegensatz zu den dunkleren, meist braunen oder auch weißgrauen Sanden im Liegenden aufweisen. Auch die Sedimentgefüge und die Spurenfossil-Assoziationen ergeben andere Bilder. Sie verdeutlichen einen Umbruch des Sedimentationsgeschehens.

Der 10–15 m mächtige Muschelschluff ist ein sandig-toniger, stark bioturbater Schluff mit mehreren Septarien- und Schillhorizonten, in denen *Arctica islandica* (Lamellibranchiata) dominiert (Abb. 4.5.32). Besonders in den verfestigten Septarien ist Bioturbation deutlich zu sehen. Der Glaukonitgehalt beträgt 2–3 % (BELLMANN 1981). Die Faunenführung des fossilreichen Muschelschluffes wird zusammenfassend von MÜLLER (1983) beschrieben. Der Muschelschluff weist teilweise eine typische Dreiteilung in einen unteren (schluffig-tonigen), einen mittleren (stärker sandigen) und einen oberen (schluffigen) Abschnitt auf. Nach Osten geht er in eine sandige Randfazies über, die sich lithologisch kaum von den hangenden Formsanden unterscheidet und oft nur im Gamma-Log der Bohlochmesskurven deutlich wird (vgl. Abb. 4.5.37). Im Böschungsprofil (ehemaliger Tagebau Espenhain, unterhalb von Güldengossa) war er durch herausgewitterte Schrägschichtung und Bioturbation (vorwiegend *Ophiomorpha-Talassinoides*) gekennzeichnet (Abb. 4.5.33). Seine südliche und westliche Verbreitung reichte vermutlich wesentlich weiter als der heutige Austrich der Sedimente. Nach Osten hin ist der Muschelschluff bis in den Lausitzer Raum z.B. anhand von Bohlochmesskurven im Gamma-Log nachweisbar. Die östliche Verbreitung liegt wahrscheinlich in Polen (vgl. STANDKE 2008a).



Abb. 4.5.31: Kalk-Schluff-Konkretionen (Septarien) im Muschelschluff, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2007).

Der Muschelschluff kann im Hangenden durch Zunahme des Sandgehaltes allmählich in den **Muschelsand** übergehen. Im ehemaligen Tagebau Zwenkau



Abb. 4.5.32: Schillhorizont mit *Arctica islandica*, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2002).

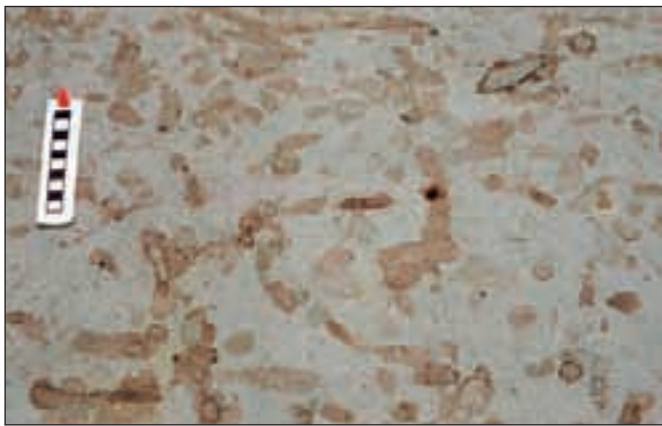


Abb. 4.5.33: Mariner sandiger Rupel-Schluff mit *Ophiomorpha-Thalassinoides*-Ichnozönosen (Vertikalanschnitt), ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2002).

war allerdings der Übergang Muschelschluff/Muschelsand im Bereich des heutigen Hafenbeckens mit deutlicher Grenze aufgeschlossen. Der Muschelsand ist ein mariner grünlichgrauer Feinsand mit Spurenfossilien (vorwiegend *Ophiomorpha*) und lokal erhaltenen Muschelresten. Häufig ist er sekundär entkalkt, sodass die Abgrenzung zu den ähnlich aufgebauten Formsanden im Hangenden schwierig ist. Die lithologische Grenzziehung zwischen beiden Schichten, die auch eine Horizontgrenze der LKT 50 (ESCHER et al. 1998–2002) markiert, ist deshalb bisweilen problematisch. Die Grauen Formsande werden stratigraphisch dem Unteroligozän zugeordnet (z. B. EISSMANN 1968, 1994; MÜLLER 1983; TGL 25 234/08). Die kaolinischen Formsande stellen BELLMANN et al. (1990); EISSMANN (1994) dagegen bereits in das Oberoligozän. Andererseits gelten die kaolinischen Pödelwitzer Formsande als fazielle Vertretung der Grauen Folge, die nach BELLMANN (1967) den Muschelschluff, Muschelsand und Grauen Formsand umfasst.

Ein „Sonderfall“ der höheren Böhlen-Formation liegt in der Brg. Röglitz 6/80 nördlich des ehemaligen Braunkohletagebaus Merseburg-Ost vor. Hier ist als Folge von postgenetischen Absenkungen in einem lokal begrenzten Gebiet (Durchmesser ca. 800–1000 m, „Raßnitzer Graben“) außerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes eine reichlich 30 m mächtige Sedimentfolge erhalten geblieben (Abb. 4.5.34), die auch in einer benachbarten Altbohrung (304/40) aufgeschlossen war:

- Die Sande über dem Flöz Gröbers (Oberflözkomplex) sind als braungraue bis graubraune, glimmerhaltige schluffige Feinsande ausgebildet („Obere Zörbig-Schichten“, Äquivalente der Espenhain-Zwenkau-Schichten).
- Der Rupelschluff beginnt mit einem durch Feinsandlagen geschichteten, glimmerhaltigen, schwach glauko-

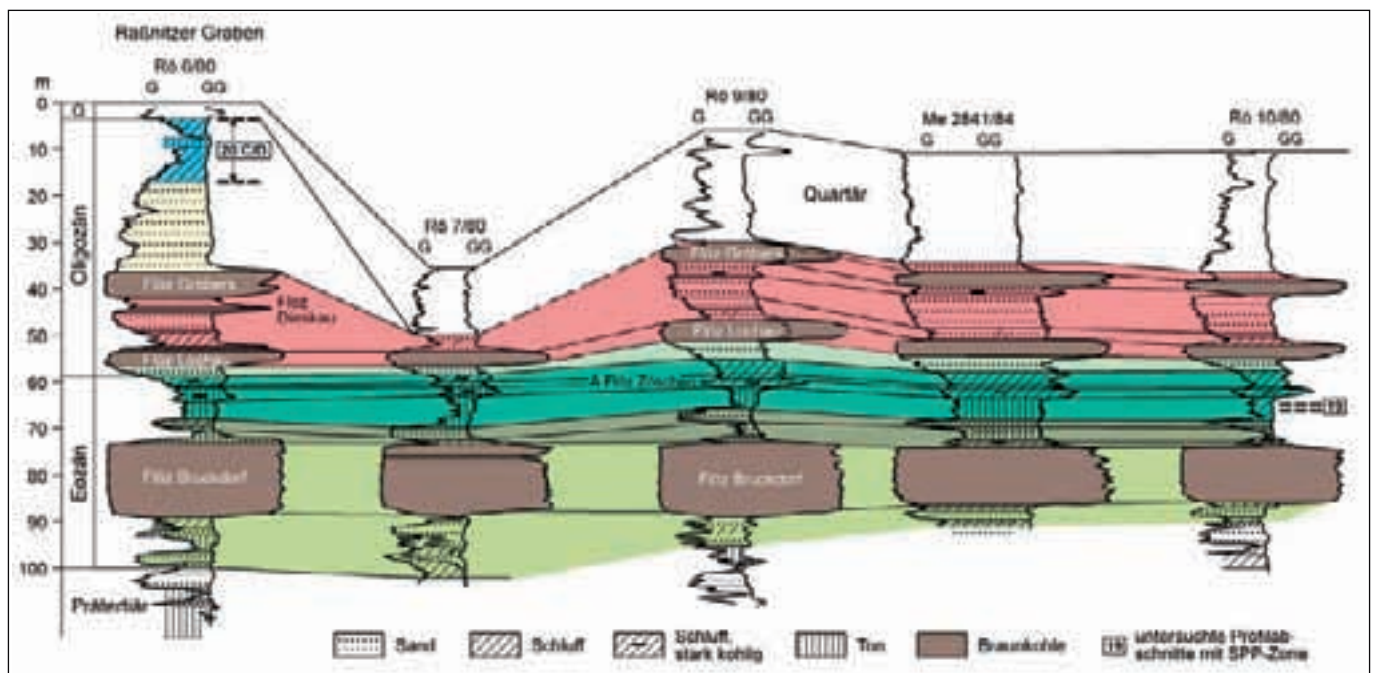


Abb. 4.5.34: Korrelationsschnitt im Raum Merseburg mit Brg. Röglitz 6/80 (Bezugsniveau: Oberkante Flöz Gröbers) mit Schichtenfolge über und unterhalb Flöz Gröbers (Flöz 4). Mit dem gewählten Bezugsniveau wird die lokale postgenetische Absenkung in der Graben- oder Subsiensionsstruktur deutlich, d. h. die Schichten im Liegenden von Flöz Gröbers können eindeutig korreliert werden.



Abb. 4.5.35: Formsande im ehemaligen Tgb. Espenhain
(Foto: G. Standke, 2003).

nitischen graubraunen, feinsandigen Schluff. Dieser geht in einen stark tonigen, grünlichgrauen bis braungrauen Schluff und schließlich in einen schluffigen glaukonitischen Ton über, der Muschelreste enthält. Den Abschluss bildet ein toniger, feinsandiger Schluff von grüngrauer Farbe, der gleichfalls stark glaukonithaltig ist und Muschelreste führt.

Der bindige Anteil ist durch palynologische Untersuchungen (RICHTER in GERATS 1982) in die SPP-Zone 20 C/D gestellt worden (vgl. Abb. 4.5.34). Er repräsentiert damit den Zeitabschnitt des Rupel-/Muschelschluffes. Das Kurvenbild entspricht allerdings nahezu deckungsgleich dem Niveau des Bänderschluffes im Raum Profen (vgl. Abb. 4.5.29). Aus dem Schnitt wird ersichtlich, dass die Absenkung postgenetisch, d. h. frühestens im Oberoligozän erfolgt sein kann. Ansonsten ist die Abfolge zwischen Flöz Bruckdorf (Bezugsniveau) und Flöz Gröbers mittels Bohrlochgeophysik sehr gut korrelierbar.

Formsande

In der Leipziger Bucht (Gebiet Zwenkau-Espenhain-Groitzsch) sind über dem Muschelschluff/-sand (Kap. 4.5.3) die durchschnittlich 8–12 m mächtigen Formsande verbreitet (Abb. 4.5.35), die durch das Auftreten des Spurenfossils *Ophiomorpha* als marine Flachwasserbildungen charakterisiert sind. Ihre stratigraphische Position ist unsicher (vgl. Kap. 4.5.1). LOTSCH (1981) stellt die Formsande noch in das höhere Unteroligozän. Dem folgt auch MÜLLER (2008), während EISSMANN (1994) von einem oberoligozänen Alter ausgeht. Nach LAUER et al. (1979) erbrachten Proben vom Oststoß des Braunkohlentagebaues Espenhain den Nachweis der Sporomorphenzonen-Zone 20G und damit oberoligozänes Alter. Ebenso problematisch ist auch die stratigraphische Position der sog. „kaolinischen“ Formsande im Raum Schleenhain (Pödelwitzer Sande, EISSMANN 1968), die dort durch die Pödelwitzer Sandwerke abgebaut werden. WALTER (1991, 2008) sieht die kaolinischen Formsande lediglich als eine Verwitterungskruste auf den Grauen Formsanden an. Das setzt jedoch eine Freilegung der Abfolge voraus, die möglicherweise mit dem Rückzug des Rupelmeeres gegeben war. Andererseits scheint es, dass die kaolinischen Formsande erosiv in die „Grauen Formsande“ eingreifen und damit eine jüngere Bildung darstellen.

Die Formsande treten flächenhaft vom Raum Zwenkau-Espenhain nach Norden bis in das Stadtgebiet Leipzigs und nach Süden bis in die Braunkohlentagebaufelder Witznitz und Peres sowie im Tagebau Wintersdorf nördöstlich von Altenburg auf, wobei das Schichtpaket schwach nach Nordosten einfällt (BELLMANN 1976). Die Mächtigkeiten der Pödelwitzer Sande schwanken im namengebenden Gebiet zwischen 1 und 12 m; die durchschnittliche Mächtigkeit liegt bei 5 m. Teilweise sind besonders im Raum Schleenhain auch Schichtmächtigkeiten bis 35 m erhalten geblieben.

Ihre heutige Verbreitung ist durch quartäre Erosion, aber auch durch erosives Einschneiden der Thierbach-Schichten bestimmt und reichte primär sicherlich viel weiter, wie lokale Vorkommen z. B. in der Subrosionsstruktur Stötzscher Loch des Tagebaufeldes Profen belegen. Lithologisch sind die Formsande meist helle bis grünlichgraue, schluffige Feinsande mit FeS₂-Führung (vgl. Abb. 4.5.35), die weiter nach Süden von gelblichen Formsanden vertreten werden. Teilweise sind Übergänge in stark feinsandige Schluffe zu beobachten.

Eine Parallelisierung der Pödelwitzer Sande mit den unteroligozänen Muschelsanden (KRAMER et al. 1987) ist nicht möglich, da die Pödelwitzer Sande u. a. im Bereich der Braunkohlenlagerstätte Peres (HÄRTEL et al. 1988) direkt über den Muschelsanden liegen und lithologisch eindeutig abgrenzbar sind. Gleiches gilt für die von HÄRTEL et al. (1988) im Bereich Witznitz-Gaulis vorgenommene Einstufung der Formsande als „fazielle Vertreter des Muschelschluffes“. Während BELLMANN (1976) die Pödelwitzer Sande faziell als „Formsande der Beckenfazies“ bezeichnet, erbrachten sedimentologische Untersuchungen u. a. den Nachweis des Spurenfossils *Ophiomorpha* in bestimmten Horizonten, die als flachmarine Ablagerungen des Unteren Vorstrandes interpretiert wurden (STANDKE & SUHR 1998). Charakteristisch ist ein laminiertes Horizont (Abb. 4.5.36), der sich über mehrere Tagebaue als Leithorizont verfolgen und auf rasche Strömungsbedingungen schließen lässt. Weiterhin treten prielartige Rinnenstrukturen und Flaserschichtung auf, die ebenfalls auf flachmarines Milieu hinweisen (ENGEL & FISCHER 2004, STANDKE 2008b). Die rinnenartigen Erosionsstrukturen wurden von KRAMER et al. (1987) noch mit zeitweiligem terrestrischen Einfluss in Verbindung gebracht.

WALTER (1997) sieht die Formsande als Verwitterungsprodukte von glimmer- und feldspatführenden älteren Sanden (vgl. unten: Glimmersande) im genetischen und zeitlichen Zusammenhang mit den tiefgreifenden kaolinischen Verwitterungserscheinungen im benachbarten Mittelsächsischen Hügelland an. EISSMANN (1994) ist von ihrer Genese im Zusammenhang mit der Heraushebung des Hinterlandes und der damit verbundenen regionalen Freilegung der Kaolindecken überzeugt. Dies soll speziell auch für die sog. **kaolinischen Formsande** gelten (Pödelwitzer Sande nach EISSMANN 1968, vgl. Abb. 4.5.36) als „Produkt eines tiefgreifenden, oxidierenden Verwitterungsprozesses, durch den sämtliche organischen Bestandteile im Sediment vernichtet und die schluffig-tonigen Bestandteile weitestgehend ausgewaschen wurden“. Das teilweise beobachtete scheinbar erosive Eingrei-

fen der kaolinischen in die „nichtkaolinischen“ Formsande ist möglicherweise nur auf besonders starke sekundäre geochemische Umwandlungen der Glimmer und Feldspäte (Kaolinisierung) zurückzuführen (WALTER 1991, 1997), während MÜLLER (2008) die kaolinischen Formsande als eigenständige, jüngere (oberoligozäne) Bildungen abgrenzt. An der Basis weisen die Sande oft eine mehrere Dezimeter mächtige Ockerausfällung auf, was nach Ansicht von WALTER (1997) ihre Genese als ein chemisch-oxidativ verändertes Substrat belegt. Andererseits sind diese Erscheinungen oft auch in Grenzbereichen zwischen unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten zu beobachten, z. B. im Tgb. Schleenhain, wo eindeutig zeitliche Lücken zwischen dem aufgearbeiteten Rupelschluff und den Pödelwitzer Sanden vorhanden sind.

Im Hangenden der kaolinischen Formsande war süd-östlich von Leipzig an der Ostböschung des ehemaligen Tagebaus Espenhain die sog. **Oberholz-Folge** aufgeschlossen, in der geringmächtige kohlige Schluffe oder Braunkohlenflöze auftreten (Abb. 4.5.37). Sie wurden von LOTSCH et al. (1969) als Flöz z und von KRAMER et al. (1987) als Flözgruppe Oberholz bezeichnet und mit dem Bitterfelder Flözkomplex (Untermiozän) parallelisiert, da das Flöz durch RICHTER in KRAMER et al. (1987, Brg. Brk Espenhain 11/84) in die SPN-Zone III A gestellt wurde, welche für die Liegendschichten bzw. die Bitterfelder Unterbank charakteristisch ist. Im Raum Kitzscher (Bohrungen Brk 1060/75 und 1632/88) erfolgte durch KRUTZSCH (1976) und RICHTER in KLINGBEIL et al. (1990) eine Einstufung in die Sporomorphenzonen II bis III. Da die SPP-Zone II nördlich von Leipzig mit dem Flözkomplex Breitenfeld korrespondiert, hält STANDKE (2008b) neben lithostratigraphischen Kriterien eine Parallelisierung mit den älteren Breitenfeld-Schichten (SPN II) für wahrscheinlicher (vgl. Kap. 4.6). LOTSCH et al. (1969) bezeichnen die Abfolge als Espenhainer Schichten und das Flöz als Flöz z (TGL 25 234/08, LOTSCH 1981). Die „Oberholz-Folge“ setzt im Aufschlussbereich über den Formsanden mit *Ophiomorpha* führenden Sanden ein, die möglicherweise Ausläufer der Unteren Glimmersandschichten der Cottbus-Formation darstellen (Abb. 4.5.38). Darüber folgen weißgraue kaolinische Feinsande, die von stark glimmerführenden Partien überlagert werden, die im Gamma-Log der Bohrlochmesskurven einen charakteristischen Peak verursachen. Die glimmerreichen Lagen lassen auf Anreicherungen im Strandbereich (Strandseifen) schließen. Sie werden von dem o. g. kohligem Schluff und violettgrauem Ton überlagert. Die Abfolge mit nachfolgender Vermoorung (Braunkohlenschluffe/Flöze) ähnelt der im Niveau Breitenfeld nördlich von Leipzig (STANDKE 2002, vgl. Kap. 4.6.3).

Oft zitierte Ausläufer der **Thierbach-Schichten** konnten im Tagebaubereich nicht festgestellt werden. Auch die Kartierung im Rahmen der Horizontkarten Tertiär 1:50.000 (ESCHER et al. 1998–2002) erbrachte keinen Nachweis (vgl. Abb. 4.6.2). Bei Bohrungsauswertungen für den City-Tunnel im Stadtgebiet Leipzigs sind u. a. Foraminiferen in den dort ursprünglich als Thierbacher Schichten bezeichneten Abfolgen gefunden worden, die zumindest teilweise eine marine Genese belegen (K. MISSLING, frdl. mdl. Mitt. 2000).



Abb. 4.5.36: Kaolinische Formsande (Pödelwitzer Sande) im Tgb. der Sandwerke Pödelwitz GmbH mit charakteristischer niveaubezogener Bänderung/Lamination als Leithorizont (Foto: G. Standke, 2003).

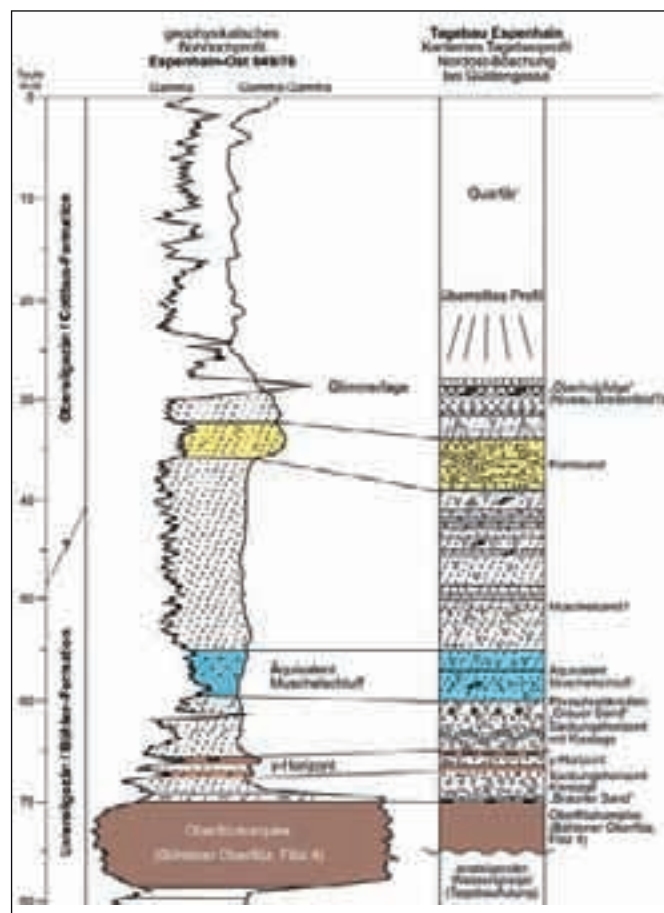


Abb. 4.5.37: Kartiertes Tagebauprofil zwischen Oberflözkomplex (Flöz 4) und Oberholzfolge im Vergleich zu einer bohrlochgeophysikalischen Messkurve, ehemaliger Tgb. Espenhain, unterhalb Gülden-gossa (STANDKE 1999, unveröff.).

Entwicklung der Espenhain-Zwenkau- und Septarienton-Schichten im nördlichen Verbreitungsgebiet

Eine abweichende Entwicklung zur südlichen Leipziger Bucht findet sich im Nordraum Leipzigs. Die Parallelisierung der Schichtfolgen beider Räume ist dadurch problematisch, dass die Horizontmächtigkeit im Übergangs-



Abb. 4.5.38: *Ophiomorpha*-Sande, kohlige Schluffe und glimmerführende Sande der „Oberholz-Folge“, ehemaliger Tgb. Espenhain, (Foto: G. Standke, 1999).

bereich (nördliches Stadtgebiet von Leipzig) durch die Hochlage des prätertiären Untergrundes (Nordausläufer des Plagwitzer Grauwackenrückens) auf etwa 5 m reduziert und der Aufschlussgrad vergleichsweise gering ist. Für das nördliche Verbreitungsgebiet ist allgemein folgender Aufbau charakteristisch:

Über dem Oberflözkomplex folgt ein Schluffhorizont, der von Sanden des GWL 62 überlagert wird, die den Espenhain-Zwenkau bzw. den Oberen Zörbig-Schichten entsprechen. Der im Hangenden folgende Ton-Schluff-Komplex wird mit dem Rupelton bzw. Muschelschluff (Septarienton-Schichten) parallelisiert, über dem die Glaukonitsand-Schichten liegen (Delitzsch-NW II: PAPKE & SPANGENBERG 1989, Delitzsch-Süd: FISCHER et al. 1989, Brehna: SPANGENBERG et al. 1984).

Die biostratigraphischen Belege sind jedoch nicht eindeutig. So stellt RICHTER (in SPANGENBERG et al. 1984) den Ton/Schluff-Komplex in der Brg. Brehna 2158/83 in die SPP-Zone 20C/D, die analog ausgebildete südlich gelegene Schichtenfolge in der Brg. Hatzfeld 401/79 dagegen in die SPP-Zone 20G und damit bereits in das Oberoligozän (RICHTER in KRAMER et al. 1982). Das Vorkommen fossiler Muschelreste sowie der fast im-

mer beschriebene Glaukonitgehalt lassen allerdings auf Muschelschluff schließen. Das zeigt sich auch bei der Korrelation bohrlochgeophysikalischer Messkurven. Gelegentlich werden septarienähnliche Geoden (DASSOW et al. 1985) oder kalkhaltige Tonsteinlagen erwähnt (PAPKE & SPANGENBERG 1989). Der Schluffkomplex weist bisweilen eine deutliche Dreigliederung auf, die aus schluffig-tonigen Sedimenten im unteren und oberen Bereich und einem mittleren mehr sandigen Anteil besteht. Das deckt sich auch mit Befunden aus dem Stadtgebiet Leipzigs (Bohrungen Citytunnel). In Merseburg-Ost werden die Sande (GWL 62) unter dem Ton-Schluff-Komplex als Grünsand (LEEFHELM et al. 1988) und in Bad Dübener als Obere Zörbiger Sande bezeichnet (SPANGENBERG et al. 1985). Dabei handelt es sich überwiegend um graue schluffige Feinsande, die stratigraphisch den südlich verbreiteten Grauen Sanden der Espenhain-Zwenkau-Schichten entsprechen könnten.

Der untere Schluff-Komplex kann möglicherweise mit der Schichtenfolge Brauner Schluff/Bänderschluft/Glaukonitschluff in der südlichen Leipziger Bucht gleichgesetzt werden. Er wurde bisher i. d. R. auf Grund seiner geringen Mächtigkeit (meist um 2 m) und der direkten Auflagerung auf dem Oberflöz als dessen Hangendschluff angesehen. Dies würde sich auch mit Bohrungen aus dem Raum Cospuden decken (vgl. Abb. 4.5.30). Bei Fehlen des Sandes (GWL 62) sind die beiden bindigen Komplexe nur schwer zu trennen.

Im nördlichen Verbreitungsgebiet geht der Rupel- bzw. Muschelschluff im Hangenden durch Zunahme des Sandanteils allmählich in Sande der Cottbus-Formation (Kap. 4.6) über. Vor allem im Raum Delitzsch-Bitterfeld ist ein Übergangsbereich vorhanden, der von PAPKE & SPANGENBERG (1989) als Glaukonitschluff bezeichnet wird. (vgl. Abb. 4.6.4, 4.6.5, Brg. 7982/08). Er wird von KÖTHE (2010, unveröff.) entsprechend der Dinozystenassoziation in das Unteroligozän eingestuft. RABITZSCH et al. (1996) nehmen auf Grund der Grünfärbung dieser Schluffe eine Wassertiefe von etwa 200 m für die Bildung des Glaukonits an, was aber aufgrund der paläogeographischen Situation sehr fraglich erscheint. Dieser Glaukonitschluff ist nicht zu verwechseln mit dem stratigraphisch tiefer liegenden Glaukonitschluff der sog. Beckenfazies in der südlichen Leipziger Bucht.

Im Raum Wiedemar-Landsberg tritt oberhalb des 4–6 m mächtigen Flöz Gröbers (Flöz 4) ein weiteres, maximal ca. 1–1,5 m starkes Flöz auf (Flöz Hatzfeld Oberbegleiter [OGL], LOTSCH et al. 1969; Abb. 4.5.39). KRAMER et al. (1982) deuten es als Abspalter des Oberflözkomplexes, während die Interpretation der bohrlochgeophysikalischen Messkurven auf ein stratigraphisch-geometrisch eigenständiges Flöz im Sinne eines Oberbegleiters hinweist. Im bohrlochgeophysikalischen Diagramm erscheint die Sequenz allerdings wie die Abfolge im Niveau des Bänderschluffes im Raum Profen (vgl. Abb. 4.5.29). Im Hangenden und Liegenden dieses Flözes finden sich Sande, so dass die gesamte Folge den aus dem Raum Espenhain-Witz-

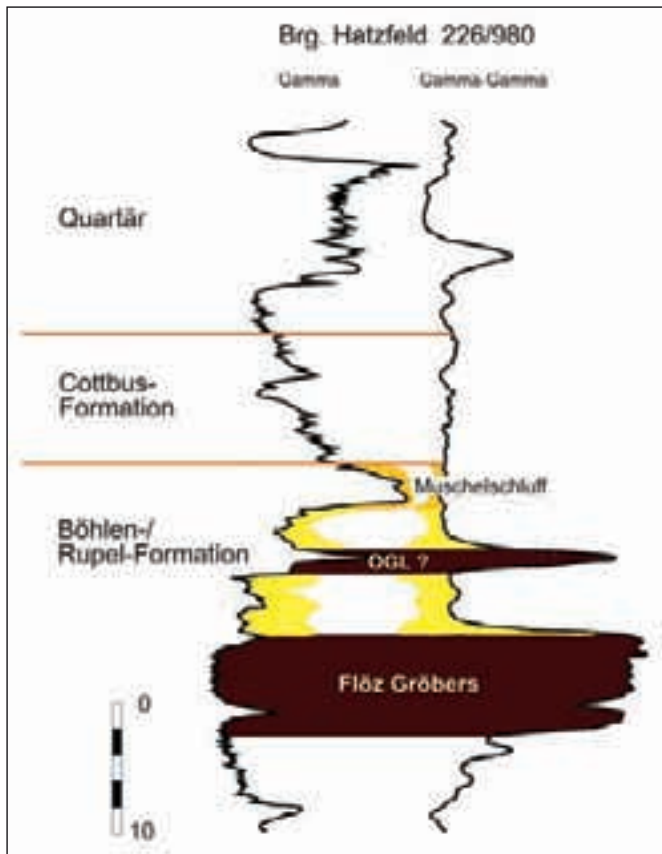


Abb. 4.5.39: Beispiel für die Schichtenfolge über Flöz Gröbers im Raum Wiedemar-Landsberg (Erkundungsfeld Hatzfeld).

nitz bekannten Verhältnissen der Böhlen-Formation ähnelt. Möglicherweise entspricht das Flöz dem Flöz y aus dem südöstlichen Teil der Leipziger Bucht. Das Gebiet um Landsberg würde dann den westlichen Küstenbereich der unteroligozänen Meeresbucht in diesem Zeitraum markieren. Bemerkenswerterweise fällt das Auftreten dieses „Oberbegleiters“ zwischen Wiedemar und Landsberg in etwa mit der Verbreitung des Flözes Lochau im Bereich einer relativen Prätertiärhochlage zusammen. Wie Flöz Lochau keilt auch der „Oberbegleiter“ in den Sanden aus. Im Nordosten und Norden ist die Verbreitung durch pleistozäne Erosion begrenzt. Etwa 7–8 km nordwestlich dieses Vorkommens, am südwestlichen Rand von Delitzsch (vgl. Abb.4.5.13), treten innerhalb der Sande zwischen Flöz Gröbers und Muschelschluff ca. 2 m mächtige kohlige Schluffe auf, die im bohrlochgeophysikalischen Messbild den Flöz-y-Äquivalenten aus dem Raum Espenhain entsprechen.

Beckwitz-Schichten

Die Beckwitz-Schichten (LOTSCH 1979; ALEXOWSKY et al. 1989; ALEXOWSKY 1994) sind in einem kleinen Areal südlich von Torgau (Senke von Beckwitz-Süptitz) (Abb. 4.5.40) mit einer Mächtigkeit von 10 bis über 50 m entwickelt. Sie galten auf Grund pollenanalytischen Untersuchungen an der Brg. Beckwitz 1/60 als kontinentale Äquivalente der marinen Rupel-Formation. In den rund 40 m mächtigen unteroligozänen Sedimenten fand KRUTZSCH in LOTSCH (1979) nahezu ausschließlich kontinentale Formen, die den Zeitraum der



Abb. 4.5.40: Verbreitung der Flöze Gröbers (Flöz 4), Torgau und Lochau, sowie des Flözes Beckwitz.

SPP-Zonen 20A bis 20D vertreten. Lediglich im oberen Abschnitt (zwischen 140 und 150 m Teufe; SPP-Zone 20C) waren marine Reste vorhanden.

Die Beckwitz-Schichten bestehen aus einer Wechselfolge von graubraunen Feinsanden, tonigen Schluffen und schluffigen Tonen, in denen drei Niveaus mit stark kohligem Schluffen und unreinen Braunkohlen auftreten. Das untere, zwischen 0,5 und 3 m mächtige Flöz gehört in die Subzone 20A und wurde als Flöz Torgau bezeichnet (LOTSCH 1979). Es entspricht damit zeitlich dem Flöz Lochau aus dem Halle-Merseburger Raum. Das mittlere flözführende Niveau setzt in der Subzone 20B ein und reicht bis in die Zone 20C. Es entspricht dem Bereich der Flöze Dieskau/Gröbers (Oberflözkomplex, Flöz 4). Äquivalente von Flöz Gröbers (20C) treten meist nur als kohlige Schluffe mit geringen Mächtigkeiten auf. Auffällig war ein im oberen Teil der Beckwitz-Schichten anstehendes, bis 5 m mächtiges Flöz, das in die Zone 20D eingestuft wurde. In diesem Niveau waren im nordwestsächsischen Raum Flözbildungen bisher unbekannt. Es wurde daher ursprünglich auch als Flöz Gröbers bezeichnet.

Mit der rund 1,8 km östlich davon niedergebrachten Bohrung Wildenhain 83E/81 wurde die stratigraphische Zonierung durch UHLIG in FISCHER et al. (1982) bestätigt (Abb.4.5.41). Allerdings wies UHLIG im Gegensatz zur Bohrung 1/60 vorwiegend marine Abschnitte aus (z. B. zwischen den Flözen Gröbers und Beckwitz; Zone 20C, die im Leipziger Raum den Espenhain-Zwenkau-Schichten entsprechen), während nur unmittelbar unter bzw. über Flöz Gröbers limnisch-fluviatile bzw. paralische Ablagerungen auftreten. Über Flöz Beckwitz folgen bis 9 m mächtige marine grüngraue Schluffe, die ebenfalls in die SPP-Zone 20D gehören. Sie werden aufgrund fazieller und bohrlochgeophysikalischer Indikationen als Äquivalent des Septarientones aufgefasst (STANDKE 2008b), der z. B. im Raum Breitenfeld in die SPP-Zone 20D eingestuft wurde (RICHTER 1987, unveröff.). Daraus ergibt sich, dass die Beckwitz-Schichten lediglich einen Verzahnungsbereich zwischen mariner und terrestrischer Entwicklung bilden, wie das oft in den paralischen Randbereichen der Fall ist. Das Flöz Beckwitz verkörpert eine markante zeitliche Lücke und Verlandungsphase zwischen den Espenhain-Zwenkau-Schichten und den Septarientonschichten, die sich bereits im Südraum Leipzigs mit einem gravierenden Sedimentations-

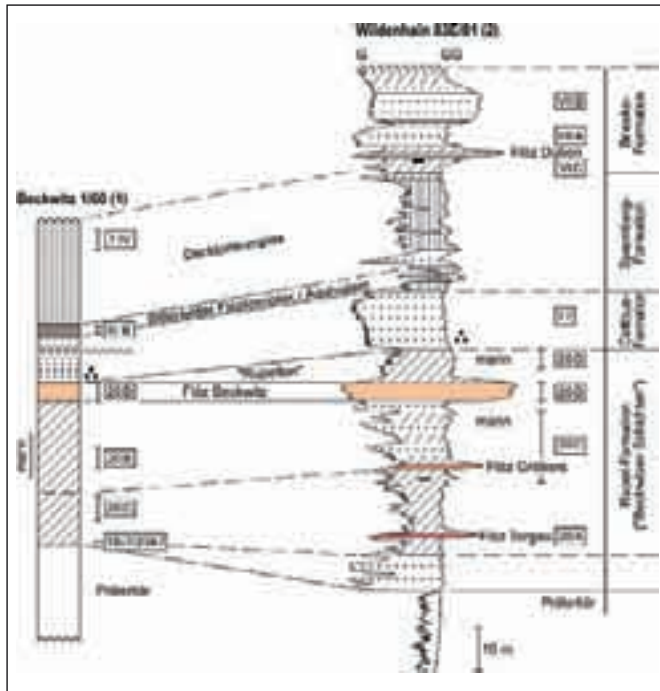


Abb. 4.5.41: Biostratigraphische Einstufung der Rupel-Formation mit Beckwitz-Schichten in den Bohrungen Beckwitz 1/60 und Wildenhain 83E/81.

wechsel und dem Phosphoritknollenhorizont im Grenzbereich der Abfolgen abzeichnet (vgl. Abb. 2.3). Auch KRUTZSCH et al. (1992) geben einen Hardground und zeitliche Lücken zwischen den SPP-Zonen 20C und 20D (oberes Rupelium) an. Über dem Septarienton setzen in der Bohrung marine Sande der Cottbus-Formation ein, die von den Bitterfelder und Deckton-Schichten überlagert werden.

Florenkomplex Nerchau

Ebenfalls in das höhere Unteroligozän (SPP-Zone 20D, Niveau von Flöz Beckwitz) wird der Florenkomplex Nerchau (z. B. MAI & WALTHER 1991; MAI 1995) gestellt. Locus typicus ist eine dunkle, sandige Tonlinse in der Abbausohle einer Tongrube östlich von Nerchau, in der entsprechende Makrofloren auftraten. Die Flora ist durch laurophylle Arten mit akzessorischen arktotertiären Elementen charakterisiert (MAI 1995), die KRUTZSCH (2000) der SPP-Zone 20D zuordnete. Der Florenbestand erlaubt allerdings keine sichere stratigraphische Zuordnung, da typische Arten des Oligozäns fehlen (MAI & WALTHER 1991) bzw. das Artenspektrum zu arm ist (KRUTZSCH et al. 1992). Die stratigraphische Zuordnung von MAI & WALTHER (1991) beruht deshalb auch auf geologischen Gesichtspunkten. Allerdings ist gerade aus regionalgeologischer Sicht ein oligozänes Alter der Funde weniger wahrscheinlich. Die Feststellung von MAI & WALTHER (1991, S. 147), dass die Fundschicht von Nerchau „nach der Höhenlage über NHN einwandfrei unter dem benachbarten, untermiozänen Braunkohlenflöz von Grimma-Grechwitz-Kaditzsch liegt“, ist allein noch kein Kriterium für eine Einstufung in das Oligozän. Die Fundstelle von Nerchau liegt in einem Höhenniveau von etwa 140 m ü. NHN. Ein etwa gleiches Ni-

veau haben die Braunkohlenflöze von Beiersdorf-Seeilingstädt. Im Vorkommen Kaditzsch (4–5 km südlich der Fundstelle) liegen die Kohlenflöze im Niveau 155 bis 165 m ü. NHN. MAI & WALTHER (1991) ordnen die genannten Braunkohlenvorkommen von Grimma der Zone IV zu, d. h. dem Bitterfelder Decktonkomplex. Die im Niveau darunterliegenden Kohlen können deshalb zwanglos dem untermiozänen Bitterfelder Flözhorizont entsprechen, und müssen nicht in das Oligozän gestellt werden. Eine Einstufung dieser Sedimente in das Miozän wird auch von anderen Autoren vertreten: DIETRICH (1972) – Untermiozän; KLAUS (1974) – Bitterfelder Schichten; SCHELLENBERG & KITTLER (1990) – Spremler Schichten. Jedoch werden von den genannten Autoren keine weiteren stratigraphischen Belege für ihre Einstufungen angeführt.

Interessant ist, dass bei Grechwitz (innerhalb des Kaditzscher Vorkommens) eine ähnliche Flora wie in Nerchau auftritt, d. h. laurophylle Formen mit Relikten älterer Arten (Vertreter der Haselbacher Flora), ohne dass von MAI & WALTHER (1991) eine Zuordnung in das Oligozän erfolgte. Nicht auszuschließen ist, dass es sich bei den gefundenen Floren um umgelagertes Material handelt. Im Raum Nerchau, d. h. in der Umgebung der Fundstellen, tritt kein Kohlenflöz im eigentlichen Sinne auf, es werden lediglich stark kohlige Schluffe oder Braunkohlenbröckchen erwähnt. Teilweise wird „eingeregelter kohliger Detritus“ beschrieben (SCHELLENBERG & KITTLER 1990).

4.5.4 Problematika

Im Südraum Leipzigs erweist sich vor allem die Abgrenzung Muschelschluff zu Muschelsand bei kontinuierlichem Übergang von Schluff zu Sand als problematisch. In sandiger Fazies ist der Muschelschluff meist nur im bohrlochgeophysikalischen Diagramm (Gamma-Log) von den hangenden und liegenden Sanden zu unterscheiden. Analoges gilt auch für den Bereich der bindigen Fazies, wo in Altbohrungen die bindigen Schichten Brauner Schluff/Bänderschuff/Glaukonitschluff häufig zu einer Schicht zusammengefasst sind.

4.6 Oberoligozän bis Untermiozän Cottbus-Formation/Spremberg-Formation, tieferer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 4)

4.6.1 Definition und Abgrenzung

Die nachfolgend beschriebene Horizontkarteneinheit umfasst im Norden Leipzigs die Ablagerungen der Cottbus-Formation und des tieferen Teils der Spremberg-Formation (Glaukonit- und Glimmersand sowie Breitenfeld-Schichten) die zusammenhängend im gesamten nordwestsächsischen Raum verbreitet sind und nach Osten bis in die zentrale Lausitz reichen. Zeitlich belegt die dargestellte Abfolge rund 5 Ma Erdgeschichte im Zeitraum zwischen ca. 29 Ma und 24 Ma (vgl. Abb. 3.1). Sie enthält, besonders im LKT 50-Untersuchungsgebiet nördlich von Leipzig, die Glaukonitsande und die Bitterfelder Glimmersande der Cottbus-Formation (Cottbuser Folge nach LOTSCH et al. 1969; LOTSCH 1981), die den Branitz- und Grieben-Schichten der Lausitz entsprechen (DIN 21919-3, 2002; STANDKE et al. 2002, 2005), die miozänen Breitenfeld-Schichten und den Bitterfelder Bernsteinkomplex (s. dort), sowie die älteren Formsande (Böhlen-Formation, vgl. Kap. 4.5).

Die Glimmersande können i. d. R. in Untere und Obere Glimmersande gegliedert werden (Abb. 4.6.1, 4.6.4, 4.6.5), wobei nach jetzigem Kenntnisstand biostratigraphisch nur der Untere Glimmersand in das Oberoligozän und damit in die Cottbus-Formation gestellt werden sollte (SPP-Zone 20I=SPN-Zone I, KRUTZSCH 2000). Sowohl der im Hangenden folgende Flözkomplex Breitenfeld (z. T. als mittlerer Glimmersand bezeichnet), als auch die darüber lagernden Oberen Glimmersande (Breitenfeld-Schichten; STANDKE et al. 2002, 2005; STANDKE 2008b) werden in das Miozän (Spremberg-Formation) eingestuft (SPN-Zone II, RICHTER 1982, unveröff. Arbeitsmaterial; KRUTZSCH 2000). Aktuelle, noch nicht abgeschlossene Untersuchungen von Dinoflagellatenzysten (KÖTHE 2010, unveröff.) erbrachten für den Glaukonitsand (Unterer Glimmersand?) eindeutig unteroligozänes Alter. Die Abfolge von Flöz Breitenfeld, der Obere Glimmersand bis einschließlich des Bitterfelder Bernsteinschluffes werden zwischen Unteroligozän und tieferem Untermiozän eingeordnet. Für eine direkte Einstufung in das Oberoligozän fehlen die Belege. Möglicher-

weise muss jedoch nach Abschluss der Bearbeitung eine stratigraphische Umstufung erfolgen.

Die unteroligozänen Formsande (BELLMANN 1976) im Südraum Leipzigs werden ebenfalls in dieser Karteneinheit dargestellt, jedoch bereits in Kap. 4.5. beschrieben. Ihre stratigraphische Position ist nicht eindeutig geklärt (vgl. Kap. 4.5). Sie wurden teilweise als zeitliche Äquivalente der Glimmersande im nördlichen LKT 50-Untersuchungsgebiet angesehen (STANDKE et al. 2002), wobei sekundäre Umwandlungen der Glimmer und Feldspäte (Kaolinisierung) stattgefunden haben können (WALTER 1991, 1997). Außerhalb des LKT 50-Untersuchungsgebietes treten bei Torgau-Nichtewitz in den Glimmersanden stark kaolinitisierte Partien auf (GEISSLER et al. 1988), die zu den kaolinischen Sanden der Leipziger Bucht überleiten.

Neben den vorstehend beschriebenen flächenhaft verbreiteten Schichten werden im Rahmen der Karteneinheit noch die fluviatil bis ästuarinen Thierbach-Schichten besprochen. Sie bilden Ablagerungen eines größeren Flusssystemes, das vor allem im Ostteil der Leipziger Bucht auftritt und sich z. B. östlich von Borna bis 40 m tief erosiv in ältere Ablagerungen eingeschnitten hat. Teilweise wird angenommen, dass sich Ausläufer der Thierbach-Schichten im Delitzsch-Bitterfelder Raum mit den Glimmersand-Schichten verzahnen, obwohl sie nach Nordosten in Richtung Eilenburg verlaufen. Der hohe Erosionsbetrag aus dem Südraum Leipzigs wird nach WIMMER et al. (2008) zur genetischen Erklärung für das 40 km entfernte Flöz Breitenfeld herangezogen (s. dort). Das Thierbacher Flusssystem war sicherlich mehrphasig über einen längeren Zeitraum aktiv, der sich vom Oberoligozän möglicherweise bis in das Untermiozän fortsetzte, was durch Makroflorenfunde (Florenkomplexe Thierbach und Witznitz-Mockrehna) untersetzt wird (MAI & WALTHER 1991, vgl. Kap. 4.6.3). Dem folgen auch FISCHER et al. (1989).

4.6.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Das Verbreitungsgebiet der in der Karteneinheit dargestellten Cottbus-/Spremberg-Formation (tieferer Teil) umfasst ganz Nordwestsachsen und reicht keilartig weit in die Leipziger Bucht bis in den Raum Frohburg hinein (Abb. 4.6.2). Die Verbreitungsgrenze ist zumeist durch quartäre Erosionen bedingt. Lediglich im Bereich östlich

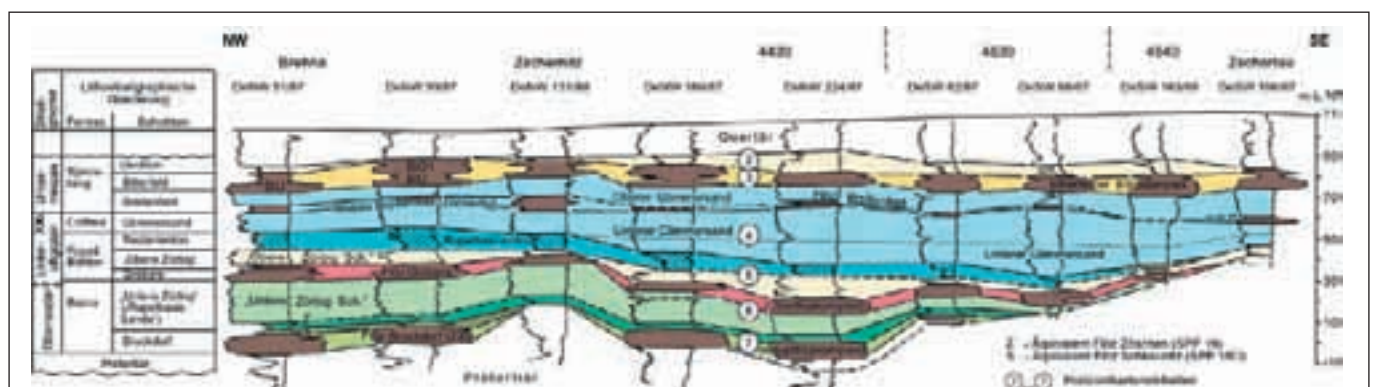


Abb. 4.6.1: Bohrlochgeophysikalischer Nordwest-Südost-Schnitt im Raum Delitzsch mit Gliederung der Horizontkarteneinheiten.



Abb. 4.6.2: Verbreitung oberoligozäner bis untermiozäner Sedimente (Cottbus-Formation/Spremburg-Formation, unterer Teil, vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Eilenburg bis Taura keilen die Schichten am aufsteigenden Prätertiär aus. Weitgehend vollständige Schichtenfolgen vom Oberoligozän bis zum Untermiozän mit Glaukonit- und Glimmersanden und dem darin eingebetteten Flöz Breitenfeld sind vor allem nördlich von Leipzig, im Bereich der Braunkohlenfelder Delitzsch, Bad Düben, Wildenhain, Breitenfeld und Rösa-Sausedlitz erhalten.

Das Liegende der Schichtenfolge fällt in dem beschriebenen Gebiet von Süd nach Nord/Nordost von Höhen über 180 m ü. NHN im Raum Frohburg auf Werte unter ± 0 m NHN im Raum Bad Düben-Torgau ab. Hier, im Bereich prätertiärer Tieflagen der Dübener Senke, wurden in eng begrenzten Gebieten (Subrosionsstrukturen durch Zechsteinablaugung) Teufen von weniger als 20 bis 40 m u. NHN bzw. 55 m u. NHN im Bereich der Beckwitzer Senke nördlich Melpitz beobachtet. Die Mächtigkeit der Cottbus-/Spremburg-Formation (Abb. 4.6.3) nimmt von Süd mit durchschnittlich 1 bis 20 m nach Nord auf durchschnittlich 20 bis 40 m zu. In exponierten Lagen (Subrosionssenken, Rückenstrukturen) sind lokale Mächtigkeits-erhöhungen auf Werte um 60 m zu beobachten. Die lokal in Subrosionssenken erhalten gebliebenen kleineren Vorkommen östlich von Groitzsch (hier Pödelwitzer Sande) weisen maximale Mächtigkeiten bis zu 13 m auf, während die durchschnittliche Mächtigkeit bei nur 5 m liegt. Außerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes existieren im östlichen LKT 50-Bearbeitungsgebiet zahlreiche kleinere inselartige Relikt-vorkommen. Diese stellen – mit Ausnahme der bereits genannten Gebiete östlich von Groitzsch – Erosionsreste ehemals zusammenhängender Verbreitungsareale dar, die infolge ihrer abgesenkten Position in beckenartigen Vertiefungen des prätertiären Untergrundes von nachfolgenden Erosionen verschont

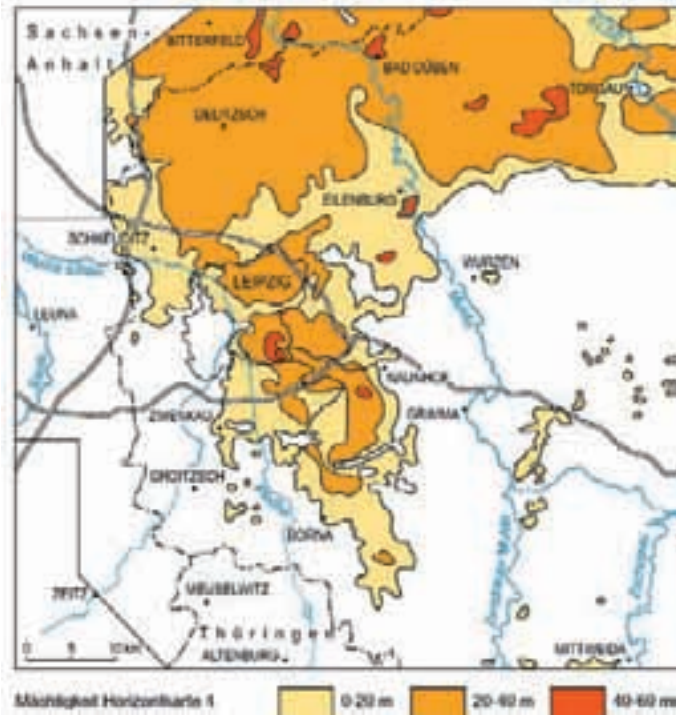


Abb. 4.6.3: Mächtigkeit oberoligozäner bis untermiozäner Sedimente (Cottbus-Formation/Spremburg-Formation, unterer Teil).

und damit erhalten geblieben sind. In diesen Einzelvorkommen lagern die dargestellten Sedimente der Cottbus-/Spremburg Formation direkt dem Prätertiär auf und sind demnach in diesen Gebieten die ältesten erhalten gebliebenen Tertiärablagerungen. Das größte dieser Vorkommen ist ein ca. 14 km langes Verbreitungsgebiet zwischen Colditz und Mutzschen. Hier werden Mächtigkeiten bis 5 m erreicht, während im Durchschnitt Mächtigkeiten < 2 m die Regel sind. Weitere lokale Vorkommen befinden sich zwischen Rochlitz, Geringswalde und Mittweida, östlich von Wurzen sowie im Raum Mügeln – Wernsdorf. Auch in diesen Vorkommen liegt die durchschnittliche Mächtigkeit unter 2 m; maximal wurden Mächtigkeiten um 18 m erbohrt.

4.6.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Die ältesten Einheiten der in der Horizontkarteneinheit dargestellten Abfolge bilden die (kaolinischen) Formsande im Südraum Leipzigs, die im Kapitel 4.5 abgehandelt wurden und vermutlich noch in das Unteroligozän gehören. Sie sind im Nordraum Leipzigs nicht angetroffen worden. Darüber folgen nördlich Leipzigs die Glaukonitsandschichten und die Unteren Glimmersande der Glimmersand-Schichten, die bisher in das Oberoligozän gestellt wurden, sowie der untermiozäne Flözkomplex Breitenfeld und die Oberen Glimmersande (Breitenfeld-Schichten) einschließlich des Bitterfelder Bernsteinkomplexes.

Glaukonitsand

Über den Septarienton-Schichten sind im Nordraum Leipzigs die meist geringmächtigen Glaukonitsand-Schichten der Cottbus-Formation verbreitet. Die Glaukonitsande, die

vor allem im Raum Delitzsch-Bitterfeld-Bad Dübener auftreten, lassen sich in kernaustragenden Bohrungen aufgrund des Glaukonitgehaltes gut identifizieren. Eine Abgrenzung in Spülbohrungen unter Einbeziehung der geophysikalischen Bohrlochmesskurven ist jedoch problematisch und oft nicht eindeutig, da markante Indikationen fehlen. Deshalb wurde der Glaukonitsandhorizont von vielen Bearbeitern nicht als eigenständige Schicht ausgehalten, sondern in den unteren Teil der Glimmersande integriert (u. a. DASSOW et al. 1980, 1985; FISCHER et al. 1982, 1989; PESTER et al. 1987). Andererseits kann er bei schluffiger Ausbildung auch dem Septarienton zugeordnet werden, wie aus Bohrungen im Stadtgebiet von Bitterfeld hervorgeht (Abb. 4.6.4, 4.6.5., Brg. 7982/08). Dies wird durch jüngste Dinozystenuntersuchungen untermauert, die jedoch noch nicht abgeschlossen sind (KÖTHE, unveröff., 2010).

Der Glaukonitsandhorizont besteht hauptsächlich aus bioturbaten schluffigen Fein- und Mittelsanden, die infolge ihres hohen Glaukonitanteiles eine charakteristische Grünfärbung aufweisen. Zuweilen geht der Feinsand in einen sandigen Schluff über. Die Sande können lagenweise verfestigt sein und weisen eine starke Glimmerführung auf. An der Basis treten häufig Grobsand- und Feinkieslagen (sog. Transgressionskonglomerate) auf, in welche vereinzelt größere Gerölle von Porphyrit und Quarz (FANKHÄNEL 1972) eingebettet sein können. Da der Glaukonitsandhorizont jedoch nicht in allen Kernbohrungen nachgewiesen werden konnte, ist davon auszugehen, dass er teilweise bei der Sedimentation der jüngeren Unteren Bitterfelder Glimmersande wieder aufgearbeitet wurde.

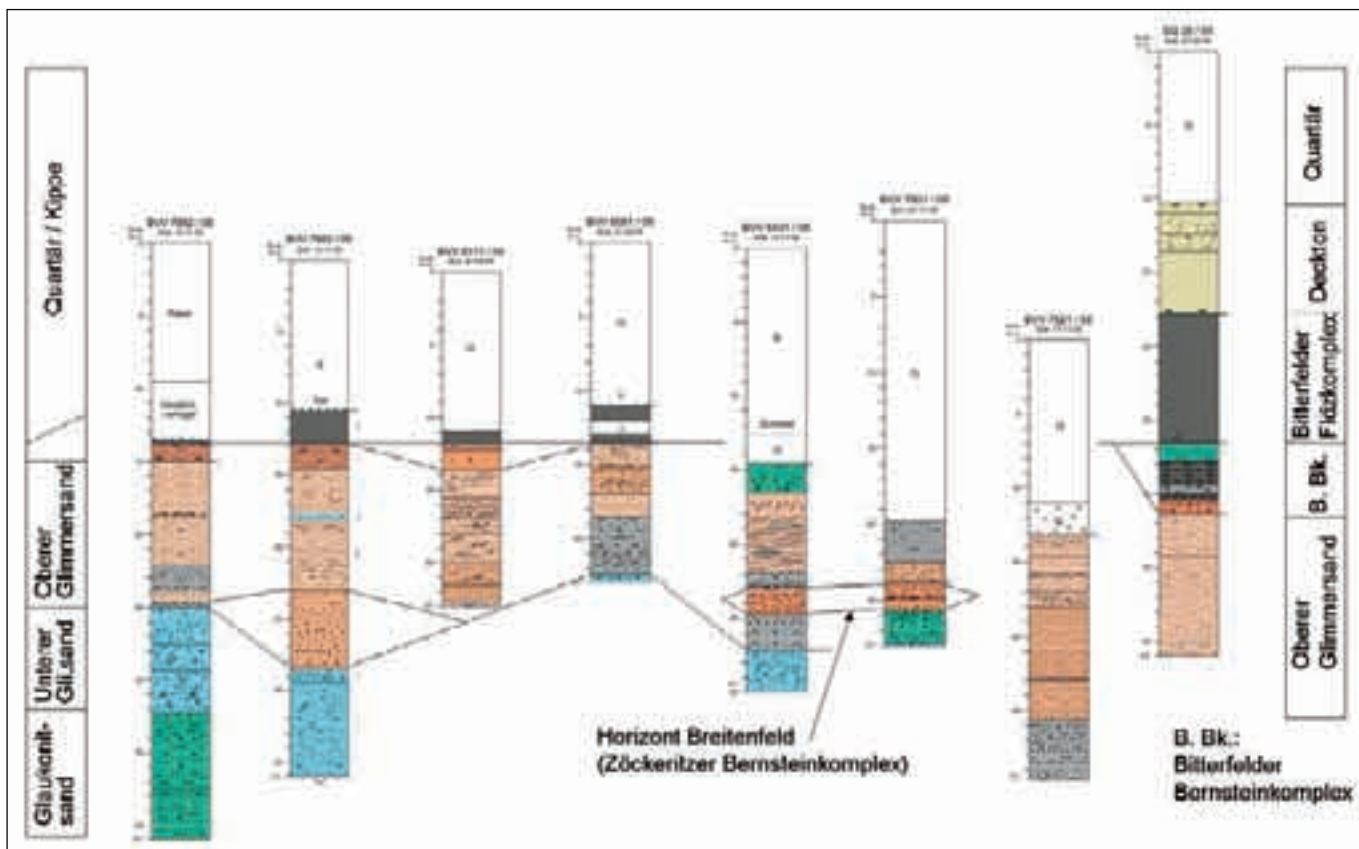


Abb. 4.6.4: West-Ost-Korrelationsschnitt von Bohrungen im Stadtgebiet Bitterfeld mit Unteren und Oberen Glimmersanden und Bernstein führenden Schichten.

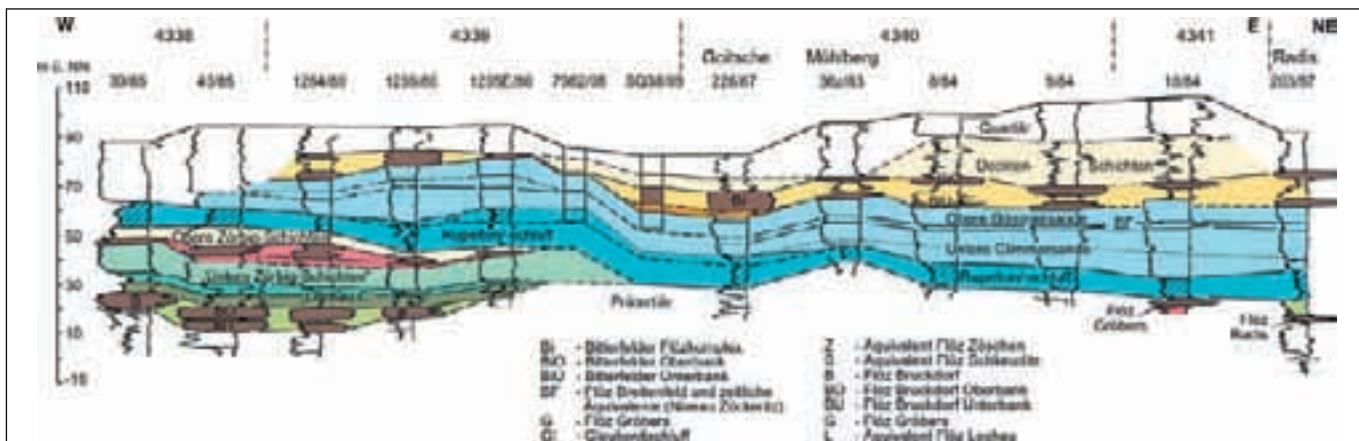


Abb. 4.6.5: Bohrlochgeophysikalischer West-Ost-Schnitt im Raum Bitterfeld.

Untere Glimmersande

Die den Glaukonitsandhorizont überlagernden Bitterfelder Glimmersande weisen in einigen Braunkohlenerkundungsfeldern eine Dreiteilung (Untere, Mittlere und Obere Glimmersande) auf, die die oligozänen Unteren Glimmersande, den Horizont Breitenfeld und die Oberen Glimmersande umfassen. Die Gliederung beruht auf petrographischen Unterschieden sowie bohrlochgeophysikalischen Indikationen in den Logs (u. a. MATTERSTEIG 1985, Abb. 4.6.1). Für überregionale Korrelationen ist diese Gliederung meist nur mittels Logkorrelation möglich. Zudem schalten sich in nordöstlicher Richtung weitere Sequenzen im Niveau der Unteren Glimmersande ein, so dass in der Bohrung Radis (BURCHARDT 1994) außerhalb des Bearbeitungsgebietes bis zu vier Abschnitte ausgehalten werden (vgl. Abb. 4.6.5). Außerdem verlagern sich die faziellen Ablagerungsräume im Zuge der Trans- und Regressionsentwicklung, so dass die Sequenzen nicht unmittelbar korrelierbar sein müssen. Es wird angenommen, dass der marine Einfluss vom Liegenden zum Hangenden abnimmt, was sich u. a. in einer Zunahme der größeren Kornfraktionen äußert.

Die oft vorgenommene Dreiteilung ist deshalb schwierig nachzuvollziehen, da die Bohrlochmesskurven einerseits zumeist ein sehr homogenes Bild dokumentieren, andererseits die Abgrenzungskriterien regional sehr verschieden gehandhabt wurden und zumeist keine große laterale Gültigkeit besitzen. So grenzen z. B. PAPKE & SPANGENBERG (1989) im Braunkohlenfeld Delitzsch-Nordwest den Unteren vom Mittleren Glimmersand mittels eines Peaks im Gamma-Log der Bohrlochmesskurven (radioaktiver Horizont, Strandseife) ab. DASSOW et al. (1980) versuchten eine analoge Teilung im Feld Delitzsch-Süd anhand des vermehrten Auftretens von schluffigen Feinsanden mit Pflanzenresten als Ausdruck eines zunehmendem ästuarinen Einflusses vorzunehmen. Eindeutiger ist die Abgrenzung der Unteren und Oberen Glimmersande möglich, vor allem bei Ausbildung des Flözkomplexes Breitenfeld (vgl. unten) bzw. dessen bindigen Äquivalenten (vgl. Abb. 4.6.1, 4.6.5).

