

LITHO- UND LEITFLÄCHENSTRATIGRAPHIE, CHRONOSTRATIGRAPHIE,
ZYKLO- UND SEQUENZSTRATIGRAPHIE DES KEUPERS IM
ÖSTLICHEN ZENTRALEUROPÄISCHEN BECKEN (DEUTSCHLAND, POLEN)
UND DÄNISCHEN BECKEN (DÄNEMARK, SCHWEDEN)

DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG DES AKADEMISCHEN GRADES
DOCTOR RERUM NATURALIUM (DR. RER. NAT.)

VORGELEGT DER

NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT III
DER MARTIN-LUTHER-UNIVERSITÄT HALLE-WITTENBERG
INSTITUT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

VON MATTHIAS FRANZ

GEBOREN AM 17.07.1976 IN LEIPZIG

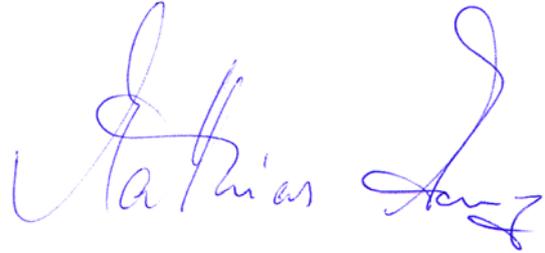
GUTACHTER:

1. Prof. Dr. Gerhard H. Bachmann
2. dr hab. Joachim Szulc

HALLE (SAALE), 08. DEZEMBER 2008

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich diese Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.



Halle (Saale), den 14.01.2009

Matthias Franz

Danksagung

Die Bearbeitungen zum Thema der vorliegenden Dissertationsschrift erfolgten im Zeitraum vom Juli 2004 bis zum Juni 2008 am Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg unter der Leitung und Betreuung von Herrn Professor Dr. G. H. Bachmann und Herrn Dr. G. Beutler. Ich danke beiden herzlich für die Vergabe dieses interessanten Themas, die Betreuung und fruchtbare Diskussionen.

Herrn dr hab. J. Szulc von der Jagiellonischen Universität Krakau gilt mein Dank für die Übernahme des Korreferates.

Die vorliegende Dissertationsschrift entstand im Rahmen des DFG-Projektes: „Diskontinuierliche Sedimentationsentwicklung des Keupers (Trias) im Mitteleuropäischen Becken (Lithostratigraphie, Diskordanzen, Zyκλο- und Sequenzstratigraphie, Paläotektonik)“, das in dem DFG-SPP 1135 „Dynamik sedimentärer Systeme unter wechselnden Spannungsregimen am Beispiel des Zentraleuropäischen Beckens“ eingebunden ist und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziert wurde, wofür ich mich bedanke.

Mein besonderer Dank gilt meinen Kollegen Herrn Dipl.-Geol. J. Barnasch und Herrn Dr. N. Hauschke für die jahrelange Unterstützung in der Arbeitsgruppe Regionale und Historische Geologie am Institut in Halle. Den ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe, Frau Dr. Annette Götz und Frau Dipl.-Geol. Katrin Ruckwied, danke ich für die Bearbeitung palynologischer Proben. Herrn Dr. Uma Kant Shukla, Banaras Hindu University India, und Herrn Prof. Dr. I. B. Singh, Lucknow University India, gilt mein Dank für wertvolle Diskussionen über fluviatile und alluviale Sedimente.

Für die Genehmigung zur Dateneinsicht und -verwendung danke ich Herrn Dr. S. Schretzenmayr, EEG Berlin, Herrn Dr. P. Seibt, GTN Neubrandenburg, Herrn M. Stöwer, UGS Mittenwalde, sowie Herrn prof. dr hab. L. Marks und Herrn prof. dr hab. T. M. Peryt, beide PGI Warschau. Frau dr A. Becker, PGI Warschau, gebührt mein herzlicher Dank für die Unterstützung bei der Datenrecherche am Zentralen Geologischen Institut in Warschau sowie in den Kernlagern in Iwiczna und Leszcze.

Des Weiteren danke ich Herrn PD Dr. A. Szulc, Jagiellonische Universität Krakau, für die Hilfe bei Exkursionen in Aufschlüsse Oberschlesiens sowie Anregungen und Diskussionen über Stratigraphie und Ausbildung des Keupers in Polen. Herrn PD Dr. H. Kozur danke ich für die Bestimmung und Ablichtung einer Vielzahl an Conchostraken sowie wertvolle Diskussionen bezüglich der Einstufung des Keupers in den internationalen chronostratigraphischen Standard. Ebenso gilt mein Dank Herrn Dr. K. Obst bzw. Herrn Dipl.-Geol. J. Iffland, beide LUNG Mecklenburg-Vorpommern, Herrn Dipl.-Geol. J. Schubert, TLUG Weimar, Herrn Dr. J. Kopp bzw. Herrn Dipl.-Geol. M. Göthel, beide LGRB

Brandenburg und Herrn Dr. B. C. Ehling, LAGB Sachsen-Anhalt, für die Unterstützung bei der Datenrecherche und Bohrkernauslage in den jeweiligen Geologischen Landesämtern.

Herrn Prof. Dr. I. Lerche, MLU Halle-Wittenberg, danke ich für die kritische Korrektur von Kurzfassungen und Tagungsbeiträgen in englischer Sprache.

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung	Seite 1
2	Einleitung und Zielstellung	Seite 3
2.1	Einleitung und historischer Abriss der Keuperstratigraphie	Seite 3
2.2	Zielstellung der Arbeit	Seite 6
3	Arbeitsgebiet und Arbeitsmethodik	Seite 7
3.1	Arbeitsgebiet	Seite 7
3.2	Datengrundlage	Seite 8
3.3	Arbeitsmethodik	Seite 11
4	Paläogeographie und stratigraphische Grundlagen	Seite 12
4.1	Paläogeographie	Seite 12
4.2	Chronostratigraphie	Seite 14
4.3	Biostratigraphie	Seite 15
4.3.1	Cephalopoden	Seite 17
4.3.2	Conodonten	Seite 17
4.3.3	Ostracoden	Seite 18
4.3.4	Conchostraken	Seite 18
4.3.5	Mollusken und Brachiopoden	Seite 19
4.3.6	Palynomorphe	Seite 20
4.4	Lithostratigraphie	Seite 22
4.4.1	Deutschland	Seite 22
4.4.1.1	Beckenfazies (DSK 2005)	Seite 23
4.4.1.2	Vindelizisch-Böhmische Randfazies (DSK 2005)	Seite 23
4.4.1.3	Regionale Lithostratigraphie (Landesämter)	Seite 24
4.4.2	Polen	Seite 28
4.4.2.1	West- und Zentralpolen	Seite 28
4.4.2.2	Nordost- und Ostpolen, südwestliches Baltikum (Osteuropäische Tafel)	Seite 29
4.4.2.3	Schlesien	Seite 32
4.4.2.4	Heiligkreuzgebirge	Seite 33
4.4.3	Dänemark (Festland, Ostseeinseln) und Südschweden (Schonen)	Seite 33
4.4.3.1	Germanotype Fazies (Dänemark)	Seite 34
4.4.3.2	Nördliche Randfazies (Dänemark)	Seite 35
4.4.3.3	Nordöstliche Randfazies (Schonen)	Seite 36
5	Lithostratigraphie und Leitflächenstratigraphie	Seite 40
5.1	Beckenfazies	Seite 41
5.1.1	Erfurt-Formation (erweiterte Definition)	Seite 41
5.1.2	Grabfeld-Formation (erweiterte Definition)	Seite 52
5.1.3	Stuttgart-Formation (erweiterte Definition)	Seite 58
5.1.4	Weser-Formation	Seite 62
5.1.5	Arnstadt-Formation (erweiterte Definition)	Seite 74
5.2	Vindelizisch-Böhmische Randfazies	Seite 83
5.2.1	Hassberge-Formation (erweiterte Definition)	Seite 83
5.2.2	Löwenstein-Formation (erweiterte Definition)	Seite 86
5.2.3	Seeberg-Formation (neue Formation)	Seite 89
5.3	Skandinavische Randfazies	Seite 93
5.3.1	Maglarp C-/Maglarp B-Schichten (informelle Einheiten)	Seite 93
5.3.2	Kågeröd-Formation	Seite 96
5.3.3	Exter-Formation (erweiterte Definition)	Seite 97
5.4	Osteuropäische Randfazies	Seite 101
5.4.1	Neidenburg-Formation (formacja nidzica, neue Formation)	Seite 101
5.4.2	Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka, neue Formation)	Seite 103

5.5	Diskordanzen	Seite 104
5.5.1	Diskordanzen der Erfurt Formation und Diskordanz D 1	Seite 105
5.5.2	Diskordanz D 2 (Diskordanzen D 2.1, D 2.2, D 2.3)	Seite 106
5.5.3	Diskordanz D 4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz)	Seite 113
5.5.4	Diskordanz D 5 (Diskordanzen D 5.1, D 5.2, D 5.3)	Seite 114
5.5.5	Diskordanz D 6, D 7, D 8	Seite 119
5.6	Folgen	Seite 122
6	Zyklostratigraphie und Sequenzstratigraphie	Seite 124
6.1	Hierarchie der Zyklik	Seite 124
6.1.1	Darstellung der Zyklik	Seite 126
6.2	Sequenzstratigraphie oder Baselevel?	Seite 126
6.3	Ansatz einer kontinentale Sequenzstratigraphie im Keuper	Seite 128
6.3.1	Darstellung der kontinentalen Sequenzstratigraphie	Seite 131
6.4	Großzyklus 1	Seite 132
6.4.1	Kleinzyklen der Erfurt-Formation	Seite 132
6.4.2	Kleinzyklen der Grabfeld-Formation	Seite 135
6.4.3	Kleinzyklen-Bündel Ef 1–Ef 2, Gr 1–Gr 3	Seite 138
6.4.4	Zyklostratigraphie	Seite 142
6.4.5	Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz I)	Seite 143
6.5	Großzyklus 2	Seite 144
6.5.1	Kleinzyklen der Stuttgart-Formation	Seite 144
6.5.2	Kleinzyklen der Weser-Formation	Seite 147
6.5.3	Kleinzyklen-Bündel St 1–St 3, Ws 1–Ws 2	Seite 151
6.5.4	Zyklostratigraphie	Seite 152
6.5.5	Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz II)	Seite 153
6.6	Großzyklus 3	Seite 154
6.6.1	Kleinzyklen der Arnstadt-Formation	Seite 154
6.6.2	Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 4	Seite 159
6.6.3	Zyklostratigraphie	Seite 161
6.6.4	Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz III)	Seite 163
6.7	Großzyklus 4	Seite 165
6.7.1	Kleinzyklen der Exter- und Seeberg-Formation	Seite 165
6.7.2	Kleinzyklen-Bündel Ex 1–Ex 5, Se 1–Se 3, Ar 5–Ar 6	Seite 168
6.7.3	Zyklostratigraphie	Seite 171
6.7.4	Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz IV)	Seite 171
6.8	Steuerungsfaktoren der Zyklik	Seite 172
	Literaturverzeichnis	Seite 175
	Abbildungsverzeichnis	Seite 197
	Anhang (Bohrungstabellen, Tafeln, Standardbohrungen)	Seite 198

1 Zusammenfassung

Für den Keuper des östlichen Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens wird ein stratigraphisches Konzept vorgestellt, das Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie sowie Zylo- und Sequenzstratigraphie integriert.

Die lithostratigraphische Gliederung des Keupers orientiert sich an den Standards des INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC GUIDE (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994) und umfaßt Formationen der Beckenfazies, die sich gegen die Beckenränder mit Formationen der Vindelizisch-Böhmischen, Skandinavischen und Osteuropäischen Randfazies verzahnen. Die Grundlage der Gliederung bilden die Formationen nach DSK (2005), die mit erweiterten Definitionen verwendet werden. In der Beckenfazies sind die Erfurt-, Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation ausgebildet, die zumeist diachrone Grenzen besitzen. An Hand überregional ausgebildeter Leithorizonte und Diskordanzen ist die Untergliederung in Untere und Obere Erfurt-Formation, Untere, Mittlere und Obere Grabfeld-Formation, Untere, Mittlere und Obere Stuttgart-Formation, Untere und Obere Weser-Formation sowie Untere und Obere Arnstadt-Formation möglich, die im Range von Subformationen (Member) stehen.

In der Vindelizisch-Böhmische Randfazies können die Hassberge-, Löwenstein- und Seeberg-Formation ausgegliedert werden. Die weitere Unterteilung ist in Untere, Mittlere und Obere Löwenstein-Formation und Untere und Obere Seeberg-Formation möglich.

Die Skandinavische Randfazies umfaßt die informell benannten Maglarp C- und Maglarp B-Schichten sowie die Kågeröd- und Exter-Formation. Eine weitere Untergliederung ist in Untere und Obere Exter-Formation möglich.

Die Osteuropäische Randfazies umfaßt die Neidenburg (formacja nidzica)- und Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka). Eine weitere Untergliederung ist in Untere und Obere Neidenburg-Formation.

Der Keuper wird durch die Diskordanzen D 1–D 8 (DSK 2005) gegliedert, die auf den Beckenrändern und beckeninternen Hochlagen z. T. als Winkeldiskordanz oder Erosionsdiskordanz ausgebildet sind und dort Schichtausfälle von bis zu 550 m aufweisen. In der Beckenfazies sind die Diskordanzen D 1–D 8 als Konkordanzen ausgebildet, die mit den Diskordanzen der Beckenränder und Hochlagen korrelieren. Die Diskordanzen sind flächenhaft kartierbar und können als quasi-isochrone Leitflächen aufgefasst werden. An Hand der Diskordanzen D 1, D 2, D 4 und D 8 untergliedert die Leitflächenstratigraphie den Keuper in die quasi-isochronen Folgen K 1–K 4 (von unten), die beckenweit ausgebildet sind. Durch den Einbezug von Leitbänken, deren Genese auf eine quasi-isochrone Verbreitung schließen lässt (z. B. Grenzdolomit) ist die Untergliederung der Folgen K 1–K 4 in die Subfolgen K 1.1–1.5, K 2.1–2.5, K 3.1–3.4 und K 4.1–4.5 (jeweils von unten)

möglich. Die Leitflächenstratigraphie fungiert damit als hochauflösendes und annähernd zeitlich genormtes Gerüst für die Lithostratigraphie (Formationen), das insbesondere in Gebieten mit fehlenden oder lückenhaften biostratigraphischen Daten von hohem Wert für die Sedimentbeckenanalyse sein kann.

Durch Funde von Conchostraken und deren Einstufung in eine vorläufige Conchostraken-Zonierung nach KOZUR & WEEMS (2007) ist eine verbesserte Korrelation des Keupers mit dem Internationalen chronostratigraphischen Standard möglich. Demzufolge wird die basale Stuttgart-Formation in das tiefere Julium (Karnium), die basale Untere Arnstadt-Formation in das tiefe Ladium (Norium) und die basale Oberen Arnstadt-Formation in das Alaunium (Norium) eingestuft. Auf der Grundlage palynologischer Daten ist die Einstufung der Exter-Formation in das Rhaetium möglich.

Der zyklische Aufbau des Keupers wird in ein hierarchisches Schema aus Ablagerungszyklen > Kleinzyklen > Kleinzyklen-Bündeln > Großzyklen gefaßt. Die Großzyklen 1–4 (von unten) werden an beckenweit ausgebildeten Diskordanzen abgegrenzt, ermöglichen so den Anschluß an die Leitflächenstratigraphie und bilden als fazielle Entwicklungsabschnitte des Sedimentbeckens die sedimentäre „Füllung“ der Folgen K1–K4. Die Großzyklen bestehen aus mehreren Kleinzyklen-Bündeln, die Trends der faziellen Entwicklung widerspiegeln und die sedimentäre „Füllung“ der Subfolgen bilden. Somit sind die Kleinzyklen-Bündel die kleinste überregional korrelierbare Einheit in der Zyklenhierarchie. Die Kleinzyklen-Bündel bestehen aus mehreren Kleinzyklen, die jeweils im regionalen Maßstab korrelierbar sind. Durch die Interpretation der Kleinzyklen als Milankovitch-Zyklen ist die Abschätzung der zeitlichen Dauer der Formationen der Beckenfazies und der Diskordanzen möglich. Von der gesamten Zeitdauer des Keupers mit 37,5 Ma sind durch Kleinzyklen etwa 32,5–33,4 Ma belegt, die Diskordanzen D 1–D 8 des Keupers weisen dagegen lediglich einen Zeitumfang von 4–5 Ma auf.

Die Großzyklen 1–4 werden als Sequenzen im Rahmen einer kontinentalen Sequenzstratigraphie genetisch interpretiert. Bei der kontinentalen Sequenzstratigraphie werden der Sedimenteintrag der umliegenden Liefergebiete, der die Einflußfaktoren Klima und Tektonik widerspiegelt, und der relative Meeresspiegel im Sedimentbecken gleichermaßen berücksichtigt. Die Sequenzgrenzen liegen an beckenweit ausgebildeten Diskordanzen D 1, D 2, D 4 und D 8. Eine Untergliederung der Sequenzen in Teilsequenzen wird an Hand von korrelierbaren Ereignislagen, wie dem maximalen Vorbau progradierender Liefergebiete (MV), maximalen lakustrinen Flächen (LF), maximalen marinen Flutungen (MF) und Sedimentationsunterbrechungen (H - Hiatus), vorgenommen.

2. Einleitung und Zielstellung

2.1 Einleitung und historischer Abriss der Keuperstratigraphie

Der Keuper hat in den mehr als 200 Jahren Triasforschung ein ähnliches Interesse an geognostischen Beobachtungen geweckt und späterer geologischer Bearbeitungen erfahren, wie die beiden Gruppen Buntsandstein und Muschelkalk. Ein Blick auf die Anfänge der Triasforschung deutet jedoch auf einen verhaltenen Beginn für den Keuper. So werden Bunter Sandstein (früher für Buntsandstein) und Muschelkalk bereits gegen Ende des 18. Jahrhundert durch FÜCHSEL und WERNER als eigenständige Einheiten erkannt und abgegrenzt (vgl. HAGDORN & NITSCH 1999). Zu diesen Zeiten werden die Schichten der „Bunten Mergel“ (früher für Keuper) fälschlicherweise in den Buntsandstein gestuft. Die Erkenntnis der richtigen Stellung und Abgrenzung der „Bunten Mergel“ und die Übertragung der Gesteinsbezeichnung „Keuper“ durch KEFERSTEIN (1824) setzen sich erst im frühen 19. Jahrhundert schrittweise durch. Den umfassenden und bis heute gültigen Rahmen legt ALBERTI (1834) vor, in dem er Bunter Sandstein, Muschelkalk und Keuper zu einer „Formation“ zusammenfügt und dieser den Namen Trias gibt.

Naturgemäß sind die geognostischen Beobachtungen des ausgehenden 18. bis frühen 19. Jahrhunderts eng an die großen Aufschlussgebiete im damaligen Baden, Württemberg sowie Franken und den thüringischen Kleinstaaten und Oberschlesien geknüpft. In diesen Gebieten entstehen bis in das mittlere 19. Jahrhundert die ersten Gliederungen des Keupers, die jedoch meist nur auf lokalen Beobachtungen fußen. Erst mit der geologischen Landesaufnahme in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erwächst die Notwendigkeit der stratigraphischen Gliederung der bearbeiteten Schichten. Im Arbeitsgebiet wird die so genannte Erstkartierung im Zuge der Reichseinigung von 1871 durch die Königlich Preussische Landesanstalt durchgeführt und stellt oftmals die bis heute „aktuelle“ Ausgabe des jeweiligen Messtischblattes dar. Die mit der Erstkartierung beauftragten Geologen (Thüringen: z. B. BEYSCHLAG, LORETZ, NAUMANN, PRÖSCHOLDT, SCHMID; Oberschlesien: z. B. v. CARNALL, ROEMER, ECK) erkennen schnell den Wert der Stratigraphie für die Orientierung im Gelände und den Vergleich verschiedener Arbeitsgebiete. Aus der geologischen Landesaufnahme entstehen so bis Anfang des 20. Jahrhunderts stratigraphische Standards, die z. T. bis heute Gültigkeit besitzen und die den Grundstein für eine beispiellose Fülle stratigraphischer Begriffe legen (z. B. Thüringen: RICHTER 1936 für den Unteren Keuper, SCHRÖDER 1938 für den Mittleren Keuper und PUTZER 1938 für den Oberen Keuper). Diese Standards der Keuperstratigraphie orientieren sich an der lithologischen Ausbildung der Schichten in dem sie markante Bänke und Horizonte für die Korrelation nutzen, z. B. Grenzdolomit, Schilfsandstein und Lehrbergschichten, und begründen damit ein bis heute gültiges Prinzip der Lithostratigraphie. Neben lithostratigraphischen Ansätzen entwickeln sich bereits Mitte des 19. Jahrhunderts erste Versuche der Korrelation zur alpinen Trias, die auf der Verwendung von Leitfossilien basieren, so z. B. *Rhaetavicula contorta* PORTLAND. Darüber hinaus

werden auf der Grundlage von Leitfossilien innerhalb des Zentraleuropäischen Beckens Korrelationen durchgeführt, z. B. die Korrelation des Grenzdolomits von Thüringen bis nach Oberschlesien (ROEMER 1870, ASSMANN 1925, 1929). Diese Arbeiten bilden eine erste Grundlage für weiter verfeinerte Gliederungen der Schichtenfolge auf faunistischer Grundlage, der heutigen Biostratigraphie.

Ab der Mitte des 20. Jahrhunderts setzt ein immenser Sprung in der stratigraphischen Bearbeitung des Keupers ein, der sich vor allem auf die Erkenntnisse aus einer Vielzahl von Bohrprogrammen gründet, die von privatwirtschaftlichen und staatlichen Institutionen und Konsortien zur Untersuchung des Norddeutsch-Polnischen Beckens flächenhaft durchgeführt werden. Ähnlich wie bei der Bearbeitung der Aufschlußgebiete, liegen zuerst lithostratigraphische Arbeiten vor, die einen übersichtsartigen Charakter besitzen (z. B. SCHOTT 1942, BROTZEN 1950, SEITZ & WICHER 1951). Später liegen auch erste biostratigraphischen Arbeiten vor (z. B. WILL 1953, 1969, SCHULZ 1962, KOZUR 1968). Ab den 1960er Jahren entstehen systematischen Gliederungen auf lithostratigraphischer Grundlage, die jedoch meist regionale Bedeutung besitzen und nur in Teilgebieten des Zentraleuropäischen Beckens und des Dänischen Beckens gültig sind (z. B. Brandenburg: KÖLBEL & KÖLBEL 1960, TESSIN 1976; NE-Deutschland: BEUTLER 1976; Dänemark: SORGENFREI & BUCH 1964, Polen: GAJEWSKA 1978). Daneben werden systematische Bearbeitungen auf biostratigraphischer Grundlage durchgeführt, die die Korrelation verschiedener Teilgebiete im Zentraleuropäischen Becken sowie mit Abfolgen des Tethysraumes untersuchen (z. B. KOZUR 1974, 1975, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1976, SCHULZ 1976, LUND 1977).

Parallel zu den regionalen Gliederungen wird seit den 1980er Jahren an homogenisierten Lithostratigraphien gearbeitet. Bereits zu dieser Zeit wird der Keuper in Dänemark und Schweden nach dem Standard des INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC GUIDE (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994) in Formationen untergliedert (z. B. BERTELSEN 1978, 1980, SIVHED 1984). Dabei werden jedoch in beiden Ländern unterschiedliche Schemata entworfen. Auch im damals geteilten Deutschland entstehen unterschiedlichen Konzepte, die jedoch beide auf informelle Einheiten zurückgreifen. In der BRD werden die traditionellen lithostratigraphischen Bezeichnungen um eine Gliederung in Folgen erweitert, die einen chronostratigraphischen Bezug geben soll (GWINNER 1980), wogegen in der DDR ein Folgenkonzept entworfen wird, das auf den umbenannten, in Thüringen traditionell verwendeten Bezeichnungen, basiert (Abb. 4.4.1-1, DOCKTER et al. 1980). Erst nach der Wiedervereinigung Deutschlands kann durch die Subkommission Perm/Trias der Deutsche Stratigraphische Kommission eine homogenisierte Lithostratigraphie des Keupers in Deutschland erarbeitet werden, die auf dem international gültigen Formationskonzept basiert und zusätzlich das Folgenkonzept nach GWINNER (1980) aufgreift und verbessert (DSK 2005). Die Stratigraphie des Keupers nach DSK (2005) setzt sich jedoch nur langsam gegen die traditionellen Gliederungen der staatlichen Landesämter durch. In polnischen Anteil des Arbeitsgebietes existiert dagegen bis heute keine

homogenisierte Lithostratigraphie; eine stratigraphische Tabelle nach dem Vorbild der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2002) ist derzeit noch in Bearbeitung.

Auch für die Biostratigraphie liegen mittlerweile Konzepte vor, die sowohl die verbesserte Korrelation im Zentraleuropäischen Becken als auch die verbesserte Korrelation mit dem Tethysraum ermöglichen (z. B. URLICHS & TICHY 2000, BACHMANN & KOZUR 2004, DSK 2005, KOZUR & WEEMS 2007). Von besonderer Bedeutung ist dies für die Abschätzung des zeitlichen Umfanges des Keupers und speziell seiner Diskordanzen, denen bislang ein größerer zeitlicher Umfang bemessen wird, als es tatsächlich der Fall ist (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004, NITSCH et al. 2005b).

Ergänzend zu den lithostratigraphischen und biostratigraphischen Gliederungen gewinnen zunehmend prozessorientierte Gliederungsmethoden an Bedeutung, wie die Zyklustratigraphie, welche Abfolgen in Zyklen verschiedener Hierarchien gliedert (v. FREYBERG 1954, 1965, SEIDEL 1965, KÄSTNER 1972). Seit den 1980er Jahren befassen sich eine Fülle von Arbeiten mit dieser Methode, die mittlerweile eine wichtige Standardmethode der Sedimentbeckenanalyse darstellt (z. B. HAUSCHKE 1985, AIGNER & BACHMANN 1989, NITSCH 1996, 1997, KELLNER 1997, BEUTLER et al. 1999, PÖPPELREITER 1999, SEELING 1999, REINHARDT 2002). Eine weitere prozessorientierte Gliederungsmethode ist die Sequenzstratigraphie, die durch AIGNER & BACHMANN (1992) erstmals auf die germanische Trias angewendet wird. Da jedoch der überwiegend kontinentale Keuper vom ursprünglichen Konzept der Sequenzstratigraphie abweicht, bleibt diese Methode nicht unwidersprochen (AIGNER et al. 1999, GAUPP 2002, DSK 2005) bzw. in ihrer Anwendung problematisch (z. B. SEELING & KELLNER 2002). Durch AIGNER et al. (1999) wird deshalb das Baselevel-Konzept auf das Germanische Becken übertragen (z. B. HORNUNG 1998, PÖPPELREITER 1999, GEHRMANN & AIGNER 2002), das in seiner Anwendung jedoch ebenfalls nicht ohne Widersprüche bleibt (DSK 2005).

2.2 Zielstellung der Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Erstellung eines stratigraphischen Konzeptes für den Keuper im östlichen Zentraleuropäischen Becken und Dänischen Becken, das Ergebnisse der Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie sowie Zyko- und Sequenzstratigraphie vereint. Arbeitsgrundlage ist die Formationsgliederung des Keupers nach DSK (2005). Dabei bilden die Formationen der Beckenfazies das Grundgerüst, das hinsichtlich seiner Übertragbarkeit auf die Nordost und Osteuropäischen Nachbarländer untersucht werden soll, mit dem Ziel eine maximale Verbreitung bei höchstmöglicher lithologischer Gleichförmigkeit im Untersuchungsgebiet zu erreichen. Nach dem Vorbild der Formationsgliederung für die Vindelizisch-Böhmischen Randfazies nach DSK (2005) sollen entsprechende formationelle Gliederungen für die umliegenden Randfazies erarbeitet werden. In diesem Rahmen ist für jede Formation eine Definition zu erarbeiten, die Verbreitung zu kartieren, Typusgebiete mit Typus- und Referenzprofilen zu benennen, Möglichkeiten der Untergliederung darzustellen sowie fazielle Differenzierungen innerhalb der Formationen und die Verbreitung von Leitbänken und Leithorizonten zu kartieren.

Durch die Integration vorhandener und neuer biostratigraphischer Daten soll die Korrelation des Keupers mit dem internationalen Standard erfolgen, aus der der zeitliche Umfang der Formationen bzw. der Diskordanzen in verbessertem Maße abgeleitet werden kann.

Durch die Untersuchung und Kartierung der Diskordanzen des Keupers sowie überregional ausgebildeter Leithorizonte soll die Leitflächenstratigraphie nach DSK (2005) bzw. LUTZ et al. (2005) im Untersuchungsgebiet geprüft und weiterentwickelt werden. Diese wird insbesondere in Abschnitten bzw. Gebieten mit fehlenden biostratigraphischen Daten benötigt, um ein annähernd zeitliches Gerüst für die Lithostratigraphie zu erhalten.

Auf der Grundlage des zyklischen Aufbaus des Keupers soll eine hierarchische Gliederung erarbeitet werden, die zur Korrelation im Untersuchungsgebiet und darüber hinaus verwendet werden kann. Des Weiteren soll aus dem zyklischen Aufbau und dessen Kalibrierung an orbital gesteuerten Perioden (Milankovitch-Zyklen) eine zusätzliche Abschätzung des Zeitumfanges der Formationen und Diskordanzen erfolgen.

Auf der Grundlage der Leitflächenstratigraphie und der Zykostratigraphie soll eine genetische Interpretation nach dem Vorbild der Sequenzstratigraphie vorgenommen werden, mit dem Ziel, den Keuper in korrelierbare Sequenzen zu gliedern. Die Methode soll dabei an die Anforderungen kontinentaler Abfolgen in intrakontinentalen Sedimentbecken angepasst werden, um eine möglichst widerspruchsfreie Anwendung zu ermöglichen.

3 Arbeitsgebiet und Arbeitsmethodik

3.1 Arbeitsgebiet

Der Keuper des Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens wird für die Bearbeitung im Rahmen des SPP 1135 in ein östliches und ein westliches Arbeitsgebiet unterteilt, die sich im Gebiet der Eichsfeld-Altmark-Schwelle überschneiden (Abb. 3.1). Das östliche Arbeitsgebiet wird in der vorliegenden Bearbeitung untersucht, das westliche Arbeitsgebiet wird von Herrn Dipl.-Geol. Barnasch bearbeitet (BARNASCH in Vorber.).



Abb. 3.1: Das Arbeitsgebiet (rot hinterlegt) im Zentraleuropäischen und Dänischen Becken, Beckenrand und Hochgebiete (grau hinterlegt), nach ZIEGLER (1990) und IWANOW (1998). RFH – Ringkøbing-Fyn-Hoch, RM – Rheinisches Massiv.

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle bis an den östlichen Beckenrand auf der Osteuropäischen Tafel und vom Thüringischen Grabfeld im Süden bis an den nördlichen Rand des Dänischen Beckens in SW-Schonen (Abb. 3.1).

3.2 Datengrundlage

Die Datengrundlage bilden Übertageaufschlüsse, Kernstrecken ausgewählter Bohrungen sowie geophysikalische Bohrlochmesskurven (Logs), die möglichst gleichmäßig im gesamten Untersuchungsgebiet verteilt sind und so eine flächenhafte Bearbeitung gewährleisten sollen (Abb. 3.2). Die Übertageaufschlüsse und Kernstrecken spannen dabei ein Korrelationsnetz auf, das durch Bohrungslogs untersetzt wird. Der Schwerpunkt der Bearbeitung liegt im Norddeutsch-Polnischen Becken.

Aufschlüsse

In der südlichen und nördlichen Umrahmung des Untersuchungsgebietes ist der Keuper gebietsweise über Tage erschlossen (Abb. 3.2). Flächenhafte Aufschlußgebiete liegen im Thüringischen Grabfeld und im Thüringer Becken, wogegen im Subherzyn nur vereinzelt Aufschlüsse entlang der Harznordrandstörung, am Fallstein und im östlichen Niedersachsen vorhanden sind. Die im Thüringer Becken und im Subherzyn bearbeiteten Aufschlüsse (Tab. 1) sollen die Verknüpfung dieser Gebiete mit dem Norddeutsch-Polnischen Becken ermöglichen sowie eine weiterführende Korrelation nach Süddeutschland ermöglichen.

Aufschlußgebiet	Lokalität	Bearbeitung
Thüringer Becken	A 71 Erfurt-W	Erfurt-Formation
Thüringer Becken	Tongrube Reisdorf	Grendolomitregion
Thüringer Becken	SW-Hang unter der Wachsenburg*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	S-Hang am Roten Berg (nördl. Wachsenburg)*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	S-Hang unter der Wanderslebener Gleiche*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	W-Hang unter der Mühlburg*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	E Hang am Rhönberg/Kaffberg*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	S-Hang am Kallenberg*	Arnstadt-/Seeberg-Formation
Thüringer Becken	Großer Seeberg (neuer Kammerbruch)	Seeberg-Formation
Subherzyn	Fuchsberg bei Seinstedt	Exter-Formation
Subherzyn	Klotzberg bei Hedeper	Exter-Formation
Subherzyn	Steinbruch bei Querenhorst	Exter-Formation
Oberschlesien	Tongrube Krasiejów	Weser-Formation
Oberschlesien	Tongrube Lipie Śl.	Arnstadt-Formation
Oberschlesien	Steinbruch bei Cynków	Arnstadt-Formation

Tab. 1: Verzeichnis der bearbeiteten Aufschlüsse. Die mit * gekennzeichneten Aufschlüsse liegen im Drei-Gleichen-Gebiet (Thüringer Becken) und sind in Abb. 3.2 sowie im Standardprofil (Anhang) zusammenfassend dargestellt.

In der Umrahmung des oberschlesischen Berglandes sowie des Heiligkreuzgebirges liegen weitere Aufschlüsse, die im Rahmen des mehrtägigen International Workshop on the Triassic of Southern Poland 2007, Leitung dr hab. J. Szulc Jagiellonische Universität Krakau, besichtigt wurden. Am nördlichen Beckenrand sind hauptsächlich die höheren Abschnitte des Keupers flächenhaft in SW-Schonen, sowie lokal auf Bornholm erschlossen.

Kernbohrungen

In den überwiegenden Anteilen des Arbeitsgebietes wird der Keuper durch jüngere Gesteine bedeckt und ist nur durch Tiefbohrungen erschlossen. Die für die Bearbeitung ausgewählten Kernbohrungen sollen die Korrelation des Keupers von den mitteldeutschen Aufschlußgebieten nach Norddeutschland und bis nach Zentralpolen ermöglichen (Tab. 2). Dabei erfolgt die Bearbeitung schwerpunktartig vor allem für die Arnstadt- und Exter-Formation, deren Parallelisierung mit dem polnischen Keupers bislang die größten Probleme bereitet.

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Abschnitt
Dp Sgk 1/84	Dp Siedenlangenbeck 1/84*	höchste Arnstadt-Fm bis basaler Jura
E Ma 5/65	E Malchin 5/65	Arnstadt-Fm bis basaler Jura
E Rn 104/65	E Rügen 104/65*	Erfurt- Fm bis Exter-Fm
Gt Ss 1/85	Gt Stralsund 1/85	Exter-Fm
Gt Wa 1/82	Gt Waren 1/82	Exter-Fm
keine	Kb Apolda 1/65	höchste Grabfeld-Fm bis Weser-Fm
Kb Barth 10/65	Kb Ibbenbüren 10/65*	Erfurt-Fm bis basaler Jura
Kb Bu C 2/62	Kb Burg C 2/62*	höchste Weser-Fm bis basaler Jura
Kb Tao At 1/65	Kb Tarnow At 1/65*	Weser-Fm bis basaler Jura
Kb KSS 5/66	Kb Karow-Sternberg-Schlieven 5/66*	Weser-Fm bis basaler Jura
Kb NRe 1/61	Kb Neu Reddevitz 1/61	Exter-Fm
keine	Kb Schillingstedt 1/64*	Grabfeld-Fm bis Weser-Fm
Kb Su 1/62	Kb Strausberg 1/62*	höchste Grabfeld-Fm bis basaler Jura
Kb Thi 1/62	Kb Thiessow 1/62*	Exter-Fm
Gt N 2/85	Gt Neubrandenburg 2/85*	Exter-Fm bis basaler Jura
Ug N 1/86	Ug Neubrandenburg 1/86	Exter-Fm
Gorzow Wlkp. IG 1	Gorzow Wielkopolski IG 1*	gesamter Keuper
Książ Wlkp IG 2	Książ Wielkopolski IG 2*	höchste Weser-Fm bis basaler Jura
keine	Połczyn Zdroj IG 1*	Weser-Fm bis basaler Jura
keine	Wągrowiec IG 1*	höchste Weser-Fm bis basaler Jura

Tab. 2: Verzeichnis der bearbeiteten Kernbohrungen. Lage siehe Abb. 3.2, Teufe, Lithologie und stratigraphische Einstufung der mit * markierten Bohrungen siehe Anhang.

Bohrungslogs

Für die Korrelation zwischen Aufschlüssen und Kernbohrungen werden Bohrungslogs von rund 450 Bohrungen stratigraphische eingestuft und korreliert.

Die Bearbeitung von Bohrungslogs erfolgt schwerpunktartig an der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (180 Bohrungen) und der Rügen-Schwelle (80 Bohrungen). Die weitere Datengrundlage bilden etwa 30 Bohrungen aus Skandinavien und dem Gebiet der Ostsee zwischen Rügen und Schonen, 40 Bohrungen aus Brandenburg, 120 Bohrungen aus Polen und 3 Bohrungen aus Thüringen die Datengrundlage (Abb. 3.2, Anhang).

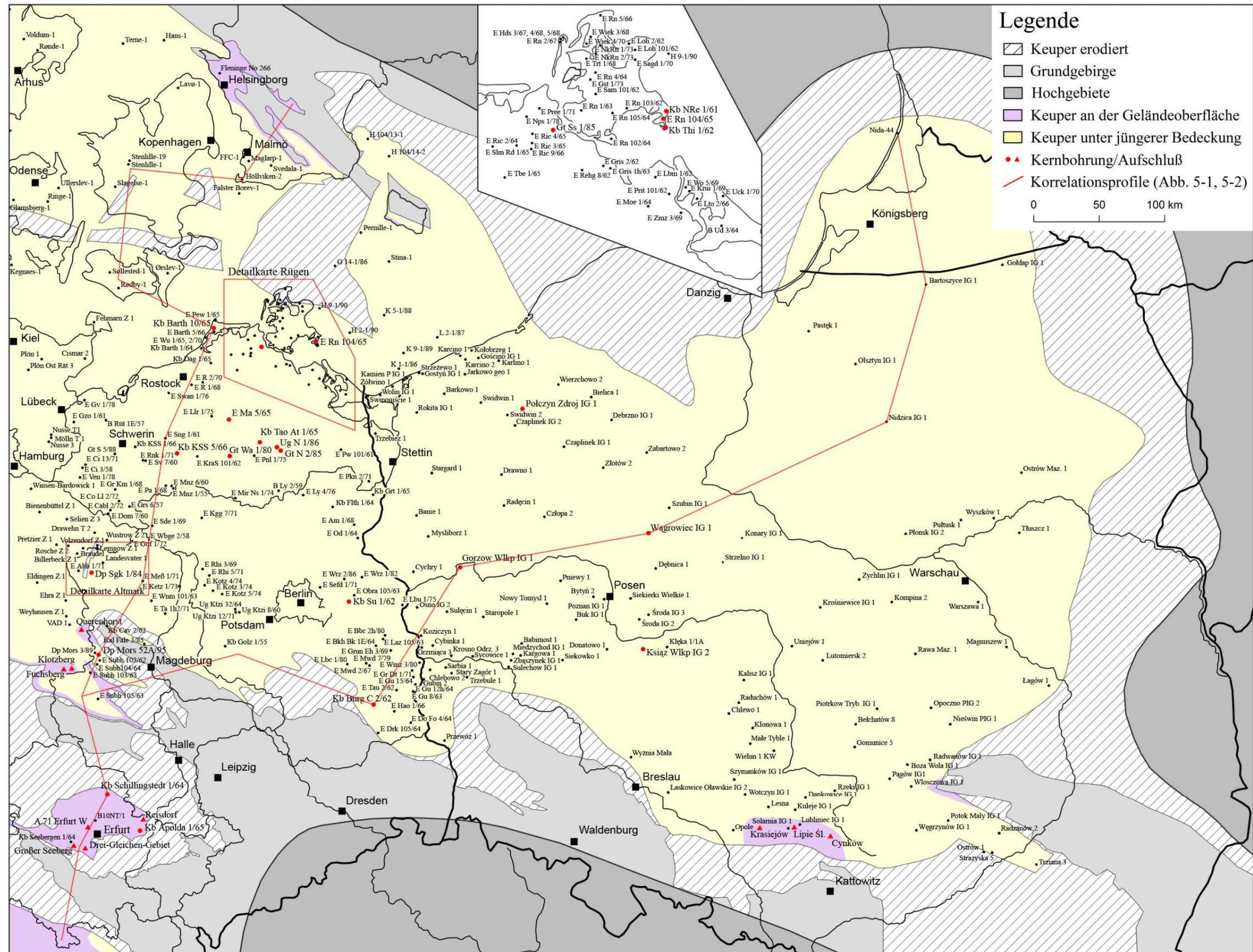


Abb. 3.2: Übersichtskarte der bearbeiteten Aufschlüsse, Kernbohrungen (rot) und Bohrungslogs (schwarz) im Untersuchungsgebiet. Die Bohrung Dp Mors 51A/95 wird durch Herrn Dipl.-Geol. Barnasch bearbeitet (BARNASCH in Vorber.). Verzeichnisse der bearbeiteten Aufschlüsse und Kernbohrungen siehe Tab. 1 und 2, Standardbohrungen siehe Anhang, Detailkarte Altmark siehe Anhang.

3.3 Arbeitsmethodik

In den Aufschlüssen und Kernbohrungen erfolgt eine detaillierte Profilaufnahme mit Aufzeichnung der verschiedenen Lithologien, einschließlich struktureller Merkmale (Gesteinsfarbe, Komponenten, Bindemittel, Porosität, Fossilführung), textureller Merkmale (sedimentäre Gefüge, Gradierung, Zyklik) sowie gegebenenfalls pedogener Überprägung. Insgesamt umfasst die Bearbeitung knapp 600 Profilmeter in Aufschlüssen und rund 4100 Bohrmeter an Kernbohrungen mit rund 1950 Kernmetern. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Bearbeitung der Leitbänke und -horizonte, auf die sich die **Lithostratigraphie** vor allem stützt und von denen Anschliffe zur genaueren Beschreibung angefertigt wurden. Auf Grund der Fazies des Leitbänke bzw. -horizonte erfolgt eine Abschätzung hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit als Leitflächen in Sinne der **Leitflächenstratigraphie**. An Hand der Fossilführung (vor allem Conchostraken, Palynomorphe), deren Bestimmung durch Fachkollegen erfolgt, wird eine **chronostratigraphische Einstufung** auf der Grundlage von BACHMANN & KOZUR (2004) und KOZUR & WEEMS (2007) vorgenommen.

Durch die Übertragung der erhaltenen stratigraphischen Daten auf Bohrlochmesskurven wird durch **Logkorrelationen** die Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten kartiert. Dies erfolgt insbesondere für die Leitbänke und -horizonte sowie die Diskordanzen um deren Verbreitung im Untersuchungsgebiet aufzuzeigen.

Die Zyklik in den Aufschlüssen und Bohrkernen wurde einem hierarchischem System nach BEUTLER et al. (1999) und DSK (2005) zugeordnet (Ablagerungszyklus < Kleinzyklus < Kleinzyklen-Bündel < Großzyklus), das die Grundlage für eine **zyklostratigraphische Korrelation** im Untersuchungsgebiet bildet. In Verbindung mit der chronostratigraphischen Einstufung erfolgt die mutmaßliche Zuordnung der Kleinzyklen an orbital gesteuerten Perioden (Milankovitch-Zyklen), mit deren Hilfe der zeitliche Umfang der Formationen und insbesondere der Diskordanzen abgeschätzt wird.

Aus der lateralen und vertikalen Verteilung der Typen von Kleinzyklen erfolgt die Beurteilung fazieller Trends im Untersuchungsgebiet, welche unter Anwendung der Leitflächen für die Gliederung des Keupers in genetische Sequenzen sowie deren Interpretation im Sinne einer **kontinentalen Sequenzstratigraphie** genutzt wird.

4. Paläogeographie und stratigraphische Grundlagen

4.1 Paläogeographie

Das Zentraleuropäische Becken (Mitteleuropäisches Becken, südliches Permbecken nach ZIEGLER 1982, 1990) erstreckt sich während des Keupers von den Britischen Inseln bis in das südwestliche Baltikum und von der Nordschweiz bis nach Südkandinavien (Abb. 3.1). Seit dem Perm hat sich dieser Ablagerungsraum schrittweise vergrößert und umfaßt in der Trias auch das Dänische Becken (nördliches Perm Becken nach ZIEGLER 1982, 1990), welches nunmehr als ein Teilbecken des ZEB angesehen werden kann (Abb. 3.1). Die größte Ausdehnung in östliche Richtung erreicht das Zentraleuropäische Becken (ZEB) im höheren Mittleren Keuper bis Oberen Keuper (Abb. 5.1.5-1, Abb. 5.2.3). Da das Ringköbing-Fünen-Hoch eine natürliche Grenze darstellt, wird im Titel dieser Arbeit das Dänische Becken gesondert aufgeführt.

Das ZEB gehört zum Typ des intrakontinentalen (kratonischen) Becken (BACHMANN & GROSSE 1989). Im Norden wird es vom Fennoskandischen Hoch begrenzt, das als Durchfrachtungsraum klastischer Sedimente der skandinavischen Kaledoniden fungiert (z. B. PAUL et al. 2008). Im Nordosten und Osten begrenzt die Osteuropäische Tafel das ZEB, deren westlicher Teil zeitweise in den Sedimentationsraum des Beckens einbezogen wird. Im Süden wird das ZEB begrenzt von Böhmischem Massiv und Vindelizischer Schwelle, im Südwesten von London-Brabenter Massiv und im Westen und Nordwesten von verschiedenen Hochlagen im Gebiet der Britischen Inseln. Über die Burgundische Pforte im Süden besteht im Keuper eine Verbindung zum Pariser Becken und zur Tethys, weitere Pforten liegen im Südosten (Schlesisch-Mährische Pforte, Ostkarpatenpforte) sowie im Gebiet der Britischen Inseln (DSK 2005, KÖPPEN 1997, SZULC 1999, 2000, WARRINGTON & IVIMEY-COOK 1992, ZIEGLER 1990). Über diese Pforten breiten sich jedoch nur gelegentlich eingeschränkt marine Verhältnisse in Teilen des ZEB aus (Abb. 5.1.1-3, Abb. 5.1.4-2). Der überwiegende Anteil des Keupers wird durch kontinentale Ablagerungen gebildet.

Das östliche ZEB wird durch beckeninterne Hochlagen gegliedert. Die NNE-SSW streichende Eichsfeld-Altmark-Schwelle trennt den östlichen und westlichen Teil des ZEB (Abb. 4.1). Auf dem schmalen Scheitel dieser Schwelle beträgt die Gesamtmächtigkeit des Keupers nur noch knapp über 100 m. In der östlichen Fortsetzung des Ringköbing-Fünen-Hochs bilden die Lolland-Falster-Schwelle, die Rügen-Schwelle und der Pommersch-Kujawische Wall eine WNW-ESE streichende, nahezu geschlossene Hochlage, die das Dänische Becken vom Zentraleuropäischen Becken trennt (Abb. 4.1). Die geringsten Gesamtmächtigkeiten des Keupers sind auf der Rügen-Schwelle mit weniger als 100 m zu verzeichnen. Hinweise, dass Teile dieser Hochlage dauerhaft über dem Sedimentationsniveau lagen sind jedoch nicht vorhanden. Dem südlichen Beckenrand ist die Vorsudetische Monoklinale vorgelagerte, die bereits im Rotliegend und Buntsandstein als Hochlage ausgebildet ist (Wolsztyn-Hoch).