Die Unteren Bitterfelder Glimmersande werden im Wesentlichen von hellgrauen bis braungrauen schluffigen, stark bioturbaten und glimmerführenden Fein- bis Mittelsanden mit vereinzelt Schlufflagen gebildet. Ihr Verbreitungsgebiet wird einerseits durch quartäre Erosionen begrenzt, andererseits keilen sie an Prätertiärhochlagen aus. Sie können 5 bis 50 m mächtig werden. Die stratigraphische Einstufung dieser Sande in die SPN-Zone I (Oberoligozän) ist durch zahlreiche palynologische Untersuchungen belegt (z. B. Bohrungen Delitzsch-Süd 984/78, 1170/78, 1246/78, 67/85, 108/85, 239/85). Wie bereits erwähnt, erfolgt nach ersten Dinozysten-Untersuchungen (KÖTHE, unveröff., 2010) allerdings eine mögliche Einstufung in das Unteroligozän. Alle palynologisch untersuchten Proben weisen marinen Einfluss auf, der in den Profilen zum Hangenden hin (Mittlere Glimmersande) allmählich abnimmt. STANDKE et al. (2007) gehen von Strandbildungen in diesem Niveau (Breitenfeld-Horizont) aus. Vereinzelt Bernsteinfunde in den Mittleren

bzw. Unteren Glimmersanden (SPANGENBERG et al. 1985; DASSOW et al. 1980; PESTER et al. 1987) weisen möglicherweise auf Landnähe hin.

Mehrere in die Unteren und Mittleren Glimmersande eingebettete Kiesschüttungen werden häufig als Hinweise auf das Thierbacher Flusssystem angesehen. Sie lassen sich horizontbeständig mehr oder weniger flächenhaft über weite Bereiche der Glimmersandverbreitung verfolgen (LOTSCH et al. 1969; HÜBNER et al. 1979; DASSOW et al. 1985; FISCHER et al. 1989). Die Basis der Kieshorizonte sinkt von Süd nach Nord ab. Allerdings wurden sie auch bei dichtem Bohrpunktabstand relativ selten angetroffen.

Flözkomplex Breitenfeld

Als Basisbildung der **Breitenfeld-Schichten** (Obere Glimmersande) gilt der nur lokal verbreitete Flözkomplex Breitenfeld im Grenzbereich zwischen Unteren und Oberen Bitterfelder Glimmersanden, der im Typusgebiet z. T. zwei Flözbänke aufweist und dessen Liegend- und Hangendschluffe lokal geringe Mengen Bernstein führen (FISCHER et al. 1989; WIMMER et al. 2006). Biostratigraphisch wird er in die SPN-Zone II (Untermiozän) gestellt. KRUTZSCH (2000) parallelisierte das Flöz Breitenfeld mit dem Flöz Striesa (SPN-Zone I/II) und stellte somit beide Flöze in das tiefste Miozän. Damit sind auch die Breitenfeld-Schichten (Obere Bitterfelder Glimmersande) in das Miozän einzustufen.

Nach Ablagerung der Unteren Glimmersande an der Grenze Oberoligozän/Untermiozän bildete sich durch eine regressive Verlagerung (progradierende Entwicklung) der Küstenlinie nach Norden eine flache Küstenlandschaft heraus. In morphologisch günstigen Positionen kam es zur Bildung kleinräumiger Moore, aus denen der **Flözkomplex Breitenfeld** hervorging. Eine Jahresmitteltemperatur von +13 °C und 1.800 mm Jahresniederschlag ließ eine üppige, aber relativ artenarme Flora gedeihen (MAI & WALTHER 1983). Der Flözkomplex Breitenfeld ist besonders im Raum Breitenfeld flächenhaft in mehreren Südwest-Nordost gerichteten Zonen mit ein bis zwei geringmächtigen Braunkohlenflözen sowie Schluffen und Sanden verbreitet, die durch Bernsteinführung charakterisiert sind. Nach Nordosten löst sich die weitgehend geschlossene Flözbildung in kleinere Einzelvorkommen mit einer Fläche von jeweils wenigen 100 Quadratmetern auf, die perlschnurartig über Entfernungen von 15 bis 30 km zu verfolgen sind (Abb. 4.6.6). Die Vermoorung weist auf einen zwischenzeitlichen Meeresrückzug und eine Verlandung der Region hin, während die bernsteinhaltigen Sedimente als Lagunenbildungen, Strand- und Küstensande (Gezeitenbereich) von der Meeresnähe zeugen. Der Verlauf der fossilen Küstenlinie kann teilweise über Schwermineralkonzentrationen (Strandseifen) rekonstruiert werden. Die Bernstein führenden Schluffe und Sande werden bei Bitterfeld als Zöckeritzer Bernsteinkomplex bezeichnet (HÜBNER et al. 1979). Ein erneuter Meeresvorstoß führte zur Bildung der „Oberen Bitterfelder Glimmersande“, die im Tagebaubereich Goitsche nach FUHRMANN (1975, 1978a–c, 2004, 2008)

als „Liegendsande“, „Zöckeritzer Rücken“ bzw. Zöckeritzer Decksande bezeichnet wurden. Die Oberfläche der oberoligozänen bis untermiozänen Bitterfelder Glimmersande wird im Raum Bitterfeld durch Südwest-Nordost verlaufende Rücken- und Senkenstrukturen gegliedert, die einem alten Paläorelief zugeordnet und häufig als Strandwälle gedeutet werden.

Die wohl vollständigste Abfolge des Flözkomplexes Breitenfeld findet sich nördlich von Leipzig im Braunkohlenfeld Breitenfeld. Hier beginnt die Sedimentfolge mit einem bis 2 m mächtigen tonig-feinsandigen, z. T. schwach geschichteten Schluff von graubrauner Farbe mit Einlagerungen von Xylit, Gelnestern, Pflanzenresten und vereinzelt eingelagerten Bernsteinen. Auf diesen Liegendenschluff folgt die Unterbank des Flözes Breitenfeld, die vor allem bei Schladitz und Wiederitzsch verbreitet ist. Dieses Flöz wurde u. a. von PESTER (1967) noch als Unterbank des Bitterfelder Flözes bezeichnet, obwohl räumlich kein direkter Zusammenhang zum Hauptverbreitungsgebiet des Bitterfelder Flözkomplexes besteht.

Biostratigraphische Untersuchungen in der Bohrung Delitzsch-SW 41/66 stellten den Flözhorizont in die Sporomorphenzone SPN-Zone I. LOTSCH et al. (1979) erkannten als erste die stratigraphische Selbständigkeit der Breitenfelder Braunkohlen. Das Flöz Breitenfeld nähert sich jedoch in einigen Gebieten stark an den Bitterfelder Flözkomplex an. Dies verleitete DASSOW et al. (1985) dazu, die „lokalen Kohlebildungen in der Glimmersandperiode“ als „Initialstadium des Bitterfelder Flözkomplexes“ anzusehen. FISCHER et al. (1989) beschrie-

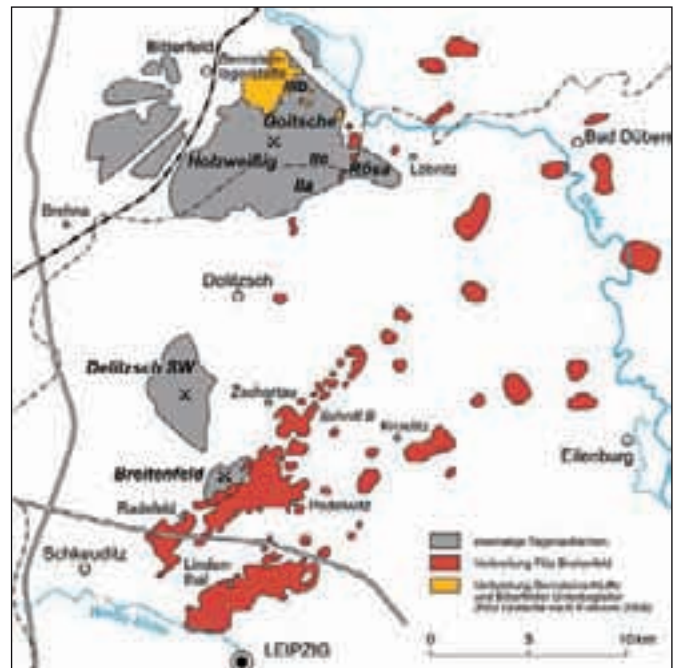


Abb. 4.6.6: Verbreitung von Flöz Breitenfeld und der Bitterfelder Bernstein-Lagerstätte.

ben südwestlich der Ortslage Kreuma einen Extremfall, wo das Flöz Breitenfeld von der Bitterfelder Oberbank 1 lediglich noch durch eine 0,4 m mächtige Sandlage getrennt wird. PESTER et al. (1987) zeigen sogar Beispiele, wo südlich der Ortslage Schladitz das Flöz Breitenfeld und die Bitterfelder Oberbank 1 in einem schmalen Saum direkt aufeinander liegen (Abb. 4.6.7).

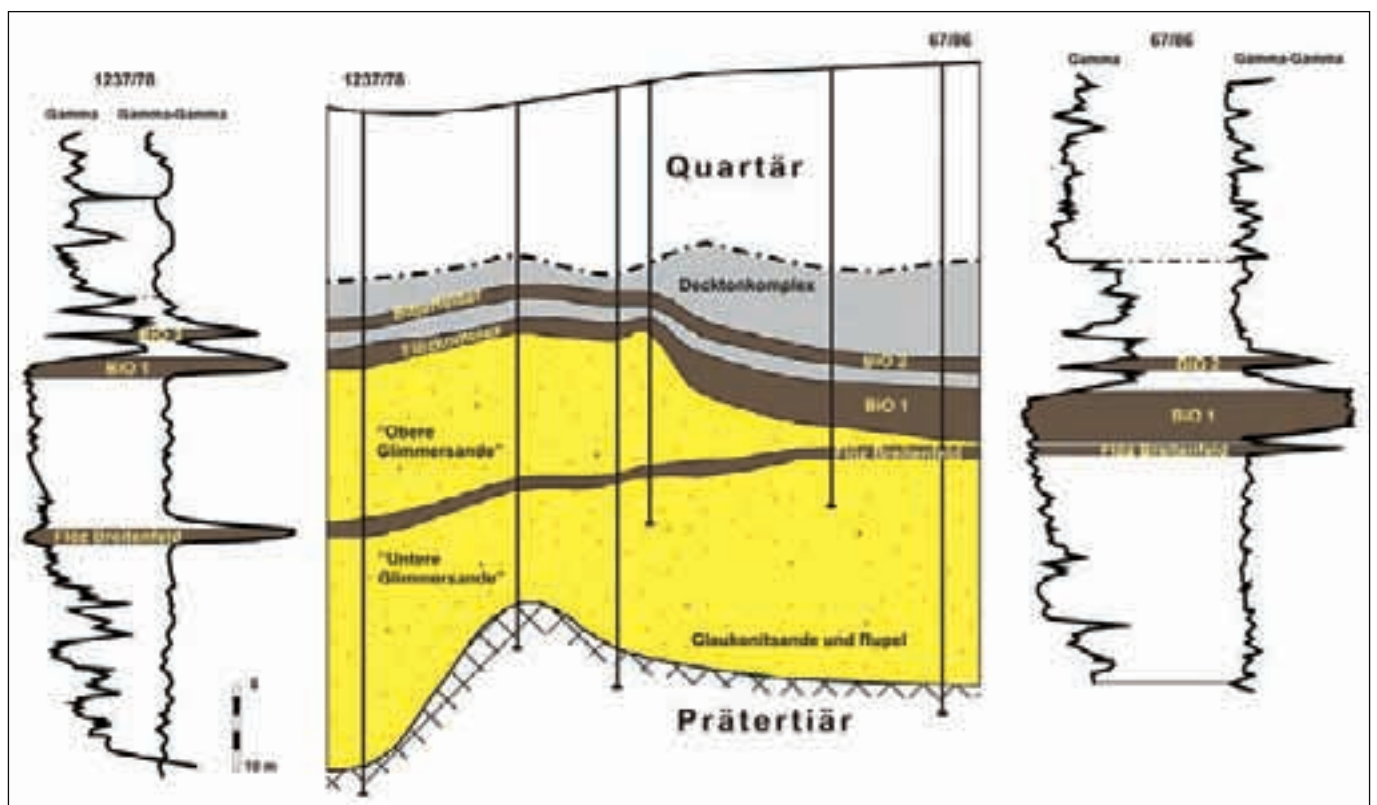


Abb. 4.6.7: Anschierung von Flöz Breitenfeld an den Bitterfelder Flözkomplex (verändert nach PESTER 1987; FISCHER et al. 1989).

Die Unterbank von Flöz Breitenfeld stellt makropeetrographisch eine dunkelbraune, mittel- bis grobstückige Braunkohle mit teilweise deutlichen schluffig-tonigen Verunreinigungen dar. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 0,2 und 3,1 m bei einer durchschnittlichen Schichtstärke von ca. 1 m. Das Mittel zwischen Breitenfelder Unter- und Oberbank besteht in einer Schluff/Sand/Schluff-Abfolge, die eng an die Flözverbreitung gebunden ist. Der 1–2 m (max. 7 m) mächtige Hangendschluff der Breitenfelder Unterbank ist ein glimmerreiches, zumeist toniges und stark kohliges Sediment von graubrauner bis dunkelbrauner Farbe. Es folgen glimmerhaltige Fein- bis Mittelsande, die erneut von einem kohligem, bis 1,6 m starkem Schluff (Liegendschluff der Breitenfelder Oberbank) überlagert werden. Die zwischen 0,1 und 1,9 m (durchschnittlich 1 m) mächtige Oberbank des Flözes Breitenfeld tritt nur in einer ca. 1,5 bis 2 km breiten und ca. 6 km langen SW-NE-streichenden Zone zwischen Radefeld und Wolteritz auf. Zuweilen wird die Oberbank von einem geringmächtigen (ca. 0,5 m) Hangendschluff überlagert, welcher aber hinsichtlich Verbreitung und Mächtigkeit bedeutungslos ist. Die durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung für die Braunkohlen des Flözkomplexes Breitenfeld beträgt: Aschegehalt (wf) ca. 21 %, Schwelteerausbeute (wf) ca. 8,5 %, Gesamtschwefelgehalt (wf) ca. 5,4 % und Heizwert (wf) 20,8 MJ/kg (DASSOW et al. 1980).

In den vom Typusgebiet weiter entfernt liegenden Räumen bei Delitzsch kommt zumeist nur noch eine Flözbank (durchschnittlich 1 m mächtig) vor, die zuweilen von geringmächtigen Tonen und Schluffen (1–2 m) über- bzw. unterlagert wird. Auch hier wurde lokal eine geringfügige Bernsteinführung der Begleitsedimente festgestellt. Für eine Zuordnung dieses Flözes zur Ober- oder Unterbank des Breitenfelder Raumes gibt es keine Hinweise, so dass in diesen Räumen von einem ungespaltenen Flöz Breitenfeld ausgegangen wird.

Im Niveau von Flöz Breitenfeld (SPN-Zone I/II, KRUTZSCH 2000) tritt der sog. Zöckeritzer Bernsteinhorizont bei Bitterfeld auf, aus dem Bernsteinanreicherungen bekannt sind. Diese sind meist an organische Lagen gebunden, die als Spülsäume im Küstenbereich bzw. in Wattablagerungen auftreten (STANDKE et al. 2007; STANDKE 2008c). FUHRMANN (2008) bezeichnet ihn als Zöckeritzer Horizont im Unteren Lagerstättenstockwerk (der Bitterfelder Bernsteinlagerstätte). In Bohrungen aus dem Stadtgebiet von Bitterfeld ist der Zöckeritz- bzw. Breitenfeld-Horizont lithologisch eindeutig von den Unteren und Oberen Glimmersanden abgrenzbar (vgl. Abb. 4.6.4). Häufig sind in den Feinsanden kohlige, stark Glimmer führende Schlieren mit kleinen Bernsteinen zu beobachten. Die Abfolge mit geringmächtigen Braunkohlenflözen, Strandseifen, aber auch marinen Einschaltungen ist nach Süden bis in den Raum Espenhain nachweisbar („Oberholz-Folge“, KRAMER et al. 1987). Sie wird in dieser Horizontkarteneinheit ebenfalls dargestellt, aber im Zusammenhang mit der Gesamtabfolge bei Espenhain unter Kap. 4.5.3 beschrieben.

Obere Glimmersande

Die oberen Glimmersande über dem Flöz Breitenfeld bestehen aus weiß- bis graubraunen oder braunen glimmerführenden marinen Sanden (Abb. 4.6.8, 4.6.9). Sie zeigen vom Liegenden zum Hangenden eine tendenzielle Kornvergrößerung von Fein- zu Mittelsanden, wobei für das Gebiet Goitsche-Rösa geringere Glimmergehalte, höhere Korngrößen und teilweise äolische Komponenten (MAGALOWSKI et al. 1979; HÜBNER et al. 1979) beschrieben werden. Gelegentlich sind kohlige Schluffe und dünne Braunkohlenbänke sowie Kieshorizonte eingelagert. Das Verbreitungsgebiet der oberen Glimmersande wird durch quartäre Erosionen begrenzt. Sie können bis zu 20 m, durchschnittlich zwischen 8 und 10 m mächtig werden.

Die Oberfläche der Oberen Glimmersande ist durch ein deutlich ausgeprägtes, SW-NE-streichendes Rücken- und Senkenrelief gegliedert (Abb. 4.6.10), wobei der Abstand der Rücken untereinander 2–3 km beträgt. Die Entstehung dieser für die nachfolgenden Kohlenabla-



Abb. 4.6.8: Flachmarine Obere Bitterfelder Glimmersande (Oberer Vorstrand), ehemaliger Tgb. Goitsche (Foto: G. Standke, 1998).

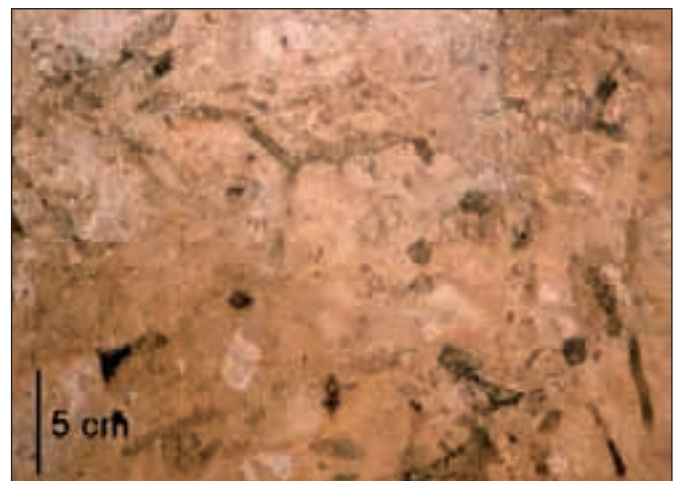


Abb. 4.6.9: Marine Obere Bitterfelder Glimmersande mit Bioturbation (Unterer Vorstrand) unmittelbar unterhalb der Bitterfelder Bernsteinfolge (Foto: G. Standke, 1998).

gerungen (Bitterfelder Flözkomplex) als flözbegrenzend bzw. mächtigkeitsreduzierend wirkenden Strukturen wird gegenwärtig nach wie vor diskutiert. Die litoral-marinen Genesevorstellungen (Strandwälle, Barren, Sandriffe u. ä.) nach MANEWALD (1987) sind durchaus plausibel, zumal sich das Gebiet am unmittelbaren Randbereich der Paläo-Nordsee („Glimmersandmeer“) befunden hat. Diese Deutung wird durch sedimentologische Aufnahmen im Bereich des Bärenholzrückens (Tagebau Goitsche) und der Döberner Senke unterstrichen, bei denen STANDKE (1998a, 2004) strandnahe flachmarine Sande nachweisen konnte (Abb. 4.6.11; vgl. Kap. 7). EISSMANN beschreibt (1994) die Oberflächenstrukturen als Dünen, wobei er die voran stehende Genese durchaus nicht ausschließt, sondern ausdrücklich darauf verweist, dass die Dünen aus derartigen Strukturen „von West- bis Südwestwinden aufgeweht“ worden sein könnten. FUHRMANN (1977) geht von zeitlich versetzten Strandwällen mit aufgesetzten Dünen aus, während HÜBNER et al. (1979) eine polygenetische Entstehung (Dünenzüge, Erosionsrinnen, tektonische Ursachen) favorisieren. FUHRMANN (1977, 2008) glaubte in den weißgrauen, gut sortierten Mittelsanden im Hangendbereich des Zöckeritzer Rückens Dünensande zu erkennen und führte für seine Ansicht auch morphologische Gesichtspunkte an (flache Luvseite im Nordwesten, steile Leeseite im Südosten [vgl. Kap. 7]).

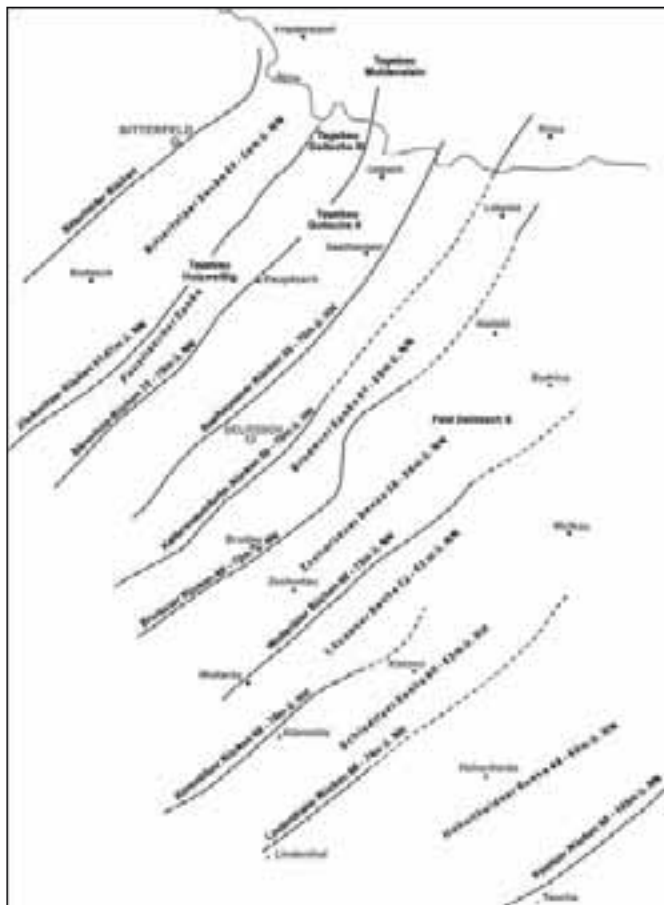


Abb. 4.6.10: Rücken- und Senkenstrukturen an der Oberfläche der Oberen Glimmersande im Raum Bitterfeld-Delitzsch (nach DASSOW et al. 1980; FISCHER et al. 1989).

Die geologische Kartierung der 1995/1997 noch vorhandenen Profile im Niveau der „Oberen Glimmersande“ in verschiedenen Bereichen des Tagebaus Goitsche (z. B. Döberner Senke, Bärenholzrückens, Niemecker Senken) erbrachte interessante Ergebnisse. Über marmorierten Feinsanden treten sowohl am Bärenholzrückens als auch in der Döberner Senke ähnliche Sedimentfolgen auf. Sie bestehen im unteren Bereich aus aschgrauen, meist schräggeschichteten Sanden, in denen häufig bleistiftartige Spurenfossilien (*Skolithos*) erhalten geblieben sind. Diese verfestigten Röhren können auf Würmer (*Dipopatra cuprea*, *Lanice conchilega*) zurückgeführt werden, die heute u. a. auf Ufersandbänken von Gezeitenströmen (Prielen) leben und somit auf eine gezeitenbeeinflusste Meeresküste hinweisen. Im mittleren Bereich treten rötlichgraue Sande auf, die von weißen Sanden überlagert werden. Am Bärenholzrückens sind die weißen Sande vorwiegend horizontal geschichtet und gelten als Dünen- oder Strandsande. In einer dünnen Lage sind möglicherweise fossile Regentropfen konserviert worden. Teilweise reichen kohlige Straten horizontal in die „Dünensande“ hinein. Die weißen Sande werden vom Bitterfelder Hauptflözkomplex überlagert, der mit unruhiger Basis „aufwächst“ und im unteren Teil stark sandige Partien aufweist.



Abb. 4.6.11: Obere Bitterfelder Glimmersande in der Döberner Senke: Marmorierte Feinsande, überlagert von aschgrauen Sanden mit pyritisierten Spurenfossilien (*Skolithos*) sowie rötlichgrauen und weißen Sanden wie am Bärenholzrückens, darüber die Bitterfelder Unterbank (Foto: G. Standke, 1998).

Eine andere Ausbildung zeigen die „Oberen Glimmersande“ in den östlichen Niemegker Senken (vgl. Abb. 4.6.8) mit mehreren Metern mächtigen, geschichteten Sanden eines strandnahen Flachmeeres (Oberer Vorstrand), das von stark durchwühlten Meeressanden (Unterer Vorstrand) überlagert wird. Die Sande entsprechen den Zöckeritzer Decksanden nach HÜBNER et al. (1979). Der Zöckeritzer Bernsteinhorizont im Liegenden der Oberen Bitterfelder Glimmersande war nicht abgeschlossen. Er besteht aus zwei Bernstein führenden, z. T. kohligem Schlufflagen, die vermutlich im Strand- oder Gezeitenbereich (Mischwatt, Schlickwatt) abgelagert wurden und ca. 7 m (5–15 m) unter den Bernsteinschluffen von Bitterfeld auftreten (FUHRMANN 1975). In keinem der untersuchten Profile konnten in den Oberen Glimmersanden Anzeichen von Flussablagerungen festgestellt werden.

Bitterfelder Bernsteinfolge

Die Bernsteinlagerstätte im ehemaligen Braunkohlentagebau Goitsche bei Bitterfeld ist erst 1973 in Verbindung mit dem Abbau des untermiozänen Bitterfelder Flözkomplexes entdeckt worden. Da zu dieser Zeit gerade ein Engpass in der Belieferung der Bernstein verarbeitenden und Devisen bringenden Schmuckindustrie in Ribnitz-Damgarten mit dem üblichen samländischen Bernstein herrschte, begann unverzüglich die Erkundung des Bitterfelder Bernsteins (z. B. FUHRMANN 1975, 1977, 1978a, b, c; HÜBNER et al. 1979), sowie weiterer bernsteinhöffiger Gebiete (FUHRMANN 1978d, 1981). Der Bernsteinabbau erfolgte bis 1993 und wurde dann im Rahmen der Sanierungsmaßnahmen des Braunkohlentagebaus Goitsche eingestellt. Durch das Hochwasser 2002 wurde der Tagebau unplanmäßig in kürzester Zeit durch die Mulde überflutet, so dass die Bernstein führenden Schichten nicht mehr zugänglich sind. In der nur 18-jährigen Laufzeit der Bitterfelder Bernsteinlagerstätte sind ca. 425 t Rohbernstein gefördert worden (Abb. 4.6.12, 4.6.13).

Im Rahmen der Bernstein-Exploration (s. o.) erfolgte eine detaillierte Gliederung der Abfolge. Diese besteht aus dem eigentlichen Bernsteinkomplex mit zwei Bernstein führenden Schluffhorizonten, Sanden und einem geringmächtigen Flöz. Etwa 10 m unter dem Bitterfelder Flözkomplex treten innerhalb einer feinkörnigen Sandabfolge weitere Bernsteinkonzentrationen in Verbindung mit stark glimmerhaltigen Schlufflinsen auf (Zöckeritzer Bernsteinhorizont).

Bei den im Folgenden entstandenen zahlreichen wissenschaftlichen Publikationen (u. a. BARTHEL & HETZER 1982; FUHRMANN & BORSODORF 1986; KRUMBIEGEL & KOSMOWSKA-CERANOWICZ 1990, 2004, 2007; KRUMBIEGEL 1995, 1999; FUHRMANN 2004, 2008; WIMMER et al. 2006; SCHNEIDER 2008) ging man von einer relativ zeitnahen, eigenständigen Entstehung des Bitterfelder Bernsteins aus, wobei als Bernsteinlieferant z. B. Wälder südwestlich der Lagerstätte („Sächsischer Bernsteinfluss“ FUHRMANN 2005, 2008; Deltaregion des „Thierbacher Flusssystem“ WIMMER et al. 2004, 2006; EISSMANN 2005; PESTER et al. 2009), sowie das Flöz Breitenfeld diskutiert werden.



Abb. 4.6.12: Bernsteinschluff mit eingelagertem Bernstein, ehemaliger Tgb. Goitsche (Foto: G. Standke, 1995).

Über die Herkunft des Bernsteins gibt es unterschiedliche Vorstellungen. In den meisten Fällen wurden das Flöz Breitenfeld bzw. das Flöz im Liegenden der Bernsteinschluffe (Unterbegleiter/Flöz Goitsche) als Harzlieferanten angesehen. Man nimmt an, dass die sog. Bernsteinwälder unter subtropischen Klimabedingungen entlang der Küste entstanden sind, die vorwiegend mit Koniferen, wie *Cupressospermun saxonicum* MAI und der harzliefernden „Bernsteinkiefer“ (*Pinus succinifera*) das Landschaftsbild prägten. Demgegenüber geht WEITSCHAT (1997, 2008) von einer weiteren Umlagerung des eozänen Baltischen Bernsteins und dessen Anreicherung auf neuer „sekundärer“ (Bitterfelder) Lagerstätte aufgrund ähnlicher pflanzlicher und tierischer Inklusen aus. Diese Grundsatzdiskussion war Anlass für zwei Bernsteinkolloquien (WIMMER et al. 2004; RASCHER et al. 2008), die zeigen, dass das wissenschaftliche Interesse am Bernstein ungebrochen ist. Bei Letzterem (2008) stand vor allem die Frage „Bitterfelder Bernstein gleich Baltischer Bernstein“ im Vordergrund, die aus der Sicht unterschiedlicher wissenschaftlicher Disziplinen erörtert und weit über die sonstige Inklusendiskussion hinausging. Auf die Ergebnisse soll an dieser Stelle nicht weiter eingegangen werden, da die Beiträge in den Tagungsbänden nachzulesen sind. Inzwischen ist jedoch ein interner Meinungsstreit hinsichtlich der fluviatil geprägten Genesemodelle entbrannt. In beiden „gegnerschen“ Lagern spielt das „Thierbacher Flusssystem“ eine Hauptrolle. So bezeichnet FUHRMANN (2004, 2005, 2008) die real vorhandenen fluviatil-ästuarinen Thierbach-Schichten im Ostteil der Leipziger Bucht als Älteren Thierbacher Fluss (Ostarm) und einen hypothetischen, westlich von Leipzig verlaufenden Fluss als Jüngeren



Abb. 4.6.13: Schraubenförmiger Bernstein (Succinit) mit Insekteneinschlüssen (Foto: I. Rappsilber, 2008).

Thierbacher Fluss (Westarm), an dessen Ufern die Bernsteinwälder gestanden haben sollen. Nach seiner Auffassung kommt als Bildungsort des Bernsteins „nur das Tal eines zwischen Leipzig und Halle in die Meeresbucht einmündenden Flusses“ infrage, den er als Sächsischen Bernsteinfluss bezeichnet.

WIMMER et al. (2006) liefern zunächst eine etwas komplizierte Interpretation zur Genese des Bernstein führenden Tertiärs im Raum Breitenfeld und ebenfalls die Darstellung von zwei Flusssystemen, wobei die real nachweisbaren Thierbach-Schichten (s.o.) als Thierbacher Fluss (Mulde) und ein hypothetischer Fluss als „Ostthüringer Fluß“ (Saale-Elster) bezeichnet werden (EISSMANN 2005). Die Bernsteinbildung soll, ähnlich wie bei FUHRMANN (2008), in der „Deltaregion eines von Süden kommenden Flusses (Thierbacher Flusssystem, Ostthüringer Fluss) erfolgt sein“, während die lagerstättenbildende Anreicherung in einer durch eine Nehrung abgetrennten Lagune stattfand. Das Problematische an beiden Versionen liegt zunächst darin, dass es für die Existenz des westlichen Flusses, an dem die Bernsteinwälder angesiedelt gewesen sein sollten, bzw. der als Transportmedium galt, keinerlei fossile Anhaltspunkte gibt. Leider ignorieren die Autoren bei der Interpretation zur Entstehung der Bitterfelder Bernsteinlagerstätte auch die tatsächlich vorhandenen lithologischen Verhältnisse im ehemaligen Tagebau Goitsche, wobei dort bei Kartierungen keine Flussablagerungen angetroffen wurden (z. B. BLUMENSTENGEL & VOLLAND 2002, vgl. STANDKE et al. 2007), so dass die Flussversionen wenig wahrscheinlich sind. So bliebe nur der Meerestransport. Gegen die von WEITSCHAT (1997, 2008) geäußerte Vorstellung, dass der Bitterfelder Bernstein umgelagerter Baltischer Bernstein sein soll, spricht u. a. der Transport-

weg von mehr als 700 km, der nur als Küstenlängstransport erklärt werden kann, jedoch paläogeographisch fraglich ist, und die Zeitdifferenz von rund 12 Ma. Andere Vorstellungen gehen von einem jüngeren Bernsteinwald im Norden (Westbaltikum) aus. Ebenso wenig wie es Beweise für die Existenz eines Bernsteinwaldes zeitnah zur Bitterfelder Lagerstätte gibt, fehlen sie auch für den Bernsteinwald des Samlandes. RITZKOWSKI (2008) weist anhand von K-Ar-Abkühlungsaltern der Glimmer aus dem Bitterfelder Bernsteinschluff dessen Herkunft aus Fennoskandien nach und lehnt eine südliche Materialschüttung mittels Flusstransport ab. Für die zukünftige Problemdiskussion sind aktuelle paläogeographische Karten (DOORNENBAL et al. 2010) zu berücksichtigen, die im skandinavischen Raum gegenüber bisherigen Darstellungen eine andere Land-Meer-Verteilung während des Alttertiärs zeigen, nach der auch die Position des „Bernsteinwaldes“ neu zu durchdenken ist (vgl. Kap. 7).

Die Gliederung der Bernstein führenden Schichten nach HÜBNER et al. (1979) wurde für die kartierten Profile beibehalten, da kein Anlass für eine Umbenennung (FUHRMANN 2008) besteht (Abb. 4.6.14, 4.6.15). Lediglich die Bezeichnung Flöz Goitsche (FUHRMANN 2004), statt Bitterfelder Unterbegleiter bzw. fälschlicherweise Flöz Breitenfeld, wird übernommen. Die fazielle Interpretation der Bernsteinabfolge erfolgte bereits an anderer Stelle (STANDKE et al. 2007, STANDKE 2004, 2008c). Die Bernsteinschluffe wurden in Stillwasserbereichen, d. h. abgeschnürten Meeresbuchten oder Lagunen abgelagert. Die dazwischen liegenden Sande mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha* verkörpern einen Meereseinbruch, das Flöz Goitsche und ein bisher wenig beachteter Wurzelhorizont zeugen von der zeitweisen Verlandung des Gebietes, so dass sich in der ca. 3 m mächtigen Abfolge

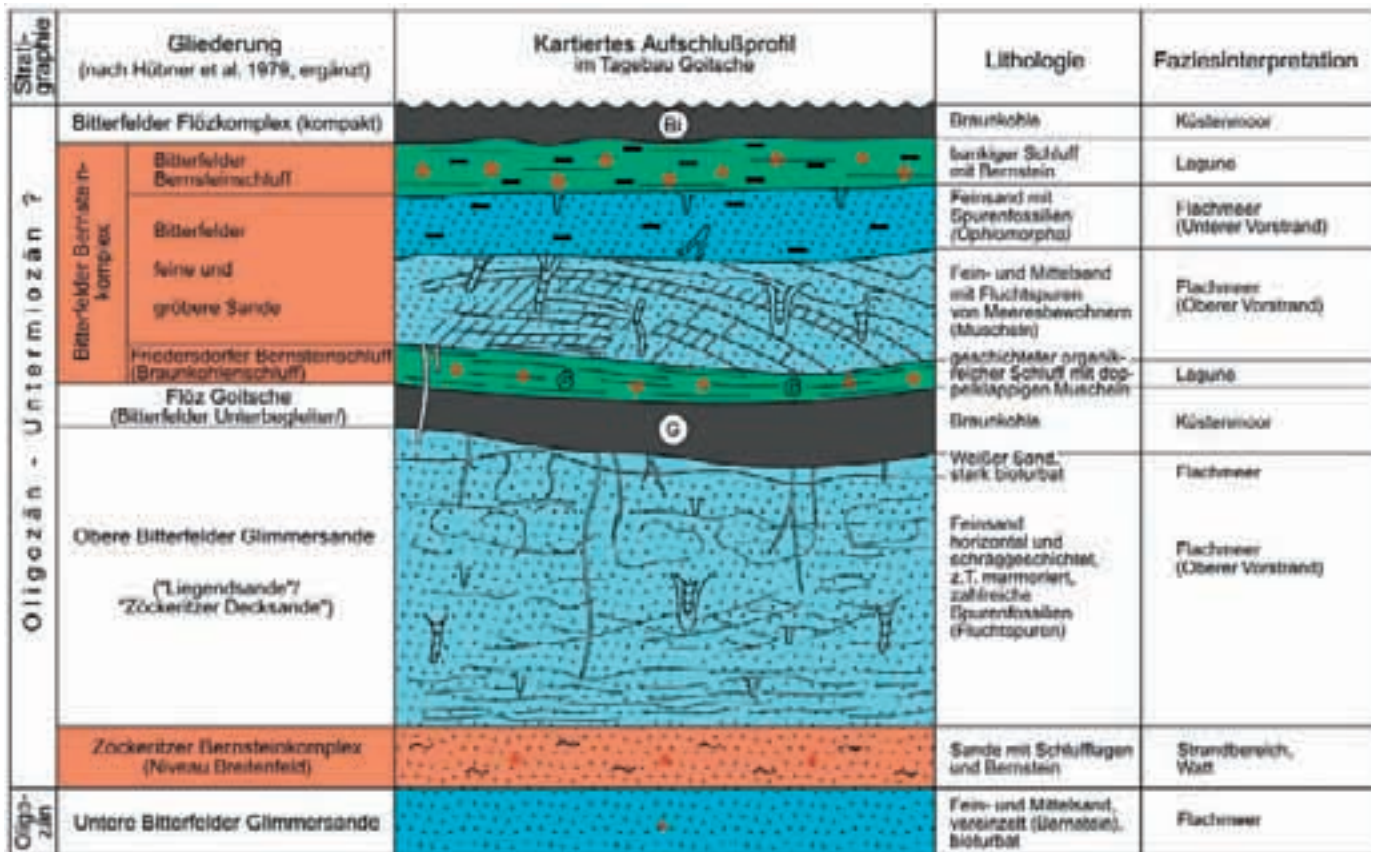


Abb. 4.6.14: Aufschlußprofil des Bitterfelder Bernsteinkomplexes im Tgb. Goitsche (nach STANDKE 2008c).

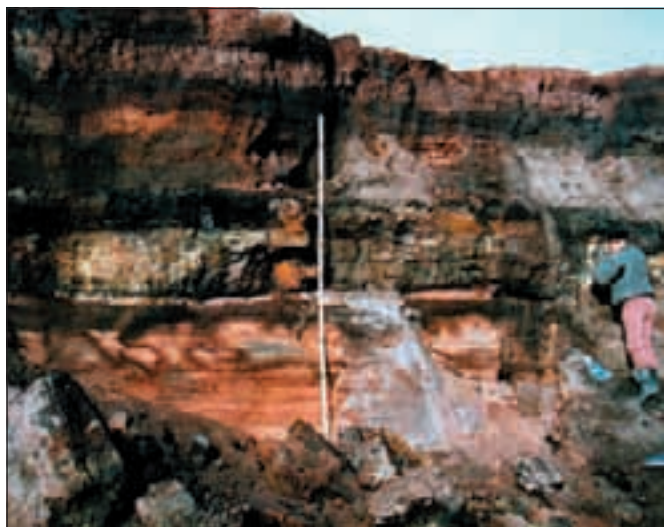


Abb. 4.6.15: Fotodokumentation zum geologischen Aufschlußprofil des Bitterfelder Bernsteinkomplexes in Abb. 4.6.14 (Foto: R. Wimmer, 1995).

eine wechselvolle Küstenentwicklung widerspiegelt. Die als Zöckeritzer Bernsteinkomplex, von FUHRMANN (2004, 2008) als Unteres Lagerstättenstockwerk bezeichnete Abfolge, die mehrere Meter unter dem Bitterfelder Bernsteinkomplex auftritt, ist eine eigenständige Bildung und wird unter Breitenfeld-Schichten beschrieben.

Paläogeographisch lässt sich für den Bitterfelder Raum nachfolgende Entwicklung ableiten:

Nach Ablagerung der vollmarinen Rupelsedimente der „Urnordsee“ sind im Oberoligozän vor rund 28 Ma die flach-

marinen „Unteren Glimmersande“ verbreitet. Im mittleren Teil der Glimmersandschichten führte ein Meeresrückzug zur Verlagerung der Küstenlinie und zu Vermoorungen in Küstennähe (Flözkomplex Breitenfeld). Von der unmittelbaren Meeresnähe zeugen u. a. Strandseifen, kohlige, bernsteinhaltige Schluffe und flasergeschichtete Sande im Liegenden und Hangenden des Flözes, die nach NW in Strand- und Watablagerungen übergehen und den Zöckeritzer Bernsteinkomplex bilden. Ein weiterer Meeresspiegelanstieg führte zur Ablagerung der „Oberen Bitterfelder Glimmersande“, die unterschiedliche Faziesbereiche zwischen Flachmeer und Strand repräsentieren. Im Folgenden entstand das Moor des Flözes Goitsche auf einem kleinen möglicherweise buchtartigen Areal (vgl. Abb. 4.6.6). Es wurde vom Meer überflutet, wobei sich in der Lagune Schluffe ablagerten, in denen pyritisierte doppelklappige Muscheln auftraten (MÜLLER, frdl. Mitt.) und Bernstein ausgefällt wurde (Friedersdorfer Bernsteinschluff). Zwischengeschaltete Meeressande mit *Ophiomorpha* zeugen von einer neuen Verbindung zum Meer. Mit dem Bitterfelder Bernsteinschluff entstanden wiederum lagunäre Verhältnisse in einem schlecht durchlüfteten Milieu und größere Mengen Bernstein kamen zur Sedimentation. Mit der folgenden weiträumigen Verlandung, in deren Ergebnis vor mehr als 23 Ma der Bitterfelder Flözkomplex entstand, hat die Bernsteinanreicherung zunächst ein Ende.

Thierbach-Schichten

Die Thierbach-Schichten stellen eine eigenständige Bildung innerhalb des Oberoligozäns dar und, werden des-

halb an dieser Stelle gesondert besprochen. Sie sind nur im östlichen Teil der Leipziger Bucht verbreitet und greifen erosiv in die älteren Ablagerungen ein. Teilweise erodieren sie den Oberflözkomplex, so dass sie die fluviatil-ästuarinen Hainer Sande unmittelbar überlagern, wodurch es zu scheinbar erhöhten Mächtigkeiten der Thierbach-Schichten kommt.

Nach der großenteils klimatisch bedingten Regression des Unteroligozänmeeres, die EISSMANN (1994) auf epirogene Hebungen im südlichen Meeresraum samt Hinterland zurückführt, war das Territorium des heutigen Nordwestsachsens kurzzeitig Abtragungsgebiet, bevor es in den Flachmeerbereich der erneut von Nordwesten her transgredierenden Paläo-Nordsee gelangte. Im Südosten des Gebietes griff bei Zunahme der Reliefenergie das Thierbacher Flusssystem (**Thierbach-Schichten**) in mehreren Zyklen erosiv in die älteren Ablagerungen ein, worin EISSMANN (1994) den Beweis für einen ersten, schon oligozänen Aufstieg der heutigen Erzgebirgsregion und des Vogtländisch-Thüringischen Schiefergebirges sieht. Begrifflich tauchen die „Thierbacher Schichten“ zuerst bei MEYER (1952) auf. Er fasst die grobsandig-kiesigen Ablagerungen als marine (!) Strandfazies der unteroligozänen flachmeerischen feinklastischen Sedimente auf. Die Genese der mächtigen Kiesabfolgen führt er auf die Brandung am Steilufer des bei Otterwisch gelegenen Grauwackenrückens zurück. EISSMANN (1968, 1994) übernimmt nachfolgend den Begriff Thierbacher Schichten und interpretiert sie als fluviatile Abfolge, die in einer Flusslandschaft mit zahlreichen Altwasserarmen und einem stark mäandrierenden Flusssystem entstanden ist (vgl. STANDKE 2001b).

Mit den Thierbach-Schichten treten im Südostteil der Leipziger Bucht (Raum Borna) vorwiegend Flussablagerungen auf (Abb. 4.6.16), deren Entstehungszeit vom Oberoligozän bis in das tiefere Miozän angegeben wird (MAI & WALTHER 1991). Schüttungen des Thierbacher Flusssystems werden auch noch im Bildungszeitraum der Spremberg-Formation (Bitterfelder Flözkomplex und Bitterfelder Decktonkomplex) angenommen (DASSOW et al. 1985; FISCHER et al. 1989; LOTSCH et al. 1994). Mit den Thierbach-Schichten vollzog sich eine deutliche Veränderung des bisherigen Entwässerungsregimes von NW (Eozän) nach NE (Oligozän und jünger). Die südliche Herkunft der Sedimente in den Thierbach-Schichten ist nicht eindeutig nachweisbar. Die Ablagerungen bilden die fluviatil-ästuarinen Ausläufer eines größeren Flusssystems im Osten der Leipziger Bucht, die in nordöstliche Richtung in Ästuarie übergehen und sich im Raum Bitterfeld-Torgau im „Glimmersandmeer“ verlieren (vgl. Abb. 4.6.2). Auf heftige Strömungserscheinungen innerhalb der Sandkomplexe lassen partienweise angereicherte fossile Baumstämme schließen, die z. T. West-Ost eingeregelt und nicht selten mehr als 10 m lang waren. Teilweise blieb nur die Rinde erhalten, während das Innere mit Sand verfüllt war (Abb. 4.6.17). Ähnliche Erscheinungen beschrieb bereits PIETZSCH (1962).

Die Thierbach-Schichten greifen bei Borna-Bockwitz in mehreren Zyklen erosiv auf die älteren Ablagerungen



Abb. 4.6.16: Kiese und Tone der oberoligozänen Thierbach-Schichten, das obereozäne Hauptflöz erosiv anschneidend, ehem. Tgb. Bockwitz (Foto: G. Standke, 1998).



Abb. 4.6.17: Querschnitt eines ausgehöhlten und mit Sanden wieder verfüllten Baumstammes, Thierbach-Schichten, ehemaliger Tgb. Bockwitz (Foto: G. Standke, 1994).

über (z. B. EISSMANN 1968, 1970, 1994; MEYER 1952; VIEHWEG 1984; PÖPPELREITER 1992; LOTSCH et al. 1994; STANDKE 1999b, 2001b). Der Erosionsanschnitt beträgt z. T. mehr als 40 m und reicht bis in die Liegendschichten des Oberflözkomplexes. Erklärbar ist das am ehesten durch mehrere zeitlich versetzte Erosionsphasen, was auch mit der unten beschriebenen zyklischen Dreigliederung der Abfolge korrespondiert. Daraus resultieren vermutlich auch die unterschiedlich datierten Funde von Pflanzenfossilien (Makroflorenkomplexe Thierbach, Nerchau) im Niveau der Thierbach-Schichten (LOTSCH et al. 1994). Darüber hinaus geht STANDKE (2001b) davon aus, dass teilweise auch die fluviatil-ästuarinen Hainer Sande vom Erosionsanschnitt der Thierbach-Schichten betroffen waren, so dass zwei zeitlich unterschiedliche, aber ähnlich ausgebildete Flusssandzonen übereinander liegen und damit die scheinbar höheren Mächtigkeiten der Thierbach-Schichten hervorrufen.

Die Pflanzenfunde stammen vorwiegend aus dem Florenkomplex Thierbach (MAI & WALTHER 1991; Abb. 4.6.18). MAI & WALTHER (1983) geben als Jahresmitteltemperatur +8 °C bei einer durchschnittlichen Niederschlagsmenge von 1500 mm/Jahr an. Diese Makroflora charakterisiert eine Mischflora aus überwiegend arktotertiären (sommergrünen) und laurophyllen (immergrünen) Ele-

menten, wobei die Dominanz der einzelnen Elemente fundpunktbezogen wechseln kann (LOTSCH et al. 1994). So wurden z. B. in den Thierbach-Schichten des Braunkohlentagebaues Bockwitz hauptsächlich arktotertiäre Florenelemente nachgewiesen, während im Bereich des Tagebaues Witznitz die laurophyllen Arten dominieren (LOTSCH et al. 1994). Leider sind die paläontologischen Fundpunkte nach den Literaturangaben nicht mehr genau in die geologische Schichtenfolge zu projizieren, so dass eine stratigraphische und paläoökologische Deutung erschwert wird.

Die Gliederung der Sedimentationszyklen der Thierbach-Schichten wurde in der Vergangenheit nicht einheitlich gehandhabt. Demzufolge ist sie nur von regionaler Bedeutung und für überregionale Schichtkorrelationen wenig hilfreich. Während KRAMER et al. (1987) im Raum Espenhain/Störmthal die Einzelschichten überhaupt nicht bezeichnen, sondern lediglich drei Abfolgen von Sanden und Kiesen bzw. Schluffen und Tonen beschreiben, verwenden HÄRTEL et al. (1988) für den Raum Witznitz-Gaulis und KLINGBEIL et al. (1990) für den Raum

Kitzscher folgende Gliederungen für die drei Sedimentationsabfolgen:

	<u>HÄRTEL et al. (1988, Witznitz-Gaulis)</u>
Hgd.:	Thierbacher Schichten Glimmersande Oberer Thierbacher Tonhorizont Mittel, rollig Unterer Thierbacher Tonhorizont
Lgd.:	Glimmersande
	<u>KLINGBEIL et al. (1990, Kitzscher)</u>
Hgd.:	(Ton nicht erhalten) Obere Thierbacher Sande Oberer Thierbacher Ton Mittlere Thierbacher Sande Unterer Thierbacher Ton
Lgd.:	Untere Thierbacher Sande

Anhand dieser wenigen Beispiele zeigt sich die Problematik dieser Nomenklatur, in der bereits der Tonhorizont der zweiten Sedimentationsabfolge in Witznitz-Gaulis



Abb. 4.6.18: Typische Blätterflora des Makroflorenkomplexes Thierbach, flussbegleitender Auenwald mit Übergängen zum mesophyten Laubwald (Mixed Mesophytic Forest) unter temperaten bis warm-temperaten, humiden Klimabedingungen, u. a. mit *Fagus saxonica* (Fagaceae) und *Cyclocarya cyclocarpa* (Juglandaceae) als neue Kennelmente; Basis Thierbacher Tonkomplex, ehemaliger Tgb. Bockwitz (Foto: L. Kunzmann 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

als „oberer“ Ton bezeichnet wird. Die Bezeichnung „Thierbacher Schichten“ für den dritten, obersten Tonhorizont bei HÄRTEL et al. (1988) ist ebenso inakzeptabel wie die der Kies- bzw. Sandhorizonte als Glimmersand.

Die Thierbach-Schichten beginnen mit einer scharf markierten Erosionsdiskordanz. Die Basis ist nach KLINGBEIL et al. (1990) häufig unregelmäßig wellig und stellenweise ausgekolkt. Die meist grauen bis graubraunen Unteren Thierbacher Sande weisen, entsprechend ihrer Genese in einem mäandrierenden Flusssystem mit stark wechselnden Gefälleverhältnissen, ein breites Kornspektrum von Feinsand bis Mittelkies auf. Im Geröllbestand dominieren Quarz und Lydit. Häufig werden z. T. kohlige Schlufflagen beschrieben, die zuweilen eine Schichtung des Komplexes vortäuschen. Die Mächtigkeiten liegen im Durchschnitt zwischen 2 und 5 m, wobei maximal mehr als 16 m (Bereich Kitzscher) erreicht werden können.

Der darüberliegende Untere Thierbacher Ton wird zumeist als graubrauner bis dunkelbrauner feinsandiger Schluff (KRAMER et al. 1987; KLINGBEIL et al. 1990; LOTSCH et al. 1994) und nur untergeordnet als schluffiger Ton (HÄRTEL et al. 1988) beschrieben. Er ist zumeist kohlig (Raum Witznitz-Kitzscher-Espenhain) und weist häufig eine Feinschichtung auf, bisweilen schalten sich auch dezimeterstarke kiesige und sandige Lagen ein, wobei die Abfolge z. T. Wattersedimenten ähnelt. Die Gesamtmächtigkeit wird im Durchschnitt mit 1 bis 3 m bei Maximalmächtigkeiten bis 6 m angegeben. Relativ häufig werden inkohlte Pflanzenreste (KRAMER et al. 1987) sowie lagenweise angereicherte Blattfossilien angegeben. Ein schönes Beispiel dafür ist die von LOTSCH et al. (1994) beschriebene Blätterfundstelle Witznitz III, die 11 Gattungen mit 12 Arten von Blätterfossilien und 2 Gattungen mit 2 Arten von karpologischen Fossilien erbrachte. Die Flora dieser Fundstelle ist durch das Hervortreten von *Fagus attenuata* und das Vorhandensein von *Populus zaddachi* sowie der nur geringen Anteile laurophyller Elemente sicher dem Florenkomplex Thierbach (MAI 1995, Neochattium; entspricht SPP 20 I = SPN I bei KRUTZSCH 2000) zuzuordnen (vgl. Abb. 4.6.18).

Diskordant überlagert wird der Untere Thierbacher Ton von den Mittleren Thierbacher Sanden. Diese bilden ein braungraues, durchschnittlich 2 bis 5 m (max. 9 m) mächtiges Mittelsand- bis Mittelkiespaket, das erosionsdiskordant auf den Unteren Ton übergreift und diesen z. T. komplett erodiert. Auffällig ist ein hoher Glimmergehalt (KRAMER et al. 1987; LOTSCH et al. 1994). Lokal sind immer wieder z. T. kohlige Schluffschmitzen und -lagen vorhanden (Erosionsreste des Unteren Thierbacher Tones bzw. Ablagerungen in kurzfristig aufgetretenen Stillwasserphasen). Als typisch für diesen Horizont beschreiben KRAMER et al. (1987) braune Eisenhydroxid-ausfällungen und rostige Krusten auf den Geröllen.

Darüber folgt der Obere Thierbacher Ton, der aufgrund seines Reichtums an Pflanzenfossilien die wohl interessanteste Einzelschicht innerhalb der Thierbach-Schichten darstellt. Es handelt sich um einen grauen schluffigen

Ton bis tonigen Schluff mit einer aus dem Espenhainer Raum bekannten Maximalmächtigkeit von 11 m (KRAMER et al. 1987). Die durchschnittliche Schichtstärke ist allerdings wesentlich geringer und liegt im Raum Witznitz – Gaulis bei 2 m und bei Kitzscher um 3 m. Der Tonkomplex enthält z. T. mehrere bis etwa 1 m mächtige dunkelbraune, kohlige, deutlich horizontal geschichtete Tonlagen, wobei die Schichtflächen stark mit fossilen inkohlenen Pflanzenresten (Blätter, Zweige, Früchte und Samen) belegt sind (STANDKE 2001b). Nach KRAMER et al. (1987) nehmen diese kohligen Lagen im Espenhainer Gebiet zuweilen den Charakter von Flözen an, die über zwei bis drei Bohrungen hinweg nachweisbar sind. In der dem Oberen Ton zuordenbaren Schicht Witznitz I wurden 25 cm lange Triebe von *Cunninghamia* (Spießstanne) gefunden, welche einen längeren Transportweg ausschließen und den autochthonen Charakter der Ablagerung belegen (LOTSCH et al. 1994). In den gleichen Tonhorizont gehört Schicht Witznitz II, welche eine Ablagerung in einem Seichtwasserbereich mit einer geringfügigen Strömung dokumentiert. Im ehemaligen Braunkohlentagebau Bockwitz wurden durch WALTHER & GASTALDO in BLUMENSTENGEL et al. (1992) eine Blattflora untersucht, welche mit Vorkommen von *Ulmus* (Ulme), *Populus*, *Carpinus* (Hainbuche), *Liquidamber* (Amberbaum), *Cyperus* (Zyperngras), *Alnus* (Erle), *Acer* (Ahorn) und *Salix* (Weide) u. a. auf eine Auenwald-Vergesellschaftung in unmittelbarer Nähe des Totarmes hinweist.

Die dem Oberen Thierbacher Ton diskordant auflagernden Oberen Thierbacher Sande sind in ihrer Zusammensetzung mit den beiden vorgenannten Sandhorizonten vergleichbar. Sie stellen braungraue bis gelbbraune Feinsande und Feinkiese mit vorwiegend Quarz und Lydit als Geröllbestand dar. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten betragen 2–3 m, wobei in weiten Gebieten eine Mächtigkeitsreduktion infolge quartärer Erosion festzustellen ist. Maximale Mächtigkeiten von über 15 m sind aus dem Espenhainer Raum (KRAMER et al. 1987) bekannt. Die den dritten Sedimentationszyklus der Thierbacher Schichten abschließende, derzeit stratigraphisch noch unbenannte bindige Schicht ist nur noch im nördlichen Verbreitungsgebiet, d. h. im Wesentlichen im Raum Espenhain, in isolierten, von der quartären Erosion verschonten Relikten erhalten. Die diese Schicht aufbauenden hellen Tone, Schluffe und schluffigen Feinsande bilden nach KRAMER et al. (1987) das Endstadium des Thierbacher Flusssystems. Das Material ist stark glimmer- und FeS₂-haltig, zum Teil mit organischem Material angereichert und in der Regel gut geschichtet. Die erbohrten Mächtigkeiten schwanken zwischen 5 und 11 m. Eingelagerte Sandschichten zeugen von zeitlich-räumlich wechselnden Transportenergien im Sedimentationsgebiet. In drei Bohrungen nordöstlich Belgershains wurden über dem dritten Tonhorizont nochmals graubraune Mittelsande bis Feinkiese in Mächtigkeiten um 4 m erbohrt. KRAMER et al. (1987) sehen darin den Beginn von einem vierten Sedimentationszyklus der Thierbach-Schichten. Inwieweit dies wirklich der Fall ist oder ob hier Reste einer unterpleistozänen bzw. frühesterkaltzeitlichen Schotterterrasse vorliegen, kann nicht mehr geklärt werden.

4.6.4 Problematika

Die Hangendabgrenzung der Thierbach-Schichten zu ähnlichen grobklastischen Sedimenten, wie sie die feuersteinfreien unterpleistozänen bzw. frühelsterkaltzeitlichen Flussschotter darstellen, kann problematisch sein. Auch eine Gliederung mittels Bohrlochgeophysik ist aufgrund fehlender Indikationen nicht möglich. Die Trennung der quartären von tertiären Kiesen erfolgte der daher anhand der Basiswerte der quartären Flussschotter, die sehr höhenbeständig sind und auf zahlreichen sicheren Basiswerten beruhen.

Gleichfalls problematisch ist die Liegendabgrenzung durch Erosionsanschnitte und entsprechende Direktauflagen der Thierbach-Schichten auf älteren Ablagerungen. Das trifft besonders dann zu, wenn letztere fluviatilen Charakter tragen wie beispielsweise Sedimente der Borna-Formation im Raum Frohbürg (Kap. 4.3). Auf eine gleichartige Problematik hinsichtlich der Abgrenzung zu diesen Schichten hat bereits STANDKE (1999b, 2001b) hingewiesen.

Im Raum Espenhain wird das oft zitierte Auftreten der Thierbach-Schichten angezweifelt, da sie in den Tagebauaufschlüssen nicht angetroffen wurden. Die Abfolge wurde bis einschließlich der „Oberholzfolge“ kartiert. Die im Hangenden folgenden Sand-Ton-Horizonte werden in der Umgebung bereits den untermiozänen Bitterfelder Decktonschichten zugeordnet.

Charakteristisch für die Bitterfelder Glimmersande ist im geophysikalischen Messbild der allmähliche Anstieg der Gamma-Werte vom Hangenden zum Liegenden, was dem zunehmenden Anteil an bindigem Material geschuldet ist. Die Abgrenzung zu den liegenden Glaukonitsanden ist bisweilen fließend und nicht immer eindeutig zu fassen. Gleiches gilt für den Übergang zum Rupelschluff (vgl. Kap. 4.5). Die Grenze für die Trennung der Glaukonitsande von den hangenden Glimmersanden und den älteren Liegendschichten wurde deshalb für Kartierungszwecke in bohrlochgeophysikalisch vermessenen Bohrungen – ausgehend von Eichkurven – bei 12 bis 15 Gamma-Einheiten gezogen, verbunden mit einem meist deutlichen und raschen Rückgang des elektrischen Widerstandes (kN und gN).

4.7 Tieferes Untermiozän Spremberg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 3)

4.7.1 Definition und Abgrenzung

Über den Breitenfeld-Schichten (Obere Glimmersande, Kap. 4.6) folgen die in der Horizontkarte 3 dargestellten Bitterfeld-Schichten, die den Bitterfelder Flözkomplex einschließlich aller Zwischenmittel umfassen. Sie gehören zum tieferen Teil der Spremberg-Formation (STANDKE 2008b) und werden mit den Vetschau-Schichten der Lausitz und dem 4. Miozänen Flözkomplex parallelisiert.

Die Schichtenfolge liegt etwa im Zeitraum zwischen 24 bis 21 Ma (vgl. Abb. 3.1). Die Bitterfeld-Schichten bestehen aus dem Liegendton der Bitterfelder Unterbank, der Bitterfelder Unterbank (BiU), der Bitterfelder Oberbänke (BiO, BiO 1, BiO 1H, ZBiO, BiO 2) sowie aller Mittelsedimente. Als landfernere Äquivalente des tieferen Teils der Spremberg-Formation gelten die marin-brackischen Bildungen der Möllin-Schichten (SPN IIIA bis IIID/E nach KRUTZSCH 2000) aus dem Raum Mecklenburg-Altmark-Nordostbrandenburg (STANDKE et al. 2002, 2005). Das Vegetationsbild während der Bildung des Bitterfelder Flözkomplexes wird von den Florenkomplexen Mockrehna und Bitterfeld geprägt (MAI 1995). LOTSCH et al. (1969) ordneten die Bitterfeld-Schichten biostratigraphisch in den Zeitraum der SPN-Zonen II bis IIIB ein. Mikropaläontologische Untersuchungen in Bohrungen nördlich Krostitz (Brg. Delitzsch-Süd 57/85) und südwestlich Kreuma (Brg. Delitzsch-S 63/85) erbrachten jedoch für die Mittelsedimente zwischen BiO 1 und BiO 2 die Mikroflorenzone SPN IIIC (FISCHER et al. 1989). Für die Bitterfelder Unterbank (BiU) erfolgte bisher die Einstufung in die SPN-Zone IIIA.

KRUTZSCH (2000) gibt in seiner synoptischen stratigraphischen Tabelle für den Bitterfelder Flözkomplex folgende Zuordnung zu den Spomorphenzonen an:

Bitterfelder Oberflözgruppe	SPN IIID/E	↑ Untermiozän (Aquitanium) ↓
Hangendton	SPN IIIC	
Bitterfelder Hauptflöz	SPN IIIB	
Mittel	SPN IIIA	
Bitterfelder Unterbank	SPN II	

Diese Gliederung ist kaum auf die ortskonkreten Lagerungsverhältnisse anwendbar. Schon die Bezeichnung Bitterfelder Hauptflöz ist nicht eindeutig, da in den einzelnen Braunkohlenfeldern von den Explorationsgeologen stratigraphisch ganz unterschiedliche Flöze als **Hauptflöz** i. S. v. bergbaulichem **Hauptbauhorizont** bezeichnet wurden. So war z. B. im Gebiet zwischen Bad Dübén, Eilenburg und Torgau die Bitterfelder Unterbank das bergbaulich interessante Hauptflöz. Im ehemaligen Tagebaubereich Goitsche war es das kompakte, die Bitterfelder Unter- und Oberbank enthaltende Flöz (vgl. Kap. 4.7.3). Dementsprechend ist auch die Bezeichnung Hangendton unklar, da nicht ersichtlich wird, welcher Ton über welchem Flöz eigentlich gemeint ist. Noch verwirrender ist der Begriff der Bitterfelder Oberflözgruppe. Diese Bezeichnung ist im Verbreitungsgebiet des Bitterfelder Flözkomplexes bisher so nicht verwendet worden und insofern problematisch, als dass alle stratigraphisch jüngeren Flöze über der Bitterfelder Unterbank – mit Ausnahme des Decktonflözes – als Bitterfelder Oberbank bezeichnet und nur durch Hinzusetzen einer Nummer unterschieden werden (vgl. Kap. 4.7.3).