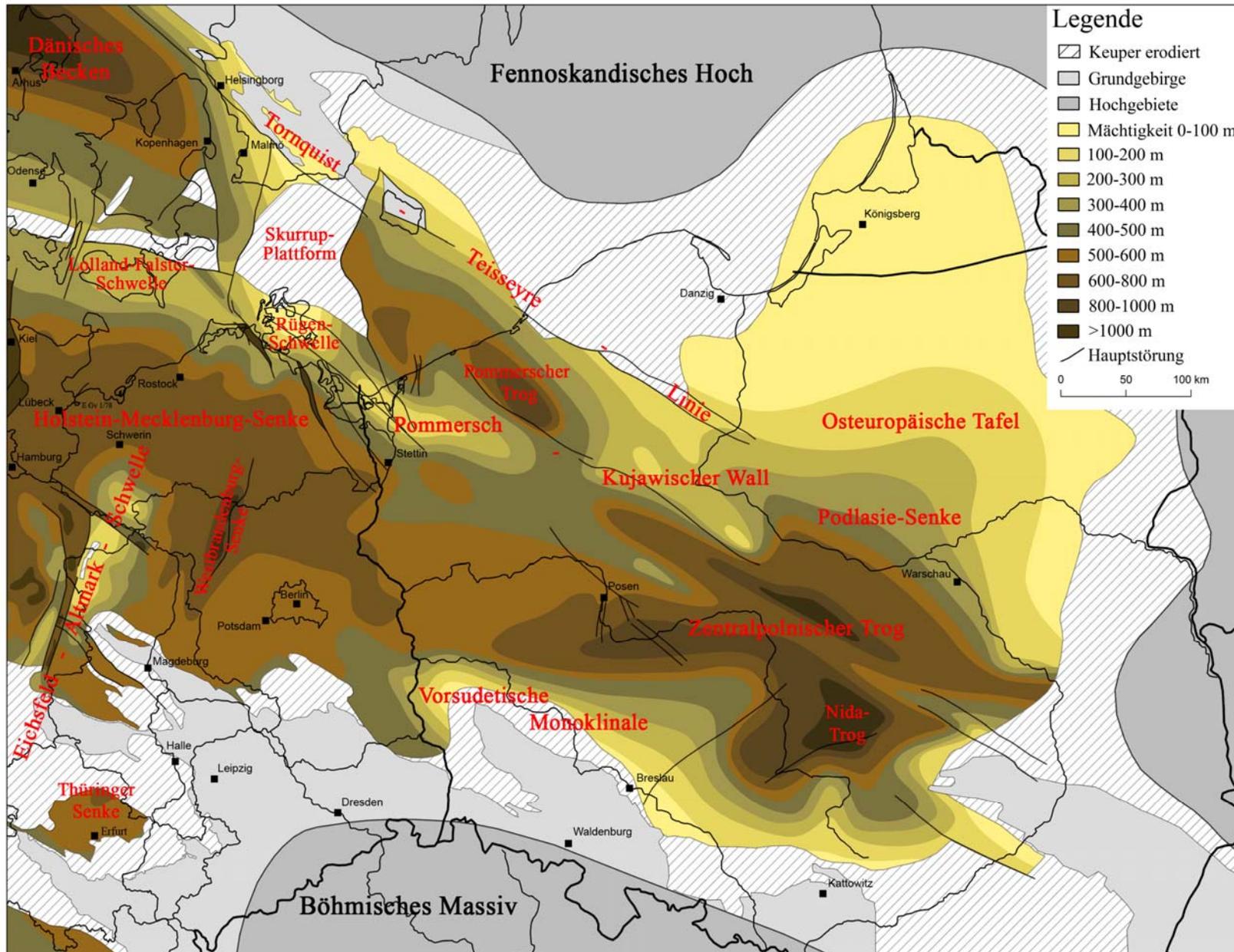


Abb. 4.1: Paläogeographie des östlichen Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens sowie Gesamtmächtigkeiten des Keupers. Beckenrand nach ZIEGLER (1990) und IWANOV (1998), Mächtigkeiten des Keupers in Deutschland z. T. nach DSK (2005).

Innerhalb des Zentraleuropäischen Beckens bildet das Nordeutsch-Polnische Becken ein zusammenhängendes Sedimentationszentrum, in dessen östlichem Teil die Mecklenburg-Holstein-Senke und der Zentralpolnische Trog Depozentren bilden, in denen der Keuper Gesamtmächtigkeiten von z. T. über 1000 m aufweist (Westbrandenburg Trog, Zentralpolnischer Trog, Nida Trog). Die größten Mächtigkeiten von über 2500 m treten im Zentralpolnischen Trog auf (Bohrung Krosniewice 1). Lokale Sedimentationszentren werden durch Salzstockrandsenken und Gräben (z. B. Vorpommern-Störungssystem) gebildet, in denen ebenfalls Gesamtmächtigkeiten von über 1000 m auftreten (Abb. 4.1). Nördlich des Ringköbing-Fünen-Hochs und seiner östlichen Fortsetzung bildet das Dänische Becken ein weiteres bedeutendes Depozentrum mit Gesamtmächtigkeiten über 1000 m. Charakterisch für die Depozentren sind bis zu mehrere 100 m mächtige Steinsalzlager (Abb. 5.1.2, Abb. 5.1.4-1).

Die an die Osteuropäische Tafel angrenzenden Depozentren streichen NW-SE, sind längsoval ausgebildet und orientieren sich somit an der Tornquist-Teisseyre-Linie (Dänisches Becken, Pommerscher Trog, Zentralpolnischer Trog). Auf der Osteuropäischen Tafel sind die Gesamtmächtigkeiten des Keupers generell gering, lediglich in der Podlasie-Senke, die sich als östliche Fortsetzung des Zentralpolnischen Trogs bis auf die Osteuropäische Tafel erstreckt, werden größere Gesamtmächtigkeiten von bis zu 500 m erreicht. Der Nida-Trog spiegelt die Beeinflussung durch die NW-SE Störungsrichtung der Tornquist-Teisseyre-Linie und der konjugierend dazu verlaufenden NE-SW streichenden Richtung wider (Abb. 4.1). Im Gegensatz dazu ist die Westbrandenburg-Senke und ihre südliche Fortsetzung, die Thüringer Senke, parallel zur der im westlichen Teil des ZEB vorherrschenden NNE-SSE Streichrichtung ausgerichtet, die besonders durch den Glückstadt-Graben und den Horn-Graben (außerhalb des Untersuchungsgebietes) geprägt wird.

4.2 Chronostratigraphie

Die Trias hat den Rang eines Systems, das aus den Serien Untere, Mittlere und Obere Trias besteht. Eine weiterführende Untergliederung in die Stufen **Indusium (Brahmanium)**, **Olenekium**, **Anisium**, **Ladinium**, **Karnium**, **Norium** und **Rhaetium** und entsprechende Unterstufen erfolgt auf biostratigraphischer Grundlage (siehe Kap. 4.3, Abb. 4.2). Die Typusregionen der Stufen liegen in der tethyalen Trias Südostasiens (Indusium) und des Alpenraums (Olenekium bis Rhaetium). Von der ICS (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY) ist bisher jedoch lediglich die Basis des Ladinium durch einen GSSP (Global Stratigraphic Section and Point) verbindlich festgelegt wurden. Die Benennung eines GSSP für die Basis des Hettangium (Jura) steht zum Zeitpunkt der Fertigstellung dieser Arbeit noch aus (z. B. HILLEBRANDT et al. 2007).

Die Korrelation der germanischen Trias mit dem internationalen chronostratigraphischen Standard ist auf der Grundlage von Conodonten, Ostracoden, Conchostraken und Palynomorphen weitestgehend möglich (z. B. KOZUR 1972, 1974, 1975, 1999, BACHMANN & KOZUR 2004, KOZUR & WEEMS 2007, SCHALTEGGER et al. in Vorber., VISSCHER et al. 1993).

Der Keuper kann mit dem Abschnitt Langobardium (Ladinium) bis einschließlich Rhaetium wie folgt korreliert werden:

- die Basis der Erfurt-Formation Oberfrankens entspricht der Basis des Langobardium (Ladinium),
- die Grenze Ladinium/Karnium bei ca. 237 Ma entspricht der Basis der Esterienschichten (Grabfeld-Formation),
- die Basis des Schilfsandsteins liegt im tieferen Julium (Karnium),
- die basalen Weser-Formation (dunkle Mergel) entspricht dem basalen Tuvalium (Karnium), die Lehrbergschichten entsprechen dem mittleren Tuvalium und die Hassberge-Formation (Coburg-Sandstein) dem höheren Tuvalium,
- die Grenze Karnium/Norium bei ca. 225 Ma entspricht der Basis der Arnstadt-Formation,
- die Arnstadt-Formation entspricht dem Norium,
- die Grenze Norium/Rhaetium bei ca. 206 Ma entspricht dem Niveau der Diskordanz D 5.1,
- die Trias/Jura-Grenze bei ca. 201-201,5 Ma entspricht ungefähr der Obergrenze der Exter-Formation bzw. ihrer Äquivalente.

4.3 Biostratigraphie

Der biostratigraphische Standard der Trias untergliedert vollständige Profile des Tethysraumes in so genannte Biozonen. Von besonderem Wert für derartige Zonen-Gliederungen sind die phylogenetischen Entwicklungsreihen von Ammoniten, Conodonten und Radiolarien (z. B. KOZUR 2003). In der germanischen Trias des Zentraleuropäischen Beckens treten diese Faunengruppen offener Lebensräume jedoch nur sehr eingeschränkt im Muschelkalk auf. Deshalb müssen biostratigraphische Ansätze für den Keuper auf Conchostraken, Palynomorphe und Ostracoden zurückgreifen (z. B. KOZUR 2007, Abb. 4.2). Die biostratigraphische Gliederung und Einstufung des Keupers wird dabei durch seine überwiegende Fossilarmut erschwert, die sich zumeist auf einzelne Bänke und Horizonte in bestimmten Regionen beschränkt. Lediglich zur Abgrenzung des Keupers gegen die marinen Abfolgen des Muschelkalks und des Jura können dagegen auch Ammoniten und Conodonten Verwendung finden.

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie		Palynomorphe				Conchostraken		
Ma	Ser. Stufe/Unterstufe	Gr.	Formation	HEUNISCH (1996-2005) Deutschland	SCHULZ (1962-1996) NE-Deutschland	ORLOWSKA-ZWOLINSKA (1983), FJALKOWSKA-MADER (1999) Polen	LUND (1977, 2003) NW-Deutschland/Skand.	KOZUR & WEEMS (2007)		
201,5	U. JURA	Hettangium			Pinuspollenites - Aratrisporites	Aratrisporites (VI)	Pinuspollenites - Trachysporites			
		Rhaetium	Oberes	D 8 Obere	GTr 20	Ricciisporites	Rhaetipollis (V)	Ricciisporites tuberculatus (V)	Ricciisporites - Polypodiisporites	Euestheria brodieana
Unteres	D 7 Mittlere		GTr 19	Limbosporites (Vb)	Rhaetipollis (IVc)	Rhaetipollis - Limbosporites Ricciisporites - Conbaculatisporites				
	D 6 Untere		GTr 18	C. - Enzonalasp. (Va)	Rhaetipollis (IVc)	Enzonalasp. - Conbaculatisp. Granuloperculatipollis	Corollina - Porcellispora	Anyuanestheria ? n. sp.		
206	OBERE TRIAS	Norium	Sevatium	D 5 ?	GTr 17	Corollina - Ricciisporites (IVc)	Corollina meyeriana (IV)	Corollina - Porcellispora	Shipingia olseni	
			Alaunium	Arnstadt-Fm.	GTr 16	Corollina - Classopollis - Granuloperculatipollis (IVb)		Corollina - Classopollis - Granuloperculatipollis (IVb)	Shipingia hebaozhaensis	
			Lacium			Corollina meyeriana (IV)		Shipingia (kleine Form) Euestheria (grosse Form)		
		D 4 ?						Euestheria n. sp.		
225	OBERE TRIAS	Karnium	Tuvalium	Weser-Fm.	GTr 15	Granuloperculatipollis - Corollina (IVa)	Granuloperculatipollis - Corollina (IVa)		Laxitextella freybergi n. sp.	
			Julium	Stuttgart-Fm.	GTr 14	Gibeosporites lativerrucosus Aulisporites astigmaticus (III)	Aulisporites astigmaticus (III)		Laxitextella seegisi n. sp. Eosolimnadiopsis gallegoi n. sp.	
		Cordevolium	Grabfeld-Fm.	D 2	GTr 13	Triadispora verrucata (IIb)	Triadispora verrucata (IIb)	BRUGMANN et al. (1994) S-Deutschland	D 2	Anyuanestheria fimb.-Laxitextella lax. Laxitextella multireticulata
				GTr 12	Echinitosporites iliacooides (IIa)	Porcellispora longdonensis (II)	Echinitosporites iliacooides (IIa)		Porcellispora longdonensis (II)	dimorphus - iliacooides
237	M. TRIAS	Ladinium	Langobardium	Erfurt-Fm.	GTr 11	Heliosaccus dimorphus (I)	Heliosaccus dimorphus (I)	perforatus - dimorphus		
			Fassanum	Warburg-Fm.	GTr 10			gracilis - perforatus		
240,5										

Abb. 4.2: Chronostratigraphischer Standard Ladinium bis Hettangium und Zonengliederung nach Palynomorphen und Conchostraken. Alter und Korrelation mit der Lithostratigraphie des Keupers nach BACHMANN & KOZUR (2004). Alter der Jurabasis nach KOZUR & WEEMS (2007) und SCHALTEGGER et al. (in Vorber.). Graue Flächen = Diskordanzen nach DSK (2005).

4.3.1 Cephalopoden

Cephalopoden treten im Keuper nur im Grenzdolomit i. e. S. auf und besitzen deshalb keine stratigraphische Bedeutung. Zur Abgrenzung des Keupers gegen die marinen Abfolgen des Muschelkalks und des Juras können Ammoniten dagegen gebietsweise Verwendung finden.

Der Obere Muschelkalk führt eine endemische Ceratiten-Fauna, deren Korrelation mit dem Zonen-Standard der Tethys durch seltene Funde tethyaler Einwanderer (Ammoniten) möglich ist (z. B. URLICHS & KURZWEIL 1997). Innerhalb des Zentraleuropäischen Beckens wird auf der Grundlage der ständigen Anpassung der Ceratiten eine Untergliederung des Oberen Muschelkalks in Ceratiten-Biozonen vorgenommen, die eine exakte Biostratigraphie ermöglichen (z. B. URLICHS & MUNDLOS 1980–1990, REIN 1988–2004, OCKERT & REIN 2000). In den mittel- und süddeutschen Aufschlußgebieten kann diese Ceratiten-Biostratigraphie unteren anderem für die Abgrenzung des Muschelkalks gegen den Keuper verwendet werden. Eine einheitliche Abgrenzung des Muschelkalks gegen den Keuper im Untersuchungsgebiet ist nach diesem Vorbild jedoch nicht möglich, da die Biozonen der höheren Mittleren und Oberen Ceratiten-Schichten in den nördlichen bis östlichen Teilen des Arbeitsgebietes bedingt durch die stark diachrone Ausbreitung der „Lettenkeuperfazies“ von NE nach SW sukzessive ausfallen (z. B. SPARFELD 1980, BEUTLER 1976, NIEDZWIEDZKI et al. 2001, SALAMON et al. 2003).

Die Cephalopoden des Grenzdolomits sind für eine biostratigraphische Bewertung ungeeignet, sondern können lediglich für biofazielle Aussagen herangezogen werden. Aus Thüringen (Reisdorf) sind *Allocceratites schmidi* ZIMMERMANN (MÜLLER 1969-1973), *Neoclypites peregrinus* (MÜLLER 1973) und *Nautilus (Trematodiscus) jugatonodosus* ZIMMERMANN (HENNIGER mündl. Mitteilung) bekannt.

Durch die Transgression des Jurameeres entstanden in den westlichen und zentralen Teilen des ZEB marine Lebensräume, die dauerhaft von Ammoniten besiedelt wurden und in denen eine Gliederung in Ammoniten-Biozonen Anwendung findet. Bedingt durch die diachrone Ausbreitung der marinen Fazies von W nach E, wird jedoch lediglich in den westlichen Teilen des Arbeitsgebietes (Subherzyn, Thüringen, Altmark, SW-Mecklenburg) eine Grenzziehung durch *Psiloceras planorbis* SOWERBY bzw. andere Vertretern der Gattung *Psiloceras* (tonige Psiloceraten-Schichten des basalen Lias) ermöglicht (z. B. JÜNGST 1928, PUTZER 1938, PETZKA & RUSBÜLT 2004). In Vorpommern, Brandenburg und Polen sind fluvio-deltaische und ästuarine Sande ausgebildet, in denen keine Ammoniten auftreten. Eine einheitliche T/J-Grenzziehung ist damit auf dieser Grundlage im Arbeitsgebiet nicht möglich.

4.3.2 Conodonten

Conodonten treten im Keuper nicht auf. Im Muschelkalk werden sie dagegen häufig und in guter Erhaltung gefunden und ermöglichen die Parallelisierung mit dem internationalen Standard (z. B. KOZUR 1974). Der Obere Muschelkalk führt eine endemische Conodontenfauna, die nach

KOZUR (1968, 1974) in 7 Zonen untergliedert werden kann und auf deren Grundlage die Muschelkalk/Keuper-Grenze Thüringens in die Profile NE-Deutschland korreliert werden kann. So ist die Zone 7 im Thüringer Becken bis in die Grenzschichten (Oberer Muschelkalk) nachweisbar, während sie in NE-Deutschland bereits in keuperfaziellen Sedimenten liegt. Die Anwendung dieser Methode auf das ganze Arbeitsgebiet scheitert am Ausfall der höheren Zonen im südlichen Polen. Im Oberen Muschelkalk Oberschlesiens und des Heiligkreuzgebirges sind lediglich die Zonen 2 bis 4 bzw. fragliche basale Teile der Zone 5 nachweisbar (TRAMMER 1975, ZAWIDZKA 1975, ROMANEK 1981).

4.3.3 Ostracoden

Ostracoden sind im Keuper weit verbreitet und besitzen im basalen Unteren Keuper, im Mittleren Keuper (Stuttgart-Formation) und im Oberen Keuper Leitwert. Zonengliederungen dieser Abschnitte für das ZEB liegen von WILL (1953, 1969), ANDERSON (1964) und KOZUR & MOSTLER (1972) vor. BEUTLER (1988) hat die mögliche Verknüpfung der Vorschläge und deren Taxonomie aufgezeigt. Einige Ostracodenspezies sind von besonderer Bedeutung für die Korrelation der germanischen mit der tethyalen Trias. So ermöglichen *Simeonella alpina* BUNZA & KOZUR und *Lutkevichinella oblonga* KOZUR die Korrelation des Unteren Julium (Karnium) der Alpen und Ungarns mit der basalen Stuttgart-Formation (WIENHOLZ & KOZUR 1970, BUNZA & KOZUR 1971, KOZUR 1975) und *Lutkevichinella keuperea* WILL aus den Kössener Schichten die Parallelisierung mit dem basalen Oberen Keuper (URLICHS 1972).

4.3.4 Conchostraken

Conchostraken treten nahezu im gesamten Keuper auf. Durch ihre Lebensweise in flachen Seen und Pfützen, sind sie in entsprechenden faziellen Abschnitten auf Schichtflächen z. T. massenhaft ausgebildet. Lediglich in Teilen des Mittleren Keupers (Weser- und Arnstadt-Formation) sind sie äußerst selten. KOZUR & WEEMS (2005, 2007) konnten durch die systematische Bearbeitung der Conchostraken eine Zonengliederung von der Basis des Karnium bis an die Basis des Hettangium aufstellen (Abb. 4.2). Auf der Grundlage diese Zonengliederung ist in Teilen des ZEB die Korrelation der Beckenfazies mit der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies möglich. Des Weiteren besitzt die Zonengliederung Bedeutung für die Korrelation des ZEB mit anderen Sedimentbecken vergleichbarer Fazies, z. B. dem Newark-Becken (KOZUR & WEEMS 2005, 2007).

4.3.5 Mollusken und Brachiopoden

Mollusken und Brachiopoden treten im Keuper nur in wenigen Abschnitten auf, in denen sie innerhalb des ZEB Leitwert erreichen können, z. B. Grenzdolomit, Bleiglanzbanke und Lehrbergsschichten. Vereinzelt ist eine Parallelisierung mit der tethyalen Trias möglich.

Eine reichhaltige Molluskenfauna ist vor allem in den Karbonatbänken des Unteren Keupers (Erfurt-Formation) mit Arten von *Myophoria*, *Costatoria*, *Pseudocorbula*, *Plagiostoma* und anderen vorhanden. Daneben tritt häufig *Lingula* auf. Als Leithorizont besitzt der Grenzdolomit die größte Bedeutung. Durch *Myophoria (Costatoria) goldfussi* ALBERTI mit typischer Begleitfauna kann er in weiten Teilen des Zentraleuropäischen Beckens zweifelsfrei bestimmt werden.

Die Bleiglanzbanke und deren Äquivalente führen *Myophoria kefersteini* MÜNSTER sp., *Pseudocorbula*, *Lingula* und andere Gattungen. In Verbindung mit der typischen Mineralisation können die Bleiglanzbanke in Teilen des Arbeitsgebietes von Thüringen bis nach SE-Brandenburg korreliert werden (z. B. GÖTHEL & GRUNERT 1996). Darüber hinaus besitzt *Myophoria kefersteini* MÜNSTER sp. Bedeutung für die Korrelation mit der tethyalen Trias. Die Revision der Systematik dieser Art und ihrer Unterarten durch URLICHS & TICHY (2000) bestimmen *Myophoria kefersteini* MÜNSTER sp. aus den Bleiglanzbänken als Äquivalent zu *Myophoria kefersteini okeni* EICHWALD, der Leitform des Ladiniums.

Die Lehrbergsschichten führen eine Molluskenfauna mit dem Charakterfossil „*Promathildia*“ *theodorii* (Gastropoda). In süddeutschen Aufschlußgebieten ist die Differenzierung der verschiedenen Lehrbergbanke an Hand ihres Fauneninhaltes möglich (SEEGIS 1997).

Der Obere Keuper (Unterrät) führt in sandiger Ausbildung gelegentlich Anreicherungsstagen einer stark verarmten Molluskenfauna, die oft nur aus dem Charakterfossil *Unionites posterus* DEFFNER & FRAAS und vereinzelt *Mytilus minutus* GOLDFUSS und *Leda minuta* WINKLER bestehen (PUTZER 1938). Die Verbreitung von *Unionites posterus* DEFFNER & FRAAS ist über Thüringen, das Subherzyn, Brandenburg bis nach Zentralpolen belegt (z. B. PUTZER 1938, DADLEZ & KOPIK 1963, TESSIN 1976, GÖTHEL & GRUNERT 1996).

Im westlichen und mittleren ZEB wird der Obere Keuper in flachmariner Fazies durch *Rhaetavicula contorta* PORTLAND charakterisiert, einem Einwanderer aus der Tethys, mit dessen FAD durch GÜMBEL (1861) die Basis des Rhaetiums in den Kössener-Schichten (Kössen-Formation) definiert wurde. Die Zusammenstellung der Fundpunkte im ZEB durch BEUTLER (1988) weist auf die Einwanderung aus dem Tethysraum über die Rhone-Bresse-Senke (Burgundische Pforte) hin. Durch Vergleiche mit der Ostracoden-Zonengliederungen nach KOZUR & MOSTLER (1972) wird deutlich, dass *Rhaetavicula contorta* PORTLAND in der Tethys und innerhalb des ZEB unterschiedliche stratigraphische Reichweiten besitzt. Im Tethysraum setzt das Indexfossil an der Basis des Rhaetium ein, während es im westlichen ZEB (Britische Inseln) später einsetzt (höheres Unterrät nach

SCHOTT 1942). Im mittleren ZEB (deutsche Aufschlußgebiete) tritt *Rhaetavicula contorta* PORTLAND erst ab dem Mittelrät (nach SCHOTT 1942) auf. Im Arbeitsgebiet sind die Vorkommen von *Rhaetavicula contorta* PORTLAND mit Begleitfauna an die südwestlichen und westlichen Aufschlußgebiete geknüpft. Durch JÜNGST (1928, 1929) wird *Rhaetavicula contorta* PORTLAND aus dem Subherzyn (z. B. Mackendorf) und vom Großen Gleichberg bei Römhild beschrieben. ERNST & BEUTLER (1977) beschreiben das Leitfossil aus dem Creuzburger Graben (Hageleite) und SCHÄFER (1914) ein fragliches Bruchstück aus dem Drei-Gleichen-Gebiet (Rhönberg). Weiter östlich tritt *Rhaetavicula contorta* PORTLAND nicht auf; die Begleitfauna läßt sich dagegen z. T. weiter verfolgen. Das nördlichste Vorkommen wurde durch SORGENFREI & BUCH (1964) im Dänischen Becken belegt (Bohrung Vinding 1). Ein isoliertes Vorkommen in Südpolen (Bohrung Trzciana 3) durch GŁOWACKI & SENKOWICZOWA (1969) weist auf eine begrenzte Einwanderung über die Ostkarpatenpforte hin.

4.3.6 Palynomorphe

Die Palynologie hat für biostratigraphische Vergleiche der verschiedenen Teilgebiete des ZEB bisher die verlässlichsten Ergebnisse erbracht. Palynomorphe treten mit wenigen Lücken in der gesamten Profilabfolge des Keupers auf und werden durch mehrere Autoren in Deutschland, Polen, Dänemark und Schweden für die Gliederung in Zonen und Subzonen verwendet (z. B. SCHULZ 1962-1996, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1976, 1983, LUND 1977, 2003, HEUNISCH 1996-2005, FIJAŁKOWSKY-MADER 1999, SCHULZ & HEUNISCH 2005, LINDSTRÖM & ERLSTRÖM 2006, Abb. 4.2). Darüber hinaus ist die Korrelation mit der tethyalen Trias möglich, unter der Beachtung, dass die meisten Palynomorphen unterschiedliche stratigraphische Reichweiten zwischen Norddeutschland, Süddeutschland und dem Alpenraum besitzen (z. B. VISSCHER & BRUGMAN 1981, VISSCHER et al. 1993, HEUNISCH 1996).

Muschelkalk/Keuper-Grenze und Unterer Keuper (Erfurt-Formation)

Die „palynologische“ Muschelkalk/Keuper-Grenze ist ähnlich wie die lithologische Muschelkalk/Keuper-Grenze diachron ausgebildet. Im Norddeutsch-Polnischen Becken wird durch mehrere Autoren ein markanter Faunenwechsel im Bereich der M/K-Grenze beschrieben. SCHULZ (1966-1976), ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) definieren die *Heliosaccus dimorphus*-Zone (Zone I) bzw. HEUNISCH (1999) die Zone GTr 11, die sich jeweils bis an den Grenzdolomit erstrecken (Abb. 4.2). Nach BRUGMANN et al. (1988), VISSCHER et al. (1993) und HEUNISCH (1996) setzt *Heliosaccus dimorphus* MÄDLER in Oberfranken an der M/K-Grenze ein. Im Norddeutschen Becken tritt *Heliosaccus dimorphus* MÄDLER jedoch schon im Oberen Muschelkalk auf (z. B. Profil Sehnde, HEUNISCH 1996). In der tethyalen Trias wird die Basis des Longobardium unter anderem durch die FADs von *Heliosaccus dimorphus* MÄDLER und

Echinitosporites iliacoides SCHULZ & KRUTZSCH charakterisiert. VISSCHER et al. (1993) parallelisieren auf dieser Grundlage die Basis des Longobardium mit der Basis des Keupers in Oberfranken (Forschungsbohrung Obernsees).

Mittlerer Keuper

SCHULZ (1966-1976), ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) fassen den Abschnitt des Grenzdolomits bis an die Basis der Stuttgart-Formation in der *Porcellispora longdonensis*-Zone (Zone 2) zusammen, die in zwei Subzonen unterteilt wird. HEUNISCH (1999) teilt die Abfolge in die Zonen GTr 12 und 13 bei äquivalenter Abgrenzung.

Die Stuttgart-Formation wird nach SCHULZ (1966-1976) in der *Gibeosporites lativerrucosus-Aulisporites astigosus*-Zone (Zone III), nach ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) in der *Aulisporites astigosus*-Zone (Zone III) und nach HEUNISCH (1999) in der Zone GTr 14 zusammengefaßt (Abb. 4.2).

Die Weser-Formation und basale Teile der Arnstadt-Formation sind meist fossilreicher. HEUNISCH (1999) hält in diesem Bereich die Zone GTr 15 und in der mittleren bzw. der oberen Arnstadt-Formation die Zonen GTr 16 bzw. GTr 17. SCHULZ (1966-1976), ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) nehmen in ihren Gliederungen keine Einstufung für die untere und mittlere Weser-Formation vor. Die Autoren stellen lediglich den höheren Teil der Formation in die *Corollina meyeriana*-Zone (Zone IV) ein. Allerdings bestehen Differenzen in der Reichweite der Zone IV. SCHULZ (1966-1976) definiert die Zone mit 3 Subzonen bis zur Obergrenze der Arnstadt-Formation. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) schließen dagegen die Äquivalente des Unterräts mit in die Zone IV ein, die sie ebenfalls in 3 Subzonen untergliedern (Abb. 4.2).

Oberer Keuper (Exter-Formation) und Keuper/Jura-Grenze

Nach HEUNISCH (1999) kann die Gliederung des Oberen Keupers in Unterrät, Mittelrät und Oberrät an Hand der Gliederung durch die Palynomorphen-Zonen GTr 18, GTr 19 und GTr 20 nachvollzogen werden. SCHULZ (1966-1976) faßt den Oberen Keuper in der *Rhaetipollis*-Zone (Zone V) zusammen, die er in 3 Subzonen untergliedert (Abb. 4.2). Dabei weist das Unterrät in Bohrungen Südwestmecklenburgs und der Altmark nahezu die gleichen Formen auf wie das Unterrät Südwestungarns in Kössener Fazies (SCHULZ 1967, VENTKATACHALA & GÓCZÁN 1964). Die Grenze Unterrät/Mittelrät weist nach SCHULZ (1976) einen der deutlichsten Florenwechsel des gesamten Mesozoikums auf. ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) fassen das Mittel- und Oberrät (Wielichowo-Schichten Polens) zur *Ricciisporites tuberculatus*-Zone (Zone V) zusammen. Der hangende Lias kann durch die *Aratisporites*-Zone (Zone VI) eindeutig vom Oberen

Keuper abgegrenzt werden. Auch ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) und FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) sehen deutlichere Differenzen in der palynologischen Vergesellschaftung der Zone V zur liegenden Zone IV als zur hangenden Zone VI. Ein weiteres Konzept für die Untergliederung des höchsten Mittleren und Oberen Keupers in Palynomorphen-Zonen gibt LUND (1977, 2003) für NW-Deutschland und Skandinavien, das mit den Gliederungen nach SCHULZ, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA und FIJAŁKOWSKY-MADER korreliert, jedoch in Teilen eine detaillierte Untergliederung in Zonen und Subzonen aufweist (Abb. 4.2).

Die Abgrenzung des basalen Jura ist durch das Einsetzen einer Miosporen-Assoziation mit *Cerebropollenites thiergartii* SCHULZ möglich (HILLEBRANDT et al. 2007).

Eine zusätzliche Möglichkeit der Abgrenzung ist durch Megasporen gegeben. Im Oberrät treten typische Ringwulstsporen in signifikanter Häufigkeit auf. WILL (1953, 1969) führt auf Grund der charakteristischen Ausbildung dieser so genannten trileten Megasporen die Bezeichnung Triletes-Schichten ein. Die Abgrenzung zum hangenden Lias ist durch *Nathorstisporites hopliticus* JUNG in brackisch-limnischen Faziesbereichen möglich (z. B. SCHULZ 1967).

Eine weitere Möglichkeit der Abgrenzung des Keupers vom Jura ist durch stratigraphische Untersuchungen des Mikroplanktons gegeben (SCHULZ 1967). Das ist jedoch nur in den zentralen Gebieten des ZEB möglich, in denen der basale Jura in mariner Fazies auf überwiegend kontinentalem Oberem Keuper lagert (SCHULZ 1967).

4.4 Lithostratigraphie

4.4.1 Deutschland

Die lithostratigraphische Bearbeitung des Keupers und damit die Konzepte seiner Gliederung waren im Laufe der Erforschung zunächst auf die Aufschlußgebiete beschränkt. Im deutschen Anteil des Arbeitsgebietes sind dies das Thüringer Becken und das nördliche Harzvorland. Die großflächigen Gebiete des Norddeutschen Tieflandes waren für die Geologen jener Zeit „Terra incognita“ im Sinne von STILLE (1951). Erst durch groß angelegte Explorations- und Kartierungsbohrprogramme, die ab den 1950er Jahren einen rasanten Kenntnisfortschritt erbrachten, wurde es möglich, auch in diesen Gebieten stratigraphische Konzepte mit zunächst regionaler Gültigkeit zu erarbeiten, z. B. durch BEUTLER (1976) für NE-Mecklenburg und TESSIN (1976) für SE-Brandenburg.

Im Zuge der weiteren Bearbeitung wurden die Regionalgliederungen aus dem Gebiet der ehemaligen DDR schließlich in einer stratigraphischen Standardgliederung zusammengeführt (Stratigraphischer Standard der DDR, TGL 25 234/12, DOCKTER et al. 1980). Darauf aufbauend erarbeitete die AG Keuper der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) eine duale Lithostratigraphie des Keupers für Gesamtdeutschland (Keupermonographie, DSK 2005).

4.4.1.1 Beckenfazies (DSK 2005)

Die duale Lithostratigraphie nach DSK (2005) basiert auf der Unterscheidung von Lithofazies (Formationen) und Leitflächen. Der Keuper besitzt den Rang einer Gruppe, die in die Untergruppen Unterer, Mittlerer und Oberer Keuper unterteilt wird. Die Untergruppen bestehen aus kartierbaren **Formationen**, die als Lithofazieseinheiten aufgefasst werden und somit teilweise diachrone Grenzen besitzen. Auf dieser Grundlage wird die Beckenfazies in 6 Formationen untergliedert, die aufsteigend als Erfurt-, Grabfeld-, Stuttgart-, Weser-, Arnstadt- und Exter-Formation nach Typuslokalitäten formell benannt werden (Abb. 4.4.1-1). Die Abfolge der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies wird in 7 Formationen untergliedert (siehe Kap. 4.4.1.2). Zusätzlich werden 6 annähernd isochrone **Folgen** (aufsteigend k1 bis k6) definiert, die sich auf Leitflächen stützen und als zeitorientiertes stratigraphisches Gerüst fungieren, in das die Formationen eingefügt sind. Besondere Bedeutung als Leitflächen besitzen die Diskordanzen des Keupers (Diskordanz D 1 bis D 8 nach DSK 2005) und Leithorizonte, wie z. B. der Grenzdolomit.

Der Untere Keuper wird als **Erfurt-Formation** bezeichnet. Eine weitere formelle Untergliederung der Formation wurde nach DSK (2005) nicht vorgenommen.

Der Mittlere Keuper umfaßt die Grabfeld-, Stuttgart-, Weser- und Arnstadt-Formation. Die **Grabfeld-Formation** entspricht dem Unteren Gipskeuper und wird auf der Grundlage des kleinzyklischen Aufbaus in 8 Subformationen (Member) untergliedert, die nach NITSCH et al. (2005a) deutschlandweit korrelierbar sind (Abb. 4.4.1-1). Die **Stuttgart-Formation** entspricht dem Schilfsandstein und die **Weser-Formation** dem Oberen Gipskeuper. Für beide Formationen wird keine weitere formelle Untergliederung vorgenommen. Die **Arnstadt-Formation** entspricht dem Steinmergelkeuper und wird in 4 Subformationen (Member) untergliedert (Abb. 4.4.1-1).

Der Obere Keuper wird als **Exter-Formation** bezeichnet und in 3 Subformationen (Member) untergliedert (Abb. 4.4.1-1).

4.4.1.2 Vindelizisch-Böhmische Randfazies (DSK 2005)

Die Vindelizisch-Böhmische Randfazies ist in der westlichen Umrahmung des Liefergebietes von Süddeutschland bis in das Thüringische Grabfeld durch Übertageaufschlüsse zugänglich. Des Weiteren durchteuften eine Reihe von Forschungsbohrungen die Randfazies (z. B. TRUSHEIM 1964, GUDDEN 1981). Aus der nördlichen Umrahmung des Liefergebietes liegen dagegen keine Erkenntnisse vor.

Nach DSK (2005) wurde die Vindelizisch-Böhmische Randfazies in **Grafenwöhr-Formation** (nur die höheren Abschnitte entsprechen dem Keuper), **Benk-**, **Steigerwald-**, **Hassberge-**, **Mainhardt-**, **Löwenstein-** und **Trossingen-Formation** gegliedert. Die Grafenwöhr-, Benk-, Hassberge- und Löwenstein-Formation umfassen klastische Schüttungen der Randfazies, die Steigerwald-, Mainhardt-

und Trossingen-Formation dagegen Abfolgen in Beckenfazies. Eine Formation des Oberen Keupers, die Schüttungen der Vindelizisch-Böhmische Randfazies umfaßt, steht dagegen zur Benennung aus. Die Randfazies weiterer Liefergebiete, wie z. B. der Skandinavischen oder Ardennischen Liefergebiete wurde in DSK (2005) nicht in Formationen untergliedert.

4.4.1.3 Regionale Lithostratigraphie (Landesämter)

In den Geologischen Landesämtern setzt sich die standardisierte Stratigraphie des Keupers nur allmählich gegen die traditionell verwendeten Stratigraphien mit regionalen Gültigkeiten durch. Lediglich das Geologische Landesamt von Sachsen-Anhalt nutzt die standardisierte Stratigraphie des Keupers, das Geologische Landesamt von Mecklenburg-Vorpommern verwendet sie parallel zur bisher gebräuchlichen Stratigraphie. Dagegen findet der Standard nach DSK (2005) in den Geologischen Landesämtern von Thüringen und Brandenburg bisher keine Verwendung; hier besitzen ausschließlich die regionalen Stratigraphien für die Kartierung Gültigkeit (Abb. 4.4.1-1).

Thüringer Landesamt für Umwelt und Geologie (Thüringer Becken und Grabfeld)

Der Keuper des Thüringer Beckens und des Thüringischen Grabfelds wurde erstmals Mitte des 19. Jahrhundert stratigraphisch durch SCHMID (1874, 1883), THÜRACH (1888, 1889), NAUMANN (1907, 1910, 1915), SCHÄFER (1914, 1918) und REICHARDT (1926) bearbeitet. Arbeiten aus den 1930er Jahren bilden bis heute das Gerüst der thüringischen Keuperstratigraphie, so RICHTER (1936) für den Unteren Keuper, SCHRÖDER (1938) für den Mittleren Keuper und PUTZER (1938) für den oberen Keuper. Nach dem 2. Weltkrieg entstanden eine Reihe von Arbeiten zur Stratigraphie und Sedimentologie des Keupers (z. B. SCHRÖDER 1955, SEIDEL 1956, KÄSTNER 1959). Auf diesen Arbeiten und weiteren Ergebnissen fußende, zusammenfassende Literatur stammt von SEIDEL (1965), KLAUA (1969), DOCKTER et al. (1970), KÄSTNER (1972), DOCKTER (1974, 2003), BEUTLER & SCHUBERT (1987), KELLNER (1997) und SEELING (2003).

Landesamt für Bergbau Geologie und Rohstoffe Brandenburg

Auch in Brandenburg sind die Erkenntnisse über den Aufbau des Keupers eng mit der Bohrtätigkeit im Rahmen verschiedener Bohrprogramme zur Erkundung des geologischen Untergrundes verknüpft. KÖLBEL & KÖLBEL (1960) und TESSIN (1976) legten eine Standardgliederung für den Keuper in SE-Brandenburg vor, die sich an der thüringischen Nomenklatur, sowie an WILL (1953) und DADLEZ & KOPIK (1963) orientiert und bis heute angewendet wird (GÖTHEL & GRUNERT 1996, GÖTHEL 2006).

Ma	Serie	Stufe	TLUG (Thüringer Becken) DOCKTER (2003)	LAGB S-A BEUTLER (1980), BEUTLER (2008)	LUNG M-V BEUTLER (1976), BEUTLER (2004)	LBGR Brandenburg TESSIN (1976), GÖTHEL & GRUNERT (1996)	Stratigraphischer Standard der DDR DOCKTER et al. (1980)	Deutsche Stratigraphische Kommission (2005) D8
201,5	OBERE TRIAS	Rhaetium	Ob. Rätkeuper	Oberrät	Triletes-Schichten	Mittel-Oberrät	Oberes Rät	Vahlbruch-Subfm.
			Mitt. Rätkeuper	Mittelrät	Contorta-Schichten		Mittleres Rät	Oeynhaus-Subfm.
			Unt. Rätkeuper	Unterrät	Ob. Postera-Sch.		Unteres Rät	Rinteln-Subfm.
206		Norium	Ob. Bunter ohne Steinmergel Steinmergelkeuper mit Steinmergel	Ob. Arnstadt-Fm.	Unt. Postera-Sch.	?	Ob. Bunte Mergel	Kielsberg-Subfm.
			Mitt. Grauer Steinm.	Mitt. Arnstadt-Fm.	Basisdolomit	Steinmergel-keuper	Graue Mergel	Schwalenberg-Subfm.
			Unt. Bunter Steinm.	Unt. Arnstadt-Fm.	informell a	Unt. Steinm.	Unt. Bunte Mergel	Valdorf-Subfm.
225		Karnium	Heldburg-Gipsmergel	Heldburg-Gipsmergel	informell b	Heldburg-Gipsmergel	Heldburg-Gipsmergel	Egge-Subfm.
			Schwellenburg-Mergel	Schwellenburg-Mergel	informell c	Bunte Heldburg-Gipsmergel	Bunte Mergel i. e. S.	Weser-Formation
			Lehrberg-Schicht	Lehrberg-Schicht	informell d	Lehrberg-Schicht	Lehrberg-Schicht	
			Rote Wand „Karbonatische Grenzbank“	Rote Wand	Schilfsandstein	Schilfsandstein	Rote Wand	Roter Schilfsandstein
237	MITTLERE TRIAS	Mittlerer Keuper (km)	Obere Gipsmergel	Ob. Hauptgips-Sch.	informell a	Obere Gipsmergel	Grauer Schilfsandstein	D2
			Graue Steinmergel	Grabfeld-Fm.	informell b	Mitt. Gipsmergel	Graue Gipsmergel	
		Mittlere A-C-H Gipsmergel	Äquiv. Engelhofer Platte	informell c	PbS	Mitt. Bunte Gipsmergel	Ob. Bunte Gipsmergel	Grabfeld-Fm.
		Unt. Gipsmergel	PbS	informell d	Unt. Gipsmergel	Unt. Bunte Gipsmergel	Graue Gipsmergel	
	Ladinium	Unt. K. (ku)	S3-Zyklus	Ob. Erfurt-Fm.	Dolomitische Grenzbank Ob. Rotbraune Tonsteine	Ob. Bunte Letten	Grenzdolomit	Ob. Lettenkeuper
			S2-Zyklus	Mitt. Erfurt-Fm.	Hauptlettenkohlsandstein	Unt. Bunte Letten	Sandstein S2	Mitt. Lettenkeuper
			SX-Zyklus	Unt. Erfurt-Fm.	Unt. Rotbraune Tonsteine	Graue Letten	Sandstein SX	Erfurt-Formation
			S1-Zyklus	Grenzschiechten	Grenzschiechten	Sandstein S1	Unt. Lettenkeuper	
		(mo)	Obere Obere Glasplatten Ceratitenschichten	Oberer Hauptmuschelkalk	Obere Ceratiten-Schichten	Oberer Hauptmuschelkalk	Grenzschiechten	Warburg-Formation

Abb. 4.4.1-1: Lithostratigraphie des Keupers im deutschen Anteil des Arbeitsgebietes nach DSK (2005) sowie den Geologischen Landesämtern mit jeweils regionalen Gültigkeiten. Wellenlinien = Diskordanzen nach DSK (2005), schematisch dargestellt.

Landesamt für Geologie und Bergbau Sachsen-Anhalt

Der Keuper ist in Sachsen-Anhalt nicht flächenhaft entwickelt. Durch Abtragung existiert zwischen Finnestörung und Harznordrandstörung, bis auf ein isoliertes Vorkommen im Kern der Naumburger Mulde (RADZINSKI 1995), praktisch kein Keuper. Im Subherzyn sind lokale Keupervorkommen erhalten geblieben, die z. T. über Tage aufgeschlossen sind und zu den klassischen Aufschlüssen des Keupers in Mitteldeutschland zählen. Die Aufschlüsse sind vor allem durch BRANDES (1901, 1906), STILLE (1909), NAUMANN (1925), SCHRÖDER (1927) und JÜNGST (1928) beschrieben wurden. Nördlich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche ist der Keuper flächenhaft entwickelt, taucht jedoch rasch unter sedimentärer Bedeckung ab. In diesen Gebieten, vor allem dem der Altmark, gehen wichtige Erkenntnisse über die Ausbildung des Keupers auf die Bohrung Landesvater 1 und nach dem 2. Weltkrieg begonnene Tiefbohrprogramme zurück (z. B. BENTZ 1931, SCHULZE 1962, HOPPE 1966, KOOTZ & SCHUHMACHER 1967, WAGENBRETH 1968, BEUTLER 1980, SPARFELD 1980, BEUTLER 2008). Von besonderer Bedeutung ist die Entdeckung der Keuper-Diskordanzen in der Altmark durch KOOTZ & SCHUHMACHER (1967).

Landesamt für Umwelt Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern

In Mecklenburg-Vorpommern resultieren sämtliche Erkenntnisse über die Entwicklung des Keupers aus Bohraufschlüssen. Die verwendete Gliederung wurde von BEUTLER (1976, 2004) vorgelegt und orientiert sich an der Ausbildung des Keupers in NE-Mecklenburg. Generell gilt, dass die Anknüpfung an Profile in beckennormaler Ausbildung dadurch erschwert wird, dass der Keuper in Mecklenburg-Vorpommern bereits eine vermittelnde Stellung zur Randfazies (z. B. in Südschweden) einnimmt.

Ma	Serie	Stufe	NW-Deutschland			Mitteldeutschland	NE-Deutschland	Ost- und SE-BRB	Zentralpolen				
			DSK (2005)	WILL (1953)	SCHOTT (1942)	JÜNGST (1929)	BEUTLER (1976)	TESSIN (1976)	DADLEZ & KOPIK (1963)				
201,5	U. J URA	Hettangium Unterer Jura	Lias D 8	Unterer Jura	Pylonoten-Schichten	Pylonoten-Schichten	Untere Jura	Lias	Untere Jura	Lias	Lias	Hettang	Untere Mechow-Serie
					Präplanorbis-Schichten	limnisch-terrestrischer Lias							
206	OBERE TRIAS	Rhaetium Oberer Keuper	Exter-Formation D 7 — Oeynhausens-Subfin. D 6 — Rinteln-Subfin. D 5	Oberer Keuper	Rhätkeuper	Triletes-Schichten	Ober-Rät	Oberer Keuper	Triletes-Schichten	Ober- Mittelrät	Retyk	O. Retyk	Wielichowo-Serie
					Contorta-Schichten	Mittel-Rät	Contorta-Schichten						
		Norium Mittlerer Keuper	Arnstadt-Formation D 4	Oberer Keuper	Steinmergelkeuper	Postera-Schichten	Unter-Rät	Unterrät (ko α)	Oberer Keuper	Obere Postera-Schichten	Oberer 3 Oberer 2 Oberer 1 Mittlerer Unterer	M. Retyk	Zbąszynek-Serie
						Saurichthys-Schichten	Steinmergel-Keuper	Steinmergel-Keuper		Untere Postera-Schichten			
225	Karnium	Weser-Formation	M. Keuper	Oberer Gipskeuper	Rote Wand (km ₃)	Rote Wand (km ₃)	M. Keuper	Oberer Gipskeuper	U. Keuper	Oberer Gipskeuper	O. Keuper	Obere Gips-Serie	
					Mittelkeuper	Basisdolomit							

Abb. 4.4.1-2: Gliederung des Oberen Keupers nach verschiedenen Autoren. Grundlegende Unterschiede existieren vor allem bei der Einstufung des Steinmergelkeupers und der Präplanorbis-Schichten. Der Vorschlag für die Untergliederung der Exter-Formation nach DSK (2005) orientiert sich an DUCHROW (1984) und ist an die Gliederung nach WILL (1953, 1969) angelehnt. Die Korrelation mit dem Tethys-Standard und Altersdaten (Zeitskala nicht maßstäblich) nach BACHMANN & KOZUR (2004), KOZUR & WEEMS (2007) und SCHALTEGGER et al. (2008).

4.4.2 Polen

Die ersten Ergebnisse der Erforschung des Keupers im heutigen Polen sind eng mit den Aufschlussgebieten Oberschlesiens und der Umrahmung des Heiligkreuzgebirges verknüpft, die erstmals durch namhafte Geologen der Preussischen Geologischen Landesanstalt bearbeitet wurden (z. B. v. OEYNHAUSEN 1822, v. CARNALL 1846, ROEMER 1862, 1863, 1867, 1870, ECK 1863). Spätere Arbeiten besitzen z. T. noch heute Gültigkeit (z. B. ASSMANN 1925, 1929). Nach dem 2. Weltkrieg wurden auch in Polen großangelegte Explorations- sowie Kartierungsbohrprogramme durchgeführt, die ab den 1950er Jahren erhebliche Kenntnisfortschritte erbrachten.

Basierend auf diesen Ergebnissen wurde durch polnischen Geologen ein stratigraphisches Konzept für die Obere Trias entwickelt, das sich von dem deutschen Konzept unterscheidet. Die Obere Trias Polens wird in die 3 Abschnitte **Unterer Keuper** (Kajper dolny), **Oberer Keuper** (Kajper gorny) und **Rhät** (Retyk) untergliedert. Das Retyk besitzt als *Rhaet sensu polonico* generell eine Sonderstellung und wird nicht in den Keuper (Kajper) gestellt (Abb 4.4.1-2). Die Sonderstellung wird auch durch die getrennten Bearbeitung der Schichtenfolge deutlich, so wurde der Keuper (Kajper) vor allem durch GAJEWSKA (1973, 1978, 1987, 1997) einheitlich bearbeitet, während das Retyk durch DADLEZ (1962), DADLEZ & KOPIK (1963), DADLEZ (1970), BILAN (1976), GRODZICKA-SZYMANKO (1971) und andere bearbeitet wurde.

4.4.2.1 West- und Zentralpolen

In West- und Zentralpolen liegen Keuper und Retyk zum größten Teil unter sedimentärer Bedeckung verborgen. Lediglich auf dem Nordrand der Vorsudetischen Monoklinale sind wenige übertägige Aufschlüsse vorhanden. Die Gliederung und Abgrenzung des Unteren und Oberen Keupers ist an die Vorgehensweise in Deutschland angelehnt und nutzt Leithorizonte wie Grenzdolomit, Schilfsandstein und Heldburggips (anhydryt stropowy = „Deckanhydrit“, Abb. 4.4.2-1).

Der Untere Keuper wird als **Sulechow-Schichten** (warstwy sulechowskie) bezeichnet. Die Grenze zum Muschelkalk wird mit dem Einsetzen sandiger Schüttungen gezogen und liegt damit tiefer als in Deutschland. Die Grenze zum Hangenden liegt nach DADLEZ & KOPIK (1963) und GAJEWSKA (1978) an der Basis des Grenzdolomits bzw. nach SZYPERKO-TELLER (1960) auf dessen Dachfläche (Abb. 4.4.2-1). Eine weitergehende Untergliederung erfolgt in Untere, Mittlere und Obere Sulechow-Schichten.

Der Obere Keuper umfaßt die Unteren Gips-Schichten (warstwy gipsowe dolne), den Schilfsandstein (piaskowiec trzciniowy) und die Oberen Gips-Schichten (warstwy gipsowe gorne).

Die **Unteren Gips-Schichten** (warstwy gipsowe dolne) werden nicht weiter untergliedert, da Leitbänke vom Typ Bleiglanzbank oder Acrodus-Corbula-Horizont fehlen. Im höheren Teil sind

gipsreiche Lagen charakteristisch, die im zentralen Teil des Polnischen Trogs Steinsalzlager führen. Der **Schilfsandstein** (piaskowiec trzcinyowy) kann nach GAJEWSKA (1973) in den grauen **Unteren Schilfsandstein** und den roten **Oberen Schilfsandstein** unterschieden werden. Die **Oberen Gips-Schichten** (warstwy gipsowe górne) werden ebenfalls nicht weiter untergliedert; ihre Obergrenze bildet in West- und Zentralpolen der so genannte **Deck-Anhydrit** (anhydryt stropowy), der mit dem Heldburggips parallelisiert wird (Abb. 4.4.2-1).

Das **Retyk** wird nach DADLEZ & KOPIK (1963) in die **Drawno-, Jarkowo-, Zbąszynek- und Wielichowo-Serie** (seria drawnieńska, serie jarkowska, seria zbąszyńska, seria wielichowska) untergliedert (Abb. 4.4.2-1). Die Abfolge entspricht der Arnstadt- und Exter-Formation nach DSK (2005). Ein abweichendes Konzept liegt mit der Gliederung nach KOPIK (1967, 1970) vor, die das Retyk in Postera- und Contorta-Schichten teilt. Die Grenzziehung zwischen beiden Einheiten bleibt offen, wird jedoch innerhalb der Zbąszynek-Serie vermutet (Abb. 4.4.2-1).

4.4.2.2 Nordost- und Ostpolen, südwestliches Baltikum (Osteuropäische Tafel)

Auf der Osteuropäischen Tafel ist die Abfolge von Kajper und Retyk durch Schichtausfälle in den Mächtigkeiten stark reduziert (Abb. 4.4.2-1). Zusätzlich wird die Verknüpfung dieser Profile mit den in Beckenfazies ausgebildeten Profilen West- und Zentralpolens durch fazielle Differenzierungen erschwert. Lediglich im Bereich der Podlasie-Senke sind Teile des Unteren und Oberen Keupers erhalten geblieben.

Der Untere Keuper wird wie in West- und Zentralpolen als **Sulechow-Schichten** (warstwy sulechowskie) bezeichnet. Da eine komplette Abfolge nicht erhalten geblieben ist, wird auf eine weitere Untergliederung verzichtet (GAJEWSKA 1978).

Der Obere Keuper umfaßt die äquivalente Schichtenfolge West- und Zentralpolens, die jedoch zumeist mit reduzierten Mächtigkeiten vorliegt. Da nur wenige Bohrungen im Gebiet der Podlasie-Senke die **Unteren Gips-Schichten** (warstwy gipsowe dolne), den **Schilfsandstein** (piaskowiec trzcinyowy) und die **Oberen Gips-Schichten** (warstwy gipsowe górne) erschließen, wird auf eine weitere Untergliederung verzichtet (GAJEWSKA 1978).

Die Diskordanz D 4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) ist auf der Osteuropäischen Tafel als ausgeprägte Diskordanz entwickelt, die von SEITZ & WICHER (1951), SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1960) und anderen bearbeitet wurde. Das Retyk greift weit auf die Osteuropäische Tafel bis in das südwestliche Baltikum (russische Exklave Kaliningrad/Königsberg, Litauen) über und lagert auf Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein und älteren Gesteinen.

Ma	Serie	Stufe	Gruppe	West- und Zentralpolen		NE- und Ostpolen	Region Schlesien-Krakau		Heiligkreuzgebirge			
				Retyk: DADLEZ & KOPIK (1963) Keuper: DADLEZ & KOPIK (1963), GAJEWSKA (1978)	Retyk: DADLEZ (1970) Keuper: SZYPERKO-TELLER (1960)	Retyk: DADLEZ (1962) Keuper: GAJEWSKA (1978)	westlicher-Teil Retyk: GRODZICKA-SZYMANO (1971) Keuper: KOTLICKI (1974)	östlicher Teil Retyk: BILAN (1976), Keuper: BILAN (1976)	Region Chmielnik CZAPOWSKI & ROMANEK (1986)	SE-Rand Keuper: PAWLOWSKA (1979)		
201,5	OBERE TRIAS	Rhaetium	R e t y k	Wielichowo-Serie	Contorta-Schichten	Bartoszyze-Schichten	Zyklothem R III		Obere Bunte Serie			
206				Zbąszynek-Serie		Postera-Schichten	Nidzica-Schichten	Wojschniker-Kalke R II ₂			Grabow-Formation	Oberer sandiger Komplex
				Jarkowo-Serie				Lissauer-Brekczien R I ₂				
				Drawno-Serie				Zyklothem R I R I ₁				
225		Karnium	Oberer Keuper	graue Tone mit Deck-Anhydrit	Obere Gips-Schichten	Obere Gips-Sch.	Lublinka-Schichten		pflanzenführende Schichten			
				Schilfsandstein	Schilfsandstein	Schilfsandstein	Piotrow-Schichten	Obere Bolesl.-Fm. Bolesławiec-Fm. Untere Bolesl.-Fm.				
		Ladinium		Untere Gips-Schichten	Untere Gips-Serie	Untere Gips-Sch.	Oppeln-Schichten	Chrzanow-Fm.		mergelige Serie		
				tonige Abfolge mit Grendolomit	Grendolomit	Grendolomit	Grendolomit	Grendolomit		Grendolomit		
237		Unt. K.	Sulechow-Schichten	Sulechow-Schichten	Sulech-Sch.	Miedarski-Schichten	Ob. mergelig-sandige Serie Unt. sandiger Komplex Unt. mergelig-sandige Serie	tonig				

Abb. 4.4.2: Lithostratigraphie des Keupers im polnischen Teil des Arbeitsgebietes. Graue Flächen = Diskordanzen und Schichtlücken.

Das Retyk wird im polnischen Anteil der Osteuropäischen Plattform nach DADLEZ (1962) in die **Neidenburg-Schichten** (warstwy nidzickie) und die **Bartenstein-Schichten** (warstwy bartoszyckie) untergliedert (Abb. 4.4.2-1). Die Neidenburg-Schichten entsprechen der Drawno-, Jarkowo- und Zbąszynek-Serie der west- und zentralpolnischen Gliederung, die Bartenstein-Schichten entsprechen der Wielichowo-Serie (DADLEZ 1968, 1971).

Im baltischen Anteil der Osteuropäischen Plattform (russische Exklave Kaliningrad/Königsberg, Litauen) lagert zwischen Oberem Buntsandstein und Unterem Jura eine geringmächtige, undifferenzierte Abfolge, deren genaue stratigraphische Stellung und Gliederung bis heute diskutiert wird (VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS 1978, PAŠKEVIČIUS 1997). Auf palynologischer Grundlage fassen VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS (1978) den jurassischen Anteil in der Neringa-Formation und den rhätischen Anteil in der **Nidden-Formation** (Nida Formation) zusammen. Diese Stellung der Nida-Formation wird durch GRIGELIS & SUVEIZDIS (1993), PAŠKEVIČIUS (1997), DECZKOWSKI (1997), IWANOW et al. (1998) und z. T. durch ŠLIAUPA & ČYŽIENĖ (2000) bestätigt. FELDMANN-OLSZEWSKA et al. (1998) stuft die Neringa-Formation in das Untere Pliensbachium. KATINAS & NAWROCKI (2006) parallelisieren die Nida-Formation mit den höheren Teilen der Neidenburg-Schichten und den Bartenstein-Schichten Polens und nehmen dem entsprechend eine Umbenennung der Abfolge in **Bartenstein-Schichten** vor (Abb. 4.4.2-2).

Im Gegensatz dazu stuft SUVEIZDIS (1994) die Nida-Formation als Verwitterungskruste des Oberen Buntsandsteins ein. Dieser Ansicht stimmen ŠLIAUPA & ČYŽIENĖ (2000) für die nördlichen Teile des Verbreitungsgebietes zu.

			NE-Polen		SW-Baltikum				
Ma	Serie	Stufe	DECZKOWSKI (1997)		KATINAS & NAWROCKI (2006)	VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS (1978), GRIGELIS & SUVEIZDIS (1993), PAŠKEVIČIUS (1997), z. T. ŠLIAUPA & ČYŽIENĖ (2000)	SUVEIZDIS (1994), z. T. ŠLIAUPA & ČYŽIENĖ (2000)		
201,5	U. JURA	Hett.	Lias	Liwiez Beds		Lias	Neringa Formation	Lias	Neringa Formation
	OBERE TRIAS	Rhaet.	Retyk	Bartoszyze Beds	Bartoszyze Beds		Nida Formation		
Norium		Nidzica Beds							
225									
247	M. TRIAS	Anis.	Buntsandstein	Elbląg Formation - Röt Formation	Nadruva Gr	Nadruva Gr	Deimė Formation	Nadruva Group	Nida Formation
	U. TRIAS	Olenek.		Malbork Formation			Šarkuva Formation		Deimė Formation
									Šarkuva Formation

Abb. 4.4.2.2: Lithostratigraphie des Keupers im SW-Baltikum. Graue Flächen = Diskordanzen und Schichtlücken.

4.4.2.3 Schlesien-Krakau

Keuper und Retyk sind in der Umrahmung des Oberschlesischen Berglandes über Tage aufgeschlossen. Durch das zunächst nur flache Abtauchen nach Norden steht der Keuper im Raum zwischen Oppeln-Lublinitz und Olkusz-Kreutzburg über Tage bzw. unter geringmächtiger Bedeckung durch Kreide und Känozoikum großflächig an. Auf Grund der regen Abbautätigkeit von Werksteinen, Kohlen und Erzen in dieser Region, konnte bei der Erstkartierung gegen Ende des 19. Jh. eine Vielzahl von Steinbrüchen und Schächten genutzt werden (z. B. v. OEYNHAUSEN 1822, v. CARNALL 1846, ROEMER 1862, 1863, 1867, 1870, ECK 1863). Aus diesem Zeitraum stammen Gesteinsnamen wie Woischniker Kalke, Lissauer Breccien, Kamienietzer Sandstein oder Blanowitzer Kohlen (z. B. ROEMER 1870), die z. T. noch heute Verwendung finden. Anfang des 20. Jahrhunderts durchteuften erste Steinkohlen-Erkundungsbohrungen den Keuper, deren Bearbeitung durch die Preussische Geologische Landesanstalt erfolgte und in ihrer Gliederung und Symbolgebung an die thüringische Stratigraphie angelehnt ist (ASSMANN 1925, 1929). Die heute angewendeten Gliederungen unterscheiden einen westlichen und einen östlichen Teil der Region Oberschlesien-Krakau. Der westliche Teil wird nach KOTLICKI (1974) und der östliche Teil nach BILAN (1976) gegliedert (Abb. 4.4.2-1).

Der Untere Keuper wird in der westlichen Region als **Miedarski-Schichten** (warstwy miedarskie) bezeichnet und nicht weiter untergliedert. Der Grenzdolomit ist in ganz Oberschlesien als markanter Leithorizont ausgebildet, der jedoch in Bezug auf die gängige Praxis in Polen durch KOTLICKI (1974) in die hangenden Oppeln-Schichten gestellt wird. In der östlichen Region fehlen große Abschnitte des Unteren Keupers, so dass der Grenzdolomit hier dem Oberen Muschelkalk diskordant auflagert (Abb. 4.4.2-1).

Die **Oppeln-Schichten** (warstwy z Opola) des westlichen Teils und die **Chrzanow-Formation** (formacja chrzanowska) des östlichen Teils entsprechen den Unteren Gips-Schichten West- und Zentralpolens. Eine weitere Untergliederung wird nicht vorgenommen. Die **Piotrow-Schichten** (warstwy z Piotrowiny, Schilfsandstein) lagern im westlichen Teil der Region Schlesien-Krakau dem Liegenden teilweise diskordant auf (Diskordanz D 2). Im östlichen Teil wird die Abfolge nach BILAN (1976) als **Bolesław-Formation** (formacja bolesławska) bezeichnet. Die **Lublinca-Schichten** (warstwy Lublinca) sind als Äquivalente der Oberen Gips-Schichten nur im Westteil der Region erhalten. Im Ostteil lagert dagegen das Retyk diskordant auf der Bolesław-Formation (Diskordanz D 4).

Das Retyk besitzt in Oberschlesien die gleiche stratigraphische Erstreckung wie in West- und Zentralpolen (Abb. 4.4.2). BILAN (1976) fasst die wenig differenzierte Schichtenfolge des östlichen Oberschlesiens in der **Grabow-Formation** (formacja grabowska) zusammen. Dem gegenüber stellt

GRODZICKA-SZYMANKO (1971) an der Bohrung Wielun 1 KW eine zyklische Gliederung des Retyk in die Zykloteme R I bis R III für das Gebiet nördlich Oppeln auf, die formellen lithologischen Kriterien folgt und dem diskordanten Charakter der Abfolge Rechnung trägt.

4.4.2.4 Heiligkreuzgebirge

In der Umrahmung des Heiligkreuzgebirges sind Keuper und Retyk in wenigen Aufschlüssen über Tage erschlossen, die lediglich ein unvollständiges Bild der randfaziell beeinflussten Abfolge abgeben. Die übliche Unterteilung des Keupers in Unterer und Oberer Keuper, sowie die Abgrenzung des Retyk wird auch in dieser regionalen Gliederung beibehalten. Für den Keuper existieren zwei regional verschiedene stratigraphische Ansätze. In der Region um Chielmnik wird der Keuper nach CZAPOWSKI & ROMANEK (1986) und am SE-Rand des Heiligkreuzgebirges nach PAWŁOWSKA (1979) gegliedert. Das Retyk wird nach CZAPOWSKI & ROMANEK (1986) unterteilt (Abb. 4.4.2-1).

Der Untere Keuper der Region um Chielmnik wird in **Untere mergelig-sandige Serie** (dolna seria mułowcowo-piaskowcowa), **Unterer sandiger Komplex** (dolny kompleks piaskowcowy) und **Obere mergelig-sandige Serie** (gorna seria mułowcowo-piaskowcowa) untergliedert (CZAPOWSKI & ROMANEK 1986). Die Abfolge des Unteren Keupers am SE-Rand des Heiligkreuzgebirges wird undifferenziert als tonig angesprochen (PAWŁOWSKA 1979).

Der Obere Keuper wird in der Region um Chielmnik untergliedert in **Mergelige Serie** (seria marglista), die etwa den Unteren Gips-Schichten entspricht und **Pflanzenführende Schichten** (warstwy z flora), die etwa dem Schilfsandstein und den Oberen Gips-Schichten entsprechen (CZAPOWSKI & ROMANEK 1986). Im SE-Heiligkreuzgebirge wird lediglich der **Grenzdolomit** (dolomit graniczny) gesondert ausgehalten (PAWŁOWSKA 1979).

Das Retyk wird nach CZAPOWSKI & ROMANEK (1986) informell in den **Oberen sandigen Komplex** (gorny kompleks piaskowcowy) und die **Obere Bunte Serie** (gorna seria pstra) gegliedert. Eine eindeutige Abgrenzung der beiden Einheiten untereinander ist nicht möglich, die Gesamtabfolge entspricht jedoch dem Retyk der Gebiete in Beckenfazies.

4.4.3 Dänemark (Festland, Ostseeinseln) und Südschweden (Schonen)

Dänemark (Festland, Ostseeinseln)

Die Schichtenfolge des Keupers ist in Dänemark nicht über Tage erschlossen. Wie im Norddeutsch-Polnischen Becken begann ab den 1950er Jahren auch im Dänischen Becken die Exploration auf Kohlenwasserstoffe, die mit einer regen Bohrtätigkeit verbunden war. Erste Gliederungen der erbohrten Schichtenfolgen erfolgen durch SORGENFREI & BUCH (1964) und SORGENFREI (1966) und orientieren sich an der Gliederung des Keupers in Deutschland. LARSEN (1966) nimmt eine Untergliederung in Formationen vor, die nach Bohrungen benannt sind. Aufbauend auf

CHRISTENSEN (1962–1973), RASMUSSEN (1974), BERTELSEN (1975, 1978), MICHELSEN (1976) und RASMUSSEN (1974) stellt BERTELSEN (1980) eine Untergliederung der Dänischen Trias in Gruppen, Formationen und Members vor, die internationalen stratigraphischen Standards folgt. Durch MICHELSEN & CLAUSEN (2002) erfolgt eine Revision der Untergliederung nach BERTELSEN (1980), die wiederum durch BACHMANN et al. (2007) leicht modifiziert wird (Abb. 4.4.3).

Südschweden (Schonen)

Im Bereich der Sorgenfrei-Tornquist-Zone streicht in Südschweden (Schonen) und auf Bornholm (zu Dänemark) der Obere Keuper über Tage aus. Besondere Bedeutung in der Abfolge erlangen die sogenannten Hauptkohleflöze Schonens, die seit dem 15. Jahrhundert in Kohlegruben der Region um Helsingborg abgebaut werden. Erste wissenschaftliche Bearbeitungen in diesen Gebieten reichen bis in das 18. Jahrhundert zurück (z. B. HERMELIN 1773). Weitere Bearbeitungen folgen im 19. Jahrhundert z. B. durch FORCHHAMMER (1837), ANGELIN (1859, 1877), NATHORST (1878-1886, 1880), RØRDAM (1890), GRÖNWALL (1899) und JOHNSTRUP (1899). Südwestlich der Sorgenfrei-Tornquist-Zone liegt der Keuper unter mesozoischen und känozoischen Sedimenten verborgen und steht mit dem Dänischen Becken und dem Norddeutsch-Polnischen Becken in Verbindung. Ab den 1950er Jahren setzt auch in diesen Gebieten eine rege Bohrtätigkeit ein, aus deren Ergebnissen durch TRODSSON (1935-1951), BROTZEN (1950), BÖLAU (1954) und KÖSTER (1956) eine Untergliederung erarbeitet wird. Bedingt durch deren randfazielle Ausbildung bleibt die Korrelation mit korrespondierenden Abfolgen Dänemarks, Norddeutschlands und Polens jedoch fraglich. Weitere Untersuchungen durch SIVHED (1984), NORLING et al. (1993), AHLBERG (1994), SIVHED et al. (1999), AHLBERG & OLSSON (2001), AHLBERG et al. (2002), PIASECKI (2005) und LINDSTRÖM & ERLSTRÖM (2006) ermöglichen die weiterführende Untergliederung, die in ihren Grundzügen mit der angrenzender Gebiete vergleichbar ist (Abb. 4.4.3).

4.4.3.1 Germanotype Fazies (Dänemark)

Auf Grund der vermittelnden Stellung des Dänischen Beckens zwischen dem Zentraleuropäischen Becken und der Skandinavischen Randfazies, unterscheidet BERTELSEN (1980) die germanotype Faziesprovinz, nördliche Randfaziesprovinz und Zentralgrabenprovinz. Die Grenze zwischen der germanotypen Faziesprovinz und der nördlichen Randfaziesprovinz verläuft entlang einer Linie quer über Seeland und Jütland. Die Korrelation der germanotypen Faziesprovinz mit der korrespondierenden Schichtenfolge des Norddeutschen Beckens bleibt weitestgehend offen, wird jedoch durch BEUTLER & SCHÜLER (1987) aufgezeigt. MICHELSEN & CLAUSEN (2002) fassen die germanotype Faziesprovinz und die Zentralgrabenprovinz zu einer südlichen Faziesprovinz zusammen

und grenzen die nördliche Faziesprovinz (nördlichen Randfaziesprovinz nach BERTELSEN 1980) an der Nordflanke des Ringköbing-Fünen-Hochs ab.

BERTELSEN (1978, 1980) unterteilt den Keuper der germanotypen Faziesprovinz in die Jütland Group mit Tønder Formation und Oddesund Formation und Mors Group mit Vinding Formation und Gassum Formation (Abb. 4.4.3). Grundlage dieser Gliederung sind Typus- und Referenzbohrungen, nach denen die Benennung gemäß den Richtlinien von HEDBERG (1976) und SALVADOR (1994) erfolgt.

Durch MICHELSEN & CLAUSEN (2002) und BACHMANN et al. (2007) erfolgt die Benennung im südlichen Teil nach VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE (1994). Die Tønder, Oddesund und Vinding Formationen werden zur Keuper Formation zusammengefaßt, die von der Sleen Formation bzw. Gassum Formation überlagert wird. Bei der Gliederung des nördlichen Teils des Dänischen Beckens finden dagegen die Oddesund und Vinding Formation weiterhin Anwendung (Abb. 4.4.3).

Die **Keuper Formation** wird nach BACHMANN et al. (2007) weitergehend in **Lower Keuper Claystone Member**, **Main Keuper Evaporite Member**, **Middle Keuper Claystone Member**, **Red Keuper Evaporite Member**, **Red Keuper Claystone Member**, **Dolomitic Keuper Member** und **Upper Keuper Claystone Member** untergliedert.

Im westlichen und südwestlichen Dänischen Becken wird die Keuper Formation von der **Sleen Formation** überlagert, die als beckenfazielles Äquivalent der Gassum Formation gilt BACHMANN et al. (2007).

4.4.3.2 Nördliche Randfazies (Dänemark)

BERTELSEN (1980) unterteilte die nördliche Randfaziesprovinz in die Trias Group und die Mors Group. Die Trias Group umfaßt die Smith Bank Formation und die Skagerrak Formation nach DEEGAN & SCULL (1977), die Mors Group umfaßt die Gassum Formation (Abb. 4.4.3). MICHELSEN & CLAUSEN (2002) verwenden dagegen die Oddesund und Vinding Formation zur Abgrenzung der bereits randfaziell beeinflussten Schichtenfolge des nördlichen Teils im Dänischen Becken. Die Verwendung des Begriffs Skagerrak Formation wird auf den äußersten nördlichen Rand des Dänischen Beckens beschränkt. Die Gassum Formation wird entsprechend BERTELSEN (1980) verwendet. BACHMANN et al. (2007) folgt dem, beschränkt die Skagerrak Formation jedoch auf eine Schichtenfolge, die der Abfolge Volpriehausen-Formation (Mittlerer Buntsandstein) bis einschließlich Erfurt-Formation (Unterer Keuper) entspricht.

Die durch BERTELSEN (1980), MICHELSEN & CLAUSEN (2002) und BACHMANN et al. (2007) jeweils unterschiedlich abgegrenzte Schichtenfolge der **Skagerrak Formation**, besteht aus grauen, braunen und rotbraunen Konglomeraten, Fein- bis Mittelsandsteinen, Siltsteinen und Tonsteinen.

Die **Gassum Formation** überlagert die Skagerrak-Formation diskordant und progradiert bis in das zentrale Dänische Becken. Die Untergrenze und die Obergrenze der Formation sind diachron

(LUND 1977, BERTELSEN 1978). Im den distalen Abschnitten der Formation untergliedert BERTELSEN (1978) in G₁ Member (Fein- bis Grobsandsteine in Wechsellagerung mit dunkelgrauen Tonsteinen), G₂ Member (schwarze bis olivgraue Tonsteine) und G₃ Member (Siltsteine bis Feinsandsteine und graue Tonsteine).

4.4.3.3 Nordöstliche Randfazies (Schonen)

TROEDSSON (1935, 1951) gliedert die Oberen Trias Schonens in die Kågeröd Formation, Vallåkra Formation und Mine Formation. Die Kågeröd Formation wird von BROTZEN (1950) undifferenziert in den Mittleren Keuper gestuft. Die Vallåkra Formation und die Mine Formation werden heute übereinstimmend mit dem basalen Unteren Jura zur Höganäs Formation zusammengefaßt und entsprechend als deren Member bezeichnet (z. B. SIVHED 1980). Nach SIVHED (1984), NORLING et al. (1993) und SIVHED et al. (1999) bestehen die Äquivalente des Muschelkalks und des Keupers aus den informellen Einheiten **Maglarp C** und **Maglarp B** sowie der **Kågeröd Formation** (auch als Maglarp A bezeichnet) und **Höganäs Formation** (Abb. 4.4.3).

Die **Maglarp C-Schichten** gelten als Äquivalent des Muschelkalks und Unteren Keupers, ihre höheren Abschnitte werden nach palynologischen Befunden in das höhere Ladinium eingestuft (PIASECKI 2005). Die **Maglarp B-Schichten** werden als Äquivalente des Karnium angesehen und mit dem Gipskeuper i. w. S. parallelisiert (BROTZEN 1950, SIVHED 1999). Die **Kågeröd Formation** (ANGELIN 1859/1877) greift in Schonen flächenhaft auf Grundgebirge über und wird durch SIVHED (1999) und AHLBERG et al. (2001, 2002) in das Norium eingestuft.

Die **Höganäs Formation** (ANGELIN 1859/1877) umfasst den Abschnitt Oberer Keuper-Unterer Lias Südschwedens und wird weitergehend in Vallåkra Member, Bjuv Member (beide Oberer Keuper) und Helsingborg Member (Lias) gegliedert. Das **Vallåkra Member** (TROEDSSON 1935) wird durch LUNDBLATT (1959) und LUND (1977) in das Mittelrät gestuft. Nach LUND (2003) ist jedoch auch die Einstufung in das Unterät möglich. Das **Bjuv Member** wird an der Basis durch das Kohleflöz B und am Top durch das Kohleflöz A markiert, die jeweils max. 2 m mächtig sind. Die Oberkante des Flözes A gilt als Rät/Lias Grenze in Südschweden (SIVHED 1984). Das Bjuv Member wird durch LUNDBLATT (1959) und LUND 1977) in das Mittelrät gestuft. LINDSTRÖM & ERLSTRÖM (2006) nehmen dagegen die Einstufung in das Mittel- bis Oberrät vor.

		Dänisches Becken (germanotype Faziesprovinz, nördl. Randfaziesprovinz)				SW-Schweden (Schonen)		
Ma	Serie	Stufe	SORGENFREI & BUCH (1964)	BERTELSEN (1978, 1980) S N	MICHELSSEN & CLAUSEN (2002) S N	BACHMANN et al. (2007) S N	BROTZEN (1950), PIASECKI (2005)	SIVHED (1980, 1999), AHLBERG et al. (2001, 2002), LINDSTRÖM & ERLSTRÖM (2006)
>201	U. JURA	Hettangium		Fjerritslev Formation	Fjerritslev Formation	Fjerritslev Fm		Helsingborg Member
		Rhaetium	Rät (Oberer Keuper)	G ₃ Member G ₂ Member G ₁ Member Vinding Formation	Sleen-Fm Gassum Formation	Sleen Fm Gassum Fm	Rät - Lias Zone 5 Zone 4 Zone 2 und 3 Zone 1	Höganäs Formation Bjuv Member Vallåkra Member
206	OBERE TRIAS	Norium	Unterer bis Mittlerer Keuper	O ₃ Member	Upper Keuper Claystone Mb Dolomitic Keuper Mb Red Keuper Claystone Mb	Upper Keuper Claystone Mb Dolomitic Keuper Mb Red Keuper Claystone Mb	Oberer Keuper Kågeröd-Tone Kågeröd-Arkosen Sandsteinserie mit Impregnationen Dolomitische Serie Serie der Unteren Sandsteine	Kågeröd Formation (Maglarp A unit)
Karnium		O _{2,3} Member O _{2,2} Member O _{2,1} Member		unnamed Main Keuper Evaporite Mb	unnamed Middle Keuper Claystone Mb Main Keuper Evaporite Mb			
226		Ladinium		O ₁ Member Tønder Formation	unnamed	Lower Keuper Claystone Mb		
				237	Anisium	Falster Formation		
240.5								

Abb. 4.4.3: Lithostratigraphie des Keupers im Dänischen Becken (Dänemark, Schweden). Graue Fläche = Diskordanzen und Schichtausfall.

5 Lithostratigraphie des Keupers

Die Lithostratigraphie nach DSK (2005) und LUTZ et al. (2005) wird unter Erweiterung nach den folgenden Kriterien auf das gesamte zentrale und östliche ZEB und das Dänische Becken angewendet. Dabei wird zwischen einer Lithofazies-Stratigraphie und einer Leitflächen-Stratigraphie unterschieden, deren Grundeinheit die Formation bzw. die Folge ist. An Hand zweier Profile in Nord-Süd und West-Ost Richtung (Abb. 5-1, Abb. 5-2) erfolgt die synoptische Darstellung der Lithostratigraphie, Leitflächenstratigraphie sowie Zyκλο- und Sequenzstratigraphie im Untersuchungsgebiet (Kap. 6).

Auf der Grundlage der stratigraphischen Standards in Deutschland, Polen und Skandinavien sollte ein homogenisiertes lithostratigraphisches Konzept folgende Kriterien erfüllen:

- formelle Untergliederung und Benennung nach dem Formationskonzept entsprechend des INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC GUIDE (HEDBERG 1976, SALVADOR 1994) und DSK (2005),
- Formationen der Beckenfazies mit möglichst flächenhafter Erstreckung nach dem Vorbild von DSK (2005) und Formationen der umliegenden Randfazies nach dem Vorbild der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies
- Begrenzung der Nomenklatur auf ein notwendiges Mindestmaß, deshalb:
- Untergliederung der Formationen an Hand von Leitbänken und -horizonten in untere, mittlere und obere Formation, die im Range von Subformationen (Member) stehen,
- diachrone Untergrenze der Erfurt-Formation entsprechend der lithologischen Muschelkalk/Keuper-Grenze,
- diachrone Obergrenze der Erfurt-Formation,
- diachrone Obergrenze der Arnstadt-Formation,
- Entwurf einer formellen Gliederung für den Oberen Keuper der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies,
- einheitliche Abgrenzung des Oberen Keupers,
- Leitflächen-Stratigraphie (Folgen), die als „zeitliches“ Gerüst für die Formationen fungiert, z. B. in Gebieten mit fehlenden biostratigraphischen Daten und die Korrelation der umliegenden Randfazies mit der Beckenfazies.

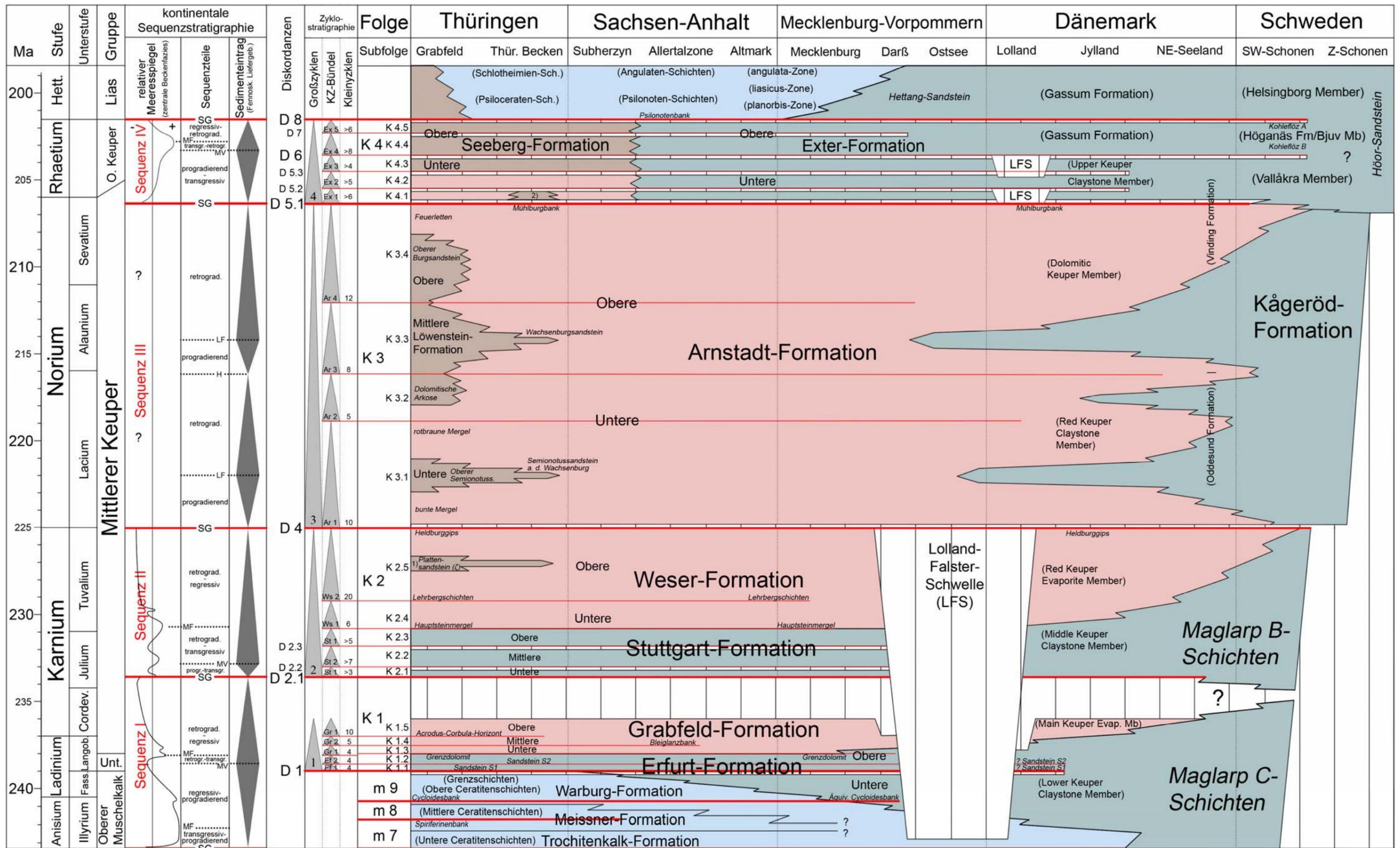


Abb. 5-1: Synoptische Darstellung von Litho-, Leitflächen-, Zyko- und kontinentaler Sequenzstratigraphie des Keupers zwischen Thüringen und Schonen (N-S Profil). Die Darstellung der Zykostratigraphie erfolgt für die zentrale Beckenfazies (Thüringer Becken, Subherzyn, Altmark), die der kontinentalen Sequenzstratigraphie entlang eines Profils zwischen der zentralen Beckenfazies und der Skandinavischen Liefergebiete. Die Folgen des Oberen Muschelkalks (m 7-m 9) entsprechen DSK (2005). Bezeichnungen: 1) Hassberge-Formation, 2) Untere Seeberg-Formation, *kursiv* = informelle Bezeichnungen, (gekennzeichnet) = Synonyme. Abkürzungen: LFS – Lolland-Falster-Schwelle, D 1 – Diskordanz D 1, Ef 1 – Kleinzyklen-Bündel Ef 1, K 1.1 – Subfolge K 1.1, SG – Sequenzgrenze, MF – Maximale Flutung, MV – Maximaler Vorbau, LF – maximale Lakustrine Fläche, H – Hiatus, prog. – progradierend, transgr. – transgressiv.

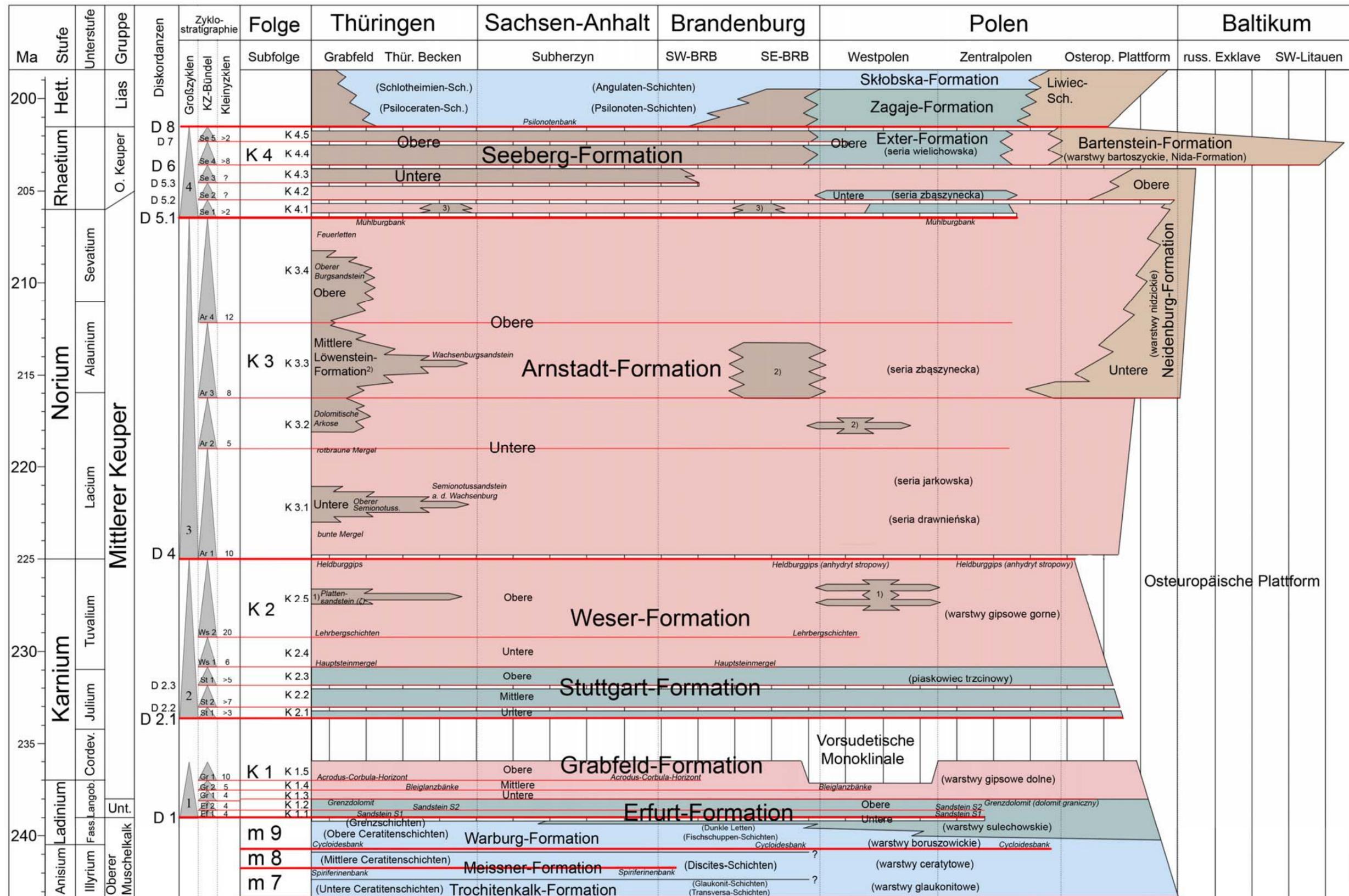


Abb. 5-2: Synoptische Darstellung von Litho-, Leitflächen-, Zyko- und kontinentaler Sequenzstratigraphie des Keupers zwischen Thüringen und dem Baltikum (W-E Profil). Die Darstellung der Zykostratigraphie erfolgt für die zentrale Beckenfazies (Thüringer Becken), eine Interpretation im Rahmen der kontinentalen Sequenzstratigraphie kann nicht für die gesamte Abfolge vorgenommen werden, da der Sedimenteintrag von den Vindelizisch-Böhmischen und Osteuropäischen Liefergebieten z. T. nicht bewertet werden kann bzw. erodiert wurde. Aus diesem Grund wird auf eine Darstellung der kontinentalen Sequenzstratigraphie verzichtet. Die Folgen des Oberen Muschelkalks (m7-m9) entsprechen DSK (2005). Bezeichnungen: 1) Hassberge-Formation, 2) Mittlere Löwenstein-Formation, 3) Untere Seeberg-Formation, *kursiv* = informelle Bezeichnungen, (gekennzeichnet) = Synonyme. Abkürzungen: D 1 – Diskordanz D 1, Ef 1 – Kleinzyklen-Bündel Ef 1, K 1.1 – Subfolge K 1.1.

5.1 Beckenfazies

5.1.1 Erfurt-Formation (erweiterte Definition)

Die Erfurt-Formation ist die beckenfazielle Ausbildung der Schüttungen, die, von Skandinavischen Liefergebieten ausgehend, im Unteren Keuper eine beckenweite Verbreitung erreichen. Entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und Stenlille-19 geht die Erfurt-Formation durch das Überwiegen sandiger Horizonte (> 50%) in die Maglarp C-Schichten über (Abb. 5.1.1-1). Die Grenzen zur Vindelizisch-Böhmischen Randfazies und zur Osteuropäischen Randfazies sind im Untersuchungsgebiet auf Grund der flächenhaften Erosion nicht erhalten.

Die **Untergrenze** der Erfurt-Formation liegt an der Muschelkalk/Keuper-Grenze (Faziesgrenze), die die Schichtenfolge diachron vom NE-Rand des Beckens in Richtung SW durchläuft (Abb. 5-1). Die Abgrenzung gegen den Muschelkalk erfolgt in dieser Arbeit an der Sohlfläche der jeweils untersten Sandsteinbank von mindestens 0,1 m Mächtigkeit. Treten im Hangenden Fossilien des Muschelkalks auf, so wird dieser Abschnitt als „Verzahnungsbereich“ in die Erfurt-Formation gestellt. In NE-Deutschland und Polen wird die Untergrenze der Formation oftmals durch lokal bis regional ausgebildete Sandsteine gebildet, z. B. Trzebiez-Sandstein (Bohrung Trzebiez 1), während zwischen dem nördlichen Harzvorland und dem Thüringer Becken die Formationsbasis an der Basis des Sandstein S 1 mit der Diskordanz D 1 liegt (Abb. 5-1).

Die **Obergrenze** der Erfurt-Formation durchläuft die Schichtenfolge diachron von SW in Richtung NE (Faziesgrenze). Im Verbreitungsgebiet des Grenzdolomits liegt die Obergrenze der Formation auf dessen Dachfläche. In den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes (z. B. NE-Mecklenburg), treten im Hangenden der Äquivalente des Grenzdolomits dickbankige Sandsteine auf, die traditionell in die Grabfeld-Formation (BEUTLER 1976, DSK 2005), hier aber in die Erfurt-Formation gestellt werden (Abb. 5-1). Die Obergrenze der Formation liegt in diesen Gebieten auf der Dachfläche der höchsten Sandsteinbank von mindesten 0,1 m Mächtigkeit.

Lithologie

Die Erfurt-Formation besitzt die größte lithologische Vielfalt unter den Formationen des Keupers, in der bis auf Salze praktisch alle Typen der Sedimentgesteine vertreten sind. Auf Grund fazieller Varianzen, die sich jedoch im Rahmen der Definition einer Formation bewegen, kann im Untersuchungsgebiet eine **zentrale Beckenfazies** (Normalfazies nach DSK 2005), sowie eine **nördliche, südliche und östliche Beckenfazies** unterschieden werden (Abb. 5.1.1-1).

Die **zentrale Beckenfazies** ist durch einen Aufbau aus Sandsteinen, Tonsteinen und Karbonaten gekennzeichnet, durch die die Formation ihren typischen Aufbau aus Sohlbankzyklen erhält (Kap. 6.4.1). Die Sandsteine besitzen einen niedrigen Reifegrad und werden aus Skandinavischen Liefergebieten abgeleitet, die klastische Sedimente über weit verzweigte Flusssysteme in das

Zentraleuropäische Becken transportieren (z. B. PAUL et al. 2008). Daran geknüpft ist die wechselhafte Ausbildung der Sandsteinhorizonte in Rinnen- und Zwischenrinnenfazies. Im Hangenden gehen die Sandsteinhorizonte in graue bis rote Mergel- und Tonmergelsteine über, in denen lokal Kohlehorizonte entwickelt sein können. Die Karbonathorizonte liegen zumeist als graue, bankige Dolomite vor, die zumeist gelb verwittern. Zum Teil treten schillführende Kalksteine auf. Unter den Karbonathorizonten der Erfurt-Formation ist der Grenzdolomit am weitesten verbreitet und wird durch eine Fauna mit Lamellibranchiaten und Cephalopoden charakterisiert. Lokal führt der Grenzdolomit Anhydrit in Linsen und Knollen. In der **nördlichen Beckenfazies** dominieren, auf Grund der Nähe zum Liefergebiet, rot bis rotbunt gefärbte Sandsteine und Tonsteine. Die **südliche Beckenfazies** wird durch dunkle Tonsteine und Karbonathorizonte aufgebaut, Sandsteine treten nur in wenigen Abschnitten der Formation auf. Die Karbonathorizonte der südlichen Beckenfazies erstrecken sich mit ihren distalen Abschnitten bis in die zentrale Beckenfazies, erreichen die nördlichen Beckenfazies jedoch nicht. Die **östliche Beckenfazies** wird durch rote und graue Tonsteine charakterisiert, in denen nur untergeordnet Sandsteine ausgebildet sind. Bis auf den Grenzdolomit sind dort keine Karbonathorizonte in der Abfolge vorhanden.

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Arbeitsgebietes sind der Lettenkeuper (Thüringen), Unterer Keuper (Mecklenburg-Vorpommern), Lettenkohlenkeuper (Brandenburg) und Lettenkeuper-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Erfurt-Formation DSK (2005). Im Rahmen der Übertragung der Bezeichnung Erfurt-Formation auf die polnischen und dänischen Anteile des Arbeitsgebietes wird vorgeschlagen, die Begriffe Sulechow-Schichten (warstwy sulechowskie) nach GAJEWSKA (1978) und Lower Keuper Claystone Member nach BACHMANN et al. (2007) entsprechend zu ersetzen.

Untergliederung

Die Erfurt-Formation wird untergliedert in (Abb. 5-1, Abb. 5-2):

- Obere Erfurt-Formation (Basis Sandstein S 2 – Formationsobergrenze)
- Untere Erfurt-Formation (Formationsbasis - Basis Sandstein S 2).

Die Untere Erfurt-Formation umfaßt somit den progradierenden Abschnitt der Formation, die Obere Erfurt-Formation umfaßt den Abschnitt mit der größten Verbreitung und den retrogradierenden Abschnitt (Kap. 6.4.5 Sequenzstr.). Die Untergliederung ist an die Verbreitung des Sandsteins S 2 geknüpft, die von der nördlichen über die zentrale Beckenfazies bis in die südliche Beckenfazies (Hauptsandstein) und die östliche Beckenfazies korrelierbar ist. Nördlich des Darß kann die Formation nicht mehr untergliedert werden.

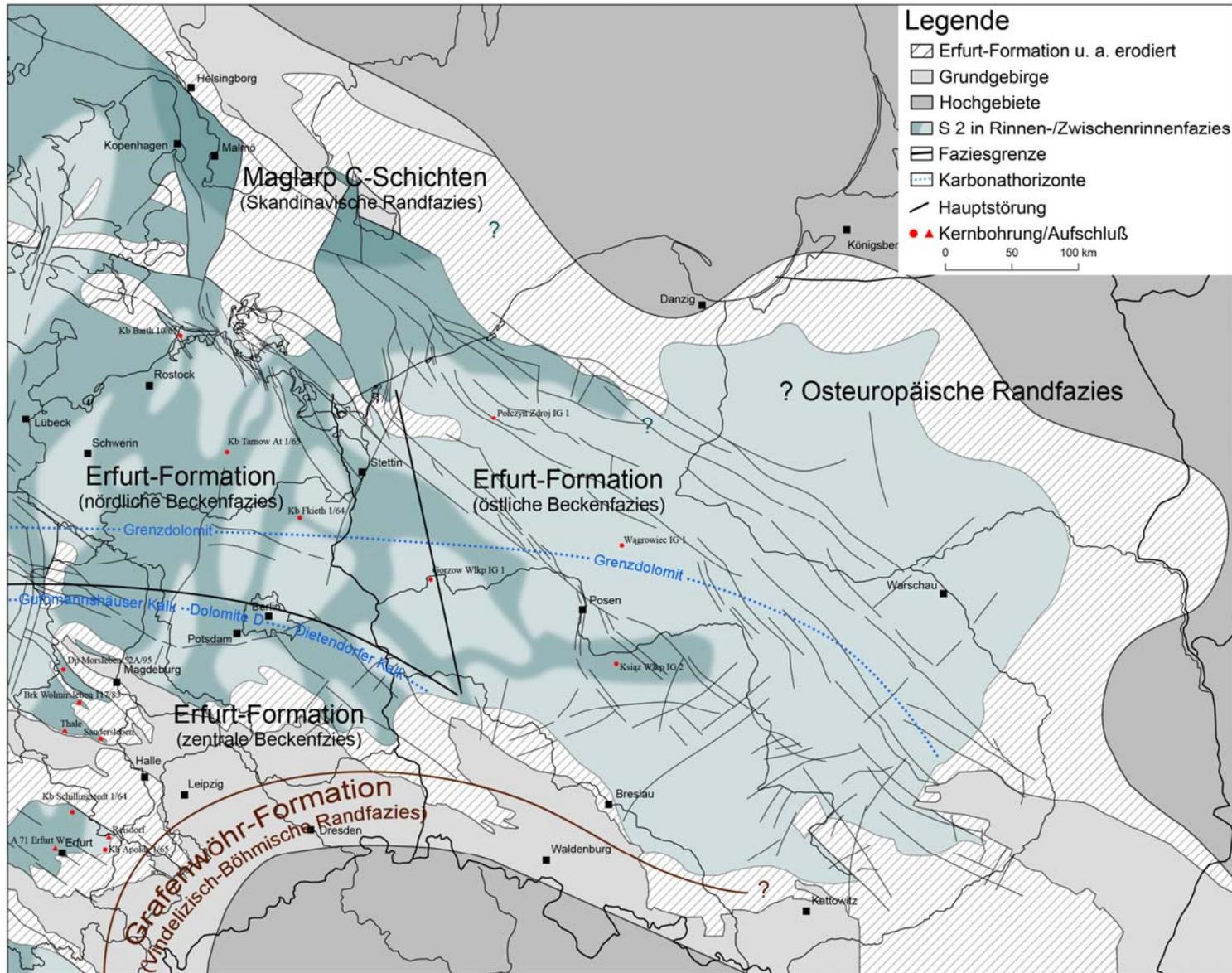


Abb. 5.1.1-1: Erfurt-Formation und randfazielle Äquivalente. Ausbildung des Sandsteins S 2 in Rinnenfazies dunkel hinterlegt und nördliche Verbreitung der Karbonathorizonte (Guthmannshäuser Kalk, Dolomite D, Dietendorfer Kalk, Grenz dolomit). Rinnenfazies des Sandsteins S 2 tlw. nach DSK (2005), IWANOW (1998). Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Alter

Durch Palynomorphe wird die Untergrenze der Erfurt-Formation in Oberfranken (z. B. Bohrung Obernsees) mit der Basis des Langobardium (Ladinium) parallelisiert, die nach BACHMANN & KOZUR (2004) bei ca. 239 Ma liegt (Kap. 4.3.6; z. B. VISSCHER et al. 1993, SCHULZ & HEUNISCH 2005). Auf Grundlage zyκλοstratigraphischer Untersuchungen kann für die Formation eine Zeitdauer von 0,8 Ma in der zentralen Beckenfazies (Thüringer Becken) ermittelt werden (Kap. 6.4.4). Zusammen mit einem maximalen Zeitumfang der Diskordanz D 1 von 0,2 Ma (Kap. 5.5.1), kann die Obergrenze der Formation bei ca. 240 Ma vermutet werden (vgl. BACHMANN & KOZUR 2004). Im Norddeutsch-Polnischen Becken liegt die Untergrenze der Formation tiefer und ist damit älter. Gleiches gilt für die Obergrenze, die höher liegt und dementsprechend jünger ist.