Wenn man davon ausgeht, dass KRUTZSCH (2000) unter Bitterfelder Hauptflöz die Bitterfelder Oberbank 1 (BiO 1, vgl. Kap. 4.7.3) versteht, so entspricht die Zuordnung in die SPN-Zone IIIB der bisher bekannten Gliederung.

Auch die Altersstellung des sogenannten Hangendtones als Ton über BiO 1 bzw. als Mittel zwischen BiO 1 und BiO 2 in die SPN-Zone III C ist dann plausibel. Die Definition der Bitterfelder Oberflözgruppe mit der SPN-Zone III D/E ist allerdings auch dann geologisch nicht nachvollziehbar. Einerseits enden alle den Verfassern bisher bekannten biostratigraphischen Gliederungen auf palynologischer Basis, bis auf die eben zitierte Arbeit aus dem Jahre 2000, mit der SPN III C, andererseits sind nach bisherigem Kenntnisstand keine Einstufungen von Proben aus dem Bitterfelder Flözkomplex in die SPN III D/E bekannt. Auch eine Stellung der fraglichen SPN-Zone innerhalb des Bitterfelder Decktonkomplexes und einer evtl. Parallelisierung mit dem Decktonflöz (vgl. Kap. 4.8.3) scheidet aus, da dafür von KRUTZSCH selbst in der gleichen Arbeit bereits die SPN-Zone IV angegeben wird.

ALEXOWSKY et al. (1989) korrelieren das Flöz Striesä östlich der Elbe aufgrund nachgewiesener SPN(MFZ)-Zone IIIA (STRAUSS 1989, unveröff.) mit der Unterbank des 4. Miozänen Flözkomplexes (BMf 4.1), so dass es dem Unterbankbereich im Bitterfelder Raum entsprechen würde. KRUTZSCH (2000) parallelisiert nach biostratigraphischen Befunden allerdings das tieferliegende Flöz Breitenfeld mit dem Flöz Striesä (SPN-Zone I/II) und stellt somit diese beiden Flöze in das tiefste Miozän (Kap. 4.6). Auch STANDKE et al. (2002) schließen sich dieser Alters-einstufung aufgrund vergleichbarer lithologischer Entwicklungen in beiden Flözbildungsräumen an.

Die Flözgruppe Oberholz (KRAMER et al. 1987) südöstlich von Leipzig (Oberholz-Folge) wurde ursprünglich ebenfalls mit dem Bitterfelder Flözkomplex parallelisiert, da sie in die SPN-Zone IIIA eingestuft wurde, die den

Liegendschichten der Bitterfelder Unterbank entspricht. STANDKE (2008b) hingegen hält aufgrund lithostratigraphischer Kriterien eine Parallelisierung mit den jüngeren Breitenfeld-Schichten (SPN II) für möglich (vgl. Kap. 4.6).

4.7.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die Bitterfeld-Schichten bedecken zusammenhängend ganz Nordwestsachsen und ziehen sich in einem 10 bis 15 km breiten Ausläufer bis in die Weißelster-Senke südöstlich von Leipzig hinein (Abb. 4.7.1). Die geschlossene Verbreitung wird vor allem im letztgenannten Raum sowie den sich östlich daran anschließenden Gebieten infolge quartärer Erosion aufgelockert. Gleiches gilt für die Verbreitungsgebiete um Delitzsch und Brehna (Einflussgebiet des Delitzscher Rinnenkreuzes), um Bad Dübener (Einfluss der Dübener Rinne) sowie bei Torgau (Einfluss der Elbtalwanne). Weitgehend vollständig erhaltene Abfolgen der Bitterfeld-Schichten sind vor allem im Raum nördlich Leipzig, insbesondere im Bereich der Braunkohlenfelder Delitzsch, Bad Dübener, Breitenfeld und Rösasäusedlitz erhalten. Die Verbreitungsgrenze ist im Westen ausschließlich durch quartäre Erosionen definiert. Östlich von Leipzig keilen die Schichten am aufsteigenden Prätertiär aus.

Das Liegende der Bitterfeld-Schichten fällt großräumig in genereller Tendenz von Süden nach Norden/Nordosten von über 140 m ü. NHN im Raum Leipzig auf Werte unter 0 m NHN in den Tieflagen des Torgau-Doberlug-Synklinoriums und der Dübener Senke ein. Kleinräumiger gesehen ist das Liegende der Bitterfeld-Schichten eng an die Rücken- und Senkenstrukturen der Oberfläche (Kap. 4.7.3) der unterlagernden Bitterfelder Glimmersande gebunden. Nicht selten werden Höhen-

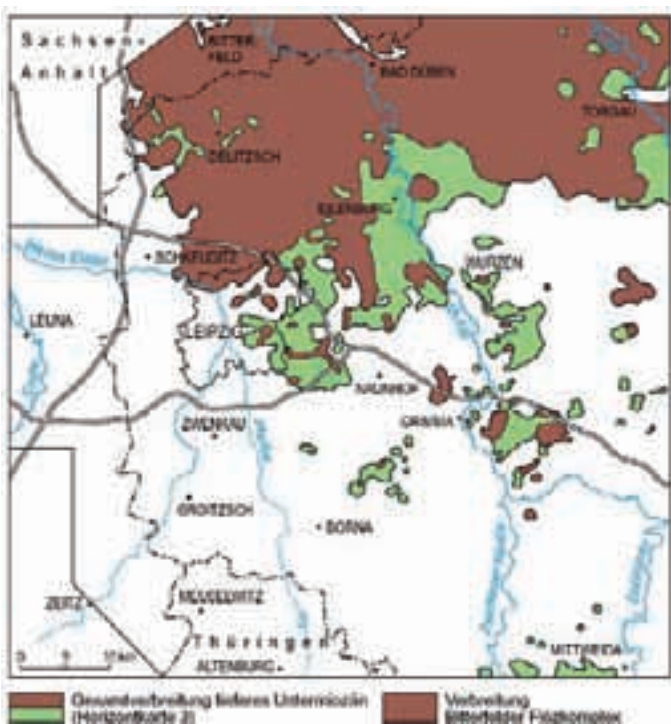


Abb. 4.7.1: Verbreitung der untermiozänen Spremberg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

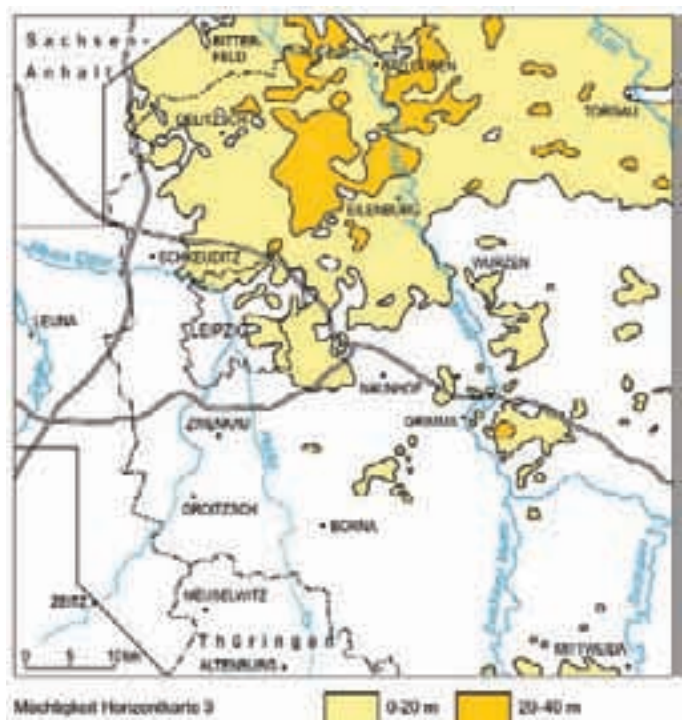


Abb. 4.7.2: Mächtigkeit der untermiozänen Spremberg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen.

unterschiede des Liegenden von bis zu 30 m in eng benachbarten Gebieten beobachtet.

Die Mächtigkeit der Bitterfeld-Schichten (Abb. 4.7.2) beträgt durchschnittlich 5–20 m, im Kernbereich der Flöz-bildung (Gebiet zwischen Leipzig, Delitzsch, Bitterfeld, Bad Dübener Heide und Eilenburg) 20–30 m. Südlich und süd-östlich dieses geschlossenen Verbreitungsgebietes existieren zahlreiche weitere, heute isolierte Vorkommen der Bitterfeld-Schichten von geringerer Ausdehnung (Abb. 4.7.1). Sicher kann man davon ausgehen, dass ein großer Teil dieser Areale ehemals an den großen Sedimentationsraum im Norden angeschlossen war und jetzt nur noch in Erosionsresten vorliegt. Dazu gehören in erster Linie die Gebiete südöstlich von Leipzig, wie Großschepa, Wurzen, Burkartshain, Beiersdorf, Döben-Dürreweitzschen, Thümmlitzwald und Colditz sowie zahlreiche kleinere dazwischen liegende Erosionsreste, wie die Vorkommen zwischen Kitzscher, Bad Lausick und Otterwisch. Ein anderer Teil der inselartigen Verbreitungen – hierzu zählen u. a. die Areale von Schweikershain, Mittweida-Lunzenau, Dahlen und Mügeln – waren wohl schon syngenetisch vom großen Sedimentationsraum im Norden isoliert. Hierfür sprechen in erster Linie dazwischen liegende prätertiäre Strukturen mit Höhenunterschieden von über 30 m. Die isolierten Bereiche entwickelten sich in beckenartigen Vertiefungen oder Mulden der prätertiären Oberfläche, welche z. T. auch schon während der Ablagerung der Cottbus-Formation (z. B. Vorkommen von Mittweida-Lunzenau) als Sedimentationsfalle dienten. Die abgelagerten Sedimente stellen vermutlich Verwitterungsprodukte von Gesteinen der näheren Umgebung dieser Vorkommen dar.

4.7.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Mit der regressiven Entwicklung gelangte Nordwestsachsen allmählich wieder in den Küstenbereich der Paläo-Nordsee. Günstige klimatische Verhältnisse führten zur weiträumigen Vermoorung (Bitterfelder Flözkomplex in Nordwestsachsen und 4. Miozäner Flözkomplex in der Lausitz). Die Ablagerung des Bitterfelder Flözkomplexes erfolgte mit Ausnahme der Randbereiche, die direkt am Prätertiär auskeilen, generell auf den Glimmersandschichten der Cottbus-Formation (Kap. 4.6).

Das älteste Schichtglied des Flözkomplexes ist der sog. **Liegendschluff** der Bitterfelder Unterbank (BiU). Er ist in weiten Teilen des Gebietes nur sporadisch anzutreffen, wobei die heutige nachweisbare Verbreitung größtenteils der Primärverbreitung in Tieflagen der Glimmersandoberfläche entspricht. Petrographisch handelt es sich in der Regel um einen graubraunen bis braunen, kohligen, stark glimmerführenden und häufig geschichteten schluffigen Ton bis tonigen Schluff mit Pflanzendetritus. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt im Raum zwischen Leipzig, Delitzsch und Bitterfeld bis 1,5 m, im Gebiet südlich Mockrehna sogar bis 4,5 m.

Größere zusammenhängende Bereiche treten besonders südwestlich Bitterfeld auf (ehemaliger Tgb. Goitsche), wo der Schluff stark Bernstein führend ist und bergmännisch gewonnen wurde (sog. Bitterfelder Bernsteinschluff, vgl. Kap. 4.6.3, Abb. 4.6.14, 4.6.15). FUHRMANN (1977, 1978a, b) bezeichnete mit Bezug auf den Bitterfelder Flözkomplex (Bitterfelder Unterbank BiU) die Schluffkomplexe ursprünglich als Liegendesediment, wobei er gebietsweise einen oberen und einen unteren Bernstein führenden Schluff mit einem Sandzwischenmittel bzw. einen Bernstein führenden (oberen) Schluff und einen Braunkohlenschluff aushielt. Da die Bitterfelder Bernsteinschluffe jedoch eine Sonderentwicklung darstellen, sind sie auch nicht mit dem sonst üblichen Liegendeschluff gleichzusetzen.

Makrofloristische Untersuchungen (WALTHER in FISCHER et al. (1989) an der Bohrung Brk. Delitzsch-Süd 103/85 in der Lössener Senke bei Kreuma weisen den Liegendeschluff als eine Ablagerung im Altwasserbereich eines Flusssystemes mit einer schwachen Strömung aus. Der Fossilinhalt mit Dominanz von *Laurophyllum*, *Platanus* und *Populus* verkörpert den Florenkomplex Thierbach. Diese Aussage wird gestützt durch Untersuchungen von MAI (in LOTSCH et al. 1979), der in den Bohrungen Brk Delitzsch-Süd 298/76 und 307/76 in der Nähe der Ortslage Liebmehna *Mastixis amygdalaeformis*, eine Leitform der Thierbacher Schichten in der Weißelster-Senke, gefunden hat.

Lokal im Liegendeschluff enthaltene gering mächtige Flöze, z. B. südwestlich von Bitterfeld und im Raum Pressel-Söllichau, zeugen bereits von günstigen klimatischen Bedingungen, welche die nachfolgende großräumige Torfbildung ermöglichten. Diese Flöze wurden lokal unterschiedlich bezeichnet (KBiU im Raum Breitenfeld, UBi im Raum Dübener Heide bzw. UB und Liegendbegleiter im Raum Goitsche). Es handelt sich um erdige bis stückige, zumeist stark mineralisch verunreinigte Braunkohlen mit teilweise starken Humusgelimprägnationen und vereinzelt Xyliten. HÜBNER et al. (1979) betonen den durch eine Vielzahl von Wurzelbildungen im darunter liegenden Sediment belegbaren autochthonen Charakter der Braunkohlen.

Die initiale Vermoorung zur Bildung der **Bitterfelder Unterbank** (BiU) begann in den Senkengebieten der Glimmersandoberfläche zwischen Leipzig, Delitzsch und Bitterfeld. Mit dem weiteren Rückzug der Küstenlinie nach Norden und Nordosten verlagerte sich auch der Vermoorungsgürtel immer mehr in diese Richtung, wobei immer größere Flächen der Küstenniederung vom Paläomoor bedeckt wurden. Nördlich von Leipzig reihen sich zahlreiche kleinere Vorkommen in den SW-NE-streichenden Senken der Glimmersandoberfläche perlschnurartig aneinander. Nach Nordosten vereinigen sie sich fingerartig, um dann außerhalb der Rücken- und Senkenstrukturen eine flächenhafte Ausbildung einzunehmen (Abb. 4.7.3).

Die Bitterfelder Unterbank (BiU) lagert außerhalb der Liegendeschluffverbreitung direkt auf den Oberen Bitterfelder Glimmersanden auf (Abb. 4.7.4). Südwestlich von

Bitterfeld ist die BiU insbesondere im Flankenbereich des Bärenholzrückens durch max. 1 m mächtige Fein- und Mittelsandeinlagerungen zweigeteilt. Die Mächtigkeit des Flözes zeigt eine starke Abhängigkeit vom Relief der Glimmersandoberfläche sowie von der Lage im Flözbildungsraum. So beschreiben sowohl SÜSS (1957) aus dem ehemaligen Tagebau Holzweißig als auch ALISCH (1990) aus dem ehemaligen Tagebau Goitsche das Ausdünnen des Flözes über sog. Rückenstrukturen (Zöckeritzer bzw. Bärenholzrücken). Des Weiteren ist eine generelle Mächtigkeitzunahme von Südwesten nach Nordosten in Richtung des Kerngebietes der Flözbildung um Bad Dübener Heide und in der Dübener Heide von durchschnittlich 1 m bis etwa 4 m zu verzeichnen. Die Flözverbreitung ist heute sekundär durch pleistozäne Rinnenstrukturen wie z. B. die Kitzendorfer Rinne, das Delitzscher Rinnenkreuzsystem und die Elbtalwanne dezimiert. Einfluss haben aber lokal auch intratertiäre Erosionen. So waren angeblich auch zur Bildungszeit der BiU Ausläufer des Tierbacher Flusssystemes aktiv, da zeitgleich zur Torfakkumulation grobklastische Sedimente abgelagert wurden (sog. Delta-Finger nach LOTSCH et al. 1969).

Regressive Tendenzen, vermutlich im Zusammenhang mit Hebungen im heutigen Erzgebirgsraum, führten zur Verlagerung der Überschwemmungsebene des Tierbacher Flusssystemes (Jüngerer Nordwestsächsischer Schwemmfächer; EISSMANN 1968) nach Norden und in dessen Folge zur großräumigen Unterbrechung der Torfakkumulation. Es dominierten allmählich limnisch-fluviatile Sedimente mit einzelnen, wohl meist in verlandeten Altwasserbereichen gebildeten Braunkohlenflözen. Diese Kohlen treten nur lokal auf, sind im Durchschnitt weit unter 1 m mächtig und selten über mehrere Aufschlusspunkte hinaus zu verfolgen. In Nordwestsachsen ist eine starke laterale und vertikale Faziesdifferenzierung zu erkennen: weite Gebiete unterlagen ständig limnischen Einflüssen, wovon mächtige bindige Ablagerungen zeugen. Andererseits durchflossen zahlreiche Flüsse, aus Süden und Südosten kommend, das Gebiet und hinterließen z. T. bis 18 m mächtige Grobsand-Feinkies-Terrassen.

Erst zum Ende dieses Zeitabschnittes (**Mittel zwischen Bitterfelder Unter- und Oberbank**) herrschten wieder relativ ausgewogene Faziesverhältnisse, so dass Stillwassersedimente (Liegendschluff der Bitterfelder Oberbank BiO) eine großräumige Verbreitung finden konnten. Vor allem nördlich und nordöstlich von Leipzig, d. h. im Südbereich der Verbreitung der Glimmersandrücken und -senken, erfolgte die Sedimentation noch immer vorrangig in den Senkengebieten. Erst die Sedimentation des Liegendschluffes der Bitterfelder Oberbank (BiO) griff auch über die flacheren Rückenstrukturen wie z. B. Zöckeritzer, Kömmlitzer und Lindenthaler Rücken hinweg, so dass danach ein relativ großflächiger Sedimentationsraum bestand. Lediglich in den Bereichen der höheren Rücken (Bärenholzrücken, Pönitzer und Wolteritzer Rücken) fand zu dem Zeitpunkt noch keine Sedimentation statt. Jedoch wurde dort das Oberflächenprofil so weit ausgeglichen, dass die nachfolgende Flözbildung der BiO auch über diese Rücken hinweg greifen konnte.

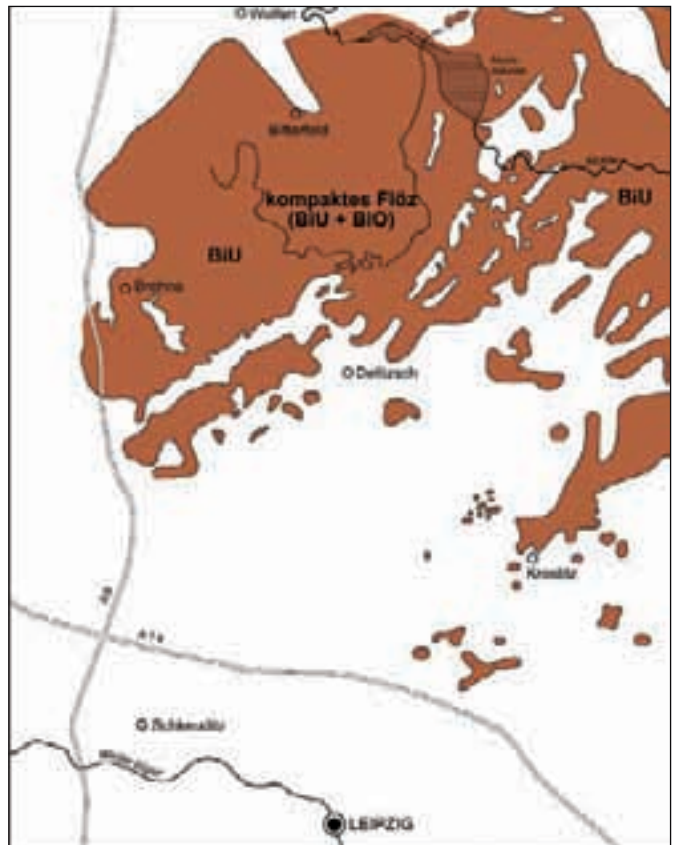


Abb. 4.7.3: Verbreitung der Bitterfelder Unterbank (BiU) im Raum Delitzsch-Bitterfeld.



Abb. 4.7.4: Bitterfelder Unterbank und unterlagernde weiße Quarzsande (sog. Strand- oder Dünen sands) am Bärenholzrücken, dünne dunkle Lagen spiegeln alte Grundwasserstände wider (Foto: G. Standke, 1994).

Die in der Vergangenheit häufig postulierte Dreiteilung des Mittels zwischen BiU und BiO – die auch Eingang in die damalige „Erkundungsmethodik Braunkohle“ (DOUFFET et al. 1985) fand und somit Grundlage aller Erkundungsberichte wurde – in Hangendschluff BiU, Mittel rollig (Grundwasserleiter 4) und Liegendschluff BiO kann so nicht mehr aufrecht erhalten werden. Besser ist es, von Gebieten mit hauptsächlich bindigem (d. h. limnische Faziesräume) und Gebieten mit

vorwiegend rolligem Mittel (d. h. fluviatile Faziesräume) zu sprechen. Das Verbreitungsgebiet mit meist bindigem Mittel umfasst den gesamten Raum westlich der Linie Leipzig-Delitzsch-Bitterfeld sowie weite Bereiche der Dübener Heide. Das Mittel, mit durchschnittlicher Mächtigkeit von 3 bis 4 Metern, max. 20 Metern, besteht hier im Wesentlichen aus einem tonigen Schluff bis schluffigen Ton. Die Basis ist bei Direktaufgabe auf die Oberen Bitterfelder Glimmersande oft sandig ausgebildet. Häufig treten Xylit- und FeS_2 -Einlagerungen, Bernstein und inkohlte Pflanzenreste auf. In Bohrungen nordwestlich von Delitzsch wird Vivianit beschrieben. Im gesamten Verbreitungsgebiet sind zumeist geringmächtige Fein- und Mittelsandeinlagerungen mit nur geringer horizontaler Erstreckung zu beobachten. Das Verbreitungsgebiet des vorwiegend rolligen Mittels kann durch die Ortslagen Gossa, Sausedlitz, Delitzsch, Krostitz, Eilenburg, Dahlenberg und Bad Düben umrissen werden. Hier schalten sich z. T. bis 18 m mächtige fluviatile hellgraue bis braungraue Mittelsande mit teilweise nicht unbedeutenden Grobsand- und Feinkiesanteilen in den bindigen Mittelkomplex ein und erodieren weitgehend den bindigen Liegendbereich. Häufig sind Braunkohlenschmitzen und Xylitreste eingelagert.

Mikro- und makropaläobotanische Untersuchungen an Schluffen unter der Bitterfelder Oberbank erbrachten übereinstimmende Ergebnisse. Für die mikropaläontologischen Proben (Brgn. Brk Delitzsch-Süd 1246/78 und 108/85) wies RICHTER in FISCHER et al. (1989) die SPN-Zone III A nach. Unter Beachtung älterer mikrofloristischer Ergebnisse hält der Autor eine Einstufung der untersuchten Schicht „als lithostratigraphisches Äquivalent der Thierbacher Schichten“ für möglich. WALTHER in FISCHER et al. (1989) sieht in den von ihm untersuchten Proben aus Bohrungen im Raum Beuden (Bohrungen Brk Delitzsch-Süd 86/85 und 88/85) typische Altwasserablagerungen mit Ansätzen zur Moorbildung mit zeitweiser Beeinflussung durch sehr schwache Strömung. Auenwaldelemente wie *Taxodium* (Sumpfyzypresse) und *Populus* (Pappel) überwiegen in den Proben. Zusammenfassend entspricht der Floreninhalt dem Florenkomplex Thierbach (MAI & WALTHER 1983; MAI 1995) mit einer Betonung des Sumpfmoor- bzw. Bruchwaldes und des Auenwaldes.

Eine erneut einsetzende transgressive Entwicklung infolge abklingender Hebungstendenzen im Erzgebirgsraum führte dazu, dass große Teile Nordwestsachsens wieder stärker in den Küstenbereich der Paläo-Nordsee gelangten. Auf dem durch die Bitterfelder Unterbank und den darüber lagernden rolligen und bindigen Sedimenten der Überschwemmungsebene nahezu ausgeglichenen Relief setzte eine weiträumige Vermoorung im Leipzig-Bitterfelder Raum ein. Es entstand die **Bitterfelder Oberbank** (BiO). Nördlich von Leipzig keilt das Flöz auf der Linie Mockau-Seehausen-Gottscheina am Pönitzer Rücken, im Südosten, im Bereich der Dübener Heide, am aufsteigenden Prätertiär aus. Die östliche Verbreitung der BiO bildet das natürliche Ausgehen des Flözes im Gebiet der Dübener Heide. Die heutige Verbreitung der BiO (Abb. 4.7.5) ist teilweise durch in-



Abb. 4.7.5: Verbreitung der Bitterfelder Oberbank (BiO) im Raum Delitzsch-Bitterfeld.

tratertiäre Erosionen (fluviatile Sedimente des Grundwasserleiters 3: Ablagerung innerhalb des Bitterfelder Flözkomplexes) beeinflusst. Im Westen wird die Verbreitungsgrenze stark durch pleistozäne Erosionen (spätelsterkaltzeitliche Schmelzwassersedimente in Rinnen, GWL 1.6) beeinflusst. Im Bereich der Schiedeberger Stauchendmoräne wird das Flöz, insbesondere im Raum Söllichau-Dahlenberg, mit deutlich erhöhten Mächtigkeiten angetroffen. Im eigentlichen Gebiet der Endmoräne ist es z. T. so stark glazigen beeinflusst, dass es aus seinem „normalen“ Schichtverband herausgelöst, in Stauchfalten gelegt, zerschert und z. T. in quartäre Schichten eingeschuppt worden ist. Vereinzelt kommt es zur Flözverdoppelung (SPANGENBERG et al. 1985) und zur Diapirbildung.

Südlich und südöstlich von Bitterfeld bilden BiU und BiO einen scheinbar kompakten Flözkörper ohne trennendes Zwischenmittel, das durch eine aschereiche, gelbe Kohlenlage (Helles Band) vertreten wird (MANEWALD 1987, Abb. 4.7.6). Diese Lagerungsverhältnisse deuten eher auf ein relativ kontinuierliches und ununterbrochenes Moorbildung in diesen Gebieten hin als auf erosionsbedingte Lücken (EISSMANN 1994). Dort erreicht der Bitterfelder Flözkomplex mit seiner ungespaltenen Ausbildung eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 11 m. Mit zunehmender Entfernung vom Flözbildungszentrum reduzieren sich die Mächtigkeiten der BiO auf durchschnittlich 4 bis 6 m (Raum Leipzig-Delitzsch) bzw. 1 bis 3 m (Areale um Bad Düben und Espenhain). Generell ist eine Mächtigkeitsreduzierung von West nach Ost zu konstatieren. Deutliche Unterschiede zeigen sich im Be-



Abb. 4.7.6: Über weißen Quarzsanden des Zöckeritzer Rückens im ehemaligen Tgb. Holzweißig lagert der kompakte Bitterfelder Flözkomplex: Unteres Flözdrittel (braun) entspricht der Bitterfelder Unterbank, darüber aschereiche Kohle (grau, Zwischenmitteläquivalent) und der der Bitterfelder Oberbank äquivalente Flözbereich (schwarzbraun und dunkelbraun mit eingeschobenen gelben Kohlenlagen) (Foto: A. Seifert, 1978).

reich der in Rücken und Senken strukturierten Glimmersandoberfläche bei Delitzsch. Beträgt die durchschnittliche Flözmächtigkeit in den Senken 4 bis 6 m, so dünnt sie auf den Rücken infolge eines reduzierten, zeitweise wohl auch unterbrochenen Moorwachstums deutlich aus und beträgt hier nur noch 2 bis 4 m, wobei sogar vereinzelt primäre Fehlstellen in der Flözverbreitung zu beobachten sind.

Durch Einschaltung bindiger und rolliger Mittel im hangenden Teil des Flözkörpers aufgrund räumlich und zeitlich differenzierter Schwemmfächervorstöße, möglicherweise bedingt durch anhaltende Hebungstendenzen im Erzgebirgsraum und/oder durch unterschiedlich starke Absenkung einzelner Bereiche des Vermoorungsraumes, kam es im gesamten Flözverbreitungsgebiet zur Abspaltung geringmächtiger Flöze. Der in den verschiedenen Braunkohlenfeldern jeweils am weitesten verbreitete Abspalter von der BiO wurde generell als BiO 2 bezeichnet. Aufgrund fehlender regionaler Korrelationen zwischen den einzelnen Feldern während der Braunkohlenerkundung musste durchaus nicht immer das stratigraphisch gleiche Flöz damit gemeint sein, wenn nur die Lage zur BiO (bzw. dann BiO 1) stimmte. Andere Abspalter wurden als Hangendbegleiter, ZBiO oder BiO 1H bezeichnet.

Das sich zwischen der Bitterfelder Oberbank und den hangenden Abspaltern einschaltende Mittel nimmt in seiner Mächtigkeit generell von Westen nach Osten hin zu und kann in Extremfällen über 20 m betragen. In den westlichen Bereichen dominieren Schluffe und Tone. Östlich einer NW-SE-streichenden Linie, die mit den Ortslagen Gallen, Krostitz und Delitzsch gekennzeichnet werden kann, schalten sich in die bindigen Schichten durchschnittlich 7 m mächtige Sande (Fein- bis Mittelsande mit kiesigen Anteilen) ein (GWL 3.2). Sie bilden hier ein relativ geschlossenes Verbreitungsgebiet. Die Basis der Sande sinkt von Süd nach Nord von Werten über 80 m ü. NHN auf unter 70 m ü. NHN ab, so dass die

Schüttungen von Süden her angenommen werden. Eine zweite zusammenhängende Sandverbreitung greift, aus dem Raum Seehausen, nordöstlich Leipzig, kommend, mit zwei fingerartigen Ausläufern bis in den Raum Hayna-Rackwitz über, wo sie erosionsbedingt nicht weiter zu verfolgen ist.

Palynologische Untersuchungen (RICHTER in DASSOW et al. 1980 und FISCHER et al. 1989) an Proben aus dem bindigen Mittel (z. B. Brgn. Brk Delitzsch-Süd 1312/78, 57/85 und 63/85) erbrachten eine Einstufung in die SPN-Zone IIIC. Eine marine Beeinflussung konnte in keiner Probe nachgewiesen werden, was davon zeugt, dass sich das Gebiet zum Zeitpunkt der Mittelbildung nicht mehr im unmittelbaren Küstenbereich befand und die Paläo-Nordsee sich schon relativ weit nach Norden zurückgezogen hatte. Makropaläobotanische Untersuchungen (WALTHER in FISCHER et al. 1989; Brg. Brk Delitzsch-Süd 251/86) weisen für den Mittelbereich das Artenspektrum eines Auenwaldes mit den für den Florenkomplex Thierbach typischen Komponenten wie *Populus* (Pappel), *Taxodium* (Sumpfpypresse), *Ulmus* (Ulme) und *Fagus* (Buche) aus.

Die kohligen Abspalter selbst erreichen nur selten Mächtigkeiten über 1 m. Lediglich im Zentrum der Flözbildung um Bitterfeld treten Mächtigkeiten von 2 bis 3 m (Poucher und Döberner Senke) auf. Mit wachsender Entfernung zur Abspaltungslinie entfernen sie sich immer weiter von der Bitterfelder Oberbank und gehen allmählich in kohlige Tone und Schluffe über, die sich durch eine erhöhte Radioaktivität (Schwermineraleisen in Küstenablagerungen?) auszeichnen. Die braunen, erdig bis stückigen Kohlen sind zumeist mehr oder weniger stark mineralisch verunreinigt. Die durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung für die Braunkohlen beträgt: Aschegehalt (wf) ca. 32 %, Schwelteeerausbeute (wf) ca. 12 %, Gesamtschwefelgehalt (wf) ca. 2,9 %, Heizwert (wf) ca. 19 MJ/kg (RASCHER 2009).

Alle im Hangenden der BiO auftretenden Mittel und Abspalter (Abb. 4.7.7) zeugen von mehrfachen Verschiebungen der Küstenlinie des Meeres, in deren Folge die Lage des Gebietes ständig zwischen Küstengebiet i. w. S. und Überschwemmungsebene wechselte, bevor es endgültig – durch anhaltende Hebungen im Erzgebirgsraum? und/oder durch globalen Meeresspiegelrückgang – im Bereich des Schwemmfächers und der Überschwemmungsebenen eines jüngeren Flusssystemes verblieb, in der es zur Bildung des mächtigen Bitterfelder Decktonkomplexes kam. In diesem Zusammenhang muss die Frage gestellt werden, inwieweit die sich im Hangenden der BiO einschaltenden Mittel unter stratigraphischem Aspekt nicht schon als eine Initialbildung des Decktonkomplexes gesehen werden müssen, in die sie im Osten des Gebietes nahtlos, z. T. nur durch einen radioaktiven Ton getrennt, übergehen und hinsichtlich ihrer petrographischen Ausbildung „verschmelzen“.

Die **Lagerungsverhältnisse** in den kleineren **isolierten Vorkommen** der Bitterfeld-Schichten sind unterschiedlich. Die Vorkommen von Kitzscher, Bad Lausick und

Otterwisch sowie von Thümmelitzwald und Colditz liegen über Sedimenten der Cottbus-Formation. Die Vorkommen von Döben-Dürreweitzschen, Schweikershain und Mittweida-Lunzenau werden lediglich in den Zentren von Cottbuser Schichten unterlagert, randlich greifen sie auf das Prätertiär über. Alle anderen Vorkommen – wie die von Großzscheпа, Wurzen, Burkartshain, Beiersdorf sowie Dahlen und Mügeln – liegen generell auf permokarbonen Vulkaniten.

Die durchschnittlich 2 bis 5 m, lokal bis 17 m mächtige Schichtenfolge wird von Schluffen, Tonen und Sanden sowie Braunkohlen gebildet. Letztere beschränken sich aufgrund postgenetischer pleistozäner Überprägung zumeist auf die zentralen Bereiche der Vorkommen. Die Mächtigkeit der vorhandenen Braunkohlen beträgt zumeist unter 2 m. Größere Kohlenmächtigkeiten wurden in den Bereichen von Dahlen mit ca. 6 m und von Colditz mit reichlich 7 m nachgewiesen. Die Kohlen sind zumeist von brauner Farbe, aschereich und stark xylitisch.

Eine lithostratigraphische Parallelisierung mit dem geschlossenen nördlichen Sedimentationsraum ist nur vereinzelt möglich. Nahezu ausgeschlossen ist dies für die vom großen Sedimentationsraum im Norden vermutlich schon synsedimentär isolierten Bildungsräume, wie den Vorkommen von Schweikershain, Mittweida–Lunzenau,

Dahlen und Mügeln. Diese stellen wohl lokale Sonderentwicklungen dar, was auch die Zuordnung der Kohlenflöze betrifft. Weitestgehend gesichert ist aber die Altersstellung der Ablagerungen zumindest dort, wo Untersuchungen der den Schichten auflagernden bzw. eingelagerten Braunkohlen erfolgten. Für Vorkommen zwischen Colditz und Mutzschen hat HUNGER (1952) die Zuordnung zum Bitterfelder Flözkomplex nachgewiesen. Dafür sprechen der petrographische Habitus der Kohle mit hohem Xylitgehalt und fehlender Farbbänderung sowie der Polleninhalte. Für die Vorkommen zwischen Kitzscher, Bad Lausick und Otterwisch ist der Bitterfelder Flözkomplex im Rahmen der Erkundung des Braunkohlenfeldes Kitzscher in den Brgn. Brk Kitzscher 1632/88 (RICHTER in KLINGBEIL et al. 1990) und 1060/75 (KRUTZSCH 1976) biostratigraphisch nachgewiesen. Die stratigraphische Einstufung der Flöze zwischen Rochlitz, Geringwalde und Mittweida erfolgte ursprünglich auf der Grundlage pollenanalytischer Bestimmungen in die Florenzone IV, d. h. in das Niveau von Flöz Brandis. Eine Neubewertung der von MICHEL (1982, unveröff.) durchgeführten kutikularanalytischen Untersuchungen der Braunkohlen unter Berücksichtigung vergleichbarer Analysen aus dem Niveau des 3. und 4. Miozänen Flözkomplexes der Lausitz sowie den von SCHNEIDER (1982) angegebenen stratigraphischen Leitformen von dispersen Kutikulen lassen für die Ergebnisse von Michel eine

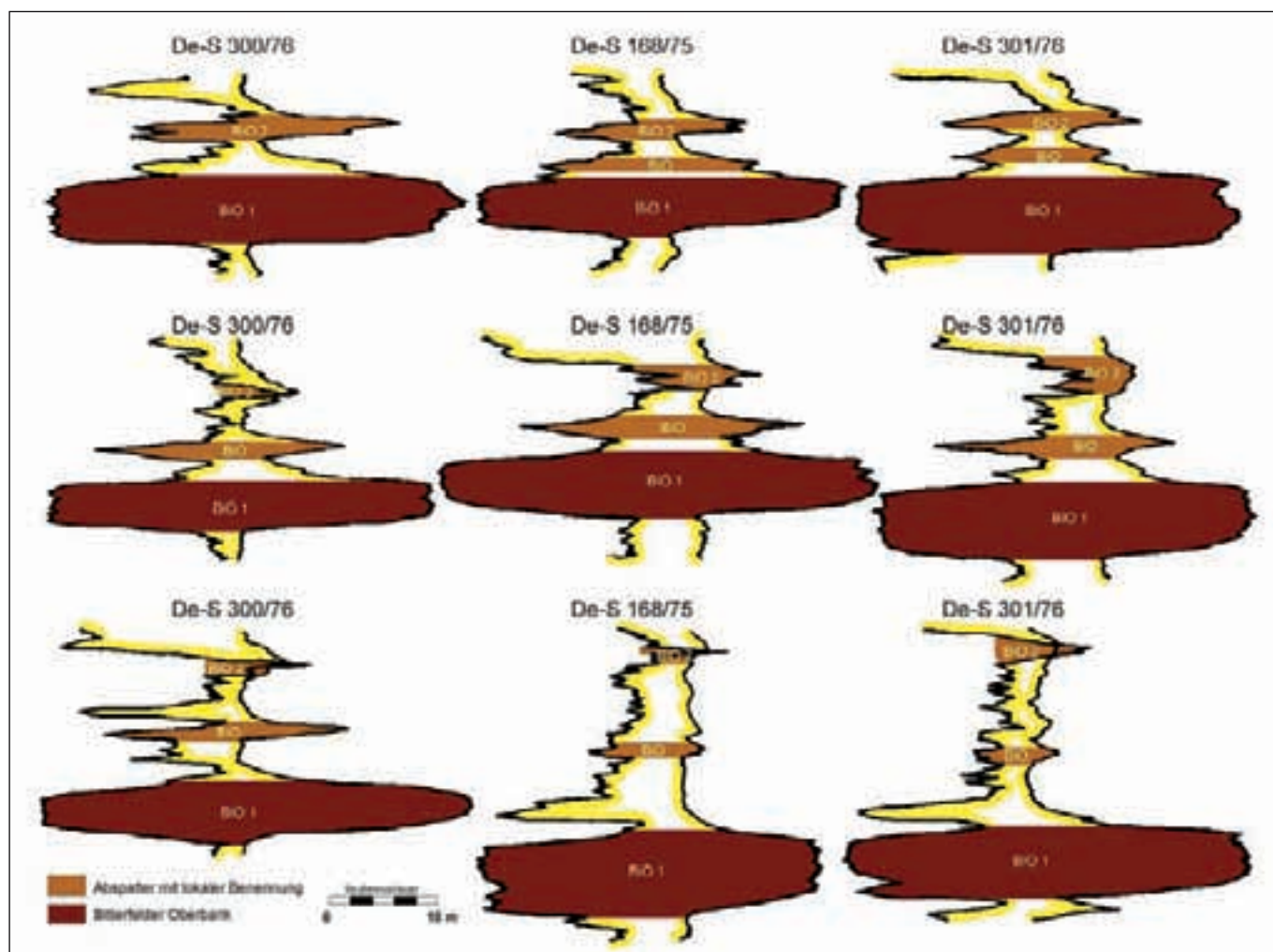


Abb. 4.7.7: Flözabspaltungen im Bereich der Bitterfelder Oberbank am Beispiel bohrlochgeophysikalischer Messkurven (Gamma- und Gamma-Gamma-Log).

Deutung als 4. Miozäner Flözhorizont, bzw. Bitterfelder Flözkomplex zu.

4.7.4 Problematika

Im Gebiet Nordwestsachsens existieren in den Bitterfelder-Schichten zwei deutlich voneinander abgrenzbare und über große Flächen verfolgbare Flöze, die auch ohne trennende Mittelsedimente im ehemaligen Braunkohlentagebau Goitsche (heute Bernsteinsee südöstlich von Bitterfeld) direkt übereinander liegen können. Diese sind im Sinne der bisher gebräuchlichen Flözgliederung einer Bitterfelder Unterbank (BiU) und einer Bitterfelder Oberbank (BiO) zuzuordnen. Von der BiU können nur lokale abspaltende Flözbänke in relativ kleinen Verbreitungsgebieten sowohl im Hangenden als auch im Liegenden ausgehalten werden. Aufgrund ihrer Bedeutungslosigkeit und um die regionale Flözbezeichnung nicht unnötig zu verkomplizieren, sollten diese Abspalter in Zukunft nicht mit lokalen Bezeichnungen (KBiU im Braunkohlenfeld Breitenfeld – PESTER et al. 1987; UBi im Feld Düben – SPANGENBERG et al. 1985; UB – HÜBNER et al. 1979 bzw. Liegendbegleiter – FANKHÄNEL 1972 im Baufeld Goitsche) benannt werden. An dieser Stelle bleibt anzumerken, dass mit großer Wahrscheinlichkeit die als KBiU im Raum Breitenfeld bezeichnete Flözbank der eigentlichen BiU entspricht und kein Abspalter von dieser ist. Hierfür sprechen die Basiswerte der KBiU, die sich niveaugleich an die der BiU in den Nachbarfeldern anschließen.

Im Hangenden der Bitterfelder Oberbank existieren – bedingt durch zeitlich und räumlich wechselnde palustrische, fluviatile und lagunäre Ablagerungsräume – mindestens drei mehr oder weniger weit verfolgbare Abspalter. Alle diese Flözbänke wurden in der Vergangenheit aufgrund ihrer Höhenlage zur BiO 1 und als Folge einer fehlenden regionalen Flözparallelisierung während der Braunkohlenexploration mit lokalen (d. h. erkundungsfeldbezogenen) Benennungen wie BiO 2, ZBiO, Hangendbegleiter oder BiO 1H belegt. Dabei kann jeder dieser unterschiedlich bezeichneten Abspalter in regional unterschiedlichen Bereichen eine ähnliche stratigraphische Position zur BiO 1 einnehmen – was sich instruktiv anhand der bohrlochgeophysikalischen Messkurven demonstrieren lässt (vgl. Abb. 4.7.7) – ohne dass er aber über größere Entfernungen verfolgbar wäre und der stratigraphisch-geometrische Bezug untereinander immer herstellbar ist.

4.8 Mittleres Untermiozän Spremburg-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 2)

4.8.1 Definition und Abgrenzung

Die Bitterfelder Decktonschichten umfassen alle Sedimente zwischen der Obergrenze der Bitterfelder-Schichten einschließlich des Bitterfelder Flözkomplexes und der Unterkante der Brieske-Formation (Düben-Schich-

ten) im Hangenden. Bei erosivem Eingreifen der Decktonschichten in die Liegendsedimente wird die Basis von den rolligen Schichten (GWL 2.1 und 2.2) aus dem Decktonkomplex gebildet. Die Decktonschichten sind im Raum Bitterfeld-Eilenburg am vollständigsten ausgebildet. Sie bestehen aus lithologisch stark wechselnden Sedimenten, die groß- bis kleindimensionale Rinnenstrukturen bilden und deshalb kaum korrelierbar sind. Auch die sog. Decktonflöze bzw. das Brandiser Oberflöz sind nur sporadisch verbreitet. Nach Süden hin, in den kleinräumigen, mehr oder weniger isolierten Vorkommen, ist die Abfolge nur noch gerigmächtig vertreten (Abb. 4.8.1).

Die Schichtenfolge dokumentiert den Zeitraum von ca. 21 bis 19 Ma, d. h. eine Zeitspanne von rund zwei Millionen Jahren (vgl. Abb. 3.1). Die Abfolge enthält die Bitterfelder Decktonschichten einschließlich der sog. Decktonflöze bzw. Flöz Brandis, die EISSMANN (1968) als „Jüngerer Nordwestsächsischer Schwemmfächer“ bezeichnet hat. Im Lausitzer Raum wurden ähnliche sandig-tonige Wechselfolgen als „Älterer Lausitzer Schuttächer“ (LOTSCH 1968; LOTSCH et al. 1969) bzw. als Lübbenau-Schichten (ALEXOWSKY et al. 1989; ALEXOWSKY & SUHR 1991) mit der darin enthaltenen Flözgruppe Lübbenau benannt. Die Folge geht nach Norden (Brandenburg-Mecklenburger Raum) in die marinen Sande der Möllin-Schichten über (STANDKE et al. 2002, 2005).

Nach TGL 25 234/08 (1981) bzw. nach KRUTZSCH (2000) wird der Bitterfelder Decktonkomplex in die Sporomorphenzonen IV, und ebenso wie der Makroflorenkomplex Brandis in das Untermiozän gestellt. Demgegenüber parallelisieren ALEXOWSKY et al. (1989) die Lübbenau-Schichten mit den SPN-Zonen (IIIE?)-IV-(V?). Ähnlich verfahren DASSOW et al. (1980) und PAPKE & SPANGENBERG (1989), die den Bitterfelder Decktonkomplex in die MFZ IIIC, IV und V stellen. Bei FISCHER et al. (1989) dagegen umfasst der Decktonkomplex nur die SPN-Zonen IIIC-IV. In seiner synoptischen Arbeit aus dem Jahre 2000 stuft KRUTZSCH die Lübbenau-Schichten wiederum in die SPN-Zone IV ein. Dem folgt auch STANDKE (2008b).

4.8.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Das zusammenhängende Verbreitungsgebiet der Bitterfelder Decktonschichten umfasst große Teile Nordwestsachsens und reicht keilartig bis in die Höhe von Naunhof in die Leipziger Bucht hinein (Abb. 4.8.2). Es deckt sich annähernd mit der Verbreitung des Bitterfelder Flözkomplexes, den die Decktonschichten, außer bei Wurzen und Brandis, direkt überlagern.

Die Verbreitung der Decktonschichten ist infolge quaritärer Erosion sehr stark dezimiert und aufgelockert. Dies betrifft vor allem das Gebiet nördlich von Leipzig bis Bad Düben sowie den sich westlich daran anschließenden Raum (u. a. Einflussgebiet des Delitzscher Rinnekreuzes, der Dübener Rinne, der Lissaer Rinne, der Kitendorfer Rinne sowie der Elbtalwanne). Außerhalb des geschlossenen Verbreitungsgebietes existieren südlich und südöstlich davon zahlreiche weitere isolierte Vorkommen (vgl. Abb. 4.8.1). Dazu gehören die

rund 5 m mächtigen Vorkommen östlich von Wernsdorf, südlich von Mügeln sowie bei Leisnig. Hier differiert das Liegende der generell auf Prätertiär lagernden Bitterfelder Decktonschichten zwischen 150 bis 190 m ü. NHN, so dass sie möglicherweise primär nicht mit dem geschlossenen Sedimentationsraum im nördlichen Untersuchungsgebiet in Verbindung standen.

Die Mächtigkeit der Bitterfelder Decktonschichten (Abb. 4.8.3) wird wesentlich vom Erosionsniveau des sie überlagernden Quartärs bestimmt. Sie nimmt von West nach Ost von durchschnittlich 3–5 m auf durchschnittlich 20–30 m zu. In einem 5–15 km breiten, von Brandis im Süden über Eilenburg und Laußig bis nach Dahlenberg im Norden verlaufenden Streifen betragen die durchschnittlichen Mächtigkeiten 40 m und mehr. Die größten Mächtigkeiten der Decktonschichten mit einzelnen Werten über 50 m sind in den Räumen Brandis-Machern, westlich Glaucha und zwischen Kossa und Falkenberg nachzuweisen. Der Grund dafür liegt wohl darin, dass sich dieses Gebiet nicht im Akkumulationsbereich pleistozäner Flüsse und Schmelzwasserströme befunden hat und somit vor Erosion verschont geblieben

ist. Östlich und südöstlich Eilenburgs keilen die Decktonschichten am aufsteigenden Prätertiär aus.

Das Liegende der Bitterfelder Decktonschichten fällt i. d. R. von Süden nach Norden/Nordwesten von etwa 180 m ü. NHN im Raum Colditz auf ca. 120 m ü. NHN im Raum Nauenhof ein und sinkt auf Werte unter 20 m u. NHN im Raum Torgau-Dahlen ab. Bei den Decktonvorkommen in Leipzig werden Werte mit 130 m ü. NHN bzw. 110 m ü. NHN angegeben. Die Schichten überlagern, von einzelnen Ausnahmen mit Direktaufgabe auf Prätertiär abgesehen, den Bitterfelder Flözkomplex. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Leipziger Vorkommen liegt bei 10 bis 15 m (max. ca. 20 m), die der anderen Vorkommen um 5 m (max. >30 m).

4.8.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Nach der Ablagerung des Bitterfelder Flözkomplexes und dem Ende der weiträumigen Flözbildung befand sich Nordwestsachsen im Übergangsbereich zwischen dem von Abtragung geprägten Festland im Süden und

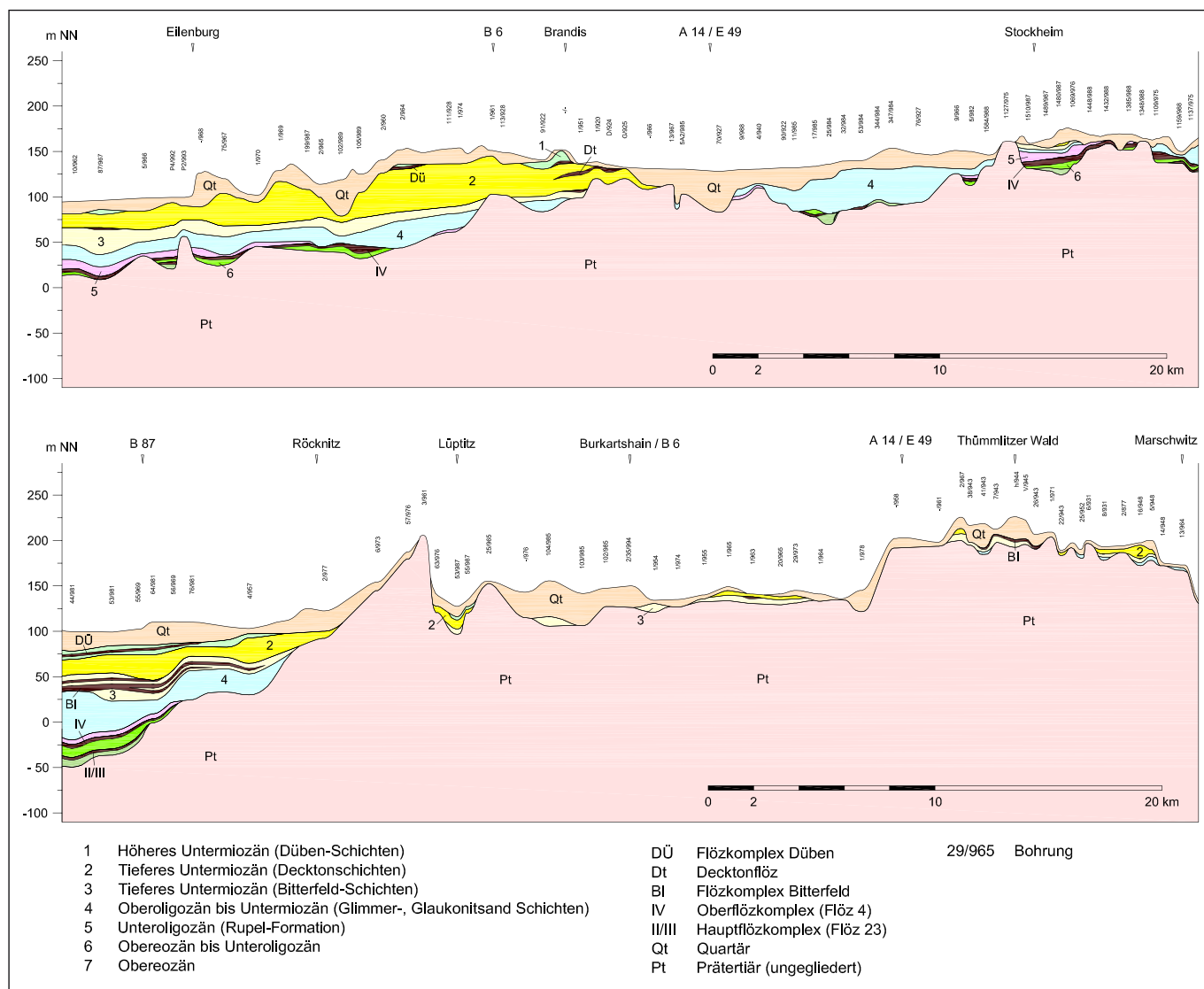


Abb. 4.8.1: Lagerungsverhältnisse der untermiozänen Schichten einschließlich der Bitterfelder Decktonschichten im Bereich des Nordwestsächsischen Vulkanitkomplexes.

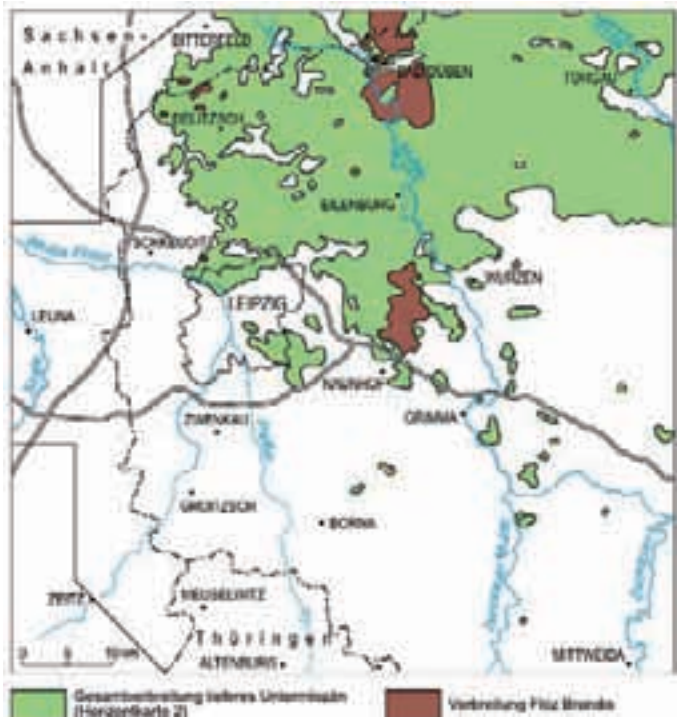


Abb. 4.8.2: Verbreitung der untermiozänen Spremberg-Formation, höherer Teil/Bitterfelder Decktonschichten/Lübbenau-Schichten (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

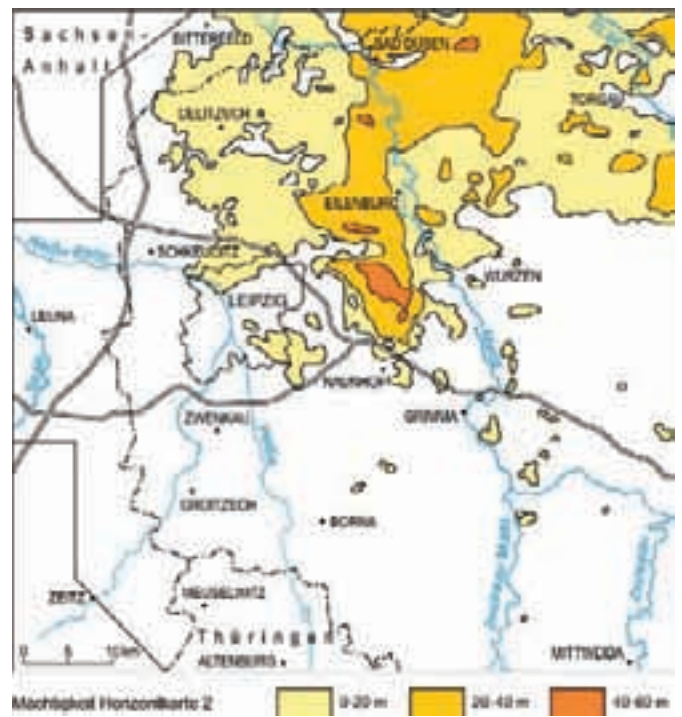


Abb. 4.8.3: Mächtigkeit der untermiozänen Spremberg-Formation, höherer Teil/Bitterfelder Decktonschichten/Lübbenau-Schichten.

den Ausläufern der Paläo-Nordsee im Norden. EISSMANN (1994) beschreibt das bestehende Landschaftsbild als „eine ausgedehnte, langsam sinkende Überschwemmungslandschaft mit mäandrierenden Flüssen“. DASSOW (1995) vermutet ähnliche Sedimentationsbedingungen, wie sie rezent im Mississippi-Delta anzutreffen sind. Die Schüttung der Sedimente erfolgte aus südlicher Richtung, wahrscheinlich durch das gleiche fluviatile System, welches seit der Glimmersandperiode in Nordwestsachsen immer wieder aktiv war und in dessen Schwemmfächerbereich bzw. Überschwemmungsebenen („Jüngerer Nordwestsächsischer Schwemmfächer“, EISSMANN 1968) sich Nordwestsachsen vermutlich auch zu dieser Zeit noch befand.

Durch eine ständige laterale Verlagerung der Sedimentationsräume (Flusslaufverlegungen, Altwasserarme, Binnenseen, Überflutungsflächen u. ä.) treten in enger zeitlich-räumlicher Verzahnung sandige, teils kiesige Schwemmfächerablagerungen, tonige Lagunen- und Rückstausedimente und limnische Bildungen auf. Permanent wechseln sich auf engstem Raum Erosions- und Akkumulationsvorgänge ab, woraus insgesamt die deutliche vertikale und horizontale lithofazielle Heterogenität des Bitterfelder Decktonkomplexes zu erklären ist (Abb. 4.8.4).

PESTER (1973) gibt eine lithologische Grobgliederung des Decktonkomplexes vor, worauf zahlreiche nachfolgende Beschreibungen des Horizontes beruhen. FANKHÄNEL (1972); DASSOW et al. (1980); SPANGENBERG et al. (1985) und PAPKE & SPANGENBERG (1989) sowie zahlreiche weitere Autoren versuchen im Decktonkomplex drei Sedimentationszyklen auszuhalten, die jeweils mit Tonen beginnen und mit Sanden enden. Bereits 1985 erkannte jedoch DASSOW bei Explorationsarbeiten im Raum Rösa-

Sausedlitz die lithofazielle Komplexität der Decktonablagerungen und die in rascher zeitlicher Folge auftretenden kleinräumigen Fazieswechsel, welche nach seiner Meinung „eine Parallelisierung einzelner Horizonte selbst auf kurze Entfernung fragwürdig“ erscheinen lassen. Ausgehend davon fasst er, auch bestimmten Zwängen einer kommerziellen Erkundungspraxis gehorchend (datenverarbeitungsgerechte Aufarbeitung der Primärdokumente), Einzelschichten nach der Hauptfraktion des Sedimentes (vorwiegend rollig, vorwiegend bindig) zusammen (Tab. 4.8.1). 1995 schlussfolgerte DASSOW letztendlich, dass „eine Korrelation von einzelnen Schichtgliedern in Bohrprofilen, deren Abstand zueinander ≥ 100 m beträgt“, größtenteils nicht möglich ist und für regionale Korrelationen nur der Decktonkomplex in seiner Gesamtheit herangezogen werden kann. Die Ergebnisse der vorliegenden Kartierung für die LKT 50 (ESCHER et al. 1998–2002) bestätigen diese Meinung.



Abb. 4.8.4: Bitterfelder Decktonkomplex (Foto: G. Standke, 1997).

Nr. ¹	Bohrung	Ortslage	Mächtigkeit – rollig (m)						Mächtigkeit – bindig (m)				Bemerkung		
			gesamt	Grundwasserleiter					gesamt	Schichtcode ²					
				32	31	23	22	21u		21o	6270	6170		6150	6130
1	RSSZ 400/84	Tornau	14				8	6				1			
2	DUM 32/82	Tornau	19				14	5							
3	DUM 110/83	Gönschütz	27				17	10				4			
4	DUM 137/83	Gönschütz	34		12	4	2	16							
5	DUM 157/83	Wöllnau	18	5			13								
6	DUM 25/83	Söllichau							22				22		
7	DUM 60/82	Kossa							26				18		
8	RSSZ 402/84	Schwemsal					2		24						
9	RSSZ 33/83	Rösa						1	22				9		
10	RSSZ 148/83	Tiefensee					1		15		11		4		
11	DeNW 2/87	Roitzsch	15				15								
11	BRHN 2046/82	Roitzsch	17				17								
12	DeNW 38/88	Petersroda	25				25								
12	DeNW 8/88	Petersroda	24				24								
13	DeNW 810/82	Benndorf	24				24								
14	RSSZ 326/83	Laue	12				12								
15	RSSZ 286/83	Reibitz	12				12								
15	RSSZ 332/83	Reibitz	13				13								
16	DeS 570/76	Hohenroda	15	15											
16	DeS 218/75	Hohenroda	16	16											
17	DeS 264/76	Priester	46	14			13	19							
17	DeS 1366/77	Priester	41	12			16	13							
18	DeSE 47/87	Liemehna	40	10			10	13	7			4		3	
18	DeS 1336/77	Liemehna	34	8			9	12	5		1	1		3	
19	DeS 1344/77	Jesewitz	25				18	7				4			
19	DeS 1345/77	Jesewitz	20				13	7							
20	DeS 199/87	Pehritzsch	14				14								
20	TBrWu 2/84	Pehritzsch	16				16								

¹ die laufenden Nummern entsprechen den Nummern in Abb. 4.8.5
² Codennummer der Erkundungsmethodik Braunkohle (1985)

Tab. 4.8.1: Rollige und bindige Sedimentkomplexe der Decktonschichten im Bereich fluviatiler und limnischer Zonen der Überschwemmungsebene im Raum Bitterfeld-Torgau (aus Dassow 1995).