Typusregionen, Typusprofile und Referenzprofile

Das Thüringer Becken ist die Typusregion der zentralen Beckenfazies. Für die nördliche Beckenfazies und die östliche Beckenfazies werden Typusprofile und Referenzprofile definiert.

Mitteldeutschland, zentrale Beckenfazies

Typusregion: Thüringer Becken;

Typusprofil: Wasserriss in der Eggstedter Trift (DSK 2005);

Referenzprofil: Profil an der Autobahn A 71 Erfurt-West, TK 25: 5031 Erfurt West,
R 4426321 H 5653830, Höhe ü. NN: nicht bekannt, siehe Anhang;

NE- Deutschland, nördliche Beckenfazies

Typusregion: NE-Mecklenburg;

Typusprofil: Bohrung Kb Barth 10/65, TK 25 Blatt 1540 Ibenhorst,

R: 4532116 H: 6030888, Höhe ü. NN: unbekannt, Teufe: 882,0-1077,0 m,
siehe Anhang;

Polen, östliche Beckenfazies

Typusregion: NE-Rand der Vorsudetischen Monoklinale (Polen);

Typusprofil: Bohrung Sulechow IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 625,0-723,0 (GAJEWSKA 1978);

Referenzprofil: Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1621,7- 1711,0 siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Erfurt-Formation ist durch abnehmende Mächtigkeiten von NE nach SW gekennzeichnet. Im Gebiet der Ostsee, der Oderbucht und in Hinterpommern ist die Formation bis zu 185 m mächtig (z. B. Bohrungen Kb Barth 10/65, Wollin IG 1, Połczyn Zdrój IG 1). Über die Scholle von Calvörde bzw. die Oscherslebener Mulde mit ca. 65 m (HOPPE 1966) und das Subherzyn mit ca. 55 m (BEUTLER 2005) nehmen die durchschnittlichen Mächtigkeiten bis auf 50 m im Thüringer Becken ab. Geringere Werte sind auf beckeninternen Schwellen zu verzeichnen, z. B. Eichsfeld-Altmark-Schwelle

mit ca. 50 m, und an den Beckenrändern, z. B. Bohrung Oppeln (Oberschlesien) mit ca. 30 m. Höhere Werte sind an Salzstockrandsenken geknüpft und erreichen bis zu 770 m in der Bohrung Krosniewice IG 1.

Leithorizonte

Sandstein S1 und liegende Sandsteine

Der Sandstein S 1 ist ein markanter Leithorizont mit flächenhafter Verbreitung im Untersuchungsgebiet (Abb. 5.1.1-2 Verbreitung S 1). Die Benennung erfolgt durch RICHTER (1936) im thüringischen Anteil des Arbeitsgebietes, wo der Sandstein S 1 zugleich die Basis der Erfurt-Formation bildet (z. B. BEUTLER 1980, DSK 2005). Die Verbreitung des Sandsteins S 1 ist über das nördliche Harzvorland (z. B. BRANDES 1901, 1906, NAUMANN 1925, SCHRÖDER 1927) bis zur Scholle von Calvörde durch Profilvergleiche und Logkorrelationen gesichert (HOPPE 1966). Weiter in nördliche Richtungen wird der Sandstein S1 von rotbraunen Tonsteinen faziell vertreten, in denen sandige Lagen und Bänke auftreten. Durch Logkorrelation ist seine Einstufung in den Standardbohrungen für den Darß (Bohrung Kb Barth 10/65) und die Uckermark (Bohrung Kb Flieth 1/59) möglich (BEUTLER 1976). In den Standardbohrungen des Dänischen Beckens, z. B. Bohrungen Rønde 1 und Mors 1, kann der Sandstein S 1 dagegen nicht mehr eingestuft werden kann. In östliche Richtungen ist der Sandsteins S 1 über SE-Brandenburg (GÖTHEL & GRUNERT 1996) bis in den polnischen Anteil des Arbeitsgebietes belegt (GAJEWSKA 1978-1997).

Der Sandstein S 1 lagert im Thüringer Becken auf Oberem Muschelkalk und wird ab dem Subherzyn in nördliche und östliche Richtungen durch klastische Abfolgen unterlagert, die ebenfalls in die Erfurt-Formation eingestuft werden (diachrone Faziesgrenze). Der Sandstein S 1 kann jedoch entsprechend dem oben beschriebenen Umfang sicher auskartiert werden und ist somit ein überregional ausgebildeter Leithorizont mit einer flächenhaften Verbreitung. In Zusammenhang mit der Diskordanz D 1 an seiner Basis ist seine Verwendung als, bemessen am geologischen Zeitverständnis, isochrone Leitfläche möglich. Lediglich auf der Osteuropäischen Tafel kann der Sandstein S 1 nicht mehr in der Abfolge der Erfurt-Formation identifiziert werden (Abb. 5.1.1-2).

Horizont des Guthmannshäuser Kalk mit Kalkbank α

Nach RICHTER (1936) ist der Guthmannshäuser Kalk ein in ganz Thüringen nachweisbarer Horizont, der aus einer Abfolge von Dolomitbänken mit Tonmergelzwischenlagen besteht. Für die gesicherte Einstufung des Horizontes ist die Kalkbank α von wesentlicher Bedeutung, die im Typusgebiet als Tempestit ausgebildet ist. Der Guthmannshäuser Kalk mit Kalkbank α ist nach Norden bis in das Profil Sandersleben (NAUMANN 1925, BEUTLER 1980) und nach Osten bis nach SE-Brandenburg sicher belegbar (GÖTHEL & GRUNERT 1996). Im Gebiet der Allertalzone ist ein Äquivalent des

Guthmannshäuser Kalk ausgebildet, der dort jedoch keine Kalkbank α führt (BEUTLER & HAUSCHKE 2001). Weiter in nördliche und östliche Richtungen kann der Guthmannshäuser Kalk mit Kalkbank α nicht nachgewiesen werden (Abb. 5.1.1-1).

Sandstein SX

Der Sandstein SX ist ein Horizont, in dem bis zu 3 Sandsteinlagen (SXu, SXm und SXo) auftreten können, die durch Tonsteinzwischenmittel voneinander getrennt werden. Seine Verbreitung ist in dem Gebiet zwischen Thüringen der Altmark und SE-Brandenburg gesichert (z. B. NAUMANN 1925, BEUTLER 1980, GÖTHEL & GRUNERT 1996). Weiter nördlich und östlich ist die gesicherte Einstufung nicht mehr möglich.

„Rotmergelzone“ i. e. S.

Die Schichtenfolge zwischen dem Sandstein SX und den Dolomiten D mit „Nauendorfer Kalk“ ist im Thüringer Becken durch ein bis zwei violettrote Lagen gekennzeichnet, die als „Rotmergelzone“ i. e. S. bezeichnet werden und bei der Kartierung Verwendung finden (z. B. JUNGWIRTH et al. 1996). Auf der Scholle von Calvörde tritt im Hangenden des Sandsteins SX eine „Rotmergelzone“ i. w. S. auf, die jedoch einen größeren stratigraphischen Umfang besitzt (HOPPE 1966). Weiter nördlich weisen die Tonmergelsteine der Erfurt-Formation in NE-Mecklenburg mehrheitlich rote Farben auf. Gleiches gilt in östliche Richtungen, so treten in den Bohrungen Sulechow IG 1 und Gorzow Wlqp. IG 1 einheitlich rote Tonmergelsteine im Unteren Keuper auf. Die Rotmergelzone i. e. S. ist somit der südliche Ausläufer der Rotfazies (nördliche Beckenfazies) und kann somit nicht für überregionale Korrelationen verwendet werden.

Dolomite D mit „Nauendorfer Kalk“

Die Dolomite D sind in ganz Thüringen verbreitet (RICHTER 1936). In der Abfolge aus massigen, bankigen Dolomiten lagert örtlich ein grauer, dichter und splittriger Dolomit der nach RICHTER (1936) als „Nauendorfer Kalk“ bezeichnet wird. Die Dolomite D mit „Nauendorfer Kalk“ sind über das Subherzyn bis in die Allertalzone und bis nach SE-Brandenburg nachweisbar (z. B. NAUMANN 1925, BEUTLER 1980, GÖTHEL & GRUNERT 1996, BEUTLER & HAUSCHKE 2001) und besitzen damit eine ähnliche Verbreitung wie der Horizont des Guthmannshäuser Kalks mit Kalkbank α (Abb. 5.1.1-1).

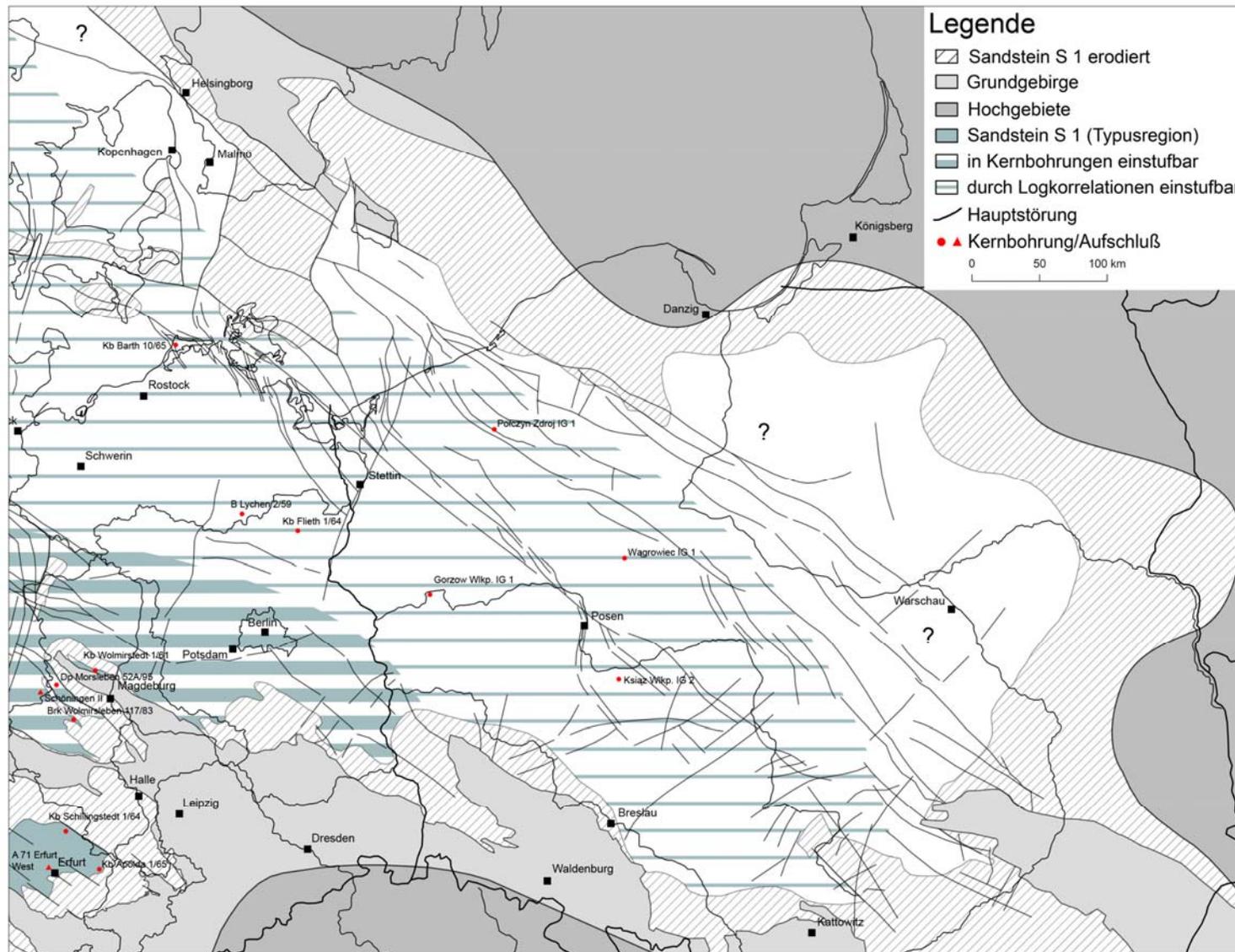


Abb. 5.1.1-2: Verbreitung und Korrelation des Sandsteins S 1. Der Sandstein S 1 leitet sich von Skandinavischen Liefergebieten ab, das Typusgebiet der Formation nach DSK (2005) ist jedoch das Thüringer Becken. Durch die diachrone Untergrenze der Erfurt-Formation treten etwa ab den Subherzyn sandige Abfolgen im Liegenden des Sandstein S 1 auf. Die Einstufung des Sandsteins S 1 und weiterer Sandsteine in Kernbohrungen basiert in diesen Gebieten vor allem auf den Karbonathorizonten (breit liniert). Da diese eine begrenzte Verbreitung besitzen (vgl. Abb. 5.1.1-1) ist im nördlichen und östlichen Untersuchungsgebiet eine Einstufung in den hauptsächlich sandigen Abfolgen nur noch durch Logkorrelationen möglich (schmal liniert). Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Sandstein S 2

Der Sandstein S 2 nach RICHTER (1936) bzw. Hauptlettenkohlsandstein nach STILLE (1909) ist ein flächenhaft verbreiteter Leithorizont, dessen Korrelation durch eine Vielzahl von Autoren gesichert ist (z. B. STILLE 1909, NAUMANN 1925, BENTZ 1931, RICHTER 1936, BEUTLER 1976, 1980, GAJEWSKA 1978, GÖTHEL & GRUNERT 1996). In Thüringen tritt der ca. 12–14 m mächtige Schichtenkomplex des Sandstein S 2 gewöhnlich als zweigeteilte sandige Abfolge (S 2u, S 2o) auf, die durch ein dolomitisches Zwischenmittel (Dolomitbänke S 2`d) getrennt werden. Im Subherzyn ist er im Profil Sandersleben durch NAUMANN (1925) und BEUTLER (1980) und im Profil Thale durch BRANDES (1901, 1906) und SCHRÖDER (1927) nachgewiesen. Die Ausbildung kann lokalen Schwankungen unterliegen. In seiner sandigen Ausbildung (Sandersleben) entsprechen die Mächtigkeiten etwa denen in Thüringen. Weiter nach Norden nehmen die Mächtigkeiten rasch zu. In der Altmark ist der Sandstein S 2 durch die Bohrung Landesvater 1 mit 20–25 m in sandiger Ausbildung belegt (BENTZ 1931). In NE-Mecklenburg weist BEUTLER (1976) den Sandstein S 2 im Standardprofil Darß (Kb Bart 10/65) nach und gibt zwischen 25 und 35 m als Mächtigkeit an. In SE-Brandenburg ist der Sandstein S 2 durch GÖTHEL & GRUNERT (1996) in typisch zweigeteilter sandiger Ausbildung belegt. Durch GAJEWSKA (1978) wird der Sandstein S 2 in den Standardbohrungen für Westpolen (Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1), Nordostpolen (Bohrung Połczyn Zdrój IG 1), Zentralpolen (Bohrung Książ Wlkp. IG 2) und Südpolen (Bohrung Wielun 1 KW) nachgewiesen.

Auf Grundlage von Profilvergleichen und Logkorrelationen erweist sich die Basis des Sandsteins S 2 als überregionale Leitfläche von ähnlichem Umfang wie die Basis des Sandsteins S 1 (Abb. 5-1, Abb. 5-2).

Dolomitbänke S 2`d

Die Dolomitbänke S 2`d lagern zwischen dem Sandstein S 2u und dem Sandstein S 2o. Sie sind jedoch für eine Korrelation in nördliche und östliche Richtungen ungeeignet, da sie bereits in Profilen des Subherzyns fehlen (NAUMANN 1925, BRANDES 1901, 1906, BEUTLER 1980). Die Korrelation der Dolomitbänke S 2`d in südwestliche Richtungen wird unterschiedlich beurteilt. Es besteht sowohl die Möglichkeit der Korrelation mit der Albertibank oder mit der Anthrakonitbank (DSK 2005).

Dolomithorizont mit „Dietendorfer Kalk“

In Thüringen ist der Dolomithorizont mit „Dietendorfer Kalk“ beständig ausgebildet. Nach Norden kann er bis in das Subherzyn (BRANDES 1901, 1906, NAUMANN 1925, BEUTLER 1980), die Allertalzone (BEUTLER & HAUSCHKE 2001) und in die Oscherslebener Mulde (HOPPE 1966, WAGENBRETH 1968) belegt werden. In östliche Richtung ist der Dolomithorizont mit

„Dietendorfer Kalk“ bis nach SE-Brandenburg ausgebildet (GÖTHEL & GRUNERT 1996). In nordostdeutschen und polnischen Bohrungen ist er dagegen nicht nachweisbar (Abb. 5.1.1-1).

Sandstein S 3

In Thüringen tritt der Sandstein S 3 mit bis zu 2 Sandsteinbänken (S 3u, S 3o) auf, die jedoch in wechselnden Niveaus der basalen und höheren Lichten Mergel lagern. Nach Norden treten in Profilen vom Subherzyn bis zum Darß ebenfalls in verschiedenen Niveaus sandige Lagen im Liegenden des Grenzdolomits auf (BRANDES 1901, 1906, NAUMANN 1925, BENTZ 1931, HOPPE 1966, WAGENBRETH 1968, BEUTLER 1980). Nach Osten ist die thüringische Entwicklung etwa bis nach SE-Brandenburg ausgebildet. GÖTHEL & GRUNERT (1996) beschreiben aus der Lausitz einen Sandstein S 3.1 und S 3.2. In Polen tritt, ähnlich wie in Nordostdeutschland, keine diskrete Sandsteinbank bis auf, sondern geringmächtige sandige Lagen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus (z. B. Bohrungen Gorzow Wlkp. IG 1, Połczyn Zdrój IG 1).

„Lichte Mergel“

SCHMID (1874) bezeichnet im Thüringer Becken die Schichtenfolge vom Dolomithorizont mit „Dietendorfer Kalk“ bis zum Grenzdolomit i. e. S. als „Lichte Mergel“. Der Horizont wird typischerweise durch helle Tonmergelsteine charakterisiert und kann ebenfalls bei der Kartierung Verwendung finden. Im Liegenden des Grenzdolomites i. e. S. treten von Thüringen bis in das Subherzyn und bis nach Zentralpolen verbreitet helle Tonmergelsteine auf, die den „Lichten Mergeln“ Thüringens entsprechen.

Grenzdolomitregion bzw. Grenzdolomit i. e. S.

Als Grenzdolomitregion bezeichnen GRUPE (1907) und STILLE (1909) die höheren Lichten Mergel nach SCHMID (1874), in denen zunehmend karbonatische Lagen auftreten. Der höhere Teil der Grenzdolomitregion, in dem z. T. mehrere fossilführende Dolomitbänke auftreten wird als Grenzdolomit i. e. S. oder kurz Grenzdolomit bezeichnet. Der Grenzdolomit wurde im Zuge einer Ingression über die Burgundische Pforte sowie die Schlesisch-Mährische Pforte in den südlichen Teilen des Untersuchungsgebietes abgelagert und ist dementsprechend kartierbar (Abb. 5.1.1-3). Sein hoher Wert als Leithorizont gründet sich neben der typischen lithologischen Ausbildung auf eine marine Fauna mit dem Charakterfossil *Myophoria (Costatoria) goldfussi* v. ALBERTI und seltenen Funden von Cephalopoden. Als Leitfläche ist die Dachfläche des Grenzdolomits von Bedeutung, die stets deutlich ausgebildet und deshalb auch in Bohrungslogs gut erkennbar ist. Die Sohlfläche ist dagegen oftmals unscharf gegen das Liegende (Grenzdolomitregion) ausgebildet und somit nur eingeschränkt als Leitfläche verwendbar.

In Thüringen wird der Grenzdolomit zwischen 1–5 m mächtig und besteht aus bankigen Dolomiten mit *Myophoria (Costatoria) goldfussi* v. ALBERTI mit entsprechender Begleitfauna führen. Diese Ausbildung der Abfolge ist bis in die Profile des Subherzyns bei Sandersleben durch NAUMANN (1925) und Thale durch BRANDES (1901, 1906) sowie SCHRÖDER (1927) belegt. Weiter nördlich in der Allertalzone (Bohrung Dp Morsleben 52A/95, BARNASCH 2008) und auf der Scholle von Calvörde (SCHULZE 1962, HOPPE 1966) liegt eine bankige, dolomitische Ausbildung ohne typische Fauna vor. In der Altmark, in SW-Mecklenburg und an der Struktur Marnitz tritt der Grenzdolomit nicht in typischer Ausbildung auf (WIENHOLZ 1960, KOOTZ & SCHUHMACHER 1967). In der Bohrung Landesvater 1 (Altmark) konnten KOOTZ & SCHUHMACHER (1967) einen 6 m mächtigen Horizont aus Kalksandstein bis Kalkstein bzw. Dolomit als Äquivalent der Grenzdolomitregion nachweisen. In NE-Mecklenburg wird die Grenzdolomitregion durch graue, sandige Lagen mit karbonatischem Bindemittel vertreten. In der Bohrung Kb Barth 10/65 tritt ein 0,6 m mächtiger hellgrauer, feinsandig-mergeliger Horizont auf, der als Äquivalent des Grenzdolomits eingestuft werden. Im Dänischen Becken bzw. in der nördlichen Randfazies treten dagegen lediglich fragliche Äquivalente des Grenzdolomits bzw. der Grenzdolomitregion auf (z. B. Bohrung Rønde 1, Anhang).

Von Thüringen aus in östliche Richtungen ist die bankig, dolomitische Ausbildung des Grenzdolomits mit typischer Fauna durch GÖTHEL & GRUNERT (1993, 1996) in SE-Brandenburg nachgewiesen. Weiter östlich (Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1) liegt der Grenzdolomit als Wechsellagerung hellgrauer Dolomitbänke ohne typische Fauna vor und ist über die Vorsudetische Monoklinale bis in den Raum Posen-Lodsch nachweisbar (z. B. Bohrungen Książ Wlkp. IG 2, Wągrowiec IG 1, Krosniewice IG 1, Wielun 1 KW). In der Bohrung Krosniewice IG 1 tritt *Myophoria (Costatoria) goldfussi* v. ALBERTI als Einzelfund und zugleich östlichster Nachweis auf (GAJEWSKA 1978). Die Grenzdolomitregion ist in Schlesien (Bohrungen Wyżnia Mała, Leschna, Oppeln u. a.) durch Ooide und Ooidlagen gekennzeichnet (GAJEWSKA 1978, ASSMANN 1925, 1929). Aus der Bohrung Leschna wird durch ASSMANN (1929) *Myophoria kefersteini* MÜNSTER sp. mit der Begleitfauna von *Myophoria (Costatoria) goldfussi* v. ALBERTI beschrieben. Ob es sich dabei um *Myophoria kefersteini kefersteini* MÜNSTER oder *Myophoria kefersteini okeni* EICHWALD handelt, ist offen. Im nördlichen Polen ist die Grenzdolomitregion ähnlich entwickelt wie in Mecklenburg bzw. auf den Darß. Auf dem Pommerschen Wall (Bohrungen Połczyn Zdrój IG 1, Wierzchowo 2, Jarkowo geo 1 u. a.) tritt eine feinsandige und tonige bis dolomitische Wechsellagerung auf und kann unter Vorbehalt als Grenzdolomitregion angesprochen werden (GAJEWSKA 1978). Die Ausgliederung eines Grenzdolomits ist in diesen Gebieten nicht mehr möglich. Auf der Osteuropäischen Tafel kann ein Äquivalent des Grenzdolomits lediglich auf dem SW-Rand in der Bohrung Płonsk IG 2 nachgewiesen werden (GAJEWSKA 1978).

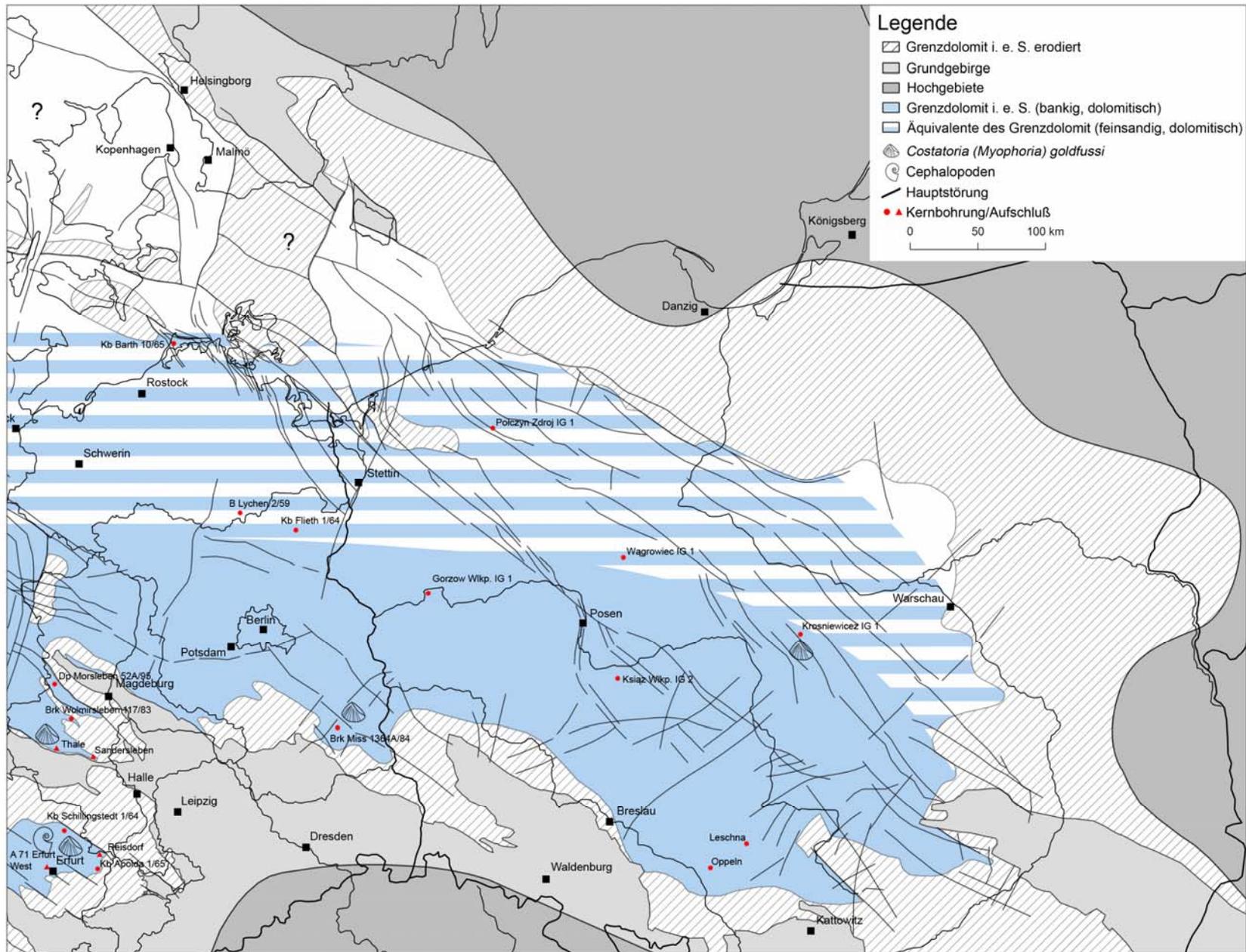


Abb. 5.1.1-3: Nördliche und östliche Verbreitungsgrenze und Fossilführung des Grenz dolomits. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

5.1.2 Grabfeld-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die **Grabfeld-Formation** ist in der Beckenfazies des Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens flächenhaft verbreitet und grenzt entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und Stenlille-19 an die Maglarp C- bis B-Schichten (Abb. 5.1.2). Die Grenzen zur Vindelizisch-Böhmischen Randfazies und zur Osteuropäischen Randfazies sind im Arbeitsgebiet auf Grund der flächenhaften Erosion nicht erhalten.

Die **Untergrenze** der Grabfeld-Formation ist an die Obergrenze der Erfurt-Formation geknüpft und dem entsprechend diachron ausgebildet. Im Verbreitungsgebiet des Grenzdolomits liegt die Untergrenze der Grabfeld-Formation auf dessen Dachfläche. In den nördlichen Teilen des Arbeitsgebietes, z. B. in NE-Mecklenburg, liegt die Untergrenze auf der Dachfläche der höchsten Sandsteinbank von mindesten 0,1 m Mächtigkeit (Kap. 5.1.1, Abb. 5-1, Abb. 5-2).

Die **Obergrenze** der Grabfeld-Formation liegt an der Untergrenze der Stuttgart-Formation sowie an der Diskordanz D 2.1 bzw. lokal an der Diskordanz D 2.2 (Abb. 5.5.2-1).

Lithologie

Die Grabfeld-Formation besteht aus einer pelitischen Schichtenfolge, in der graue bis rotbunte Farben auftreten. In verschiedenem Umfang sind Evaporite ausgebildet, die als Knollengipslagen bis hin zu massiven Gipslagern (z. B. Grundgipsschichten) vorliegen und durch die die Formation einen ausgeprägt zyklischen Aufbau erfährt (Kap. 6.4.2). In Gebieten mit höheren Subsidenzraten führt die Grabfeld-Formation Steinsalzlager, die nach BEUTLER (1995) stratiform ausgebildet sind und aufsteigend mit A-E bezeichnet werden (Abb. 5.1.2). Daneben treten geringmächtige Karbonatbänke auf, die Leitbänke mit überregionaler Verbreitung sind (z. B. Bleiglanzbanke). Für die gesamte Formation sind pedogene Überprägungen unterschiedlicher Intensität charakteristisch.

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Arbeitsgebietes sind der Untere Gipskeuper (Thüringen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg) und die Untere Gipskeuper-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Grabfeld-Formation. In den polnischen bzw. dänischen Anteilen des Arbeitsgebiets wird vorgeschlagen, die Begriffe Untere Gips-Schichten (warstwy gipsowe dolne) nach GAJEWSKA (1978) bzw. Main Keuper Evaporite Member nach BACHMANN et al. (2007) durch Grabfeld-Formation zu ersetzen.

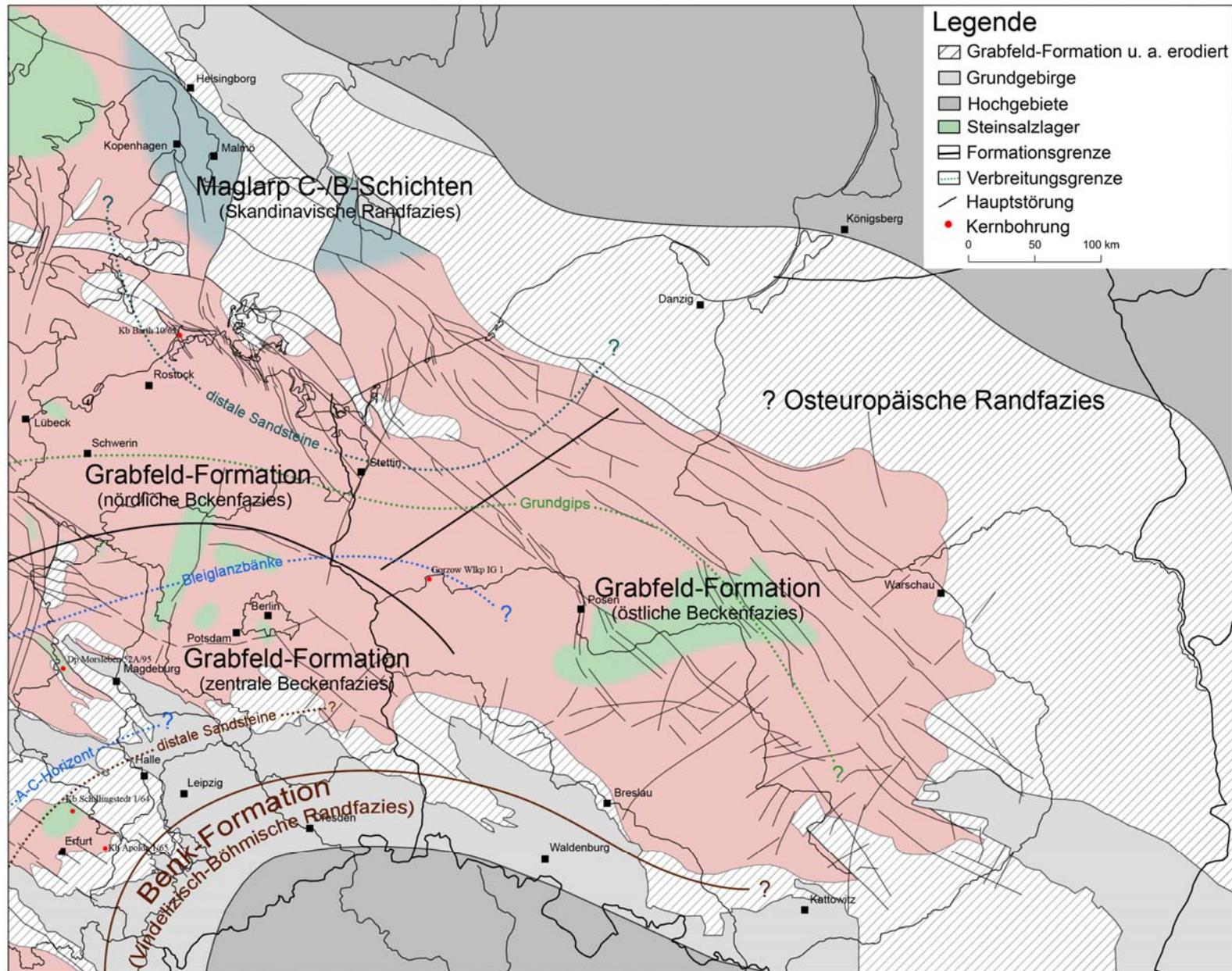


Abb. 5.1.2: Grabfeld-Formation in zentraler, nördlicher und östlicher Beckenfazies und Randfazies mit distalen Sandsteinen, Verbreitung von Steinsalzlager, nördliche Verbreitungsgrenze von Grundgips und Karbonatbänken. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Untergliederung

Die Grabfeld-Formation entzieht sich in großen Teilen des Untersuchungsgebietes einer einheitlichen Untergliederung. Lediglich in den südlichen Teilen (Thüringen, Subherzyn, SE-Brandenburg) ist eine Untergliederung möglich (Abb. 5-1, Abb. 5-2):

- Obere Grabfeld-Formation (Basis A-C-Horizont – Formationsobergrenze)
- Mittlere Grabfeld-Formation (Basis Bleiglanzبانke – Basis A-C-Horizont)
- Untere Grabfeld-Formation (Formationsuntergrenze – Basis Bleiglanzبانke).

Nördlich der Nachweisgrenzen der Bleiglanzبانke und des *Acrodus-Corbula*-Horizonts kann eine Untergliederung der Formation nicht mehr vorgenommen werden (Abb. 5.1.2).

Die formelle Untergliederung der Grabfeld-Formation nach DSK (2005) in 8 Subformationen (Abb. 4.4.1-1) kann dagegen nur in der Altmark angewendet werden (BARNASCH et al. 2005). Bereits in der Allertalzone ist diese Untergliederung nur noch eingeschränkt gültig (BARNASCH 2008). Die Ergebnisse von NITSCH et al. (2005a) können durch diese Bearbeitung nicht bestätigt werden.

Alter

Durch Palynomorphe, Conchostraken und Lamellibranchiaten kann die Untere und Mittlere Grabfeld-Formation in das Langobardium (Ladinium) und die Obere Grabfeld-Formation (Estherienschiefer Frankens) in das Cordevolium (Karnium) gestuft werden (Kap. 4.2, Kap. 4.3, Abb. 4.2; z. B. HAUSCHKE & HEUNISCH 1990, BACHMANN & KOZUR 2004, SCHULZ & HEUNISCH 2005). Auf der Grundlage zyklustratigraphischer Untersuchungen kann die Formationsuntergrenze bei ca. 238 Ma und die Formationsobergrenze bei ca. 236 Ma vermutet werden. Daraus leitet sich ein zeitlicher Umfang von ca. 2 Ma für die Grabfeld-Formation ab.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofile

Die Typusregion der Grabfeld-Formation ist das fränkisch-thüringische Grabfeld, das Typusprofil die Bohrung Bad Colberg (DSK 2005), die im deutschen Anteil des Untersuchungsgebietes Gültigkeit besitzen. Für Polen und Dänemark werden Referenzprofile benannt.

Dänemark

Referenzprofil, steinsalzführende Fazies:

Bohrung Rønde 1 (DGU File Nr. 80.164), 56°18'15'' N – 10°26'07'' E,
Teufe: 3343,5-3605 m siehe Anhang;

Polen

Referenzprofil, Playafazies:

Bohrung Wągrowiec IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1723,0-1843,5 m (GAJEWSKA 1978);

Referenzprofil, steinsalzführende Fazies:

Bohrung Książ Wlkp. IG 2, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1166,8-1308,0 m (GAJEWSKA 1978);

Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der Grabfeld-Formation unterliegen großen Schwankungen, die hauptsächlich in der verschiedenen Ausbildung in Normalfazies und steinsalzführender Fazies begründet liegen. Die Mächtigkeiten der Normalfazies liegen zwischen ca. 150 m und 220 m (z. B. Bohrungen E Schwaan 1/76: 155 m, E Lalendorf 1/75: 213 m). In der steinsalzführenden Fazies wird die Grabfeld-Formation dagegen bis zu 335 m mächtig (Bohrung E Mirow NS 1/74). Höhere Mächtigkeiten von bis zu 775 m treten in Salzstockrandsenken auf (Bohrung Krosniewice IG 1).

Leithorizonte

Grundgips

Die informelle Bezeichnung „Grundgips“ für die basalen Schichtglieder der Grabfeld-Formation begründet sich auf z. T. massive Gipslager, die von Süddeutschland bis nach Franken und der Oberpfalz in örtlich bauwürdiger Qualität vorliegen. Sowohl die Basisfläche als auch die Dachfläche des Grundgipses sind als diachrone Faziesgrenzen ausgebildet. Der Grundgips ist genetisch eng mit dem Grenzdolomit verknüpft. In Süddeutschland (Rottweil, Bad Dürkheim) tritt bereits im Liegenden des Grenzdolomits ein ca. 2 m mächtiges Gipslager auf (MÜNZING 1983). Weiter nach NE liegt die Basisfläche des bis zu 20 m mächtigen Grundgipses häufig auf der Dachfläche des Grenzdolomits, steigt jedoch nach Norden generell in der Schichtenfolge an (DSK 2005). Im Thüringer Becken (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) wird ebenfalls bei deutlicher Sulfatführung ein bis zu 5 m mächtiger Grundgips (γ nach SCHMID 1883) ausgehalten, dessen Mächtigkeit jedoch regional stark schwanken kann (NAUMANN 1907). Der Grundgips lagert dort dem Grenzdolomit z. T. lokal auf, kann aber auch erst 3-4 m in dessen Hangendem ausgebildet sein (z. B. NAUMANN 1907, SCHRÖDER 1938, DOCKTER 1965). Nach N setzt sich dieser Trend unter weiterer Reduktion der Gipsführung bis NE-Mecklenburg fort, wo ca. 10-15 m über der Basis in einem etwa 5 m mächtigen Horizont Gipsknollen auftreten (BEUTLER 1976). In SE-Brandenburg ist ein ca. 1 m mächtiges Äquivalent des Grundgipses ausgebildet, das ca. 5 m über dem Grenzdolomit lagert (GÖTHEL & GRUNERT 1996). Weiter östlich sind in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 in dem entsprechenden Horizont lediglich Anreicherungen von Gipsknollen zu beobachten, während in Zentralpolen (Bohrung Książ Wlkp. IG 2) und Südpolen (Bohrung Wielun 1KW) wiederum massive Gipslager vom maximal 10 m Mächtigkeit vorliegen (Abb. 5.1.2).

Bleiglanzbänke

Der informelle Begriff „Bleiglanzbänke“ bezieht sich auf einen Horizont grauer Tonmergelsteine, in dem bis zu drei dolomitische Bänke auftreten können, die lokal Schillagen mit *Myophoriopsis keuperina* QUENST., *Myophoria kefersteini okeni* EICHWALD und anderen Lamellibranchiaten führen. Neben der charakteristischen Fauna tritt häufig eine typische Vererzung mit dem namensgebenden Bleiglanz aber auch Zinkblende und Kupferkies auf. Nach NITSCH (1996) wird der Horizont formell als „Weinsberg-Horizont“ bezeichnet. Um den historisch gewachsenen Begriff zu erhalten, wird hier weiterhin „Bleiglanzbänke“ verwendet.

Die charakteristische Fauna und Vererzung der Bleiglanzbänke ist von Süddeutschland bis nach Thüringen zu verfolgen (z. B. REICHARDT 1926). Profile des Erfurter Gebiets führen meist eine Bleiglanzbank, z. T. sind in Thüringen jedoch auch mehrere Bänke vorhanden. DOCKTER (1965) beschreibt aus der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 eine Bleiglanzbank. In nördliche Richtungen ist die charakteristische Fauna bis in das Subherzyn durch Bohrungen im Quedlinburger Sattel und am Kleinen Fallstein nachgewiesen (BEUTLER mündl. Mitt.). In den Bohrungen Dp Morsleben 52A/95 (BARNASCH 2008) und Kb Golzow 1/55 ist jeweils 1 Dolomitbank vorhanden, die in der Kb Golzow 1/55 den namensgebenden Bleiglanz führt. In östliche Richtungen ist der Horizont der Bleiglanzbänke bis in das südöstliche Brandenburg belegbar. GÖTHEL & GRUNERT (1996) beschreiben einen 30 cm mächtigen Horizont grauer Tonsteine, in den mehrere 5–10 cm mächtige Dolomitmergelsteinbänke eingelagert sind, die eine Fauna mit *Myophoriopsis keuperina* QUENST. und *Unionites* sp. sowie Bleiglanz aufweisen. Diese Dolomitmergelsteinbänke werden in Westpolen durch eine Bank mit Dolomitknollen und Dolomitlagen in konglomeratischen Tonmergelsteinen faziell vertreten (Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1). Die Bank ist mit Pyrit vererzt, weist jedoch keine Faunenreste auf. Weiter östlich und südlich ist ein Nachweis der Bleiglanzbänke bzw. ihrer Äquivalente nicht möglich (Abb. 5.1.2).

Hauptgips

Der Begriff Hauptgips (yß nach SCHMID 1883) bezieht sich in Thüringen auf ein verbreitetes Gipslager in den Mittleren Gipsmergeln (Mittlere Grabfeld-Formation). Seit NAUMANN (1910) wird noch ein zweites Gipslager, das in den Grauen Steinmergeln (Obere Grabfeld-Formation) der Erfurter Mulde auftritt, mit in den Hauptgips einbezogen. Ähnlich wie der Begriff Grundgips ist auch der Begriff Hauptgips eine informelle Bezeichnung. Durch BEUTLER (1980) wird der Begriff Hauptgips auf das Norddeutsche Becken übertragen und bezieht sich heute auf die Schichten im Hangenden der Bleiglanzbank, die in Norddeutschland, Hessen und Thüringen generell durch lagenweise Gipsanreicherungen gekennzeichnet sind. GÖTHEL & GRUNERT (1996) beschreiben aus den Oberen Gipsmergeln SE-Brandenburgs (Obere Grabfeld-Formation) bis zu 8 m mächtige Gipsbänke, die dem

Gipslager der Grauen Steinmergel Thüringens entsprechen dürften. Bereits in Westpolen tritt jedoch die Gipsführung aus der gesamten Abfolge weitestgehend zurück, so dass sich die Verwendung des Begriffes Hauptgips in diesem Teil des Untersuchungsgebietes erübrigt.

Acrodus-Corbula-Horizont bzw. Engelhofen-Platte

Der Begriff „Acrodus-Corbula-Horizont“ (A-C-Horizont) nach BRUNNER (1988), umfaßt die Corbula-Bank und die ca. 1-2 m in ihrem Hangenden ausgebildete Acrodus-Bank (THÜRACH 1888, 1889). Beide Bänke sind hauptsächlich als Dolomitbänke ausgebildet, besitzen jedoch lokal durchaus schwankende Lithologien (DSK 2005). Der Acrodus-Corbula-Horizont ist eine wesentliche Stütze der Lithostratigraphie der Grabfeld-Formation in Süddeutschland. Von beiden Bänken weist die Corbula-Bank die größere Verbreitung auf und wird in beckenrandlichen Gebieten auch als „Engelhofen-Platte“ bezeichnet (QUENSTEDT 1880). SCHRÖDER (1938) und andere suchen vergeblich nach Äquivalenten des Acrodus-Corbula-Horizonts in Thüringen. Erst durch die Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 sind zwei Dolomitlagen nachweisbar, die als Äquivalente des Acrodus-Corbula-Horizonts gelten (DOCKTER 1965). Im Untersuchungsgebiet bleibt die Verbreitung des A-C-Horizonts jedoch auf das Thüringer Becken beschränkt (Abb. 5.1.2).

Steinsalzlager

Im Norddeutsch-Polnischen Becken weist die Grabfeld-Formation Steinsalzlager mit z. T. sehr großen Mächtigkeiten auf. Diese Steinsalzlager treten stratiform auf, auch wenn sie in verschiedenen Teilbecken ausgebildet sind und keine direkte Verbindung miteinander besitzen. Nach BEUTLER (1995) werden sie vom Liegenden zum Hangenden mit A–E benannt und sind für die überregionale Korrelation geeignet (DSK 2005).

Im Untersuchungsgebiet treten in der Oberen Grabfeld-Formation die Steinsalzlager C, D und E z. B. im Zentrum der Thüringer Mulde, in der Westbrandenburg Senke, im Polnischen Trog, im Dänischen Becken und in Spezialstrukturen auf (Abb. 4.1.2). Das thüringische Vorkommen ist durch die Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 belegt, in der etwa 30 m mächtiges, tonig verunreinigtes Steinsalz auftritt, das mit dem Steinsalzlager C nach BEUTLER (1995) parallelisiert werden kann (Anhang). In der Westbrandenburg Senke sind durch die Bohrungen E Mirow NS 1/74, E Rhinow 3/59, 4/60, 5/71 und E Kotzen 4/74 die Äquivalente der Steinsalzlager C, D und E mit einer summarischen Mächtigkeit von bis zu 90 m Steinsalz erbohrt (Anhang). Im Dänischen Becken weisen die Bohrungen Rønde-1 (Anhang) und Mors-1 die Steinsalzlager C-E nach. Das Steinsalzlager C im zentralen Polnischen Trog wird durch die Bohrungen Środa IG 2, IG 3, Krosniewice IG 1 u. a. belegt. Die Strukturen Gorlosen, Bonese, Ketzin u. a. führen dagegen in Salzstockrandsenken Steinsalzlager von begrenzter Ausdehnung.

5.1.3 Stuttgart-Formation

Definition

Die **Stuttgart-Formation** (DSK 2005) bezieht sich auf die beckenfazielle Ausbildung klastischer Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten, die flächenhaft im Zentraleuropäischen Becken und Dänischen Becken verbreitet sind. Die Stuttgart-Formation grenzt entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und Stenlille-19 an die Maglarp B-Schichten (Abb. 5.1.3), welche grundlegende lithologische Unterschiede aufweisen (Kap. 5.3.1). Die Grenzen zur Vindelizisch-Böhmischen Randfazies und zur Osteuropäischen Randfazies sind im Arbeitsgebiet auf Grund der flächenhaften Erosion nicht erhalten geblieben.

Die **Untergrenze** der Stuttgart-Formation wird durch einen markanten lithologischen Wechsel und die Diskordanz D 2.1 markiert. Lokal ist die Diskordanz D 2.2 die Basis der Formation (Abb. 5.5.2-1).

Die **Obergrenze** der Stuttgart-Formation liegt im Verbreitungsgebiet des Hauptsteinmergels an dessen Sohlfläche (Abb. 5.1.4-2). In den anderen Gebieten verläuft der Übergang zur hangenden Weser-Formation graduell.

Lithologie

Die Stuttgart-Formation wird von Skandinavischen Liefergebieten abgeleitet (z. B. PAUL et al. 2008) und ähnelt in ihrem Verteilungsmuster den Sandsteinen der Erfurt-Formation. Bedingt durch den fluviatilen Transport kann beckenweit die charakteristische Ausbildung sandreicher Rinnensedimente („Flutfazies“) und tonig-siltiger Überflutungssedimente („Normalfazies“) unterschieden werden (Abb. 5.1.3; THÜRACH 1888/89, WURSTER 1964, GAJEWSKA 1973, BEUTLER & HÄUSSER 1982). Die typisch unreifen fein- bis mittelkörnigen Sandsteine der Rinnen enthalten Feldspäte, Gesteinsbruchstücke und sind grau bis ockergrau und in den höheren Abschnitten rötlich gefärbt bzw. gefleckt. Häufig sind an der Basis intraformationelle Gerölllagen und Brekzien ausgebildet. Die Ablagerungen der Überflutungsebene sind dagegen vorwiegend aus grauen und rotbunten Tonsteinen bis Tonmergelsteinen aufgebaut, in denen sandige Lagen nur untergeordnet auftreten. Lokal können Wurzelhorizonte und dünne kohlige Lagen ausgebildet sein. Im unteren Abschnitt der Formation tritt gebietsweise eine geringmächtige tonig-feinsandige Abfolge auf, die von THÜRACH (1888/1889) als „Übergangsschichten“ bezeichnet wird und die im Bereich der Rinnen oftmals erodiert wurde.

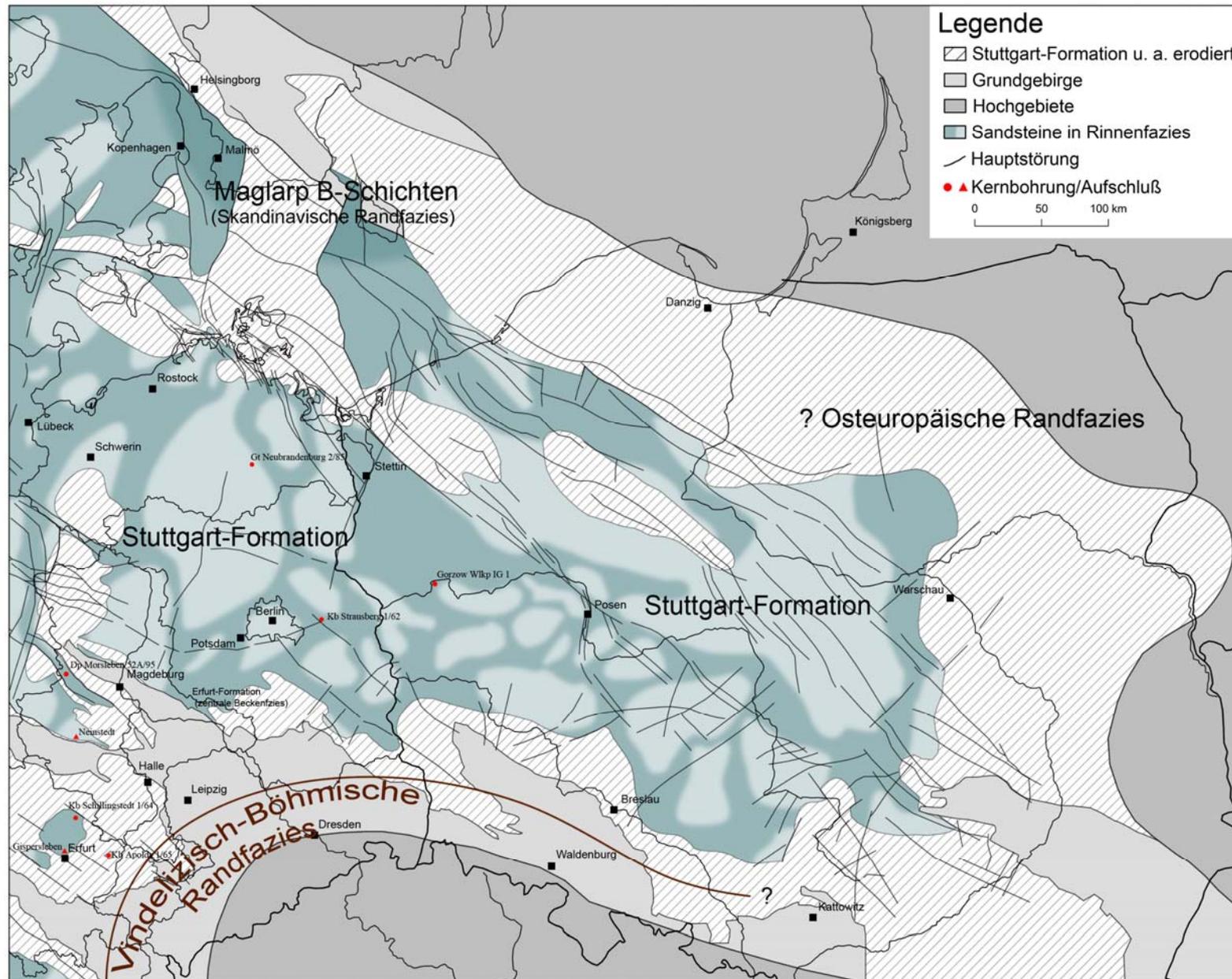


Abb. 5.1.3: Stuttgart-Formation und randfazielle Äquivalente, Verbreitung der Rinnenfazies (dunkel hinterlegt) tlw. nach DSK (2005), IWANOW (1998). Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Arbeitsgebietes sind der Schilfsandstein (Thüringen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg) und die Schilfsandstein-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Grabfeld-Formation. In den polnischen und dänischen Anteilen des Arbeitsgebiets können die Begriffe piaskowiec trzciny (Schilfsandstein) nach GAJEWSKA (1978) und Middle Keuper Claystone Member nach BACHMANN et al. (2007) ersetzt werden.

Untergliederung

Die Stuttgart-Formation wird untergliedert in:

- Obere Stuttgart-Formation (Abschnitt D 2.3 bis Formationsobergrenze)
- Mittlere Stuttgart-Formation (Abschnitt D 2.2 bis D 2.3)
- Untere Stuttgart-Formation (Abschnitt D 2.1 bis D 2.2, Übergangsschichten).

In der Rinnenfazies kann die Mittlere Stuttgart-Formation der Grabfeld-Formation bzw. die Obere Stuttgart-Formation der Mittleren Stuttgart-Formation erosiv auflagern (Abb. 5.5.2-1). Die Untergliederung kann flächenhaft in den deutschen und polnischen Anteilen des Untersuchungsgebietes an den Profilen der Rinnenfazies angewendet werden. Lediglich im Dänischen Becken ist diese Untergliederung nicht zweifelsfrei anwendbar.

Alter

Die Stuttgart-Formation kann durch Palynomorphe, Conchostraken, Ostracoden und Gastropoden in das Julium (Karnium) gestuft werden (z. B. KANNEGIEBER & KOZUR 1970, BACHMANN & KOZUR 2008). Die Einstufung der basalen Unteren Stuttgart-Formation in das Untere Julium (Karnium) erfolgt auf der Grundlage von *Anyuanestheria fimbriata* aus der Unteren Stuttgart-Formation der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 (Abb. 4.2, Tafel II, Tafel III). Im gleichen Abschnitt der Bohrung tritt weiterhin *Simeonella alpina* BUNZA & KOZUR auf und stützt damit diese Einstufung (KOZUR 1970). Insgesamt ergibt sich eine Zeitdauer für die Formation von etwa 3 Ma.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofil

Die in DSK (2005) benannte Typusregion Baden-Württemberg mit dem Typusprofil Stuttgart wird um eine Typusregion in Mitteldeutschland ergänzt, in der die Formation in Rinnenfazies ausgebildet ist. Auf Grund der äquivalenten Entwicklung in Polen und Dänemark sind keine weiteren Typusregionen notwendig. Für die Stuttgart-Formation in Überflutungsfazies kann vorläufig noch kein Referenzprofil in Mitteldeutschland benannt werden.

Mitteldeutschland, fluviatile Rinnenfazies

Typusregion: Thüringer Becken;

Typusprofil: Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, TK 25 Blatt 4733 Oberheldrungen,

R: 4445310 H: 5679225, Höhe ü. NN: 167 m, Teufe: 219,8-270,2 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten unterliegen generellen Schwankungen von N nach S. In NE-Deutschland und Polen ist die Stuttgart-Formation zwischen 60 m (z. B. Bohrung Gt Neubrandenburg 2/85) und 100 m mächtig (z. B. Bohrungen Połczyn Zdrój IG 1, E Mirow NS 1/72). In Richtung auf das Thüringer Becken nehmen die Mächtigkeiten auf durchschnittlich 50 m ab (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, Aufschluß am Kübelberg/Arnstadt, SCHUBERT 2003). Dabei treten prinzipiell kaum Mächtigkeitsunterschiede zwischen der Rinnenfazies und der Überflutungsfazies auf. Im Gebiet von Salzstockrandsenken steigen die Mächtigkeiten lokal auf 135 m an (z. B. Bohrung Krosniewice IG 1).

Leithorizonte

Untere Stuttgart-Formation (Übergangsschichten)

Nach THÜRACH (1888) wird die tonig bis feinsandige Schichtenfolge im Liegenden des sandigen Schilfsandsteins als „Übergangsschichten“ bezeichnet und in den Schilfsandstein gestuft. Im Rahmen dieser Untersuchungen erfolgt der flächenhafte Nachweis im Thüringer Becken, in Brandenburg, in Vorpommern und Westpolen und die Benennung in Untere Stuttgart-Formation. Die Untere Stuttgart-Formation läßt sich allerdings nur in Kernmaterial zweifelsfrei belegen, da das Bild der Bohrlochmeßkurven starke Ähnlichkeiten zur obersten Grabfeld-Formation aufweist.

Die Untere Stuttgart-Formation wird im Thüringer Becken durch die Bohrungen Kb Schillingstedt 1/64 und Kb Apolda 1/65 sowie Erkundungsbohrungen aus dem Umfeld der Tongrube Gispersleben (z. B. B10NT/1) belegt. In der Kb Schillingstedt 1/64 tritt eine 9,7 m mächtige feinlaminierte, tonig-siltige Wechsellagerung mit dünnen Kohlelagen auf, die reichlich Pflanzenreste, Feinglimmer, Lamellibranchiaten (wahrscheinlich *Anoplophora* sp., *Unio* sp.), Conchostraken (*Anyuanestheria fimbriata*, *Palaeolimnadia* sp. (Tafel II, Tafel III, Tafel IV) und Ostracoden führt. Ähnliche Lithologien weist die Untere Stuttgart-Formation der Erkundungsbohrung B10NT/1 auf, während die Kb Apolda 1/65 eine etwa 3 m mächtige tonige Abfolge mit Karbonatbänken führt. In Brandenburg haben Kartierungsbohrungen des Projektes CO₂SINK aus dem Raum Ketzin eine 3-4 m mächtige tonig-siltige Wechsellagerung mit dolomitischen Lagen durchteuft (BEUTLER mündl. Mitt.). Die Bohrung Gt Neubrandenburg 2/85 führt eine 10 m mächtige tonige Wechselfolge, in der massige, fossilführende Dolomitbänke (wahrscheinlich *Modiola* sp., *Omphaloptychia* sp.) lagern (BEUTLER mündl. Mitt.). Darüber hinaus tritt in NE-Deutschland eine monospezifische, individuenreiche Ostracodenfauna (*Simeonella brotzenorum* BUNZA & KOZUR, *Karnocythere germanica* WIENHOLZ & KOZUR, *Limnocythere triassica* KOZUR u. a.) auf, die auf brachyhalin-marine

bis brackische Verhältnisse schließen läßt (KANNEGIESER & KOZUR 1970, WIENHOLZ & KOZUR 1970, KOZUR & MOSTLER 1972). In Westpolen wird die Untere Stuttgart-Formation in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 durch eine 0,7 m mächtige tonige, siltige-sandige Abfolge mit hohem Anteil an Pflanzenhäckseln belegt.

Mittlere und Obere Stuttgart-Formation

Der fazielle Charakter der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation mit Rinnenfazies und Überflutungs- bzw. Normalfazies wurde von verschiedenen Autoren beschrieben und flächenhaft kartiert (z. B. THÜRACH 1888, WURSTER 1964, GAJEWSKA 1973, BEUTLER & HÄUSSER 1982). Der eigentliche Schüttungskörper der Stuttgart-Formation, d. h. ohne die Übergangsschichten, ist in sämtlichen Übertageaufschlüssen und Tiefbohrungen vorhanden und kann als Leithorizont verwendet werden, der auch in Logs einwandfrei zu identifizieren ist. Die Basis zum Liegenden ist in den Gebieten der Rinnenfazies scharf ausgebildet, aber auch in den Gebieten mit Überflutungs- bzw. Normalfazies kann die eindeutige Abgrenzung vorgenommen werden. Die Abgrenzung zum Hangenden ist durch den Hauptsteinmergel bzw. seine Äquivalente möglich. Ein weiterer Anhaltspunkt ist die Gipsführung der hangenden Weser-Formation mit dem Berggips.

Die weitere Untergliederung der Stuttgart-Formation in einen unteren Schüttungskomplex (Mittlere Stuttgart-Formation) und einen oberen Schüttungskomplex (Obere Stuttgart-Formation) ist vor allem in der Rinnenfazies möglich (Abb. 5.5.2-1). SCHUBERT (2003) gliedert ein Profil aus dem Raum Arnstadt in zwei Kleinzyklen-Bündel. In den zentralen Bereichen der Fließrinnen können die beiden Schüttungskomplexe amalgamiert vorliegen (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1).

In ihrer Profilabfolge ist die Stuttgart-Formation durch einen Farbwechsel von grauen zu roten Farben gekennzeichnet. Dieser Farbwechsel ist auf sekundäre Oxidation zurückzuführen und nicht horizontbeständig. Er kann sowohl in der Mittleren Stuttgart-Formation (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) als auch erst in der Oberen Stuttgart-Formation auftreten (z. B. Bohrung Kb Strausberg 1/62).

5.1.4 Weser-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die **Weser-Formation** (DSK 2005) ist eine Formation der Beckenfazies, die eine flächenhafte Verbreitung im Zentraleuropäischen Becken und Dänischen Becken aufweist und entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und der NE-Spitze Seelands in die Maglarp B-Schichten übergeht (Abb. 5.1.4-1). Eine Rekonstruktion der Grenze zur östlichen Randfazies ist auf Grund der flächenhaften Erosion auf der Osteuropäischen Tafel nicht möglich. Die Grenze zur südlichen

Randfazies (Hassberge-Formation) berührt das Untersuchungsgebiet im Südwesten (Thüringisches Grabfeld).

Die **Untergrenze** der Weser-Formation liegt an der Basis des Hauptsteinmergels. Nördlich und östlich des Verbreitungsgebietes des Hauptsteinmergels und seiner Äquivalente ist der Übergang von der Stuttgart-Formation, unter Aussetzen der sandigen Schüttungen und Einsetzen der Gipsführung, graduell und damit diachron (Abb. 5.1.4-2).

Die **Obergrenze** der Weser-Formation liegt auf der Dachfläche des Heldburggipses bzw. an der Diskordanz D 4 (Abb. 5.1.4-3, Abb. 5.5.3-2).

Lithologie

Die Weser-Formation weist deutlich Analogien zur Grabfeld-Formation auf und besteht vorwiegend grau bis rotbunt gefärbten Peliten, die verschieden stark pedogen überprägt wurden. In der Formation treten Evaporite (z. B. Berggips, Heldburg-Gipsmergel) und Karbonate (z. B. Lehrbergbänke) auf, die als überregional ausgebildete Leithorizonte für die Lithostratigraphie von Bedeutung sind. In Gebieten mit höheren Subsidenzraten führt die Weser-Formation die Steinsalzlager F-H (BEUTLER 1995). Die Weser-Formation schließt mit den tlw. über 100 m mächtigen Heldburg-Gipsmergeln ab.

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Arbeitsgebietes sind der Oberer Gispkeuper (Thüringen, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg) und die Obere Gipskeuper-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Grabfeld-Formation. In den polnischen und dänischen Anteilen des Arbeitsgebiets können die Begriffe warstwy gipsowe dolne (Untere Gips-Schichten) nach GAJEWSKA (1978) und Red Keuper Evaporite Member nach BACHMANN et al. (2007) durch Weser-Formation ersetzt werden.

Untergliederung

Die Weser-Formation wird untergliedert in:

- Obere Weser-Formation (Basis Lehrbergschichten – Formationsobergrenze)
- Untere Weser-Formation (Formationsuntergrenze – Basis Lehrbergschichten)

Außerhalb der Verbreitung der Lehrbergschichten ist eine Untergliederung der Formation nicht möglich (Abb. 5.1.4-1).

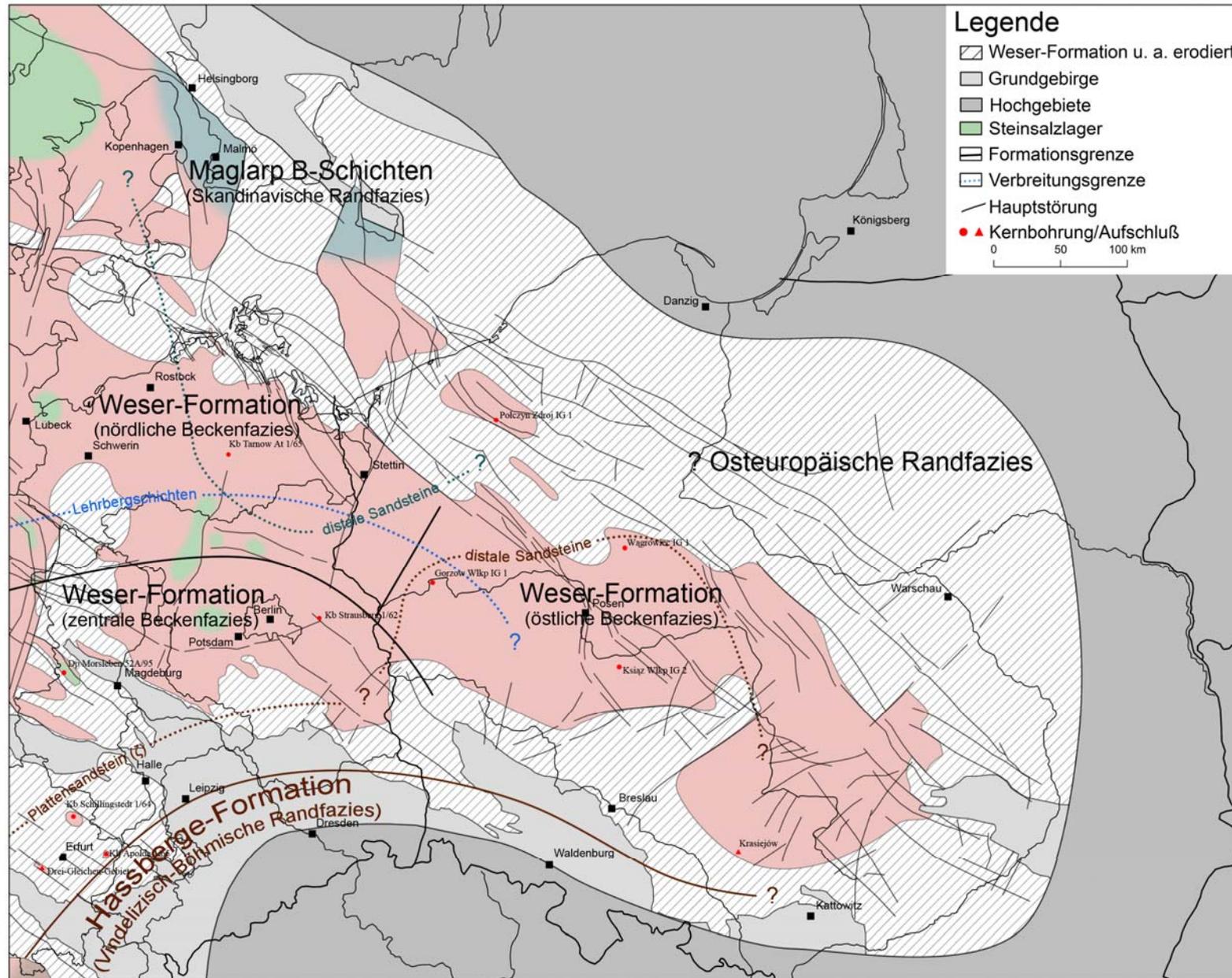


Abb. 5.1.4-1: Weser-Formation in zentraler, nördlicher und östlicher Beckenfazies und Randfazies mit distalen Sandsteinen. Nördliche Verbreitungsgrenze der Lehrbergschichten sowie Steinsalzlager. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Alter/Fossilführung

Die Weser-Formation kann durch Palynomorphe, Conchostraken und Tetrapoden mit dem tieferen bis höchstem Tuvalium (Karnium) parallelisiert werden (Abb. 4.2). Die Lehrbergsschichten werden auf der Grundlage von Conchostraken (KOZUR & WEEMS 2007) und Tetrapoden (SEEGIS 1997, 2005) in das mittlere Tuvalium (Karnium) gestuft. In den Lehrbergsschichten der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 tritt darüber hinaus die leitende Gastropodenart *Promathildia theodorii* auf (KOZUR 1970). Palynomorphe und Conchostraken aus der Oberen Weser-Formation Thüringens und Polens (Heldburggips und Äquivalente) sowie den Oberen Bunten Mergeln (Mainhad-Formation nach DSK 2005) werden durch FIJALKOWSKY-MADER (1999), SCHULZ & HEUNISCH (2005), HEUNISCH (2005) bzw. (KOZUR, mündl. Mitt.) in das höchste Tuvalium (Karnium) gestuft. Die Zeitdauer der Formation entspricht somit etwa der des Tuvalium mit ca. 6 Ma.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofile

Die Typusregion nach DSK (2005) ist das Weserbergland, das Typusprofil der Aufschluß Forstweg am Birkenberg bei Polle (Weser). Für die östliche Beckenfazies (gipsarm, feinsandig überprägt) wird eine Typusregion mit Typusprofil und zusätzlich Referenzprofile für die steinsalzführende Fazies benannt.

Polen, östliche Beckenfazies:

Typusregion: NE-Rand der Vorsudetischen Monoklinale;

Typusprofil: Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1360,5-1507,5 m, siehe Anhang;

NE-Deutschland

Referenzprofil für die steinsalzführende Fazies:

Bohrung E Mirow NS 1/74, TK 25 Blatt 2742 Mirow, R: 4547522 H: 5899959,
Höhe ü. NN: 74,4 m, Teufe: 2413,0-2571,0 m, siehe Anhang;

Dänemark

Referenzprofil für die steinsalzführende Fazies:

Bohrung Rønde 1 (DGU File Nr. 80.164), 56°18'15'' N – 10°26'07'' E,
Teufe: 2950,0-3252,0 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der Weser-Formation ohne Steinsalz schwanken in NE-Deutschland zwischen knapp 70 m (z. B. Bohrung E Marnitz 6/60) und 110 m (z. B. Bohrung Gt Neubrandenburg 2/85). In Richtung auf den Polnischen Trog steigen die Mächtigkeiten auf bis zu 190 m (z. B. Bohrung Książ Wlkp. IG 2). Gleiches gilt für das Thüringer Becken mit knapp 130 m (z. B. Bohrung Kb Seebergen 1/64) bis ca. 155 m (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, Anhang). Profile mit Steinsalz werden knapp 300 m mächtig (z. B. Bohrung Rønde 1, Anhang). Höhere Mächtigkeiten von bis zu

350 m treten in Salzstockrandsenken und im Bereich von Störungszonen auf (z. B. Bohrung Krosniewice IG 1).

Leithorizonte

Hauptsteinmergel

Der Hauptsteinmergel ist ein mariner Ingressionshorizont, der eine flächenhafte Verbreitung in Süddeutschland aufweist und bis in die südwestlichen und westlichen Teile des Untersuchungsgebietes auftritt (Abb. 5.1.4-2). Da die Ingression auf einen flachen, eingeebneten Ablagerungsraum mit reduzierten Sedimentationsraten übergriff, ist die Sohlfläche zumeist scharf und kann als isochrone Leitfläche aufgefasst werden.

Der Begriff „Hauptsteinmergel“ wurde von BENECKE (1877) für den mehrere Meter mächtigen „Dolomie de Beaumont“ Elsass-Lothringens geprägt. Es existieren jedoch weitere Lokalbezeichnungen wie z. B. „Gansingen-Dolomit“. LUTZ & ETZOLD (2003) deuten Dolomie de Beaumont, Hauptsteinmergel und Gansingen Dolomit als ein Ingressionshorizont mit Bereichen unterschiedlicher Fazies. Die Korrelation in das Thüringer Becken ist über Franken und die Oberpfalz möglich. Die Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 belegt, dass die dolomitische Entwicklung durch dolomitische Tonmergel- und Siltsteine ersetzt wird. In nordöstliche Richtungen können diese Äquivalente bis in die Bohrung Gt Neubrandenburg 2/85 mit einer Mächtigkeit von etwa 4 m belegt werden (BEUTLER, mündl. Mitt.). Weiter in nördliche Richtungen treten keine Äquivalente auf. In östliche Richtungen ist der Hauptsteinmergel bis nach Ostbrandenburg nachweisbar. Die Kartierungsbohrungen des Projektes CO₂SINK (Ketzin) führen einen ca. 1 m mächtigen Horizont mit bis zu 0,2 m mächtigen plattigen Dolomiten (BEUTLER mündl. Mitt.). In der Bohrung Kb Strausberg 1/62 tritt ein ca. 0,5 m mächtiger hellgrauen Dolomitmergelstein auf. Weiter in östliche Richtungen (z. B. Bohrung Gorzow Wlqp. IG 1) ist ein Nachweis des Hauptsteinmergels bzw. seiner Äquivalente nicht mehr möglich.

Im Nordwestdeutschen Becken wird der Hauptsteinmergel mit der „Kühl'schen Brekzie“ korreliert (BEUTLER et al. 1999), an deren Basis im Weserbergland die Stuttgart-Formation gegen die Weser-Formation abgegrenzt wird (DUCHROW 1968, 1984). Durch die Bohrung Dp Morsleben 52A/95 kann dieser Leithorizont in die westlichen Teile des Arbeitsgebietes korreliert werden (BARNASCH 2008).

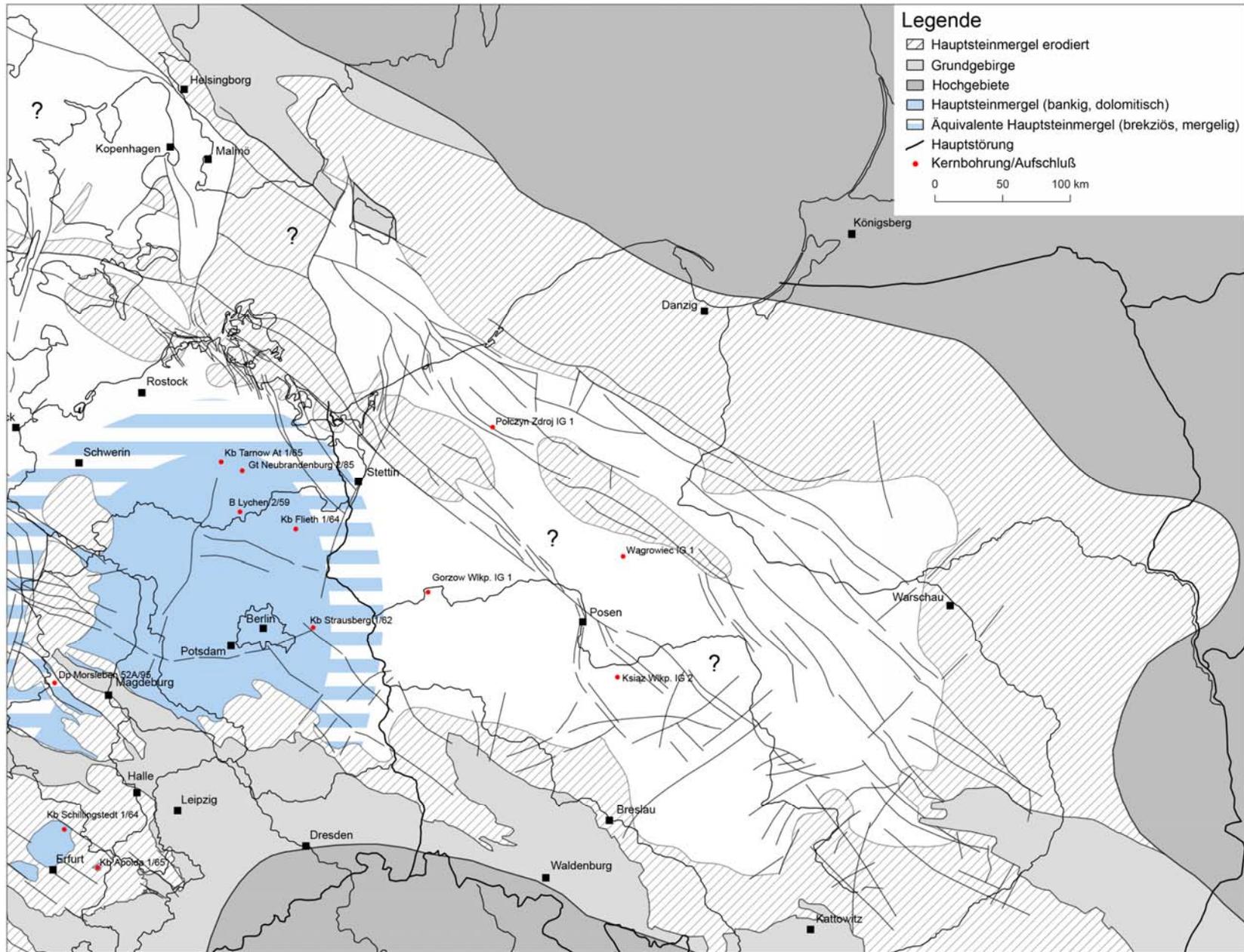


Abb. 5.1.4-2: Verbreitung des Hauptsteinmergels im Untersuchungsgebiet. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Rote Wand

Die so genannte „Rote Wand“ wird nach der Gesteinsfärbung abgegrenzt und umfaßt die unteren und höheren Teile der Weser-Formation in typisch ziegelroter Farbe (FRAAS 1865, LANG 1909). Die Abgrenzung zum Liegenden erfolgt durch den Hauptsteinmergel bzw. seine Äquivalente. Fehlt dagegen der Hauptsteinmergel, so ist die Abgrenzung oft nicht eindeutig, da die höheren Partien der Stuttgart-Formation ähnliche Farben haben. Zusätzlich führt die Rote Wand z. T. signifikante Silt-Feinsandgehalte (z. B. Kb Strausberg 1/62) die eine Abgrenzung zur Stuttgart-Formation erschweren können. Die Abgrenzung zum Hangenden ist im Arbeitsgebiet nicht einheitlich durchführbar, da rote Tonmergelsteine in unterschiedlichem Umfang am Aufbau der Weser-Formation beteiligt sind. In Süddeutschland, Thüringen und Nordost-Deutschland umfaßt die Rote Wand die Schichtenfolge von der Basis der Weser-Formation bis an die Basis der Lehrbergsschichten. Im Weserbergland und Sachsen-Anhalt (Scholle von Calvörde) umfaßt die Rote Wand auch noch mittlere und obere Teile der Weser-Formation, in Nordwest-Deutschland, West- und Zentralpolen dagegen die komplette Weser-Formation.

Berggipsschichten

QUENSTEDT (1864) bezeichnet ein massives Gipslager im Raum Tübingen als „Berggips“, das nach heutiger Sicht jedoch dem Hauptsteinmergel in der Fazies des „Beaumont-Sulfats“ nach LUTZ & ETZOLD (2003) entsprechen dürfte. SCHMID (1883) bezeichnet zwei Gipslager aus den unteren Schichten der Weser-Formation des Raumes Erfurt als Berggipse $\gamma\gamma$ und $\gamma\delta$. Die direkte Parallelisierung mit dem Berggips nach QUENSTEDT (1864) ist nach heutigem Kenntnisstand nicht möglich, da im Liegenden der Berggipse $\gamma\gamma$ und $\gamma\delta$ ein Äquivalent des Hauptsteinmergels auftritt. Somit bezieht sich der Begriff Berggips auf Gipslager in regional unterschiedlichen stratigraphischen Positionen. Faßt man den Begriff Berggips jedoch etwas weiter und bezieht ihn auf die unteren, gipsreicheren Schichten der Weser-Formation, so ist eine Verwendung des Begriffes „Berggipsschichten“ für die stratigraphische Orientierung bei der Bearbeitung von Aufschlüssen und Bohrkernen durchaus möglich. Die Anreicherung der basalen Weser-Formation mit Gipsknollen und Gipsknollenlagen ist über das Thüringer Becken bis nach NE-Mecklenburg und bis nach SE-Brandenburg nachvollziehbar (BEUTLER 1976, GÖTHEL & GRUNERT 1996). In West- und Zentralpolen sind dagegen keine Äquivalente der Berggipsschichten entwickelt.

Lehrbergsschichten

Der Begriff „Lehrbergsschichten“ nach THÜRACH (1888) bezieht sich auf einen Horizont in dem bis zu 3 karbonatische Lehrbergbänke lagern, die eine typische Fauna mit dem Charakterfossil „*Promathildia*“ *theodorii* führen. SEEGIS (1996) deutet die Lehrbergsschichten als distalen lakustrinen

Abschnitt der Einschüttungen des Vindelizisch-Böhmischen Liefergebietes. NAUMANN (1907) weist den Leithorizont im Thüringer Becken nach. Weitere Beschreibungen aus dem Thüringer Becken stammen z. B. von TEGETMEYER (1876), KAISER & NAUMANN (1905), NAUMANN (1910, 1913), ZIMMERMANN (1924), REICHARDT (1926), SCHRÖDER (1938), SEIDEL (1966).

Im Untersuchungsgebiet ist die Verbreitung der Lehrbergsschichten an die Randzone des Vindelizisch-Böhmischen Landes geknüpft (Abb. 5.1.4-1). Die für süddeutsche Profile typische Ausbildung mit 3 Lehrbergbänken ist über das Thüringische Grabfeld und das Thüringer Becken (Bohrung Kb Schillingstedt 1/62) bis in die Allertalzone (Bohrung Dp Morsleben 52A/95, BARNASCH 2008) nachweisbar. Durch SCHULZE (1962) wird die nördliche Verbreitungsgrenze im Gebiet der Scholle von Calvörde angedeutet, wo innerhalb der „Roten Wand“ bis zu 1 m mächtige Dolomitbänke auftreten. Nach KOZUR (1976) können diese als Lehrbergbänke eingestuft werden. Faziale Äquivalente sind wahrscheinlich bis in das südliche Mecklenburg ausgebildet. WIENHOLZ (1959, 1960) beschreibt aus der „Roten Wand“ der Bohrung E Marnitz 6/60 einen 1,2 m mächtigen Abschnitt mit grauen Mergelsteinen, den SEEGIS (1996) als Äquivalent des Isenberg-Horizonts einstuft und ihn mit der Unteren Lehrbergbank parallelisiert.

Die Verbreitung der Lehrbergsschichten in östliche Richtung erstreckt sich über Brandenburg (z. B. Bohrung Kb Strausberg 1/62) bis nach Westpolen. Die Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 führt ein mögliches Äquivalent der Lehrbergsschichten. Es handelt sich um eine 3 m mächtige Abfolge grauer und roter Tonmergelsteine in denen ein 10 cm mächtiger grauer Dolomit bis Dolomitmergel lagert, der Reste von *Lingula* sp. sowie fragliche Reste eines Gastropodengehäuses führt. Ein mögliches Äquivalent der Lehrbergsschichten wird im Profil Krasiejów in Oberschlesien vermutet. Nach DZIK (2001), SULEJ (2002) und KOZUR & WEEMS (2007) wird der fossilführende Horizont der berühmten Vertebratenlagerstätte, eine ca. 3 m mächtige Abfolge grauer Tonsteine, dementsprechend eingestuft. Zusammenfassend kann im Gebiet Ostbrandenburg/Westpolen die östliche Verbreitungsgrenze der Lehrbergsschichten rekonstruiert werden. Weiter östlich und südlich sind faziale Äquivalente ausgebildet.

Steinsalzlager

Die Weser-Formation führt im Norddeutschen Becken und Dänischen Becken Steinsalzlager, deren Verbreitung sich an denen der Grabfeld-Formation orientiert. Die Steinsalzlager treten stratiform auf, werden vom Liegenden zum Hangenden mit F bis H benannt und sind unter Vorbehalt zur überregionalen Stratigraphie geeignet (BEUTLER 1995). Im Arbeitsgebiet ist die Salinentwicklung der Weser-Formation an die Vorkommen der Grabfeld-Formation geknüpft, jedoch weniger flächenhaft verbreitet (Abb. 5.1.4-1). Das Vorkommen in der Westbrandenburg Senke ist wesentlich kleiner als noch in der Grabfeld-Formation. Durch die Bohrung E Mirow NS 1/74 ist ein knapp 70 m

mächtiges Äquivalent des Steinsalzlagers H aus dem Nordwestdeutschen Becken nachgewiesen. Weiterhin führt die Weser-Formation im Gebiet um Grevesmühlen und an den Spezialstrukturen Ketzin, Gollensdorf, Bonese und anderen Steinsalzlager mit nur lokaler Verbreitung. In der Allertalzone führt die Weser-Formation ebenfalls ein Steinsalzlager. Durch die Bohrung Dp Morsleben 52A/95 ist eine 10 m mächtige Residue direkt im Liegenden des Heldburggipses belegt, die in ihrer stratigraphischen Position mit dem Steinsalzlager H korreliert (BARNASCH 2008). Im Dänischen Becken sind die Steinsalzlager F und G ausgebildet und durch die Bohrungen Rønde-1 (Anhang) und Mors-1 nachgewiesen. Die Weser-Formation des Polnischen Trogs führt dagegen keine Steinsalzlager.

Heldburggips

Der Heldburggips und seine Äquivalente sind in der Beckenfazies des Zentraleuropäischen Beckens und in Teilen des Dänischen Beckens weit verbreitet (Abb. 5.1.4-3). In weiten Teilen des Arbeitsgebietes ist der Heldburggips als pedogene Gipskruste ausgebildet, deren Dachfläche eine Sedimentationsunterbrechung markiert, die in Verbindung mit der Diskordanz D 4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) eine isochrone Leitfläche darstellt. Die Untergrenze des Heldburggipses steigt im Untersuchungsgebiet nach NE an und ist somit diachron ausgebildet. Da der Heldburggips nicht nur in Kernbohrungen sondern auch in Bohrungslogs eindeutig zu identifizieren ist, stellt er einen sehr guten Leithorizont dar.

Die höheren Teile der Weser-Formation weisen eine zunehmende Gipsführung auf und werden in Thüringen als Heldburggipsmergel bezeichnet. Die Abfolge schließt mit dem eigentlichen Heldburggips ab, einem bis zu mehrere Dekameter mächtigen Gipslager. Der Heldburggips (yε nach SCHMID 1883) wurde verschiedentlich in Gipsbrüchen abgebaut, z. B. am Fuße der Wachsenburg bei Arnstadt (Tafel VI). Die Obergrenze des Heldburggipses wird an der Wachsenburg durch eine so genannte Doppelbank gebildet, die kartierbar ist (Anhang). In der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 sind die Heldburggipsmergel knapp 40 m mächtig, in denen sich einzelne und kompakte Knollengipsbänke auf ca. 20 m aufsummieren. Die Ausbildung kompakter Gipslager und massiger Knollengipsbänke ist im Arbeitsgebiet von Thüringen aus in nördlicher Richtung über die Allertalzone, die Altmark bis in das westliche Mecklenburg verbreitet. Die Bohrung Dp Morsleben 52A/95 führt in der höchsten Weser-Formation ca. 15 m kompakte Knollengipsbänke (BARNASCH 2008). Im Bereich der Westbrandenburg Senke steigen die Mächtigkeiten z. T. auf über 100 m an. Der Heldburggips führt dort das bis zu 65 m mächtige Steinsalzlager H (z. B. E Mirow NS 1/74). In N-Brandenburg, Vorpommern und Hinterpommern geht die Gipsführung in der Weser-Formation generell zurück. Der Heldburggips liegt in diesen Gebieten nur noch in Form einzelner Gipsknollen vor, ist aber trotzdem eindeutig abzugrenzen (z. B. Bohrung Kb Tarnow At 1/65). Im Dänischen Becken ist ein bis zu 10 m mächtiges Äquivalent des Heldburggipses verbreitet (z. B. Bohrung Rønde 1).

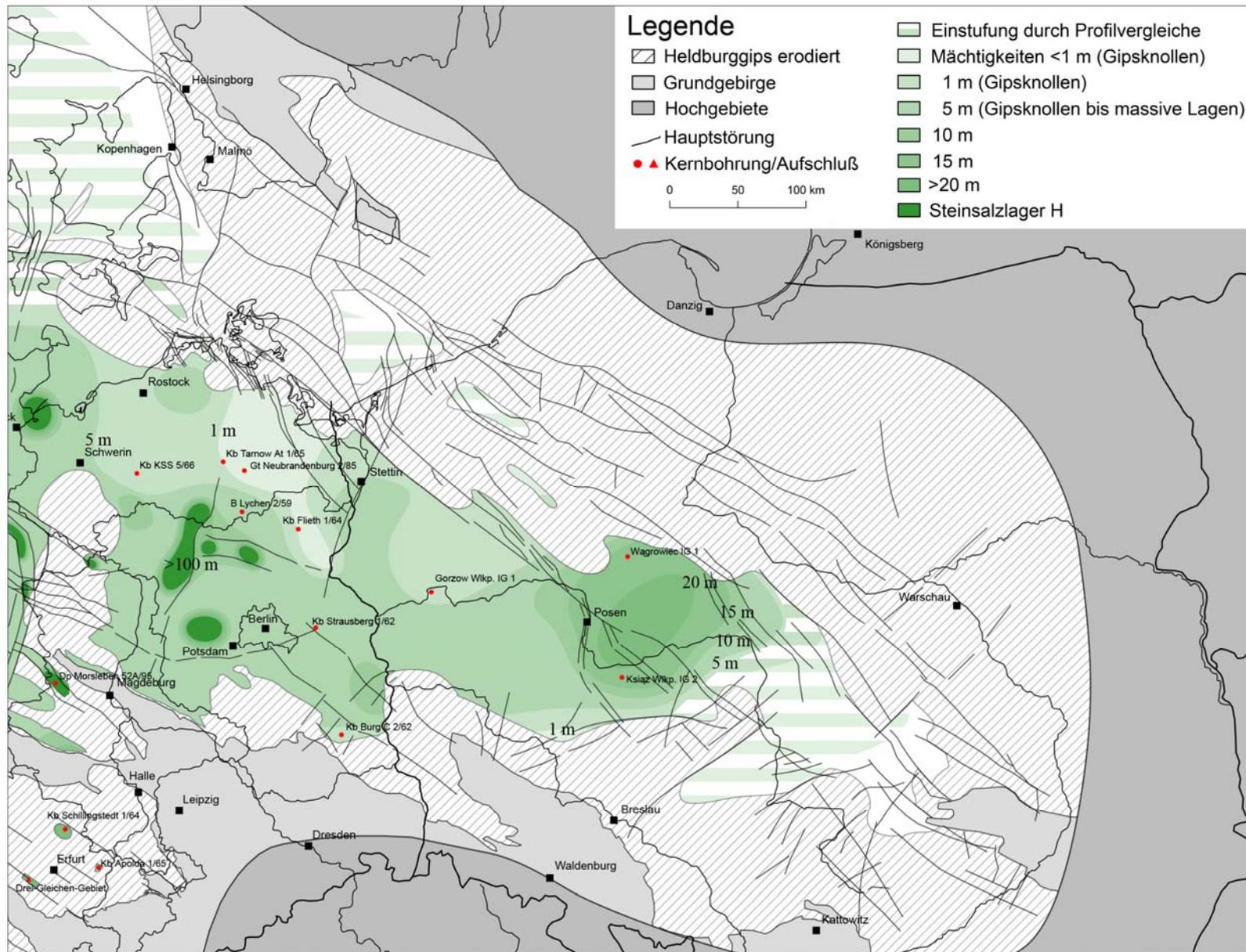


Abb. 5.1.4-3: Verbreitung des Heldburggipses. Die Darstellung zeigt die summarischen Mächtigkeiten der Gipslagen, die tlw. mehr als 100 m betragen. In Salzstockrandsenken und Spezialstrukturen führt der Heldburggips das Steinsalzlager H. Im Raum Guben wird der Heldburggips durch einen bis zu 13 mächtigen Dolomit faziell vertreten. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Von Thüringen aus in östlicher Richtung können kompakte Knollengipsbänke über Brandenburg bis nach Zentralpolen nachgewiesen werden, die dort als so genannter „anhydryt stropowy“ bezeichnet werden, was „Grenzanhydrit“ bedeutet. Sonderentwicklungen liegen lediglich im Raum Guben vor, wo der Heldburggips durch einen 13 m mächtigen Dolomit faziell vertreten wird (TESSIN 1976) bzw. in der Bohrung Kb Strausberg 1/62, in der eine ca. 2,5 m mächtige Residualbrekzie als Auslaugungsrückstand des Heldburggipses auftritt. Generell nehmen die Mächtigkeiten der kompakten Gipslager in östliche Richtungen ab. Die Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 führt eine ca. 4 m mächtige Knollengipslage in den Äquivalenten der Heldburggipsmergel. Lediglich im Polnischen Trog (z. B. Bohrungen Wągrowiec IG 1, Książ Wlkp. IG 2) treten noch einmal kompakte Gipslager von knapp 15 m Gips in massiven Knollenlagen und -bänken auf. Weiter südlich werden die kompakten Gipslager durch dünne Gipsknollenlagen bzw. einzelne Gipsknollen abgelöst (z. B. Bohrung Wielun 1 KW).

Bei der Korrelation des Heldburggipses mit dem polnischen anhydryt stropowy war die abweichende Einstufung des Horizontes in den internationalen Standard lange Zeit hinderlich. Durch SCHULZ (1966-1976), SCHULZ & HEUNISCH (2005) wird der Heldburggips in das höchste Karnium, durch ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA (1976, 1983) jedoch in das tiefste Norium gestuft. FIJAŁKOWSKY-MADER (1999) stuft auf palynologischer Grundlage den anhydryt stropowy in SE-Polen in das höchste Karnium und beendet damit die Unklarheiten bezüglich Korrelation und Einstufung.

Schlammstrom-Ablagerungen

In den nordöstlichen Teilen des Arbeitsgebietes treten in den Profilabfolgen der höchsten Weser-Formation bis hinein in die basale Arnstadt-Formation matrixgestützte, konglomeratische Lagen auf, die Gerölle aus hellgrauem Dolomitmergelstein in einer Matrix aus grauen bis dunkelgrauen Tonmergelsteinen führen. Die konglomeratischen Lagen werden als Ablagerungen von Schlammströmen gedeutet, die sich vom Pommersch-Kujawischen Wall bis nach SE-Brandenburg und NW-Polen erstrecken (Abb. 5.1.4-4). In den proximalen Verbreitungsgebieten betragen die Gesamtmächtigkeiten der einzelnen Schüttungen über 30 m, während in den distalen Verbreitungsgebieten die Gesamtmächtigkeiten dagegen rasch abnehmen und die Schlammstrom-Ablagerungen auskeilen. Zusätzlich tritt eine Abnahme der Geröllgröße von proximal zu distal auf. In den proximalen Gebieten der Verbreitung beträgt die Größe der Gerölle bis zu 2 cm (z. B. Bohrungen Gorzow Wlkp. IG 1, Połczyn Zdrój IG 1, Abb. 5.1.4-4) und nimmt in den distalen Verbreitungsgebieten bis auf durchschnittlich 5 mm ab (z. B. Bohrung Kb Tarnow At 1/65, Abb. 5.1.4-4). Die Schlammstrom-Ablagerungen bilden Sohlbankzyklen, die sich in die Tonstein-Sulfat-Zyklus der höchsten Weser-Formation und die Tonstein-Dolomit-Zyklus der basalen Arnstadt-Formation einschalten (Kap. 6.5.2). Da diese Einschaltungen ohne erkennbare Unterbrechung an der Formationsgrenze erfolgen, kann aus sedimentologischer Sicht eine Sedimentationsunterbrechung an

der Diskordanz D 4 von größerem zeitlichen Umfang nicht bestätigt werden. Die Bildung der Schlammstrom-Ablagerungen wird in Zusammenhang mit flächenhafter Erosion (Diskordanz D 4) auf dem Pommersch-Kujawischen Wall gedeutet. Damit ergibt sich die Möglichkeit den Beginn der Erosion auf dieser Struktur in der höheren Weser-Formation zu ermitteln und damit zeitlich vor der Diskordanz D 4. Das Wiedereinsetzen der Sedimentation auf dem Pommersch-Kujawischen Wall ist erst in der tieferen Arnstadt-Formation feststellbar. In den randlichen Gebieten des Pommersch-Kujawischen Walls, in denen die Diskordanz D 4 als Erosionsdiskordanz ausgebildet ist und Teile der Weser-Formation fehlen (z. B. Bohrung Połczyn Zdrój IG 1), markieren die Schlammstrom-Ablagerungen die Basis der Arnstadt-Formation (Anhang).