Im Sedimentationsraum einer Überschwemmungslandschaft mit Seen und mäandrierenden Flüssen im Hinterland (Abb. 4.8.5) sowie Lagunen, Hafbildungen und Ästuaren im Küstenbereich gab es einerseits Areale, in denen faziell rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen herrschten und andererseits Bereiche, in denen sich über den gesamten Bildungszeitraum der Decktonschichten weitgehend gleiche Sedimentationsverhältnisse gehalten haben. Somit sind in den heutigen Aufschlüssen sowohl deutliche vertikale und laterale Wechsel von rolligen und bindigen Sedimenten als auch nur die Dominanz einer dieser Ablagerungen zu beobachten. Lediglich in Lokalitäten, die sich im ehemaligen Mäanderbereich der Flüsse befinden, ist eine Wechselfolge bindigen und rolligen Materials zu beobachten, welcher im Idealfall nach den o. g. drei Sedimentationszyklen gliederbar ist. Typisch für diese Strukturen ist jedoch ein Sedimentwechsel, der sich lateral im Dekameter- und vertikal im Meterbereich vollzieht. So beschreiben beispielsweise Dassow et al. (1980) aus dem ehemaligen Tagebau Delitzsch-Südwest mächtige Schlufflagen, welche ohne scharfe Grenzen sowohl vertikal als auch horizontal auf mehr oder weniger engem Raum in reine Sande übergehen und umgekehrt (vgl. Abb. 4.8.5, Tab. 4.8.1)

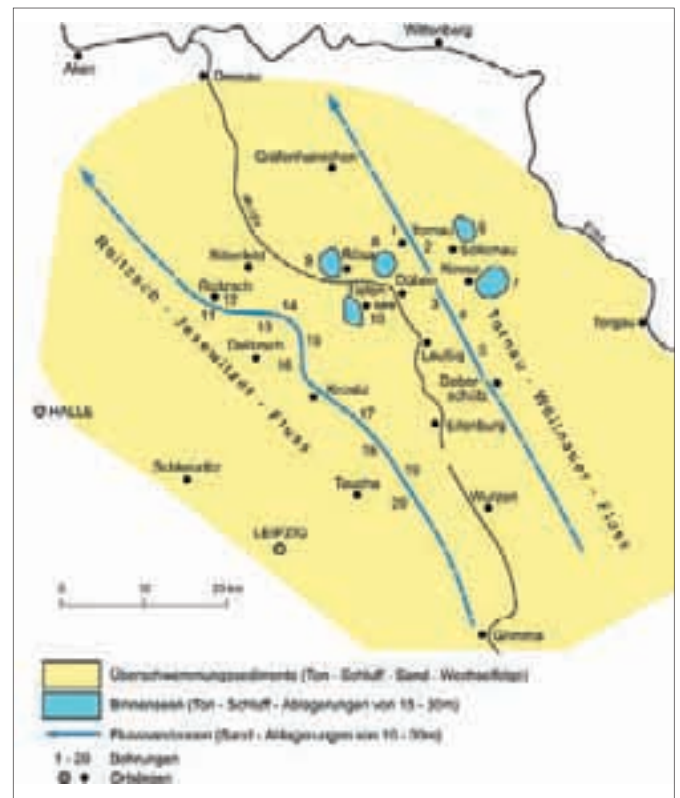


Abb. 4.8.5: Paläogeographische Einheiten der Überschwemmungsebene im Raum Bitterfeld-Leipzig-Torgau zur Zeit der Decktonschichten (aus Dassow 1995).

Die **bindigen Sedimente**, die für die Decktonschichten namengebend waren, umfassen das gesamte Spektrum zwischen sandigem bis tonigem Schluff und schluffigem Ton bis hin zu hochplastischen Tonen. Es dominieren helle Farben im Spektrum hellgrau, grau bis hellbraun. Häufig sind Einlagerungen von Kohle- und Xylitstücken sowie FeS₂-Konkretionen vorhanden, in-kohlte Pflanzenreste werden dagegen selten angetrof-

fen. In Bereichen mit vorherrschend limnischer Sedimentation erreicht die bindige Abfolge Mächtigkeiten von 20 bis >30 m.

Biostratigraphische Untersuchungen aus dem unteren Bereich des Bitterfelder Decktones erbrachten für die Proben aus den Bohrungen Brk Delitzsch-Süd 57/86 (nördlich der Ortslage Krostitz) und Brk Delitzsch-Süd 63/86 (südwestlich der Ortslage Kreuma) die MFZ IIC = Aquitanium (RICHTER in FISCHER et al. 1989). KRUTZSCH (1967c) wies dagegen in bindigen Proben aus dem Brandiser Flözhorizont südwestlich der Ortslage Pehritzsch (Brg. T BniWu 1/64) die jüngere SPN-Zone IV und damit Burdigalium nach.

Die **rolligen Bildungen** sind zumeist hellgraue bis graubraune, glimmerhaltige Fein- bis Mittelsande, welche teilweise schluffig ausgebildet sind. Sie sind ab und zu undeutlich bis deutlich geschichtet (Abb. 4.8.6). Vereinzelt kommen grobsandige bis feinkiesige Partien vor (Abb. 4.8.7). Einzelne Schotterkörper können im Durchschnitt 8 bis 14 m mächtig werden. Dort, wo fluviatile Faziesverhältnisse über längere Zeiträume vorherrschten, sind heute rollige Bildungen mit Mächtigkeiten von über 25 m anzutreffen. Nach EISSMANN (1994) belegen die ausgedehnten Kiessandkörper in den Bitterfelder Decktonschichten Flusssysteme, deren Einzugsgebiete – wie auch die von oligozänen und eozänen Flüssen (Abb. 4.8.8.) – bis weit südlich des heutigen Erzgebirges reichten. Die markanteste rollige Struktur aus dem Decktonbereich ist wohl die sog. Roitzscher Flusssandzone (Abb. 4.8.5, 4.8.8). DASSOW (1995) verfolgte diesen Flusslauf weit nach Süden und konnte anhand von Bohraufschlüssen ein von Südost aus dem Grimmaer Raum kommendes nach Nordwest fließendes Gewässer aushalten (Roitzsch-Jesewitzer Fluss, DASSOW 1995). Desweiteren kartierte er ca. 16 bis 20 km östlich dieses Flusssystems einen weiteren Fluss im Decktonkomplex, den er als Tornau-Wöllnauer Fluss bezeichnete. Beide Flussläufe belegte er mit einer Anzahl von Bohrungen, in denen der Bitterfelder Decktonkomplex ausschließlich oder dominant aus rolligem Mate-

rial aufgebaut ist (Tab. 4.8.1). Das Liegende dieser vorwiegend rollig ausgebildeten Zonen fällt entsprechend der nördlichen Schüttungsrichtung von Süden nach Norden ein. In diesen Flusssandzonen kommt es stellenweise zu tiefgründigen Erosionen der älteren Schichten. So reicht beispielsweise die Erosion im Bereich der Roitzscher Flusssandzone im Raum Liemehna bis in das Niveau der Glimmersande bzw. des Bitterfelder Flözhorizontes.

Vereinzelt treten im Bereich der Decktonschichten geringmächtige **Braunkohlenflöze** auf, die bisher einer einheitlichen Flözbildungsphase zugeschrieben und übereinstimmend als Decktonflöz bezeichnet wurden. Nun lässt aber schon die Lage dieser Kohlenbildungen im Verband des Decktonkomplexes in den verschiedenen Braunkohlenerkundungsfeldern Zweifel aufkommen, ob es sich dabei um stratigraphisch gleiche Flöze handelt. Im Braunkohlenfeld Düben (SPANGENBERG et al. 1985) befindet sich das Flöz im Hangenden der bindigen Ablagerung des dort ausgehaltenen 1. Ablagerungszyklus. Im Feld Delitzsch-Nordwest (PAPKE & SPANGENBERG 1989) wird es im Liegenden der bindigen Ablagerung des sog. 2. Ablagerungszyklus eingeordnet. In den Feldern Delitzsch-Süd (DASSOW et al. 1980) und Goitsche (FANKHÄNEL 1972) gibt es sogar drei lokale Flözbildungen in den jeweils bindigen Schichten der dort vorhandenen drei Ablagerungszyklen. SPANGENBERG et al. (1985) postulieren für die oberen 5 bis 10 m des Decktonkomplexes insbesondere im Raum Düben-Görschlitz eine „Übergangszone des Decktonkomplexes“. Die sich in dieser Zone befindlichen zwei geringmächtigen Flözbänke bezeichnen sie als Unterbegleiter Flözkomplex Düben (3. MFK), da diese augenscheinlich jünger sind als das im weiteren Umkreis bekannte und mit dem Decktonflöz bis dato stratigraphisch gleichgesetzte Flöz Brandis. Bohrlochgeophysikalische Untersuchungen (MATTERSTEIG 1985) liefern jedoch eine Korrelation mit Flöz Lübbenau



Abb. 4.8.6: Schräggeschichtete fluviatil-ästuarine Feinsande im Bitterfelder Decktonkomplex mit früheren Grundwasserstandsmarken (braune Verfärbung), ehemaliger Tgb. Goitsche (Baufeld Rösa) (Foto: G. Standke, 1995).

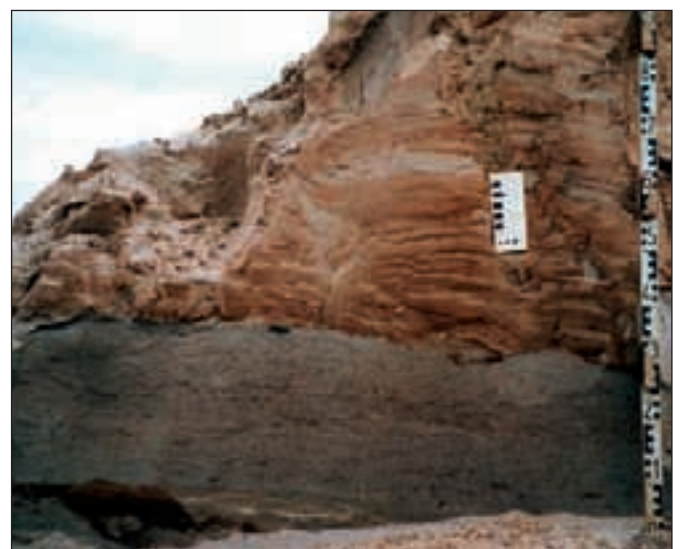


Abb. 4.8.7: Linsenartige fluviatile Mittel- bis Grobsande, überlagert von ästuarinen Feinsand-Schluff-Wechselagerungen, Decktonkomplex, ehemaliger Tgb. Goitsche (Baufeld Rösa) (Foto: G. Standke, 1995).

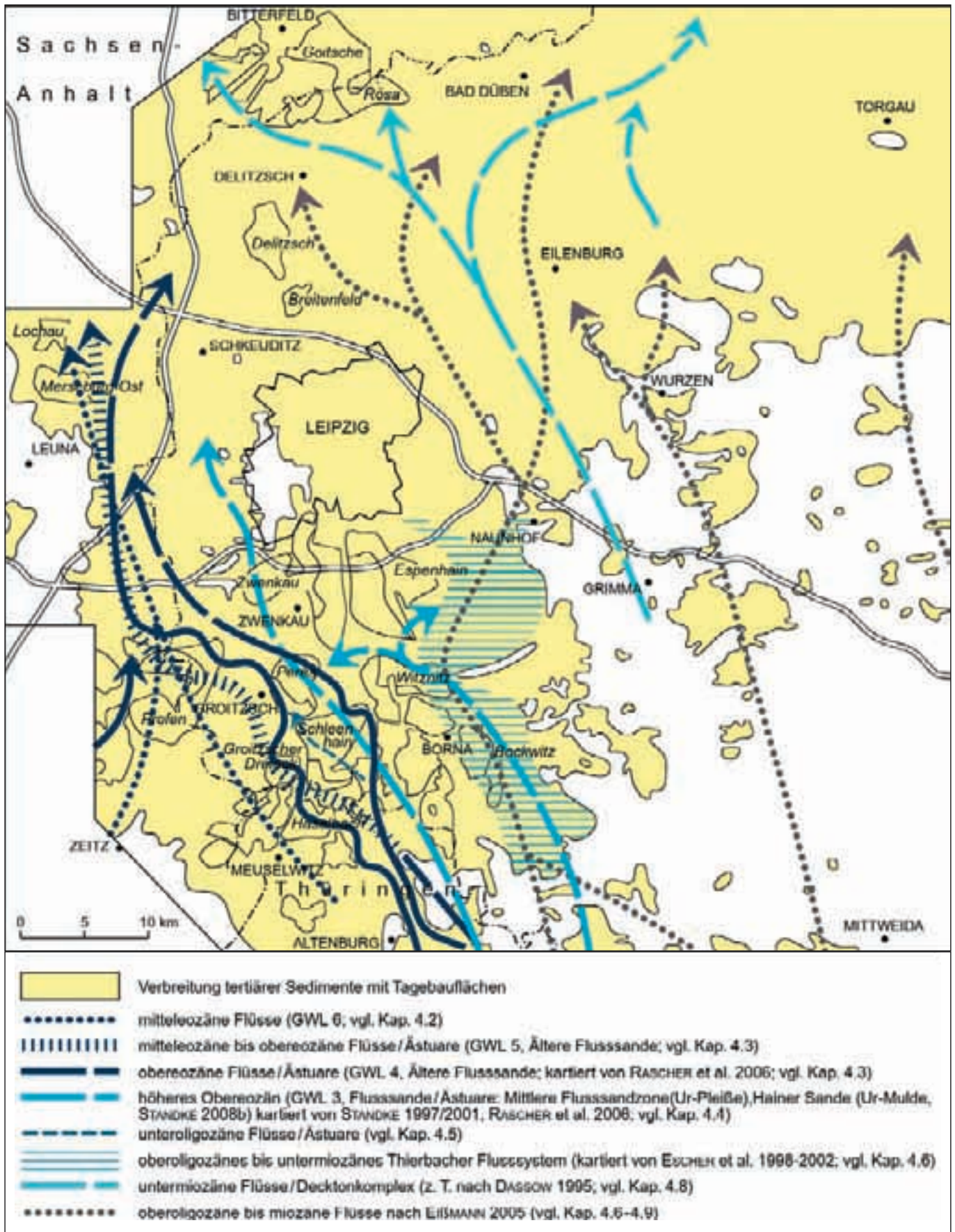


Abb. 4.8.8: Verlauf von tertiären Flusssystemen in Nordwestsachsen (kompiliert nach EISSMANN 1968, 2005; DASSOW 1995; STANDKE 1997; STANDKE & SUHR 1998; RASCHER et al. 2006).

in der Niederlausitz. Trotzdem wurde die Lokalbezeichnung Flöz Görschütz eingeführt. Alle diese Ausführungen zeigen, dass es ein Decktonflöz i. S. einer den Ablagerungsraum zeitlich-räumlich umfassenden einheitlichen Flözbildung nicht gibt bzw. dies auch aufgrund der herrschenden Faziesbedingungen nicht zu erwarten ist. Vielmehr traten zu unterschiedlichen Zeiten in verschiedenen paläogeographischen Regionen Bedingungen auf, die mehr oder weniger lokale Flözbildungen ermöglichten. Im Ergebnis sind im Decktonbereich mehrere Flöze vorhanden, die aber weder räumlich noch zeitlich zu **einem** Decktonflöz im stratigraphischen Sinne zusammengefasst werden können.

Die bekannteste Flözbildung mit der auch größten zusammenhängenden Fläche von ca. 40 km² befindet sich im Raum Brandis-Machern und wird dort als Decktonflöz bzw. Brandiser Oberflöz bezeichnet (Abb. 4.8.9). Der SSW-NNE-streichende Flözkörper weist eine Länge von ca. 10 km und eine Breite von etwa 3 bis 5 km auf. Das Flöz wird maximal bis 5 m mächtig und kann durch ein geringmächtiges Mittel aufgespalten sein. Die Braunkohlen wurde hier bis in das 20. Jh. zeitweilig in Tage- und Tiefbauen abgebaut. Mikropaläobotanische Untersuchungen des Flözes Brandis aus dem Bereich des Bitterfelder Decktones (südlich der Ortslage Püchau (Brg. T BniWu 4/64) erbrachten eine Einstufung in die SPN-Zone IV (KRUTZSCH 1967c; vgl. Abb. 4.8.9).

Ein weiteres Verbreitungsgebiet mit Flözbildungen im Decktonniveau liegt bei Bad Dübener Heide (o. g. Flöz Görschütz mit einer Fläche von ca. 30 km²). Kleinere Flözbildungen wurden im Gebiet um Söllichau, um Eilenburg und in der Dübener Heide sowie südöstlich von Bitterfeld im Bereich der Niemegker und der Poucher Senken nachgewiesen. Die Mächtigkeiten dieser zumeist mineralisch stark verunreinigten Braunkohlen liegt meist unter 1 m, max. bei 2,9 m.

Die kleinen lokalen Vorkommen süd- und südöstlich der flächenhaften Decktonverbreitung (vgl. Kap. 4.8.2) waren ursprünglich vermutlich ebenfalls an den großen Sedimentationsraum im Norden angeschlossen. Ihr Sedimentinhalt besteht meist aus einer basalen, ca. 5 m mächtigen rolligen Schicht (zumeist Grobsande und Kiese) und

einer darüber folgenden schluffig-tonigen Lage von durchschnittlich 1 m. Diese Abfolge entspricht im Wesentlichen den untersten Schichten der Decktonfolge im benachbarten zusammenhängenden Gebiet von Brandis-Machern. Braunkohlebildungen sind in diesen Vorkommen nicht nachgewiesen. Aus paläogeographischer Sicht sind hier Vermoorungen im Bereich des vorherrschenden fluvialen Milieus auch kaum zu erwarten. Falls es lokal doch zu Torfbildungen kam, sind diese der intratertiären (fluvialen) und quartären Erosion zum Opfer gefallen.

4.8.4 Problematika

Eine Trennung der Bitterfelder Decktonschichten in einzelne Ablagerungszyklen, wie durch mehrere Autoren in der Vergangenheit praktiziert (u. a. PESTER 1973; FANKHÄNEL 1972; DASSOW et al. 1980; SPANGENBERG et al. 1985; PAPKE & SPANGENBERG 1989), ist aufgrund der Genese der Schichten (häufige fazielle Wechsel auf kürzester Entfernung) nur in sehr eng begrenzten Räumen durchführbar; eine überregionale zyklische Gliederung für den gesamten Ablagerungsraum ist selbst mit Hilfe von Bohrlochmesskurven nicht möglich.

Die Abgrenzung der Decktonschichten von den darüber liegenden Sedimenten der Brieske-Formation erfolgte in den Lithofazieskarten Tertiär 1:50.000 (ESCHER et al. 1998–2002) an der Basis der untersten kohligten Schicht im Bereich des Flözkomplexes Dübener Heide (i. d. R. deutlicher Farbumschlag von grau zu dunkelbraun). Problematisch wurde die Abgrenzung bei einem allmählichen Farbübergang von grau zu braun; in diesen Fällen wurde die Einstufung in Analogie zur benachbarten Bohrung bzw. mittels Bohrlochgeophysik vorgenommen.

Zahlreiche kleinere Einzelvorkommen im weiteren Umkreis von Leisnig sind nicht durch Bohrungen belegt. Sie wurden von den geologischen Messtischblättern 1:25.000 4743 (Mutzschen), 4843 (Leisnig-Hartha) und 4844 (Döbeln-Scheergrund) sowie der Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen; Blatt Wurzen 2566 (MÜLLER & WALTHER 1995) bzw. der Lithofazieskarte Quartär 1:50.000, Blatt Wurzen 2566 (EISSMANN et al. 1972) übernommen.

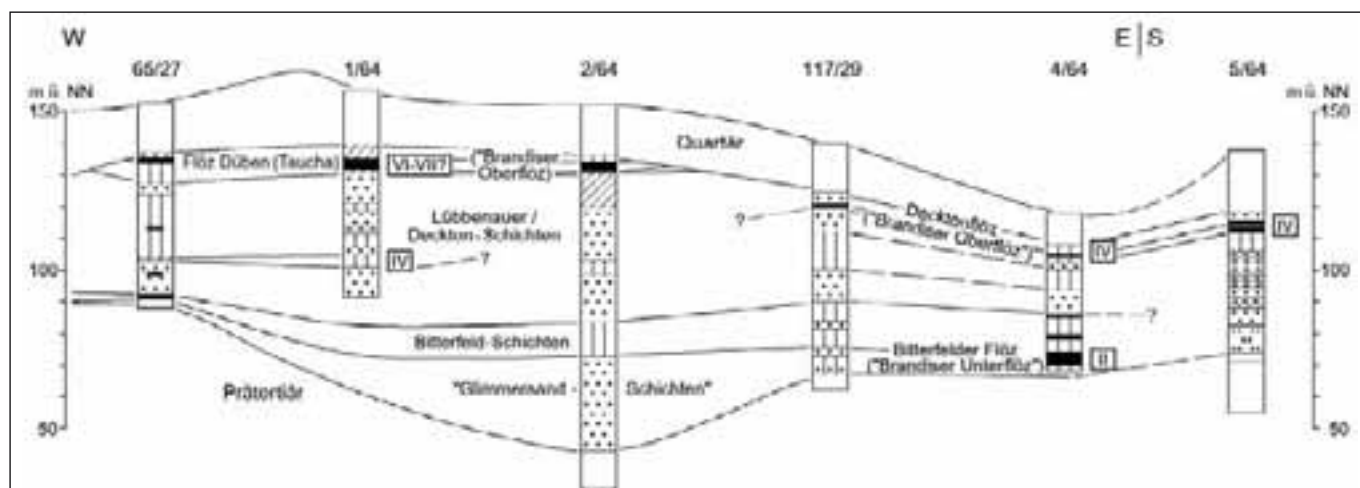


Abb. 4.8.9: Korrelation von Bohrprofilen im Raum Brandis nach biostratigraphischen Untersuchungen (aus STANDKE 2008b).

4.9 Höheres Untermiozän Brieske-Formation, tiefer Teil und zeitgleiche Bildungen (Horizontkarte 1)

4.9.1 Definition und Abgrenzung

Der hier ausgebildete basale Anteil der Brieske-Formation (Düben-Schichten einschließlich des 3. Miozänen Flözkomplexes) umfasst alle Sedimente zwischen der Oberkante der Bitterfelder Decktonschichten im Liegenden und der Untergrenze der quartären Ablagerungen im Hangenden. Sie wurden im Zeitraum zwischen ca. 19 bis 17 Ma abgelagert (vgl. Abb. 3.1). Die Folge enthält die Liegendensedimente einschl. Alauntonbildungen, die Flözbänke des Flözkomplexes Düben (3. Miozäner Flözkomplex der Lausitz) inklusive aller dazwischen liegenden Mittelsedimente sowie die Hangensedimente. Biostratigraphisch werden die Düben-Schichten in die SPN-Zone VIC bis VIIA eingestuft (KRUTZSCH 2000).

Die im kartierten Gebiet erhaltenen Abfolgen repräsentieren den unteren Teil der Brieske-Formation, der im nordwestsächsischen Raum als Düben-Schichten bezeichnet wird. Darin enthaltene Flöze werden zum Flözkomplex Düben zusammengefasst. Ein nordöstlich von Leipzig als Flöz Taucha benanntes Flöz entspricht ebenfalls dem Flözkomplex Düben. Gleiches gilt für den Raum Brandis mit dem sog. Brandiser Oberflöz (vgl. Abb. 4.8.9). Die Düben-Schichten Nordwestsachsens entsprechen den Buchhain-Schichten der Lausitz. Die basal enthaltenen Flöze werden dort als 3. Miozäner Flözkomplex (STANDKE 2006b), früher auch als „Flözgruppe des Quarzsandhorizontes“ (LOTSCH et al. 1969) oder 3. Lausitzer Flöz bezeichnet (QUITZOW 1953).

4.9.2 Verbreitung und Mächtigkeit

Die primäre Verbreitung der Düben-Schichten ist infolge quartärer Erosion sehr stark dezimiert und aufgelockert; primäre Verbreitungsgrenzen sind generell nicht mehr nachweisbar. Das heutige Hauptverbreitungsgebiet umfasst vorrangig den Bereich der Dübener Senke und somit große Teile der Dübener und der Dahleiner Heide, wo sich diese Ablagerungen in einem SE-NW-streichenden, ca. 10–15 km breiten Streifen erhalten haben (Abb. 4.9.1). Die geschlossene Verbreitung wird jedoch infolge quartärer Erosion (Rinnen) stark aufgelockert.

Daneben sind Erosionsrelikte zwischen Krostitz und Eilenburg (ca. 40 km²), bei Taucha, Sehlis und Pehritzsch (ca. 17 km²), zwischen Rösa und Krina (ca. 10 km²) und bei Brandis (ca. 10 km²) erhalten. Sie zeugen von einer ursprünglich flächenhaften Ausdehnung der Ablagerungen nach Süden und Südosten. Nördlich der Elbtalwanne im Bereich Großtreben zeichnet sich die südliche Begrenzung eines weiteren größeren Verbreitungsgebietes ab, das in den Lausitzer Raum überleitet.

Das Liegende der Düben-Schichten fällt großräumig in genereller Tendenz von Südwest nach Nordost von über 120 m ü. NHN im Raum Hohburg auf Werte unter 40 m ü. NHN in den Tieflagen des Torgau-Doberlug-Synklinoriums und der Dübener Senke ein. Auch das Liegende der isolierten kleineren Vorkommen fällt in Richtung des geschlossenen Verbreitungsgebietes der Düben-Schichten (über 140 m ü. NHN im südlichsten bis unter 80 m ü. NHN in den nördlichen Vorkommen) ein, was den synsedimentären Zusammenhang mit diesem Gebiet unterstreicht.

Die naturgemäß vom jeweiligen Erosionsniveau abhängigen Mächtigkeiten der Düben-Schichten liegen durchschnittlich zwischen 5 und 20 m (Abb. 4.9.2). Im Bereich



Abb. 4.9.1: Verbreitung der untermiozänen Brieske-Formation (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).



Abb. 4.9.2: Mächtigkeit der untermiozänen Brieske-Formation.

der Dahleiner Heide, im Südostbereich der Beckwitzer Senke steigen sie bemerkbar auf über 30 m an und erreichen in Extremfällen Horizontmächtigkeiten bis über 50 m.

4.9.3 Lithostratigraphischer Aufbau und Lagerungsverhältnisse

Mit der Brieske-Formation setzte eine transgressive Entwicklung ein, durch die es im Berliner Raum und dem sich südlich und südwestlich anschließenden Gebiet mit ansteigendem Meeresspiegel zunächst zu großräumigen Vermoorungen kam, die zur Entstehung des 3.MFK bzw. des Dübener Flözkomplexes führten. Mit fortschreitender Transgression nach Südosten „wanderte“ auch die Flözbildung immer weiter nach Süden bzw. Südosten, so dass letztendlich der gesamte Lausitzer Raum Zentrum der Flözbildung wurde (STANDKE 2006).

Das von sauerstoffreich zu sauerstoffarm veränderte Ablagerungsmilieu äußert sich in einem markanten Farbumschlag der Sedimente. Gegenüber den meist ungeschichteten hellen Tonen und Sanden der Bitterfelder Deckton-Schichten zeigen die Düben-Schichten überwiegend braune Farben und ausgeprägte Schichtungsmerkmale. Ebenso ist eine deutliche Zunahme des Schwefelkiesanteils in den Ablagerungen zu verzeichnen. Die Sedimentation der Düben-Schichten erfolgte – mit Ausnahme der Randbereiche im Gebiet der Dahleiner Heide, die direkt dem Prätertiär auflagern – generell auf den Bitterfelder Decktonschichten der Spremberg-Formation.

Ältester Horizont der Düben-Schichten ist der in weiten Teilen des Gebietes verbreitete bis zu 3 m mächtige „Liegendschluff“ des **Dübener Flözkomplexes**. Petrographisch besteht er aus einem bräunlichgrauen bis schwarzbraunen, kohligem, tonig-feinsandigen Schluff. Er ist xylitreich, stark glimmerführend, feingeschichtet und enthält zahlreiche Braunkohlepartikel und FeS₂-Einlagerungen. Diese alaunerdereichen Schluffe wurden im 19. Jh. bei Bad Düben bergmännisch gewonnen und im dortigen Alaunwerk (noch heute heißt ein Ortsteil von Bad Düben so) verarbeitet. Nach EISSMANN (1994) handelt es sich hierbei um Ablagerungen der „Alauntonfazies des höheren Bitterfelder Decktonkomplexes“. Dieser Interpretation kann so nicht gefolgt werden, da pollenanalytische Untersuchungen diesen Liegendton im Raum Brandis (Brngn.T BniWu 1/64 und 2/64) in die SPN-Zone VI verweisen (KRUTZSCH 1967c). Auch UHLIG (in FISCHER et al. 1982) weist in einer Bohrung am Nordrand der Dahleiner Heide (Brg. Brk Wildenhain 83/81) anhand palynologischer Untersuchungen für den Liegendton die SPN-Zone VI C aus. Im Gegensatz dazu ist der Bitterfelder Decktonkomplex in die SPN-Zonen III bis IV einzustufen (vgl. Kap. 4.8).

In der Tongrube Taucha wurden 1978 und auch früher durch den Leiter des dortigen Heimatmuseums Herrn R. DUNKEL in den Liegendschichten des Dübener Flözkomplexes Haifischzähne gefunden, bei denen es sich nach Bestimmungen durch A. MÜLLER um *Eugomphodus*

cf. acutissimus handelt. Aufgrund der Fundsituation (Höhenlage) kann es sich dabei nicht um Umlagerungen aus fossilführenden marinen oligozänen Schichten der Leipziger Bucht handeln. Nach EISSMANN (1994) passen diese Funde gut zu den Faziesbedingungen (Alauntonfazies), unter welchen die beschriebenen Sedimente gebildet wurden, nämlich im Bereich einer Flachmeerküste mit lagunenartigen Abschnürungen bzw. Haffseen (Abb. 4.9.3). Der Nachweis von Hystrichosphaerideen (Phytoplankton) als Brackwasserindikatoren (vgl. DASSOW et al. 1985) im Liegendschluff untermauert diese Aussage.

Der den Liegendschluff überlagernde **Flözkomplex Düben** ist eine Wechselfolge von Braunkohlen, Kohletonen, Schluffen und Fein- bis Mittelsanden. Im Kerngebiet der Verbreitung (Dübener und Dahleiner Heide) sind, je nach Erosionsniveau der überlagernden pleistozänen Schichten, bis zu drei Flözbänke anzutreffen, die durch geringmächtige schluffige und sandige Mittel voneinander getrennt werden. EISSMANN (1994) beschreibt aus dem Raum Bad Düben-Görschütz sogar vier Flözbänke, was durch die Kartierungen im Rahmen der LKT 50 (ESCHER et al. 1998–2002) jedoch nicht bestätigt werden konnte. In den isolierten Verbreitungsgebieten ist zumeist nur eine, maximal sind zwei Flözbänke nachweisbar, welche oft auch noch mit Lokalnamen wie Flöz Taucha, Brandiser Oberflöz u. ä. belegt sind. Meist ist jedoch nur die mittlere Flözbank (Flözbank 2) als Braunkohle ausgebildet, während die liegende (Flözbank 1) und die hangende Flözbank (Flözbank 3) zumeist als sehr stark kohlige Tone oder Schluffe vorliegen. Aus diesem Grunde bezeichnen SPANGENBERG et al. (1985) die mittlere Flözbank auch als „Leithorizont“ des Flözkomplexes.

Als durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung werden für die Kohlen des Flözkomplexes Düben angegeben: Aschegehalt (wf) > 30 %, Teergehalt (wf) < 5 %, Gesamtschwefelgehalt (wf) ca. 4,5 %, Heizwert (wf) 18,2 MJ/kg (RASCHER 2009).

Die braunen bis schwarzen Braunkohlen sind zumeist stark mineralisch (meist schluffig) verunreinigt, fast immer stark xylitisch und häufig mit FeS₂ (Konkretionen und fein dispers) durchsetzt. Selten wurde Fusit beobachtet. Die Flözmächtigkeit liegt meist unter 2 m. Größere, vor allem in geophysikalisch nicht vermessenen Altbohrungen auftretende Flözmächtigkeiten sind nahezu immer der Tatsache geschuldet, dass die Braunkohlen unter- oder überlagernden Kohletone (Aschegehalte knapp über 50 %) makroskopisch nur schwer von ersteren zu unterscheiden sind und deshalb als Kohlen angesprochen wurden. Die Flözverbreitung ist heute, wie die der gesamten Düben-Schichten, sekundär stark durch pleistozäne Rinnenstrukturen dezimiert.

Palynologische Untersuchungen (KRUTZSCH 1967c) am Brandiser Oberflöz (Brngn. T BniWu1/64 und 2/64) erbrachten eine Zuordnung in die SPN-Zonen VI und VII, womit die Einstufung dieses Flözes in den Flözkomplex Düben belegt ist. RICHTER (in HAAKE et al. 1988) weist für

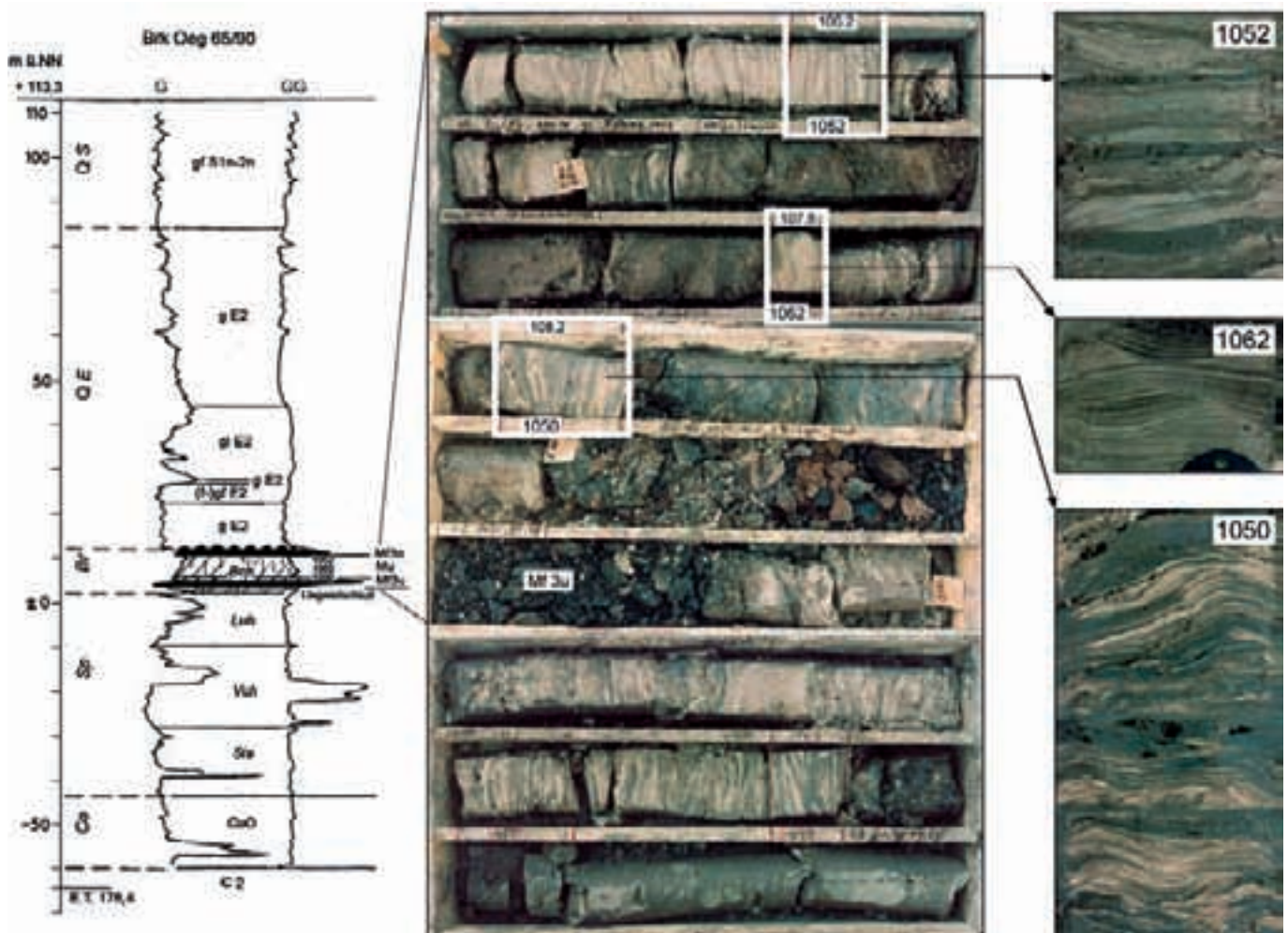


Abb. 4.9.3: Unterbank des 3. Miozänen Flözkomplexes mit hangendem Zwischenmittel (flasergeschichtete Feinsand-Schluff-Wechsellagerung, Mischwatt), Buchhain-Schichten, Spremberg-Formation, Untermiozän (Fotos: P. Suhr, 1990, aus STANDKE 2006b).

Braunkohlenflöze und deren Zwischenmittel eines kleinen Vorkommens im Raum Großschepa (Brgn. Brk Wu 53/87, 54/87 und 55/87) die SPN-Zonen VIA, VIB und VII nach. Marine Planktonarten wurden in allen drei Bohrungen gefunden. Auch für dieses Vorkommen ist somit die Zuordnung in den Flözkomplex Düben gerechtfertigt. UHLIG (in FISCHER et al. 1982) letztendlich bestimmte in der Brg. Brk Wdhi 83/81 östlich der Ortslage Beckwitz (Nordrand der Dahleiner Heide) in mehreren palynologisch untersuchten Proben aus dem Flözkomplex Düben die Zone VIIA und sicherte damit die stratigraphische Zuordnung des Flözkomplexes in diesem Gebiet.

Wie bereits oben dargelegt, sind sowohl die (liegende) Flözbank 1 als auch die (hangende) Flözbank 3 zumeist als sehr stark kohlige Tone oder Schluffe i. S. eines Flözäquivalentes ausgebildet. Die Mächtigkeit der Flözbank 1 liegt ebenfalls fast immer unter 2 m. Flözbank 3 dagegen weist nördlich der Linie Weidenhain – Großwig – Süptitz sowie im Bereich der Dahleiner Heide deutlich erhöhte Mächtigkeiten von über 10 m auf, welche nicht auf pleistozänen Einfluss (vgl. unten) zurückzuführen sind, sondern primäre Bildungen in exponierten Positionen des Flözbildungsraumes darstellen. Diese meist als Kohleton bezeichneten Ablagerungen sind petrographisch feinsandige bis tonige Schluffe von dunkel- bis schwarz-

brauner Farbe, in die häufig Xylite, Braunkohlenbröckchen und inkohlte Pflanzenreste eingelagert sind. Sie sind z. T. gebändert und führen vereinzelt Schwefelkies. In der bereits mehrfach genannten Brg. Brk Wildenhain 83/81 östlich von Beckwitz weist UHLIG (in FISCHER et al. 1982) für den die Flözbank 3 vertretenden Kohleton eine Veränderung des klimabeeinflussten C-P-Indexes (Verhältnis von *Caryapollenites* zu *Pterocaryapollenites*) vom Liegenden zum Hangenden nach, wonach er zumindest den hangenden Bereich der Schicht in die SPN VIIB einstuft.

Die trennenden Mittel zwischen den einzelnen Flözbänken sind ebenfalls geringmächtig und liegen in der Regel unter 2 m. Rollige und bindige Ablagerungen mit mehr oder weniger kohligen Anteilen wechseln auf engstem Raum, so dass eine großräumige Parallelisierung einzelner Schichten in den Mittelsedimenten kaum möglich ist. Als bindige Mittelsedimente treten vorwiegend feinsandige, graubraune bis braune Schluffe mit unterschiedlichen kohligen Anteilen auf. Rollige Mittelbildungen bestehen meist aus grauen bis braunen schluffigen marmorierten Feinsanden. Sie sind fast immer infolge der Wechsellagerungen von mm-starken Feinsand- und Schlufflagen feingeschichtet und sehr stark Glimmer führend. STANDKE (2006) interpretiert sie als Mischwatt (vgl. Abb. 4.9.3).

Große Bereiche des Hauptverbreitungsgebietes der Düben-Schichten weisen glaziäre Beeinflussung auf. Dies betrifft insbesondere Gebiete am Südrand der Dübener Heide und am Nordrand der Dahleiner Heide. Die Beeinflussung äußert sich in Stauchungen, Stapelungen und Überschiebungen der Düben-Schichten. Weit verbreitet treten im Pleistozän dieser Gebiete auch aus dem Lagerungsverband gerissene Tertiärschollen von z. T. nicht unerheblicher Mächtigkeit auf, so dass durchaus der komplette Flözkomplex Düben (Abb. 4.9.4) oder auch nur Teile davon im vertikalen Profil mehrfach übereinander auftreten können. Die horizontale Erstreckung der Schollen geht aus den Aufschlussverhältnissen nicht hervor.

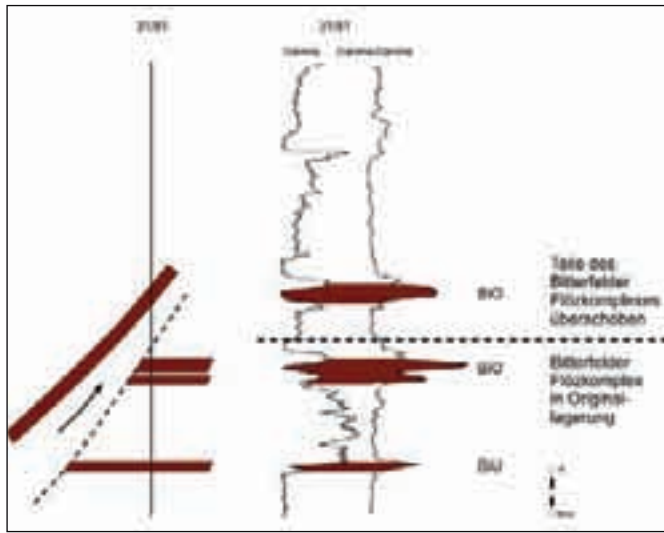


Abb. 4.9.4: Glazigen bedingte Lagerungsstörungen der Düben-Schichten im Bereich der Dahleiner Heide.

Die pleistozäne Einwirkung im Bereich der Dahleiner Heide (Dahleiner Schollenendmoräne) hat nach EISSMANN (1997) sicher elsterkaltzeitlich stattgefunden. Über die Altersstellung des beeinflussten Bereiches der Dübener Heide (Schmiedeberger Stauchendmoräne) existieren jedoch differierende Meinungen. Während in der Geologischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000 (WOLF et al. 1992) diese Endmoräne als elstereiszeitlich eingestuft wird, weist EISSMANN (1997) darauf hin, dass der Sander der Schmiedeberger Stauchendmoräne über punktförmig erhaltenen holsteinwarmzeitlichen Sedimenten liegt und zumindest die ältere Elstergrundmoräne nachweislich mit gestaucht ist, was ein Indiz für ein jüngeres Alter der Deformation (saaleiszeitlich?) ist. In einigen Fällen schließt er auch eine Interferenz von elster- und saaleiszeitlichen glazigen Störungen nicht aus.

Mit den Ablagerungen der Düben-Schichten endet die heute noch vorhandene tertiäre Schichtenfolge in Nordwestsachsen. Das Gebiet war sicherlich auch später noch Sedimentationsgebiet, wobei dies LOTSCH et al. (1969) bis in das Mittelmiozän annehmen. Diese Ablagerungen fielen aber sämtlich nachfolgenden quartären Erosionen zum Opfer.

4.9.4 Problematika

Ein Abgrenzungsproblem tritt in Gebieten mit glazigen Stauchungen, Stapelungen und Überschiebungen der Düben-Schichten auf (Südrand der Dübener und Nordrand der Dahleiner Heide). Hier ist es oft schwierig, die noch in situ lagernden von den glazigen gestörten Schichtverbänden bzw. von quartären Ablagerungen zu trennen. In nicht geophysikalisch vermessenen Altbohrungen ist dies fast unmöglich, wenn nicht pleistozäne Schichten (Schotter, Geschiebemergel u. ä.) dazwischen vorhanden sind und in der Feldaufnahme als solche zweifelsfrei ausgehalten wurden.

Die Mächtigkeiten der einzelnen Flözbänke im Flözkomplex Düben liegen in geophysikalisch vermessenen Bohrungen, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, fast immer unter 2 m. Mächtigkeiten über 2 m (z. T. bis über 8 m) werden ausschließlich in älteren, nicht geophysikalisch vermessenen Bohrungen ausgewiesen (z. B. 4,3 m Kohle in Brg. Kbk 1/64 in der Ortslage Wildschütz, 4,0 m Kohle in Brg. Lmn 1/62 in der Ortslage Liemehna und 3,3 m Kohle in Brg. HyDeDü 20/66 in der Ortslage Pressen). Hier wurden eindeutig die die Flözbänke im Hangenden und Liegenden begleitenden stark kohligten Tone und Schluffe mit in die Mächtigkeit einbezogen. Heute ist eine nachträgliche stratigraphische Trennung nicht mehr möglich, da durchaus auch, besonders im Hangenden, mächtige Kohletonpakete mit Aschegehalten um 55 % und ohne eine eingelagerte Flözbank auftreten (vgl. z. B. Brgn. Brk Wdhi 46/81, 80/81, 91/81 u. a.).

Brandiser Schotter

Östlich von Brandis existiert im Bereich des Lerchenberges ein Vorkommen grober Quarzschotter unsicherer stratigraphischer Zuordnung. Dieser ca. 150 bis 450 m breite Komplex, der sog. **Brandiser Schotter**, erstreckt sich von der Ortslage Polenz im Süden über ca. 2,2 km schlauchartig nach Norden. Es handelt sich dabei um fast reine grobe Quarzkiese mit etwas Lyditanteil, in die sandige Lagen und Schmitzen eingelagert sind bzw. die teilweise in Sande übergehen. Die Schotterbasis befindet sich bei 158 bis 159 m ü. NHN.

Die Geschichte der stratigraphischen Zuordnung des Schottervorkommens ist sehr bewegt. Die Kiese wurden zuerst in das Oligozän (SCHALCH 1882), später in das Miozän (SIEGERT 1904) bzw. Pliozän (GRAHMANN 1925) oder sogar in das Unterpleistozän (PIETZSCH 1962; EISSMANN 1964; CEPEK 1968) gestellt. Obwohl heute keine neuen Erkenntnisse bzgl. der Aufschlussverhältnisse oder biostratigraphischer Untersuchungen vorliegen, werden sie von einigen Autoren (z. B. EISSMANN 1975, 1994) aufgrund von Analogieschlüssen aus dem Lausitzer Raum wieder in das Pliozän zurückgestuft.

Zum besseren Verständnis der Problematik wird diese etwas ausführlicher dargestellt:

- Vor 1882 erfolgte der Aufschluss der problematischen Schotter in den (wahrscheinlich zwei) Kiesgruben am Lerchenberg nördlich Polenz.

- Erste Kartierung der Schotter in „Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen“, 1. Auflage (SCHALCH 1882) und Einstufung der Kiese in das Mitteloligozän.
- Zweite Kartierung in „Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen“, 2. Auflage (SIEGERT 1904). Es wurde die in der 1. Auflage kartierte Fläche übernommen. Beschrieben wurden fast reine weiße, gelblich bis bräunliche Quarzsande mit vereinzelter Lyditführung. Nuss- bis faustgroße Kiese treten nur lokal in Gruben nördlich von Polenz auf. Die Einstufung erfolgte in das Oberoligozän bis Untermiozän zwischen Brandiser Hauptbraunkohlenflöz (= Decktonflöz) und oberem Brandiser Braunkohlenflöz (= Flöz Düben).
- GRAHMANN kartierte 1925 die Grube am Lerchenberg nördlich Polenz. In seiner Beschreibung aus dem Jahre 1957 charakterisierte er die Schotter als eine 3 bis 4 m mächtige Schicht hasel- bis walnussgroßer Gerölle, welche zumeist aus Quarz bestehen: Der „... Kies erinnert stark an praeglaziale Kiese“. Stratigraphisch ordnete er die Brandiser Schotter in die „Ältere Talstufe des Pliozäns“ ein.
- Eine 1948 für die Gärtnerei Gärtner in Polenz abgeteufte Trockenbohrung (Bohrung HyBniWu -/48) erbrachte unter 2,8 m sicherem Quartär 6,4 m Grobkies mit der Basis bei 159,5 m ü. NHN. Es folgte Feinsand von wahrscheinlich tertiärem Alter. Die Feldaufnahme wurde ohne geologische Betreuung durch den damaligen Bohrmeister erstellt.
- PIETZSCH (1962) stellte in seiner „Geologie von Sachsen“ die Brandiser Kiese in das Unterpleistozän. EISSMANN (1964) schloss sich der Einstufung in das Unterpleistozän an. CEPEK (1968) wiederum stufte im „Grundriss der Geologie der DDR“ die Schotterterrasse von Brandis in das Eburon (Unterpleistozän) ein.
- In der Lithofazieskarte Quartär 1:50.000 (LKQ 50), Blatt Wurzen (EISSMANN et al. 1972) erscheinen die Kiese nicht, sind also demnach bereits dem Tertiär zugeordnet worden. Das Vorkommen befindet sich allerdings im Stromstrich des frühelsterkaltzeitlichen Altenhainer Muldelaufes, dessen Tal aber bereits wesentlich früher angelegt wurde. Aufgrund der Höhenlage der Brandiser Schotter erscheint auch eine Einstufung in die Brüggen-Kaltzeit möglich.
- 1975 revidierte EISSMANN seine Einstufung in das Unterpleistozän und nahm stattdessen ein pliozänes Alter der Schotter an, die er dem Flussgebiet der Zwickauer Mulde zurechnete. Diese Stratifizierung konkretisierte er 1994 nochmals und hielt es für möglich, dass die Schotter den Fuß eines jüngeren tertiären Schwemmfächers und das westsächsische Pendant der „Quarkiese von Ottendorf-Okrilla“ der westlichen Lausitz bilden. Die Einstufung in das Pliozän wurde nur aufgrund von Analogieschlüssen aus dem Lausitzer Raum (Senftenberger Elbelauf) vorgenommen.
- Die 1995 vom LfUG Freiberg herausgegebene „Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000“ zeigt ein zu den älteren Karten völlig verändertes Verbreitungsgebiet der Brandiser Schotter, da in zahlreichen Bohrungen innerhalb der auskartierten Fläche direkt an der Oberfläche ausstreichende untermiozäne Düben-Schichten bzw. über dem Tertiär pleistozäne feuersteinführende Kiese auftraten. Die Einstufung der Brandiser Schotter erfolgte daraufhin in das Pliozän.
- 1998 wurde im Rahmen einer Altlastenerkundung eine Bohrung im Bereich der 1904 kartierten Schotterverbreitung abgeteuft. Die 6,4 m tiefe Bohrung erbrachte unter einer geringmächtigen anthropogenen Auffülle 3,2 m ockerfarbenen Grobsand bis Feinkies, welcher der Elsterkaltzeit zugeordnet wurde, ebenso wie der darunter liegende Schluff und Feinsand. Unter diesem folgt mit einem kohligem Ton sicheres Tertiär des Dübener Flözkomplexes. Auch das Ergebnis dieser Bohrung kann aufgrund einer ungenügenden geologischen Feldaufnahme nicht zur Klärung der zeitlichen Einstufung der Schotter beitragen.

Als Resümee ist demnach festzustellen, dass im Verbreitungsgebiet der Brandiser Schotter außer den ehem. Gruben lediglich zwei Bohrungen mit (Bohrmeister-) Schichtenverzeichnissen existieren, die jedoch für eine qualifizierte stratigraphische Einstufung vollkommen ungenügend sind. Es gibt keine petrofazielle Untersuchungen der Schotter selbst sowie keinerlei biostratigraphische Belege, die eine Stratifizierung ermöglichen, sondern nur Analogieverweise auf petrographisch ähnliche Schotter im Lausitzer Raum. Verfasser nehmen es für sehr wahrscheinlich an, dass die Brandiser Schotter dem Unterpleistozän, speziell der Brüggen-Kaltzeit, zuzuordnen und Ablagerungen eines Vorläufers des frühelsterkaltzeitlichen Altenhainer Muldelaufes sind.

5 Paläogeographische Entwicklung im Tertiär

In Nordwestsachsen sind eozäne bis untermiozäne Sedimente flächenhaft unter Quartärbedeckung verbreitet (vgl. Kap. 4). Lange Zeit wurde das Tertiärgebiet südlich von Leipzig als mehr oder weniger isoliertes Becken mit limnisch-fluviatiler Füllung betrachtet. Der Grund dafür lag im Auftreten mehrerer, sich teilweise überlagernder und zeitlich unterschiedlicher Flusszonen, der weit nach Süden reichenden buchtartigen Verbreitung der alttertiären Ablagerungen sowie dem weitgehenden Fehlen kalkschaliger Fossilien, weshalb sich die Bezeichnung Weißelster-Becken eingebürgert hatte. Dieser Begriff geht auf MEYER (1951) zurück, der die Braunkohlenreviere Zeitz, Meuselwitz und Borna aufgrund abweichender Lagerungsverhältnisse vom Halle-schen und Bitterfelder Revier als „Weißelster-Becken“ abgrenzte. Auch EISSMANN (1968, 1970, 1994), der sich auf MEYER (1951) bezieht, versteht unter Weißelster-Becken eine Binnensenke, „... in der die wichtigsten Braunkohlenflöze südlich von Leipzig entwickelt sind“ und die erst mit der „mitteloligozänen“ (heute: unteroligozänen) Meerestransgression als Ausläufer an die marine Entwicklung in der „Norddeutschen Tertiärsenke“ angeschlossen wird. Ab dem Zeitpunkt spricht er von der Leipziger Bucht.

Diese paläogeographischen Vorstellungen können nach neueren Untersuchungsergebnissen (vgl. Kap. 4, BALASKE 1998; BLUMENSTENGEL 2002; KRUTZSCH 2008; JUNGE et al. 2001, 2002, 2005; STANDKE 1998, 2002, 2008a, b; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009) nicht mehr aufrechterhalten werden. Die faziell äußerst differenzierten Sedimente zwischen den Braunkohlenflözen und die Flöze selbst belegen mehrfache zyklische Wechsel von marinen Ingressionen, paralischen Flözbildungen und terrestrischen Schüttungen. Zeitweise marine Einflüsse sind bereits im Mitteleozän unterhalb des Unterflözkomplexes nachweisbar, so dass im Gegensatz zu bisherigen Auffassungen die Leipziger Bucht auch schon damals, zumindest temporär, in Verbindung mit der Paläo-Nordsee stand (STANDKE & SUHR 1998). Fluviale Sedimente aus dem Eozän sind im Süden, z. B. in den Kiessand-Gruben um Zwickau und Nobitz bei Altenburg erhalten geblieben. Weiter nach Norden, im Bereich der bisherigen und z. T. noch aktiven Braunkohlentagebaue, gehen die Flüsse bereits in Ästuarie über. Innerhalb der sog. Flusszonen treten dort über den fluviatil-ästuarinen Ablagerungen zum Hangenden hin marine, lagunäre und strandnahe Bildungen auf. Deshalb wird hier statt „Weißelster-Becken“ der Begriff Leipziger Bucht verwendet. Nachfolgend soll deren Entwicklung in einzelnen Zeitabschnitten anhand paläogeographischer Karten (Abb. 5.1–5.10) gezeigt werden, die den gesamten mitteldeutschen und Lausitzer Raum überstreichen. Datengrundlage und Details dazu sind in STANDKE (2008a) niedergelegt.

Während des Tertiärs war nahezu der gesamte nordostdeutsche Raum Sedimentationsgebiet, wobei vorwiegend marine Sedimente zur Ablagerung kamen (LOTSCH

et al. 1969). Der Südrand ist durch eine randmarine Entwicklung mit wechselvoller Sedimentation gekennzeichnet (STANDKE & SUHR 1998). Zahlreiche, heute scheinbar isolierte Tertiärvorkommen („Randbecken“) südlich der heutigen Tertiärverbreitung zeugen von ehemals weiter nach Süden reichenden Ablagerungen (STANDKE 2008a; BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009).

Seit dem **Paleozän** dehnte sich die Ur-Nordsee allmählich weiter nach Osten und Südosten aus, so dass ab dem höheren Mitteleozän, zuerst nur temporär der Leipziger Raum, und ab dem Oberoligozän auch der Lausitzer Raum von marinen Ablagerungen bedeckt wurde. Während des Paleozäns sind marine Ablagerungen hauptsächlich im nördlichen Mitteldeutschland verbreitet. Zwischen dem Harz als vermutetem Abtragungsgebiet und einer flachen Landschwelle im Bereich des heutigen Flechtinger Höhenzuges wird im Subherzyn („Helmstedt-Egeln-Halle-Bucht“, BLUMENSTENGEL 2002) marin-brackischer Einfluss bis in den Raum von Egelner angenommen (LOTSCH et al. 1969). Falls die Schwelle zu dieser Zeit nicht wirksam war, ergibt sich eine kontinuierliche, nahezu West-Ost gerichtete Verbreitung flachmariner bis paralischer Sedimente.

Im **Eozän** treten flächenhaft fluviatile, ästuarine, paralische und marine Sedimente auf. Charakteristisch ist eine SE-NW gerichtete Zone, die inzwischen als „Mitteldeutsches Ästuar“ bezeichnet wird (vgl. FRIEDEL & BALASKE 2005), wobei sich der Mündungstrichter allmählich von Nordwesten aus dem Raum Helmstedt nach Südosten in die Leipziger Bucht verlagerte und die von Süden („Ur-Saale“) bzw. von Südosten kommenden Flüsse („Ur-Elster“, „Ur-Mulde“) immer weiter zurückdrängte. Im Obereozän verschloss die Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke nach BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009) den bis dahin existenten nordwestlichen Buchtbereich, so dass die Verbindung zur Paläo-Nordsee östlich am Halleschen Porphyrykomplex vorbei erfolgt sein soll.

Im **Unteroligozän** (Rupelium) wurde das gesamte Gebiet vom Meer überflutet. Die vollmarinen Rupeltone und ihre zeitlichen Äquivalente sind nach Süden bis in den Raum Zeitz nachweisbar, so dass die primäre Küstenlinie wesentlich weiter im Süden bzw. im Südwesten der heutigen Tertiärverbreitung zu erwarten ist (mögliche „Meeresstraße“ südlich des Harzes über Thüringen als Verbindung in den hessischen Raum; vgl. LOTSCH et al. 1969). Aus diesem Zeitraum sind nur lokal im Basisbereich fluviatile Ablagerungen in der Leipziger Bucht bekannt. Nach Osten hin ist die heutige Verbreitung bis in den Lausitzer Raum hinein belegt (GEISSLER et al. 1987, 1988).

Die marinen **oberoligozänen** Ablagerungen („Glimmersande“) sind weit nach Osten bis in den Lausitzer Raum hinein verbreitet. Das lässt auf eine transgressive Ausweitung des Sedimentationsraumes schließen, während gemeinhin für das Oberoligozän eine regressive Entwicklung angenommen wird. Ausläufer eines oberoligozänen bis untermiozänen Fluss- bzw. Ästuariums (Thierbach-Schichten) verlaufen am Ostrand der Leipziger Bucht.

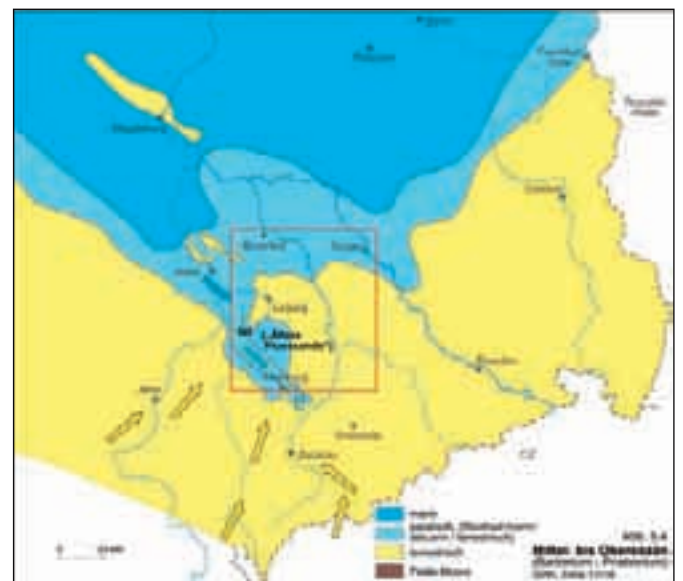


Abb. 5.1–5.6: Paläogeographische Entwicklung Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete vom Mitteleozän bis zum Obereozän (vereinfacht nach STANDKE 2008a, b).

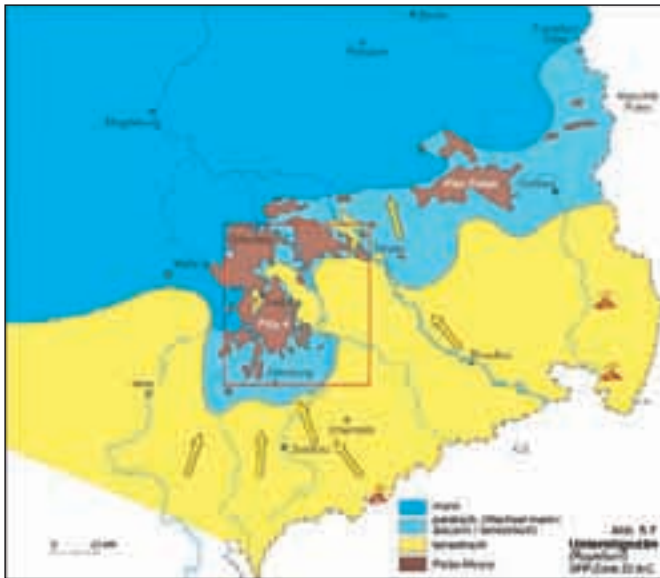


Abb. 5.7–5.10: Paläogeographische Entwicklung Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete vom Unteroligozän bis zum Untermiozän (vereinfacht nach STANDKE 2008a, b).

ziger Bucht in Nordostrichtung bis in den Raum Eilenburg. Die während des Eozäns vermutlich als Untiefe oder Halbinsel wirkende schmale Zone des Flechtinger Höhenzuges, die eine „Subherzyne Meeresbucht“ vom nordöstlich davor gelagerten offenen Meer abtrennte, verlor spätestens im Oligozän ihre Wirksamkeit und wurde überflutet.

Im tieferen **Untermiozän** deuten weiträumige Schwemmfächersedimente sowohl im Lausitzer als auch im nordwestsächsischen Raum eine regressive Entwicklung an, die zu Schichtlücken vor allem in den Randbereichen führte. Im Norden wurden die klastischen, teilweise marinen Möllin-Schichten abgelagert. Im höheren Untermiozän weitete sich der marin geprägte Sedimentationsraum wiederum nach Osten und Südosten aus. Flachmarine Ablagerungen transgredierte über das Oberoligozän hinweg nach Südosten bis in den Lausitzer und polnischen Raum. Erosionsreste miozäner Sedimente

finden sich häufig auch in den heute isolierten Vorkommen am Südrand der geschlossenen Tertiärverbreitung in Mitteldeutschland und der Lausitz (vgl. STANDKE 2008b) sowie im Subherzyn (KÖNIG & BLUMENSTENGEL 2005).

Im **Mittelmiozän** setzte eine insgesamt regressive Entwicklung ein, von der in Nordwestsachsen keine Sedimente überliefert sind.

6 Braunkohlen und andere Rohstoffe

Die in Nordwestsachsen oberflächennah anstehenden prätertiären Gesteine und tertiären Sedimente sowie die sie überdeckenden quartären Schichten enthalten ein Potenzial an Materialien, das von Braunkohlen über Steine-Erden- bis zu mineralischen Rohstoffen reicht. Eine Übersicht auf der Basis der im Fachinformationssystem (FIS) Rohstoffe des LfULG enthaltenen Daten bietet KLEEBERG (2010). Detaillierte Darstellungen der einzelnen Rohstoffgruppen finden sich in PÄLCHEN (2009). Der nachfolgende Abriss zum Rohstoffpotenzial im LKT 50-Untersuchungsgebiet Nordwestsachsen folgt im Wesentlichen diesen Quellen.

6.1 Braunkohlen

Braunkohlenflöze treten im mitteldeutschen und lausitzer Raum vom Paleozän bis Miozän in mehreren stratigraphischen Positionen auf, wobei die Kohlen entsprechend der paläogeographischen Entwicklung (vgl. Kap. 5) von Nordwesten nach Südosten immer jünger werden (Abb. 6.1.1). Es handelt sich nach dem Inkohlungsgrad um Weichbraunkohlen mit Rohkohlenwassergehalten zwischen 45 und 65 %; nach ASTM (USA) um Lignite bzw. nach UN-ECE um Ortho-Lignite. Genetisch verbergen sich dahinter – im Gegensatz zu den früher meist als terrestrisch beschriebenen Ablagerungsbedingungen (u. a. PIETZSCH 1925; LEHMANN 1953; EISSMANN 1970; SÜSS & VULPIUS 1984) – spätestens seit dem Obereozän – durchweg paralische Kohlen, die sich aus moorfaziell unterschiedlichen Torfablagerungen in Küstenmooren entwickelten.

In Nordwestsachsen sind hauptsächlich vier Flözkomplexe bauwürdig, die – nach ersten Abbauersuchen ab dem 17. Jh. (Tab. 6.1) – seit der zweiten Hälfte des 19. Jh. die Rohstoffbasis für die Braunkohlenverstromung und -veredlung bilden (u. a. PIETZSCH 1925; GLÄSER 1968; BARTNIK 1977; SEIFERT 1979; HÜBNER 1982; HILLE 1985; RICHTER et al. 1982; SÜSS & VULPIUS 1984; BAUMANN & VULPIUS 1991; VOLKMANN 2000; RASCHER 2009). Dies

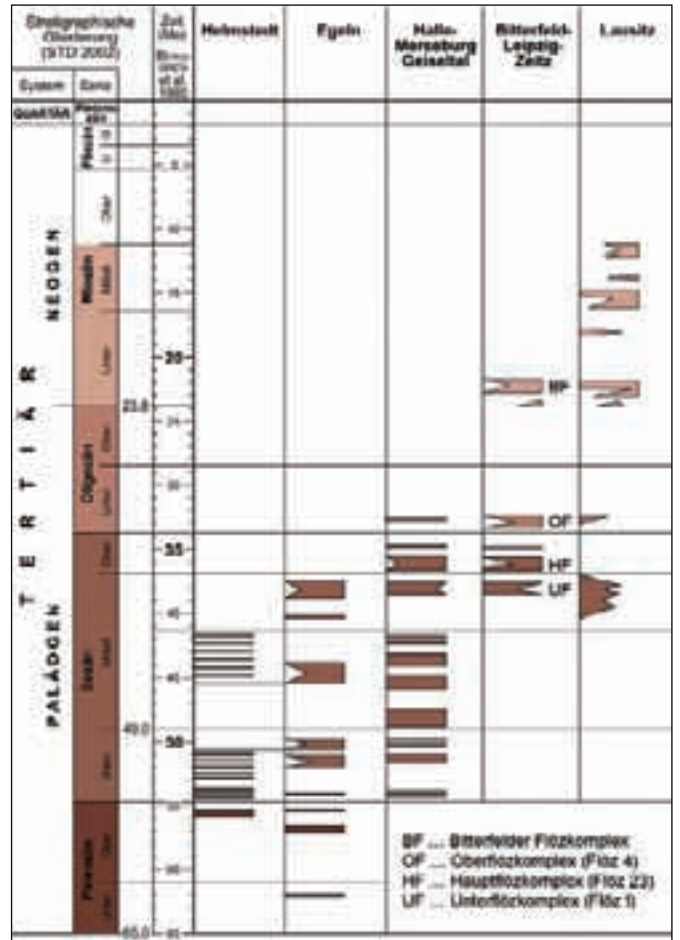


Abb. 6.1.1: Stratigraphisches und räumliches Auftreten von Braunkohlenflözen in Mitteldeutschland und der Lausitz (vereinfacht nach STANDKE 2008c).

betrifft den miozänen Unterflözkomplex (Flöz 1, vgl. Kap. 4.2), den obereozänen Hauptflözkomplex (Flöz 23, vgl. Kap. 4.3), den unteroligozänen Oberflözkomplex (Flöz 4, vgl. Kap. 4.4) und den untermiozänen Bitterfelder Flözkomplex (vgl. Kap. 4.7). Speziell aus den Flözen 1 bis 4 kamen bis 1990 die Einsatzkohlen für die Brikettierung und die Karbochemie (Verschmelzung, Hydrierung/Synthese) im Leipziger Raum. Heute steht die Verstromung im Mittelpunkt der Braunkohlennutzung. Die Kohlenveredlung beschränkt sich auf die Bereitstellung

Flöz	Geologie			Rohstoffkennwerte					Bergbau	
	Alter	Mächtigkeit Verbreitung (nur in Sachsen)	Petrographie	Rohkohlenwasser- gehalt %	Asche- gehalt % wf	Heizwert MJ/kg wf	Schwefel- ausbeute % wf	Gesamt- schwefel % wf	Abbau in und außerhalb Sachsens	
Bitterfelder Flözkomplex	Miozän Tiefstes Untermiozän	<10 - 14 m 1025 km ²	farbbetont, z.T. gefügebetont	51 - 53	10 - 20 (>25)	19 - 23	5 - 12 (5-16)	2 - 5	1804 bis 1991	
Oberflözkomplex (Flöz 4, Böhleiner Oberflöz)	Oligozän Unteroligozän	4 - 10 m 1122 km ²	farbbetont	53 - 54	10 - 20	22 - 24	8 - 20	3 - 5	18. Jh. bis Gegenwart	
Hauptflözkomplex (Flöz 23, Bornaer und Thüringer Hauptflöz)	Obereozän	10 - 16 m 827 km ²	farbbetont	53 - 56	8 - 15 (12-18)	22 - 25	8 - 20 (8 - 12)	2 - 4	17. Jh. bis Gegenwart	
Unterflözkomplex (Flöz 1, Sächsisch- Thüringisches Unterflöz)	Eozän Höhernes Miozän	1 - 50 m 153 km ²	farbbetont	45 - 55	7 - 15	22 - 25	10 - 25	2 - 4	20. Jh. bis Gegenwart	

Tab. 6.1: Rohstoffgeologische Kurzcharakteristik der bauwürdigen Braunkohlenflöze in Nordwestsachsen (nach RASCHER 2002).

von Wirbelschichtkohle und Brennstaub. Neue Anwendungsmöglichkeiten werden derzeit wieder diskutiert. Wichtige Kennwerte und Eigenschaften dieser Braunkohlen sind in Tab. 6.1 aufgeführt. Nachfolgend werden ihre Brenn- und Rohstoffeigenschaften, ergänzend zu den in Kap. 4 ausgeführten Beschreibungen, dargestellt. An dieser Stelle sei angemerkt, dass in der Fachinformation Rohstoffe/Lagerstättenkataster Braunkohle (JÄCKEL et al. 2000) des LfULG lagerstättengeologische und rohstoffqualitative Daten für sämtliche Braunkohlenrohstoffflächen in Sachsen digital verfügbar sind.

Charakteristisch für den **Unterflözkomplex** (Abb. 6.1.2) sind lokale subrosionsbedingte, syngenetisch zur Moorbildung entstandene Mächtigkeitsanomalien. In diesen sog. Kesseln erreicht das Flöz Mächtigkeiten von teilweise mehr als 50 Metern. Der Flözkomplex besteht makropetrographisch (Nomenklatur vgl. SEIFERT et al. 1978) aus grobstückigen bis bankigen braunen Kohlen, in die insbesondere in Kesselstrukturen dezimeter- bis metermächtige gelbe Kohlenstraten eingeschoben sind. Die Flözbasis und die Salbandbereiche zu den Zwischenmitteln sind mehr oder weniger stark mineralisch verunreinigt. Stark vergelte schwarze Kohlen treten selten und meist nur über humusgelstauenden tonigen Schichten auf, an denen die im Torfkörper zirkulierenden Humuskolloide als Gelit ausgefällt wurden. Im Bereich steiler Kesselflanken auftretende Störungsbahnen wurden häufig ebenfalls mit Humusgelen ausgefüllt (vgl. WAGENBRETH 1958). Im Tagebau Profen treten im Flöz 1u, besonders aber im Zwischenmittel 1u/1o Retinite auf, die im Rahmen späterer Untersuchungen als Bernstein (Kranzit) bestimmt wurden (vgl. Kap. 4.2).

Die durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung des Unterflözkomplexes ist in Tab. 6.1 angegeben. Teilweise treten Na₂O-reiche Braunkohlen, sog. Salzkohlen, in Flözkessele über Zechsteinsedimenten auf. Das Flöz wird heute noch in den Tagebauen Profen-Süd, Vereinigtes Schleenhain und Schwerzau (Sachsen-Anhalt) abgebaut.

Die Kohlen des **Hauptflözkomplexes** (Abb. 6.1.3) bestehen makropetrographisch aus meist grob- bis mittelstückigen braunen Kohlen, in die zahlreiche dezimeter- bis max. 0,5 m mächtige gelbe und gelbbraune Kohlen als einzelne Straten oder bis 1m mächtige sog. Bandfolgen (Kolbe 1939) eingeschoben sind. Die Flözbasis und die Salbandbereiche zu den Zwischenmitteln sind mehr oder weniger stark mineralisch (sandig, öfter jedoch schluffig-tonig) verunreinigt. Stark vergelte schwarze Kohlen treten nur in einzelnen Niveaus auf (SEIFERT 1979). Häufig sind Fusit- und „Koks“-Lagen als Produkte von Moorbränden zu beobachten. Xylite sind als Stämme und Stubben, letztere auch als Stubbenhorizonte vertreten. In jüngerer Zeit wurden bei Flözkartierungen im Raum Profen mehrere Horizonte mit Tertiärquarziten innerhalb des Flözes angetroffen. Es handelt sich um mehrere dezimetermächtige und bis 10 m lange Linsen von mehr oder weniger stark verkieselter Braunkohle. Die Einkieselung geschah syngenetisch zur Torfbildung jeweils im stratigraphischen Niveau von gelben Kohlen-

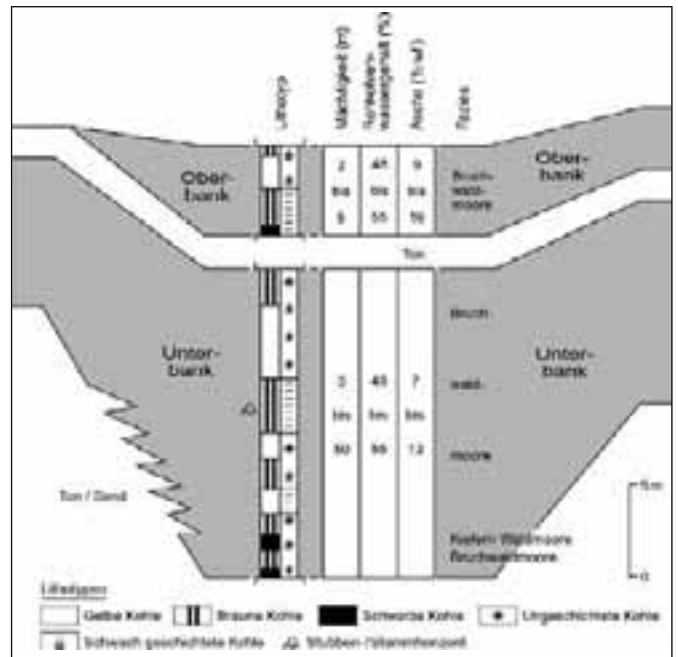


Abb. 6.1.2: Schematisches Rohstoffmodell des mitteleozänen Unterflözkomplexes (Flöz 1) (verändert nach RASCHER 2009).

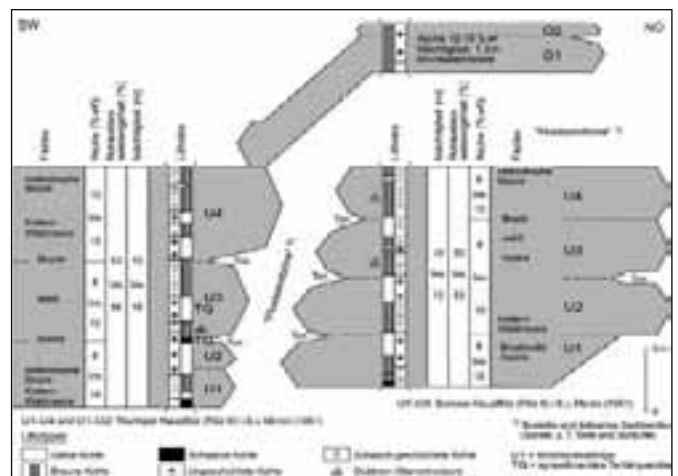


Abb. 6.1.3: Schematisches Rohstoffmodell des obereozänen Hauptflözkomplexes (Flöz 23) (verändert nach RASCHER 2009).

bändern, die lateral in tonig oder sandig ausgebildete marine Zwischenmittel übergehen (RASCHER et al. 2006).

Die durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung des Hauptflözkomplexes ist in Tab. 6.1 angegeben. Erhöhte Anteile an Na₂O infolge epigenetischer Überprägung nach der Paläotorfbildung, sog. Salzkohlen, sind im Bereich von Salzstrukturen für das Flöz Bruckdorf (Flöz 23u) nachgewiesen (wasserfreie Na₂O-Gehalte bis 6 %, HÜBNER & BEUGE 1980; HÜBNER 1982).

Der Hauptflözkomplex wird heute noch in den Tagebauen Profen-Süd, Vereinigtes Schleenhain und Schwerzau (Sachsen-Anhalt) abgebaut.

An dieser Stelle sei eine Anmerkung zum oft gebrauchten Begriff **Flözaufspaltung/Flözgabel** erlaubt: Kompakte Flözkörper werden oft durch sich einschiebende marine und/oder fluviatile Sande/Schluffe/Tone (Zwischenmittel)

in zwei oder mehrere sog. Flözbänke „aufgetrennt“. Dies führte aufgrund der geometrischen Erscheinung zum bergmännischen Begriff der Flözgabel/Flözaufspaltung. Die stratigraphischen Niveaus der Mittelsedimente lassen sich jedoch auch im kompakten Flözkörper anhand der Moorfaziesabfolgen (vgl. Abb. 6.1.4, 6.1.5) lokalisieren. Stratigraphisch entspricht damit eine Flözbank einem eigenständigen (Teil-)Flöz, das aus der abgespaltenen Flözbank und aus dem Anteil im kompakten Flözkörper besteht. Entgegen der von KRUTZSCH (2008) geäußerten Ansicht, bis jetzt seien die Flöze „... geologisch-lithologisch im Sinne, montangeologischer Prämissen als einheitlich angesehen“... worden (S. 11), sind schon seit den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in der Braunkohlenerkundung differenzierte Flözmodelle als Grundlage für Rohstoffbewertungen entwickelt worden, die auf den einzelnen zeitlich-räumlichen (Teil-)Flözen basierten und diese auch flächenhaft darstellten (u. a. SCHNEIDER 1978; MANEWALD 1987; BÖNISCH 1989; GEISSLER et al. 1988; ALISCH 1990).

Ein Präzedenzfall für Aufspaltungen ist der des Hauptflözkomplexes in die zwei Flöze 23u und 23o durch eine bis 15 m mächtige, teilweise mehrere Kilometer breite Sandzone (EISSMANN 1970; DOLL 1981; LAUER 1983), die randlich in Schluffe und Tone übergeht. MEYER (1951) bezeichnete das südwestliche Flöz als Thüringer (Flöz III, bzw. 3), das nordöstliche als Bornaer Hauptflöz (Flöz II, bzw. 2) (vgl. Kap. 4.3). Die Aufspaltung des Hauptflözkomplexes durch die sandig-kiesigen Ablagerungen eines syngenetisch zur Moorbildung existierenden Flusses wurde bereits von PIETZSCH (1925) und von späteren Autoren (DOLL 1982; HALFAR 1994; EISSMANN 1994; HALFAR & RIEGEL 1995; KUNZMANN 1995) beschrieben. Nach Untersuchung der im Tagebau Vereinigtes Schleenhain über eine Strosenlänge von etwa 2 km aufgeschlossenen Flusssandzo-

nen (HAUSDORF et al. 2000) konnten bis zu 40 % der anstehenden Sande und Schluffe dem Intertidal (nasser Strand i. S. v. PETZELBERGER 1994) bzw. der Strandfazies (Düne und trockener Strand) zugeordnet werden. Damit sind die Sedimente der sog. Flusssandzonen, wie auch an anderen Stellen belegt (z. B. STANDKE 1997; JUNGE et al. 2001) vordergründig als Ablagerung im gezeitenbeeinflussten Bereich eines Ästuars (vgl. Kap. 4.3, 4.4) zu verstehen, das das Paläomoor durchzog.

Die Flöze bestehen aus einer oder mehreren (Moor-)Faziessukzessionen, die im Idealfall von eutrophen Sumpfwald- und Buschmooren über Riedmoore und Kiefern-Zwischenmoore bis zu hochmoorähnlichen Moorstadien reichen (u. a. TEICHMÜLLER 1958; SCHNEIDER 1978, 1982, 1990, 1995). Den Abschluss bilden dezimetermächtige gelbe, ungeschichtete Kohlenstraten. Diese sog. Hellen Bänder, fast immer aschereiche Mudden, können lateral in marine und/oder fluviatile Sande/Schluffe/Tone übergehen. Auf der Grundlage moorfazieller Untersuchungen mittels der lumineszenzanalytischen Fazies(Liptinit-)analyse (VOLKMANN 1990, STIEWE 2006) ist es gelungen, den Hauptflözkomplex feinstratigraphisch zu gliedern (RASCHER et al. 2006, 2008). Aus den Befunden entsteht das paläogeographische Bild eines gezeitenbeeinflussten Ästuars am Südrand der Paläo-Nordsee mit einem paralischen Paläomoor im Hinterland (Abb. 6.1.5). Vorherrschend sind Waldmoore, aber es entstanden auch ombrotrophe Torfe. Ein von Süden anströmendes Flusssystem, dessen Lauf sich allmählich nach Nordosten verlagerte, trennte die zwei palustrischen Bildungsräume. Entlang dieser Entwässerungsbahnen drang das Meer zeitweilig weit nach Süden vor und lagerte flachmarine Sande ab, die sich besonders nördlich von Profen mit mehreren unbenannten, meist geringmächtigen Flözen verzahnten.



Abb. 6.1.4: Stratigraphische Lagerungsverhältnisse der Flöze 2 und 3 nach PIETZSCH (1925), MEYER (1951) und EISSMANN (1970, 1994, 2005) (oben) und Modell des Hauptflözkomplexes nach RASCHER et al. (2006, 2008).

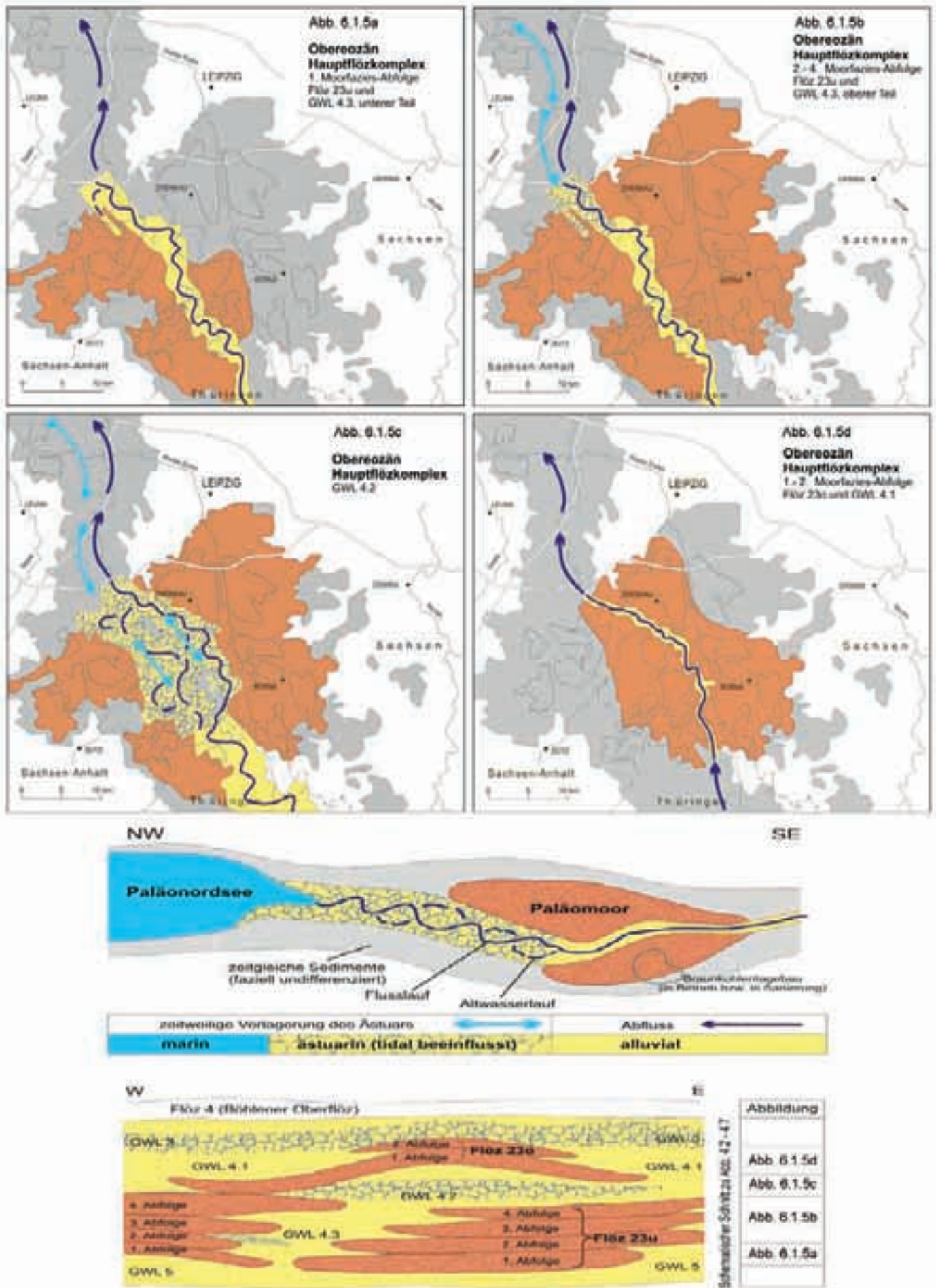


Abb. 6.1.5: Räumlich-zeitliche Entwicklung der Vermoorung des Hauptflözkomplexes im Randbereich eines wechselseitig marin und fluviatil dominierten Ästuarbereiches (aus RASCHER et al. 2008).

Aus dem feinstratigraphischen Hauptflöz-Modell ergibt sich, dass das früher als Flöz 3 bezeichnete Flöz 23o durchaus jünger ist als die Flöze/Flözbänke des stratigraphischen Niveaus Flöz 23u. Dieser Befund deckt sich mit der von Krutzsch (2008) nach Sporomorphenanalysen geäußerten Meinung, dass das Thüringer Hauptflöz (Flöz 3) jünger als das Bornaer Hauptflöz (Flöz 2) ist. Nach den moorfaziell-mikropetrographischen Untersuchungen trifft diese Aussage allerdings allein für die im Hangenden des Flözes 23u auftretende Flözbank zu (vgl. Abb. 6.1.4).

Der **Oberflözkomplex** (Abb. 6.1.6) besteht makropetrographisch aus mittel- bis grobstückigen braunen Kohlen, in die mehrfach Straten von kleinstückigen gelben Kohlen und – seltener – von schwarzbraunen, mehr oder weniger deutlich geschichteten Kohlenstraten eingelagert sind. In einigen Verbreitungsgebieten, besonders im Raum Zwenkau-Espenhain-Witznitz, treten im oberen Drittel des Flözkörpers in mehreren Horizonten Stubben und Stämme als Relikte eines Koniferen-Moorwaldes, häufig in verkieselter Erhaltung, sowie Tertiärquarzite auf. Sie werden meist als epigenetische Bildungen unter semi-ariden Klimaverhältnissen angesehen (u. a. BELLMANN 1985).

Im ehemaligen Tagebau Zwenkau wurden in diesem Niveau auf engstem Raum nebeneinander sowohl linsenartige Körper von marinen bioturbaten Feinsanden als auch scharfkantigen Grobsand-Feinkiesen beobachtet. Dies lässt auf unterschiedliche fazielle Verhältnisse innerhalb dieses nicht deutlich ausgeprägten Zwischenmittels schließen, so dass ein Hiatus im oberen Bereich des Oberflözkomplexes angenommen werden muss. Mitunter sind auch Nester und Linsen von marinen Sanden aus dem Flözhangenden in den oberen Flözbereich eingeschuppt, die ähnlich dem subrezentem Klappklei in den Marschtorfen der Nordsee (STREIF 2001) bei der transgressiven Überflutung des Paläomoors durch Aufschwimmen von größeren „Torfteppichen“ entstanden sein können.

Die durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung des Oberflözkomplexes ist in Tab. 6.1 angegeben. Glazigen überprägte, oberflächenfeuchte Kohlen können erhöhte Rohkohlenwassergehalte bis 58 % aufweisen. Der Flözkomplex wird heute noch im Tagebau Vereinigtes Schleenhain gewonnen.

Das Zentrum der Flözbildung des **Bitterfelder Flözkomplexes** (Abb. 6.1.7) lag für lange Zeit südlich bis südöstlich von Bitterfeld im Raum Holzweißig-Goitsche; dort ist der Flözkörper ohne trennende tonig-sandige Zwischenmittel als scheinbar kompaktes, aschearmes Flöz mit Mächtigkeiten bis zu 10 m ausgebildet (ALISCH 1990). Nach Westen, Süden und Osten wird der Flözkörper durch ein vorwiegend toniges Mittel in eine Unter- und eine Oberbank gegliedert. Im basalen Bereich des Flözkörpers, besonders aber im Oberbankbereich, spalten weitere mehr oder weniger lokal verbreitete Flöze ab. Im Flöz dominieren Waldmoor-Kohlen mit teilweisem Zwischen- bis Hochmoorcharakter, während offene Moorbereiche (Riedmoore und Moorseen) nur sehr untergeord-

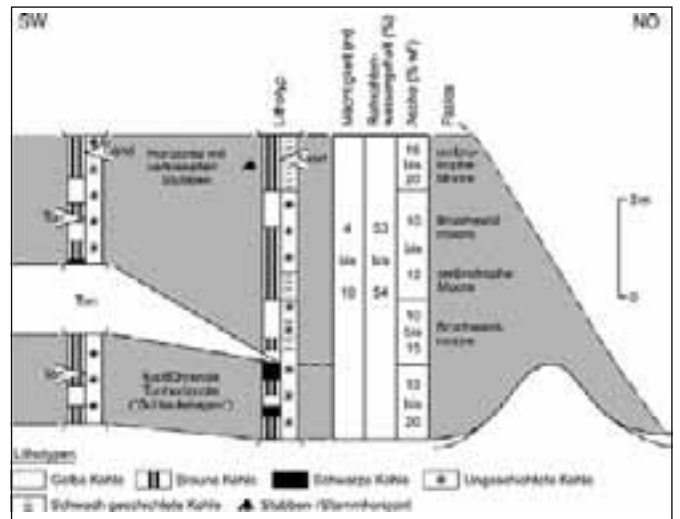


Abb. 6.1.6: Schematisches Rohstoffmodell des unteroligozänen Oberflözkomplexes (Flöz 4) (verändert nach RASCHER 2009).

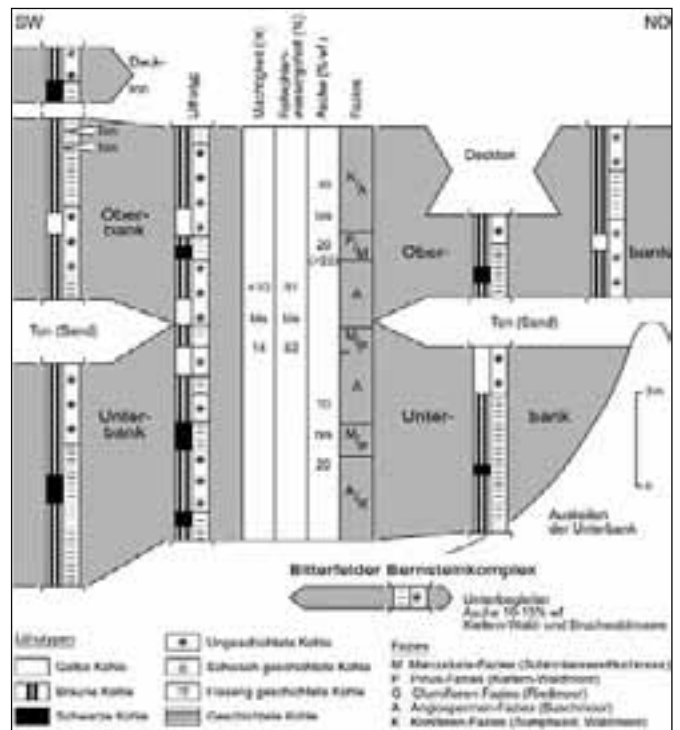


Abb. 6.1.7: Schematisches Rohstoffmodell des untermiozänen Bitterfelder Flözkomplexes (verändert nach RASCHER 2009).

net vertreten sind. Sie bilden moorfazielle Zyklen i. S. v. SCHNEIDER (1978), von denen bis zu drei in der Unterbank und bis zu vier in der Oberbank nachzuweisen sind (ALISCH 1990) und die i. d. R. jeweils einer abgespaltenen Flözbank entsprechen. Man kann von einer engen faziellen Verzahnung von palustrischen mit limnisch-fluviatilen Bildungen (Bitterfelder Decktonkomplex) in einer parailischen Überschwemmungsebene sprechen.

Die Bitterfelder Unterbank baut sich aus schwarzen und braunen Kohlen mit untergeordnet eingeschalteten gelben Kohlen auf. Die Organite weisen z. T. Humusgelinlagerungen, fast immer Xylit in unterschiedlichen Anteilen und häufig Schwefelkies-Einlagerungen (Konkretionen und fein dispers) auf, während Retinit und Fusit

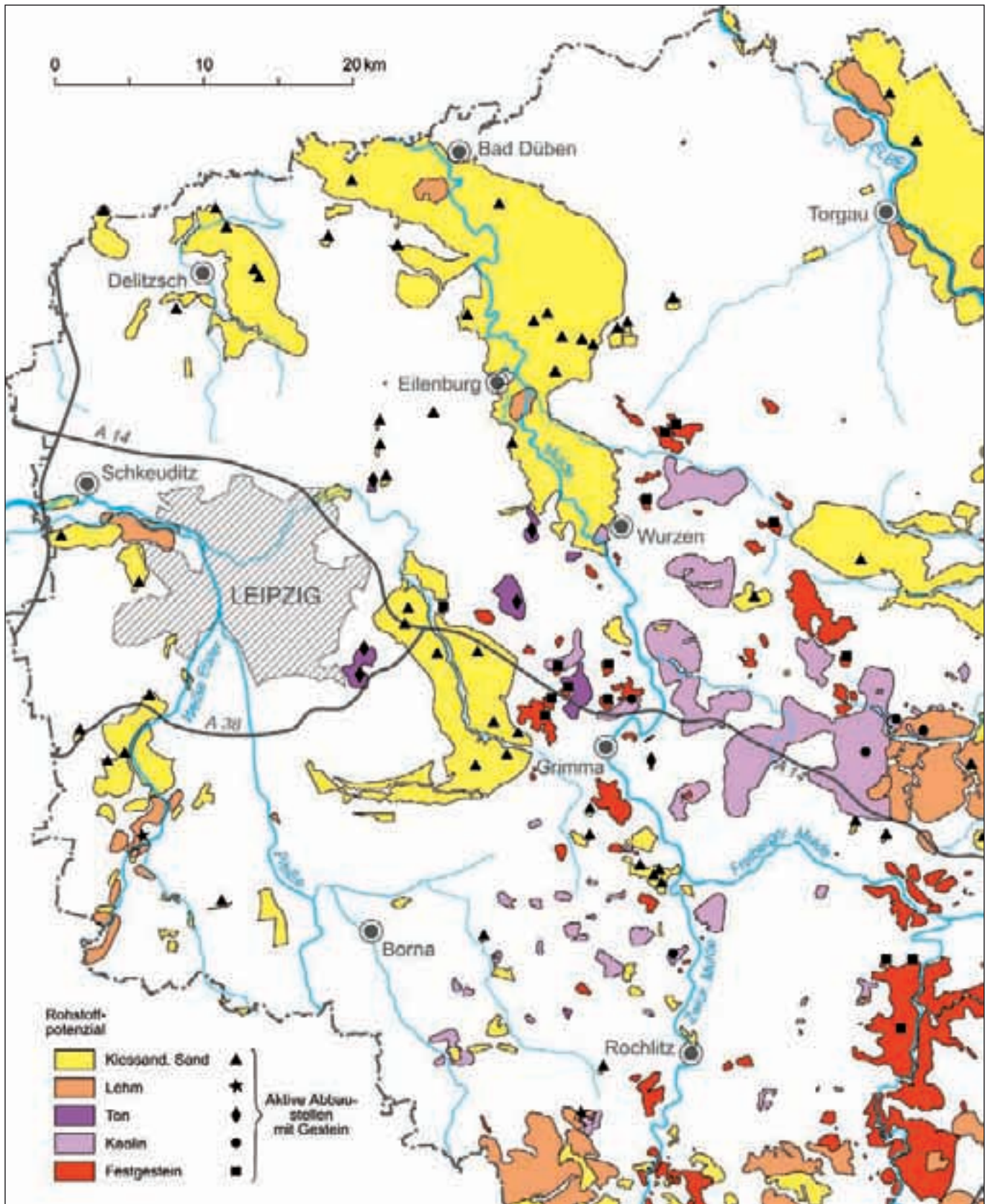


Abb. 6.2.1: Verbreitung und derzeitige Förderstätten von Steine-Erden-Vorkommen (Daten aus Fachinformationssystem Rohstoffe, LfULG).

selten sind. Die basalen Partien des kompakten Flözkörpers bzw. der einzelnen Flözbänke werden im Allgemeinen von schwarzbraunen bis schwarzen, gewebereichen und oft geschichteten Braunkohlen gebildet. Häufig sind diese Flözbereiche schluffig, tonig oder sandig verunreinigt. Als durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung sind für die Bitterfelder Unterbank angegeben: Rohkohlenwassergehalt 51–53 %, Aschegehalt (wf) 10–20 %, Schwelteerausbeute (wf) bis 5–12 %, Gesamtschwefelgehalt (wf) 3–5 %, Heizwert (wf) 21–23 MJ/kg. Die Bitterfelder Oberbank besteht meist aus braunen bis dunkelbraunen, erdig bis stückig ausgebildeten Kohlen mit Einschüben von geringmächtigen Straten gelber Kohlen. Als durchschnittliche kohlenchemische Zusammensetzung für die Bitterfelder Oberbank sind angegeben: Rohkohlenwassergehalt 51–53 %, Aschegehalt (wf) 10–20 (25) %, Schwelteerausbeute (wf) 6–18 %, Gesamtschwefelgehalt (wf) 2–4 %, Heizwert (wf) 19–23 MJ/kg (RASCHER 2009; vgl. Tab. 6.1).

6.2 Steine-Erden- und mineralische Rohstoffe

Als Bergbauregion wurde Nordwestsachsen vor allem mit der Erfindung des europäischen Porzellans im Jahre 1708 bekannt: Porphyркаolin und Kaolinton von Colditz waren damals im Gemisch mit Schreibkreide die Ausgangsstoffe, aus denen Johann Friedrich Böttger die Herstellung des ersten europäischen weißen Hartporzellans gelang (PENTZEL et al. 2008). Der heutige Kaolin-Bergbau (Abb. 6.2.1) konzentriert sich auf die Lagerstätten nördlich von Grimma und bei Kemmlitz (STÖRR 1983; SCHWERDTNER et al. 2007; SCHWERDTNER & STÖRR 2007; KLEEBERG 2009; ANGER 2010).

Weitere vorkommende Steine-Erden-Rohstoffe sind Kiesande, Sande, Tone, Lehme und Festgesteine (Rhyolithe = Porphyre, Quarzporphyre; Ignimbrite = Porphyrtuffe) (Abb. 6.2.1). Als Tonrohstoff für die keramische Industrie wurden und werden der Haselbacher Ton (Kap. 4.4) und der Luckenauer Ton (Kap. 4.3) genutzt. Der Abbau von Sanden/Kiesen wird besonders in den Tälern von Elbe, Mulde, Weißen Elster und Parthe betrieben, wobei es sich um pleistozäne bis holozäne glazifluviale und fluviale Vorkommen handelt (KAUFMANN 2009). Oligozänen Alters sind die Formsande bei Pödelwitz (Kap. 4.6.3). Saure permische Ergussgesteine (Rhyolithe) werden im Raum Wurzen gewonnen, besonders pyroxenführende Rhyolithe, sog. Pyroxen-Quarzporphyre. Als Werkstein seit über 1000 Jahren begehrt ist der sog. Rochlitzer Porphyrtuff, ein permischer Ignimbrit mit poröser Struktur (SCHELLENBERG 2009).

Der Vollständigkeit halber ist zu erwähnen, dass an mineralischen Rohstoffen in Nordwestsachsen weiterhin Kieselgur in Interglazialsedimenten, besonders bei Delitzsch, auftritt (LEHMANN 2009). Uran-, Wolfram- und Seltene Erden-Vorkommen sind ebenfalls bei Delitzsch nachgewiesen worden (HÖSEL & LEHMAN 2009). Postignimbritische Uranvererzungen wurden aus den Porphyren bei Wernsdorf bekannt (AUTORENKOLLEKTIV 1999, WALTER 2010). Im ehemaligen Braunkohlentagebau

Goitsche (heute Bernsteinsee) wurden zwischen 1974 und 1993 aus den Schluffen unter dem Bitterfelder Flözkomplex (Kap. 4.7) ca. 425 t Bernstein gewonnen (vgl. WIMMER et al. 2004; FUHRMANN 2005; STANDKE et al. 2007; RASCHER et al. 2008).

6.3. Tertiärquarzite

Die Untersuchung von nichtkristallinen „Zementquarziten“ hat eine lange Geschichte. Bereits 1902 bezeichnete LAMPLUGH durch Kieselsäure zementierte Gesteine des „grey weather“-Typs in Südafrika als Silcrete. Quarzite aus den tertiären Schichten Mitteldeutschlands, sog. Tertiärquarzite, wurden erstmals umfangreicher von FREYBERG (1926) beschrieben. Dem Artikel folgten weitere wie beispielsweise die rohstofforientierte Arbeit von HOHL (1957), die lagerstättenbezogenen Auswertungen von RADTKE (1966) und BELLMANN (1973), die mineralogischen Studien von HAAGE (1972), die geochemische Betrachtung von MEINEL (1986) und die vergleichende Untersuchung von Silcreten in Deutschland und Australien durch WALTHER (1993). Das wissenschaftliche Interesse an diesen „Zementquarziten“ ist wohl auch auf deren rohstoffliche Nutzung zurückzuführen. Im vorigen Jahrhundert wurden in kleinen Gruben bei Mügeln und Wernsdorf Tertiärquarzite als Silikasteine abgebaut (KLEEBERG 2010) und sehr wahrscheinlich auch an weiteren Orten.

Tertiärquarzite (auch „Süßwasserquarzite“ genannt) treten nach EISSMANN (1968) im gesamten Verbreitungsgebiet des Tertiärs und nahezu in allen stratigraphischen Einheiten größtenteils stratiform auf. Besonders häufig sind sie im Grenzbereich Tertiär/Quartär, im Liegenden des unteroligozänen Oberflözkomplexes (Flöz 4) (Abb. 6.3.1) und im Grenzbereich Tertiär/Prätertiär zu finden. Ihre Formen und Silifizierungsgrade sind unterschiedlich und wechseln auf engstem Raum. Die früher häufig benutzte Bezeichnung „Knollenstein“ geht z.T. auf verkieselte kiesig-konglomeratische Ablagerungen vor allem in den eozänen Ablagerungen am Südrand der Leipziger Bucht, meist jedoch auf die oft rundlich-knollige äußere Form zurück, die sich aus der Ausbreitung der Kieselsäure in Silifizierungsfronten (WALTER 1991) herleitet.



Abb. 6.3.1: Tertiärquarzite aus den Hainer Sanden im Liegenden des Oberflözkomplexes, Grenzbereich Eozän-Oligozän, ehem. Tgb. Witznitz (Foto: G. Standke, 1997).



Abb. 6.3.2: Fossile Blattdrücke aus Tertiärquarziten von Mosel bei Zwickau (Foto: C. Starke, 2000), mit *Eotrigonobalanus furcinervis* (Fagaceae, Buchengewächse), *Daphnogene cinnamomea* (Lauraceae, Lorbeergewächse) und *Sterculia labrusca* (Sterculiaceae, Stinkbaumgewächse); Bestimmung: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie.

Tertiärquarzite entstehen durch die Einkieselung von Quarzsanden, wobei die Herkunft der kieselensäurehaltigen Wässer unterschiedlich interpretiert wird. Nach HOHL (1957) bilden die Quarzitbänke fossile Grundwasserstände ab. Sie sollen in Trockenperioden durch Absenkung des Grundwasserspiegels entstanden sein, wobei die Kieselsäure unter feuchtwarmen Verhältnissen aus den Quarzkörnern selbst freigesetzt wurde. HAAGE (1966) leitete die Kieselsäure, die im Leipziger Raum zur Bildung der Tertiärquarzite im Liegenden des Oberflözkomplexes führte, aus den Sanden des „Zwischenmittels“ ohne größeren Transport ab. RADTKE (1966) vermutete, dass die Kieselsäure durch fließendes Wasser herantransportiert wurde. EISSMANN (1968) führte die frei werdende Kieselsäure auf die Kaolinbildung zurück. Oft wird auch auf einen engen räumlichen Zusammenhang zwischen Tertiärquarziten und Braunkohlenflözen verwiesen. So postulierte MEINEL (1986) eine Verbindung zwischen Tertiärquarzit- und Braunkohlenbildung und sah im speziellen geochemischen Milieu den Auslöser für die SiO₂-Mobilität. Die Quarzite wären danach im Reaktionsbereich zwischen einsickernden huminsäurehaltigen Wässern aus den Torfschichten im

Hangenden und dem CaSO₄-reichen Grundwasser entstanden.

Tertiärquarzite treten meist flächenhaft und niveaubeständig, aber absetzig und in unterschiedlichen Silifizierungsgraden in verschiedenen Profilpositionen auf. Die Formen variieren zwischen kleinen brotlaibförmigen Körpern und mehrere Meter mächtigen Bänken. Tertiärquarzite sind vor allem im Süden der Leipziger Bucht in den basalen Tertiärschichten, bzw. im Grenzbereich zwischen Tertiär und Prätertiär relativ häufig vorhanden. Die bekannten eozänen Florenfunde von Mosel bei Zwickau (Abb. 6.3.2) stammen aus Tertiärquarziten, die teilweise von ebenfalls verkieselten Konglomeratlagen durchzogen sind (Abb. 6.3.3).

Ein weiteres markantes Niveau für das Auftreten von Tertiärquarziten liegt im Grenzbereich Obereozän/Untero oligozän, etwas unterhalb des Oberflözkomplexes (Flöz 4). Diese Verkieselungen traten in fast allen Tagebauen der Leipziger Bucht horizontbeständig auf. Als „Steinehindernisse“ bei der Braunkohlenförderung (BELLMANN 2004) mussten sie deshalb teilweise ge-

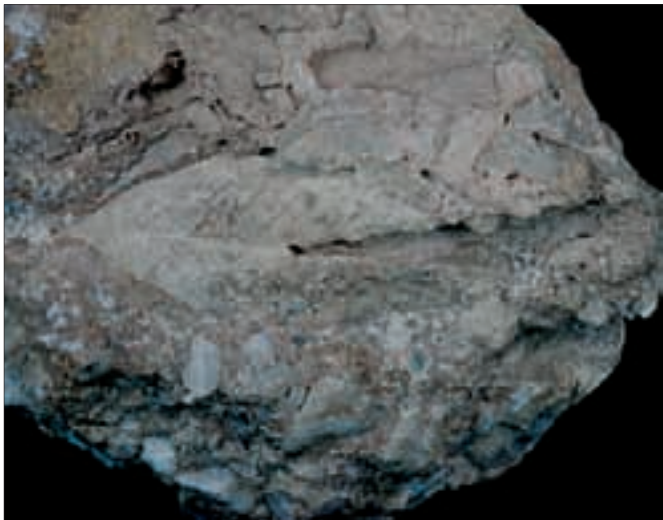


Abb. 6.3.3: Konglomeratische Lage in den Tertiärquarziten von Mosel mit Blattabdruck (Foto: C. Starke, 2000).



Abb. 6.3.4: Als „Steinehindernisse“ beim Braunkohlenabbau aus dem Sedimentverband entfernte und im unteren Tagebaubereich abgekippte Tertiärquarzite. Im Vordergrund Schichtfläche eines Tertiärquarzites mit „bifurcaten“ Spuren. Verursacher könnten kleine Arthropoden (Krebse?) sein, ehem. Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).

sprengt und gesondert abgetragen werden, wobei sie in sog. Deponien z. B. an der Tagebausohele angehäuft wurden (Abb. 6.3.4). Die Verkiezelung erfolgte stratiform und faziesunabhängig. Das Ausgangsmaterial bildeten dabei meist sehr feinkörnige weitverbreitete Sande, die zu den vorwiegend splittrigen Quarziten führten. Es traten aber auch gröbere Partien in diesem Niveau auf, die z. B. lokal im ehemaligen Tagebau Espenhain vorkamen. Durch die Verfestigung sind oft Sedimentstrukturen und Fossilreste oder -spuren überliefert, die in den ehemals sandigen Partien nicht erhalten geblieben wären. So fanden sich in den heute nicht mehr zugänglichen Tertiärquarzitanhäufungen u. a. versteinerte Wurzelröhren, karpologische Reste, Kriechspuren (evtl. von Krebsen; Abb. 6.3.5), Wulstmarken, Schrägschichtungskörper, bioturbate Bereiche, sowie als Verteter mariner Faunen der Abdruck des Schwertschwanzträgers *Limulus decheni* (vgl. Kap. 4.4.3). Letztgenannte rezente Krebse dieser Art kommen aus dem Meer zum Laichen an den Strandbereich und sterben danach dort ab (SCHÄFER, 1963). Aus den unterschiedlichen Fossil- und Sedimentmarken ergibt sich, dass dieser regional verbreitete Quarzithorizont in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position jeweils stärker marinen oder terrestrischen Bedingungen unterworfen war, auf jeden Fall aber einen Grenzhorizont darstellt, der auf die Lücke zwischen Obereozän (Verlandung) und Unteroligozän (erste Rupel-Transgression) hinweisen könnte (vgl. KRUTZSCH et al. 1992). Unter diesem Gesichtspunkt stellen vermutlich auch die anderen Tertiärquarzite wichtige Markerhorizonte für zeitliche Lücken innerhalb der Tertiärabfolge dar.

Weitere, jedoch weniger spektakuläre Verkiezelungshorizonte liegen z. B. in unterschiedlichen Horizonten des GWL 6 (vgl. Kap. 4.2.3) sowie in mehreren Niveaus innerhalb der Domsener und der Hainer Sande (vgl. Kap. 4.4.3). Auch sie können Hinweise auf zeitweilige Verlandungserscheinungen liefern, die lokal durch Horizonte mit Bodenbildungen, z. B. im ehemaligen Tagebau Witznitz, erhärtet werden.

Selbst innerhalb der Braunkohlenflöze können Tertiärquarzite auftreten, so z. B. als stratiform silifizierter Braunkohlen im unteren bis mittleren Flözbereich des Hauptflözkomplexes (Flöz 23), (RASCHER et al. 2006; JUNGE & EISSMANN 2007; vgl. Kap. 6.1; Abb. 6.3.6), die jeweils den Bereich eines Zwischenmittels markieren. Im Niveau eines solchen Zwischenmittels ist immer mit der Erosion von Paläotorfen zu rechnen und damit verbunden mit aeroben Verhältnissen im Torfkörper infolge zeitweiligem Trockenfallens des Paläomoores. Aerobe Verhältnisse führten i. S. v. MEINEL (1986) zur Oxidation des bereits gebildeten Schwefels bzw. der Sulfide, wodurch die Sulfatkonzentration eindringender Wässer die der marinen Wässer erhöht und der pH-Wert herabgesetzt wird. Vorhandene Tonminerale wurden zerstört und die dabei anfallenden Kieselsäuresols mehr oder weniger in situ im Bereich des Zwischenmittelniveaus syngenetisch wieder im Torfkörper ausgefällt. Später wieder einsetzende anaerobe Verhältnisse ermöglichten eine erneute Reduktion der Sulfate und führten bei der-



Abb. 6.3.5: Beispiel einer versteinerten Kriechspur im Tertiärquarzit, möglicherweise hinterlassen von Krebsen, ehem. Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).



Abb. 6.3.6: Stratiforme, ca. 0,15 m mächtige und bis 20 m sich erstreckende Lage von brotlaibartigen Tertiärquarziten (verkieselte Braunkohle im Liegenden einer gelben Kohlenstrate = Zwischenmitteläquivalent; links Bildmitte) an der Grenzfläche zwischen den Flözen 23o (oben) und 23u (unten) im Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2008).



Abb. 6.3.7: Tertiärquarzite aus dem Grenzbereich Tertiär/Quartär, Lagerplatz im Bereich des ehemaligen Dispatcherturmes, ehem. Tgb. Espenhain (Gruna) (Foto: G. Standke, 1998).

artigen, marin beeinflussten Braunkohlen zu Schwefelgehaltserhöhungen. Beobachtungen weisen in diesen stratigraphischen Niveaus auf relative Schwefelgehaltsmaxima hin (RASCHER et al. 2006).

Aber auch im höheren Teil des Oberflözkomplexes (Flöz 4) treten silifizierte Sandlinsen auf. In diesem Niveau finden sich auch die bekannten verkieselten fossilen Baumstubben und Hölzer (vgl. Kap. 4.5.3).

Auffällig oft sind Tertiärquarzite auch im Grenzbereich Tertiär/Quartär angereichert. Für die dort vorkommenden, z.T. großen Quarzitschollen werden Umlagerungsprozesse angenommen (z. B. BELLMANN 1967, 1973), die sich auch an den deutlichen Abrundungsmerkmalen z. B. gegenüber den Tertiärquarziten aus den Domsener Sanden zeigen (Abb. 6.3.7). Bekannt sind sie vor allem aus dem Stadtgebiet Leipzigs, wo ihr Auftreten beim Bau des City-Tunnels Schwierigkeiten bereitete.

Südlich der geschlossenen Tertiärverbreitung sind Tertiärquarzite aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz der Erosion entgangen und geben so als Lesesteine Hinweise zur ehemaligen Tertiärbedeckung dieser Regionen.

7 Resümee

Der dieser Arbeit zugrunde liegende Bericht (ESCHER et al. 2003) wurde ursprünglich mit dem Ziel erstellt, den publizierten Kenntnisstand zum Tertiär Nordwestsachsens, vor allem aber die bisher meist unveröffentlichten Ergebnisse der Braunkohlenerkundung in Verbindung mit den Horizontkarten/Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen 1:50.000 (ESCHER et al. 1998–2002) und dem Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:250.000 (RASCHER et al. 2005) für angewandte Belange (Rohstoffwirtschaft, Geothermie, Hydrogeologie u. a.) zusammenfassend darzustellen. Ein wesentlicher Schwerpunkt war die stratigraphische und kartenmäßige Zusammenführung des Nord- und Südraumes von Leipzig, die beide in der Praxis bisher isoliert behandelt wurden und unterschiedliche Nomenklaturen sowohl hinsichtlich der lithologischen Bezeichnungen als auch der Grundwasserleiter aufweisen.

Da sich stratigraphische Grenzen nicht immer flächendeckend über ein Gebiet von ca. 5.000 km² verfolgen lassen, mussten aus praktischen Gründen Kompromisse bei der Zusammenstellung der Horizontkarteneinheiten eingegangen werden. Deshalb ist keine rein stratigraphische Gliederung des tertiären Schichtkomplexes erfolgt, sondern eine Gliederung nach flächenhaft darstellbaren Karteneinheiten, deren Grenzen z. T. stratigraphisch übergreifend sind. Unter diesem Aspekt sind auch die Kapitel „Problematika“ zu sehen, die vorwiegend die Abgrenzungsprobleme in bestimmten Gebieten bzw. an konkreten Beispielen behandeln. Geologische Fakten oder Besonderheiten werden direkt im Text ersichtlich. Sie sollen nachfolgend noch einmal in synoptischer Kurzfassung aufgeführt werden.

Weiterhin ist eine Kopplung der bisherigen geologischen Ergebnisse, auf denen z. B. stratigraphische Gliederungen für die Region beruhen, mit den neuen Erkenntnissen aus Tagebaukartierungen und anderen aktuellen Untersuchungen erfolgt. Dabei dominieren die Beobachtungen in den eozänen und oligozänen Abfolgen aus dem Südraum Leipzigs aufgrund der wesentlich zahlreicheren Tagebauaufschlüsse gegenüber den miozänen Tagebauaufschlüssen des Delitzsch-Bitterfelder Raumes. Dies zeigt sich letztlich auch in der unterschiedlichen Dichte der Fotodokumentationen innerhalb der Kapitel dieser Broschüre.

Inzwischen sind eine ganze Reihe neuer Ergebnisse entstanden, die nachträglich in dieser Broschüre Eingang fanden, so dass sich die ursprüngliche Zielstellung zugunsten weiterführender Informationen verlagert hat.

Ziel dieser Publikation ist nun die Zusammenfassung vorhandener Kenntnisse im Sinne der Zukunftsvorsorge, wobei in komprimierter Form vor allem eine Weitergabe des vorhandenen Wissens erreicht werden soll. So liegt der Schwerpunkt auch nicht vordergründig auf einzelnen neuen wissenschaftlichen Ergebnissen und Problemdiskussionen zu speziellen Fachfragen, sondern eher auf einer „Auflistung“ möglicher Schwerpunkte und dem Anreißen bestimmter Fragestellungen, die es dem Leser mit der beigegeben umfangreichen Literatur- und Publikationsliste ermöglichen soll, sich anhand der Originalliteratur selbst ein Urteil zu bilden.

Bisher einmalig, aber ohne den Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, sind die in der CD-Anlage als Kompendium für nachfolgende Generationen beigegebenen Zusammenstellungen von Berichten der Braunkohlenexploration mit dem zeitlichen Schwerpunkt aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, die geologischen Normalprofile von 41 Braunkohlenlagerstätten, die Publikationsliste – die über die im Textband zitierte Literatur hinausgeht – und die geologischen Regionalschnitte.

Geologische Kurzcharakteristik

Die tertiäre Abfolge in Nordwestsachsen umfasst den Zeitraum zwischen Mitteleozän und Untermiozän. Dabei konzentrieren sich eozäne und oligozäne Sedimente im Südraum Leipzigs, während dort miozäne Ablagerungen, bis auf Bereiche westlich Leipzigs, größtenteils erodiert wurden. Nördlich von Leipzig wird die heute angetroffene Abfolge jünger und besteht aus obereozänen, oligozänen und untermiozänen Sedimenten. Die Verbreitung der stratigraphischen Einheiten geht aus Verbreitungskarten in den jeweiligen Kapiteln 4.1–4.9 hervor.

Bruchtektonische Störungen spielen im Tertiär Nordwestsachsens im Gegensatz zu anderen Gebieten (z. B. BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009) keine bemerkenswerte Rolle. Die oft zitierte Röthaer Störung ist im Tertiär vermutlich nicht mehr wirksam. Von KRENTZ (2008) genannte Sprunghöhen von 1 bis 2 Metern aus dem Tagebau Witznitz (LEHMANN et al. 1980) lassen sich auf jüngere Subrosionsvorgänge zurückführen.

Bemerkenswert sind jedoch Subrosionsprozesse in Gebieten mit Zechsteinablagerungen im Untergrund, die zu lokal meist eng begrenzten Absenkungen führten. In diesen Subrosionssenken sind z. T. mehr als 100 Meter mächtige Tertiärsedimente erhalten geblieben. Für die Entwicklung des Unterflözkomplexes sind die subrosionsbedingten sog. Kessel charakteristisch, die syngenetisch zur Moorbildung entstanden. In diesen Strukturen können Flözmächtigkeiten bis zu 50 Metern auftreten. Über den Kesseln sind epi- bis postgenetisch mitunter sog. Lochstrukturen entstanden, die zu Absenkungen bzw. Flözverbiegungen ohne Mächtigkeitsveränderungen führten (MEYER 1951; EISSMANN 1968, 1985; vgl. Kap. 4.2.3).

Der Südraum von Leipzig mit den Braunkohlenrevieren Borna, Meuselwitz und Zeitz wurde nach MEYER (1951) als „Weißeelsterbecken“ bezeichnet, das auf einer limnisch-fluviatilen Genesevorstellung als isoliertes Einzelbecken beruhte. Auch EISSMANN (1994) hält an dieser Vorstellung fest und geht erst mit Beginn der Rupel-Transgression von einer Anbindung des Gebietes an den marinen Sedimentationsraum aus, das dann Leipziger Bucht genannt wird. Da jedoch anhand aktueller Kartierungsergebnisse bereits ab dem Mitteleozän eine Verbindung zur Paläo-Nordsee und damit der buchtartige Charakter nachweisbar ist (vgl. STANDKE & SUHR 1998; STANDKE 2002, 2008a, b; „Mitteldeutsches Ästuar“, FRIEDEL & BALASKE 2005; Kap. 4.2), wird für das Typusgebiet statt Weißeelsterbecken/Weißeelster-Senke

der Begriff **Leipziger Bucht** benutzt. BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009) gehen im Laufe des Paläogens von einer mitteldeutschen Bucht von Helmstedt über Egel, Halle und weiter nach Süden bis in den Raum Zeitz aus, wobei sie das lange Zeit als „Weißelsterbecken“ bezeichnete Gebiet nur einer von mehreren Randbuchten im „Mitteldeutschen Ästuar“ zuordnen, die sie gelegentlich Weißelster-Bucht nennen. Dabei ist nur die Leipziger Bucht wirklich flächenhaft anhand der überlieferten Sedimentfolgen und der seitlich begrenzenden Prätertiärhochlagen als solche nachweisbar (vgl. ESCHER et al. 1998–2002). Sie bildet somit den Kern der fluviatil-ästuarinen Entwicklung im Eozän. Ansonsten existieren im Westen der Leipziger Bucht nur Relikte fluviatiler Systeme, die nach Norden bzw. Nordosten in Richtung Merseburg (Geiseltal) entwässerten. Weiterhin muss angemerkt werden, dass fluviatil-ästuarine Sedimente flächenhaft auch außerhalb des sog. Mitteldeutschen Ästuars abgelagert wurden und z.B. die Mittel zwischen den unterschiedlichen Flözkomplexen bilden (vgl. ESCHER et al. 1998–2002, RASCHER et al. 2005; STANDKE 2008a).

Für das Eozän sind in der Leipziger Bucht sog. Fluss-sandzonen charakteristisch, die diese von Süden bzw. Südosten nach Nordwesten in Richtung Halle-Helmstedt durchziehen und ab dem Obereozän vorwiegend nach Norden in Richtung Bitterfeld verlaufen (STANDKE & SUHR 1998; vgl. Abb. 4.8.8). Ihre Wurzeln haben sie in Böhmen. Tektonische Aktivitäten führten ab dem Obereozän (vor ca. 37 Ma) zu ersten Absenkungen im Bereich des Egergrabens. Die nach Norden gerichtete fluviatile Entwässerung Böhmens wurde spätestens im Oberoligozän (ca. 24–28 Ma) für den Bereich des Westerzgebirges unterbrochen (KRENTZ 2008). So sind fluviatile Relikte mit obereozänem Alter im heutigen Westerzgebirge z.B. unter datierten „Basalten“ erhalten geblieben (SUHR 2003, PFEIFFER & SUHR 2008). Höhere Teile der fluviatilen Sedimente unterhalb der „Basalte“ können nach neueren Untersuchungen (SUHR 2008) vermutlich in das Unteroligozän (um ca. 30 Ma) gestellt werden. Der weitere Verlauf aller dieser fluviatilen Sedimente ist durch zahlreiche Aufschlüsse hauptsächlich aus dem Raum Zwickau dokumentiert worden (WOLF & HÜBNER 2006).

Wesentlich ist, dass die sog. Flusssandzonen im Bereich der Leipziger Bucht keine reinen Flusssandzonen mehr sind, sondern ab dem Mitteleozän marine Anteile aufweisen, wobei die Flussablagerungen zunächst deutlich dominieren. Vom Mitteleozän bis zum Obereozän nimmt der marine Anteil vom Liegenden zum Hangenden und von Nord nach Süd allmählich zu und die Flüsse werden durch den intervallartigen Anstieg des Meeresspiegels sukzessive nach Süden zurückgedrängt, so dass im Obereozän in der Leipziger Bucht über z. T. noch bestehenden fluviatil-ästuarinen Systemen bereits flächenhaft marine Sedimente verbreitet sind. Die letzten vorwiegend marin-ästuarinen Ausläufer dieser Zone finden sich nur noch lokal im tiefsten Unteroligozän im Raum Schleenhain-Zwenkau. Obwohl diese paläogeographische Situation bereits mehrfach dargestellt wurde (z. B. STANDKE 2008a,

b), gehen BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009), nach wie vor von einer ersten flächenhaften Überflutung der Leipziger Bucht ab dem Unteroligozän aus. Die eindeutig marinen Domsener Sande (Obereozän; vgl. Kap. 4.4.3; STANDKE 2008b) werden dort noch als fluviatile Bildungen aufgefasst.

Im Raum Halle-Merseburg werden die eozänen Sedimente nach BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009) als Raßnitz-Gruppe bezeichnet, wobei das Typus-Profil im Raßnitz-Graben südwestlich von Halle liegt. In Abb. 4.5.34 (Kap. 4.5.3) wird ein Korrelationsschnitt gezeigt, der auf die Oberkante des Hauptflözkomplexes bezogen ist. Dabei ergibt sich, dass die Sedimente zwischen Hauptflözkomplex (Flöz Bruckdorf) und Oberflözkomplex (Flöz Gröbers) gut korrelierbar und demnach ungestört abgelagert worden sind. Die im Typusprofil in einigen Bohrungen (z. B. Brg. Röglitz 6/80) erhaltenen oligozänen Sedimente über Flöz Gröbers sind auf postsedimentäre Prozesse (Subrosion, Tektonik) zurückzuführen, die diese durch Absenkung vor der späteren Erosion bewahrt haben.

Die Entstehung der seit dem 19. Jahrhundert wirtschaftlich genutzten Braunkohlenflöze (Unterflöz-, Hauptflöz- und Oberflözkomplex) in der Leipziger Bucht sowie des Bitterfelder Flözkomplexes ist auf paralische Bedingungen zurückzuführen. Die flächenhafte Vermoorung entstand jeweils am Randsaum der Paläo-Nordsee in Abhängigkeit entsprechend hoher Grundwasserstände. Selbst im bisher als rein limnisch-fluviatil geltenden Liegenden des Unterflözkomplexes (Flöz 1) ist die Meeresnähe durch das Auftreten von Wattsedimenten im Raum Profen nachgewiesen worden (vgl. Kap. 4.2.3). Dabei ist die Kohlenbildung unabhängig vom jeweiligen, erosiv bedingten Untergrund und weder an aufgefüllte Erosionsrinnen noch an verlandete Seen in Teilbuchten (vgl. BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2009) gebunden. Lediglich im Unterflözkomplex sind lokale subrosiv bedingte Mächtigkeitsanomalien wirksam. Auch die nach oben abnehmenden Korngrößen sind faziesabhängig und können ganz unterschiedliche Sedimentabfolgen widerspiegeln. So zeigt sich, dass in den Liegendenschichten bzw. Zwischenmitteln der Braunkohlenflöze vor allem zum Hangenden hin marine (und deshalb häufig feinklastige) Sedimente auftreten, während nach Süden hin in diesem Niveau oft Tone als Rückstaubildungen vorherrschen.

Abgebaut wurden und werden im Westteil der Leipziger Bucht (Tagebaue Profen, Schwerzau, Groitzscher Dreieck, Schleenhain) der eozäne Unterflözkomplex (Flöz 1, Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Flöz Wallendorf) und der Hauptflözkomplex (Flöz 23o, Thüringer Hauptflöz, Flöz Bruckdorf) und im Ostteil (ehem. Tagebaue Witznitz, Espenhain, Zwenkau und Cospuden) der Hauptflözkomplex (Flöz 23u, Bornaer Hauptflöz) sowie der unteroligozäne Oberflözkomplex (Flöz 4, Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers). Nördlich von Leipzig war der miozäne Bitterfelder Flözkomplex Gegenstand des Abbaus (Tagebaue Breitenfeld, Deltitzsch SW, Goitsche, Rösa).

Im Unteroligozän wurde das gesamte Gebiet in zyklischen Intervallen, bis auf einzelne inselartige Prätertiär-

auftragungen, vollständig durch die Paläo-Nordsee überflutet. Im Oberoligozän waren – nach zeitlichen Lücken – immer noch marine Sedimente verbreitet, wobei ihre stratigraphische Zuordnung neu diskutiert werden muss. Ab dem Untermiozän setzte eine markante regressive Entwicklung ein, die zur Ausbildung des Bitterfelder Flözkomplexes und danach zu weitverbreiteten Schwemmfächersedimenten führte. Erst im mittleren Untermiozän wurden durch einen erneuten transgressiven Zyklus im Norden des Betrachtungsgebietes die jüngsten erhaltenen Sedimente abgelagert.