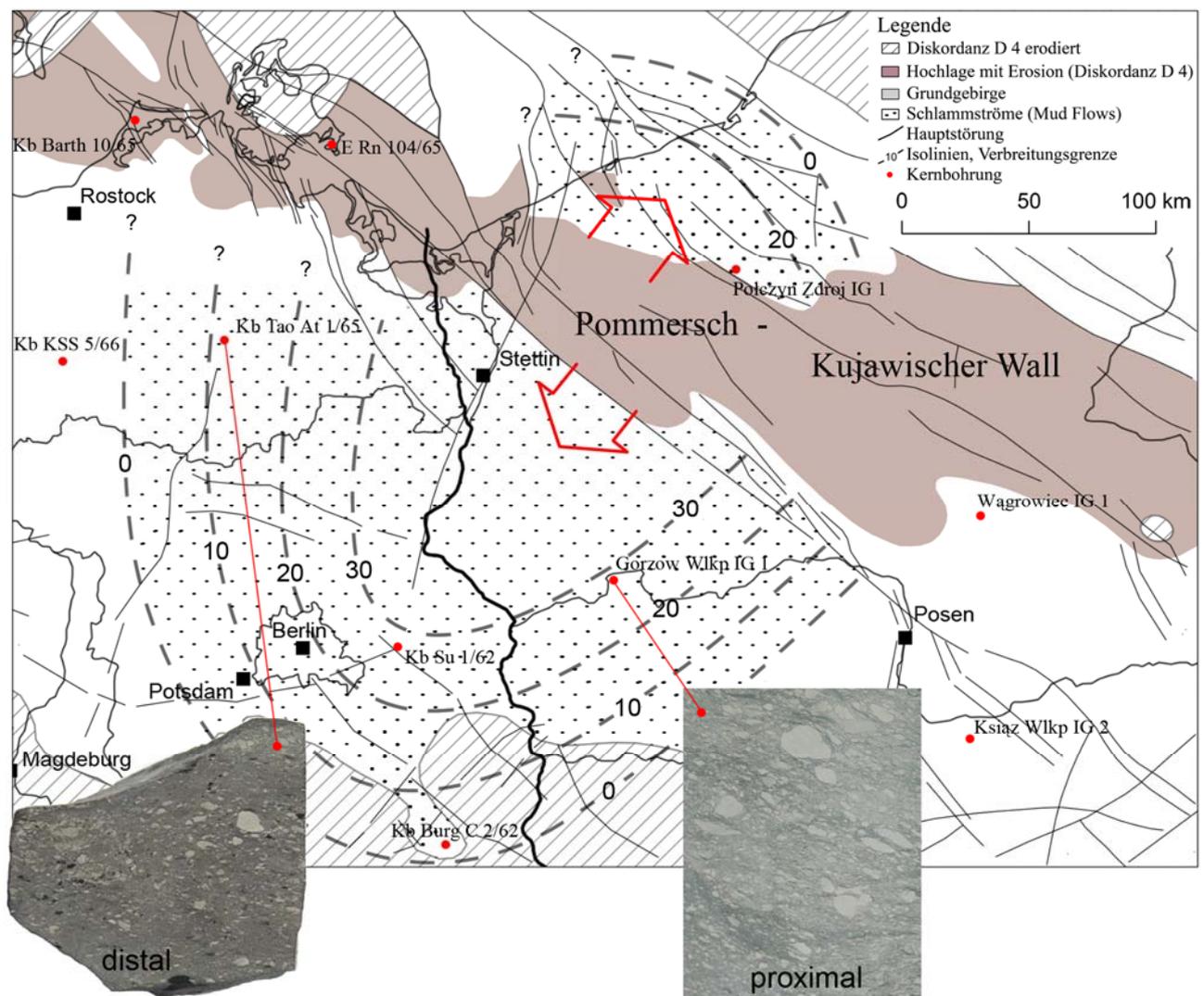


Abb. 5.1.4-4: Verbreitung und Ausbildung von Schlammstrom-Ablagerungen in der höchsten Weser-Formation und der basalen Arnstadt-Formation. Die Darstellung zeigt die summarischen Mächtigkeiten.

5.1.5 Arnstadt-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die Arnstadt-Formation ist als Formation der Beckenfazies im Zentraleuropäischen Becken und im Dänischen Becken flächenhaft verbreitet und grenzt entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und der NE-Spitze Seelands an die Kågeröd-Formation (Abb. 5.1.5-1). Da die Kågeröd-Formation mehrfach beckenwärts progradiert, verzahnen sich beide Formationen intensiv (Abb. 5-1). Die Grenze zur Löwenstein-Formation (Vindelizisch-Böhmische Randfazies) liegt im Gebiet zwischen Grabfeld und Thüringer Becken und erstreckt sich von dort um das Vindelizisch-Böhmische Land herum bis nach SW-Polen. Die Grenze zur Neidenburg-Formation (Osteuropäische Randfazies) liegt etwa im Gebiet der Ostgrenze Polens und des Baltikums. Sowohl die Vindelizisch-Böhmische Randfazies als auch die Osteuropäische Randfazies progradierten mehrfach auf die beckennormalen Gebiete.

Die **Untergrenze** der Arnstadt-Formation liegt auf der Dachfläche des Heldburggipses bzw. an der Diskordanz D 4 (Abb. 5.1-1, Abb. 5.1-2).

Die **Obergrenze** der Arnstadt-Formation ist eine diachrone Faziesgrenze. In den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes liegt die Obergrenze der Formation an der Basis der Exter-Formation. In den südlichen bzw. östlichen Teilen wird die Obergrenze der Formation durch die Seeberg-Formation bzw. Bartenstein-Formation oder auch erst durch den basalen Jura gebildet (Abb. 5-1, 5-2).

Lithologie

Im Untersuchungsgebiet weist die Arnstadt-Formation markante lithologische Unterschiede auf, die in der Thüringischen, Pommerschen und Zentralpolnischen Beckenfazies zusammengefaßt werden (FRANZ et al. 2007b, Abb. 5.1.5-1).

Die Thüringische Beckenfazies der Arnstadt-Formation besteht aus einer monotonen Abfolge rotbunter Tonmergel, die untergeordnet mit Dolomitkrusten (Dolcretes) durchsetzt sind. Durch einen markanten Horizont grauer Tonmergelsteine (Mittlerer Grauer Steinmergelkeuper) wird traditionell eine Untergliederung an Hand der Gesteinsfarben vorgenommen, die jedoch nur im Verbreitungsgebiet der Thüringischen Fazies gültig ist (Abb. 4.4.1-1). Sporadisch sind Silt- und Feinsandsteine vertreten. Generell ist eine pedogene Überprägung der Abfolge zu beobachten.

Die Pommersche Beckenfazies der Arnstadt-Formation besteht vorwiegend aus grauen Tonmergelsteinen, in denen Karbonatbänke (Steinmergel) und Dolomitkrusten ausgebildet sind. Zusätzlich treten in der Unteren Arnstadt-Formation weiße Onkoidlagen und -bänke und in der Oberen feinsandige Lagen auf. Rote und rotbunte Tonmergelsteine, die schwach pedogen überprägt sind, treten nur sehr untergeordnet in der höheren Oberen Arnstadt-Formation auf.

Die Zentralpolnische Beckenfazies besteht aus roten und rotbunten Tonmergelsteinen, die generell intensiv pedogen überprägt sind. In der gesamten Abfolge treten Feinsandsteinlagen bzw. -bänke und konglomeratische Lagen auf.

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Untersuchungsgebietes sind der Steinmergelkeuper (Thüringen, Brandenburg), der Basisdolomit/Untere Postera-Schichten (Mecklenburg-Vorpommern) und die Dolomitmergelkeuper-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Arnstadt-Formation. Aus dem polnischen Anteil des Untersuchungsgebiets können die Begriffe seria drawnieńska (Drawno-Serie), seria jarkowska (Jarkowo-Serie) und tlw. die seria zbąszynecka (Zbąszyneck-Serie) nach DADLEZ & KOPIK (1963) durch die Arnstadt-Formation ersetzt werden (FRANZ et al. 2007a). In Dänemark können die Begriffe Red Keuper Claystone Member, Dolomitic Keuper Member und Upper Keuper Claystone Member nach BACHMANN et al. (2008) durch die Arnstadt-Formation ersetzt werden.

Untergliederung

Auf Grund der faziell wechselhaften Ausbildung der Arnstadt-Formation ist eine Untergliederung auf lithostratigraphischer Grundlage über die Grenzen der Faziestypen hinweg nicht möglich. Aus dem betont zyklischen Aufbau ergibt sich jedoch die Möglichkeit die Arnstadt-Formation im Untersuchungsgebiet zu gliedern:

- Obere Arnstadt-Formation
- Untere Arnstadt-Formation

Die in DSK (2005) vorgeschlagene Untergliederung in 4 Subformationen bezieht sich auf Typuslokalitäten im Weserbergland und kann nur in den westlichen Teilen des Untersuchungsgebietes angewendet werden, z. B. der Altmark (BARNASCH et al. 2005). Eine Parallelisierung mit der hier vorgeschlagenen Gliederung ist wie folgt möglich: Untere Arnstadt-Formation (Egge- und Valdorf-Subformation), Obere Arnstadt-Formation (Schwalenberg- und Kielsberg-Subformation).

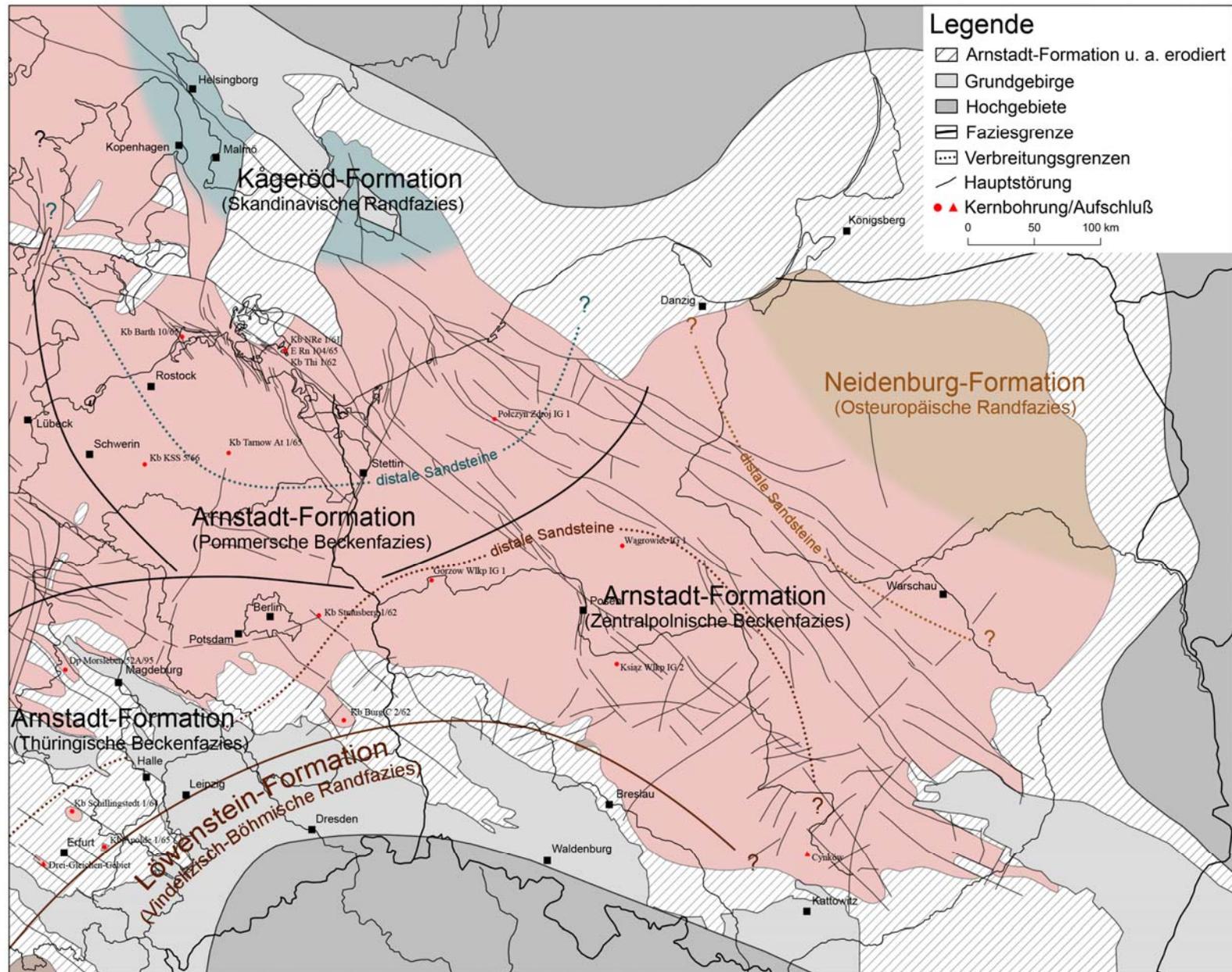


Abb. 5.1.5-1: Arnstadt-Formation in Thüringischer, Pommerscher und Zentralpolnischer Beckenfazies und Formationen der Randfazies mit distalen Sandsteinen. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Alter

Die Arnstadt-Formation kann durch Palynomorphe, Tetrapoden und Conchostraken in das Norium gestuft werden (Abb. 4.2, Abb. 5-1, Abb. 5-2). Auf der Grundlage von Palynomorphen ist lediglich eine undifferenzierte Einstufung in das Norium möglich, da große Abschnitte der Formation keine Palynomorphen führen (z. B. SCHULZ 1996). Tetrapoden aus der Unteren Löwenstein-Formation (Kap. 5.2.2) ermöglichen deren Einstufung in das Mittlere Norium (LUCAS 1998, 1999). Bislange wird der fehlende Nachweis des Unteren und Oberen Norium durch große Schichtlücken der Diskordanzen D 4 und D 5 erklärt (STD 2002, BACHMANN & KOZUR 2004, NITSCH et al. 2005b).

Eine weiterführende Einstufung kann auf der Grundlage der Conchostraken-Zonierung nach KOZUR & WEEMS (2007) erfolgen, nach der Funde von *Euestheria* n. sp. Typ Warford aus der basalen Unteren Arnstadt-Formation (Bohrung Kb Strausberg 1/62) in das tiefe Lacium (Norium) eingestuft werden. Durch Funde von *Shipingia* sp. (kleine Form) und *Euestheria* sp. (große Form) aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation (Bohrung Kb Strausberg 1/62) erfolgt die Einstufung in das tiefere Alaunium (Norium). An Hand von *Shipingia hebaozhaensis* im Liegenden des Wachsenburgsandsteins (Drei-Gleichen-Gebiet, Anhang) ist die Einstufung in das mittlere und höhere Alaunium (Norium) möglich (KOZUR mündl. Mitt.). Auf der Grundlage dieser Funde kann die Korrelation mit entsprechenden Formationen des Newark-Beckens erfolgen, deren Einstufung in den internationalen Standard z. B. auf KOZUR & WEEMS (2007) zurückgeht (Tafeln VII-X). Die Einstufung der höheren Oberen Arnstadt-Formation in das Sevatium (Norium) kann über Conchostraken aus der Oberen Löwenstein-Formation (3. Stubensandstein, KOZUR & WEEMS 2007) erfolgen (Kap. 5.2.2). Der 3. Stubensandstein entspricht dem Oberen Burgsandstein des Thüringischen Grabfeld, der sich zwischen Grabfeld und Thüringer Becken mit der höheren Oberen Arnstadt-Formation verzahnt.

In Thüringen und Zentralpolen sind die Abschnitte der Oberen Arnstadt-Formation über der Mühlburgbank in das Rhaetium zu stufen. Dies ergibt sich z. B. aus der entsprechenden Einstufung des 4. Stubensandsteins nach BACHMANN & KOZUR (2004) und dessen Verzahnung mit der höchsten Arnstadt-Formation (Trossingen-Formation nach DSK 2005). Ob die Basis des Rhaetium im Bereich der Mühlburgbank liegt, bleibt offen. Sehr wahrscheinlich liegt sie jedoch etwa höher.

Durch die genannten biostratigraphischen Einstufungen ergibt sich ein Zeitumfang der Arnstadt-Formation (norischer Anteil) von ca. 18–19 Ma, durch vergleichende zyklustratigraphische Untersuchungen kann ein Zeitumfang von 17,6–18,5 rekonstruiert werden (Kap. 6.6.3). Daraus ergeben sich vor allem Konsequenzen für die Zeitumfänge der Diskordanzen D 4 und D 5 (Kap. 5.5.3, Kap. 5.5.4).

Typusregionen, Typusprofile und Referenzprofile

Die in DSK (2005) definierte Typusregion des Thüringer Beckens mit den Typusprofilen im Drei-Gleichen-Gebiet besitzt als Typusregion der Thüringischen Fazies Gültigkeit und wird um ein Referenzprofil aus SE-Brandenburg erweitert. Weiterhin werden jeweils eine Typusregion mit entsprechenden Typus- und Referenzprofilen für die Pommersche Fazies und die Zentralpolnische Fazies definiert.

Mitteldeutschland, Thüringische Fazies (DSK 2005)

Typusregion: Thüringer Becken;

Typusprofil: synthetisches Profil der Teilprofilen (Drei-Gleichen-Gebiet), siehe Anhang:

- SW-Hang der Wachsenburg,
- W-Hang der Mühlburg,
- SW-Hang der Wanderslebener Gleiche,
- E-Hang Rhönberg/Kaffberg,
- S-Hang Roter Berg;

Referenzprofil für SE-Brandenburg:

Bohrung Kb Burg C 2/62, TK 25 Blatt 4150 Burg, R: 5440432 H: 5746869,
Höhe ü. NN: 53,2 m, Teufe: 201,0-463,9 m, siehe Anhang;

NE-Deutschland, Pommersche Fazies:

Typusregion: Pommern (Vorpommern, Hinterpommern);

Typusprofil für Hinterpommern:

Bohrung Połczyn Zdrój IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 881,0-1045,8 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Vorpommern:

Bohrung Kb Tarnow At 1/65, TK 25 Blatt 2345 Altentreptow,
Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt, Teufe: 957,8-1020,3 m, siehe Anhang;

Polen, Zentralpolnische Fazies:

Typusregion: Zentralpolen, westlicher Teil des polnischen Trogs;

Typusprofil: Bohrung Książ Wlkp. IG 2, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 463,0-894,0 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Arnstadt-Formation unterliegt starken Mächtigkeitsschwankungen der drei Faziestypen. Die Thüringische Fazies ist durch generell zunehmende Werte von Thüringen nach N und E gekennzeichnet. Das Typusprofil im Drei-Gleichen-Gebiet hat eine Mächtigkeit von ca. 104 m. Dagegen weist das Referenzprofil der Bohrung Kb Burg C 2/62 knapp 263 m auf. In der Pommerschen Fazies treten Mächtigkeiten zwischen 60 m (z. B. Bohrungen Kb Tarnow AT 1/65, H 2-1/90) rund 170 m (z. B. Bohrung Połczyn Zdrój IG 1) auf. In der Westbrandenburg Senke und im Bereich von Salzstockrandsenken treten Werte von bis zu 220 m auf (z. B. Bohrung E Mirow NS 1/74). Die Zentralpolnische Fazies wird durch Mächtigkeiten zwischen 230 m (z. B. Bohrung Wągrowiec IG 1) und knapp 430 m (z. B. Bohrung Książ Wlkp. IG 2) charakterisiert.

Leithorizonte

Schlammstrom-Ablagerungen

siehe Kap. 5.1.4.

Basisdolomit

BEUTLER (1976) bezeichnet die basale Schichtenfolge der Arnstadt-Formation NE-Deutschlands (Pommersche Fazies) informell als „Basisdolomit“. Der Basisdolomit besteht aus grauen, dolomitischen Tonmergelsteinen bis Dolomitmergelsteinen, in die Steinmergelbänke eingeschaltet sind und deren Basis durch die diskordante Auflagerung auf dem Liegenden scharf ausgebildet ist (Diskordanz D 4). Die Grenze zum Hangenden ist unscharf, da die gesamte Arnstadt-Formation in Pommerscher Fazies vorwiegend aus grauen Tonmergelsteinen besteht. Eine eindeutige Abgrenzung zum Hangenden ist somit nicht möglich. Da die Verbreitung des Basisdolomits eng an die regional typische Ausbildung der Arnstadt-Formation in Pommerscher Fazies geknüpft ist, kann der Begriff auch nur in dieser Region verwendet werden.

Onkoidlagen und -bänke

Im Verbreitungsgebiet der Unteren Arnstadt-Formation in Pommerscher Fazies sind lakustrine Onkoidlagen und -bänke flächenhaft bis in die Verzahnungsbereiche mit der Thüringischen und Zentralpolnischen Fazies verbreitet (FRANZ et al. 2007b, Abb. 5.1.5-2, Tafel XI). Die Basis der lakustrine Onkoidlagen und -bänke ist häufig konglomeratisch ausgebildet. Die Ausbildung einzelner Lagen schwankt zwischen maximal 0,5 m mächtigen kompakten Bänken des zentralen Verbreitungsgebietes (z. B. Bohrung Połczyn Zdrój IG 1) und dispers eingestreuten Onkoiden in grauen bis grüngrauen Tonmergelsteinen, des randlichen Gebietes (z. B. Bohrungen Kb Burg 2/62, Kb Barth 10/65).

In der Vergangenheit wurden diese Onkoidlagen und -bänke oftmals als Oolithlagen gedeutet (z. B. BEUTLER 1976). Die Onkoidlagen und -bänke können als lakustrine Abschnitte innerhalb der Pommerschen Fazies für die Korrelation verwendet werden (Ereignisstratigraphie, Kap. 6.6.). Einzelne Lagen sind dagegen nicht für die regionale Korrelation geeignet.

(Mittlere) Grauer Steinmergelkeuper

Der Begriff „Mittlere Graue Folge“ für den markanten mittleren, grauen Teil des thüringischen Steinmergelkeupers geht auf NAUMANN (1910) und SCHRÖDER (1955) zurück und wird später durch die Bezeichnung (Mittler) Grauer Steinmergelkeuper ersetzt. Der (Mittlere) Graue Steinmergelkeuper ermöglicht die informelle Untergliederung der Arnstadt-Formation in Thüringischer Fazies an Hand eines charakteristischen Farbwechsels. In der Typusregion bildet eine Steinmergellage die Grenze zum

Unteren Bunten Steinmergelkeuper, der Übergang von (Mittlerem) Grauen zum Oberen Bunten Steinmergelkeuper vollzieht sich dagegen allmählich (KELLNER 1997). Der (Mittlere) Graue Steinmergelkeuper ist bis in die Allertalzone und bis nach SE-Brandenburg zu verfolgen. In der Bohrung Dp Morsleben 52A/95 vollziehen sich die Übergänge zum Liegenden und Hangenden allmählich und sind nicht mit einer markanten Steinmergellage verknüpft (BARNASCH 2008). Gleiches gilt für die Bohrung Kb Burg C 2/62 in SE-Brandenburg.

Profilvergleiche zwischen dem Thüringischen Grabfeld und dem Thüringer Becken bzw. SE-Brandenburg belegen, dass der (Mittlere) Graue Steinmergelkeuper ein distales Äquivalent der Mittleren Löwenstein-Formation ist. Demzufolge bleibt die markante Farbzonierung der Arnstadt-Formation in Thüringischer Fazies auf die Umrahmung des Vindelizisch-Böhmischen Festlandes beschränkt, die vom Thüringer Becken über die Allertalzone bis zur Niederlausitz reicht. In den weiter nördlich gelegenen Bohrungen Kb Strausberg 1/62 und Gorzow Wlqp. IG 1 ist die Untergliederung nach thüringischem Vorbild dagegen nicht mehr eindeutig möglich.

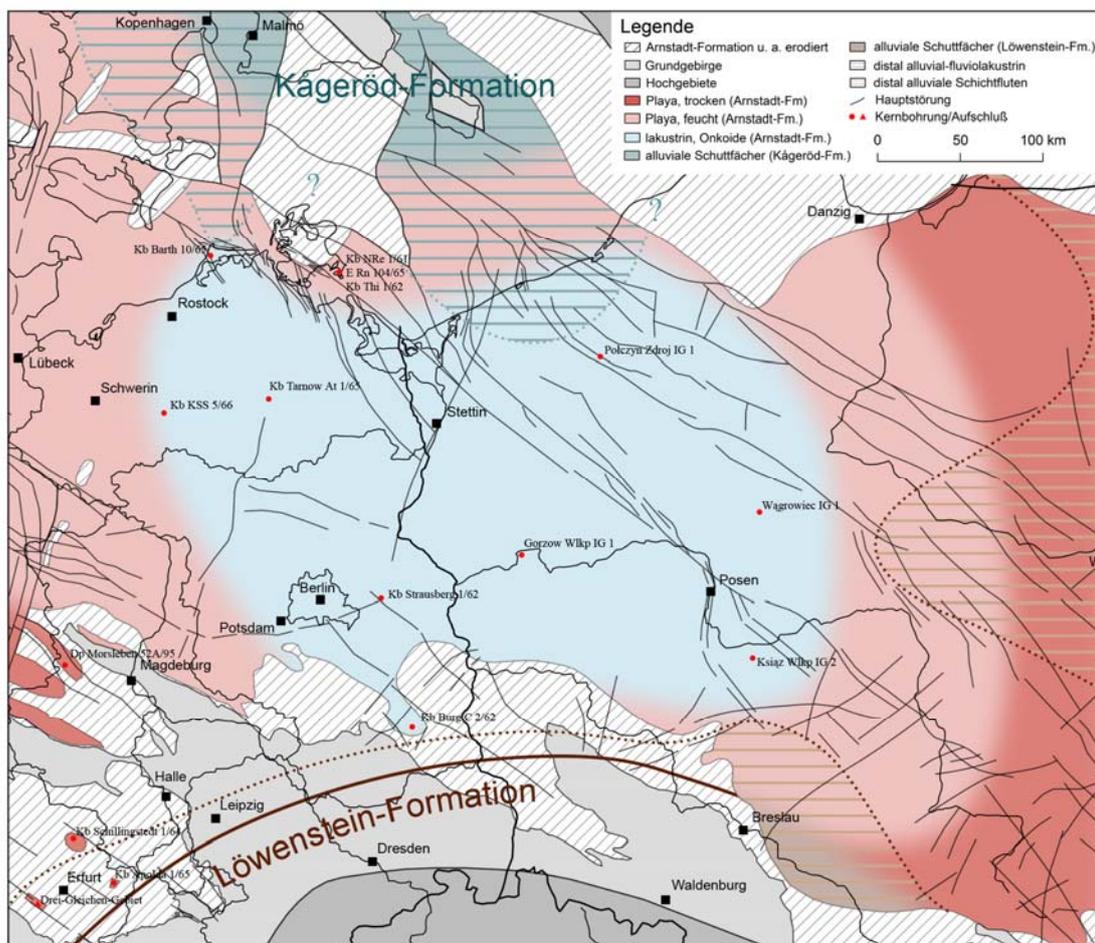


Abb. 5.1.5-2: Fazieskarte der Unteren Arnstadt-Formation (Subfolge K 3.1) im zentralen und westlichen Arbeitsgebiet. In der Subfolge K 3.1 erreicht die lakustrine Fazies (Pommersche Beckenfazies) mit Onkoidlagen und -bänken ihre maximale Verbreitung. Die Ausbildung der lakustrinen Fazies wird durch humideres Klima zwischen NE-Deutschland und NW-Polen und Frischwasserzufuhr von Skandinavischen Liefergebieten gesteuert. Randlich differenziert sich die lakustrine Fazies über eine vorwiegend feuchte Playa in eine trockene Playa (z. B. Thüringer Becken). In der Subfolge K 3.2 ist die Verbreitung lakustriner Onkoide bereits eingeschränkt, in den Subfolgen K 3.3-3.4 treten dann keine lakustrinen Onkoide mehr auf.

Karbonatbänke (Steinmergel) und „Mühlburgbank“

Die Arnstadt-Formation führt im gesamten Arbeitsgebiet dolomitische Lagen und Bänke, die als lakustrine Karbonatbänke bzw. pedogene Dolomitkrusten vorliegen können und die traditionell als Steinmergel bezeichnet werden. Diese Bänke sind für die lokale Stratigraphie verwendbar, so können z. B. im Drei-Gleichen-Gebiet an Hand von Steinmergelbänken verschiedene Teilprofile miteinander korreliert werden. Überregionale Profilvergleiche mit der Bohrung Kb Burg C 2/62 zeigen jedoch, dass einzelne Steinmergelbänke nicht über größere Distanzen korrelierbar sind. In der Typusregion der Arnstadt-Formation in Thüringischer Fazies sind die höheren Teile der Formation durch eine stark pedogen geprägte Abfolge charakterisiert, in der Dolomitkrusten (Dolcrete) gehäuft auftreten. Die pedogene Abfolge schließt mit einer ca. 1 m mächtigen Dolomitkruste ab, die nach KELLNER (1997) als „Mühlburgbank“ bezeichnet wird. Die Typuslokalität ist der W-Hang des Mühlberges (Drei-Gleichen-Gebiet) unterhalb der Mühlburg, der ältesten Burg Thüringens (Tafel XII). Die vorliegenden Untersuchungen haben gezeigt, dass die pedogene Abfolge kennzeichnendes Merkmal der höheren Teile der Arnstadt-Formation in der Pommerschen und Zentralpolnischen Fazies ist. Die Mühlburgbank und ihre Äquivalente sind von Thüringen bis in das Dänische Becken und bis nach Zentralpolen ausgebildet (Abb. 5.1.5-3). Die Mächtigkeiten der Mühlburgbank variiert zwischen weniger als 1 m in der Bohrung Dp Siedenlangenbeck 1/84 bzw. der Bohrung Książ Wlkp. IG 2 und bis zu 4 m in der Bohrung Kb Tarnow At 1/65 (Tafel XV). In den Standardbohrungen des Dänischen Beckens erfolgt die Einstufung durch Log-Korrelationen (z. B. Bohrung Rønde 1).

Die Mühlburgbank ist eine pedogene Dolomitkruste (Dolcrete), deren Entstehung in einem playa-ähnlichen Ablagerungsraum unter stark reduzierter Sedimentzufuhr und hoher Evaporation erfolgte. Die Dachfläche markiert eine Sedimentationsunterbrechung (Diskordanz D 5.1), die als isochrone Leitfläche verwendet werden kann. Auf Grund ihrer flächenhaften Verbreitung besitzt die Mühlburgbank einen ähnlich hohen Wert für die Stratigraphie wie der Heldburggips.

„Semionotussandstein a. d. Wachsenburg“, „Wachsenburgsandstein“, distale Sandsteine

Der „Semionotussandstein a. d. Wachsenburg“ und der „Wachsenburgsandstein“ werden im Kap. 5.2.2 beschrieben. In den nördlichen und östlichen Teilen des Arbeitsgebietes treten des Weiteren schmale Feinsandsteinlagen und -horizonte auf (z. B. Bohrungen Kb Barth 10/65, Polczyn Zdrój IG 1, Książ Wlkp. IG 2). Die Sandsteine wurden in fluviatilen Rinnen und durch Schichtfluten von Skandinavischen und Vindelizisch-Böhmischen Liefergebieten in das Becken transportiert wurden (SHUKLA et al. 2006, Abb. 5.1.5-1).

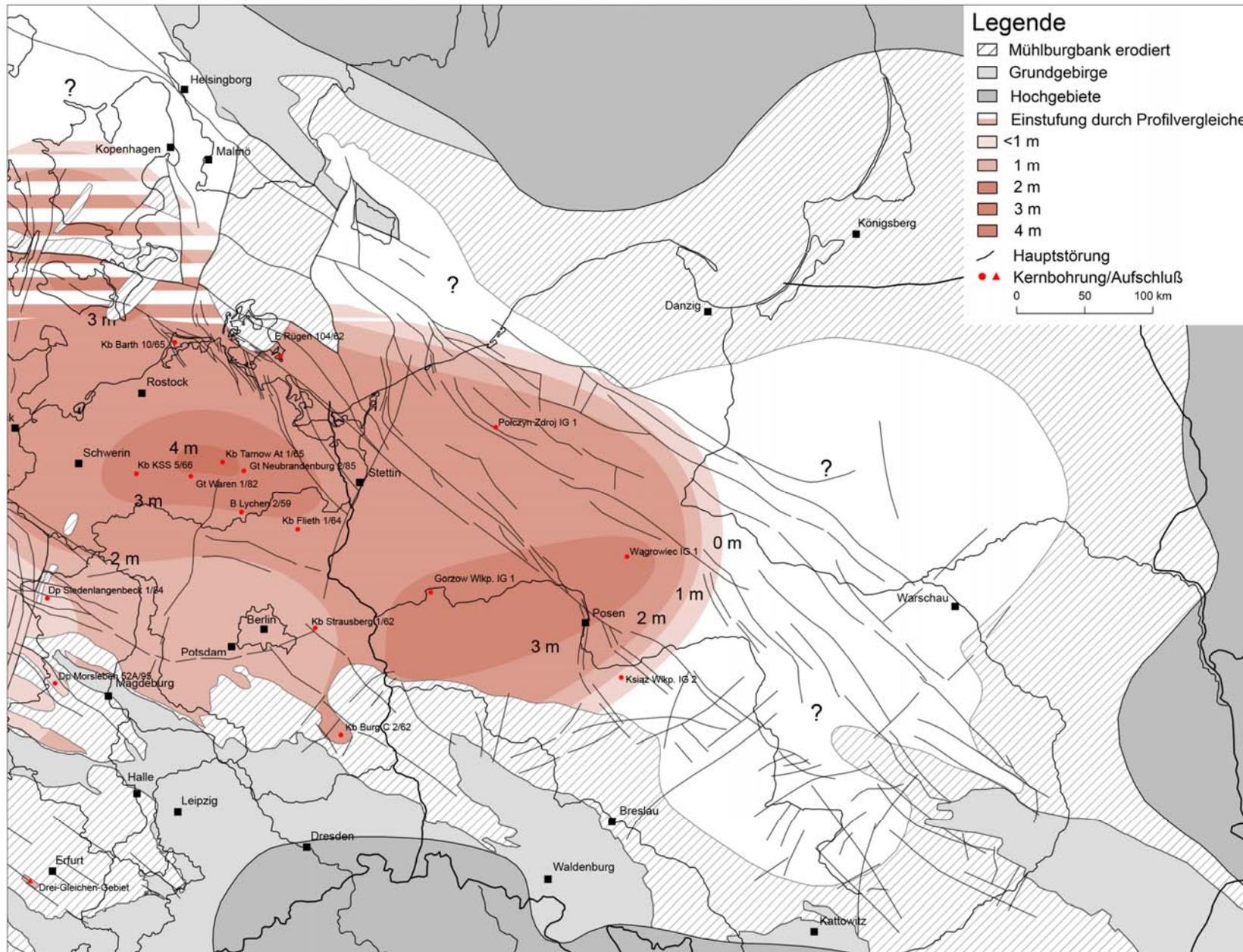


Abb. 5.1.5-3: Verbreitung der Mühlburgbank im Untersuchungsgebiet. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Aufarbeitungslagen

In der Zentralpolnischen Fazies der Arnstadt-Formation treten Aufarbeitungslagen z. T. gehäuft auf (z. B. Bohrungen Książ Wlkp. IG 2, Wągrowiec IG 1, Kb Burg 2/62). Die bis zu 1,5 m mächtigen Lagen besitzen ein extrem matrixarmes komponentengestütztes Gefüge und wurden durch die Aufarbeitung des Untergrundes in Folge von Schichtfluten gebildet (z. B. SZULC 2005, 2007). Das Geröllspektrum umfaßt dunkelgraue bis rote Tonsteine von bis zu 1 cm Durchmesser, die oft von einer tiefroten Hämatitkruste umhüllt sind und in eine Matrix aus grauen bis rotbunten Tonmergelsteinen eingebettet sind.

5.2 Vindelizisch-Böhmische Randfazies

Im Untersuchungsgebiet treten die Hassberge-, Löwenstein- und Seeberg-Formation (nov. nom.) als Formationen der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies auf. Die Grafenwöhr- und Benk-Formation (DSK 2005) sind dagegen nicht bis in das Untersuchungsgebiet verbreitet und werden demzufolge hier nicht behandelt.

5.2.1 Hassberge-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die **Hassberge-Formation** umfasst sandige Schüttungen der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies, die sich im Hangenden der Lehrbergschichten mit der Weser-Formation verzahnen (Abb. 5.1.4-1). Das ursprüngliche Verbreitungsgebiet der Hassberge-Formation in der Umrahmung des Vindelizisch-Böhmischen Liefergebietes kann erosionsbedingt nur noch vermutet werden.

Die **Untergrenze** der Hassberge-Formation liegt in dieser Arbeit an der Sohlfläche der jeweils untersten Sandsteinbank von mindestens 0,1 m Mächtigkeit, die **Obergrenze** auf der Dachfläche der jeweils höchsten Sandsteinbank von mindestens 0,1 m Mächtigkeit. Sowohl Untergrenze als auch Obergrenze sind diachrone Faziesgrenzen. Bei einem Anteil von mehr als 50 % Sandsteinen zwischen Untergrenze und Obergrenze wird hier die Benennung als Hassberge-Formation vorgenommen. Sind dagegen weniger als 50 % Sandsteine am Aufbau beteiligt, so ist die Schichtenfolge als Verzahnungsbereich von Hassberge- und Weser-Formation zu bezeichnen. Die Obergrenze der Hassberge-Formation steigt vom thüringischen Grabfeld bis nach SW-Polen in der Schichtenfolge an.

Lithologie

In den thüringischen Anteilen des Arbeitsgebietes werden die distalen Abfolgen der Hassberge-Formation durch hellgraue, feldspat- und glimmerführende Feinsandsteine charakterisiert, die zumeist tonig gebunden sind. Die Sandsteine besitzen Bankmächtigkeiten von bis zu 1 m und liegen in Wechsellagerung mit roten und rotbunten Tonmergelsteinen vor (z. B. THÜRACH 1900).

In den polnischen Anteilen des Arbeitsgebietes (Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1, Anhang) weist die Hassberge-Formation fein- bis mittelkörnige Quarzsandsteine mit schlechter Sortierung und geringen Anteilen an Feldspäten und Akzessorien (Zirkon, Turmalin, Rutil, Granat) auf. Daneben treten graue bis gelbgraue, dem Schilfsandstein ähnliche Feinsandsteine auf. Einzelne Sandsteinlagen werden bis zu 2 m mächtig, sind aber auch als Zwischenlagen roter Tonmergelsteine mit tonigen Bindemitteln ausgebildet. Kompakte Sandsteinbänke können schwach verkieselt sein und besitzen eine durchschnittliche Porositäten von bis zu 10 % (GAJEWSKA 1964). Die Sandsteine der Hassberge-Formation liegen als Rinnen- bzw. Schichtsandsteine vor deren Transport in alluvialen bis fluviatilen Regimen erfolgte.

Synonyme

Die Begriffe Kieselsandstein (Baden-Württemberg), Blasensandstein i. w. S. (Bayern) und Blasen- bzw. Plattensandstein (Thüringisches Grabfeld) sind Synonyme der Hassberge-Formation.

Untergliederung

Da die Formation das Untersuchungsgebiet nur mit ihren distalen Abschnitten erreicht, kann eine weitere Untergliederung nicht vorgenommen werden. Im Verbreitungsgebiet der Formation existieren jedoch verschiedene Gliederungen. In Baden-Württemberg wird die Hassberge-Formation in den 1. und 2. Kieselsandstein, in Franken in den Blasensandstein i. e. S. und den Coburger Bausandstein untergliedert. Der Blasensandstein i. e. S. erreicht mit distalen Ausläufern das Thüringische Grabfeld, setzt sich jedoch nicht bis in das Thüringer Becken fort (z. B. THÜRACH 1888). Der Coburger Bausandstein kann in den unteren und oberen Bausandstein nach THÜRACH (1888) bzw. eine Unterbank und eine Oberbank unterteilt werden (DSK 2005). Die weiteste Verbreitung besitzt der untere Bausandstein (Unterbank), der sich bis in das Grabfeld und Thüringer Becken erstreckt und als Plattensandstein (ζ) bezeichnet wird. Der obere Bausandstein (Oberbank) ist nicht bis in das Thüringische Grabfeld ausgebildet.

Alter

Die Hassberge-Formation kann durch Conchostraken aus dem Coburger-Sandstein (KOZUR & WEEMS 2007) und Tetrapoden aus dem mittleren Blasensandstein (SEEGIS 1997, 2005) in das Tuvalium (Karnium) gestuft werden. Der zeitliche Umfang der Hassberge-Formation kann auf der Grundlage dieser Bearbeitungen nicht abgeschätzt werden, da im Untersuchungsgebiet nur distale Abschnitte der Hassberge-Formation ausgebildet sind.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofil

Die Typusregion der Formation sind nach DSK (2005) die Hassberge in Unterfranken. Für den polnischen Anteil des Untersuchungsgebietes wird ein Referenzprofil für den Bereich der Verzahnung der Hassberge-Formation mit der Weser-Formation benannt.

W- und SW-Polen

Referenzprofil für die Verzahnung von Hassberge- und Weser-Formation:

Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,

Teufe: 1418,4-1507,5 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Im Untersuchungsgebiet sind lediglich die distalen Abschnitte der Hassberge-Formation bzw. der Verzahnungsbereich mit der Weser-Formation erschlossen. Die maximalen Mächtigkeiten betragen im Thüringischen Grabfeld bis zu 5 m (Plattensandstein ζ). Weiter nördlich bzw. in Polen sind nur noch einzelne, bis zu 1 m mächtige sandige Lagen und Horizonte entwickelt.

Leithorizont

Plattensandstein (ζ) und distale Sandsteine

Die distalen Abschnitte des unteren Coburger Bausandsteins werden nach THÜRACH (1888, 1900) im Thüringischen Grabfeld als Plattensandstein (ζ) bezeichnet. Der bis zu 5 m mächtige Horizont besteht aus hellgrauen, feldspat- und glimmerführenden Feinsandsteinlagen, die durch geringmächtige rote und rotbunte Tonmergelsteine getrennt werden. Einzelne Bänke können bis zu 1 m mächtig werden (z. B. THÜRACH 1900). Der Horizont des Plattensandstein (ζ) erstreckt sich bis an den Großen Seeberg bei Gotha bzw. bis in die Schillingstedter Mulde (SCHMID 1873, NAUMANN 1910, REICHARDT 1926, SCHRÖDER 1955, Abb. 5.1.4-1). Die Äquivalente werden dort nach REICHARD (1926) als Sandstein (ψ^2) bzw. nach SCHRÖDER (1955) als (unterer) Semionotussandstein bezeichnet.

In West und Zentralpolen (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1) treten im Hangenden der Stuttgart-Formation bis zur Obergrenze der Weser-Formation eine Vielzahl von Sandsteinlagen auf. Die Sandsteinlagen werden bis zu 4 m mächtig, wobei der Großteil der Sandsteinlagen eine Mächtigkeit von 1 m nicht übersteigt. Die Sandsteine werden mit dem süddeutschen Sandsteinkeuper parallelisiert und als distale Sandsteine der Hassberge-Formation eingestuft, die vom böhmischen Teil des Vindelizisch-Böhmischen Liefergebietes in das Becken geschüttet wurden (Abb. 5.1.4-1).

5.2.2 Löwenstein-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die sandigen Schüttungen des Vindelizisch-Böhmischen Liefergebietes, die sich im Hangenden des Heldburgipses und der Diskordanz D 4 mit der Arnstadt-Formation verzahnen werden als **Löwenstein-Formation** bezeichnet (DSK 2005). Die Verbreitung in der Umrahmung des Liefergebietes kann erosionsbedingt nur noch vermutet werden (Abb. 5.1.5-1).

Die **Untergrenze** der Löwenstein-Formation wird in dieser Arbeit an der Sohlfläche der jeweils untersten Sandsteinbank von mindestens 0,1 m Mächtigkeit, die **Obergrenze** wird auf der Dachfläche der jeweils höchsten Sandsteinbank von mindestens 0,1 m Mächtigkeit definiert. Sowohl Untergrenze als auch Obergrenze sind diachrone Faziesgrenzen. Ab einem Anteil von 50 % Sandsteinen zwischen Untergrenze und Obergrenze, wird die Schichtenfolge in dieser Arbeit als Löwenstein-Formation bezeichnet. Bei geringeren Anteilen liegt der Verzahnungsbereich von Löwenstein- und Arnstadt-Formation vor.

Lithologie

Die Löwenstein-Formation ist im Untersuchungsgebiet durch Sandsteine mit unterschiedlichen Lithologien gekennzeichnet. Es treten mürbe bis kompakte, hellgrau bis violette Sandsteine verschiedener Körnungen auf, die in verschiedenen Umfängen Feldspäte und Akzessorien führen. Gebietsweise sind die Sandsteine karbonatisch zementiert (DSK 2005). Es treten Bankmächtigkeiten von bis zu 1 m auf. Lateral weisen die Sandsteine eine intensive Verzahnung mit roten und rotbunten Tonmergelsteinen auf. Weiterhin sind pedogene Dolomitkrusten und fossilführende, lakustrine Karbonate für die Formation typisch (z. B. BRENNER 1973, 1978, DSK 2005).

Synonyme

Die Begriffe Stubensandstein (Baden-Württemberg) und Burgsandstein (Franken, Thüringen) sind Synonyme der Löwenstein-Formation. Nach TESSIN (1976) werden die distalen Einschaltungen der Löwenstein-Formation in SE-Brandenburg in den Mittleren Steinmergelkeuper gestellt.

Untergliederung

Im Verbreitungsgebiet der Formation existieren verschiedene Untergliederungen, die annähernd parallelisiert werden können:

- Obere Löwenstein-Formation (Baden Württemberg: Oberer Stubensandstein; Bayern, Thüringen: Oberer Burgsandstein),
- Mittlere Löwenstein-Formation (Baden Württemberg: Mittlerer Stubensandstein, Bayern: Mittlerer Burgsandstein, Thüringen: Dolomitische Arkose),

- Untere Löwenstein-Formation (Baden Württemberg: Unterer Stubensandstein, Bayern: Unterer Burgsandstein, Thüringen: Oberer Semionotussandstein).

Die Untergliederungen beruhen auf verschiedenen Prinzipien. BRENNER (1973, 1978) belegt für eine Reihe von lakustrinen Karbonaten und pedogenen Dolomitkrusten in der Abfolge der Löwenstein-Formation Baden-Württembergs die isochrone bzw. annähernd isochrone Verbreitung. Auf dieser Grundlage erstellte der Autor ein detailliertes stratigraphisches Gerüst, das sich auf Leitflächen stützt und die weiterführende Untergliederung der Löwenstein-Formation gestattet. Im Nachbarland Bayern wird dagegen eine Untergliederung an Hand von Tonsteinlagen vorgenommen, die z. T. auch im Thüringischen Grabfeld gültig ist (DSK 2005). Diese Tonsteinhorizonte sind nicht immer zweifelsfrei zu korrelieren und können nicht als annähernd isochrone Leitflächen gelten.

Alter

Die Löwenstein-Formation kann durch Tetrapoden und Conchostraken in das Norium eingestuft werden. Nach LUCAS (1998, 1999) ist durch *Aetosaurus ferratus* aus dem Unteren Stubensandstein und *Aetosaurus crassicauda* aus dem Mittleren Stubensandstein die Einstufung des Abschnittes in das Alaunium bis tieferes Sevatium (Norium) möglich. Auf der Grundlage von Conchostraken nehmen KOZUR & WEEMS (2007) eine differenziertere Einstufung vor. Demzufolge wird der 1. Stubensandstein (Unterer Stubensandstein) in das tiefere Ladium (Norium), der 2. Stubensandstein (Mittlerer Stubensandstein) in das höhere Alaunium (Norium) und der 3. Stubensandstein (Oberer Stubensandstein) in das Sevatium (Norium) gestellt. Der 4. Stubensandstein Süddeutschlands (Oberer Stubensandstein) wird nach BACHMANN & KOZUR (2004) bereits in das Rhaetium gestuft. Insgesamt dürfte der Zeitumfang der Löwenstein-Formation dem der Arnstadt-Formation entsprechen.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofile

Die Löwensteiner Berge in Nordwürttemberg sind die Typusregion der Formation. Ein Typusprofil steht noch aus. Die in DSK (2005) benannten Referenzprofile werden um ein Referenzprofil für das distale Verbreitungsgebiet der Formation in SE-Brandenburg ergänzt. Weiterhin wird ein Referenzprofil für die Verzahnung der Löwenstein- mit der Arnstadt-Formation in Zentralpolen benannt.

Referenzprofil für SE-Brandenburg:

Bohrung Kb Burg C 2/62, TK 25 Blatt 4150 Burg,
R: 5440432 H: 5746869, Höhe ü. NN: 53,2 m, Teufe: 347,6-391,0 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Zentralpolen (Verzahnung von Löwenstein- und Arnstadt-Formation):

Bohrung Książ Wlkp. IG 2, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 611,1-871,4 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Im Thüringischen Grabfeld wird die Löwenstein-Formation bis zu 135 m mächtig (DSK 2005). Nach Norden nehmen die Mächtigkeiten rasch ab, bis sich die Sandsteine der Löwenstein-Formation in einzelne Lagen aufspalten und in der Arnstadt-Formation auskeilen (z. B. Thüringer Becken). In den distalen Abschnitten der Formation in SE-Brandenburg beträgt die Mächtigkeit bis 50 m.

Leithorizonte

Oberer Semionotussandstein und „Semionotussandstein an der Wachsenburg“

Die Basis der Unteren Löwenstein-Formation wird im Thüringischen Grabfeld durch den bis zu 8 m mächtigen Oberen Semionotussandstein gebildet. Der Horizont besteht aus dünnenschichtigen Lagen eines weißgrauen Feinsandsteins, die durch Zwischenlagen grüngrauer, sandiger Tonmergelsteine getrennt werden. Örtlich erreichen die Sandsteine bauwürdige Mächtigkeiten und führen Schuppen des namensgebenden Süßwasserfisches *Semionotus* (THÜRACH 1900). Nach SCHRÖDER (1955) ist der Obere Semionotussandstein bis in das Thüringer Becken verbreitet und kann dort mit dem so genannten „Semionotussandstein an der Wachsenburg“ parallelisiert werden, der im unteren Abschnitt der Arnstadt-Formation des Drei-Gleichen-Gebietes auftritt (Anhang). Der „Semionotussandstein an der Wachsenburg“ ist ein geringmächtiger, schräggeschichteter Feinsandstein, der z. T. Feldspat führt. Bereits in Profilen des Creuzburger Grabens (KELLNER 1997) und im nördlichen Thüringer Becken (Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) treten jedoch keine derartigen Sandsteine mehr auf (Abb. 5-1).