Zusammenfassend sind nachfolgend die wesentlichen Besonderheiten der tertiären Schichtenfolge in Nordwestsachsen dargestellt.

Die ältesten überlieferten Ablagerungen Nordwestsachsens sind nur in der Leipziger Bucht flächenhaft verbreitet und vorwiegend in Subrosionssenken mit hohen Mächtigkeiten erhalten geblieben (**Merseburg-Schichten**, GWL 6). Sie stellen überwiegend fluviatile Bildungen dar. Gelegentliche Pflanzenfunde können wahrscheinlich dem Florenkomplex Scheiplitz zugeordnet werden. Neu ist die Erkenntnis, dass mit dem Auftreten von Wattsedimenten im höchsten Teil der Abfolge; d. h. noch im Liegenden des Unterflözkomplexes/Flöz 1 (RASCHER 2006, frdl. mdl. Hinweis; FRIEDRICH & SCHELLENBERGER 2009; vgl. Abb. 4.2.6) ein erster mariner Einfluss bereits im Mitteleozän nachgewiesen werden kann (SPP-Zone 17). Dies wird durch das Auftreten von Schwermineralseifen gestützt (vgl. STANDKE 2008b). Bisher waren marine Sedimente erst aus dem Grenzbereich Mittel-/Obereozän bekannt (vgl. Kap. 4.2).

Der im Hangenden folgende **Unterflözkomplex** (Sächsisch-Thüringisches Unterflöz, Flöz Wallendorf, Flöz I/1; Wallendorf-Schichten) ist durch das auffällig häufige Auftreten fossilen Bernsteins (Retinit) charakterisiert, der als Kranzit bestimmt wurde. Der Bernstein tritt vor allem in der Unterbank (Flöz 1u) dispers, aber auch horizontgebunden in bestimmten moorfaziellen Zyklen auf. Darüber hinaus ist er lokal in einem fluviatilen schluffig-sandigen Zwischenmittel lagenweise sehr stark angereichert.

Neu ist, dass gebietsweise nur die Unterbank (Flöz 1u) flächenhaft verbreitet ist, während die Oberbank (Flöz 1o) intratertiär erodiert wurde. Bisher ging man davon aus, dass der flächenhafte Anteil durch die Oberbank gebildet wird (vgl. Kap. 4.2). Fossile Blätterflore im Hangenden der Unterbank (vor allem Palmenblätter) zeugen von subtropischen Klimabedingungen. Dabei ist z. Z. noch unklar, ob die Pflanzenreste aus dem Zwischenmittel des Unterflözkomplexes (bei erodierter Oberbank) oder aus dem Basisbereich des erosiv eingreifenden GWL 5 stammen, der ansonsten die Oberbank überlagert. Im Norden Leipzigs sind mitteleozäne Ablagerungen, bis auf kleinere Areale westlich von Leipzig und bei Bad Dübener Heide, nicht ausgebildet.

Ab dem Grenzbereich Mittel-/Obereozän sind klastische Sedimente nahezu in der gesamten Leipziger Bucht (**Zeitz-Schichten**) sowie westlich und nördlich Leipzigs

weitflächig verbreitet (SPP-Zone 17/18). Eine sog. Flusssandzone („Hauptmittel“; GWL 5; Zwickauer Fluss, Richter 1963; LAUER 1984; „Ältere (Zeitzer) Flusssande“; EISSMANN 1994; vgl. Abb. 4.8.8) mit zunehmend ästuarinem Einfluss verläuft in SW-NE-Richtung durch die Leipziger Bucht und weist neben überwiegend fluviatilen Anteilen partiell marine Ablagerungen mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha* auf (vgl. Kap. 4.3). Fossile Makroflorenfunde, meist aus dem sog. Luckenauer Ton werden dem Florenkomplex Zeitz zugeordnet. Fälschlicherweise werden von BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009) Äquivalente der jüngeren Zöschen-Schichten (SPP-Zone 19, höheres Obereozän) mit dem Hauptmittel (GWL 5, SPP-Zone 17/18, Grenzbereich Mittel-Obereozän) parallelisiert, die jedoch zeitlich nicht korrespondieren. Des Weiteren werden „fluviatile Bildungen“ der Domsener Sande diesem Zeitabschnitt zugeordnet, wobei diese nach neuem Untersuchungsstand definitiv marine bis strandnahe Bildungen darstellen und keine fluviatilen Anteile aufweisen (vgl. Kap. 4.4.3).

Der obereozäne **Hauptflözkomplex** (Bornaer/Thüringer Hauptflöz, Flöze Bruckdorf und Schkeuditz, Flöze II/III, Flöze 23u/o) ist im Südraum Leipzigs durch eine sog. Flusssandzone (Ästuar) geprägt, die das Flöz in SW-NE-Richtung durchläuft (GWL 4). Gegenüber dem älteren GWL 5 (s. o.) ist die Abfolge mit mehrfachem Fazieswechsel innerhalb einer Gezeitenabfolge (Mischwatt, Sandwatt mit Flaserschichtung, Prielfazies) deutlich stärker marin beeinflusst. Ausgehend von der regionalen Position des jeweiligen Aufschlusses ist von Süd nach Nord eine Zunahme mariner Ablagerungen festzustellen. Neu ist, dass auch eine zeitlich gestaffelte West-Ost-Verlagerung der Ästuarzone nachgewiesen werden konnte (vgl. Kap. 4.3; RASCHER et al. 2006), so dass der scheinbar kompakte Flözkörper zeitlich unterschiedlich von den Ästuarsedimenten angeschnitten wird, was sich möglicherweise in der detaillierten Untergliederung der SPP-Zone 18 (KRUTZSCH 2008) bemerkbar macht. Beidseits dieser Ästuarzone ist das Flöz mit seiner charakteristischen lithologischen Farbbänderung als scheinbar kompakter Flözkörper mit nahezu gleichen Mächtigkeiten ausgebildet (Bruckdorf-Schichten). Im Niveau der Zwischenmittel treten linsenartige verkieselte Braunkohlen auf. Die von BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH (2009), wie auch vorher von anderen Autoren angenommene, vereinfachte Darstellung mit einem älteren Flöz II im östlichen und einem jüngeren Flöz III im südwestlichen Teil, muss aufgrund neuer Forschungsergebnisse revidiert werden (RASCHER et al. 2006, 2008). Die für die palynologische Gliederung des Hauptflözkomplexes oft zitierte Arbeit von KRUTZSCH & LENK (1973) erweist sich unter heutigen Gesichtspunkten als nicht mehr eindeutig nachvollziehbar, zumal inzwischen die geologischen Verhältnisse vor allem bezüglich der Flözaufspaltungen viel detaillierter bekannt sind.

Mit den vorwiegend obereozänen **Domsen-Schichten** (SPP-Zone 19) setzte eine paläogeographisch-fazielle Entwicklung ein, die flächenhaft als Mittel zwischen Hauptflöz- und Oberflözkomplex unterschiedlich mächtige, fluviatil-ästuarine, marine und lagunäre Sedimente

hinterlassen hat (vgl. Kap. 4.4). Dabei sind im Westteil der Leipziger Bucht ausschließlich marine und Strandablagerungen (Domsener Sande i. e. S.) verbreitet. Bemerkenswert ist das häufige Auftreten des Spurenfossils *Skolithos*, das z. B. auf hochenergetische Bereiche im Gezeitenmeer hinweist, sowie von Schwermineralseifen im oberen Abschnitt, die als Strandablagerungen auch in der östlichen Leipziger Bucht vertreten sind.

Im Mittel- und Ostteil der Leipziger Bucht sind ebenfalls im Obereozän/Unteroligozän zwei markante SW-NE-gerichtete Zonen, die sog. Mittlere Flusssandzone (EISSMANN 1994) und die Hainer Sande (LAUE et al. 1977) charakteristisch (vgl. Abb. 4.4.4), deren unterer Anteil jeweils entsprechenden Flüssen aus dem südlichen Hinterland zugeordnet werden kann. So bilden die fluviatil-ästuarinen Abschnitte der Mittleren Flusssandzone die Ausläufer einer Ur-Pleiße (STANDKE 2008b), die vermutlich dem Zwickauer Fluss nach RICHTER (1963, zit. in EISSMANN 1968) bzw. dem Zwickau-Altenburger Fluss nach DOLL (1982) entsprechen. Aus diesem Niveau stammen auch die bekannten Florenfunde von Mosel bei Zwickau (vgl. Abb. 6.3.2, 6.3.3). Die fluviatilen Ablagerungen sind durch eine Turmalindominanz charakterisiert, die aus Graniten des Erzgebirges stammt (WOLF & HÜBNER 2006). Der untere, ebenfalls fluviatil-ästuarine Teil der östlich verlaufenden Hainer Sande kann einer Ur-Mulde zugeordnet werden, die dem Lunzenauer Fluss (RICHTER 1963) entspricht und der sich durch Topas-Vormacht von den Pleiße-Schottern unterscheidet. Ab dem ehemaligen Tagebau Witznitz nach Norden ist der weitere Verlauf dieser Zone nicht sicher belegt. Möglicherweise biegt sie nach Nordosten in Richtung Naunhof ab. Dies würde bereits die Richtung des später folgenden obereozänen Thierbacher Flusssystemes vorgeben. Andererseits ist auch eine Querverbindung nach Westen in Richtung der Mittleren Flusssande (Raum Peres; vgl. Abb. 4.4.4, 4.8.8) oder eine Teilung dieser Systeme möglich.

Die fluviatil-ästuarinen Ablagerungen dieser beiden Zonen werden flächendeckend von marinen Sedimenten abgelagert, die jeweils auch den oberen Teil der Abfolge bilden. Diese können teilweise mit den Domsener Sanden parallelisiert werden. Eine Gliederung der Hainer Sande in fluviatile und marin-brackische Anteile wurde bereits von LAUE et al. (1977) beschrieben, ging aber nicht in die allgemeinen Vorstellungen ein (vgl. STANDKE 2001b). Auch aus den zeitgleichen Ablagerungen des ehemaligen Tagebaus Böhlen wies LOTSCH (1968) bereits auf agglutinierte Foraminiferen im Mittel zwischen Haupt- und Oberflözkomplex und damit marinen Einfluss hin. Außerhalb der durch Mächtigkeitsanomalien auffälligen „Flusssandzonen“ wird generell im Ostteil der Leipziger Bucht (z. B. ehemaliger Tagebau Espenhain) eine charakteristische Zweiteilung in einen unteren fluviatil-ästuarinen und einen oberen marinen Abschnitt deutlich, die durch ein geringmächtiges Flöz (Flöz Schkeuditz oder Zöschen?) bzw. den sog. Grenzschluff getrennt sind. Der obere Bereich lässt sich mit dem marinen Anteil der sog. Mittleren Flusssandzone (Tagebaue Schleenhain, Peres, dort z. T. häufiger mit

Wattablagerungen/Mischwatt vertreten) und dem höheren Abschnitt der Domsener Sande korrelieren.

Charakteristisch für die Domsen-Schichten sind mehr oder weniger flächenhaft in der Leipziger Bucht verbreitete Tertiärquarzite im höchsten Teil der Abfolge, die neben biostratigraphischen und sedimentologischen Merkmalen vermutlich die Grenze Obereozän-Unteroligozän im Liegenden des Oberflözkomplexes markieren. Der bereits unteroligozäne Haselbacher Ton stellt sehr wahrscheinlich die Rückstaubildung dieser ersten Rupeltransgression im Süden der Leipziger Bucht dar. Gleichmaßen zeigt sich mit dem Auftreten arktotertiärer Floren im unteroligozänen **Florenkomplex Haselbach** ein markanter Umbruch in der Vegetationsentwicklung, der die Grenze Eozän-Oligozän verdeutlicht.

Im Norden Leipzigs wird die Abfolge zwischen Hauptflözkomplex (Flöze Bruckdorf/Schkeuditz) und Oberflözkomplex (Flöz Gröbers) als Untere Zörbiger Schichten TGL 25 234/08 (1981), z. T. auch als Rupel-Basissande oder Magdeburger Sande bezeichnet, die im Nordwesten bei Brehna erhebliche Mächtigkeiten aufweisen. Die Grenze Eozän-Oligozän ist hier nicht eindeutig belegt.

Nach Ablagerung der Unteren Zörbiger Schichten bzw. geringmächtiger mariner Sande und des Haselbacher Tons im Südraum Leipzigs zeigte sich bereits im tiefsten Unteroligozän eine regressive Entwicklung, die weite Flächen Nordwestsachsens einnahm. In der flachen, paralischen Ebene der Paläo-Nordsee entstand der unteroligozäne **Oberflözkomplex** (Böhlener Oberflöz, Flöz Gröbers einschließlich der Flöze Lochau und Dieskau, Flöz IV/4). Charakteristisch für einen Teil des Oberflözkomplexes (Gröbers-Schichten) in der Leipziger Bucht sind Verkieselungshorizonte im oberen Flözbereich, aus denen die bekannten versteinerten autochthonen Baumstubben und Hölzer stammen und die neben Quarzitlinsen und Sandeinschaltungen den Bereich eines Zwischenmittels markieren.

Auffallend ist eine NW-SE-gerichtete gravierende Zweiteilung des Oberflözkomplexes. So trat im Ostteil der Leipziger Bucht (ehemalige Tagebaue Espenhain, Cospuden, Zwenkau, Witznitz, Bockwitz, z. T. Peres) ein scheinbar kompakter, 10–12 Meter mächtiger abbauwürdiger Flözkörper auf, der dem eigentlichen Oberflöz entspricht (s. o.). Dagegen waren in den eher westlich bis südwestlich gelegenen Tagebauen Schleenhain, Groitzscher Dreieck, Profen und Haselbach meist nur zwei geringmächtige Flözbänke mit einem tonigen Zwischenmittel ausgebildet, die in den beiden erstgenannten Tagebauen von einer sog. Flusssandzone (GWL 3 = Mittel zwischen Flöz 230 und Flöz 4) unterlagert werden. Die biostratigraphische Einstufung dieser Flöze erfolgte im Raum Haselbach als südlichstem Areal in die SPP-Zone 20A (=tiefstes Rupelium). Die Flöze wurden dort als Haselbacher Flöze bezeichnet (LOTSCH et al. 1969). Diese zweibankige Flözentwicklung lässt sich in der westlichen Leipziger Bucht von Haselbach über Profen, Groitzscher Dreieck und Schleenhain nach Norden bis zum Westteil des ehemaligen Tagebaus Zwenkau bei

Zitzschen verfolgen, wo ebenfalls zwei Flözbänke, getrennt durch ein toniges Mittel, auftreten. Hier allerdings bilden sie den höchsten Teil des Oberflözkomplexes, der über einer sog. Flusssandzone liegt, an deren Top wiederum Tone auftreten (vgl. Kap. 4.4.3). Diese sog. Flusssandzone gilt als Mittel innerhalb des Oberflözkomplexes, da im Liegenden ein ca. zwei Meter mächtiges Flöz folgt, das nach bisheriger Erkenntnis noch zum Oberflözkomplex gehört (vgl. Abb. 4.4.23). Im Tagebaubereich geht das 2-Meter-Flöz innerhalb von nur wenigen hundert Metern in den Oberflözkomplex über. Im südlichen Tagebau Schleenhain kann es jedoch dem Flöz 230 (Flöz Schkeuditz) entsprechen.

Im Westen der Leipziger Bucht sind zwischen den Flözen Lochau, Dieskau und Gröbers marine Sande mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha* ausgebildet. Das Mittel zwischen den Flözen Lochau und Dieskau wurde nach Dinozysten in das frühe Rupelium (D13) eingestuft (KÖTHE 1992, unveröff.).

Die Korrelation dieser Flöze zu den Flözbänken der Leipziger Bucht konnte bisher nicht eindeutig geklärt werden. Im Norden von Leipzig ist der Flözkomplex meist nur noch geringmächtig verbreitet.

Die im Hangenden folgenden unteroligozänen **Espenhain-Zwenkau-Schichten** im Südraum Leipzigs sind äußerst differenziert aufgebaut und stellen jeweils Sequenzzyklen 5. Ordnung dar (vgl. Kap. 4.5). Sie liegen zwischen Oberflözkomplex und Muschel-(Septarien-)schluff. Die Mächtigkeit innerhalb dieser Markerhorizonte ist relativ gleich. Obwohl die lithostratigraphisch gut gliederbaren bankigen Abfolgen horizontal scheinbar weitaushaltend verbreitet sind, gibt es dennoch biostratigraphisch gravierende Unterschiede zwischen den bisher als Rand- bzw. Beckenfazies (z. B. BELLMAN 1967) bezeichneten Sedimentfolgen (s. u.). Der in Relikten in der gesamten Leipziger Bucht nachweisbare Weiße Sand wird aufgrund von Dinozystenuntersuchungen (KÖTHE 1992, unveröff.) in das tiefste Unteroligozän gestellt (D13). Er bildet somit die älteste überlieferte Verbreitung mariner Sedimente über dem Oberflözkomplex, der ursprünglich flächendeckend im Gesamtgebiet verbreitet gewesen sein muss. Dieser Sand wurde lange Zeit als Flusssand interpretiert und damit den ursprünglich „limnisch-fluviatilen“ Bornaer Schichten zugeordnet (z. B. EISSMANN 1970, 1994; LOTSCH et al. 1969, TGL 25234/08). PIETZSCH (1962) bezeichnete ihn als Mangroven-Sand und die *Ophiomorpha*-Bauten als Mangrovenwurzeln und ging damit bereits von marinen Überflutungsgebieten aus.

Die darüber folgenden Sedimente im östlichen Teil der Leipziger Bucht (ehemaliger Tagebau Espenhain: Untere und Obere Braune Sande nach EISSMANN 1994, Flöz-y-Komplex, Graubraune Sande bis zum Transgressionshorizont nach MÜLLER 2008) werden ebenfalls noch dem frühen Unteroligozän zugeordnet (D13) und sind somit älter als die Ablagerungen im nur ca. 5 km entfernten ehemaligen Tagebau Zwenkau. Die dort und im ehemaligen Tagebau Cospuden angetroffene Abfolge ist nach KÖTHE (1992, unveröff.) bereits in das mittlere Rupelium zu stellen (D14na). Dies deckt sich mit den

Beobachtungen MÜLLER's (2008), der ebenfalls schräg durch die Zeit verlaufende Grenzen postuliert hat und entsprechende Faunenfunde beschrieb. In den sog. Basissanden (MÜLLER 2008), die im Raum Zwenkau über den Weißen Sanden auftreten, sind unterhalb des Bänderschluffes Skelettreste von Seekühen geborgen worden (vgl. Kap. 4.5.3).

Innerhalb der Espenhain-Zwenkau-Schichten treten in drei Niveaus spektakuläre Sackungs- oder **Kollapsstrukturen** auf. Ihre Genese ist nicht eindeutig und wird u. a. auf gravitative Erscheinungen (Sackungsstrukturen durch Erdbeben bzw. Sturmfluten) und teilweise auf biogene Einflüsse zurückgeführt oder als Schichtkollapsstrukturen infolge von Entgasungen bezeichnet. Festzuhalten ist jedenfalls, dass zu dieser Zeit der Untergrund der Leipziger Bucht in drei Niveaus durch trichterartige Sackungsstrukturen im Abstand von wenigen Dezimetern bis mehreren Metern flächenhaft strukturiert war. Das heißt, der gesamte Meeresgrund war von zahllosen unterschiedlich tiefen und breiten Schlammlöchern übersät. Darüber hinaus fanden sich diese Strukturen auch nordöstlich von Halle am Fuchsberg bei Morl.

Mit dem allochthonen **Phosphoritknollenhorizont**, der flächenhaft im Tertiär der Leipziger Bucht verbreitet ist, verbinden sich interessante Fossilfunde, die sowohl marine als auch festländische Faunenreste enthalten (vgl. Kap. 4.5.3). So fanden sich zwischen den unterschiedlich geformten, z. T. fossilführenden Phosphoritknollen auch nicht phosphoritisierte Fossilreste (u. a. Haifischzähne, Knochenreste z. B. von Seekühen, Knochenfischen, Schildkröten, Vögeln und Landsäugetieren), die als Fundgrube für Fossilsammler dienen. Der Horizont bildet mehr oder weniger die Basis des Muschelschluffes/Septarientones. Neben den bekannten Knollenformen konnten in jüngster Zeit im ehemaligen Tagebau Zwenkau auch unregelmäßig wellig-plattige, nur wenige Zentimeter starke, autochthon wirkende Phosphorite gefunden werden, zwischen denen Anhäufungen kleiner kugelförmiger allochthoner Knollen auftraten. Die Entstehung dieses über viele Quadratkilometer ausgedehnten niveaubeständigen Horizontes ist nicht eindeutig geklärt (vgl. Kap. 4.5.3). Eine Transgressionsbildung, bei der das aus älteren Sequenzen stammende Fossilmaterial aufgearbeitet und anschließend als Transgressionshorizont wieder abgelagert wurde, ist bei der flächenhaften Verbreitung nicht so recht vorstellbar. Im Falle einer regressiven Entwicklung, bei der die groben Bestandteile am Meeresgrund liegen geblieben sind, müssten diese umgehend wieder von Sedimenten bedeckt worden sein, um ihre Erhaltung zu sichern.

Vor allem aus dem Muschelschluff/Septarienton/-schluff (**Septarienton-Schichten**) sind Faunen überliefert, die faziell-ökologische Aussagen und stratigraphische Belege liefern (vgl. Kap. 4.5.3). Auffällig sind Kalk-Schluff-Konkretionen (Septarien), die horizontbeständig z. T. mehrere Meter lange Bänke bilden und in bis zu drei Niveaus vorkommen. In den verfestigten Sedimentpartien wird die starke Bioturbation des Muschelschluffes deutlich. Der Muschelschluff ist flächenhaft nahezu im ge-

samten nordwestsächsischen Tertiär verbreitet und durch Einschaltung sandiger Partien im mittleren Teil oft dreigeteilt. Seine primäre Südbegrenzung ist nicht erhalten. Da er jedoch auch im Raum Profen noch vollmarin ausgebildet ist, muss die ursprüngliche Verbreitung wesentlich weiter nach Süden/Südwesten gereicht haben. Im Ostteil der Leipziger Bucht (Raum Güldengossa-Störmthal) geht er in eine sandige Randfazies über, die durch das Auftreten von *Ophiomorpha/Thalassinoides* geprägt ist.

Während der Muschelschluff in der zentralen Leipziger Bucht von mächtigen Sandserien (**Muschelsand, Formsand, kaolinischer Formsand**; vgl. Kap. 4.5.3) überlagert wird, fehlen diese weitgehend bereits unter dem Stadtgebiet und nördlich von Leipzig. Stattdessen treten dort meist Glaukonitsande oder Glimmersande (Untere Glimmersande) über dem Muschelschluff auf, die bisher bereits zur oberoligozänen **Cottbus-Formation** (Glaukonitsand- und Glimmersand-Schichten) gestellt wurden. In diesem Abschnitt ist demnach mit größeren Sedimentationslücken zu rechnen. Da die stratigraphische Einstufung der Formsande ohnehin unsicher ist – sie werden meist in das Unteroligozän, die kaolinischen Formsande dagegen teilweise in das Oberoligozän gestellt – wird eine Korrelation zwischen diesen Sedimentkomplexen gegenüber der bisherigen Annahme (vgl. STANDKE 2008b) inzwischen als problematisch angesehen. Andererseits waren 2003 in Baugruben im Stadtgebiet von Leipzig oberflächennah weißgraue *Ophiomorpha*-Sande aufgeschlossen, die dem Sprenkelsand unterhalb des Muschelschluffes oder dem kaolinischen Formsand im Profil von Güldengossa („Oberholzfolge“, s. u.) ähneln. Sie sollen den typischen Glimmersanden im Raum Leipzig entsprechen (A. Fabisch, frdl. mdl. Mitt. 2003).

Die im ehemaligen Tagebau Espenhain über den Formsanden aufgeschlossene sog. **Oberholzfolge** (KRAMER et al. 1987) wurde nach STANDKE (2008b) mit dem Horizont Breitenfeld parallelisiert, da sie wie diese u. a. ebenfalls stark glimmerführende Lagen und Schwermineralanreicherungen aufweist, die einen Peak im Gamma-Log der Bohrlochmesskurven verursachen (vgl. Kap. 4.5.3). Fluviale Anteile („Älterer Flusslauf der Thierbach-Schichten“, FUHRMANN 2008) konnten nicht festgestellt werden. Auch die Bohrungsergebnisse und Kartendarstellungen (vgl. ESCHER et al. 1998–2002, RASCHER et al. 2005) weisen keine Flussablagerungen in dieser Region auf. Stattdessen sind kaolinische Sande mit dem Spurenfossil *Ophiomorpha* verbreitet, die marines Milieu belegen. Auch in den ursprünglich als fluviale Thierbach-Schichten auskartierten Horizonten in Bohrungen zum City-Tunnel Leipzig fanden sich Foraminiferen, die eine marine Genese belegen (vgl. Kap. 4.6.3). Dazu kann angemerkt werden, dass man abweichende Sedimentfolgen oder lokale gröbere Schüttungen häufig als Thierbach-Schichten (s. u.) interpretierte und somit deren zeitlich-räumliches Verbreitungsareal ohne konkrete biostratigraphische Belege entsprechend ausgedehnt wurde.

Im Südosten der Leipziger Bucht war während des Oberoligozäns ein markantes Flusssystem (**Thierbach-**

Schichten) wirksam, das zunächst von Südosten nach Nordwesten in Richtung Rötha verlief und bei Thierbach entlang des Otterwischer Grauwackenrückens nach Nordosten – im Gegensatz zu den alltertiären Flusssystemen – in Richtung Wurzen-Eilenburg abschwänkte. Dieses war in den ehemaligen Tagebauen Bockwitz und Witznitz mit mehreren (vermutlich auch zeitlich versetzten) Sedimentationszyklen hervorragend aufgeschlossen. Auch die relativ flächenhafte Verbreitung weist auf mäandrierende Systeme hin, die über einen längeren Zeitraum oder wiederholt existiert haben. Da die Thierbach-Schichten gebietsweise die oligozänen Formsande erodieren, müssen sie jünger sein als diese. Im Tagebaubereich Bockwitz griffen sie in unterschiedlichem Maße erosiv bis in die Liegendschichten des Oberflözkomplexes ein. In diesem Fall erreichten sie den fluviatil-ästuarinen Anteil der obereozänen Hainer Sande, so dass eine Trennung der beiden altersmäßig unterschiedlichen Flusssysteme nur über das Bohrungsnetz möglich war, der Erosionsbetrag damit aber scheinbar größer wurde (STANDKE 2001b).

Da die Thierbach-Schichten aus zahlreichen unterschiedlich strukturierten Rinnensystemen bestehen, ist die mitunter recht einfach anmutende Gliederung in untere, mittlere und obere Thierbacher Sande und Tone meist nur über engräumige Bohrkorrelationen nachvollziehbar. Genetisch sind an der Tonfraktion lagunäre Tone, flächenhaft verbreitete Rückstaubildungen (z. T. mit häufigen senkrecht verlaufenden Wurzelresten), Auensedimente (KUNZMANN 1995) und abgeschnürte Flussarme (oxbow lakes) beteiligt, die alle als meist dunkle linsenförmige Körper mit Pflanzenresten in Erscheinung treten. Mitunter entwickelten sich allmählich farbenprächtige Tone aus sandig-schluffigen Partien. Die Sandfraktionen repräsentieren ebenfalls unterschiedliche Faziesbereiche, die zwischen hochenergetischen Schüttungen mit eingelagerten Baumstämmen über Stillwassersedimente bis zu Wattablagerungen variieren. Das Schwermineralspektrum wird durch erstmals deutliches Auftreten von Sillimanit charakterisiert (LOTSCH et al. 1994).

Die zahlreichen fossilen Pflanzenfunde (Florenkomplex Thierbach) verweisen auf oberoligozänes Alter, wobei auch der jüngere Florenkomplex Witznitz-Mockrehna z. T. in die Interpretation einbezogen wird. Die Thierbacher Blätterfloren zeugen von einem flussbegleitenden Auenwald mit Übergängen zu mesophytem Laubwald (vgl. Kap. 4.6.3) und sind von wesentlicher Bedeutung hinsichtlich der Vegetationsgeschichte Mitteleuropas (MAI & WALTHER 1991). So zeigen neu auftretende Florenelemente einen markanten Umbruch zur neogenen Vegetation an (MAI & WALTHER 1983).

Die Verbreitung der Thierbach-Schichten nach Nordosten ist trotz eines flächendeckenden Bohrnetzes (ESCHER et al. 1998–2002; vgl. Abb. 4.6.2) nicht sicher zu belegen. Sie wurde deshalb gegenüber älteren Darstellungen (EISSMAN & MÜLLER 1969, LOTSCH et al. 1994) deutlich eingekürzt.

Da während des Oberoligozäns hauptsächlich marine Ablagerungen (Formsande, Glaukonit- und Glimmer-

sande) verbreitet waren, kann das Thierbacher Flusssystem nur in regressiven Phasen nach Verlandung der bisherigen Meeresgebiete entstanden sein, in dem die sonst weit südlich verlaufenden Flüsse weiter nach Norden vorstoßen konnten. EISSMANN (1994, 2005) nimmt dafür Hebungstendenzen des südlichen erzgebirgischen Hinterlandes an. Als regressive Zeitabschnitte sind anhand von Sedimentationslücken bzw. entsprechender Sedimentausbildung der Grenzbereich Unter-/Oberoligozän, Glaukonitsand-/Glimmersand-Schichten, Abschnitte innerhalb der Unteren Glimmersande (vgl. Abb. 4.6.1), der Horizont Breitenfeld (Indiz für die sukzessive Verlagerung der Küstenlinie nach NW anhand von Spülsäumen sowie eine Verlandung mit paralischer Flözbildung bis in den Raum Delitzsch) und letztlich der Bereich zwischen dem Niveau Breitenfeld und den Oberen Glimmersanden prädestiniert.

Die **Glaukonit- und Glimmersandfolgen** zwischen Leipzig und Bitterfeld variieren hinsichtlich Aufbau und Mächtigkeit. Die meist geringmächtigen Glaukonitsande sind mitunter kaum von liegenden Rupel-/Septarienton abgrenzbar. Die Unteren Glimmersande weisen Mächtigkeiten zwischen 10 und 40 Metern auf, wobei sie vor allem in Richtung Nordosten mehrere Zyklen bilden. Im Raum südwestlich von Delitzsch ist deutlich ein unterer Zyklus ausgebildet, der nach NW und SE gering mächtiger wird bzw. auskeilt (vgl. Abb. 4.6.1). Die gegenüber den Oberen Glimmersanden ausgeprägte Bioturbation weist auf marine Ablagerungen hin (Unterer Vorstrand). Eine Deltaentwicklung, wie sie in letzter Zeit häufig diskutiert wird (z.B. PESTER 2009), ist bei der gut gliederbaren Abfolge schwer vorstellbar. Gelegentliche gröbere Partien können auch im marinen Bereich auftreten (vgl. Kap. 4.6.3).

Die nach Redaktionsschluss erstellten ersten Ergebnisse von Dinozystenuntersuchungen (KÖTHE 2010, unveröff.) aus dem Raum Bitterfeld weisen für die in den Jahren 2008 und 2009 erbohrten z. T. glaukonitischen **Unteren Bitterfelder Glimmersande** eine Einstufung in das mittlere Unteroligozän auf (D14na). Sie würden danach zeitlich den Formsanden entsprechen. Charakteristisch sind Glaukonitsande im unteren Teil und vor allem bioturbate Fein- bis Mittelsande unterhalb des Horizontes Breitenfeld (Unterer Glimmersand). Der Horizont Breitenfeld ist nach Dinozysten z. Z. nicht sicher datierbar und wird in den Zeitraum mittleres Unteroligozän bis unterstes Untermiozän gestellt (D14 bis D15). Er zeichnet sich durch wechselhafte Sand-Schluff-Folgen mit seifenartigen Glimmerlagen und Bernsteinführung aus. Pollenstratigraphisch wurde der Horizont Breitenfeld bisher in das Untermiozän (SPN I/II bzw. II; vgl. KRUTZSCH 2000) eingestuft, ebenso wie die darüber folgenden **Oberen Glimmersande** (SPN II). Diese werden nun nach Dinozysten auf den Zeitraum mittleres Unteroligozän bis unteres Oberoligozän (D14b bis D15a) bzw. unterstes Miozän (D14b bis D15) datiert. Sie können also sowohl oberoligozänes als auch untermiozänes Alter aufweisen. Diese Sande sind im Raum Bitterfeld gegenüber den Unteren Glimmersanden etwas gröber, relativ monoton und nur durch schwache Schichtung geprägt. Spurenfossilien sind sehr selten und auch der Glimmeranteil ist

meist eher unauffällig. Sie sind in Bohrungen deutlich von liegenden Abfolgen abgrenzbar. Auch für die Bernsteinschluffe im Liegenden des Bitterfelder Flözes waren nach Dinozysten keine eindeutigen Aussagen zu erzielen (D14b bis D15 [oberes Unteroligozän bis unterstes Miozän]). BLUMENSTENGEL & VOLLAND (2000) stufen sie in das Oberoligozän ein.

Das Ergebnis dieser ersten Dinozystenuntersuchungen bedeutet, dass die bisher in das Oberoligozän gestellten Unteren Glimmersande (Cottbus-Formation) noch dem Unteroligozän zugeordnet werden müssten. Der Horizont/Flözkomplex Breitenfeld (bisher tiefstes Untermiozän) ist z. Z. nicht eindeutig datierbar, könnte aber im Grenzbereich Unter-Oberoligozän liegen. Damit würde sich der oberoligozäne Anteil der Abfolge möglicherweise nur noch auf die Oberen Glimmersande beschränken und das stratigraphische Modell für die Glaukonit- und Glimmersandschichten (Cottbus-Formation) wäre neu zu überdenken. Allerdings sollten dazu weitere Untersuchungen abgewartet werden.

Die von WIMMER et al. (2008) ausführlich dargestellte, mehrphasige Entwicklung des **Flözhorizontes Breitenfeld** ist leider nur schwer nachvollziehbar. Die auf große Erosionen zurückgeführten Strukturen im Raum Breitenfeld sind für dessen Entstehung nicht nötig und dürften auch kaum in Verbindung mit dem Thierbacher Flusssystem stehen (vgl. oben), da dieses eher nach Nordosten in Richtung Eilenburg, (also vorrangig parallel zu den Verbreitungszonen von Flöz Breitenfeld) verläuft (vgl. Abb. 4.6.6, Abb. 4.8.8). Es kann im Delitzsch-Breitenfelder Raum demnach auch keine 40 m tiefen Erosionszonen in der dort flachen Landschaft hinterlassen haben. Belegbare Daten zur Tiefenerosion des Thierbacher Flusssystems sind ohnehin nur aus dem Bereich Bockwitz etwa 60 km südöstlich von Bitterfeld vorhanden (vgl. Kap. 4.6.3). Auch für die Entstehung der Bernsteinlagerstätte Goitsche werden Flussarme einer Delta-Entwicklung als Modellvorstellung herangezogen, die sich wiederum auf die „Thierbacher Flüsse“ (PESTER et al. 2009) beziehen. Dabei wird der erosive Anschnitt von max. 40 m Tiefe (s. o.) auf das gesamte „Deltagebiet“ zwischen Leipzig und Bitterfeld übertragen, wobei die genannten Abtragungs- und Umlagerungsprozesse dort nicht nachweisbar sind. Dagegen sprechen die gut korrelierbaren (marinen) Abfolgen von ihrer flächenhaften Verbreitung. Mit der in letzter Zeit favorisierten Delta-Entwicklung im Delitzsch-Bitterfelder Raum wird die bisherige kartierte und biostratigraphisch belegte marine Glimmersandentwicklung kaum berücksichtigt. Die tatsächlich vorhandenen Aufschlüsse im ehemaligen Tagebau Goitsche (vgl. WIMMER et al. 2006; FUHRMANN (2004, 2008) sind für die Faziesinterpretation nicht wirklich benutzt wurden. Obwohl in keinem der kartierten Aufschlüsse Flussablagerungen auftraten (STANDKE et al. 2007; STANDKE 2008b), wird dies zugunsten der Theorie einer Delta-Entwicklung angezweifelt (PESTER et al. 2009).

Die aus Bohrungen ersichtlichen Sedimente im Niveau von Flöz Breitenfeld (Zöckeritzer Bernsteinhorizont) weisen u. a. stark glimmerführende Lagen mit Bernsteinanreicherungen sowie Schwermineralführung auf, die in

den Gamma-Logs der Bohrlochmesskurven erkennbar und korrelierbar sind. Als typische Strandseifen zeichnen sie den Verlauf der Küstenlinie nach, die sich intervallartig nach Nordwesten bis in den Raum Bitterfeld (Zöckeritzer Bernsteinhorizont) verlagert hat (STANDKE et al. 2007). Die Flözbänke des Flözkomplexes Breitenfeld folgen als paralische Vermoorungen dem wandernden Küstensaum nach. Danach stellt dieser Horizont eine Strandabfolge dar, die die allmähliche regressive Verlagerung der Küstenlinie innerhalb eines überschaubaren Zeitabschnittes verdeutlicht.

Zu den in der Literatur ausführlich diskutierten **Rücken- und Senkenstrukturen** im Raum Bitterfeld-Delitzsch-Taucha im Niveau der **Oberen Bitterfelder Glimmersande** (zuletzt FUHRMANN 2008, PESTER et al. 2009) soll hier nur auf einige Fakten verwiesen werden, die sich u. a. aus der Tagebaukartierung ergeben haben (vgl. Kap. 4.6). Die Rücken- und Senken-Strukturen bilden die Oberfläche der Oberen Glimmersande und zugleich die Basis des Bitterfelder Flözkomplexes. Die Rücken werden durch die höhere Lage des Bitterfelder Flözes gegenüber der sich seitlich anschließenden Umgebung charakterisiert, die dann als Senke bezeichnet wird (PESTER et al. 2009; vgl. Abb. 4.6.10). In den ehemaligen Tagebauen Holzweißig und Goitsche waren Sandrücken aufgeschlossen, an denen das Bitterfelder Flöz bzw. der untere Flözbereich auskeilte und nur der obere Flözteil mit geringer Mächtigkeit den Rücken überdeckte, wie das z. B. auch an den sog. Tonbergen Prätertiärauftragungen in den Tagebauen Espenhain und Zwenkau zu beobachten war, an denen das obereozäne Hauptflöz auskeilte. Da die Rücken für den Braunkohlenbergbau von Nachteil waren, sind sie in den bergmännisch aufgeschlossenen Tagebaufeldern besonders gut untersucht und auch durch Fotos belegt worden (z. B. SÜSS 1957, ALISCH 1990, STEINICKE 1991, WIMMER et al. 2006). Nach SÜSS (1957) waren die Liegendrücken und -senken in den Abbaufeldern Goitsche und Holzweißig/Pauptitzsch besonders markant ausgeprägt. So wies der Zöckeritzer Rücken lokal gegenüber der Bitterfelder Senke eine Höhendifferenz bis zu 19 Metern und der Bärenholzrücken eine Höhe bis zu 18 Metern auf. Der Zöckeritzer Rücken war südlich von Niemeck unterbrochen und das Bitterfelder Flöz dort in voller Mächtigkeit ausgebildet.

Über die Genese der Rücken- und Senken-Strukturen sind vielfältige Überlegungen angestellt worden, die von Dünenzügen (wobei z. T. unklar bleibt, ob äolische oder submarine Dünen gemeint sind), über Delta- und Barrensyste, Nehrungen (z. B. FUHRMANN 2008), tektonische initiierte Ursachen (BRAUSE 2006) bis zur polygenetischen Entstehung (z. B. HÜBNER et al. 1979) reichen. Dabei glaubt FUHRMANN (2004, 2008) mit der Aussage, dass alle (mindestens) 14 Rücken Nehrungen sein sollen, eine plausible Erklärung für deren Entstehung gefunden zu haben. Auf die Widersprüchlichkeit dieser Auffassung weisen bereits PESTER et al. (2009) ausführlich hin, da eine parallele, zeitlich versetzte Aufeinanderfolge von 14 bis 19 Nehrungen real schwer vorstellbar ist. FUHRMANN geht bei seinen Interpretationen vor allem von

dem relativ kleinen Areal der von ihm zwischen 1975 und 1978 untersuchten Bitterfelder Bernsteinlagerstätte aus. Bedauerlich ist, dass die im ehemaligen Tagebau Goitsche real aufgeschlossenen Sedimente mit ihrer marinen Entwicklung bei seiner Nehrungstheorie nicht berücksichtigt wurden.

Für die weiter nach Südosten sich anschließenden und nicht mehr so deutlich ausgeprägten Rücken- und Senkenstrukturen sind auch andere Interpretationen möglich. So geht aus einigen geologischen Schnitten hervor, dass die Rücken und Senken teilweise nur wellige Lagerungsverhältnisse nachbilden und der Bitterfelder Flözkomplex dabei gleich bleibende Mächtigkeiten aufweist. Diese postgenetisch angelegten flachwelligen Strukturen sind ebenso bei anderen Braunkohlenflözen zu beobachten. Auch die Darstellungsform der Schnitte mit z. T. 50-facher Überhöhung kann zu o. g. Interpretation führen. In anderen Fällen fehlt z. B. die Bitterfelder Unterbank (BiU), so dass die Flözbasis von der mehrere Meter höher liegenden Bitterfelder Oberbank (BiO) gebildet wird. Auch dadurch könnte eine Rückenstruktur abgeleitet werden.

Im Rahmen der geologischen Tagebaukartierung zeigte sich, dass in den ca. 5 m mächtigen Aufschlüssen im ehemaligen Tagebau Goitsche sowohl in der Döberner Senke als auch am sog. Bärenholzrücken analoge Sedimentfolgen auftraten. Im unteren Teil waren jeweils rötlichgraue marmorierte, z. T. bioturbate Sande aufgeschlossen (marin, Oberer Vorstrand), die von aschgrauen größeren Sanden mit dem Spurenfossil *Skolithos* (Anzeiger für Gezeitenablagerungen im höher energetischen Bereich/Priefazies) überlagert wurden (vgl. Abb. 4.6.11). Darüber folgten flasergeschichtete Sande (Sandwatt), über denen weiße Strand- und Dünenande z. T. mit organischen Lagen ausgebildet waren. Lokal konnten fossile Regentropfen ausgemacht werden (STANDKE et al. 2007). Am Bärenholzrücken kam es im Bereich dieser weißen Sande zur Ausdünnung des hangenden Bitterfelder Flözes, das teilweise spießartig lateral in die weißen Sande hineinragt. Aus älteren Dokumentationen (z. B. SÜSS 1957, STEINICKE 1991) geht hervor, dass die Rückenstruktur, an der das Bitterfelder Flöz zumindest im ehemaligen Tagebau Holzweißig ausdünn, vorrangig aus diesem weißen Sand besteht. Da die weißen Sande auch in der Döberner Senke auftraten, sollten die Genesemodelle nochmals überdacht werden.

Die marmorierten rötlichgrauen Sande (s. o., Obere Glimmersande) fanden sich auch im Liegenden der Bernsteinschluffe in der Bitterfelder Bernsteinlagerstätte (vgl. Kap. 4.6.3; Abb. 4.6.14, 4.6.15) und in Entwässerungsgräben in der Döberner Senke. Dagegen traten im Bereich der sog. Niemecker Senken (Bitterfelder Glimmersandsenke nach WIMMER et al. 2006) des ehemaligen Tagebaus Goitsche charakteristische, mehrere Meter mächtige horizontal- und schrägeschichtete, schwach bioturbate **Obere Bitterfelder Glimmersande** auf, die faziell dem Oberen Vorstrand entsprechen (vgl. Kap. 4.6.3; Abb. 4.6.8). Sie wurden lokal von stark bioturbaten marinen Feinsanden (Unterer Vorstrand, Übergangs-

bereich) überlagert (vgl. Abb. 4.6.9), über denen Bernsteinschluff auftrat. Die relativ weit verbreiteten, allerdings ziemlich glimmerarmen Sande bilden den Hauptanteil der Oberen Bitterfelder Glimmersande, wie auch aus den Bohrungen (2008/2009) im Stadtgebiet von Bitterfeld hervorgeht, während dort die marmorierten, aschgrauen und weißen Sande fehlen. Insgesamt zeigt sich dabei, dass der höhere Teil der Oberen Bitterfelder Glimmersande stark differenziert aufgebaut ist und bestimmte Abfolgen nur lokal vorhanden sind. Die von PESTER et al. (2009) dargestellten Sande zwischen den Bitterfelder Bernsteinschluffen und dem Bitterfelder Flözkomplex (Bitterfelder Rücken) konnten in den Bohrungen im Stadtgebiet von Bitterfeld (vgl. Abb. 4.6.4) nicht nachgewiesen werden.

Die Entstehung der **Bitterfelder Bernsteinlagerstätte** und die Herkunft des Bernsteins wurde bereits ausführlich auf zwei Bernsteinkolloquien, z.T. kontrovers bzgl. der Bernstein-Entstehung und Bernstein-Lagerstättenbildung diskutiert (WIMMER et al. 2004; RASCHER et al. 2008).

Die Gliederung der Lagerstätte erfolgt weiterhin nach HÜBNER et al. (1979) als letzte zusammenfassende Arbeit zur Lagerstätten erkundung, die auch in den kartierten Aufschlüssen nachvollziehbar ist. Lediglich die Bezeichnung Flöz Goitsche (FUHRMANN 2004) wird statt des „Bitterfelder Unterbegleiters“ bzw. des fälschlich als Flöz Breitenfeld bezeichneten Flözes (z. B. BLUMENSTENGEL & VOLLAND 2000) übernommen, um Verwechslungen zu vermeiden. Es gibt keinen Grund, andere Bezeichnungen für die Einzelschichten der Lagerstätte (vgl. FUHRMANN 2004, 2008) zu verwenden, wie auch PESTER et al. (2009) anmerken. Die Bitterfelder Bernsteinlagerstätte umfasst – im Gegensatz zur Auffassung FUHRMANNs – nur die Abfolge der Bernsteinschluffe im Liegenden des Bitterfelder Flözkomplexes (vgl. Abb. 4.6.14), die vorwiegend auf lagunären Bedingungen basiert. Der Zöckeritzer Bernsteinkomplex (= Niveau Breitenfeld), von FUHRMANN (2008) als Unteres Lagerstättenstockwerk bezeichnet, ist eine eigenständige Bildung, die sowohl zeitlich als auch genetisch nicht mit den Bernsteinschluffen korrespondiert und durch die marinen Ablagerungen der Oberen Bitterfelder Glimmersande von den Bernsteinschluffen getrennt ist. Der Zöckeritzer Bernsteinkomplex ist im Gegensatz zu den jüngeren lagunären Bernsteinschluffen eine küstennahe Bildung im Strandbereich des intervallartig zurückweichenden Meeres.

Ausgehend von der Diskussion, dass der Bitterfelder Bernstein nur umgelagerter Baltischer Bernstein sein soll (z. B. WEITSCHAT 2008), werden für dessen Entstehung und Ablagerung in letzter Zeit eingehend „einheimische“ Herkunftsmodelle vorgestellt (z. B. FUHRMANN 2004, 2005, 2008; EISSMANN 2005; WIMMER et al. 2006, 2008; PESTER et al. 2009), die vor allem auf der Hypothese eines Flusstransportes von Süden her bzw. von Delta-Ablagerungen beruhen (vgl. Kap. 4.6.3). Dazu muss angemerkt werden, dass die Hypothese eines fluss- oder deltagebundenen Bernsteintransportes von Süden/Südwesten in den Lagerstättenbereich Goitsche wenig überzeugend ist, da Hinweise dafür fehlen. So sind

weder Bernstein in der hypothetischen Entstehungs- und Zubringerregion aufgetaucht, noch die entsprechenden Fluss- oder Delta-Sedimente nachgewiesen. Auch wird der Zeitfaktor kaum berücksichtigt, d. h. wann der Bernstein authochthon entstanden sein soll (wobei von einem zeitnah existenten Bernsteinwald ausgegangen wird) und wann akkumuliert worden wäre. Da die Bernsteinlagerstätte Goitsche und ihre Liegendschichten gut aufgeschlossen waren, hätten sich entsprechende sedimentologische Hinweise finden müssen. So ist letztlich für die Zufuhr des Bernsteins in die Lagunen der Goitsche ein Meerestransport (aus welcher Richtung auch immer) nicht völlig auszuschließen.

Im Hangenden der Oberen Bitterfelder Glimmersande bzw. der lokalen Bernsteinlagerstätte Goitsche setzt der untermiozäne **Bitterfelder Flözkomplex (Bitterfeld-Schichten)** ein, der nur im Raum Bitterfeld als scheinbar kompakter Flözkörper auftritt. Ansonsten ist der Flözkörper in zwei Hauptbänke (Bitterfelder Unter- und Oberbank BiU und BiO) gegliedert, wobei die Oberbank wiederum in zwei (teilweise weitere) Flözbänke aufspaltet. In den einzelnen Braunkohlenlagerstätten ist diese Gliederung nicht immer eindeutig zuordenbar, da gelegentlich ein geringmächtiges Flöz im Liegenden auftritt, das lokal ebenfalls als Unterbank oder Unterbegleiter, aber auch als Flöz Breitenfeld bezeichnet wird. In diesem Fall (vgl. Abb. 4.6.7) fehlt dort die Unterbank und das Bitterfelder Flöz besteht nur aus zwei Oberbänken, wobei sich die Frage erhebt, ob das dortige Flöz Breitenfeld nicht der Unterbank entspricht. Die Mittelsedimente zwischen den Flözbänken variieren regional gesehen sehr stark. So treten häufig z.T. terrestrisch geprägte Tone mit lokaler Pflanzenführung (Florenkomplex Bitterfeld, MAI & WALTHER 1991), ästuarine Bildungen und marine Sande vertikal, aber auch lateral alternierend auf. Die von KRUTZSCH (2000) für biostratigraphische Untersuchungen benutzte Flözgliederung ist leider für die übliche praxisbezogene großräumige Gliederung nicht anwendbar, so dass die ermittelten pollenanalytischen Daten nicht in die gültige Stratigraphie des gesamten Nordraumes Leipzigs übertragen werden können.

Der untermiozäne **Decktonkomplex** (Decktonschichten) stellt eine flächenhaft verbreitete Schwemmfächersedimentation dar, die von südlich gespeisten Flüssen, z. B. aus dem Raum Grimma unterhalten wird. Im Delitzsch-Bitterfelder Raum sind großräumige Rinnenstrukturen ausgebildet, die aus unterschiedlichsten Sedimentfolgen bestehen, die untereinander nicht korrelierbar sind. Das oft zitierte Thierbacher Flusssystem dürfte in diesem zeitlich jüngeren Niveau keine Rolle mehr gespielt haben, da auch biostratigraphische Belege dafür fehlen. Die fluviatile Zufuhr hatte sich vermutlich weiter nach Osten verlagert, zumal auch aus dem sich hebenden osterzgebirgischen Raum verstärkt Sedimentschüttungen erfolgten. Gelegentlich treten geringmächtige Flöze innerhalb der Decktonschichten auf, die als Decktonflöze oder Flöz Brandis bezeichnet werden und im Typusgebiet Brandis z.T. abgebaut wurden. Die gesamte Abfolge stellt eine regressive Entwicklung dar, die in der Lausitz den Lübbenau-

Schichten („Älterer Lausitzer Schuttfächer“, LOTSCH et al. 1969) entspricht.

Im nordöstlichsten Teil des Untersuchungsgebietes sind als jüngste flächenhaft erhaltene Bildungen die transgressive untermiozänen Sedimentfolgen der **Düben-Schichten** ausgebildet. Sie weisen ein bis zwei geringmächtige Flöze auf (Flözkomplex Düben), die dem 3. Miozänen Flözkomplex der Lausitz entsprechen. Charakteristisch sind alauführende Ablagerungen im Liegenden. Die Zwischenmittel bestehen aus Wattsedimenten, während die im Hangenden folgenden tonig-schluffigen Partien lagunäre Bedingungen aufweisen (STRAUSS 1991). Die weit in die Lausitz hinein reichenden Sedimentfolgen (Buchhain-Schichten) wurden ausführlich von STANDKE (2006b) beschrieben. In NW-Sachsen sind die höheren Anteile der Düben/Buchhain-Schichten sowie die jüngeren Miozänfolgen der pleistozänen Erosion zum Opfer gefallen.

Pliozäne Sedimente sind nicht sicher nachgewiesen. Die Brandiser Schotter und auch Kiesabfolgen bei Zeitz sind in das Unterpleistozän gestellt worden (ESCHER et al. 1998–2002).

Literaturverzeichnis

- AHRENS, H. & LOTSCH, D. (1967): Die geologischen Grundlagen der Aufstellung der Florenzonen im jüngeren Tertiär der Lausitz. – Abh. Zentrales geologisches Institut, 10: 39–54; Berlin.
- AHRENS, H.; LOTSCH, D.; ROHDE, G. & STEINIKKE, K. (1974): Zur Herkunft der Sedimentschüttungen des westelbischen Tertiärs auf der Basis von Schwermineraluntersuchungen. – Unveröff. Ber.: 1–40, Zentrales geologisches Institut; Berlin.
- ALEXOWSKY, W. (1994): Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000, Karte ohne quartäre Bildungen. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- ALEXOWSKY, W.; STANDKE, G. & SUHR, P. (1989): Beitrag zur weiteren lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärprofils in der Niederlausitz. – Geoprofil, 1: 57–62; Freiberg.
- ALEXOWSKY, W. & SUHR, P. (1991): Das Tertiär des südbrandenburgisch-nordostsächsischen Raumes. – Tagungsmaterial 38. Jahrestagung GGW, Oktober 1991: 55–63; Berlin.
- ALEXOWSKY, W.; BERGER, H.-J.; KOCH, E.; LEONHARDT, D.; KRENTZ, O.; MÜLLER, A.; STANDKE, G.; STEDING, D.; WALTHER, S. & WOLF, L. (1994–1999): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- ALISCH, U. (1990): Die moorfazielle Entwicklung des Bitterfelder Flözhorizontes in seinem südlichen Verbreitungsgebiet. – Z. geol. Wiss., 18 (10): 875–881; Berlin.
- ANGER, H. (2010): Kaolinabbau und Folgenutzung in der Region Kemmlitz. – Exkurs. f. und Veröffl. DGG, 243: 65–78; Hannover.
- Autorenkollektiv (1999): Chronik der Wismut. – CD, 2738 S., Wismut GmbH, Chemnitz.
- BACH, F.; HENNINGER, M.; LEDER, R. M.; LÖSER, M. & MÜLLER, A. (2009): Geologisch-Paläontologische Sammlung. Festschrift zum Universitätsjubiläum 2009. – Universität Leipzig: 1–72; Leipzig.
- BACHMANN, G. H.; EHLING, B.-C.; EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen-Anhalt. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1–698; Stuttgart.
- BALASKE, P.-H. (1998): Die marin beeinflussten Sande im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben in der östlichen subherzynen Senke – Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, Beiheft 9; Halle.
- BARTHEL, M. & HETZER, H. (1982): Bernstein-Inklusen aus dem Miozän des Bitterfelder Raumes. – Z. angew. Geol., 26 (7): 314–336; Berlin.
- BARTNIK, D. (1977): Rohstoffeigenschaften und Qualitätserkundung der Braunkohlen im nördlichen Teil der Leipziger Bucht. – Freib. Forsch.-H. C 324: 1–104; Freiberg.
- BAUMANN, L. & VULPIUS, R. (1991): Die Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in den neuen Bundesländern. – Glückauf Forschungsheft, 52 (2), 53–83, Glückauf-Verlag; Essen.
- BELLMANN, H.-J. (1967): Zur Tertiärquarzitbildung im Weißelsterbecken. – Z. angew. Geol., 13 (3): 155–156; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1969): Untersuchungen über das Einzugsgebiet der tertiären Liegendschichten im Raum Zeitz. – Abh. und Ber. Naturkundliches Museum „Mauritianum“: 37–48; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. (1970): Bericht über den Nachweis von Glaukonitvarietäten und Hydroglimmern in den mitteloligozänen Abraumböden der Tagebaue Böhlen und Espenhain. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenkombinat; Espenhain.
- BELLMANN, H.-J. (1972): Eine Diskordanz im Oligozän der Leipziger Bucht. – Abh. u. Ber. Naturkundliches Museum „Mauritianum“, 7: 173–188; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. (1973): Beitrag zur Prognose von Tertiärquarziten im östlichen Weißelsterbecken. – Abh. u. Ber. Naturkundliches Museum „Mauritianum“, 8, 1/2: 179–184; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. (1974): Über eine Foraminiferenfauna im Leipziger Oligozän. – Abh. u. Ber. Naturkundliches Museum „Mauritianum“, 8, 3: 325–332; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. (1976): Zur Geologie und Mineralogie der Abraumschichten der Braunkohle in der Leipziger Bucht. – Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg; Freiberg.
- BELLMANN, H.-J. (1979): Neuere Ergebnisse über Phosphoritkonkretionen in den mitteloligozänen Schichten der Leipziger Bucht. – Z. angew. Geol., 25: 124–128; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1981): Beitrag zu den Eigenschaften des Glaukonits und glaukonitführende Sedimente. – Z. angew. Geol., 27: 488–491; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1984): Faziesdifferenzierungen und Tonmineralbestand der oligozänen Schichten der Leipziger Bucht. – Z. geol. Wiss., 12: 409–418; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1985): Zur Genese der verkieselten Hölzer und Braunkohlenquarzite im Raum Leipzig. – Z. geol. Wiss., 13: 699–702; Berlin.
- BELLMANN, H.-J. (1997): Die Domsener Sande und die Funde von *Limulus decheni* ZINCKEN bei Teuchern. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 19: 115–119; Halle.
- BELLMANN, H.-J. (2004): Erkundung, Lagerstättengeologie und Vorräte der Braunkohlentagebaue. – In BERKNER, A. und Mitarbeiter (2004): Der Braunkohlenbergbau im Südraum Leipzig. – Bergbaumonographie, Bergbau in Sachsen, 11: 40–54, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsisches Oberbergamt; Freiberg.
- BELLMANN, H.-J. (2007): Beitrag zur Genese des Osterfelder Flammentons. – Mauritiana 20: 87–92; Altenburg.
- BELLMANN, H.-J. & LENK, G. (1967): Nachweis des Oberflöz (Flöz IV) im Randbecken von Aga – südlich von Zeitz. – Hallesches Jahrbuch für Mitteldt. Erdgeschichte., 8 (1966): 87–91; Leipzig.
- BELLMANN, H.-J.; SCHWERDTNER, G. & STÖRR, M. (1976): Der Grauwackenkaolin des Nordsächsischen Grauwackenkomplexes südlich von Leipzig. – Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 5: 19–25; Berlin.

- BELLMANN, H.-J.; EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1990): Das marine und terrestrische Mitteltertiär in den Großaufschlüssen der südlichen Leipziger Bucht. – Exkursionsführer Geotagg. 1990, Exk. V-1: 2–11; Bremen.
- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands. – Gebr. Bornträger, 1–408; Berlin/Stuttgart.
- BERGER, H.-J. (1996): Seismologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C. & AUBRY, P.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: Berggren et al. (eds.) Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation, – SEMP Spec. Publ., 54: 129–212; Tulsa.
- BERKNER, A. und Mitarbeiter (2004): Der Braunkohlenbergbau im Südraum Leipzig. – Bergbaumonographie, Bergbau in Sachsen, 11: 1–231, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsisches Oberbergamt; Freiberg.
- BLUMENSTENGEL, H. (1999): Ergebnisse der mikropaläobotanischen Bearbeitung tertiärer Sedimente aus der Bohrung Wallendorf/Luppe 4054/89. – Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt, 5: 95–116; Halle.
- BLUMENSTENGEL, H. (2001): Palynologische Untersuchungen tertiärer Ablagerungen aus dem ehemaligen Braunkohlentagebau Mücheln-Westfeld (Geiseltal, Sachsen-Anhalt, Deutschland). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 13: 31–39; Halle.
- BLUMENSTENGEL, H. (2002): Probleme der Paläogen-Stratigraphie in Thüringen. – Beitr. Geol. Thür., N. F. 9: 27–40; Jena.
- BLUMENSTENGEL, H. (2003): Zur Palynologie und Biostratigraphie der Schkopau Formation (Tertiär, Untereozän, Sachsen-Anhalt). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg 241: 209–215; Frankfurt a. M.
- BLUMENSTENGEL, H. (2004): Zur Palynologie und Stratigraphie der Bitterfelder Bernsteinvorkommen (Tertiär). – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 224: 1–17; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H.; MAI, D.; WALTHER, H.; GASTALDO, R. & RIEGEL, W. (1992): Exkursion in das Weißeelsterbecken. – 21. Jahrestagung des Arbeitskreises für Paläobotanik und Palynologie; Göttingen.
- BLUMENSTENGEL, H. & UNGER, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie und Fazies des flözführenden Tertiärs der Egelner Mulden (Sachsen-Anhalt). – Geologisches Jahrbuch A 142: 113–129; Hannover.
- BLUMENSTENGEL, H.; KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt, Teil 1: Raum Halle-Merseburg. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 1: 1–101; Halle.
- BLUMENSTENGEL, H.; KOCH, B.; MARTIKLOS, M. & VOLLAND, L. (1999): Beitrag zur Strukturgeologie und Stratigraphie des Tertiärs im Raum Halle-Merseburg. – Mitt. Geologie von Sachsen-Anhalt, 5: 31–44; Halle.
- BLUMENSTENGEL, H. & VOLLAND, L. (2000): Zur Stratigraphie und Fazies des Tertiärs im Bitterfelder Raum. Referenzprofile tertiärer Ablagerungen in den Tagebauen Goitzsche, Golpa-Nord und Gröbern. – Unveröff. Ber., Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt; Halle.
- BLUMENSTENGEL, H. & VOLLAND, L. (2002): Alte und neue Ergebnisse einer Aufschlussdokumentation als Beitrag zur regionalen Geologie und zur geologischen Landesaufnahme des Geologischen Landesamtes Halle. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 216: 10–12; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H., KRUTZSCH, W. & VOLLAND, L. (2002): Exkursionsführer in das Tertiär des Tagebaues Amsdorf. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 216: 29–46; Berlin.
- BLUMENSTENGEL, H. & KRUTZSCH, W. (2009): Tertiär. – In: BACHMANN, G. H.; EHLING, B.-C.; EICHNER, R. & SCHWAB, M. (Hrsg.) (2008). – Geologie von Sachsen-Anhalt: 267-292; Stuttgart.
- BÖHME, M. (2001): Die Landsäugerfauna des Unteroligozäns der Leipziger Bucht – Stratigraphie, Genese und Ökologie. – Neues Jahrbuch Paläontologie, Geologie Abh., 220 (1): 63–82; Stuttgart.
- BÖHME, M. & ANTONOW, M. (1994): *Entelodon deguilheimi* REPELIN, 1918 (*Mammalia, Entelodontidae*), ein bedeutender Säugetierfund aus dem Tagebau Espenhain. – Veröff. Naturkundemuseum Leipzig, 12: 23–26; Leipzig.
- BÖHME, P. (1957): Ergebnisbericht über die im Jahre 1956 durchgeführten Erkundungsarbeiten auf Braunkohle bei Thierbaum, Krs. Grimma. – Unveröff. Ber., Staatliche Geologische Kommission, Geologischer Dienst; Freiberg.
- BÖHME, P. (1967): Ergebnisbericht über die im Jahre 1967 durchgeführten Sucharbeiten auf Tertiärquarzit im Raum Glasten/Kreis Grimma. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Erkundung Süd; Freiberg.
- BREMER, G. (1992): Beiträge zur fluviatilen Entwicklung des Weißeelsterbeckens: die Bösdorfer Flussandzone. – Unveröff. Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg.
- BRAUSE, H. (2004): Zum tertiären geodynamischen Rahmengeschehen. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 224: 22–23; Berlin.
- BRAUSE, H. (2006): Bemerkungen zur känozoischen Tektonik in der Umgebung von Bitterfeld. Diskussion. – Z. geol. Wiss., 34: 287–291; Berlin.
- BROMLEY, R. G. (1999): Spurenfossilien. Biologie, Taphonomie und Anwendungen. – Springer Verlag: 1–347; Berlin/Heidelberg.
- BÜLOW, W. v. & MÜLLER, S. (2004): Tertiär. – In: KATZUNG, G. (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 197–216; Stuttgart.
- BURCHARDT, I. (1994): Zur Entwicklung und Lagerung der tertiären Schichtenfolge im Raum nördlich von Gräfenhainichen (Sachsen-Anhalt). – Z. geol. Wiss., 22, 3/4: 403–421; Berlin.
- CEPEK, A. G. (1968): Quartär. – In: Autorenkollektiv: Grundriß der Geologie der DDR (1968). Bd. 1: 385–420; Berlin.

- CREDNER, H. (1876): Septarienthon mit *Leda Deshayesiana* bei Leipzig. – N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont: 1–45; Stuttgart.
- CREDNER, H. (1878): Das Oligocän des Leipziger Kreises mit besonderer Berücksichtigung des marinen Mitteloligozäns. – Z. Deutsche Geologische Gesellschaft, 30: 615–662; Berlin.
- CREDNER, H. (1886): Das „marine Ober-Oligozän“ von Markranstädt bei Leipzig. – Z. Deutsche Geologische Gesellschaft, 38: 493–496; Berlin.
- CREDNER, H. (1895): Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligozäns und die norddeutschen Phosphorizonen. – Abh. Ges. Wiss. Leipzig, math.-phys. Cl., XXII, 1; Leipzig.
- DASSOW, W. (1995): Die miozäne Decktonfolge im Leipzig-Bitterfelder Kohlenrevier. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 16: 95–101; Halle.
- DASSOW, W.; BECK, W.; SOMMER, D.; MARSKI, R.; SCHALLER, R.; BONDZIO, E.; KNAUF, C.; HELBIG, C. & FREIBERG, B. (1980): Ergebnisbericht Braunkohle Delitzsch-Süd. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- DASSOW, W. et al. (1985): Studie: Braunkohle Rösa-Sausedlitz. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- DIETRICH, H. (1972): Ergebnisbericht über Erkundungsarbeiten im Raum Greschwitz 1971, Bezirk Leipzig. – VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg.
- DIN 21919-3 (2001): Deutsche Norm, Bergmännisches Risswerk, Stratigraphie, Teil 3: Regionale und lokale Gliederungen Braunkohle, Tabelle 4 – Weißelsterbecken. – Normenausschuss Bergbau (FABERG) im DIN Deutsches Institut für Normung e. V.; Berlin.
- DOLL, G. (1982): Zur geologischen Entwicklung des östlichen zentralen Weißelsterbeckens unter besonderer Berücksichtigung der Braunkohlenfelder Peres, Groitzscher Dreieck und Schleenhain. – Unveröff. Diss., Karl-Marx-Universität; Leipzig.
- DOLL, G. (1984): Zur zyklischen Ausbildung des Tertiärs im Zentrum des Weißelsterbeckens. – Z. geol. Wiss., 2(5): 575–583; Berlin.
- DOLL, G. & EISSMANN, L. mit Beiträgen von JUNGE, F. & WOYZEK, U. (1992): Lithofacial and sedimentological studies in the Cenozoic of the Leipzig Lowland Bight. – Excursion-guide book: Exc. A 4: 67–98, 13th IAS Meeting on Sedimentology, 15.–17.09.1992, International Association of Sedimentologists; Jena.
- DOORNENBAL, J. C. & STEVENSON, A. G. (Hrs.) (2010): Petroleum Geological Atlas of Southern Permian Basin Area. – EAGE Publications b. v. (Houten): 1–342.
- DOUFFET, H.; KRIEBEL, U.; LAUER, D.; LOTSCH, D. & MEINKE, O.-D. (1982): F/E Thema Gesamtschätzung Braunkohle DDR – Flözverbreitung 1:500.000. – VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- DOUFFET, H.; KÖNIG, S. & VULPIUS, R. (1985): Erkundungsmethodik Braunkohle. – Unveröff. Handbuch, Ministerium für Kohle und Energie (Hrsg.), Ministerium für Geologie (Hrsg.); Berlin.
- DUCKHEIM, W., JAESCHKE, A. & WELLE, J. (1999): Molluskenfaunen aus dem Rupelium (Unteroligozän) der Leipziger Bucht. – Altenbg. naturwiss. Forsch., 12: 1–95; Altenburg.
- EISERMANN, FEHR, MOH, DOLL, KAISER, HAAS, KOCH, KADOLPH, LIEBERWITH, SCHMIDT & HERMSDORF (1984): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Kohlefeld Bockwitz. – Unveröff. Ergebnisber., VE Braunkohlenkombinat Bitterfeld: 100 S.; Halle.
- EISSMANN, L. (1964): Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. – Geologie, 46: 3–96; Berlin.
- EISSMANN, L. (1968): Überblick über die Entwicklung des Tertiärs in der Leipziger Tieflandsbucht (Nordwest-Sachsen). – Sächsische Heimatblätter, 14 (1): 25–37; Dresden.
- EISSMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig (Eine Übersicht). – Natura regionis Lipsiensis, Naturwissenschaftliches Museum, 1/2: 1–174; Leipzig.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe – Modell einer Landschaftsentwicklung am Rande der europäischen Kontinentalvergletscherung. – Schriftenr. Geol. Wiss.: 2: 1–263; Berlin.
- EISSMANN, L. (1978a): Mollisoldiapirismus. – Z. angew. Geol. 24 (3): 130–138; Berlin.
- EISSMANN, L. (1978b): Regionalgeologische Erkundungsprobleme Känozoikum im Saale-Elbe-Gebiet. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. – Altenbg. naturwiss. Forsch. 1: 1–171; Altenburg.
- EISSMANN, L. (1985): 50 Millionen Jahre Subrosion – über Persistenz und Zyklizität von Auslaugung im Weißelsterbecken. – Geophys. Geol. III (2): 31–65; Berlin.
- EISSMANN, L. (1994): Abriss der Entwicklung des Känozoikums im Saale-Elbe-Gebiet. – Exkursionsf. u. Veröff. GGW, 194: 54–58; Berlin.
- EISSMANN, L. (1994): Leitfaden der Geologie des Präquartärs im Saale-Elbe-Gebiet. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenbg. nat. wiss. Forsch. 7: 11–53; Altenburg.
- EISSMANN, L. (1997): Die ältesten Berge Sachsens oder die morphologische Beharrlichkeit geologischer Strukturen. – Altenbg. nat. wiss. Forsch., 10: 1–56; Altenburg.
- EISSMANN, L. (1998): Der Boden der Stadt Leipzig im Spiegel ausgewählter Bohrprofile. – Veröff. Naturkundemuseum Leipzig, 16: 1–5; Leipzig.
- EISSMANN, L. (2000): Die Erde hat Gedächtnis: 50 Millionen Jahre im Spiegel mitteldeutscher Tagebaue. – Sax-Verlag: 1–140; Beucha.
- EISSMANN, L. (2004): Die Braunkohlenformation des Weißelsterbeckens mit einem Abriss der Prätertiärs und Quartärs. – In: BERKNER, A. und Mitarbeiter

- (2004): Der Braunkohlenbergbau im Südraum Leipzig. – Bergbaumonographie, Bergbau in Sachsen, 11: 21–40, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsisches Oberbergamt; Freiberg.
- EISSMANN, L. (2005): Graphische Kompilationen zum Tertiär Mitteleuropas (Paralipomena I). – *Mauritiana*, 19 (2): 283–288; Altenburg.
- EISSMANN, L. (2008): Graphische Kompilationen zum Tertiär Mitteleuropas: Thierbacher Schichten und Diskordanz (Paralipomena II). – *Mauritiana*, 20 (2): 179–202; Altenburg.
- EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1969): Geologische Karte der DDR 1:200.000, Karte ohne quartäre Bildungen, Blatt M 33/VII – Karl-Marx-Stadt (Tertiäranteil). – Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- EISSMANN, L.; TREVIRANUS, H.; MÜLLER, A. & WOLF, L. (1972): Lithofazieskarte Quartär 1:50.000, Blatt Wurzen 2566. – Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.*, 7: 1–458; Altenburg.
- EISSMANN, L. & RUDOLPH, A. (2002): Metamorphose einer Landschaft – Die aufgehenden Seen um Markkleeberg. – Sax-Verlag: 1–88; Beucha.
- EISSMANN, L. & RUDOLPH, A. (2006): Die aufgehenden Seen im Süden Leipzigs. – Sax-Verlag: 1–104; Beucha.
- ELLENBERG, J. & DOLL, G. (1983): Zur Sedimentation des Domsener Sandes (Obereozän) im Raum Profen. – Kurzfassung Vortrag zur 30. Jahrestagung der GGW, *Mitt. Ges. f. Geol. Wiss.*, 11 (2/3): 23–24; Berlin.
- ENGEL, M. (2006): Lithostratigraphische Dokumentation ausgewählter Profile im Unteroligozän der Leipziger Bucht. – Unveröff. Diplomarbeit: 1–99, TU Bergakademie; Freiberg.
- ENGEL, M. & FISCHER, N. (2004): Lithostratigraphische Untersuchungen oligozäner Profile im Tagebau Espenhain. – Unveröff. Diplomkartierung: 1–82, TU Bergakademie; Freiberg.
- ENGERT, L. (1957): Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen in den Hangendschichten der Braunkohle des Tagebaues Böhlen bei Leipzig. – Unveröff. Diplomarbeit, Martin-Luther-Universität Halle/Wittenberg; Halle.
- ENGERT, L. (1958): Das Tertiärprofil von Böhlen. – *Ber. Geologische Gesellschaft DDR*, 3 (2/3): 139–143; Berlin.
- ENGERT, P. (1957): Der prätertiäre Untergrund von Nordwestsachsen und seine Tektonik. – *Ber. Geologische Gesellschaft DDR*, 2(3): 165–176; Berlin.
- ERTEL, S. (2006): Lithofazielle Charakteristik von Braunkohlenbegleitschichten im Südraum Leipzig und in der Niederlausitz. – Unveröff. Diplomarbeit: 1–143, TU Bergakademie; Freiberg.
- ESCHER, D. & BONDZIO, E. (1977): Ergebnisbericht Braunkohlenerkundung Groitzscher Dreieck. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg.
- ESCHER, D.; FISCHER, J.; MEIER, J.; RASCHER, J.; KÄSTNER, S. & DUTSCHMANN, U. (1998–2002): Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen 1:50.000, Einheitsblatt Zeitz (2665), Mittweida (2666), Leipzig (2565), Wurzen (2566), Bitterfeld (2465), Eilenburg (2466). – GEOmontan GmbH Freiberg, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (Hrsg.); Freiberg.
- ESCHER, D.; FISCHER, J.; RASCHER, J., KÄSTNER, S. & DUTSCHMANN, U. (2002): Geologischer Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:200.000. – GEOmontan GmbH Freiberg, Hrsg. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Abt. Geologie Freiberg.
- ESCHER, D.; FISCHER, J.; STANDKE, G. & RASCHER, J. unter Mitarbeit von DUTSCHMANN, U.; HÜBNER, A.; KÄSTNER, S. & SCHNEIDER, G. (2003): Das Tertiär Nordwestsachsens – Ein geologischer Leitfaden. – Unveröff. Abschlussber.: 1–211, GEOmontan Freiberg, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Abt. Geologie Freiberg.
- Fachinformationssystem (FIS) Rohstoffe: Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie. – www.geologie.sachsen.de.
- FANKHÄNEL (1972): Vorratsberechnung Braunkohlenfeld Goitsche, Baufeld III, Erkundung 1969–1970. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- FECHNER, G. (1995a): Fazielle und palynoökologische Untersuchungen der Böhlener Schichten („Mitteloligozän“) in der Leipziger Tieflandsbucht – ein Statusbericht. – *Documenta Naturae* 99: 1–78; München.
- FECHNER, G. (1995b): Fazies und Palynologie einiger konkretionärer Bildungen aus „mitteloligozänen“ Ablagerungen südlich von Leipzig. – *Z. geol. Wiss.*, 23 (1/2): 85–94; Berlin.
- FINK-WADSACK, I. (1995): Untersuchungen zur Palynologie des Zeitzer und Haselbacher Florenkomplexes im Tagebau Schleenhain (Paläogen, Weißelster-Becken). – Unveröff. Diplomarbeit: 1–116; Universität Göttingen.
- FISCHER, E. (1950): Pflanzenabdrücke aus dem Alttertiär von Mosel bei Zwickau in Sachsen. – *Abh. Geol. Dienst Berlin, Neue Folge*, 221: 1–28; Berlin.
- FISCHER, K. (1997): Neue Vogelfunde aus dem mittleren Oligozän des Weißelsterbeckens bei Leipzig (Sachsen). – *Mauritiana*, 16(2): 271–288; Altenburg.
- FISCHER, J.; ILGNER, E. M.; MÜLLER, A.; KLEBER, F. & TREVIRANUS, U. (1982): Ergebnisbericht Gesamtschätzung Ressourcenpotential Braunkohle DDR, Objekt Wildenhain, Gebiet Leipzig. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- FISCHER, J.; DASSOW, W.; TREVIRANUS, H.; KREHER, M.; BONDZIO, E.; KNAUT, K.; RASCHER, J.; TREVIRANUS, U. & RUDOLPH, G. (1989): Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Delitzsch-Süd. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- FISCHER, J. & RASCHER, J. (2000): Nachinterpretation der Böhlen-Schichten im Baufeld Süd/D 1 des Tagebaues Profen Süd. – Unveröff. Ber., GEOmontan GmbH Freiberg im Auftrag Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft mbH Theißen; Freiberg.
- FREESS, W. B. (1991): Beiträge zur Kenntnis von Fauna und Flora des marinen Mitteloligozäns bei Leipzig. – *Altenbg. naturwiss. Forsch.*, 6: 1–74; Altenburg.

- FREYBERG, B. von (1926): Die Tertiärquarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die feuerfeste Industrie: 1–243; Stuttgart.
- FRIEDEL, C.-H. & BALASKE, P. (Hrs.) (2005): Das Tertiär im mitteldeutschen Ästuar, Stand und aktuelle Probleme. – Exkurs. f. u. Veröffl. DGG, 230: 1–52; Berlin, Hannover.
- FRIEDRICH, A. & SCHELLENBERGER, H. (2009): Lithofazielle Kartierung ausgewählter Profile der Grundwasserleiter 5 und 6 im Tagebau Profen. – Unveröff. Diplomkartierung: 1–193, TU Bergakademie; Freiberg.
- FUHRMANN, R. (1975): Bericht über die 1974/75 durchgeführte Bernsteinerkundung im Braunkohlentagebau Goitsche, Baufeld III des VEB Braunkohlenkombinates Bitterfeld. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–170; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1977): Bericht über die 1976 durchgeführte Bernsteinerkundung (Liegendsande Zöckeritzer Rücken) im Braunkohlentagebau Goitsche, Baufeld III des VEB Braunkohlenkombinates Bitterfeld – Suche und Vorerkundung. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–208; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1978a): Bericht über die 1975/76 durchgeführte Bernsteinerkundung im Braunkohlentagebau Goitsche (Liegendsediment) des VEB Braunkohlenkombinat Bitterfeld. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–56; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1978b): Prognostische Einschätzung der Bernsteinlagerstätte des Liegendsediments im gesamten Baufeld III des Braunkohlentagebaues Goitsche aufgrund der Erkundungsarbeiten 1974 bis 1976. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–87; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1978c): Bericht über die 1976 durchgeführte Bernsteinerkundung (Liegendsediment) in der Feldeserweiterung III b des Tagebaues Goitsche des VEB Braunkohlenkombinat Bitterfeld. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–58; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1978d): Bernsteinhöflichkeit des Obereozäns im Raum Leipzig-Halle-Bitterfeld. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie: 1–29; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (1981): Einschätzung der Bernsteinhöflichkeit des Braunkohlenfeldes Breitenfeld-Nord. – Unveröff. Ber., Rat des Bezirkes Leipzig, Abt. Geologie; Leipzig.
- FUHRMANN, R. (2004): Entstehung, Entdeckung und Erkundung der Bernsteinlagerstätte Bitterfeld – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 224: 25–35; Berlin.
- FUHRMANN, R. (2005): Die Bernsteinlagerstätte Bitterfeld, nur ein Höhepunkt des Vorkommens von Bernstein (Succinit) im Tertiär Mitteldeutschlands. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 156 (4): 517–530; Stuttgart.
- FUHRMANN, R. (2008): Der Bitterfelder Bernstein – seine Herkunft und Genese. – Mauritiana, 20 (2): 207–228; Altenburg.
- FUHRMANN, R. & BORSODORF, R. (1986): Die Bernsteinarten des Untermiozän von Bitterfeld. – Z. angew. Geol., 32 (12): 309–316; Berlin.
- GASTALDO, R. A.; FERGUSON, D.; WALTHER, H. & RABOLD, J. (1996): Criteria to distinguish parautochthonous leaves in Cenophytic alluvial channel-fills. – Rev. Palaeobot. Palynol., 90: 1–21; Amsterdam.
- GASTALDO, R. A.; RIEGEL, W.; PÜTTMANN, W.; LINNEMANN, U. G. & ZETTER, R. M. (1998): A multidisziplinäre approach to reconstruct Late Oligocene vegetation in central Europe. – Rev. Palaeobot. Palynol., 101: 71–94; Amsterdam.
- GEINITZ, H. B. (1842): Über Versteinerungen von Altenburg und Ronneburg. – Mitt. a. d. Osterlande, 6 (2): 86–99; Altenburg.
- GEISSLER, E.; SUHR, P.; STANDKE, G.; ALEXOWSKY, W.; SCHUBERT, G.; WOLF, L.; KUPETZ, M.; RASCHER, J.; RUDOLPH, G. & REINHARDT, P. (1987): Lagerstättengeologische Forschung Braunkohle: Geologisches Modell der Lausitz. – Unveröff. Forschungsber.: 1–256, VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- GEISSLER, E.; ALEXOWSKY, W.; SUHR, P.; WOLF, L.; RASCHER, J.; STANDKE, G. & HEINRICH, R. (1988): Lagerstättegeologische Forschung Braunkohle: Teilgebiet Doberlug-Herzberg-Torgau. – Unveröff. Forschungsber.: 1–129, VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- GERATS, M. (1979): Ergebnisbericht Braunkohlenerkundung Feld Cospuden. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- GERATS, M. (1982): Gesamtschätzung Braunkohle DDR – Gebiet Leipzig, Objekt Röglitz. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.
- GLÄSER, L. (1968): Zusammenhänge zwischen den rohstofflichen und technologischen Eigenschaften von Braunkohlen. – Freib. Forsch.-H. C 243: 1–96; Freiberg.
- GRAHMANN, R. (1925): Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. – Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math.-phys. Kl., 39: 1–82; Leipzig.
- GRAHMANN, R. (1957): Ausdehnung und Bewegungsrichtung des Inlandeises in Sachsen. – Ber. geol. Ges. DDR, 2: 227–232; Berlin.
- GRIMM, K. I. & SCHINDLER, K. (1995): Zur Paläoökologie der Dinoflagellaten-Zysten und der Foraminiferen aus den Oberen Böhlener Schichten (höheres Rupelium) im Tagebau Cospuden (Leipziger Bucht). – Mainzer geowiss. Mitt., 24: 7–26; Mainz.
- GÜRS, K. (2002): Tertiär Nordwestdeutschland. – In: MENNING, M. & Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- GÜRS, K. (2005): Das Tertiär Nordwestdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. Stratigr., 41(1–3): 313–322; Berlin, Stuttgart.
- HAAGE, R. (1966): Beitrag zur Petrographie und Genese des Tertiärquarzites von Böhlen-Espenhain bei Leipzig. – Ber. dt. Ges. geol. Wiss., 11(2): 229–237; Berlin.
- HAAGE, R. (1968): Die Verbreitung von Tertiärquarziten im Vorfeld des Braunkohlentagebaus Witznitz II. – Z. angew. Geol., 14 (6): 313–316; Berlin.

- HAAGE, R. (1970): Bestimmung der Herkunft des klastischen Quarzes im Tertiärquarzit. – Ber. DGGW, B 15: 191–166; Berlin.
- HAAGE, R. (1970): Der Tertiärquarzit – Petrographie, Verwendung in der Silikatindustrie und Austauschmöglichkeiten. – Wiss. Z. Hochschule f. Archit. u. Bauw., 17: 439–440; Weimar.
- HAAGE, R. (1972): Zur petrologischen Untersuchung des Tertiärquarzites. – DGGW, B 17: 267–323; Berlin.
- HAAKE, R., HORTENBACH, R. & RADECK, M. (1988): Ergebnisbericht Lagerstätten erkundung Braunkohlenkleinlagerstätten Raum Wurzen. – VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- HÄHNEL, R.; DOCKTER, J.; WUCHER, K.; PUFF, P.; UNGER, K. P.; RAU, D. & HIRTH, D. (1984): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Braunkohle Elsterfelder, Geologie und Rohstoffqualität. – VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, Betriebsteil Jena: 1–217; Jena.
- HALFAR, J. (1994): Faziesarchitektur und Sedimentologie eines paläogenen fluviatilen Systems im Tagebau Schleenhain bei Leipzig. – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Göttingen, Institut u. Museum für Geologie und Paläontologie; Göttingen.
- HALFAR, J. & RIEGEL, W. (1995): Faziesarchitektur und Sedimentologie eines paläogenen fluviatilen Systems im Tagebau Schleenhain bei Leipzig. – Abh. Staatliches Museum f. Mineralogie u. Geologie, 41: 53–72; Dresden.
- HALFAR, J.; RIEGEL, W. & WALTHER, H. (1998): Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: a Palaeogene example from the Weissester Basin, Germany. – Sedimentology, 45: 1–17; Oxford.
- HAQ, B. U. (1993): Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. – In: POSAMENTIER, W. H.; SUMMERHAYER, C. P.; HAQ, B. U. & ALLAN, P. [Hsg.] (1993): Sequence Stratigraphy and Facies Association. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 18: 93–196; Oxford.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. – Science, 269: 483–489; Washington.
- HARNISCH, W. (1930): Verkieselungen, Autochthone und Setzungswert in der Braunkohle von Gröbers. – Braunkohle, 29: 157–160.; Halle.
- HÄRTEL, H. & SPRINGER, A. (1988): Ergebnisbericht Erkundung Braunkohlenlagerstätte Peres 1985–1987. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- HÄRTEL, H.; BEHLA, K.; SCHOSSIG, W.; STRAUCH, R.; LIEBICH, U.; FISKAL, C. & WILLNAT, M. (1988): Ergebnisbericht Erkundung Braunkohlenlagerstätte Witznitz-Gaulis 1985–1987. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- HAUSDORF, W.; KÄSTNER, S.; RASCHER, J. & SCHEFFLER, S. (2000): Geologische Stoßkartierung und ingenieurgeologische Probenahme im 2. Schnitt des Tagebaues Vereinigtes Schleenhain. – Unveröff. Ber., GEOmontan GmbH Freiberg; Fachbüro für Consulting und Bodenmechanik GmbH Espenhain im Auftrag Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft Theißen; Espenhain, Freiberg.
- HELBIG, C. (1976): Ergebnisbericht Braunkohle, Feld Eythra. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil; Freiberg.
- HEMPEL, K.; BÖTTGER, T.; DOLEZYCH, M. & JUNGE, F. (2005): Erste dendrochronologische Untersuchungen an *Doliosiroxylon priscum* (PRILL) DOLEZYCH aus dem Obereozän Mitteldeutschlands. – Mauriana, 19 (2): 275–281; Altenburg.
- HILLE, R. 1985: Repräsentative Ergebnisse in der kohlengeologischen Erkundung. – Z. angew. Geol. 31 (2): 29–32; Berlin.
- HOHL, R. (1955): Braunkohlenbohrungen bei Podelwitz-Commichau und Thierbaum, Krs. Grimma mit Vorratsberechnung. – Unveröff. Ber., Staatliche Geologische Kommission; Freiberg.
- HOHL, R. (1957): Die Entstehung unserer Tertiärquarzitlagerstätten. – Silikatechnik, 8: 368–372; Berlin.
- HOHL, R. (1959): Der Haselbacher Ton des Weißelsterbeckens. – Z. angew. Geol., 12 (5): 589–596; Berlin.
- HÖSEL, G. & LEHMANN, U. (2009): Erze. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 121–146; Stuttgart.
- HÜBNER, J. (1979): Zusammenhänge zwischen Geologie, Flözbildung und Kohlenqualität, dargestellt am Flöz Bruckdorf der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf. – Unveröff. Diplomarbeit, Bergakademie Freiberg.
- HÜBNER, J. (1982): Die geologische Entwicklung der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf sowie angrenzender Gebiete südlich der Halleschen Störung unter besonderer Berücksichtigung des Flözes Bruckdorf. – Dissertation A, Bergakademie Freiberg.
- HÜBNER, J. & BEUGE, P. (1980): Zusammenhänge zwischen geologischem Untergrund und Flözbildung am Beispiel der Braunkohlenlagerstätte Wallendorf. – Z. angew. Geol., 26 (10): 494–498; Berlin.
- HÜBNER, F.; GROSSE, R.; LAUER, D.; GEBHARDT, R. & HELBIG, C. (1979): Ergebnisbericht Bernsteinerkundung Goitsche 1979. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg.
- HUNGER, R. (1952): Die Pollenflora der Braunkohle von Seidewitz im Thümmelitzer Wald zwischen Leisnig und Grimma. – Die Bergakademie 4 (5): 192–202; Freiberg.
- JÄCKEL, M.; ZEISSLER, K.-O.; FREELS, D. & WOLF, P. (2000): Das digitale Lagerstättenkataster Braunkohle für den Freistaat Sachsen. – Z. geol. Wiss. 28 (1/2): 291–302; Berlin.
- JAESCHKE, A. (1997): Oligozäne Protobranchia (Bivalvia) aus der Leipziger Bucht und ihre ökologische Bedeutung. – Leipziger Geowissenschaften, 5: 73–81; Leipzig.
- JAESCHKE, A. (1998): Molluskenfunde aus den Phosphoritknollenhorizonten der Unteren Böhlener Schichten (Oligozän, Leipziger Bucht). – Leipziger Geowissenschaften, 6: 211–217; Leipzig.
- JAESCHKE, A. & DUCKHEIM, W. (1997): Ökologie von *Arctica islandica* (L., 1767) im Oligozän der Leipziger Bucht. – Leipziger Geowissenschaften, 4: 155–163; Leipzig.

- JORTZIG, H. (2002): Verbreitung Rupel-Folge. – In: STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg 1:1.000.000. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, 2. Aufl.; Kleinmachnow.
- JUNGE, F. W.; DUCKHEIM, W.; MORGENSTERN, P. & MAGNUS, M. (2001): Sedimentologie und Geochemie obereozän – unteroligozäner Typusprofile aus dem Weißelsterbecken (Tagebau Espenhain). – *Mauritiana*, 18 (1): 25–59; Altenburg.
- JUNGE, F. W.; MORGENSTERN, P.; BÖTTGER, T. & DUCKHEIM, W. (2002): Geochemische Indikatoren (C_{org} , S, Fe, $d^{13}C_{org}$) zur Abschätzung von Fazies und Ablagerungsbedingungen in obereozän-unteroligozänen Sedimenten Mitteldeutschlands. – *Leipziger Geowissenschaften*, 14: 71–105; Leipzig.
- JUNGE, F. W. & BÖTTGER, T. (2005): Zur Landschafts- und Flußdynamik im obereozän-unteroligozänen Schwemmfächer des Weißelsterbeckens – Beispiele aus den Großtagebauen südlich Leipzig. – *Exkurs. f. u. Veröffl. DGG*, 230: 11–12; Berlin, Hannover.
- JUNGE, F. W.; DOLEZYCH, M.; WALTHER, H.; BÖTTGER, T.; KÜHL, A.; KUNZMANN, L.; MORGENSTERN, P.; STEINBERG, T. & STANGE, R. (2005): Ein Fenster in Landschaft und Vegetation vor 37 Millionen Jahren: Lithologische, sedimentgeochemische und paläobotanische Befunde aus einem Paläoflußsystem des Weißelsterbeckens. – *Mauritiana*, 19 (2): 185–273; Altenburg.
- JUNGE, F. W. & EISSMANN, L. (2007): Domsener Schichten und Tertiärquarzite im Tagebau Profen (Sachsen-Anhalt). Mit einem Einblick in die wichtigsten Störungserscheinungen des erschlossenen Gebietes. – *Beitr. Geol. Thüringen, N. F.*, 14: 187–213; Jena.
- KARL, H.-V. (1990a): Erster Nachweis einer fossilen Schnappschildkröte (Testudines, Chelydridae) im marinen Mitteloligozän der DDR. – *Mauritiana*, 12: 477–481; Altenburg.
- KARL, H.-V. (1990b): Fossile Krokodilreste (Reptilia, Crocodylia) aus dem marinen Mitteloligozän des Weißelsterbeckens. – *Mauritiana*, 12: 483–488; Altenburg.
- KÄSTNER, S. & RASCHER, J. (1997–1999): Kenntnisstandsanalyse und Karten 1:25.000 für die Tagebaubereiche Profen und Vereinigtes Schleenhain. – *Unveröff. Ber., GEOMontan GmbH Freiberg im Auftrag Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft mbH Theißen; Freiberg.*
- KÄSTNER, S. & RASCHER, J. (2000): Lithofazielle Aufschlussdokumentation im stillgelegten Braunkohlentagebau Zwenkau. – *Unveröff. Dokumentationsber., GEOMontan Freiberg im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie; Freiberg.*
- KAUFMANN, H. (2009): Sande und Kiese. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): *Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken.* – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 79–94; Stuttgart.
- KLAUS, D. (1974): Ergebnisbericht Sucharbeiten 1973 weißbrennende Tone Hohnstädt. – VEB GFE Halle, Betriebsteil Halle.
- KLEEBERG, K. (2009): Tone, Kaoline, Lehme und Mergel. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): *Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken.* – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 97–120; Stuttgart.
- KLEEBERG, K. (2010): Potenzial und Gewinnung von Bodenschätzen in Nordwestsachsen (Kaolin, Kiessand, Sand, Ton, Lehm, Festgestein, Braunkohle). – *Exkurs. f. u. Veröffl. DGG*, 243: 35–41; Hannover.
- KLINGBEIL, J.; ASSMUS, G.; BLEILE, C.; GRUNART, K.; KÖNIG, A.; KOTZERKE, E.; KUHLMANN, K.; SCHEEL, W.; SCHOSSIG, M.; SCHOSSIG, W.; RICHTER & KLINNERT (1990): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung Kitzscher. – *Unveröff. Bericht, VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.*
- KNUTH, G.; KOCH, T.; RAPPILBER, I. & VOLLAND, L. (2002): Zum Bernstein im Bitterfelder Raum – Geologie und genetische Aspekte. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 24: 35–46; Halle (Saale).
- KOLBE, H. (1939): Aufbau und Bildung der mitteleozänen Braunkohlenflöze in Mitteldeutschland. – *Das Braunkohlenarchiv*, 53: 1–47; Halle.
- KÖNIG, W. & BLUMENSTENGEL, H. (2005): Die Oligozänvorkommen am Hartenberg und bei Hüttenrode im Mittelharz und ihre Bedeutung für die känozoische Harzentwicklung. – *Mitt. Verband Deutsche Höhlen- und Karstforschung*, 51 (4): 120–125; München.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. & KRUMBIEGEL, G. (1989): Geologie und Geschichte des Bitterfelder Bernsteins und anderer fossiler Harze. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 14: 1–25; Gotha.
- KOSTELETSKY, G.; DASSOW, W. & WEIMANN, R. (1991): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung Braunkohlenerkundung Werben-Sittel 1991. – *Unveröff. Ber., G.E.O.S. Ingenieurgesellschaft mbH; Freiberg.*
- KÖTHE, A. (1992): Bericht über Kalk-Nanno- und Dinoflagellaten-Untersuchungen an Profilen aus Braunkohlentagebauen in der Leipziger Bucht (Tagebaue Espenhain, Merseburg-Ost, Schleenhain). – In: *Studie Eozän/Oligozän-Grenze – Faziesentwicklung während des Ober-Eozän (Priabonium) bis Unter-Oligozän (Rupelium) in Nordeuropa.* – *Unveröff. Ber., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.*
- KÖTHE, A. (2003): Dinozysten-Zonierung im Tertiär Norddeutschlands. – *Revue Paléobiol.*, 22 (2): 895–923; Genève.
- KRAMER, H.-J.; KOSTELETSKY, G.; SEIFERT, A.; HELBIG, C.; KNAUF, C.; MARSKI, M. & BONDZIO, E. (1982): Ergebnisbericht Braunkohlenerkundung Hatzfeld. – *Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.*
- KRAMER, H.-J.; MÜHLMANN, R.; GROSSE, R.; KREHER, M.; MARSKI, M.; WÜNSCHE, M.; HIRTH, D.; TREVIRANUS, U. & HELBIG, C. (1987): Ergebnisbericht Braunkohle Espenhain/Störmthal. – *Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Freiberg.*
- KRAUSE, F. (2009): Obereozäne Blätterfloren aus dem zentralen Weißelster-Becken (Mitteldeutschland) und ihre paläoökologische Position. – *Unveröff. Diplomarbeit: 1–232, TU Bergakademie; Freiberg.*

- KRENTZ, O. (2008): Postvariszische tektonische Entwicklung. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 472–478; Stuttgart.
- KRONE, F.; KIETZMANN, J.; KLÖPSCH, P.; BERKNER, A.; THIEME, T.; BELLMANN, M.; SCHMIDT, R.; HEIDENFELDER, R.; BLOCH, W. & BRADE, T. (2000): Braunkohlenplanung im Freistaat Sachsen. – Sächsisches Staatsministerium des Innern (Hrsg.): 1–106; Dresden.
- KRUMBIEGEL, G. (1995): Der Bitterfelder Bernstein (Succinit). – In: WEIDERT, W. K. (1995): Klassische Fundstellen der Paläontologie. Bd. III: 11–12, 191–204, 268–269, Goldschneck Verlag; Korb/Weinstadt.
- KRUMBIEGEL, G. (1999): Beckerit aus dem Tagebau Goitsche bei Bitterfeld (Sachsen-Anhalt, Deutschland). – Investigation into Amber: 231–239; Gdansk.
- KRUMBIEGEL, G. & KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (1990): Vorkommen von Glessit, Sieburgit (?) und Krantzit im Tertiär Mitteldeutschlands (Bitterfeld, Niederlausitz). – Fundgrube, 26 (3): 78–81; Berlin.
- KRUMBIEGEL, G. & KRUMBIEGEL, B. (1997): Bernsteinlagerstätten und -vorkommen in aller Welt. – In: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R. (Hrsg.) (1997): Tränen der Götter. – Veröff. Dt. Bergbaumuseum, Nr. 64: 31–46; Bochum.
- KRUMBIEGEL, G. & KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (2004): Bitterfelder Bernsteinarten und -varianten im Vergleich mit anderen Lagerstätten. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 224: 45–57; Berlin, Hannover.
- KRUMBIEGEL, G. & KOSMOWSKA-CERANOWICZ, B. (2007): Die Arten des Bitterfelder Bernsteins. – Bitterfelder Heimatblätter, Sonderheft 2007: 43–64; Bitterfeld.
- KRUTZSCH, W. (1961): Bericht über sporenpaläontologische und -stratigraphische Untersuchungen im Tertiär des Gebietes zwischen Bitterfeld-Torgau-Bad Liebenwerda, unter Berücksichtigung der Tertiärprofile der Lausitz und der des Halle-Leipziger Gebietes, sowie allgemeine Bemerkungen zur Tertiärstratigraphie des letzteren Raumes. – Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1967a): Die sporenstratigraphische Gliederung des älteren Tertiärs im nördlichen Mitteleuropa (Paläozän–Mitteloigozän). – Abh. Zentrales Geologisches Institut, 8: 112–149; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1967b): Der Florenwechsel im Alttertiär Mitteleuropas auf Grund von sporenpaläontologischen Untersuchungen. – Abh. Zentrales Geologisches Institut, Paläont. Abh., 10: 17–37; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1967c): Bericht über neue sporenstratigraphische Untersuchungen des Tertiärs im Raum Brandis (Nordwest-Sachsen). – Unveröff. Bericht, Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1962, 1963a,b, 1967, 1970, 1971): Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. – Liefg. I–III; Berlin (Verl. Wiss.), Liefg. IV–VII; Jena (G. Fischer).
- KRUTZSCH, W. (1970): Die stratigraphisch verwertbaren Sporen- und Pollenformen des mitteleuropäischen Alttertiärs. – Jahrbuch Geologie, 3 für 1967: 309–379, 16 Taf.; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1976): Bericht über sporenstratigraphische Bearbeitungen von Proben aus 4 Bohrungen im Feld Kitzscher. – Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1976): Die Mikroflora der Braunkohle des Geiseltales, Teil IV: Die stratigraphische Stellung des Geiseltalprofils im Eozän und die sporenstratigraphische Untergliederung des mittleren Eozäns. – In: Eozäne Floren des Geiseltales: Abh. ZGI Berlin, Paläont. Abh., 26: 12–47; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (1982): Bericht zur Teilaufgabe Biostratigraphische Vorlaufforschung. – Unveröff. Bericht, Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (2000): Stratigraphische Tabelle Oberoligozän und Neogen (marin-kontinental). – Berliner geowiss. Abh., E 34: 153–165; Berlin.
- KRUTZSCH, W. (2008): Die Bedeutung der fossilen Pollengattung *Mediocolpopollis* KRUTZSCH 1959 (fam. *Santalaceae*) für die Gliederung des Obereozän im mitteldeutschen Ästuar. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 25: 1–103; Halle.
- KRUTZSCH, W. & MAJEWSKI, J. (1967): Zur Methodik der pollenstratigraphischen Zonengliederung im Jungtertiär Mitteleuropas. – Abh. Zentrales Geologisches Institut, 10: 83–98; Berlin.
- KRUTZSCH, W. & LENK, G. (1973): Sporenpaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Weißelster-Beckens I. Die stratigraphisch wichtigen Pollen- und Sporenformen aus dem Profil des Tagebaus Profen. – Abh. Zentrales Geologisches Institut, 18: 59–76; Berlin.
- KRUTZSCH, W. unter Mitarbeit von BLUMENSTENGEL, H.; KIESEL, Y. & RÜFFLE, L. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mitteloigozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutionsstratigraphie der Vertebraten). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 186: 137–253; Stuttgart.
- KRUTZSCH, W. & BLUMENSTENGEL, H. (2005): Überblick über die Paläogeographie des Paläogens im mitteldeutschen Ästuar. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 230: 15–16; Berlin, Hannover.
- KÜHL, A.; JUNGE, F. W.; STEINBERG, T. & STANGE, R. (2006): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen des Sedimentmittels zwischen dem Bornaer und dem Thüringer Hauptflöz im Restloch Groitzscher Dreieck. – Brandenburg. geowissenschaftlicher Beitrag, 13 (1/2): 67–88; Kleinmachnow.
- KUHNT, K. & KOPAL, C. (2003): Geologische Aufnahme von Tertiärprofilen an der Nordböschung des Tagebaus Vereinigtes Schleenhain. – Unveröff. Diplomkartierung: 1–90, TU Bergakademie Freiberg.
- KUNZMANN, L. (1995): Rekonstruktion einer tertiären Flusslandschaft, geologische und makropaläobotanische Untersuchungen am

- paläogenen Zwickau-Altenburger Flusssystem im Weißelsterbecken, NW-Sachsen. Methoden, Möglichkeiten, Grenzen. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie u. Geologie, 41: 73–95; Dresden.
- KUNZMANN, L. (1998): *Trigonobalanopsis* KVAČEK & WALTHER, *Alnus* MILLER und *Salix* LINNÉ im Unteroligozän Nordwestsachsens. – Abh. Staatliche Museum für Mineralogie u. Geologie, 43/44: 227–238; Dresden.
- KUNZMANN, L. & WALTHER, H. (2002): Eine obereozäne Blätterflora aus dem mitteldeutschen Weißelster-Becken. – Paläont. Z., 76 (2): 261–282; Stuttgart.
- KUNZMANN, L. (Hrsg.) (2008): Excursion No. B2. Palaeogene and Neogene sites in East Germany and visit to the city of Dresden. Field trip guide IPC-XII 2008 IOPC-VIII 2008 Bonn, Germany. – Staatliche Naturhistorische Sammlungen: 1–112; Dresden.
- KUNZMANN, L.; SCHNEIDER, W.; STANDKE, G.; DOLEZYCH, M. & EBERLEIN, M. (2009): Geologie und Phytostratigrafie im Paläogen und Neogen Mittel- und Ostdeutschlands. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 241: 47–115; Duderstadt.
- KVAČEK, Z. & WALTHER, H. (2001): The Oligocene of Central Europe and the development of forest vegetation in space and time based on megafossils. – Palaeontographica Abt., 259 (1/6): 125–148; Stuttgart.
- LAMPLUGH, G. W. (1902): Calcrete. – Geol. Mag. 9: 575, cit. acc. Langford-Smith (1978).
- LAUE, W.; SEIBEL, O.; LÖHNING, W.; UHLIROVA, R.; HOELZEL, I.; WOLF, B.; HOFFMANN, K.; SCHILKA, W.; KÖHLER, G.; ENGLER, S.; SCHMITZ, W.; MASCHKE, B. & SCHAEDLICH, D. (1977): Ergebnisbericht Braunkohlenlagerstätte Witznitz II/Nordfeld. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- LAUER, D. (1984): Analyse der faziellen Entwicklung des Känozoikums im Weißelsterbecken zur Ableitung eines Genesemodells für das Leipziger Braunkohlenrevier. – Unveröff. Dissertation, Bergakademie Freiberg.
- LAUER, D.; HELBIG, C.; SOMMER, D.; MARSKI, R.; BONDZIO, E. & OEHME, W.-D. (1979): Ergebnisbericht Braunkohlenerkundung Espenhain-Störmthal-Belgershain. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- LEEFHELM, U.-C.; POBLOZKI, B. V. & SEIFERLIN, G. (1988): Ergebnisbericht Braunkohlenerkundung Merseburg-Ost. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- LEHMANN, H. (1953): Leitfaden der Kohlengeologie. – Wilhelm-Knapp-Verlag: 1–231, Halle/Saale.
- LEHMANN, A.; CIESIELSKI, R. & RABE, H. (1980): Zur Tektonik im Kohlefeld Witznitz. – Z. angew. Geol., 26: 329–332; Berlin.
- LEHMANN, U. (2009): Sonstige mineralische Rohstoffe. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 164–169; Stuttgart.
- LENDL, R.; SPRINGER, A.; ULRICH, R.; SCHOSSIG, W.; SCHEEL, W.; ZIENERT, C.; SEIDOWSKY, B.; KUHLMANN, K.; JAHNEL, A.; KLÖTZLER, B.; AUGUSTIN, S. & ASSMUS, G. (1990): Ergebnisbericht Erkundung Braunkohlenlagerstätte Groitzscher Dreieck 1986–1988. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- LEONHARDT, D. (1995): Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- LIEHMANN, G. (1997): Der Braunkohlentagebau Goitsche bei Bitterfeld und die Bernsteinengewinnung. – In: GANZELEWSKI, M. & SLOTTA, R. (Hrsg.) (1997): Tränen der Götter. – Veröff. Dt. Bergbaumuseum, Nr. 64: 101–114; Bochum.
- LIETZOW, A. & RITZKOWSKI, S. (2005a): Das kontinentale Paläogen bei Helmstedt, südöstliches Niedersachsen. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 230: 20–22; Berlin, Hannover.
- LIETZOW, A. & RITZKOWSKI, S. (2005b): Das marine Paläogen von Helmstedt, südöstliches Niedersachsen. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 230: 23–24; Berlin, Hannover.
- LINKE; HAGENDORF; POHL; MÜLLER; DREFS; FISCHKANDL & PLANERT (1978): Ergebnisbericht mit Vorratsberechnung des Braunkohlenfeldes Schleenhain. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenbohrungen und Schachtbau Welzow.
- LOTSCH, D. (1968): Tertiär (Paläogen und Neogen). – Grundriss der Geologie der DDR, Bd. 1, Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes: 356–379; Berlin.
- LOTSCH, D. (1979): Entwicklungsbericht zur Standardisierungsaufgabe TGL 25 234/08. Stratigraphie, Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär. – Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- LOTSCH, D. (1981): Fachbereichsstandard TGL 25 234/08. Stratigraphische Skala des Tertiärs der DDR. – Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- LOTSCH, D. (2002a): Tertiär – Verbreitung Paläozän und Eozän. – In: STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg 1:1.000.000. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, 2. Aufl.; Kleinmachnow.
- LOTSCH, D. (2002b): Tertiär – Verbreitung Oligozän, Miozän und Pliozän. – In: STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg 1.000.000. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, 2. Aufl.; Kleinmachnow.
- LOTSCH, D.; KRUTZSCH, W.; MAI, D. H.; KIESEL, Y. & LAZAR, E. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. Zentrales Geologisches Institut, 12: 1–438; Berlin.
- LOTSCH, D.; STEINKE, K.; WAHLICH, G.; LAUER, D.; LIEBSCHER, W.; MÜHLMANN, R. & WEIHRAUCH, F. (1971): Bericht über das Vorkommen tertiärer Monazit-Zirkon-Rutil-Seifen, Zirkon-Titanmineral-Seifen und von Quarzsanden in den Tagebaufeldern Profen-Südflügel und Profen-Förderbrückenfeld des Braunkohlenkombinates „Erich Weinert“, Deuben. –

- Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut und VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg: 1–33; Berlin, Freiberg.
- LOTSCH, D.; JORTZIG, H.; KRUTZSCH, W.; LAZAR, E.; MAI, D. H.; TREMBICH, G.; TRÜMPER, E & WAHLICH, G. (1979): Abschlussbericht Regionale Geologie tieferliegender Braunkohlenflöze einschließlich Begleitschichten Raum Bitterfeld-Torgau. – Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- LOTSCH, D.; RHODE, G. & FISCHER, O. (1979): Informationsbericht Regionale Geologie tieferliegender Flöze einschließlich Begleitschichten – Schwermineralseifen Profen-Domsen. – Unveröff. Ber., Zentrales Geologisches Institut: 1–20; Berlin.
- LOTSCH, D.; AHRENS, H.; KRETZSCHMAR, W.; WALTHER, H.; FISCHER, O. & HEINICKE, L. (1994): Gliederungsmöglichkeiten der Thierbacher Schichten nach Ergebnissen paläobotanischer Untersuchungen. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 16: 1–21; Halle.
- MAGALOWSKI, G.; STEINICKE, K.; ROHDE, G. & JORTZIG, H. (1979): Höffigkeitseinschätzung Glassande für ausgewählte Gebiete des Südtails der DDR (Raum Bitterfeld-Delitzsch). – Unveröff. Abschlussbericht, Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- MAI, D. H. (1964): Die Mastixioideen-Floren im Tertiär der Oberlausitz. – Paläont. Abh., 2, 1: 1–92; Berlin.
- MAI, D. H. (1967): Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. – Abh. Zentrales Geologisches Institut, 10: 55–82; Berlin.
- MAI, D. H. (1970): Subtropische Elemente im europäischen Tertiär. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 3: 441–503; Berlin.
- MAI, D. H. (1987): Neue Arten nach Früchten und Samen aus dem Tertiär von Nordwestsachsen und der Lausitz. – Feddes Repert., 98 (1/2): 105–126; Berlin.
- MAI, D. H. (1994): Florenzonen und Klimawechsel im Tertiär der Lausitz. – Brandenburger geowiss. Beiträge, 1, 1: 84–93; Kleinmachnow.
- MAI, D. H. (1995): Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. – Gustav Fischer Verlag: 691 S.; Jena.
- MAI, D. H. (1999): Die untermiozänen Floren aus der Spremberger Folge und dem 2. Flözhorizont in der Lausitz. Teil I–III. – Palaeontographica Abt. B, 250: 1–76; 251: 1–70; 253: 1–106; Stuttgart.
- MAI, D. H. (2000): Die untermiozänen Floren aus der Spremberger Folge und dem 2. Flözhorizont in der Lausitz. Teil IV. – Palaeontographica Abt. B, 254: 65–176; Stuttgart
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1969): Über eine neue Tertiärflora im Braunkohlentagebau Haselbach bei Altenburg. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie 13: 71–76; Dresden.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1978): Die Floren der Haselbacher Serie im Weißelsterbecken. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie, 28: 1–101; Dresden.
- MAI, D. H. & H. WALTHER, H. (1983): Die fossilen Floren des Weißelsterbeckens und seiner Randgebiete. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 8: 59–74; Halle.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1985): Die obereozänen Floren des Weißelsterbeckens und seiner Randgebiete. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie u. Geologie, 33: 1–260; Leipzig.
- MAI, D. H. & SCHNEIDER, W. (1988): Über eine altertümliche Konifere im Jungtertiär und deren Bedeutung für Braunkohlen- und Bernsteinbildung. – Feddes Repert. 99 (3/4): 101–112; Berlin.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (1991): Die oligozänen und untermiozänen Floren NW-Sachsens und des Bitterfelder Raumes. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie, 38: 1–230; Dresden.
- MAI, D. H. & WALTHER, H. (2000): Die Fundstellen eozäner Floren des Weißelsterbeckens und seiner Randgebiete. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 13: 1–59; Altenburg.
- MANEWALD, U. (1987): Komplexe Untersuchungen zum petrologischen Aufbau des Bitterfelder Flözhorizontes – Ein Beitrag zur Klärung seiner Genese. – Unveröff. Forschungsber., VEB Braunkohlenkombinat Bitterfeld; Freiberg.
- MANHENKE, V. (1969): Das Tertiär von Hatzfeld. – Geologie 18 (10): 1173–1189; Berlin.
- MARTIKLOS, G. (2002): Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt 1:400.000, Karte ohne quartäre Bildungen. – Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt; Halle.
- MATTERSTEIG, H. (1985): Bad Düben (Mulde). 2. Zwischenergebnis. Gliederung und Korrelation der tertiären Schichtenfolge (Bereich Untere Briesker Folge bis Obere Cottbusser Folge) nach den Ergebnissen geophysikalischer Bohrlochmessungen. – Unveröff. Ber., VEB Bohrlochmessung Gommern, Betriebsteil Leipzig; Leipzig.
- MEINEL, G. (1986): Zur Bildung des Tertiärquarzites. – Z. angew. Geol., 32, 1: 22–23; Berlin.
- MENNING, M. & Deutsche Stratigraphische Kommission: Eine geologische Zeitskala 2002. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- MEYER, G. (1951): Der Einfluß der geologischen Strukturen im Meuselwitz-Bornaer Braunkohlenrevier auf Planung und Abbau. – Freib. Forsch.-H., 1: 49–51; Freiberg.
- MEYER, G. (1952): Bergbauliche Verwertung der unverritzten Felder im Ostteil des Bornaer Braunkohlenreviers – Teil I: Stratigraphie des östlichen Bornaer Braunkohlenreviers. Teil II: Die bergbauliche Verwertung des Großabbauraumes Ostborna. – A) Tagebau Störmthal – B) Die bauwürdigen Felder der Frohburg-Bornaer Bucht (Bockwitz, Kitzscher) – C) Die sonstigen gewinnbaren Kohlenmengen führenden Flächen des Raumes Ostborna. – Unveröff. Forschungsber., VEB Projektierungs- und Konstruktionsbüro „Kohle“, Außenstelle Mitteldeutschland; Leipzig.
- MÜHLMANN, R. (1982): Zu Problemen der paläogeographischen Entwicklung des Prätertiärs im südlichen Weißelsterbecken und Beziehungen zwischen Prätertiär und Tertiär. – Dissertation A, Karl-Marx-Universität Leipzig.
- MÜHLMANN, R.; MÜLLER, A.; LAUER, D.; KAUBISCH, M.; SCHALLER, R.; WEIMANN, R. & DIETRICH, H. (1977): Zusammenfassender Bericht (C 1-Erkundung)

- Lagerstättengeologie Braunkohle Profen. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Freiberg.
- MÜLLER, A. (1976): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Rupels der südlichen Leipziger Tieflandsbucht. Teil I: Die Selachier des Leipziger Rupels. – Abh. Ber. Naturkundliches Museum Mauritium, 9 (2): 83–117; Altenburg.
- MÜLLER, A. (1977): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Rupels der südlichen Leipziger Tieflandsbucht. II. Teleostierreste aus dem Phosphoritknollenhorizont. – Abh. Ber. Naturkundliches Museum Mauritium, 9 (3): 227–250; Altenburg.
- MÜLLER, A. (1978): Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Rupels der südlichen Leipziger Tieflandsbucht. Teil III. Weitere Fischreste aus verschiedenen Horizonten der Leipziger Rupelserie. – Abh. Ber. Naturkundliches Museum Mauritium, 10 (2): 115–148; Altenburg.
- MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 2: 1–162; Altenburg.
- MÜLLER, A. (2008): Obereozäne bis oligozäne marine Faunen Mitteldeutschlands – eine Übersicht. Mit einer lithostratigraphischen Neugliederung des Unteroligozäns im Südraum Leipzig. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 159 (1): 23–79; Stuttgart.
- MÜLLER, A. & WALTHER, S. (1995): Geologische Karte der eiszeitlich bedeckten Gebiete von Sachsen 1:50.000. Blatt Wurzen. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Bereich Boden und Geologie; Freiberg.
- PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 1–307; Stuttgart.
- PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 1–537; Stuttgart.
- PAPKE, W. & SPANGENBERG, R. (1989): Vorratsberechnung Vorerkundung Braunkohle Delitzsch-NW. – Unveröff. Ber., VEB Kombinat Geologische Forschung und Erkundung Halle, Stammbetrieb; Halle.
- PENTZEL, A.; ULLRICH, B. & VOIGTLÄNDER, U. (2008): Der Ton Colditz als wichtiger Rohstoff für die Erfindung des Europäischen Hartporzellans in Sachsen (1708). – In: BÄRNIGHAUSEN; GRÄSSLER; SCHELLENBERGER; RÖTHER & WELICH (Red.), Staatliche Schlösser, Burgen und Gärten Sachsen, Jahrbuch 15 (2007/2008): 24–27, Dresden.
- PESTER, L. (1967): Übersicht über die Braunkohlenlagerstätten im Gebiet zwischen Leipzig, Halle und Bitterfeld. – Bergbautechnik, 17 (3): 113–120; Leipzig.
- PESTER, L. (1973): Vorstudie Tagebauaufschluss Delitzsch-Süd. – Unveröff. Ber., Rationalisierung Braunkohle RBK; Leipzig.
- PESTER, L.; CARL, B.; MANHENKE, V.; KLEPZIG, R.; PHILIPP, H.; ALTMANN, G.; DOLL, G.; GUTMANN, E.; HEMPEL, M.; SCHOSSIG, W.; SPRINGER, A.; STROBEL, R.; DÖRING, T. & SONNTAG, M. (1987): Ergebnisbericht Erkundung Braunkohle Breitenfeld, Berichtsteil Geologie. – VEB Braunkohlenkombinat Bitterfeld, Direktionsbereich Forschung und Projektierung; Leipzig.
- PESTER, L., WIMMER, R. & EISSMANN, L. (2009): Bitterfelder Bernstein, Geologie, Genese der Lagerstätte, Probleme. – Mauritania, 20 (3): 439–462; Altenburg.
- PETZELBERGER, B. (1994): Die marinen Sande im Tertiär der südlichen Niederrheinischen Bucht – Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Deutung unter Berücksichtigung der Sequenz-Stratigraphie. – Bonner Geowiss. Schriften, 14: 1–120; Bonn.
- PFEIFFER, L. & SUHR, P. (2008): Tertiärer Vulkanismus. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 486–494; Stuttgart.
- PFLUG, W. (Hrsg.) (1998): Braunkohlentagebau und Rekultivierung: Landschaftsökologie-Folgenutzung-Naturschutz. – Springer-Verlag Berlin/Heidelberg/New York: 1–1068; Heidelberg.
- PIETZSCH, K. (1925): Die Braunkohle Deutschlands. – Verlag Bornträger: 1–488; Berlin.
- PIETZSCH, K. (1962): Geologie von Sachsen. – Dt. Verlag der Wissenschaften: 1–870; Berlin.
- PÖPPELREITER, M. (1992): Sedimentologische Untersuchungen in einem Abschnitt des Thierbacher Flusses im Tagebau Bockwitz. – Unveröff. Ingenieurarbeit, TU Bergakademie; Freiberg.
- RABITZSCH, K.; HARTMANN, B. & KNUTH, G. (1996): Glaukonitführung in dem Oligozän des Bitterfelder Braunkohlenreviers. – Mitteilungen zur Geologie von Sachsen-Anhalt, 2: 119–130; Halle.
- RADTKE, H. (1966): Die Tertiärquarzite im Abraum der Braunkohle des Weißelsterbeckens. – Z. angew. Geol., 12: 74–77; Berlin.
- RAPPSILBER, U. (2008): Paläoökologische Aussagen aus Inklusionen im Bitterfelder Bernstein. – Exkurs. f. u. Veröffl. DGG, 236: 99–111; Hannover.
- RASCHER, J. (2002): Rohstoffgeologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000. Fossile Brennstoffe. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- RASCHER, J. (2009): Braunkohlen. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken: 24–51, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- RASCHER, J.; ESCHER, D.; FISCHER, J.; DUTSCHMANN, U. & KÄSTNER, S. (2005): Geologischer Atlas Tertiär Nordwestsachsen 1:250.000. – GEOMONTAN GmbH Freiberg, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (Hrsg.): 1–22; Dresden.
- RASCHER, J.; ESCHER, D.; FISCHER, J.; DUTSCHMANN, U.; SCHNEIDER, G.; VOLKMANN, N.; STIEWE, J.; HOTH, N. & DILBAT, M. (2006): Abschlussbericht zum FuE-Vorhaben: Lithofazielle Modellierung tertiärer Faziesseinheiten in Bergbaufolgelandschaften. – GEOMONTAN GmbH Freiberg und TU Bergakademie Freiberg, im Auftrag Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie: 1–102; Dresden/Freiberg.
- RASCHER, J.; ESCHER, D. & FISCHER, J. (2008): Zur stratigraphischen Gliederung des obereozänen Hauptflözkomplexes (Thüringer und Bornaer Hauptflöz) in der Leipziger Bucht. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 159 (1): 105–116; Stuttgart.

- RASCHER, J.; WIMMER, R.; KRUMBIEGEL, G. & SCHMIEDEL, S. (Hrsg.) (2008): Bitterfelder Bernstein versus Baltischer Bernstein - Hypothesen, Fakten, Fragen – Exkursions. f. u. Veröff. DGG, 236: 1–168; Hannover.
- RICHTER, H. (1963): Das Vorland des Erzgebirges. Die Landformung im Tertiär. – Wiss. Veröff. Deutsch. Inst. f. Länderkunde, N.F. 19/20: 1–231; Leipzig.
- RIEGEL, W. & WILDE, V. (2005): Das Untereozän im Tagebau Schöningen Südfeld. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 230: 28–29; Berlin, Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (2008): Die Glimmer im Bitterfelder Bernsteinschluff (Untermiozän, Sachsen-Anhalt), Anzeiger eines Liefergebietes in Fennoskandien. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 236: 58–60; Berlin, Hannover.
- ROHDE, G. & STEINIKKE, K. (1982): Zur Altersstellung postkretazischer Lockersedimente an den Hängen von Weißer Elster und Göltzsch im Raum Plauen-Netzschkau (Vogtland). – Z. Geol. Wiss., 10 (2): 271–272; Berlin.
- RÖLLIG, G.; KAMPE, A.; STEINBACH, V.; EHLING, B.-C. & WASTERNAK, J. (1995): Der Untergrund des Mitteldeutschen Braunkohlenreviers. – Z. Geol. Wiss., 23 (1/2): 3–26; Berlin.
- SCHÄFER, W. (1963): Aktuopaläontologische Beobachtungen. 2. Zur Fossilisation von *Limulus*. – Senckenberg am Meer Nr. 219: Natur und Museum, 94 (3): 98–104; Frankfurt am Main.
- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie. – Elsevier: 1–414; Amsterdam.
- SCHÄFER, A.; HILGER, D.; GROSS, G. & VON DER HOCHT, F. (1996): Zyklische Sedimentation in Tertiary Lower-Rhine Basin (Germany) – The „Liegendrücken“ of the brown-coal open-cast Fortuna mine. – Sedimentary Geology, 103: 229–247; Amsterdam.
- SCHALCH, F. (1882): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 12 Brandis. – II. Auflage; Leipzig.
- SCHAU, J. & ZENK, J. (1980): Ergebnisbericht Gravimetrie Werben-Sittel. – Unveröff. Ber., VEB Geophysik Leipzig; Leipzig.
- SCHEFFLER, H., von den BERG, M. & MISSLING, K. (2004): Geotechnische Verhältnisse im Zentrum von Leipzig und deren Bedeutung für Planung und Ausführung des Bauvorhabens City-Tunnel Leipzig. – Baugrundtagung Leipzig 2004: 13–22; Leipzig.
- SHELLENBERG, F. & KITTLER, W. (1990): Abbruchdokumentation hellbrennende Tone Grimma-Nerchau. – G.E.O.S. Ingenieurgesellschaft mbH; Freiberg.
- SHELLENBERG, F. (2009): Festgesteine. – In: PÄLCHEN, W. (Hrsg.) (2009): Geologie von Sachsen. Georesourcen, Geopotenziale, Georisiken. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 67–78; Stuttgart.
- SCHINDLER, K. (1994): Bestandsaufnahme der organischen und kalkigen Dinoflagellaten-Zysten aus den Böhlen-Schichten (Rupelium/Oligozän) der Leipziger Bucht (NW-Sachsen/Ostdeutschland). – Dissertation Universität Mainz: 1–131; Mainz.
- SCHNEIDER, W. (1973): Zur Paläobotanik des Bitterfelder Braunkohlen-Tertiärs. – Freib. Forsch.-H., C 285: 61–75; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1974): Über tertiäre Koniferenreste, insbesondere aus der oligozänen Braunkohle von Bitterfeld. – Abh. Staatliches Museum für Mineralogie u. Geologie, 21: 121–141; Dresden.
- SCHNEIDER, W. (1978): Zu eigenen Gesetzmäßigkeiten der faziellen Entwicklung im 2. Lausitzer Flöz. – Z. angew. Geol., 24: 125–130; Berlin.
- SCHNEIDER, W. (1983): Zur Anwendung paläobotanischer Untersuchungsmethoden in der Braunkohlenerkundung. – Freib. Forsch.-H., C 377: 111–127; Leipzig.
- SCHNEIDER, W. (1990): Floral successions in miocene bogs of Central Europe. – Proc. Symp. „Paleofloristic and Paleoclimatic Changes in the Cretaceous and Tertiary, 1989“: 205–212; Prag.
- SCHNEIDER, W. (1995): Palaeohistological studies on Miocene brown coals of Central Europe. – Int. J. Coal. Geol. 28 (2–4): 229–248; Amsterdam.
- SCHNEIDER, W. (2008): Retinit und Bernstein als Komponenten phytogener Taphocoenosen in Kohleflözen und kohligen Begleitschichten. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 236: 77–87; Hannover.
- SCHWERDTNER, G. & STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten des Gebietes Kemmlitz/Bezirk Leipzig – Genese, Geologie und Stoffbestand, wirtschaftliche Bedeutung. – Silikatechnik, 34 (6): 169–174; Berlin.
- SCHWERDTNER, G. & STÖRR, M. (2007): Zur Entdeckung der Kaoline im Gebiet um Kemmlitz/NW-Sachsen. – Keramische Zeitschrift 5/2007: 354–359; Neuss.
- SCHWERDTNER, G.; ANGER, H. & STÖRR, M. (2007): Die Kaolinlagerstätten des Kemmlitzer Reviers. – Bergbaumonographie, Bergbau in Sachsen, 13: 1–116, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Sächsisches Oberbergamt (Hrsg.); Freiberg.
- SEIDEL, G. (Hrsg.) (1995): Geologie von Thüringen. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 1–556; Stuttgart.
- SEIFERT, A. (1979): Methoden und Ergebnisse regionaler kohlenpetrologischer Untersuchungen zur Vergelung der Braunkohlen des Raumes Leipzig. – Unveröff. Dissertation: 1–131, Bergakademie Freiberg.
- SEIFERT, A.; RASCHER, J. & ROSELT, G. (1978): Beitrag zur makropetrographischen Ansprache von Weichbraunkohlen. – Z. angew. Geol., 24 (6): 250–255; Berlin.
- SIEGERT, Th. (1904): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 12 Brandis. – II. Auflage; Leipzig.
- SOMMERWERK, K. (1990): Untersuchungen auf primären Sedimentgefügen und die Auswirkungen fazieller Wechsel auf hydrogeologische Parameter im obereozänen Hangendgrundwasserleiter „93“ der Braunkohlen-Lagerstätte Merseburg-Ost. – Unveröff. Diplomarbeit, Ernst-Moritz-Arndt-Universität; Greifswald.
- SPANGENBERG, R.; KUNERT, R.; JANKOWSKI; LINDEMANN; POBLOZKI; HANTZE, HOHENHAUSEN & PAPKE (1984): Ergebnisbericht Vorratsberechnung Braunkohle Brehna. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Halle.