Dolomitische Arkose

Die Dolomitische Arkose (Mittlere Löwenstein-Formation) wird bis zu 60 m mächtig und besteht im unteren Teil aus hellen bis violetten Fein- bis Grobsandsteinen, zu denen im höheren Teil pedogene Dolomitkrusten treten. Die Sandsteine weisen wechselnde Feldspatführung (Arkosen) auf und sind z. T. karbonatisch zementiert (DSK 2005). Dem Horizont der Dolomitischen Arkose entspricht im Thüringer Becken der (Mittlere) Graue Steinmergelkeuper mit dem Wachsenburgsandstein (Abb. 5-1).

Wachsenburgsandstein

Am Südhang des Burgberges der Wachsenburg lagert in den höheren Abschnitten des Mittleren Grauen Steinmergelkeupers ein sehr markanter Sandsteinhorizont, der traditionell als „Wachsenburgsandstein“ bezeichnet wird. Der Wachsenburgsandstein wird maximal 1,1 m mächtig und ist als hellgrauer, feldspatführender Quarzsandstein ausgebildet, der als distale Bildung eines mäandrierenden Flusses lateral rasch auskeilt (z. B. DOCKTER et al. 1970, SHUKLA et al. 2006). In der Vergangenheit wurde der Sandstein auf Grund reichlich auftretenden Fischschuppen der Gattung *Semionotus* als Äquivalent des Oberen Semionotussandsteins eingestuft (z. B. NAUMANN 1910).

SCHRÖDER (1955) bezeichnet den Wachsenburgsandstein jedoch als Äquivalent der Dolomitischen Arkose (Mittlere Löwenstein-Formation). Der Wachsenburgsandstein besitzt im Thüringer Becken keine Bedeutung für die Lithostratigraphie, da er bereits in den korrespondierenden Profilen der Umgebung nicht mehr auftritt. Etwa 5 cm im Liegenden des Wachsenburgsandsteins tritt *Shipingia hebaozhaensis* auf, durch die der Wachsenburgsandstein in das Alaunium (Norium) eingestuft werden kann (KOZUR mündl. Mitt.).

Oberer Burgsandstein

In der Oberen Löwenstein-Formation des Thüringischen Grabfelds tritt der 15–18 m mächtige Oberer Burgsandstein auf (DSK 2005). Das Sandsteinlager wird mit dem Oberen Burgsandstein Frankens parallelisiert. Da jedoch die Äquivalente des Unteren und Mittleren Burgsandsteins im Thüringischen Grabfeld anders benannt werden, wird der Zusatz „Oberer“ üblicherweise geklammert. Dies wird jedoch hier nicht übernommen. Der Obere Burgsandstein umfaßt eine Abfolge von bis zu Meterdicken Bänken gelbgrauer Sandsteine wechselnder Korngröße, die mit schmalen Lagen roter bis rotbunter Tonmergelsteine wechsellagern (DSK 2005).

5.2.3 Seeberg-Formation (nov. nom.)

Definition

Die klastische Schichtenfolge des Oberen Keupers, die Schüttungen von Vindelizisch-Böhmischen Liefergebieten in das Zentraleuropäische Becken abstammen, wird als **Seeberg-Formation** bezeichnet. Die Seeberg-Formation ist zwischen Grabfeld, Thüringer Becken, Subherzyn, E-Brandenburg und Zentralpolen flächenhaft verbreitet (Abb. 5.2.3). Im Norden verzahnt sich die Seeberg-Formation mit der Exter-Formation, im Nordosten und Osten (SE-Brandenburg und Westpolen) verzahnt sie sich dagegen mit der Arnstadt-Formation. Ob die Seeberg-Formation auch den Oberen Keuper in Süddeutschland umfaßt, muß durch weiterführende Untersuchungen geklärt werden.

Die Seeberg-Formation überlagert die Arnstadt-Formation in verschiedenen Stratigraphischen Niveaus. In Teilen SE-Brandenburgs, Teilen des Drei-Gleichen-Gebietes und Teilen Oberschlesiens liegt die **Untergrenze** der Seeberg-Formation in Rinnenfazies auf der Dachfläche der Mühlburgbank bzw. an der Diskordanz D 5.1. In den übrigen Gebieten liegt die Untergrenze an der Diskordanz D 5.2 oder höher (Abb. 5-1, Abb. 5-2).

Die **Obergrenze** der Seeberg-Formation wird durch die transgressive Jurabasis und die Diskordanz D 8 gebildet.

Lithologie

Die Seeberg-Formation wird durch Sandsteine dominiert, die innerhalb der Formation eine markante Zweigliederung aufweisen. Die Untere Seeberg-Formation weist fein- bis mittelsandige Abfolgen auf, in der mehrere z. T. rotbunte Tonmergelsteinlagen auftreten und die zum Hangenden in bunte Tonmergelsteine übergeht (Verzahnung mit Arnstadt-Formation). Im Thüringer Becken treten in den Sandsteinen gelegentlich Anreicherungslagen (Bonebeds) mit *Unionites posterus* DEFFN. & FRAAS (so genannte Gurkenkernschichten) auf. Im nördlichen Harzvorland sind lokal (Aufschluß Klotzberg, Anhang) glimmerführende Mittel- bis Grobsandsteine ausgebildet, die mit Altern von 569 +/-6 Ma auf die Sudeten als Liefergebiete hinweisen (PAUL et al. 2008). Dem entsprechend weisen die Sandsteine der Unteren Seeberg-Formation Transportrichtungen nach NW bis N auf (z. B. APPEL 1981, Aufschluß Klotzberg, Anhang).

Im mittleren Teil der Formation lagern sehr gut sortierte hellgraue bis hellgelbe Feinsandsteine, z. T. auch Mittelsandsteine, die durch dunkle bis schwarze Tonsteine gegliedert werden. Die Bankmächtigkeiten betragen im Thüringer Becken bis zu 3 m. In Richtung auf das nördliche Harzvorland nimmt der Anteil der Sandsteine ab und wird durch bis zu 3 m mächtige dunkle Tonsteine kompensiert.

Synonyme

In den deutschen Anteilen des Arbeitsgebietes sind die Exter-Formation (DSK 2005), der Rätkeuper (Thüringen), Oberer Steinmergelkeuper 2 bis 3 und Mittel- bis Oberrät (Brandenburg), die Rätkeuper-Folge (Stratigraphischer Standard der DDR) Synonyme der Seeberg-Formation. In den polnischen und dänischen Anteilen des Arbeitsgebietes können die oberen Abschnitte der seria zbąszyńska (Zbąszynek-Serie) und der seria wielichowska (Wielichowo-Serie) nach DADLEZ & KOPIK (1963) durch Seeberg-Formation ersetzt werden.

Untergliederung

Die Seeberg-Formation wird untergliedert in:

- Obere Seeberg-Formation (Diskordanz D 6 bis Formationsobergrenze)
- Untere Seeberg-Formation (Formationsuntergrenze bis Diskordanz D 6).

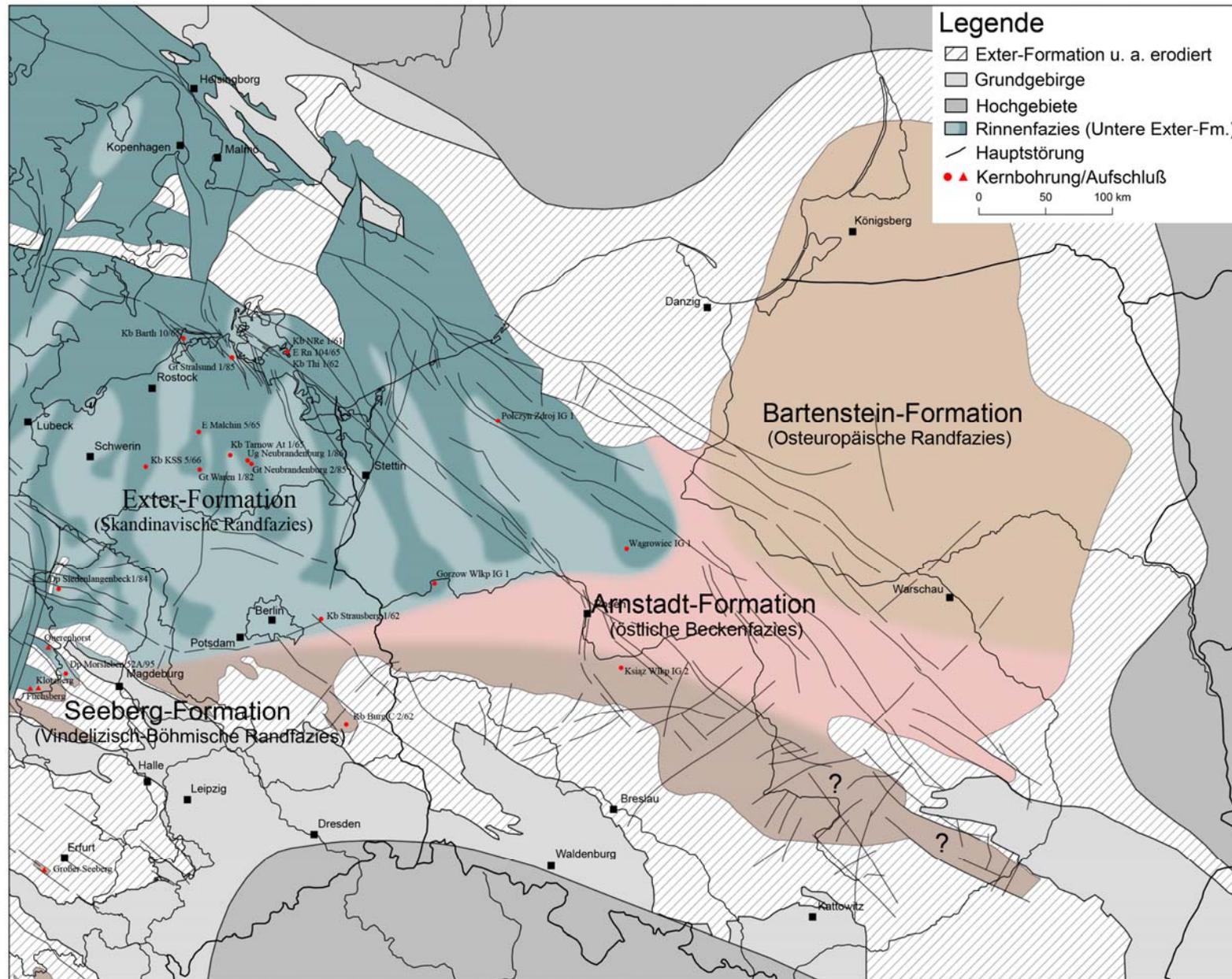


Abb. 5.2.3: Verbreitung der Exter-, Seeberg- und Bartenstein-Formation, alluviale bis fluvio-deltaische Rinnenfazies der Unteren Exter-Formation dunkel hinterlegt. In Zentralpolen ist die Beckenfazies (Arnstadt-Formation) bis an die Jurabasis ausgebildet. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

Alter

Die palynologische Einstufung der Unteren Seeberg-Formation scheiterte bisher an den schlechten Aufschlußbedingungen bzw. fehlender Nachweise von Palynomorphen. Die Obere Seeberg-Formation kann dagegen durch Palynomorphe (z. B. SCHULZ 1962, 1967, 1995, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1983) und *Rhaetavicula contorta* PORTLAND (z. B. ERNST & BEUTLER 1977) eindeutig mit dem Rhaetium parallelisiert werden (Kap. 4.2). Die Abgrenzung vom lithologisch ähnlich entwickelten basalen Lias in Thüringen (Psiloceraten-Schichten) ist durch Palynomorphe und Ammoniten eindeutig möglich. Bedingt durch die schlechten Aufschlußbedingungen bzw. ungenügende biostratigraphische Einstufungen kann der Zeitumfang der Formation nicht direkt ermittelt werden. Durch die Korrelation der Diskordanz D 5.1 (Mühlburgbank) und der Diskordanz D 8 zwischen der Seeberg- und der Exter-Formation kann jedoch auf einen vergleichbaren Zeitumfang der beiden Formationen von ca. 4,5 Ma geschlossen werden, der etwa dem des Rhaetium entspricht.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofile

Die Typusregion der Seeberg-Formation ist das Drei-Gleichen-Gebiet im Thüringer Becken. Da kein durchgängiges Profil verfügbar ist, setzt sich das Typusprofil aus dem Profil des neuen Kammerbruchs (Großer Seeberg) und der Bohrung 26 (SEIDEL & GESANG 1959), die auf der untersten Abbausohle des neuen Kammerbruchs abgeteuft wurde, zusammen. Die Benennung erfolgt nach dem Großen Seeberg bei Gotha als Seeberg-Formation. Neben dem Typusprofil wird ein Referenzprofil aus SE-Brandenburg definiert.

Thüringer Becken

Typusregion: Drei-Gleichen-Gebiet;

Typusprofil: Neuer Kammerbruch (Großer Seeberg), Bohrung 26 nach SEIDEL & GESANG (1959);

TK 25 Blatt 5030 Gotha, R: 4413800 H: 5643900 (neuer Kammerbruch),

Höhe ü NN: unbekannt, siehe Anhang;

SE-Brandenburg

Referenzprofil für SE-Brandenburg:

Bohrung Kb Burg C 2/62, TK 25 Blatt 4150 Burg,

R: 5440432 H: 5746869, Höhe ü. NN: 53,2 m,

Teufe: 233,0-254,2 m (Untere Seeberg-Formation, distaler Abschnitt)

185,7-201,0 m (Obere Seeberg-Formation), siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Seeberg-Formation ist in der Typusregion knapp 70 m mächtig. In SE-Brandenburg und Westpolen verzahnt sich die Seeberg-Formation mit der Arnstadt-Formation. Dadurch können diese Profile nicht für Vergleiche der Mächtigkeiten benutzt werden.

Leithorizonte**Unteres Bonebed**

An der Untergrenze der Formation ist im Raum Gotha-Arnstadt und Eisenach-Creuzburg eine Anreicherungslage mit Vertebratenresten (Bonebed) ausgebildet (z. B. SCHÄFER 1901, 1907, 1918, NAUMANN 1907, DREYER 1962). Die Lithologie des maximal 0,1 m mächtigen so genannten Unteren Bonebeds schwankt zwischen schräg geschichteten Grobsandlagen und brekziösen bis konglomeratischen Horizonten, in denen grüngraue und rote Tongerölle auftreten (Tafel XIII). Nach KLAUA (1969) sind an der Formationsbasis im Thüringischen Grabfeld ebenfalls mehrere Bonebeds ausgebildet, die mit denen des Thüringer Beckens parallelisiert werden können. In wieweit das Untere Bonebed über das thüringische Gebiet hinaus als Leithorizont gelten kann, bleibt auf Grund der lückenhaften Verbreitung der Formation offen. In SE-Brandenburg sind keine Bonebeds an der Formationsbasis ausgebildet.

„Gurkenkern-“ oder „Gerstenkornsicht“

Im Raum Gotha-Arnstadt tritt etwa 1,5–2 m über der Formationsbasis eine Anreicherungslage mit massenhaften Abdrücken von *Unionites posterus* DEFFN. & FRAAS auf, die als so genannte „Gurkenkern-“ oder „Gerstenkornsicht“ bezeichnet wird. *Unionites posterus* DEFFN. & FRAAS ist das Charakterfossil der Sandsteine der Unteren Seeberg-Formation Thüringens (Anoplophora-Sandstein nach KRUMBECK 1939). Dabei handelt es sich jedoch nicht um eine bestimmte Lage, vielmehr tritt das Charakterfossil in verschiedenen Niveaus der Unteren Seeberg-Formation auf.

Kavernöse Quarzschicht (Äquivalent des Oberen Bonebeds)

Die kavernöse Quarzschicht nach PUTZER (1938) ist eine maximal 0,1 m mächtige grobkörnige Lage mit typischen zelligen Hohlräumen, die im Raum Gotha-Arnstadt und Eisenach-Creuzburg ausgebildet ist. PUTZER (1938) stuft die kavernöse Quarzschicht als Äquivalent des Oberen Bonebeds nach TEGETMAYER (1876) und SCHÄFER (1901, 1918) ein. Die kavernöse Quarzschicht bleibt in ihrer Verbreitung auf das südwestliche Thüringer Becken beschränkt.

5.3 Skandinavische Randfazies**5.3.1 Maglarp C-/Maglarp B-Schichten (informelle Einheiten)****Definition**

Die Maglarp C-Schichten und Maglarp B-Schichten sind informelle Einheiten in denen die randfaziellen Äquivalente des Muschelkalks, Unteren Keupers und überwiegende Teile des Mittleren Keupers zusammengefaßt werden (SIVHED 1999). Die Schichtenfolge ist nur im südwestlichen Teil Schonens ausgebildet (Höllviken-Graben) und verzahnt sich entlang einer Linie zwischen den

Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und Stenlille-19 bzw. der NE-Spitze Seelands mit den Formationen der Beckenfazies (Abb. 5.1.1-1, Abb. 5.1.2-1, Abb. 5.1.3-1, Abb. 5.1.4-1). Da eine genaue Zuordnung der Maglarp C-/Maglarp B-Schichten zu den Formationen der Beckenfazies nicht möglich ist, werden die Schichten hier zusammengefaßt.

Eine exakte lithologische Definition der **Untergrenze** ist nicht möglich. Im Allgemeinen wird sie an die Basis grauer Sandsteine und Tonsteine, die z. T. fossilführend (Fischschuppen, Charophyten u. a.) sind, gelegt (z. B. BROTZEN 1950, SIVHED 1999).

Die **Obergrenze** der Maglarp C-/Maglarp B-Schichten ist durch die Untergrenze der Kågeröd-Formation definiert.

Lithologie

Die **Maglarp C-Schichten** bestehen aus grauen Feinsandstein-Tonstein Wechsellagerungen, die nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut sind. Typisch sind Pflanzen- und Fischreste an Hand derer die Maglarp C-Schichten nach BROTZEN (1950) und SIVHED et al. (1999) als Äquivalente des Muschelkalks und des Unteren Keupers eingestuft werden. Der Übergang zu den **Maglarp B-Schichten** ist als fazieller Wechsel zu roten bis grünen zumeist grobkörnigen Sandsteinen ausgebildet, die konglomeratische Lagen und arkoseartige Sandsteine enthalten und zum Hangenden in tonige Lagen übergehen (Sohlbankzyklen). Das Schwermineralspektrum setzt sich zu über 50 % aus Granat und nur zu einem geringen Teil aus ZTR-Komponenten zusammen (BROTZEN 1950). Da die Maglarp B-Schichten durch karbonatische Bindemittel und Konkretionen charakterisiert sind werden sie als Bildungen unter kontinentalen Bedingungen mit erhöhter Evaporation charakterisiert und mit dem Gipskeuper i. w. S. parallelisiert (BROTZEN 1950, SIVHED 1999).

Synonyme

Die Maglarp C-/Maglarp B-Schichten entsprechen im zentralen Dänischen Becken der Abfolge Muschelkalk Formation, Lower Keuper Claystone Member, Main Keuper Evaporite Member, Middle Keuper Claystone Member und Red Keuper Evaporite Member. In der Nördlichen Randfazies (Dänische Nomenklatur) entsprechen sie der höheren Skagerrak-Formation und der unteren bis mittleren Oddeund-Formation.

Untergliederung

Es existiert eine informelle Untergliederung nach BROTZEN (1950), die hauptsächlich auf der Unterscheidung der Gesteinsfarben basiert. Eine weiterführende Untergliederung kann auf der Grundlage der vorliegenden Untersuchungen nicht vorgenommen werden.

Alter

PIASECKI (2005) stuft auf palynologischer Grundlage die höheren Abschnitte der Maglarp C-Schichten in das höhere Ladinium bzw. parallelisiert sie mit dem Unteren Keuper. Durch SIVHED (1999) und AHLBERG et al. (2001, 2002) werden die Maglarp B-Schichten undifferenziert mit dem Karnium parallelisiert.

Typusregion, Typusprofil und Referenzprofil

Das Typusprofil der Maglarp C-/Maglarp B-Schichten ist die Bohrung Maglarp-1 (SIVHED 1999), ein veröffentlichtes Referenzprofil liegt von der Bohrung Höllviken-2 vor (BROTZEN 1950).

SW-Schweden

Typusregion: Schonen;

Typusprofil: Bohrung Maglarp-1, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,

Teufe: 1626,0-1722,0 m Maglarp B-Schichten,
1722,0-1906,0 m Maglarp C-Schichten (SIVHED 1999);

Referenzprofil: Bohrung Höllviken-2, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,

Teufe: 1604,0-1755,0 m Maglarp B-Schichten,
1755,0-1886,0 m Maglarp C-Schichten (SIVHED 1999);

Mächtigkeiten

In der Typusregion schwanken die Mächtigkeiten der Maglarp C-/Maglarp B-Schichten zwischen 200 m und 400 m (SIVHED 1999). Dabei nehmen die Mächtigkeiten von Schonen aus in SW-Richtungen zu (Höllviken Graben). Im Typusprofil erreichen die Maglarp C-Schichten eine Mächtigkeit von 184 m und die Maglarp B-Schichten von 96 m.

Leithorizonte

BROTZEN (1950) untergliedert die Maglarp C-/Maglarp B-Schichten in eine Reihe von Horizonten. Ob einige davon den Wert von Leithorizonten besitzen, kann nur durch weiterführende Untersuchungen geklärt werden.

Distale Sandsteine

In den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes (z. B. Bohrung Polczyn Zdrój IG 1) treten in der Grabfeld- und Weser-Formation (Beckenfazies) bis zu 4 m mächtige Sandsteine auf, die als distale Sandsteine der Skandinavischen Randfazies angesehen werden (Abb. 5.1.4-1). Es handelt sich durchwegs um graue, unreife Feinsandsteine vom Typ „Schilfsandstein“, die lokal bis regional als Leithorizonte gelten können (z. B. NW-Polen, Anhang).

5.3.2 Kågeröd-Formation (Maglarp A-Schichten)

Definition

Die kontinentale, grobklastische Schichtenfolge, die in Schonen flächenhaft auf Kambrosilur und Archaikum lagert, wird als **Kågeröd-Formation** bezeichnet (z. B. ANGELIN 1859/1877, SIVHED 1984, 1999). Die Kågeröd-Formation erstreckt sich von Schonen aus in Richtung S, SW und W und verzahnt sich entlang einer Linie zwischen den Bohrungen Stina-1, Pernille-1 und der NE-Spitze Seeland mit der Arnstadt-Formation (Abb. 5.1.5-1).

Die **Untergrenze** ist an die Diskordanz D 4 und einen sedimentologischen Wechsel zu roten Konglomeraten, Arkosen und Sandsteinen geknüpft.

Die **Obergrenze** wird durch die Diskordanz D 5 und die Überlagerung durch graue Sandsteine und Tonsteine markiert.

Lithologie

Die Kågeröd-Formation besteht zu über 80 % aus grobklastischen Sedimenten, wie Konglomeraten, Arkosen und Sandsteinen mit mäßiger Sortierung und geringer Reife (Kågeröd-Arkosen). Charakteristisch ist der Aufbau aus Schüttungszyklen, die nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut sind und nur in den höheren Abschnitten Tonsteine führen (KÖSTER 1956). Lediglich der oberste Teil der Formation wird durch Tonsteine dominiert (Kågeröd-Tone). Die Schichtenfolge der Formation weist im unteren Teil vorwiegend braune Farben und im höheren Teil braune und graue Farben auf.

Synonyme

Durch die Kågeröd-Formation können im östlichen Dänischen Becken das Red Keuper Claystone Member, Dolomitic Keuper Member und Upper Keuper Claystone Member ersetzt werden. In der Skandinavischen Randfazies (dänische Nomenklatur) sind die Oddesund Formation und Vinding Formation Synonyme der Kågeröd-Formation.

Untergliederung

Die Kågeröd-Formation wird informell in die Kågeröd-Arkosen und die Kågeröd-Tone untergliedert (z. B. BROTZEN 1950, SIVHED 1999). Auf der Grundlage dieser Untersuchungen kann keine weiterführende Untergliederung vorgenommen werden.

Alter

SIVHED (1999) und AHLBERG et al. (2001, 2002) stufen die Formation undifferenziert in das Norium. Möglicherweise hat die Formation einen vergleichbaren zeitlichen Umfang, wie die Arnstadt-Formation (ca. 18–20 Ma).

Typusregion und Typusprofil

Typusregion ist das nordwestliche Schonen. Die Benennung der Formation erfolgt nach der Stadt Kågeröd bei Helsingborg, in deren Umgebung die Formation in Aufschlüssen zugänglich ist. Ein komplettes Typusprofil ist in der Region nicht vorhanden. Aus diesem Grunde gilt die Bohrung Höllviken-2 als Typusprofil (z. B. BROTZEN 1950).

SW-Schweden

Typusregion: NW-Schonen, Benennung nach der Stadt Kågeröd;

Typusprofil: Bohrung Höllviken-2, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,

Teufe: 1496,0-1604,0 m (BROTZEN 1950);

Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der Formation schwanken zwischen 70 m und 220 m. Im Typusprofil erreicht die Kågeröd-Formation eine Mächtigkeit von 108 m.

Leithorizonte

Kågeröd-Arkosen, Kågeröd-Tone

Die unteren bis mittleren Abschnitte der Formation werden durch Konglomerate, Arkosen und Sandsteine verschiedener Korngrößen aufgebaut und informell als so genannte Kågeröd-Arkosen bezeichnet. Oben geht die grobklastische Abfolge in die Kågeröd-Tone über. Im Verbreitungsgebiet der Formation sind beide Schichtenfolgen flächenhaft verbreitet und besitzen den Wert von Leithorizonten (z. B. SIVHED 1999). Die Mächtigkeiten der Kågeröd-Arkosen nehmen in Richtung SW rasch zu Gunsten der Kågeröd-Tone ab.

5.3.3 Exter-Formation (erweiterte Definition)

Definition

Die klastische Schichtenfolge des Oberen Keupers, die durch progradierende Schüttungen von skandinavischen Liefergebieten in das Zentraleuropäische Becken verfrachtet wurde, wird als **Exter-Formation** bezeichnet. Die Exter-Formation ist in NW-Schonen in Übertageaufschlüssen zugänglich und von dort flächenhaft im östlichen Dänischen Becken und im nördlichen Zentraleuropäischen Becken verbreitet (Abb. 5.2.3). In Zentral-Schonen grenzt die Formation an den Höör-Sandstein (Oberer Keuper-Unterer Jura), von dem jedoch nur kleinere Abschnitte in wenigen Aufschlüssen zugänglich sind. Die Exter-Formation verzahnt sich in Schleswig-Holstein und Niedersachsen mit der tlw. flachmarinen, tonigen Beckenfazies, deren Benennung als Formation aussteht, zwischen dem Subherzyn und E-Brandenburg mit Seeberg-Formation und in W- und NW-Polen mit der Arnstadt-Formation.

Die **Untergrenze** der Formation liegt an der Basis fluviolakustriner bis alluvial-fluvialer Schichten, die pedogene, playafazielle Abfolgen der Arnstadt-Formation diskordant (Diskordanz D 5.1) überlagern. Lediglich im distalen Verbreitungsgebiet der Exter-Formation liegt die Untergrenze an der Diskordanz D 5.2 oder höher.

Die **Obergrenze** liegt an Untergrenze des Jura bzw. der Diskordanz D 8.

Lithologie

Die hier vorgelegte Definition verbindet die Exter-Formation mit progradierenden Schüttungen, die von den skandinavischen Liefergebieten erfolgten und die im Verbreitungsgebiet der Formation von SW-Schonen bis in das Norddeutsch-Polnische Becken durch vorwiegend sandige Lithologien charakterisiert sind. Unter alluvial-fluvialer und deltaischer Fazies wurden in Rinnen und Fächern reife und gut sortierte Quarzsandsteine feiner bis mittlerer Korngröße in Richtung S bis SW transportiert und abgelagert (FRANZ & WOLFGRAMM 2008). Die Obergrenzen der Schüttungen weisen häufig dünne kohlige Lagen auf; in Schonen sind bis zu 2 m mächtige Kohleflöze ausgebildet. Untergeordnet treten zwischen den Rinnen Tonsteine grauer bis rotbunter Farbe auf, die z. T. Übergänge zu Dolomitmergelsteinen und pedogenen Dolomitkrusten (Dolcretes) aufweisen und auf die Verzahnung mit der Arnstadt-Formation hindeuten (FRANZ & WOLFGRAMM 2008). Lokal sind Wurzelböden sowie Kieselkrusten (Silcretes) und Hämatitkrusten (Ferricretes) ausgebildet (FRANZ 2007).

Die tonige Beckenfazies in Schleswig-Holstein, Niedersachsen und dem Subherzyn, die z. T. durch eine flachmarine Ingression geprägt wird, sollte dementsprechend in einer weiteren Formation definiert werden.

Synonyme

Die Abfolge Oberer Keuper und Unterer Lias wird in Schonen als Höganäs-Formation bzw. in Dänemark als Gassum-Formation zusammengefaßt. Da jedoch in beiden Fällen auf palynologischer und lithologischer Grundlage die Trias/Jura-Grenze festgelegt werden kann, sollte der Anteil des Oberen Keupers ausgegliedert und in der Exter-Formation zusammengefaßt werden. Demzufolge sind Vallåkra Member, Bjuv Member und Teile der Gassum-Formation Synonyme der Exter-Formation. In Polen sind die oberen Zbąszynek-Schichten und die Wielichowo-Schichten Synonyme der Exter-Formation (FRANZ et al. 2007a).

Untergliederung

Die Exter-Formation wird untergliedert in (Abb. 5.2.3):

- Obere Exter-Formation (Diskordanz D 6 bis Formationsobergrenze)
- Untere Exter-Formation (Formationsuntergrenze bis Diskordanz D 6).

Die in DSK (2005) vorgeschlagene Untergliederung in Rinteln-, Oeynhausen- und Vahlbruch-Subformation greift die Gliederungen nach SCHOTT (1942), WILL (1953, 1969) und DUCHROW (1984) auf (Tab. 3). Diese Gliederungen wurden an Profilen Schleswig-Holsteins und Niedersachsens, also des Verzahnungsgebietes der Exter-Formation mit der Beckenfazies (unbenannt), aufgestellt. Im Verbreitungsgebiet der Formation NE-Deutschlands, Polens und Skandinaviens ist jedoch eine Untergliederung der Oberen Exter-Formation nicht durchführbar (Abb. 5.5.5-2).

diese Arbeit	NW-Deutschland DSK (2005)	NW-Polen Dadlez & Kopik (1963)	SW-Schweden z. B. Sivhed (1980)	E-Dänemark Bertelsen (1978)
Obere Exter-Fm.	Vahlbruch-Subfm. Oeynhausen-Subfm.	Wielichowo-Serie	Bjuv-Member	Gassum-Fm., tlw.
Untere Exter-Fm.	Rinteln-Subfm.	Obere Zbąszynek-Serie	Vallåkra Member	

Tab. 3: Untergliederung und Korrelation der Exter-Formation im Untersuchungsgebiet.

Alter

Die Exter-Formation wird durch Palynomorphe, Conchostraken, Ostracoden und Lamellibranchiaten in das Rhaetium gestuft (Kap. 4.2, Abb. 4.2). Gebietsweise wird in NE-Deutschland und NW-Polen die Untergliederung in Untere und Obere Exter-Formation durch Palynomorphen-Zonen gestützt (z. B. SCHULZ 1967, 1976, 1995, ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1983). Die Untergrenze des Rhaetium liegt bei ca. 206 Ma, die Obergrenze bei ca. 201–201,5 Ma (KOZUR & WEEMS 2007, SCHALTEGGER et al. in Vorber.). Der zeitliche Umfang des Rhaetium beläuft sich somit auf ca. 4,5 Ma. Dabei liegt die Formationsbasis nicht exakt an der Basis des Rhaetium. In der Bohrung Kb Tarnow At 1/65 wird nach vorläufiger Einstufung die Basis des Rhaetium etwa 5 m über der Formationsbasis korreliert (KOZUR mündl. Mitt.). Die Abgrenzung der Formation gegen das Hettangium ist durch *Nathorstisporites hopliticus* JUNG im Untersuchungsgebiet möglich (z. B. SCHULZ 1967, 1976), jedoch liegt die Basis dieser Zone nicht exakt an der Obergrenze der Formation, sondern vereinzelt wenige Meter unterhalb (z. B. Bohrung Kb Barth 10/65, Anhang).

Typusregionen, Typusprofile und Referenzprofile

Die Typusregion der Formation ist das Extertal in Nordlippe, in der jedoch kein durchgängiges Profil vorhanden ist. Da die Typusregion außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, werden Referenzprofile für NE-Deutschland, NW-Polen und Skandinavien benannt.

Untere Exter-Formation

Referenzprofil für NE-Mecklenburg, alluviale Rinnenfazies:

Bohrung Kb Barth 10/65, TK 25 Blatt 1540 Ibenhorst, R: 4532116 H: 6030888,
Höhe ü. NN: unbekannt, Teufe: 728,3-812,7 m, siehe Anhang;

Referenzprofile für NE-Mecklenburg, fluviolakustrine Zwischenrinnenfazies:

Bohrung Kb Tarnow At 1/65, TK 25 Blatt 2345 Altentreptow,
Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt, Teufe: 894,0-947,3 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für NW-Polen, alluviale Rinnenfazies:

Bohrung Wągrowiec IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1244,7-1317,5 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Dänemark, alluviale Rinnenfazies:

Bohrung Slagelse 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1194-1292 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Schonen:

Steinbruch bei Vallåkra, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
nach SIVHED (1980);

Obere Exter-Formation

Referenzprofile für NE-Mecklenburg, Deltafront:

Bohrung Kb KSS 5/66; TK 25 Blatt 2438 Goldberg R: 4502197 H: 5935914,
Höhe ü. NN: 68,5 m, Teufe: 1744,5-1802,0 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Dänemark, Deltafront:

Bohrung Slagelse 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 1153,0-1194,0 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für Schonen, Deltaplattform, Rinnenfazies:

Bohrung Flennige Nr. 266, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe ca. 152-170 m, nach LINDSTRÖM & ERLSTRÖM (2006);

Referenzprofil für Schonen, Deltaplattform, tonig-kohlige Fazies:

Bohrung FFC-1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe ca. 1793,0-1829,0m, nach LINDSTRÖM & ERLSTRÖM (2006);

Referenzprofil für NW-Polen, alluviale Fazies:

Bohrung Połczyn Zdroj IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,
Teufe: 786,0-808,0 m, siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der Exter-Formation unterliegen starken Schwankungen, die in der Paläogeographie des Ablagerungsraumes begründet liegen. Im proximalen Abschnitt der Formation (SW-Schonen), der z. T. als Durchfrachtungsraum der Sedimente anzusehen ist, betragen die Mächtigkeiten maximal 60 m (SIVHED 1999). Die Mächtigkeiten steigen in den medialen Abschnitten der Formation (NE-Mecklenburg), die als Hauptablagerrungsraum anzusehen sind, auf bis zu 170 m (z. B. Bohrung Kb Dänschenburg 1/64) an und nehmen in den distalen Abschnitten

(SW-Mecklenburg) auf durchschnittlich 80 m ab. In NW-Polen verzahnt sich die Formation mit der Arnstadt-Formation und kann in diesen Gebieten nicht für die Betrachtung von Mächtigkeiten herangezogen werden.

Leithorizonte

Kohleflöze (Kohleflöze A und B)

Die Obere Exter-Formation (Bjuv-Member) Schonens führt zwei Kohleflöze, die so genannten Hauptkohleflöze, die flächenhaft verbreitet sind seit dem 15. Jahrhundert über Tage abgebaut wurden (z. B. SIVHED 1999). Das Flöz B bildet die Untergrenze, das Flöz A die Obergrenze des Bjuv-Members. Die Mächtigkeiten der Kohleflöze variieren zwischen wenigen Dezimetern bis zu 2 m. In der Abfolge des Bjuv-Members sind lokal weitere Kohleflöze ausgebildet, die jedoch keine Bedeutung für die Stratigraphie in Schonen besitzen. Die Verbreitung der Kohleflöze A und B bleibt auf das Gebiet Schonens beschränkt.

In den anderen Verbreitungsgebieten der Formation (z. B. NE-Deutschland) treten in den höchsten Abschnitten fluvio-deltaischer Schüttungszyklen häufig dunkle Tonsteine mit schmalen kohligen Lagen und Horizonten auf, die auf dieser Grundlage für die lokale bis regionale Korrelation verwendet werden können.

5.4 Osteuropäische Randfazies

5.4.1 Neidenburg-Formation (formacja nidzica, nov. nom.)

Definition

Die stark randfaziell überprägte Schichtenfolge, die im Hangenden der Diskordanz D 4 weit auf die Osteuropäische Tafel übergreift, wird als **Neidenburg-Formation (formacja nidzica)** bezeichnet und ist das beckenfazielle Äquivalent der Osteuropäischen Randfazies, die jedoch erosionsbedingt nicht mehr nachweisbar ist. Entlang einer Linie Warschau (Warszawa) - Graudenz (Grudziędz) grenzt die Formation an die Arnstadt-Formation im Zentralpolnischen Fazies, zu der graduelle Übergänge bestehen (Abb. 5.1.5-1).

Die **Untergrenze** der wird durch die Diskordanz D 4 gebildet, die auf der Osteuropäischen Tafel auf triassische, paläozoische und z. T. proterozoische Gesteine übergreift (Kap. 5.5.3).

Die **Obergrenze** der wird durch die Diskordanz D 6 gebildet, die auf der Osteuropäischen Tafel flächenhaft ausgebildet ist (Kap. 5.5.5).

Lithologie

Die Neidenburg-Formation (formacja nidzica) besteht aus Wechsellagen grauer Sandsteine und Konglomerate, die als Zwischenlagen in vorwiegend roten, undifferenzierten und abschnittsweise

intensiv pedogen überprägten Tonmergeln auftreten. Die Sandsteine können in den proximalen Abschnitten der Formation bis zu 25 m mächtig werden (DADLEZ 1968, 1971).

Synonyme

Durch die Neidenburg-Formation (formacja nidzica) kann der Begriff Neidenburg-Schichten (warstwy nidzickie) nach DADLEZ (1962, 1968) ersetzt werden.

Untergliederung

Die Neidenburg-Formation wird untergliedert in:

- Obere Neidenburg-Formation (Diskordanz D 5.1 bzw. D 5.2 bis Formationsobergrenze)
- Untere Neidenburg-Formation (Formationsuntergrenze bis Diskordanz D 5.1 bzw. D 5.2).

Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an der Basis eines Sandsteinhorizontes, der im Gebiet der Podlasie-Senke flächenhaft ausgebildet ist und der Diskordanz D 5.2 (Abb. 5.5.4-2). Die Untergliederung der Formation kann für das Gebiet Ermland-Masuren nicht mehr zweifelsfrei durchgeführt werden.

Alter

Die Neidenburg-Formation kann durch Palynomorphe undifferenziert in das Norium bis tiefe Rhaetium gestuft werden (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1983, LUND 1977).

Typusregionen, Typusprofile und Referenzprofile

Als Typusprofil der Neidenburg-Formation gilt die Bohrung Nidzica IG 1 nach DADLEZ (1962, 1968). Aus dem Gebiet der Podlasie-Senke wird ein Referenzprofil benannt.

NE-Polen

Typusregion: Ermland-Masuren;

Typusprofil: Bohrung Nidzica IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,

Teufe: 1737,0-1790,0 m, siehe Anhang;

Referenzprofil für die Podlasie-Senke:

Bohrung Warszawa IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN: unbekannt,

Teufe: 1825,0-2018,5 m (DADLEZ 1971), siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Neidenburg-Formation ist durch generell abnehmende Mächtigkeiten vom SW-Rand der Osteuropäischen Tafel (Podlasie-Senke) nach NE gekennzeichnet. In der Bohrung Warszawa IG 1 ist die Formation etwa 190 m mächtig, wogegen im Typusprofil Nidzica IG 1 nur noch eine Mächtigkeit von 53 m zu verzeichnen ist. Über die Bohrung Paślęk IG 1 mit 14,8 m nimmt die Mächtigkeit in Richtung der Bohrung Gołdap IG 1 erosionsbedingt auf 0 m ab.

Leithorizonte

Die distalen Abschnitte der Formation führen im Gebiet der Podlasie-Senke einen bis zu 25 m mächtigen, vorwiegend grauen Feinsandstein (DADLEZ 1971), der als Leithorizont verwendet werden kann (Abb. 5.5.4-2). Im Gebiet Ermland-Masuren kann der Horizont nicht zweifelsfrei bestimmt werden (DADLEZ 1968).

5.4.2 Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka, nov. nom.)

Definition

Die Schichtenfolge, die sich im Hangenden der Neidenburg-Formation bis an die Basis des Lias erstreckt, wird als **Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka)** bezeichnet und gilt als beckenfazielles Äquivalent der Osteuropäischen Randfazies, die erosionsbedingt nicht mehr ausgebildet ist. Die Bartenstein-Formation ist auf der Osteuropäischen Tafel flächenhaft verbreitet und verzahnt sich in Richtung W mit der Exter-Formation und in Richtung SW mit der Arnstadt-Formation (Abb. 5.2.3).

Die **Untergrenze** wird durch die Diskordanz D 6 gebildet, die auf der Osteuropäischen Tafel flächenhaft kartierbar ist (Kap. 4.5.5).

Die **Obergrenze** wird durch die Diskordanz D 8 und den basalen Lias gebildet.

Lithologie

Die Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka) besteht aus einer Wechselfolge grauer Feinsandsteine und grauer Tonsteine, die Sohlbankzyklen bilden. Gelegentlich treten auch Grobsandsteine auf. Zum Hangenden gehen die Abfolgen in graue Tonsteine und Tonmergelsteine über, die vereinzelt dolomitische Lagen und Krusten aus Toneisenstein, Pyritkonkretionen und z. T. kohlige Lagen führen (DADLEZ 1968, 1971). Nur sehr untergeordnet sind rote und rotbunte Tonmergelsteine vorhanden. Im baltischen Verbreitungsgebiet geht die Formation in eine geringmächtige, undifferenzierte Abfolge hellgrauer Siltsteine und Tone bis Tonmergel mit Sandlinsen, Pyritkonkretionen und Holzresten über (VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS 1978, PAŠKEVIČIUS 1997).

Synonyme

Durch die Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka) kann in den polnischen Teilen des Arbeitsgebietes der Begriff Bartenstein-Schichten (warstwy bartoszyckie) nach DADLEZ (1962, 1968) ersetzt werden. In der russischen Exklave und SW-Litauen ist die Nida-Formation nach VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS (1978) ein Synonym der Bartenstein-Formation (formacja bartoszycka).

Untergliederung

Auf der Grundlage dieser Untersuchungen kann eine Untergliederung nicht vorgenommen werden.

Alter

Die Bartenstein-Formation kann durch Palynomorphe in das Rhaetium gestuft werden (ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA 1983, LUND 1977).

Typusregionen, Typusprofile und Referenzprofile

Das Typusprofil Bartenstein-Formation ist die Bohrung Bartoszyce IG 1 (DADLEZ 1962, 1968). Für das Verbreitungsgebiet der Formation im Gebiet der Podlasie-Senke und SW-Litauen werden Referenzprofile benannt.

NE-Polen

Typusregion: Ermland-Masuren;

Typusprofil: Bohrung Bartoszyce IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,
Teufe: 820,8-846,8 nach DADLEZ (1968);

Referenzprofil für SW-Litauen:

Bohrung Nida-44, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,
Teufe: 361,3-366,0 m (VIENOŽINSKIENĖ & KISNĖRIUS 1978);

Referenzprofil für die Podlasie-Senke:

Bohrung Warszawa IG 1, Koordinaten und Höhe ü. NN unbekannt,
Teufe: 1766,0-1781,5 m (DADLEZ 1971), siehe Anhang;

Mächtigkeiten

Die Bartenstein-Formation ist generell geringmächtig und erreicht im Typusprofil knapp 16 m. Ähnlich wie die unterlagernde Formation ist auch die Bartenstein-Formation durch abnehmende Mächtigkeiten in Richtung NE gekennzeichnet. In der Bohrungen Gołdap IG 1 bzw. Nida-44 betragen die Mächtigkeiten 6,1 m bzw. 4,7 m um weiter nordöstlich erosionsbedingt auf 0 m zurückzugehen.

Leithorizonte

In der Bartenstein-Formation treten keine Leithorizonte auf.

5.5 Diskordanzen

Für die Leitflächen-Stratigraphie (Folgen) nach DSK (2005) sind die Diskordanzen des Keupers von besonderer Bedeutung, da sie isochrone bis annähernd isochrone Leitflächen abbilden, an denen die Folgen abgegrenzt werden. Unter dem Begriff Diskordanz werden traditionell Winkeldiskordanzen, Erosionsdiskordanzen und Konkordanzen zusammengefaßt und als Diskordanz D 1 bis D 8 bezeichnet (DSK 2005). Als **Winkeldiskordanz** gilt eine Grenzfläche, deren liegende Schichtenfolge im Bezug zur hangenden Schichtenfolge eine verstellte Lagerung von über 3° aufweist. Dies ist bei wenigen Diskordanzen (z. B. Diskordanz D 4) im Keuper der Fall, die als flache Winkeldiskordanzen bezeichnet werden (z. B. GRODZICKA-SZYMANKO 1971). Bei gleichsinniger Lagerung und nachweisbaren Schichtausfällen liegt dagegen eine **Erosionsdiskordanz** vor, die z. B. auf beckeninternen Schwellen und Hochlagen oder an der Basis fluviatiler Rinnen ausgebildet sein kann. In der Beckenfazies können Grenzflächen ausgebildet sein, an denen die Sedimente verschiedener Faziesräume aufeinanderlagern ohne das Schichtausfall nachweisbar sind und die mit winkeldiskordanzen und Erosionsdiskordanzen der Beckenränder korrelieren. Diese Grenzflächen werden hier als **Konkordanzen** bezeichnet.

Im Rahmen dieser Bearbeitung haben sich die Diskordanzen D 2, D 4, D 5, D 6 und D 8 als beckenweit ausgebildete Leitflächen erwiesen, von denen die Diskordanzen D 2, D 4 und D 6 überregional auskartierbar sind. Weiterhin als überregionale Leitflächen sind die Diskordanzen D 1 und D 7 anzusehen, lediglich die Diskordanz D 3 ist im Untersuchungsgebiet nicht erkennbar.

5.5.1 Diskordanzen der Erfurt Formation und Diskordanz D 1

Von der Ostsee über die Oderbucht und Mecklenburg-Vorpommern bis in das Subherzyn ist die Untergrenze der Erfurt-Formation als Konkordanz und Gebietsweise als Erosionsdiskordanz ausgebildet. Eine solche Erosionsdiskordanz ist z. B. an der Basis des so genannten Trzebiez-Sandsteins (Bohrung Trzebiez 1) im Gebiet der Oderbucht ausgebildet, der als über 20 m mächtige fluviatile Rinnenfüllung den Äquivalenten der Unteren Ceratiten-Schichten (Oberer Muschelkalk) erosiv auflagert. Über die Verbreitung dieser Erosionsdiskordanzen bzw. entsprechende Schichtausfälle ist jedoch keine Aussage möglich, da Horizonte wie der Trzebiez-Sandstein nicht flächenhaft entwickelt sind.

Vom Subherzyn nach SW liegt die Formationsbasis an der Sohlfläche des Sandsteins S 1 (z. B. BEUTLER 1980, DSK 2005). Der Sandstein S1 ist ein Leithorizont mit überregionaler Verbreitung im Untersuchungsgebiet (Abb. 5.1.1-2, Abb. 5-1, Abb. 5-2). An der Basis des Sandsteins S 1 ist die Diskordanz D 1 ausgebildet, die in der Beckenfazies größtenteils als Konkordanz entwickelt ist. Liegt der Sandstein S 1 in fluvialtiler Rinnenfazies vor, so ist die Diskordanz D 1 als Erosionsdiskordanz nachweisbar. Aus dem Subherzyn beschreiben BEUTLER & HAUSCHKE (2001) und BEUTLER (2004)

von der Basis des Sandsteins S 1 Geröllagen bzw. Brekzienlagen. JUNGWIRTH et al. (1996) beobachten an der Diskordanz D 1 des Gebietes Erfurt-Arnstadt Schichtausfälle von bis zu 10 m. Durch eigene Untersuchungen an einem Aufschluß an der A71 Erfurt West konnte ein erosives Einschneiden des Sandsteins S 1 in die Grenzschichten (Oberer Muschelkalk) von maximal 3 m beobachtet werden (Abb. 5.5.1).

Des Weiteren treten auf beckeninternen Schwellen und an Beckenrändern Schichtausfälle auf. Bereits BECKER & LAEMMLEN (1988) und BEUTLER (1991) vermuteten auf der Hunsrück-Oberharz-Schwelle bzw. auf der Eichsfeld-Schwelle Schichtausfälle an der Diskordanz D 1, konnten jedoch keine Beträge quantifizieren. Durch umfangreiche Logkorrelationen von ca. 150 Bohrungen sind Schichtausfälle von maximal 35 m auf dem Scheitel der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nachweisbar (BARNASCH et al. 2005, Anhang). Der anlagerungsbedingte Anteil der Schichtausfälle beträgt ca. 15 m. Am südöstlichen Beckenrand des ZEB (Oberschlesien) können durch Logkorrelationen und detaillierte Bohrungsbeschreibungen von ASSMANN (1925, 1929) Schichtlücken von bis zu 70 m rekonstruiert werden. Teilweise lagert die Erfurt-Formation auf basalem Oberem Muschelkalk. Der anlagerungsbedingte Anteil beträgt dabei über 30 m.

Die Diskordanz D 1 ist somit eine ausgezeichnete Leitfläche, die in den südlichen Teilen als basale Diskordanz der Erfurt-Formation für die Abgrenzung der Folge K 1 gegen die Folge m 9 (nach DSK 2005) genutzt wird und in den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes als interne Diskordanz der Erfurt-Formation entwickelt ist. Der zeitliche Umfang der Diskordanz D 1 wird nach BACHMANN & KOZUR (2004) mit maximal 0,2 Ma abgeschätzt (Abb. 5-1).