- SPANGENBERG, R.; PAPKE, W.; EICHNER, R.; WIEHLE, P.; V. POBLOZKI, B.; KNAUF, C.; GABRIEL, W.; KUNERT, R. & RABITZSCH, K. (1985): Vorratsberechnung Braunkohle Bad Dübener C 2 1985. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung; Halle.
- SPELTER, M. (1959): Lage und Morphologie der Kessel des Thüringer Hauptflözes. – Die Bergakademie, 11: 363–365; Freiberg.
- SPELTER, M. (1963): Das Sächsisch-Thüringische Unterflöz des Weißelsterbeckens (Vorkommen und Ablagerung). – Braunkohle, Wärme und Energie, 15 (7): 266–270; Düsseldorf.
- STACKEBRANDT, W. & MANHENKE, V. (Hrsg.) (2002): Atlas zur Geologie von Brandenburg 1:1.000.000. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, 2. Aufl.; Kleinmachnow.
- STANDKE, G. (1995): Horizontkarten des Tertiärs in Sachsen. – Z. Geol. Wiss., 23 (1/2): 103–117; Berlin.
- STANDKE, G. (1997): Die Hainer Sande im Tagebau Witznitz. Ergebnisse der geologischen Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen. – Mauritiana, 16 (2): 241–259; Altenburg.
- STANDKE, G. (1998a): Flüsse-Moore-Flachmeerküsten – Neue Ergebnisse zur Fazies und Paläogeographie des Tertiärs im mitteldeutschen Raum. – Vortrag und Abstract, Geo-Berlin 1998 – Gemeinsame Jahrestagung Deutsche Geologische Gesellschaft, Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Gesellschaft für Geowissenschaften & Paläontologische Gesellschaft, Programm und Zusammenfassungen der Tagungsbeiträge: V 349–350; Berlin.
- STANDKE, G. (1998b): Tagebau Peres. Geologische Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen. – Unveröff. Ber.: 1–123, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- STANDKE, G. (1999a): Die tertiäre Nordsee zwischen Altenburg und Bitterfeld: Neue Ergebnisse geologischer Tagebaukartierungen und regionaler Korrelationen. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 207: 18–24; Berlin.
- STANDKE, G. (1999b): Tagebau Bockwitz. Geologische Aufschlussdokumentation stillgelegter Braunkohlentagebaue in Sachsen. – Unveröff. Ber.: 1–123, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- STANDKE, G. (2001a): Lithofazieskarten Tertiär NW-Sachsen: Nur ein neues Kartenwerk oder Wegbegleiter für Sanierung, Bergbau und Zukunftsvorsorge? – Vortrag Geokolloquium, Geologische Landesanstalt Sachsen-Anhalt; Halle.
- STANDKE, G. (2001b): Thierbacher Schichten und Hainer Sande (Oligozän-Eozän) im ehemaligen Braunkohlentagebau Bockwitz südlich von Leipzig. – Mauritiana, 18 (1): 61–89; Altenburg.
- STANDKE, G. (2002): Das Tertiär zwischen Leipzig und Altenburg. – Beitr. Geol. Thür., N. F., 9: 41–73; Jena.
- STANDKE, G. (2003a): Meeresspiegelschwankungen und Sedimentstrukturen im Tertiär Mitteldeutschlands. – Sediment 2003, Terra Nostra: 65; Wilhelmshaven.
- STANDKE, G. (2003b): Tonpfeifen – Pfeifenton. Zur geologischen Geschichte des Rohstoffes. – Knasterkopf, 16: 99–104; Görlitz.
- STANDKE, G. (2004): Geologische Kartierung im Bernsteintagebau Goitsche und regionale stratigraphische Korrelation der tertiären Sedimente. – Exkurs. f. u. Veröffl. GGW, 224: 18–22; Berlin.
- STANDKE, G.: (2005): Biostratigraphie und geologische Korrelation im „Mitteldeutschen Ästuar“. – Exkurs. f. u. Veröffl. DGG, 230: 31–33; Berlin, Hannover.
- STANDKE, G.: (2006a): Die Randfazies des Rupel-Meeres in Mitteldeutschland. – 73. Tagung der AG Norddeutscher Geologen vom 6. bis 9. Juni 2006, Tagungsband und Exkursionsführer: 40–42; Halle.
- STANDKE, G. (2006b): Paläogeographisch-fazielle Modellierung des Unter-/Mittelmiozän-Grenzbereichs in der Lausitz (Briesker Folge/Formation). – Schriftenreihe f. Geowissenschaften 14: 1–130; Berlin.
- STANDKE, G. (2008a): Paläogeografie des älteren Tertiärs (Paleozän bis Untermiozän) im mitteldeutschen Raum. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 159 (1): 81–103; Stuttgart.
- STANDKE, G. (2008b): Tertiär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 358–419; Stuttgart.
- STANDKE, G. (2008c): Bitterfelder Bernstein gleich Baltischer Bernstein? – Eine geologische Raum-Zeit-Betrachtung und genetische Schlussfolgerungen. – Exkurs. f. u. Veröffl. DGG, 236: 11–33; Hannover.
- STANDKE, G.; SUHR, P.; STRAUSS, C. & RASCHER, J. (1992a): Sea Level Changes in the Miocene of Eastern Germany. – Abstract und Poster, 13th Regional Meeting on Sedimentology, September 1992; Jena.
- STANDKE, G.; SUHR, P.; STRAUSS, C. & RASCHER, J. (1992b): Meeresspiegelschwankungen im Miozän von Ostdeutschland. – Geoprofil 4: 43–48; Freiberg.
- STANDKE, G.; RASCHER, J. & STRAUSS, C. (1993): Relative Sea Level fluctuations and brown coal formation around the Early-Middle Miocene Boundary in the Lusatian Braown Coal District. – Geol. Rdsch., 82: 295–305; Berlin.
- STANDKE, G. & SUHR, P. (1998): Vulkane – Flüsse – Küstenmoore: Die fazielle Vielfalt am Südrand der Nordwest-Europäischen Tertiärsenke. – Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 98/4, Exkursionsführer zur Jahrestagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 6.–9.10.1998, Exkursion A 10: 79–98; Berlin.
- STANDKE, G.; BLUMENSTENGEL, H. & v. BÜLOW, W. (2002): Tertiär Nordost- und Mitteldeutschland, Lausitz. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- STANDKE, G.; RASCHER, J. & VOLKMANN, N. (2002): Lowstand Cycles and Coal Formation in Paralic Environments: New Aspects in Sequence Stratigraphy. – In: GUERS, K. (Hrsg.) (2002): Northern European Cenozoic Stratigraphy; Proc 8th Bienn. Meet. RCNNS/RCNPS: 153–161; Flintbek.

- STANDKE, G.; RASCHER, J.; ESCHER, D.; FISCHER, J. & DUTSCHMANN, U. (2004): Das Tertiär Nordwestsachsens. Ein neuer Atlas im Maßstab 1:200.000. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 34: 293–294; Leipzig.
- STANDKE, G.; RASCHER, J.; EISSMANN, L.; HOFFMANN, K. & JUNGE, F. W. (2004): Die Südsee(n) von Leipzig: Quartär, Tertiär und Landschaftswandel. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 35: 43–74; Leipzig.
- STANDKE, G.; BLUMENSTENGEL, H. & v. BÜLOW, W. (2005): Das Tertiär Ostdeutschlands in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsl. Stratigr., 41 (1/3): 323–338; Berlin, Stuttgart.
- STANDKE, G.; WIMMER, R. & RASCHER, J. (2007): Zur Geologie im Raum Bitterfeld. – Bitterfelder Heimatblätter, Sonderheft 2007: 5–20; Bitterfeld.
- STEINIKE, K. (1991): Ein Beispiel für die Anwendung des aktuogologischen Prinzips in der geologischen Forschung. – Fundgrube 2: 78–82; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. & ORTMANN, R. (1970): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen im Tertiär Ostthüringens. – Geologie 19 (2): 178–205; Berlin.
- STEINMÜLLER, A.; KÜHN, W. & KLISCH, W. (1982): Kenntnisstandsanalyse Lagerstätten erkundung Lützenser Felder. – Unveröff. Bericht, VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, BT Jena.
- STIEWE, J. (2006): Lumineszenzmikroskopische Untersuchungen an Weichbraunkohlen aus dem Weißelsterbecken/Südraum Leipzig (Obereozän/Untereozän) zur moorfaziellen und feinstratigraphischen Charakteristik der angetroffenen Flöze. – Unveröff. Diplomarbeit: 1–69, TU Bergakademie Freiberg.
- STÖRR, M. (1983): Die Kaolinlagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – Schriftenreihe Geologische Wissenschaften, 18: 1–226; Berlin.
- STOTTMEISTER, L. (2005): Tertiär auf Blatt 3732 Helmstedt – Ergebnisse der Revisionskartierung. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG: 230: 48–50; Berlin/Hannover.
- STOTTMEISTER, L. (2008): Tertiär. – In: STOTTMEISTER, L., JORDAN, H. & RÖHLING G.-H. (2008): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000 von Sachsen-Anhalt, Blatt Helmstedt 3732, 2. Aufl., Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt; Halle.
- Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD) (2002): MENNING, M. & Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002; Potsdam.
- STRAUSS, C. (1989): Stratigraphie und Taxonomie fossiler Dinoflagellatenzysten im Oligozän und Miozän von Mittel- und Südost-Brandenburg. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- STRAUSS, C. (1991): Taxonomie und Biostratigraphie des marinen Mikropflanktons mit organischer Wandung im Oligo-Miozän Ostdeutschlands. – Dissertation A, Bergakademie Freiberg: 1–122; Freiberg.
- STREIF, H. (2001): Geologie, geotechnische Projekte und Siedlungsgeschichte der Wesermarsch. – 68. Tagung Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, Bremerhaven; Tagungsband, Exkursion 2: 143–149, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung; Hannover.
- STROBEL, G. & SPANGENBERG, R. (1990): Zwischenbericht Braunkohle Röglitz I. Etappe. – Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle.
- SUDERLAU, G.; SPRINGER, A.; STAAR, M.; GLÄSSER, W.; KATER, R.; SPRINGER, J.; ANEGG, R.; STELZER, S.; GRAF, U.; BAUER, S.; LANG, M. & LEEFHELM, U.-C. (1985): Ergebnisbericht B-Erkundung Eythra, Tgb. Zwenkau. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenkombinat Bitterfeld, Stammbetrieb, Direktionsbereich Forschung und Projektierung; Halle.
- SUHR, P. (1982): *Ophiomorpha nodosa* L. im Miozän der Niederlausitz. – Abh. Staatliches Museum für Geologie und Mineralogie, 31: 173–176; Dresden.
- SUHR, P. (1988): Tertiär. – In: GEISSLER, E.; ALEXOWSKY, W.; SUHR, P., WOLF, L.; RASCHER, J.; STANDKE, G. & HEINRICH, R. (1988): Lagerstättengeologische Forschung Braunkohle: Geologisches Modell Doberlug-Heitzberg-Torgau. – Unveröff. Forschungsber.: 11–43, VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- SUHR, P. (1989): Beiträge zur Ichnologie des Niederlausitzer Miozäns. – Freib. Forsch.-H., C 436: 93–101; Leipzig.
- SUHR, P. (1991): Allochthone phosphoritisierte Ichnofossilien aus den Böhlener Schichten der Weißelster senke. – Mauritiana, 13 (1/2): 225–232; Altenburg.
- SUHR, P. (1998): Sequenzstratigraphische Interpretation des Tertiärprofils der Lausitz. – GEO-BERLIN '98 – Gemeinsame Jahrestagung DGG, DGM; GGW & Pal. Ges.-Vorträge: V 357; Berlin.
- SUHR, P. (2003): The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. – Geolines, 15: 147–159; Prag.
- SUHR, P. (2008): Erzgebirge, Erzgebirgsvorland und Vogtland. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 415–418; Stuttgart.
- SÜSS, M. (1957): Feinstratigraphische Untersuchungen zur Deutung der Flözgenese der Tagebaue Goitsche, Holzweißig, „Freiheit“ I und „Freiheit“ IV des Bitterfelder Reviers. – Freib. Forsch.-H., C 37: 109–182; Leipzig.
- SÜSS, M. & VULPIUS, R. (1984): Geologie und Petrologie der Weichbraunkohlen der DDR. – In: KRUG, H. & NAUNDORF, W. (1984): Braunkohlenbrikettierung – Grundlagen und Verfahrenstechnik. – VEB Dt. Verlag für Grundstoffindustrie: 17–106; Leipzig.
- TEICHMÜLLER, M. (1958): Rekonstruktion verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2: 599–612; Krefeld.
- TGL 25 234/08 (1981): Stratigraphische Skala der DDR – Tertiär. – Fachbereichsstandard (LOTSCH, D.): 1–15, Zentrales Geologisches Institut; Berlin.

- THOMAE, M. (1991): Beitrag zur regionalgeologischen Stellung des Geiseltals. – Unveröff. Dissertation; Martin-Luther Universität Halle.
- VIHWEG, J. (1984): Studie über die Genese und Gesetzmäßigkeiten der Ablagerungen der Thierbacher Schichten im Tagebau Bockwitz. – Unveröff. Ber., VEB Braunkohlenwerke Borna.
- VINKEN, R. (Hrsg.) (1988): The Northwest European Tertiary Basin. – Geologisches Jahrbuch A 100: 1–508; Hannover.
- VOLKMANN, N. (1985): Die Phytobitumina der Weichbraunkohlen. Lumineszenzmikroskopische und genetische Untersuchungen an Weichbraunkohlen ausgewählter Lagerstätten der Deutschen Demokratischen Republik. – Unveröff. Dissertation, Bergakademie Freiberg.
- VOLKMANN, N. (1990): Zur Anwendung der Lumineszenzmikroskopie in der Faziesdiagnose von Weichbraunkohlen. – Z. geol. Wiss., 18: 871–874; Berlin.
- VOLKMANN, N. (2000): Zum Einfluss rohstofflicher Merkmale auf das Verhalten einheimischer Weichbraunkohlen in der katalytischen Hochdruck-Hydrierung. – Freiburger Forschungsheft C 484: 1–154; Freiberg.
- WAGENBRETH, O. (1958): Beziehungen zwischen dem Tertiär und dem prätertiären Untergrund im Weißelsterbecken. – Freib. Forsch.-H., C 53; Freiberg.
- WALTER, H. (1990): Vorratsberechnung Kaolin Wermisdorf. Unveröff. Ber., VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg.
- WALTER, H. (1991): Zum Alter der Kaolinisierung in Sachsen. – Mauriana, 13: 213–223; Altenburg.
- WALTER, H. (1997): Zur Palökologie der Böhlen-Folge im Tertiär des Weißelsterbeckens. – Leipziger Geowissenschaften, 5: 25–66; Leipzig.
- WALTER, H. (2008): Kretazisch-tertiäre Verwitterung. – In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 494–497; Stuttgart.
- WALTER, H. (2010): Überblick zur Geologie in Nordwestsachsen. – Exkurs. f. und Veröff. DGG, 243: 9–34, Hannover.
- WALTHER, H. & DOLL, G. (1986): Weißelsterbecken. – Exkursionsführer z. Tagung Gesellschaft f. Geologische Wissenschaften, Leipzig 29.–31.05.1986: 1–25; Berlin.
- Walther, H. B. (1993): Silcretes in Germany and Australia. – Dissertation, TU Bergakademie Freiberg: 1–120; Freiberg.
- WANSA, S.; BALASKE, P.; BEHNKE, H.-J.; BLUMENSTENGEL, H.; FRELLSTEDT, H.; HOHNDRORF, G.; KLAMM, M.; MENG, S.; SCHROETER, A.; THOMAE, M. & WREDE, W. (2006): Exkursion B1, Känozoikum und Bergbaufolgelandschaften im Geiseltal und seiner Umgebung (Braunkohlentagebau Amsdorf, Geiseltal, Kiessandgruben am Außenrand der Saale-Vergletscherung). – Tagungsband und Exkursionsführer, 73. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen vom 6. bis 9. Juni 2006 in Halle (Saale): 117–137, Landesamt für Geologie und Bergwesen; Halle.
- WEITSCHAT, A. (1997): Bernstein in der Deutschen Bucht und in Jütland. – In: SLOTTA, R. & GANZELEWSKI, M. (1997): Bernstein – Tränen der Götter. – Verlag Glückauf GmbH: 77–82; Essen.
- WEITSCHAT, A. (2008): Bitterfelder und Baltischer Bernstein aus paläoklimatischer und paläontologischer Sicht. – Exkurs.f. und Veröff. DGG, 236: 88–98; Hannover.
- WELLE, J.; JAESCHKE, A. & DUCKHEIM, W. (1999): Mollusken aus dem Unteroligozän (Rupelium) des Tagebaues Cospuden bei Leipzig. – Altenburger naturwiss. Forsch., 12: 3–75; Altenburg.
- WIMMER, R. (2008): Das Hydrogeologische Normalprofil für den Nordraum von Leipzig. – Z. Dt. Ges. Geowiss., 159 (2): 237–249; Stuttgart.
- WIMMER, R.; HOLZ, U. & RASCHER, J. (2004) (Hrsg.): Bitterfelder Bernstein: Lagerstätte, Rohstoff, Folgenutzung. – Exkurs. f. u. Veröff. GGW, 224: 1–82; Berlin.
- WIMMER, R.; PESTER, L. & EISSMANN, L. (2006): Das bernsteinführende Tertiär zwischen Leipzig und Bitterfeld. – Mauriana, 19: 373–421; Altenburg.
- WIMMER, R.; PESTER, L. & EISSMANN, L. (2008): Geologie der Bitterfelder Bernsteinlagerstätte unter Berücksichtigung neuer Erkenntnisse. – Exkurs. f. u. Veröff. DGG, 236: 34–45; Hannover.
- WOLF, L. & SCHUBERT, G. (1992): Die spätertertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil, 4: 1–43; Freiberg.
- WOLF, L.; STEDING, D.; SCHUBERT, G.; ALEXOWSKY, W. & LEONHARDT, D. (Hrsg.) (1992): Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen 1:400.000. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie; Freiberg.
- WOLF, L. & HÜBNER, F. (2006): Schwermineralparagenesen der quartären und tertiären Flussterrassen von Zwickauer Mulde und Pleiße im Raum Zwickau-Werdau. – Tagungsband und Exkursionsführer 73. Tagung der AG Norddeutscher Geologen: 77, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt; Halle.
- WOLF, L. & ALEXOWSKY, W. unter Mitarbeit von SEIFERT-EULEN, M. und einem Beitrag von HEILMANN, H. und SYMMANGK, R. (2008): Quartär. – In: PÄLCHEN, W. & WALTHER, H. (Hrsg.) (2008): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 419–472; Stuttgart.
- WOYDACK, A. (1997): Die Ichthyofauna der Tagebaue Cospuden und Espenhain (Unteroligozän der Leipziger Bucht). – Leipziger Geowissenschaften, 4: 165–187; Leipzig.
- WUNDERLICH, J. (1977): Kohlenpetrologische Untersuchungen zur vertikalen Lithotypenabfolge des Böhlener Oberflözes im Tagebau Zwenkau. – Unveröff. Ingenieurpraktikumsarbeit, Bergakademie; Freiberg.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe 1990. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.: 1–239, 2. überarb. Aufl.; Den Haag.
- ZINCKEN, C. (1862): *Limulus Decheni* aus dem Braunkohlensandstein bei Teuchern. – Z. Ges. Naturwiss., 19: 329–331; Berlin.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1: Tagebau- und Betriebsflächen, Stand 1990 (links) und aktive Tagebaue und Betriebsflächen der MIBRAG mbH 2006 (rechts).

Abb. 1.2: Bearbeitungsgebiet Nordwestsachsen mit Tertiärverbreitung (gelb), offenen Tagebauen (braun) und rekultivierten Tagebauflächen (grün), Stand 1990.

Abb. 1.3: Tertiärverbreitung in Sachsen (gelb) mit Bearbeitungsgebiet Nordwest-Sachsen (roter Rahmen) und vorhandenen Kartenwerken (Horizont- bzw. Lithofazieskarten Tertiär 1:50.000 (LKT 50) und Atlas Tertiär NW-Sachsen 1:250.000).

Abb. 1.4: Aufschlusskarte (verwendete Bohrungen und kartierte Tagebauprofile) für die Erstellung der Lithofazieskarten Tertiär Nordwestsachsen 1:50.000.

Abb. 1.5: Geologischer Schnitt (Ausschnitt aus LKT 50-Blatt Eilenburg) mit Darstellung der modellierten tertiären Horizontkarteneinheiten 1 bis 8.

Abb. 2.1: Lithostratigraphische und regionalgeologische Übersicht des Prätertiärs in Nordwestsachsen (vereinfacht aus ESCHER et al. 1998–2002; nach EISSMANN 1970; LEONHARDT 1995; BERGER 1996; KÄSTNER & RASCHER 1997–1999).

Abb. 2.2: Teufenlage der Prätertiäroberfläche bzw. Tertiärbasis (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 2.3: Schematisches Vertikalprofil tertiärer Sedimente in Sachsen (stark vereinfacht, nach STANDKE 2008b).

Abb. 2.4: Schotter der Saale-Kaltzeit bei Markkleeberg mit Brodelstrukturen (Foto: G. Standke, 2001).

Abb. 2.5: Teufenlage der Quartärbasis bzw. Tertiäroberfläche in Nordwestsachsen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 3.1: Stratigraphische Gliederung des Tertiärs in Nordwestsachsen (verändert nach STANDKE 2008b).

Abb. 3.2: Auswahl von Palynomorpha aus dem Alttertiär (1: Süßwasserplankton-Zyste *Planctonites stellarius*, Mittelozän, Ton zwischen Flöz 1u und Flöz 1o, Tgb. Profen; 2: marines Phytoplankton *Areosphaeridium pectiniforme*, Flöz 4, Unteroligozän, Tgb. Profen; 3: Marker E102: *Pseudospinaepollis pseudospinosus*, Mittelozän, Flöz 1, Kohlenfeld Lützen; 4: Marker E116: *Mediocolpopollis compactus*-Gruppe, Obereozän, Flöz 23, Kohlenfeld Lützen; Vergrößerung ca. 1000fach; Bestimmung und Fotos: H. Blumenstengel, 2007; mit freundl. Genehmigung MIBRAG mbH).

Abb. 4.1.1: Untereozänes Flöz Schkopau (SPP 11/12) in einer Bohrung in Leuna (Foto: J. Rascher, 2005).

Abb. 4.1.2: Bohrprofile in zwei benachbarten Subrosionssenken mit unterschiedlicher Ausbildung der Merseburg-Schichten (Kohlenfeld Domsen, aus STANDKE 2008b).

Abb. 4.2.1: Verbreitung der mitteleozänen Profen-Formation (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.2.2: Mächtigkeit der mitteleozänen Profen-Formation.

Abb. 4.2.3: West-Ost-Regionalschnitt zwischen den Braunkohlenfeldern Profen-Peres-Witznitz.

Abb. 4.2.4: Grobklastisch ausgebildete Merseburg-Schichten (Grundwasserleiter 6), darüber Liegendton und Unterflözkomplex (Flöz 1), Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 1998).

Abb. 4.2.5: Kiese und Sande im höheren Teil der Merseburg-Schichten (Grundwasserleiter 6) im Tgb. Profen, Detailausschnitt (Foto: G. Standke, 2006).

Abb. 4.2.6: Bioturbate marine Feinsande im Liegenden des Unterflözkomplexes (Grundwasserleiter 6), Tgb. Profen (Foto: L. Geißler, 2009).

Abb. 4.2.7: Unterflözkomplex (Flöz 1) im Randbereich des Neukieritzscher Kessels, Tgb. Vereinigtes Schleenhain (Foto: J. Engelhard & I. Kurmies, 2003).

Abb. 4.2.8: Palmenblätter (*Phoenicites borealis*) aus dem hangenden Ton über Flöz 1u im Tgb. Schwerzau (Foto: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

Abb. 4.2.9: Bernstein (Krantzit) im schluffigen Mittel zwischen den Flözen 1u und 1o im Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Abb. 4.2.10: Ausgekohlte Kesselstruktur im Unterflözkomplex (Flöz 1), Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2001).

Abb. 4.2.11: Flöz 1 mit Liegendton an der steil einfallenden Flanke einer Kesselstruktur im Tagebaufeld Profen (Foto: G. Standke, 2001).

Abb. 4.2.12: Charakteristische, mit weißem Ton gefüllte Risse (Wurzelröhren?) im Unterflözkomplex, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2009).

Abb. 4.2.13: Palynologisch nachweisbarer, scheinbar kontinuierlicher Übergang vom mitteleozänen Unterflözkomplex („Flöz Laußig“) in den obereozänen Hauptflözkomplex (Flöz Bruckdorf) (Brg. Bad Dübren 121/82). Der zeitliche Hiatus zwischen beiden Flözen ist makroskopisch nicht erkennbar.

Abb. 4.3.1: Verbreitung mittel- bis obereozäner Sedimente (Borna-Formation und zeitgleiche Bildungen), (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.3.2: Mächtigkeit der mittel- bis obereozänen Sedimente (Borna-Formation und zeitgleiche Bildungen).

Abb. 4.3.3: Fluvial-ästuarine Schichtenfolge (Ältere Zeitzer Flusssande, GWL 5, „Hauptzwischenmittel“); darüber Luckenauer Ton und Flöz 23u, Zwischenmittelton 23u/23o und Rest des bereits abgebauten Flöz 23o, Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2004).

Abb. 4.3.4: Fluvial-ästuarine Sande (Ältere Zeitzer Flusssande, Hauptgrundwasserleiter GWL 5) zwischen Unterflöz und Hauptflözkomplex; im oberen Teil deutliche Rinnenstrukturen, darüber Luckenauer Ton, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2002).

Abb. 4.3.5: Typische Blätterflora des Makro-Florenkomplexes Zeitz (Luckenauer Ton). Vorwiegend immergrüne, subtropisch bis warm-temperate, humide Waldvegetation (heutige Evergreen broad-leaved forest sind analog); sog. Flöz-III-Äquivalent, flussbegleitender Auenwald mit *Rhodomyrtophyllum reticulosum* (ausgestorbene Myrtaceae) und *Eotrigonobalanus furcinervis* (ausgestorbene Fagaceae), Obereozän, Tagebau Vereinigtes Schleenhain (Foto: L. Kunzmann, 2009, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

Abb. 4.3.6: Darstellung der Flusssandzonen in der Leipziger Bucht (Weiße-Senke) nach verschiedenen Autoren.

Abb. 4.3.7: Hauptflözkomplex (Flöz 23u) mit deutlicher Farbbänderung, im Liegenden Luckenauer Ton, Tgb. Vereinigtes Schleenhain (Foto: J. Rascher, 2008).

Abb. 4.3.8: Aufgespaltener Hauptflözkomplex: Flöz 23u mit Luckenauer Ton im Liegenden, darüber fluvial-ästuarine Sande des GWL 4 sowie die Flöze 23o1 und 23o2 (letzteres bis auf Rest abgebaut), Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2006).

Abb. 4.3.9: Lithofazielle Ausbildung des GWL 4 im Tgb. Vereinigtes Schleenhain (nach RASCHER in HAUSDORF et al. 2000).

Abb. 4.3.10: Ausbildung der sog. Flusssandzonen zwischen Hauptflöz- (23u, 23o) und Oberflözkomplex (Flöz 4) und die altersmäßigen Beziehungen zu den einzelnen Kohlenflözen (-bänken) des Hauptflözkomplexes, Tgb. Peres (nach RASCHER et al. 2006, 2008).

Abb. 4.3.11: Gezeitensedimente der Rinnenfazies (Brecherzone nach SCHÄFER et al. 1996) aus dem tieferen Teil des GWL 4 im Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.3.12: Bioturbate flachmarine Feinsande im Hangenden der Gezeitenrinnen, GWL 4 im Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.3.13: Kartierte Abfolge des GWL 4 im Tgb. Profen (Profilaufnahme: G. STANDKE unveröff., 2004; Profildarstellung und Interpretation: ERTEL 2006).

Abb. 4.3.14: Aufspaltung des Hauptflözkomplexes (Flöz 23) in der südwestlichen Leipziger Bucht am Beispiel von Bohrlochmesskurven.

Abb. 4.3.15: Korrelation der Schichtenfolge im oberen Teil der Borna-Formation im Raum Schkeuditz nach Bohrlochgeophysik, Bezugsniveau = Oberfläche Flöz Bruckdorf.

Abb. 4.3.16: Solikinetisch verfalteter Hauptflözkomplex, darüber elster- bis weichselzeitliche Ablagerungen, Tgb. Schwerzau (Foto: J. Rascher, 2009).

Abb. 4.4.1: Sedimentabfolge im Grenzbereich Obereozän/Unteroligozän (ehem. Tgb. Espenhain), die stratigraphische Grenze liegt im Niveau der dunkleren Partien im oberen Böschungsbereich (Foto: G. Standke, 1999).

Abb. 4.4.2: Verbreitung obereozäner bis unteroligozäner Sedimente (Borna-Formation, höherer Teil / Böhlen-Formation, tieferer Teil; vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.4.3: Mächtigkeit obereozäner bis unteroligozäner Sedimente (Borna-Formation, höherer Teil / Böhlen-Formation, tieferer Teil).

Abb. 4.4.4: Zonen erhöhter Mächtigkeiten (generalisiert) im Bereich der Domsener Sande, Mittleren Flusssande und Hainer Sande.

Abb. 4.4.5: Weißgraue Sande im obersten Teil der Domsen-Schichten, unterhalb des Oberflözkomplexes mit limonitisch verfestigten senkrechten Spuren (*Skolithos*); vermutlich bereits basale Sande des Unteroligozäns, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Abb. 4.4.6: Basaler Teil der Domsener Sande („Domsener Schluff“) mit fiederförmigen Strukturen, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2007).

Abb. 4.4.7: Flasergeschichtete Domsener Sande im tieferen Teil der Abfolge, Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2008).

Abb. 4.4.8: Dünnbankige, weißgraue Domsener Sande mit charakteristischer *Skolithos*-Führung, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Abb. 4.4.9: Aschgraue bis schwarze Domsener Sande, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Abb. 4.4.10: Domsen-Schichten im Tgb. Profen-Süd, tieferer Teil (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.4.11: Lagenweise Anreicherungen von Schwermineralen, die auf fossile Strandbereiche hinweisen, höherer Teil der Domsenschichten, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2008).

Abb. 4.4.12: Tertiärquarzite am Top der Domsener Sande im Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.4.13: Flasergeschichtete Feinsande (Sandwatt), überlagert von Sand-Schluff-Wechselagerung (Mischwatt) im GWL 3, Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.4.14: Marine, stark bioturbate schluffige Feinsande im höheren Teil des GWL 3, Tgb. Schleenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.4.15: Kartierte Abfolge zwischen Haupt- und Oberflözkomplex (GWL 3), Tgb. Zwenkau (Profilaufnahme: S. KÄSTNER 2000, unveröff.; Profildarstellung und Interpretation: ERTEL 2006).

Abb. 4.4.16: Typischer fazieller Aufbau einer sog. Flusssandzone am Beispiel der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witznitz (verändert nach STANDKE 1997).

Abb. 4.4.17: Lithofazielle Gliederung der Hainer Sande aus Abb. 4.4.16 (verändert nach STANDKE 1997).

Abb. 4.4.18: Unterer, fluviatiler Teil der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witznitz (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.4.19: Bioturbate flachmarine Sande des Oberen Vorstrandes, oberer Teil der Hainer Sande im ehemaligen Tgb. Witznitz (Foto: G. Standke, 1996).

Abb. 4.4.20: Typische Blätterflora des Florenkomplexes Haselbach, gemischte immergrüne und laubwerfende azonale Vegetation unter warm-temperaten, humiden Bedingungen; flussbegleitender Auenwald mit *Populus germanica* (Salicaceae) – blau, *Salix varians* (Salicaceae) – weiß, *Taxodium dubium* (Cupressaceae) – lila, *Carpinus grandis* (Betulaceae) – gelb, *Acer haselbachense* (Sapindaceae) – braun, *Daphnogene cinnamomifolia* (Lauraceae) – rot, *Ulmus fischeri* (Ulmaceae) – orange und „*Apocynophyllum neriifolium*“ (Lythraceae) – grün; Basis Haselbacher Tonkomplex, Unteroligozän, Tagebau Haselbach. (Foto: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).

Abb. 4.4.21: Farbgebändertes Flöz 4 mit Stubbenhorizonten, oben durch transgredierende Rupel-Sande beeinflusste dunkelbraune Kohlen (Niveau der verkieselten Stubben, vgl. Abb. 6.1.6), ehemaliger Tgb. Zwenkau, (Foto: J. Rascher, 1978).

Abb. 4.4.22: Verkieselter Stubben aus dem oberen Bereich des Oberflözkomplexes, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.4.23: Aufspaltung des Haupt- und Oberflözkomplexes im ehemaligen Tgb. Zwenkau bei Zitzschen.

Abb. 4.4.24: Korrelationsschnitt im Niveau der Flöze Lochau und Gröbers mit Abspaltung des Flözes Lochau von Flöz Gröbers am Beispiel bohrlochgeophysikalischer Messkurven.

Abb. 4.4.25: Auskeilen von Flöz Lochau in den Lochausanden (i. S. v. BLUMENSTENGEL et al. 1996, 1999) nach bohrlochgeophysikalischen Messkurven.

Abb. 4.4.26: Direktaufgabe des Oberflözkomplexes (Flöz 4) auf dem Hauptflözkomplex (Flöz 23) im ehemaligen Tgb. Delitzsch-Südwest.

Abb. 4.4.27: Glazigen beeinflusstes Flöz 4 (Mollisoldiapir mit eingesunkenen quartären Kiesen) im Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2004).

Abb. 4.5.1: Verbreitung der unteroligozänen Rupel-Formation/Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.5.2: Mächtigkeit der unteroligozänen Rupel-Formation/Böhlen-Formation, höherer Teil und zeitgleiche Bildungen.

Abb. 4.5.3: Lithofazielle Profilkorrelation der Espenhain-Zwenkau-Schichten in der südlichen Leipziger Bucht (aus STANDKE 2008b).

Abb. 4.5.4: Bankiger Aufbau der Espenhain-Zwenkau-Schichten (Unterer und Oberer Brauner Sand, Flöz-y-Horizont und Grau-(Brauner) Sand nach EISSMANN/BELLMANN 1990, 1994) mit Flöz-y-Komplex (Bild links Mitte), charakteristischen Details und Bioturbationsstrukturen der Einzelschichten, ehem. Tgb. Espenhain (Fotos: G. Standke, 2002).

Abb. 4.5.5: Bioturbater Weißer Sand mit Fluchtspuren (besonders von Muscheln), darüber ein ca. 10 cm mächtiger Kieshorizont („Transgressionskonglomerat“), ehemaliger Tgb. Cospuden (Foto: G. Standke, 1996).

Abb. 4.5.6: *Ophiomorpha*-Sande im Hangenden des Oberflözkomplexes (senkrechter Anschnitt), ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.7: Decapoder Krebs *Calianassa subterranea*, dessen Artverwandte Verursacher des Spurenfossils *Ophiomorpha* waren (Foto A. Wehrmann, Senckenberg am Meer, Wilhelmshaven, 2010), Fundort: Deutsche Bucht, 36 m Tiefe, Flachscheff).

Abb. 4.5.8: Kreuzartige Strukturen („Waffelmuster“) in den Braunen Sanden, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).

Abb. 4.5.9: Beispiel für Sackungs- oder Kollapsstrukturen im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.10: Beispiel für eine mehrphasige Sackungs- oder Kollapsstruktur im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.11: Beispiel für eine vermutlich biogen verursachte Sackungsstruktur im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.12: Beispiel für eine herausgewitterte Sackungsstruktur (Reliefumkehr) im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.13: Verbreitung des Flöz-y-Komplexes und zeitlicher Äquivalente.

Abb. 4.5.14: „Zwischenmittel“ im Flöz-y-Komplex: Gezeitengeschichtete Sedimente und Flöz y2 (oben) im ehemaligen Tgb. Espenhain unterhalb der ehemaligen Tagesanlagen (Gruna) (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.5.15: „Zwischenmittel“ im Flöz-y-Komplex: Bioturbate Feinsande u. a. mit *Psilonichnus epsilon* und kohligem Schlufflagen (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.5.16: Verkieselte Braunkohle im Flöz-y-Komplex, ehemaliger Tgb. Espenhain unterhalb der ehemaligen Tagesanlagen (Gruna) (Foto: G. Standke, 2001).

Abb. 4.5.17: Weißgrauer Sand mit sternförmigen Spurenfossilien und Kopolithen über Flöz-y-Horizont, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2001).

Abb. 4.5.18: Haifischzähne (oben: *Carcharias cuspidatu*, unten: *Carcharias acutissimus*) aus den unteroligozänen Espenhain-Zwenkau-Schichten (Foto: A. Müller, 2010, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig).

Abb. 4.5.19: *Ophiomorpha*-Sand (Grau-(Brauner) Sand nach EISSMANN /BELLMANN 1990) in den höheren Teilen der Espenhain-Zwenkau-Schichten, ehemaliger Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1998).

Abb. 4.5.20: Phosphoritknollenhorizont mit limonitisiertem Grenzbereich zwischen „Oberem Grauen Sand“ und Muschelschluff, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2003).

Abb. 4.5.21: Unterschiedliche Ausbildung der Phosphoritkonkretionen im ehemaligen Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2010).

Abb. 4.5.22: Steinkern von *Arctica* sp. als Kristallisationskeim in einer Phosphoritkonkretion, ehemaliger Tgb. Cospuden (Foto: G. Standke, 2010).

Abb. 4.5.23: Schildkröte aus dem Phosphoritknollenhorizont, ehemaliger Tagebau Espenhain, (Foto: A. Müller, 2010, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig).

Abb. 4.5.24: Intratertiäre Erosionszone im Raum Kitzscher-Bad Lausick-Otterwisch, Schichtverbreitungen.

Abb. 4.5.25: Intratertiäre Erosionszone im Raum Kitzscher-Bad Lausick- Otterwisch, Profildarstellung.

Abb. 4.5.26: Präpariertes Skelett des 2005 im ehemaligen Tgb. Zwenkau geborgenen Seekuh-Jungtieres (*Halitherium* sp., Länge ca. 1,5 m, Geologisch-Paläontologische Sammlung der Universität Leipzig, aus BACH et al. 2009).

Abb. 4.5.27: Espenhain-Zwenkau-Schichten mit Bänderschlufluff (im oberen Böschungsteil), Tgb. Profen (Floßgrabenloch) (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.28: Schichtfläche des Bänderschlufluffes mit biogenen Spuren, Tgb. Profen (Foto: G. Standke, 2000).

Abb. 4.5.29: Bohrlochgeophysikalisches Normalprofil der Rupel-Folge im Tgb. Profen (aus FISCHER & RASCHER 2000).

Abb. 4.5.30: Bohrlochgeophysikalischer Korrelationschnitt zwischen den Kohlenfeldern Profen und Cospuden: allmähliches Anscharen des Bänderschlufluffes an den Oberflözkomplex von Südwest nach Nordost unter Ausfall der Sedimente zwischen Oberflöz (Raum Profen) und Bänderschlufluff (Raum Cospuden).

Abb. 4.5.31: Kalk-Schluff-Konkretionen (Septarien) im Muschelschluff, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2007).

Abb. 4.5.32: Schillhorizont mit *Arctica islandica*, ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2002).

Abb. 4.5.33: Mariner sandiger Rupel-Schluff mit *Ophiomorpha-Thalassionides*-Ichnozöosen (Vertikalschnitt), ehemaliger Tgb. Zwenkau (Foto: G. Standke, 2002).

Abb. 4.5.34: Korrelationsschnitt im Raum Merseburg mit Brg. Röglitz 6/80 (Bezugsniveau: Oberkante Flöz Gröbers) mit Schichtenfolge über und unterhalb Flöz Gröbers (Flöz 4). Mit dem gewählten Bezugsniveau wird die lokale postgenetische Absenkung in der Graben- oder Subrosionsstruktur deutlich, d. h. die Schichten im Liegenden von Flöz Gröbers können eindeutig korreliert werden.

Abb. 4.5.35: Formsande im ehemaligen Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 2003).

Abb. 4.5.36: Kaolinische Formsande (Pödelwitzer Sande) im Tgb. der Sandwerke Pödelwitz GmbH mit charakteristischer niveaubezogener Bänderung/ Lamination als Leithorizont (Foto: G. Standke, 2003).

Abb. 4.5.37: Kartiertes Tagebauprofil (STANDKE 1999, unveröff.) zwischen Oberflözkomplex (Flöz 4) und Oberholzfolge im Vergleich zu einer bohrlochgeophysikalischen Messkurve, ehemaliger Tgb. Espenhain, unterhalb Güldengossa.

- Abb. 4.5.38:** *Ophiomorpha*-Sande, kohlige Schluffe und glimmerführende Sande der Oberholz-Folge, ehemaliger Tgb. Espenhain, (Foto: G. Standke, 1999).
- Abb. 4.5.39:** Beispiel für die Schichtenfolge über Flöz Gröbers im Raum Wiedemar-Landsberg (Erkundungsfeld Hatzfeld).
- Abb. 4.5.40:** Verbreitung der Flöze Gröbers (Flöz 4), Torgau und Lochau, sowie des Flözes Beckwitz.
- Abb. 4.5.41:** Biostratigraphische Einstufung der Rupel-Formation mit Beckwitz-Schichten in den Bohrungen Beckwitz 1/60 und Wildenhain 83E/81.
- Abb. 4.6.1:** Bohrlochgeophysikalischer Nordwest-Südost-Schnitt im Raum Delitzsch mit Gliederung der Horizontkarteneinheiten.
- Abb. 4.6.2:** Verbreitung oberoligozäner bis untermiozäner Sedimente (Cottbus-Formation/Spremburg-Formation, unterer Teil, vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).
- Abb. 4.6.3:** Mächtigkeit oberoligozäner bis untermiozäner Sedimente (Cottbus-Formation/Spremburg-Formation, unterer Teil).
- Abb. 4.6.4:** West-Ost-Korrelationsschnitt von Bohrungen im Stadtgebiet Bitterfeld mit Unteren und Oberen Glimmersanden und Bernstein führenden Schichten.
- Abb. 4.6.5:** Bohrlochgeophysikalischer West-Ost-Schnitt im Raum Bitterfeld.
- Abb. 4.6.6:** Verbreitung von Flöz Breitenfeld und der Bitterfelder Bernstein-Lagerstätte.
- Abb. 4.6.7:** Anscharung von Flöz Breitenfeld an den Bitterfelder Flözkomplex (verändert nach PESTER 1987; FISCHER et al. 1989).
- Abb. 4.6.8:** Flachmarine Obere Bitterfelder Glimmersande (Oberer Vorstrand), ehemaliger Tgb. Goitsche (Foto: G. Standke, 1998).
- Abb. 4.6.9:** Marine Obere Bitterfelder Glimmersande mit Bioturbation (Unterer Vorstrand) unmittelbar unterhalb der Bitterfelder Bernsteinfolge (Foto: G. Standke, 1998).
- Abb. 4.6.10:** Rücken- und Senkenstrukturen an der Oberfläche der Oberen Glimmersande im Raum Bitterfeld-Delitzsch (nach DASSOW et al. 1980; FISCHER et al. 1989).
- Abb. 4.6.11:** Obere Bitterfelder Glimmersande in der Döberner Senke: Marmorierte Feinsande, überlagert von aschgrauen Sanden mit pyritisierten Spurenfossilien (*Skolithos*) sowie rötlichgrauen und weißen Sanden wie am Bärenholzrücken, darüber die Bitterfelder Unterbank (Foto: G. Standke, 1998).
- Abb. 4.6.12:** Bernsteinschluff mit eingelagertem Bernstein, ehemaliger Tgb. Goitsche (Foto: G. Standke, 1995).
- Abb. 4.6.13:** Schraubenförmiger Bernstein (Succinit) mit Insekteneinschlüssen (Foto: I. Rappsilber, 2008).
- Abb. 4.6.14:** Aufschlussprofil des Bitterfelder Bernsteinkomplexes im ehem. Tgb. Goitsche (nach STANDKE 2008a).
- Abb. 4.6.15:** Fotodokumentation zum geologischen Aufschlussprofil des Bitterfelder Bernsteinkomplexes in Abb. 4.6.14 (Foto: R. Wimmer, 1995).
- Abb. 4.6.16:** Kiese und Tone der oberoligozänen Thierbach-Schichten, das obereozäne Hauptflöz erosiv anschneidend, ehem. Tgb. Bockwitz (Foto: G. Standke, 1998).
- Abb. 4.6.17:** Querschnitt eines ausgehöhlten und mit Sanden wieder verfüllten Baumstammes, Thierbach-Schichten, ehemaliger Tgb. Bockwitz (Foto: G. Standke, 1994).
- Abb. 4.6.18:** Typische Blätterflora des Makroflorenkomplexes Thierbach, flussbegleitender Auenwald mit Übergängen zum mesophytischen Laubwald (Mixed Mesophytic Forest) unter temperaten bis warmtemperaten, humiden Klimabedingungen, u. a. mit *Fagus saxonica* (Fagaceae) und *Cyclocarya cyclocarpa* (Juglandaceae) als neue Kennelemente; Basis Thierbacher Tonkomplex, ehemaliger Tgb. Bockwitz (Foto: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie).
- Abb. 4.7.1:** Verbreitung der untermiozänen Spremburg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).
- Abb. 4.7.2:** Mächtigkeit der untermiozänen Spremburg-Formation, mittlerer Teil und zeitgleiche Bildungen.
- Abb. 4.7.3:** Verbreitung der Bitterfelder Unterbank (BiU) im Raum Delitzsch-Bitterfeld.
- Abb. 4.7.4:** Bitterfelder Unterbank und unterlagernde weiße Quarzsande (sog. Strand- oder Dünen-sande) am Bärenholzrücken, dünne dunkle Lagen spiegeln alte Grundwasserstände wider (Foto: G. Standke, 1994).
- Abb. 4.7.5:** Verbreitung der Bitterfelder Oberbank (BiO) im Raum Delitzsch-Bitterfeld.
- Abb. 4.7.6:** Über weißen Quarzsanden des Zöckeritzer Rückens im ehemaligen Tgb. Holzweißig lagert der kompakte Bitterfelder Flözkomplex: Unteres Flözdrittel (braun) entspricht der Bitterfelder Unterbank, darüber aschereiche Kohle (grau, Zwischenmitteläquivalent) und der der Bitterfelder Oberbank äquivalente

Flözbereich (schwarzbraun und dunkelbraun mit eingeschobenen gelben Kohlenlagen) (Foto: A. Seifert, 1978).

Abb. 4.7.7: Flözabspaltungen im Bereich der Bitterfelder Oberbank am Beispiel bohrlochgeophysikalischer Messkurven (Gamma- und Gamma-Gamma-Log).

Abb. 4.8.1: Lagerungsverhältnisse der untermiozänen Schichten einschließlich der Bitterfelder Decktonschichten im Bereich des Nordwestsächsischen Vulkanitkomplexes.

Abb. 4.8.2: Verbreitung der untermiozänen Spremberg-Formation, höherer Teil, Bitterfelder Deckton-Schichten/Lübbenau-Schichten, (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.8.3: Mächtigkeit der untermiozänen Spremberg-Formation, höherer Teil, Bitterfelder Deckton-Schichten/Lübbenau-Schichten.

Abb. 4.8.4: Bitterfelder Decktonkomplex (Foto: G. Standke, 1997).

Abb. 4.8.5: Paläogeographische Einheiten der Überschwemmungsebene im Raum Bitterfeld-Leipzig-Torgau zur Zeit der Deckton-Schichten (aus DASSOW 1995).

Abb. 4.8.6: Schräggeschichtete fluviatil-ästuare Feinsande im Bitterfelder Decktonkomplex mit früheren Grundwasserstandsmarken (braune Verfärbung), ehemaliger Tgb. Goitsche (Baufeld Rösa) (Foto: G. Standke, 1995).

Abb. 4.8.7: Linsenartige fluviatile Mittel- bis Grobsande, überlagert von ästuarinen Feinsand-Schluff-Wechselagerungen, Decktonkomplex, ehemaliger Tgb. Goitsche (Baufeld Rösa) (Foto: G. Standke, 1995).

Abb. 4.8.8: Verlauf von tertiären Flusssystemen in Nordwestsachsen (kompiliert nach EISSMANN 1968, 2005; DASSOW 1995; STANDKE 1997; STANDKE & SUHR 1998; RASCHER et al. 2006).

Abb. 4.8.9: Korrelation von Bohrprofilen im Raum Brandis nach biostratigraphischen Untersuchungen (aus STANDKE 2008b).

Abb. 4.9.1: Verbreitung der untermiozänen Brieske-Formation (vereinfacht nach ESCHER et al. 1998–2002).

Abb. 4.9.2: Mächtigkeit der untermiozänen Brieske-Formation.

Abb. 4.9.3: Unterbank des 3. Miozänen Flözkomplexes mit hangendem Zwischenmittel (flasergeschichtete Feinsand-Schluff-Wechselagerung, Mischwatt), Buchhain-Schichten, Spremberg-Formation, Unter-miozän (Foto: P. Suhr, 1990, aus STANDKE 2006b).

Abb. 4.9.4: Glazigen bedingte Lagerungsstörungen der Düben-Schichten im Bereich der Dahleiner Heide.

Abb. 5.1–5.6: Paläogeographische Entwicklung Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete vom Mittel-eozän bis zum Obereozän (vereinfacht nach Standke 2008a, b).

Abb. 5.7–5.10: Paläogeographische Entwicklung Nordwestsachsens und angrenzender Gebiete vom Unteroligozän bis zum Unter-miozän (vereinfacht nach Standke 2008a, b).

Abb. 6.1.1: Stratigraphisches und räumliches Auftreten von Braunkohlenflözen in Mitteldeutschland und der Lausitz (vereinfacht nach STANDKE 2008c).

Abb. 6.1.2: Schematisches Rohstoffmodell des mitteleozänen Unterflözkomplexes (Flöz 1) (verändert nach RASCHER 2009).

Abb. 6.1.3: Schematisches Rohstoffmodell des obereozänen Hauptflözkomplexes (Flöz 23) (verändert nach RASCHER 2009).

Abb. 6.1.4: Stratigraphische Lagerungsverhältnisse der Flöze 2 und 3 nach PIETZSCH (1925), MEYER (1951) und EISSMANN (1970, 1994, 2005) (oben) und Modell des Hauptflözkomplexes nach RASCHER et al. (2006, 2008).

Abb. 6.1.5: Räumlich-zeitliche Entwicklung der Vermoorung des Hauptflözkomplexes im Randbereich eines wechselseitig marin und fluviatil dominierten Ästuarbereiches (aus RASCHER et al. 2008).

Abb. 6.1.6: Schematisches Rohstoffmodell des unteroligozänen Oberflözkomplexes (Flöz 4) (verändert nach RASCHER 2009).

Abb. 6.1.7: Schematisches Rohstoffmodell des untermiozänen Bitterfelder Flözkomplexes (verändert nach RASCHER 2009).

Abb. 6.2.1: Verbreitung und derzeitige Förderstätten von Steine-Erden-Vorkommen (Daten aus Fachinformationssystem Rohstoffe, LfULG).

Abb. 6.3.1: Tertiärquarzite aus den Hainer Sanden im Liegenden des Oberflözkomplexes. Grenzbereich Eozän-Oligozän, ehem. Tgb. Witznitz (Foto: G. Standke, 1997).

Abb. 6.3.2: Fossile Blattdrucke aus Tertiärquarziten von Mosel bei Zwickau (Foto: C. Starke, 2000), mit *Eotrigonobalanus furcinervis* (Fagaceae, Buchengewächse), *Daphnogene cinnamomea* (Lauraceae, Lorbergewächse) und *Sterculia labrusca* (Sterculiaceae, Stinkbaumgewächse); Bestimmung: L. Kunzmann, 2010, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie.

Abb. 6.3.3: Konglomeratische Lage in den Tertiärquarziten von Mosel mit Blattabdruck (Foto: C. Starke, 2000).

Abb. 6.3.4: Als „Steinehindernisse“ beim Braunkohlenabbau aus dem Sedimentverband entfernte und im unteren Tagebaubereich abgekippte Tertiärquarzite. Im Vordergrund Schichtfläche eines Tertiärquarzites mit „bifurcaten“ Spuren. Verursacher könnten kleine Arthropoden (Krebse ?) sein, ehem. Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).

Abb. 6.3.5: Beispiel einer versteinerten Kriechspur im Tertiärquarzit, möglicherweise hinterlassen von Krebsen, ehem. Tgb. Espenhain (Foto: G. Standke, 1999).

Ab. 6.3.6: Stratiforme, ca. 0,15 m mächtige und bis 20 m sich erstreckende Lage von brotlaibartigen Tertiärquarziten (verkiebelte Braunkohle im Liegenden einer gelben Kohlenstrate = Zwischenmitteläquivalent; links Bildmitte) an der Grenzfläche zwischen den Flözen 23o (oben) und 23u (unten) im Tgb. Profen (Foto: J. Rascher, 2008).

Abb. 6.3.7: Tertiärquarzite aus dem Grenzbereich Tertiär/Quartär, Lagerplatz im Bereich des ehemaligen Dispatcherturmes, ehem. Tgb. Espenhain (Gruna) (Foto: G. Standke, 1998).

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1: Synonymtabelle der stratigraphischen Einheiten/Begriffe/Schichtnamen und ihr Bezug zu den Horizontkarteneinheiten der LKT 50 (ESCHER et al. 1998–2002).

Tab. 4.5.1: Gliederung der Rupel-Folge im Südraum von Leipzig (nach BELLMANN 1976; MÜLLER 1983; STANDKE 2008b).

Tab. 4.8.1: Rollige und bindige Sedimentkomplexe der Deckton-Schichten im Bereich fluviatiler und limnischer Zonen der Überschwemmungsebene im Raum Bitterfeld-Leipzig-Torgau (aus DASSOW 1995).

Tab. 6.1: Rohstoffgeologische Kurzcharakteristik der bauwürdigen Braunkohlenflöze in Nordwestsachsen (nach RASCHER 2002).

Verzeichnis der auf beiliegender CD vorhandenen Anlagen:

Anl. 1: Bibliographie der geowissenschaftlichen Arbeiten zum Tertiär Nordwestsachsens

- 1.1 Publikationen
- 1.2 Unveröffentlichte Forschungsberichte und wissenschaftliche Arbeiten
- 1.3 Ergebnisberichte aus der Braunkohlenerkundung
 - 1.3.1 Bad Düben
 - 1.3.2 Bahren
 - 1.3.3 Bocka-Pöppchen
 - 1.3.4 Böhlen
 - 1.3.5 Böhlitz
 - 1.3.6 Borna / Bockwitz
 - 1.3.7 Brehna
 - 1.3.8 Breitenfeld
 - 1.3.9 Cospuden
 - 1.3.10 Dahlen
 - 1.3.11 Delitzscher Felder
 - 1.3.12 Domsen
 - 1.3.13 Elsterfelder
 - 1.3.14 Espenhain-Störmthal
 - 1.3.15 Goitsche
 - 1.3.16 Groitzscher Dreieck
 - 1.3.17 Großschepa
 - 1.3.18 Haselbach
 - 1.3.19 Hatzfeld
 - 1.3.20 Holzweißig
 - 1.3.21 Kitzscher
 - 1.3.22 Köckern
 - 1.3.23 Kulkwitz
 - 1.3.24 Lochau
 - 1.3.25 Lützen
 - 1.3.26 Merseburg/Wallendorf-Ost
 - 1.3.27 Meuselwitz-Rositzer Revier
 - 1.3.28 Mittweida
 - 1.3.29 Muldenstein
 - 1.3.30 Pausitz
 - 1.3.31 Peres
 - 1.3.32 Phönix-Nord
 - 1.3.33 Pirkau
 - 1.3.34 Podelwitz-Commichau
 - 1.3.35 Profen
 - 1.3.36 Pyrna-Freudiswalde
 - 1.3.37 Regis
 - 1.3.38 Röglitz
 - 1.3.39 Rösa-Sausedlitz
 - 1.3.40 Schkortitz
 - 1.3.41 Schleenhain
 - 1.3.42 Schwerzau
 - 1.3.43 Seeligstädt-Beiersdorf
 - 1.3.44 Thierbaum
 - 1.3.45 Thümmplitzer Wald-Leipnitz
 - 1.3.46 Watzschwitz
 - 1.3.47 Werben-Sittel
 - 1.3.48 Wildenhain
 - 1.3.49 Witznitz
 - 1.3.50 Wurzen
 - 1.3.51 Zörbig
 - 1.3.52 Zwenkau
 - 1.3.53 Allgemeine Braunkohlenberichte
 - 1.3.54 Ergebnisberichte Begleitrohstoffe, Hydrogeologie
- 1.4 Verwendetes Kartenmaterial

Anl. 2: Geologische Normalprofile der Braunkohlenerkundungsfelder (Synonymtabellen)

2.1	Übersichtskarte	
2.2	Erkundungsberichte/Kennnisstandsanalyse	
1	Zörbig	1988
2	Goitsche	1979
3	Rösa-Sausedlitz	1985
4	Brehna	1984
5	Delitzsch-NW	1983
6	Delitzsch-NW	1989
7	Delitzsch-SW	1984
8	Delitzsch-SW	1974
9	Delitzsch-S	1989
10	Hatzfeld	1982
11	Breitenfeld	1987
12	Bad Düben	1985
13	Doberlug-Herzberg-Torgau	1988
13a	Wildenhain	1982
14	Röglitz	1967
15	Merseburg-O	1988
16	KSA Lützenscher Felder	1982
17	Cospuden	1979
18	B-Erkundung Eythra	1985
19	Eythra	1976
20	Tagebau Böhlen Baufeld I	1962
21	Espenhain-W	1971
22	Espenhain-O	1974
23	Espenhain-Störmthal	1987
24	Werben-Sittel	1991
25	Witznitz-Gaulis	1988
26	Domsen	1983
27	Profen (MIBRAG)	1999
28	Peres	1988
29	Randfeld-West (Kitscher)	1990
30	Elsterfelder	1984
31	Groitzscher Dreieck	1996
32	Schleenhain (MIBRAG)	1994
33	KSA Regis	1986
34	KSA Falkenhain	1988
35	KSA Meuselwitz	1990
36	Bocka	1958/60
37	Kitscher	1990
38	Thierbaum	1957
39	Bockwitz	1957
40	Podelwitz-Commichau	1955
41	Mittweida	1982

Anl. 3: Geologische Regionalschnitte Nordwestsachsen

3.1:	Schnittspurkarte und Legende
3.2:	Regionalschnittblatt Nord-Süd-Schnitte
3.3:	Regionalschnittblatt West-Ost-Schnitte

Abkürzungsverzeichnis

BGR	Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Brg.	Bohrung
BT	Betriebsteil
GGW	Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. (Berlin, 2004 in DGG aufgegangen)
GWL	Grundwasserleiter
DGG	Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften (Hannover)
EDGG	Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften
LfUG	Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie
LfULG	Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
LKT 50	Lithofazieskarten Tertiär 1 : 50 000
LMBV	Lausitzer und Mitteldeutsche Bergbau-Verwaltungsgesellschaft mbH
KMU	Karl-Marx-Universität Leipzig
Ma	Millionen Jahre
MIBRAG	Mitteldeutsche Braunkohlengesellschaft mbH
NHN	Normalhöhenull, gegenüber der bis 1999 gültigen Angabe NN (Normalhöhe, Amsterdamer Pegel) ergeben sich Abweichungen von 0,06 bis 0,16 m
SPN	Sporomorphenzone Neogen
SSP	Sporomorphenzone Paläogen
STD	Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002
Tgb.	Tagebau
VEB	Volkseigener Betrieb
wf	wasserfrei (Bezugszustand der Braunkohlenanalysen)
WTI	Wissenschaftlicher Informationsdienst
ZDGG	Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften
ZGI	Zentrales Geologisches Institut Berlin

Herausgeber:

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: +49 351 2612-0
Telefax: +49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Autoren:

Dr. Gerda Standke, LfULG
Dieter Escher, Joachim Fischer, Dr. Jochen Rascher (GEOmontan GmbH
Freiberg)

Redaktion:

Abteilung Geologie/Referat Deckgebirgskartierung, Kartographie
Dr. Gerda Standke
Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg
Telefon: +49 3731 294-126
Telefax: +49 3731 294-201
E-Mail: gerda.standke@smul.sachsen.de

Redaktionsschluss:

15.09.2010

Titelseite:

Obereozäne marine Domsener Sande (vorn rechts) und unteroligozänes
Flöz 4 (hinten links) im Braunkohlentagebau Profen (Foto: L. Geißler, 2009)

Auflagenhöhe:

500 Exemplare

Druck:

Union Druckerei Dresden GmbH

Papier:

Gedruckt auf 100 % Recycling-Papier

Bezug:

Diese Druckschrift kann gegen eine Gebühr von 8,00 Euro bezogen
werden bei:

Zentraler Broschürenversand der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: +49 351 2103-671
Telefax: +49 351 2103-681
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de

Verteilerhinweis

Diese Informationsschrift wird von der Sächsischen Staatsregierung im
Rahmen ihrer verfassungsmäßigen Verpflichtung zur Information der
Öffentlichkeit herausgegeben.

Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern im
Zeitraum von sechs Monaten vor einer Wahl zum Zwecke der Wahlwer-
bung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen.

Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen,
an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder
Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist
auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung.

Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die
vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies als
Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen
verstanden werden könnte.

Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also
unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese
Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist. Erlaubt ist jedoch den
Parteien, diese Informationsschrift zur Unterrichtung ihrer Mitglieder zu
verwenden.

Copyright

Diese Veröffentlichung ist urheberrechtlich geschützt. Alle Rechte, auch
die des Nachdruckes von Auszügen und der fotomechanischen Wieder-
gabe, sind dem Herausgeber vorbehalten.

**Herausgeber:**

Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie (LfULG)
Pillnitzer Platz 3, 01326 Dresden
Telefon: +49 351 2612-0
Telefax: +49 351 2612-1099
E-Mail: lfulg@smul.sachsen.de
www.smul.sachsen.de/lfulg

Autoren:

Dr. Gerda Standke, LfULG
Dieter Escher, Joachim Fischer, Dr. Jochen Rascher (GEOmontan GmbH Freiberg)

Redaktion:

Abteilung Geologie/Referat Deckgebirgskartierung, Kartographie
Dr. Gerda Standke
Halsbrücker Str. 31a, 09599 Freiberg
Telefon: +49 3731 294-126
Telefax: +49 3731 294-201
E-Mail: gerda.standke@smul.sachsen.de

Redaktionsschluss:

15.07.2010

Titelseite:

Obereozäne marine Domsener Sande (vorn rechts) und unteroligozänes Flöz 4 (hinten links)
im Braunkohlentagebau Profen (Foto: L. Geißler, 2009)

Auflagenhöhe:

500 Exemplare

Druck:

Union Druckerei Dresden GmbH

Papier:

Gedruckt auf 100 % Recycling-Papier

Bezug:

Diese Druckschrift kann gegen eine Gebühr von 8,00 Euro bezogen werden bei:
Zentraler Broschürenversand der Sächsischen Staatsregierung
Hammerweg 30, 01127 Dresden
Telefon: +49 351 2103-671
Telefax: +49 351 2103-681
E-Mail: publikationen@sachsen.de
www.publikationen.sachsen.de