Abb. 5.5.1: Die Diskordanz D 1 (Muschelkalk/Keuper-Grenze = rote Linie) an der Baustelle A 71 Erfurt West (Okt. 2005). Der Sandstein S 1 in Rinnenfazies überlagert eine Erosionsfläche, die ca. 3 m in die liegenden Grenzschichten (GR) hinab greift (Erosionsdiskordanz). Als Anhaltspunkt dienen eine so genannte „Grenzbank“ (G) und eine so genannte „Drusenbank“ (D). Außerhalb der Rinne ist die Diskordanz D 1 als Konkordanz ausgebildet, an der graugelbe, fluviatile Feinsandsteine auf flachmarinen bis brackischen Tonmergelsteinen (Grenzschichten) lagert. Die Grenzschichten führen eine Fauna mit *Ceratites dorsoplanus* und sind somit in den Oberen Muschelkalk zu stufen (* = Fundpunkt).

5.5.2 Diskordanz D 2 (Diskordanzen D 2.1, D 2.2, D 2.3)

Die Diskordanz D 2 wird auch als „intrakarnische“ Diskordanz (Grenze Cordevolium/Julium) bezeichnet und kann im gesamten ZEB sowie in weiten Gebieten der Tethys nachgewiesen werden (z. B. HORNING 2007, KOZUR & WEEMS 2007). Nach DSK (2005) werden die Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3 unter dem Begriff Diskordanzen D 2 zusammengefaßt. Der dreiteilige Aufbau, der im Zuge dieser Bearbeitung für das ganze Untersuchungsgebiet bestätigt werden kann, ist für die Interpretation der Bildung der Stuttgart-Formation von besondere Bedeutung (Abb. 5.5.2-1). In den beckenzentralen Abschnitten können für die Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3 keine flächenhaften Schichtausfälle rekonstruiert werden, es handelt sich demnach um Konkordanzen. Lokal bis regional wurde jedoch die Untere Stuttgart-Formation durch die in Rinnenfazies entwickelte Mittlere Stuttgart-Formation (Diskordanz D 2.2) erodiert (Abb. 5.5.2-1). Die Schichtausfälle betragen dabei bis 10 m. An der Diskordanz D 2.3 treten nur lokal Schichtausfälle von max. 5 m auf.

Auf beckeninternen Hochlagen wie der Eichsfeld-Altmark Schwelle, Rügen Schwelle und Vorsudetischen Monoklinale treten dagegen weitaus größere Schichtausfälle bis zu 50 m und auf der Lolland-Falster-Schwelle bis zu 100 m auf (Abb. 5.5.2-2, Abb. 5.5.2-3, Abb. 5.5.2-4). An Beckenrändern betragen die Schichtausfälle z. T über 100 m (z. B. Osteuropäische Plattform). Auf die Diskordanzen D 2.1 und D 2.2 entfallen dabei unterschiedliche Anteile des gesamten Schichtausfalls. Die Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 belegt, das die Untere Stuttgart-Formation auch auf der Vorsudetischen Monoklinale abgelagert wurde und somit die Diskordanz D 2.1 auf der Vorsudetischen Monoklinale als Erosionsdiskordanz mit ca. 90 m Erosionsbetrag ausgebildet ist (Abb. 5.5.2-1). In der benachbarten Bohrung E Lebus 1/75 wurde dagegen die Untere Stuttgart-Formation durch die Mittlere Stuttgart-Formation erodiert, wodurch der Eindruck entsteht, das die Schichtausfälle von ca. 40 m an der Diskordanz D 2.2 auftreten. Durch den Vergleich wird jedoch deutlich, das sich die Schichtausfälle beider Diskordanzen aufsummieren, wobei der weitaus größere Betrag im Liegenden der Diskordanz D 2.1 auftritt. Weiterhin kann ausgeschlossen werden, dass die Untere Stuttgart-Formation in der Bohrung E Lebus 1/75 bedingt durch Anlagerung (onlap) fehlt. Anders als in DSK (2005) dargestellt, wird hier deutlich, das die Diskordanz D 2.2 eine nachgeordnete Diskordanz ist, an der lediglich kleinere Ausfallbeträge auftreten (Abb. 5.5.2-1).

Aus dem Aufbau der Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3 sowie der Untergliederung in Untere, Mittlere und Obere Stuttgart-Formation wird die Genese der Formation in 6 Phasen rekonstruiert.

1. Phase: Die höhere Grabfeld-Formation ist durch eine Sedimentation gekennzeichnet, die intensive pedogene Überprägung, Gipskrusten und Evaporitlager aufweist. Insgesamt spricht das für eine reduzierte Sedimentzufuhr von den umliegenden Liefergebieten, die hier als Folge reduzierter Subsidenz interpretiert wird. Möglicherweise ist bereits in der höheren Grabfeld-Formation die Anlage

und Verfüllung von Rinnen zu verzeichnen (HAUSCHKE 1988). Nachdem die Sedimentzufuhr und damit die Subsidenz schließlich ganz zum Erliegen kommt wird die Diskordanz D 2.1 gebildet. Beckeninterne Hochlagen (z. B. Rügen-Schwelle, Vorsudetische Monoklinale) wurden in diesem Zeitraum gehoben und dadurch Teile der Grabfeld-Formation erodiert (Abb. 5.5.2-2, Abb. 5.5.2-3, Abb. 5.5.2-4). Die Ursache hierfür kann auf plattentektonische Reorganisation in Zusammenhang mit der Schließung der Paläotethys zurückgeführt werden (STAMPFLI & KOZUR 2006).

2. Phase: Im Zuge einer kurzen Ingression und geringer Sedimentzufuhr von hauptsächlich skandinavischen Liefergebieten wird die Untere Stuttgart-Formation (Übergangsschichten) flächenhaft im ZEB abgelagert (Abb. 5.5.2-1). Da die basale Untere Stuttgart-Formation in NE-Deutschland eine brachyhalin-marine bis brackische Ostracodenfauna führt kann auf die Ostkarpatenpforte als Ingressionsweg geschlossen (Kap. 4.3.3). Die wieder einsetzende Sedimentzufuhr von den Liefergebieten wird durch einen Klimawechsel zu humideren Verhältnissen gesteuert (z. B. WIENHOLZ & KOZUR 1970, KOZUR 1975, SIMMS & RUFFEL 1989).

3. Phase: Durch einen Meeresspiegelabfall sinkt das Niveau der Vorflut und ein Flußsystem, das durch starke Niederschläge gespeist wird, breitet sich im ZEB aus (SIMMS & RUFFEL 1989, karnisches Pluvial-Ereignis). Dies führt zur Erosion (Diskordanz D 2.2) eines Rinnensystems, das in der folgenden Phase verfüllt wird („incised valleys“, AIGNER & BACHMANN 1992). Lokal werden Rinnen angelegt, die die Untere Stuttgart-Formation und Teile der Grabfeld-Formation erodieren.

4. Phase: Durch einen erneuten Meeresspiegelanstieg steigt das Niveau der Vorflut und die in Phase 3 angelegten Rinnen werden in Verbindung mit anhaltenden Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten durch die Mittlere Stuttgart-Formation verfüllt („incised valley fill“). Dabei kommt es zur Ausbildung von Rinnenfazies und Zwischenrinnenfazies. Der Ablagerungsraum differenziert sich von einer alluvialen Ebene (NE-Deutschland) über eine fluviatile Ebene (Mitteldeutschland) in ein Ästuar (Süddeutschland), in dem die Rinnenfazies z. T. durch die Einwirkung von Gezeitenströmen überprägt wird (BARTH et al. 1984, GEHRMANN & AIGNER 2002, SHUKLA & BACHMANN 2007). Durch reduzierte und schließlich erliegende Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten wird die Phase 4 beendet, in deren Folge sowohl die Zwischenrinnenfazies als auch die Rinnenfazies bis zur Bildung von Wurzelböden pedogen überprägt wurden.

5. Phase: In Phase 5 wiederholen sich ähnliche Vorgänge wie in Phase 3. Durch einen erneuten Meeresspiegelabfall und daraus resultierender Anlage eines Rinnensystems wird die Diskordanz D 2.3 gebildet. Lokal erodieren die Rinnen bis zu 5 m in die Mittlere Stuttgart-Formation.

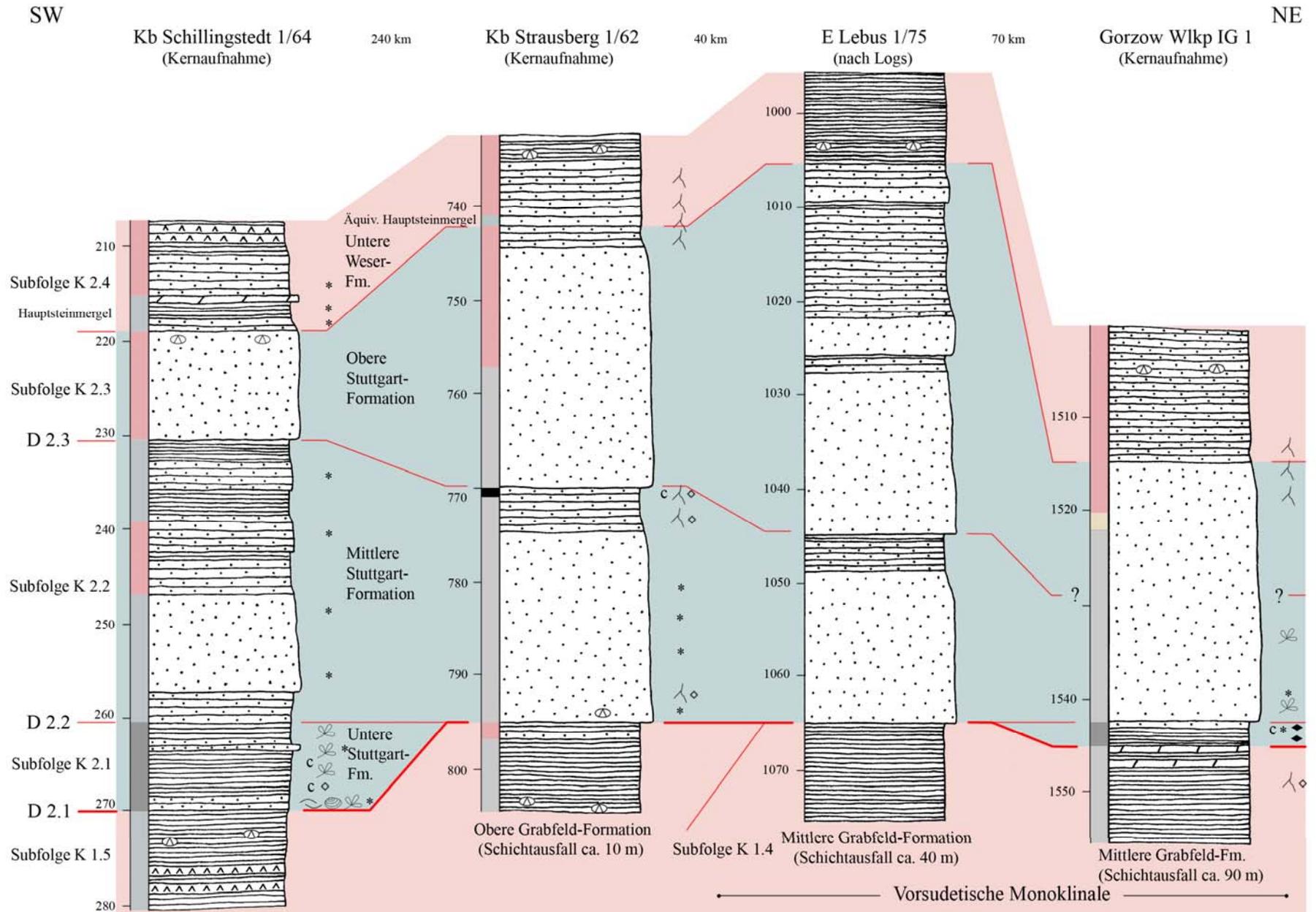


Abb. 5.5.2-1: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3 sowie der Unteren, Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation. Der Bezugshorizont ist die Diskordanz D 2.2, Legende siehe Anhang. Die Tiefenangaben entsprechen den korrigierten Tiefen in m. Lage der Bohrungen siehe Abb. 3.2.

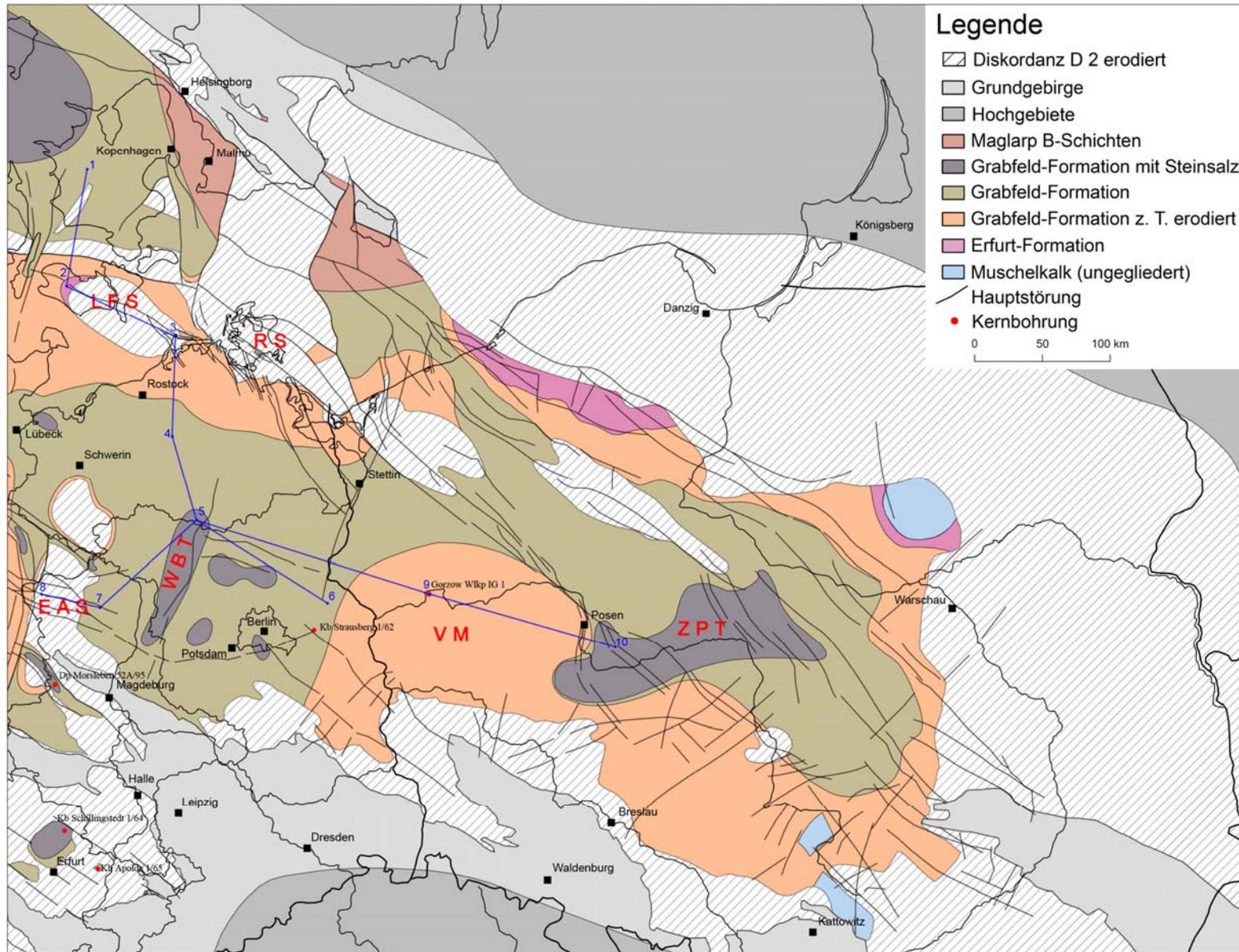


Abb. 5.5.2-2: Geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 2.1 bzw. D 2.2. Querprofile (blaue Linien) siehe Abb. 5.5.2-3, Abb. 5.5.2-4. Abkürzungen: EAS – Eichsfeld-Altmark-Schwelle, LFS – Lolland-Falster-Schwelle, ZPT – Zentralpolnischer Trog, RS – Rügen-Schwelle, VM – Vorsudetische Monoklinale, WBT – Westbrandenburg-Trog. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

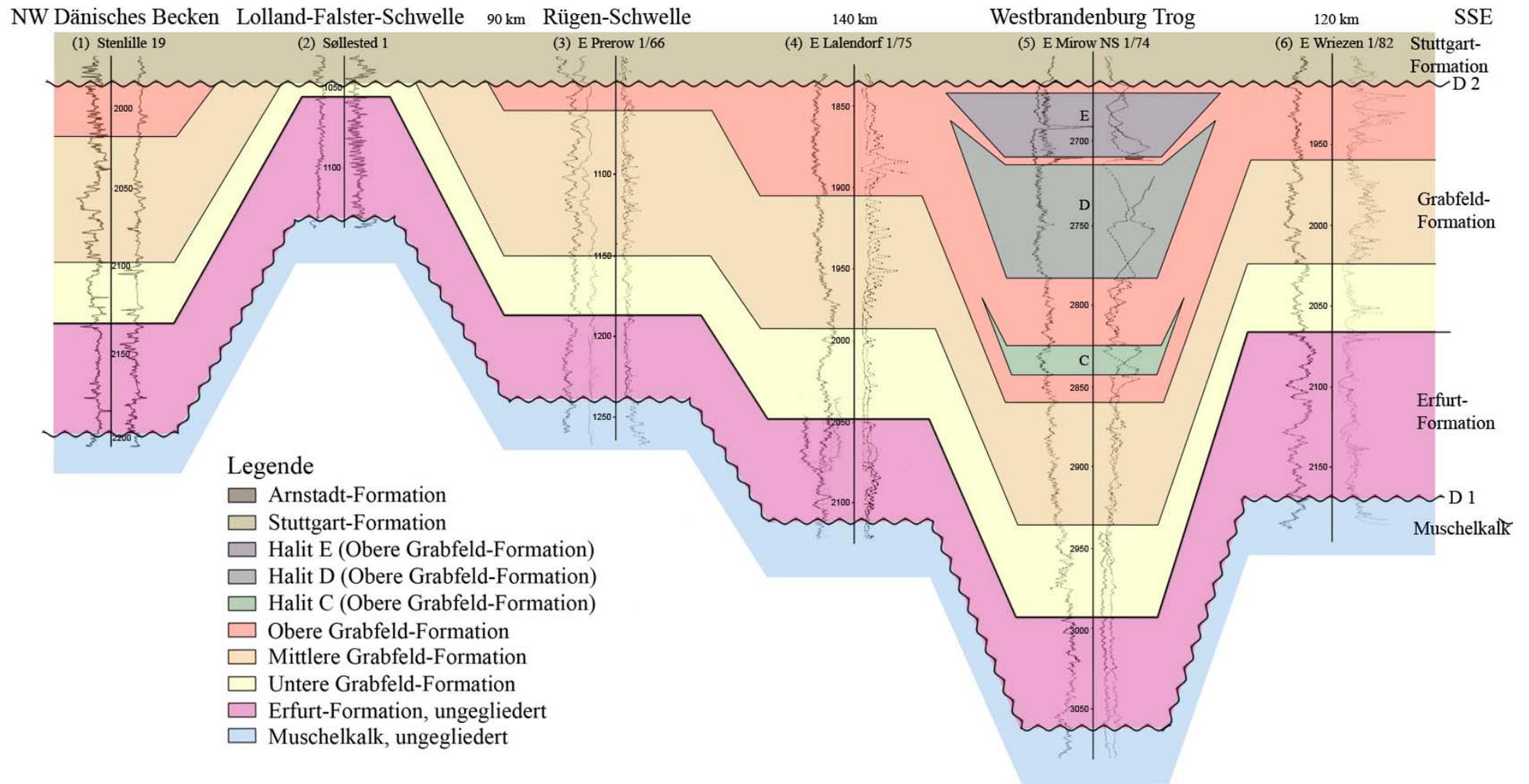


Abb. 5.5.2-3: NW-SSE Querprofil zur Verbreitung der Diskordanz D 2.1 bis D 2.2 (Bezugshorizont). Die geklammerten Zahlen vor den Bohrungsamen markieren die Standorte der Bohrungen in Abb. 5.5.2-2.

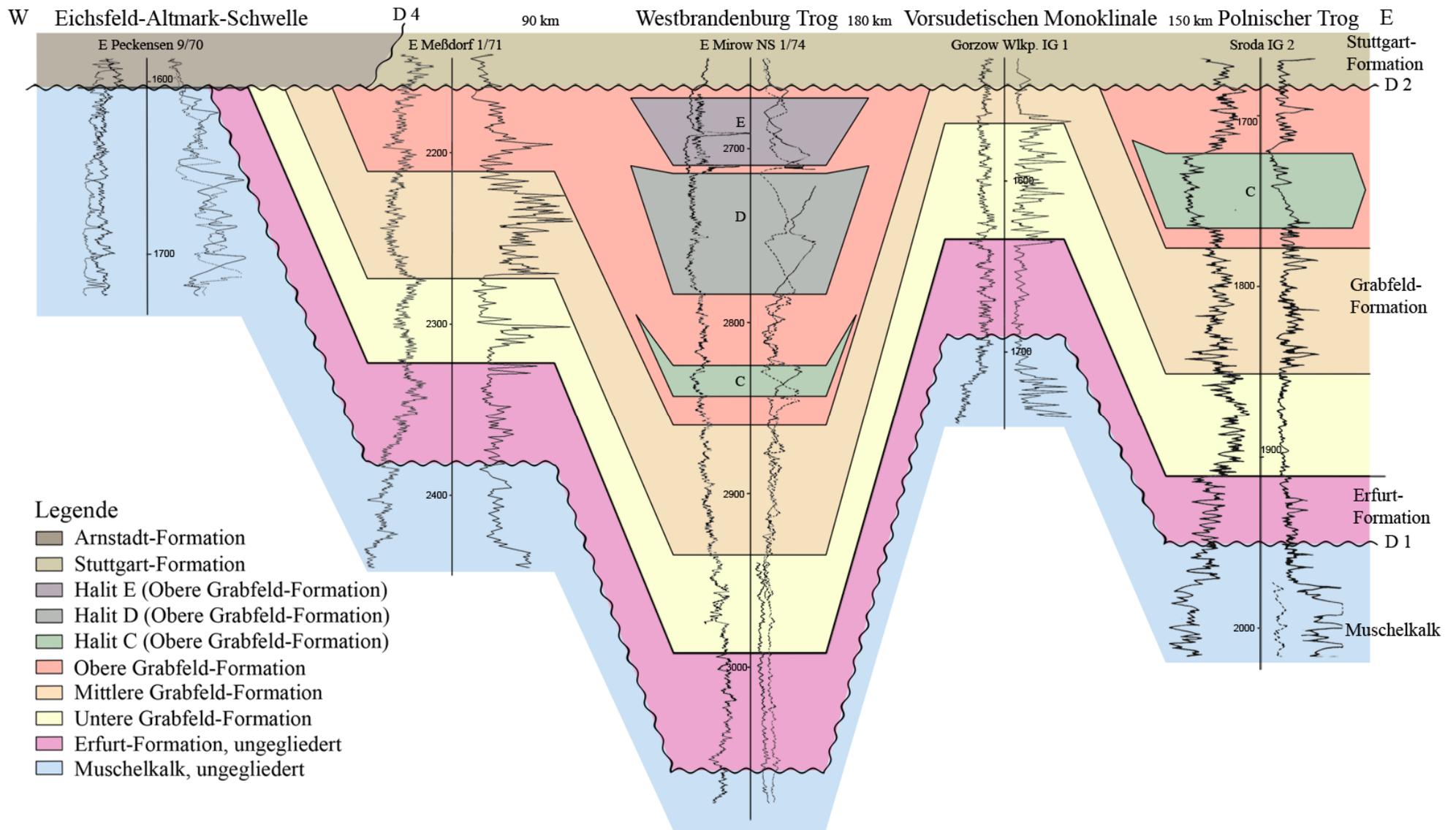


Abb. 5.5.2-4: W-E Querprofil zur Verbreitung der Diskordanz D 2.1 bis D 2.2 (Bezugshorizont). Die geklammerten Zahlen vor den Bohrungsnamen markieren die Standorte der Bohrungen in Abb. 5.5.2-2. Aus FRANZ et al. (2005).

6. Phase: Ähnlich wie in Phase 4 führt ein erneuter Meeresspiegelanstieg in Verbindung mit anhaltenden Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten zur Verfüllung der Rinnen und zur Ablagerung der Oberen Stuttgart-Formation. Durch im Folgenden reduzierten und schließlich erliegenden Sedimenteintrag setzt sich in den südlichen Teilen des ZEB eine brackisch-marine Sedimentation durch, in deren maximaler Transgression durch Karbonatabscheidung der Hauptsteinmergel (basale Weser-Formation) gebildet wurde. In Mitteldeutschland sind die distalen Abschnitte dieser Phase ausgebildet (Abb. 5.1.4-2)

Der maximale Zeitumfang der Diskordanz D 2.1 kann durch die Korrelation der basalen Oberen Grabfeld-Formation mit dem basalen Cordevolium (Karnium) und die Abschätzung deren Zeitdauer auf zyklustratigraphischer Grundlage mit ca. 1 Ma (10 kurze Exzentrizitätszyklen; Kap. 6.4.4) bestimmt werden. Da die basale Untere Stuttgart-Formation in das tiefere Julium (Karnium) gestuft wird (5.1.3), ergibt sich ein Zeitumfang von bis zu 2 Ma.

Die Diskordanzen D 2.2 und D 2.3 spiegeln dagegen kürzere Sedimentationspausen innerhalb der Stuttgart-Formation wider, für die jeweils maximal 0,2 Ma angesetzt werden (Abb. 5-1).

5.5.3 Diskordanz D 4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz)

Die Diskordanz 4 ist eine der bedeutendsten Diskordanzen der Trias. In der Vergangenheit hat diese Diskordanz durch verschiedene Autoren eine eingehende Bearbeitung erfahren, so erkennen bereits SEITZ & WICHER (1951) und SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA (1960) die diskordante Auflagerung der Äquivalente der Arnstadt-Formation und der Neidenburg-Formation auf der Osteuropäischen Tafel. Von beckeninternen Hochlagen beschreiben z. B. KOOTZ & SCHUHMACHER (1967), WOLBURG (1969), GRODZICKA-SZYMANKO (1971, 1976), BEUTLER & SCHÜLER (1978) und DUCHROW (1984) diskordante Profile. Zusammenfassende Arbeiten über die Ausbildung der Diskordanz D 4 liegen von BEUTLER (1979) und SCHRÖDER (1982) vor. BEUTLER & SCHÜLER (1978) prägen den Begriff „Altkimmerische Hauptdiskordanz“. Nach STAMPFLI & KOZUR (2006) fällt die Diskordanz D 4 zeitlich mit Kollisionen im Zuge der Schließung der Paläotethys und der beginnenden Öffnung neuer ozeanischer Becken zusammen, welche als Ursache dieser beckenweiten Diskordanz gelten kann.

Die Diskordanz D 4 (Altkimmerische Hauptdiskordanz) ist eine beckenweite Leitfläche, die sowohl in den beckennormalen Anteilen des ZEB als auch an dessen Beckränder ausgebildet ist (Abb. 5.5.3-2). In den beckenzentralen Anteilen ist die Diskordanz D 4 als Konkordanz ausgebildet, die durch den markanten Wechsel vom unterlagernden Heldburggips zur überlagernden, monotonen und weitestgehend gipsfreien Abfolge der Arnstadt-Formation charakterisiert ist. Auf beckeninternen Hochlagen und den Beckenrändern ist die Diskordanz D 4 dagegen als flache Winkeldiskordanz ausgebildet (GRODZICKA-SZYMANKO 1971).

Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, der Rügen-Schwelle, der Lolland-Falster-Schwelle (nov. nom.) und dem Pommersch-Kujawischen Wall betragen die Schichtausfälle z. T. über 500 m (Abb. 5.5.3-2). Auf den östlichen und südöstlichen Beckenrändern, greift die Arnstadt-Formation dagegen auf paläozoischen und proterozoischen Untergrund über (GAJEWSKA 1997).

Neben der detaillierten Kartierung der im Liegenden der Diskordanzfläche ausstreichenden Formationen bietet sich die Möglichkeit die Struktur beckeninterner Schwellen am Beispiel der EAS und den Aufbau der Diskordanz D 4 zu rekonstruieren. Durch die Bearbeitung von über 150 Bohrungslogs wird der asymmetrische Bau der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (EAS) mit steiler Westflanke und flacher Ostflanke sichtbar (Abb. 5.5.3-1). Auf dem Scheitel der Schwelle lagert die Arnstadt-Formation diskordant auf Mittlerem Muschelkalk. Durch Profilvergleiche zu umliegenden Bohrungen resultiert daraus ein Schichtausfall von ca. 550 m. Der überwiegende Anteil von etwa 500 m entfällt dabei auf die Erosion im Liegenden. Durch Anlagerung (onlap) der Arnstadt-Formation auf die EAS werden weitere Schichtausfälle von ca. 50 m verursacht (Abb. 5.5.3-1). Dieser Wert ermöglicht Rückschlüsse auf ein ehemaliges Paläorelief der Schwelle, berücksichtigt jedoch nicht die hohe Kompaktion der sedimentären Abfolge (Tonmergelsteine bis zu 70 %). Das tatsächliche Paläorelief der EAS wird somit höher gewesen sein.

Für die Ermittlung des Zeitumfangs der Diskordanz D 4 außerhalb der Schwellen ergeben sich vor allem durch die Einstufung der basalen Arnstadt-Formation in das tiefere Laciun und die Einstufung der höchsten Weser-Formation (Heldburggips) neue Ansätze (Kap. 5.1.5, KOZUR et al. 2008). Da im Bereich der höchsten Weser-Formation die Leitform des oberen Tuvaliums (Karnium) *Laxitextella freybergi* n. sp. zusammen mit der Leitform des basalen Noriums *Euestheria* n. sp. auftritt, ist eine Lücke von größerer Zeitdauer in der Beckenfazies auszuschließen (KOZUR et al. 2009). Im Rahmen dieser Bearbeitung werden deshalb mit Bezug zu anderen Diskordanzen maximal 0,2 Ma angesetzt (Abb. 5-1).

5.5.4 Diskordanz D 5

Die Arnstadt-Formation ist durch ausgeprägte Mangelsedimentation und Lückenhaftigkeit charakterisiert. In den höheren Teilen der Formation führte die abnehmende Sedimentzufuhr von umliegenden Liefergebiete in Verbindung mit aridem Klima zu Abfolgen pedogen überprägter Tonmergelsteine in denen zahlreiche Karbonatkrusten (Dolcretes) auftreten. Die im Folgenden verstärkte Schüttungen von Skandinavischen, Vindelizisch-Böhmischen und Osteuropäischen Liefergebieten und die damit verbundene Ausbreitung alluvialer bis fluviolakustriner Ablagerungen steuerten die Ausbildung der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3, die eine detaillierte Korrelation zwischen der der Exter-, Seeberg- und Neidenburg-Formation ermöglichen (Abb. 5.5.4-1, Abb. 5.5.4-2). Die Diskordanz D 5.1 ist auf der Dachfläche der Mühlburgbank flächenhaft ausgebildet, ohne dass

Schichtausfälle rekonstruiert werden können. Die Diskordanzen D 5.2 und D 5.3 sind an alluviale bis fluvio-deltaische Schüttungen gebunden und können in der Rinnenfazies z. T. als Erosionsdiskordanzen mit Schichtausfällen von maximal 25 m ausgebildet sein (Abb. 5-1). In der fluvio-lakustrinen Zwischenrinnenfazies ist der Nachweis der Diskordanzen D 5.2 und D 5.3 dagegen z. T. schwierig.

Die Zeitumfänge der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3 können jeweils nur abgeschätzt werden. Im Typusgebiet der Arnstadt-Formation ist die Diskordanz D 5.1 auf der Dachfläche der Mühlburgbank ausgebildet. Die Mühlburgbank lagert als Dolomitkruste in roten Tonmergelsteinen und belegt somit eine kurze Sedimentationspause, für die maximal 0,2 Ma angesetzt werden. Die Diskordanzen D 5.2 und D 5.3 weisen, ähnlich wie die Diskordanzen D 2.2 und D 2.3, auf kurze Zeitumfänge von jeweils maximal 0,2 Ma hin (Abb. 5-1).

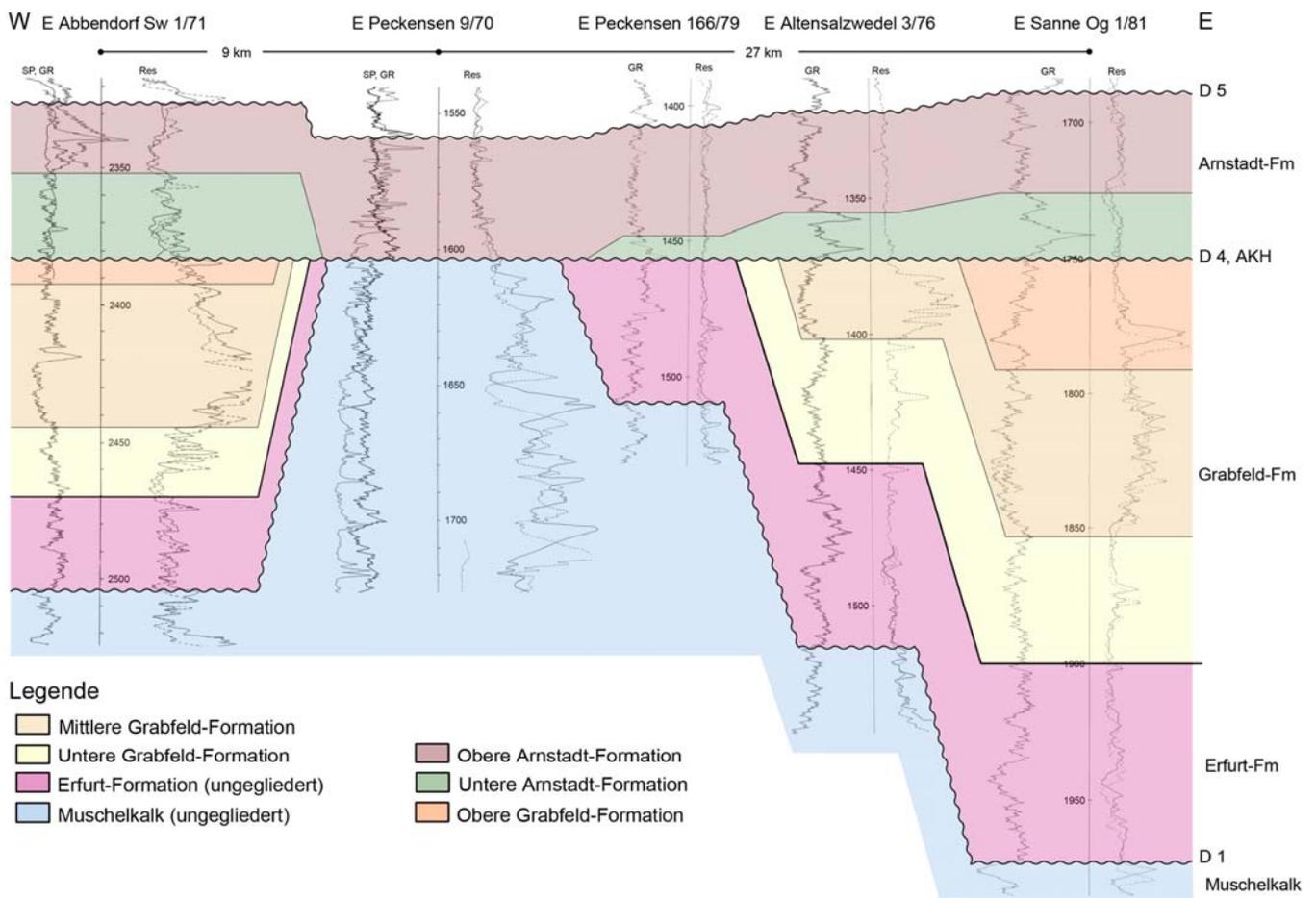


Abb. 5.5.3-1: W-E Profil über die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Durch die steile Westflanke und flache Ostflanke entsteht eine ausgeprägte Asymmetrie. Die Schichtausfälle von ca. 550 m auf dem Schwellenscheitel summieren sich aus 500 m Erosion und 50 m Anlagerung. Aus BARNASCH et al. (2005).

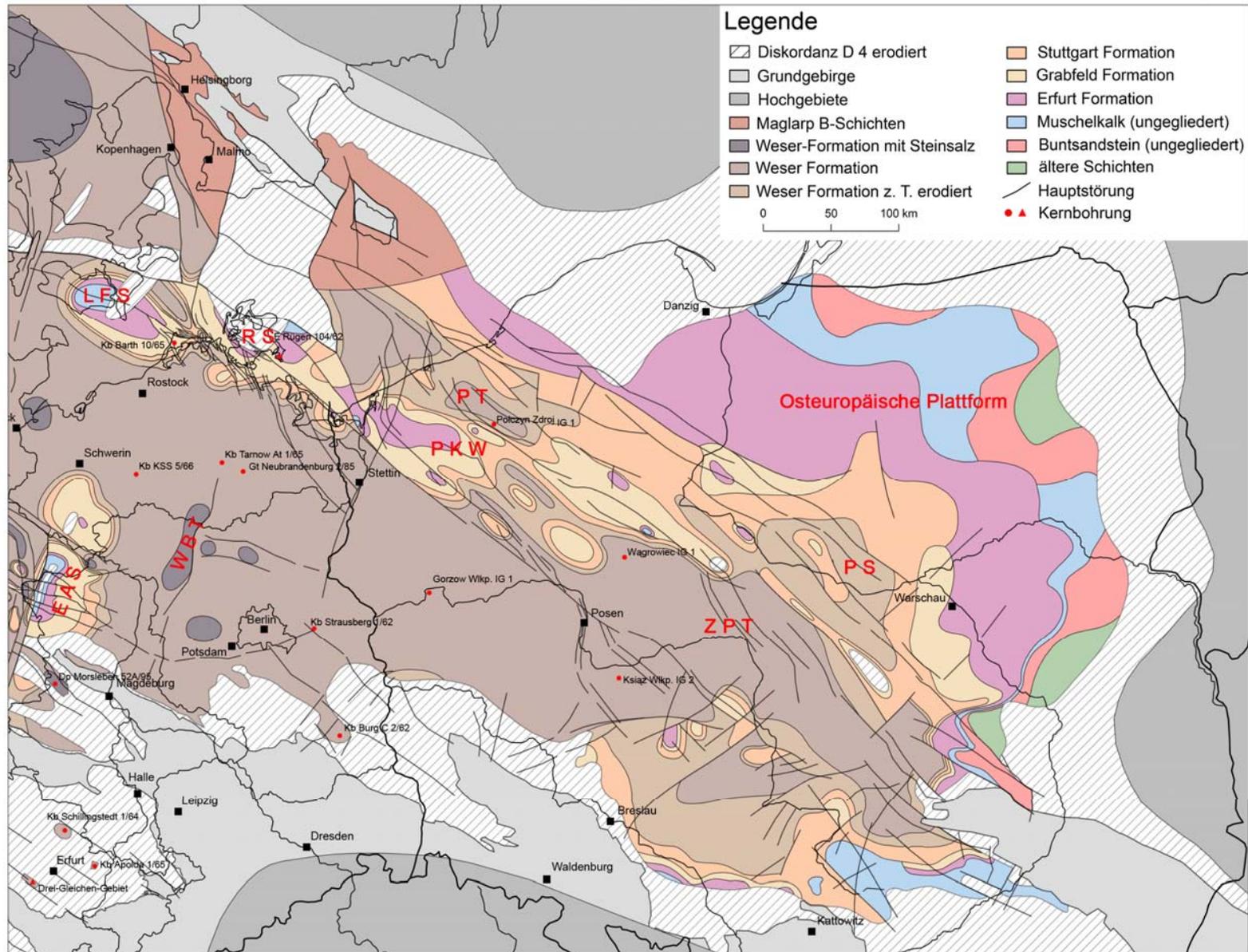


Abb. 5.5.3-2: Abgedeckte geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 4. Abkürzungen: EAS – Eichsfeld-Altmark-Schwelle, LFS – Lolland-Falster-Schwelle, ZPT – Mittelpolnischer Trog, NT – Nida Trog, PS – Podlasie-Senke, PKW – Pommersch-Kujawischer Wall, PT – Pommerscher Trog, RS – Rügen-Schwelle, VM – Vorsudetische Monoklinale, WBT – Westbrandenburg-Trog. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998), z. T. nach BEUTLER (pers. Mitt.).

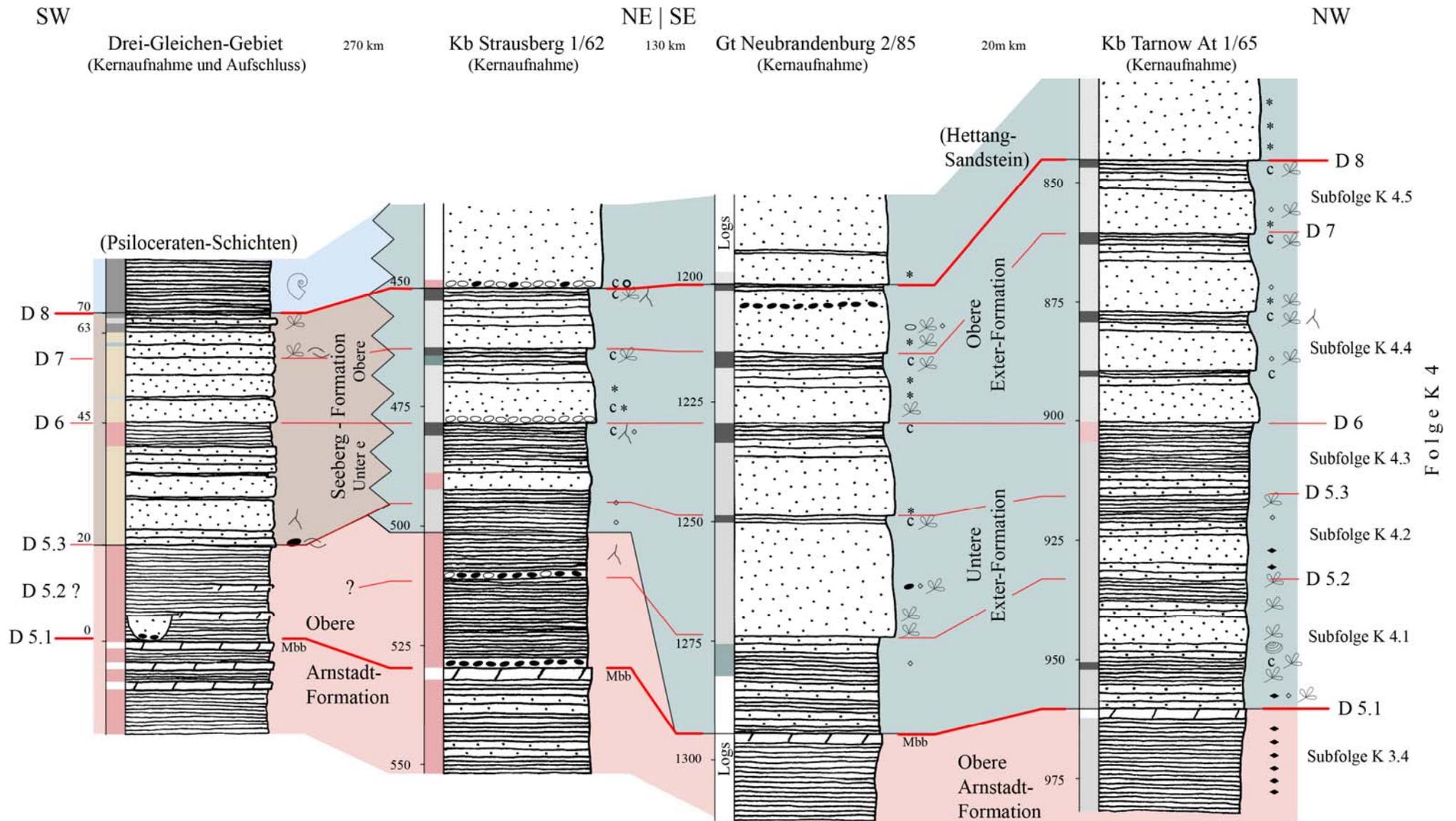


Abb. 5.5.4-1: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3 und Korrelation von Unterer bzw. Oberer Exter-Formation, Unterer bzw. Oberer Seeberg-Formation und höchster Arnstadt-Formation mittels der Subfolgen K 4.1 bis K 4.5. Bezugsniveau ist die Diskordanz D 6, Legende siehe Anhang.

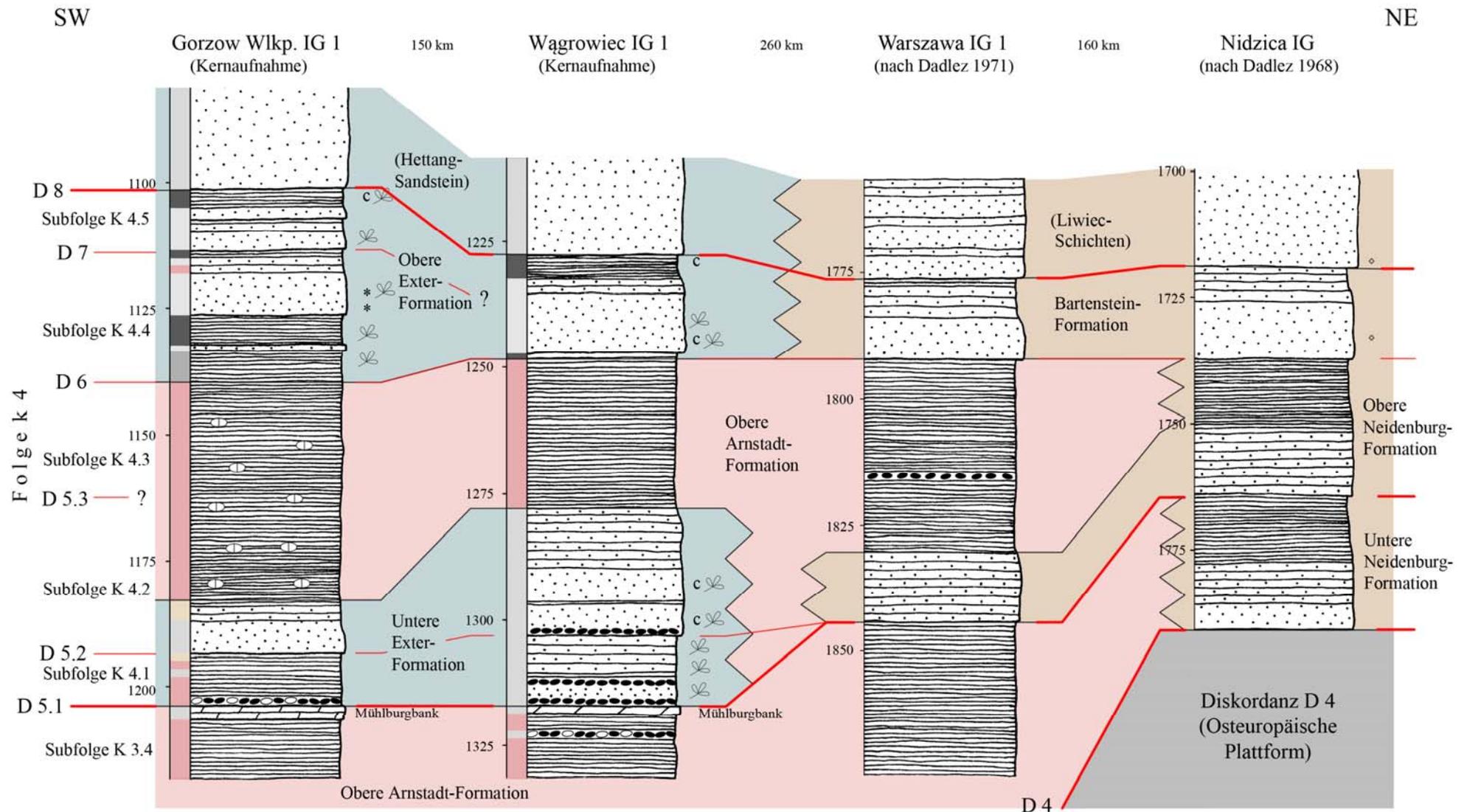


Abb. 5.5.4-2: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3 und Korrelation von Unterer bzw. Oberer Exter-Formation, Neidenburg-Formation, Bartenstein-Formation und höchster Arnstadt-Formation mittels der Subfolgen K 4.1 bis K 4.5. Bezugsniveau ist die Diskordanz D 6, Legende siehe Anhang.

5.5.5 Diskordanzen D 6, D 7, D 8

Im Oberen Keuper führten reduzierte Einschüttungen der umliegenden Liefergebiete zu mehreren kurzzeitigen Sedimentationsunterbrechungen, die als Konkordanzen ausgebildet sind und als Diskordanzen D 6, D 7 und D 8 bezeichnet werden (DSK 2005). Lediglich die Diskordanzen D 6 und D 8 liegen lokal als Erosionsdiskordanz vor. Als Zeitumfänge dieser Diskordanzen werden jeweils maximal 0,2 Ma angesetzt.

Die **Diskordanz D 6** weist in den überwiegenden Teilen des Arbeitsgebietes keine nennenswerten Schichtausfälle auf (Abb. 5.5.5-1). Lediglich auf beckeninternen Schwellen und auf der Osteuropäischen Tafel ist sie als Erosionsdiskordanz ausgebildet. Auf der Rügen-Schwelle lagert die Obere Exter-Formation auf Muschelkalk. Da in dieser Schichtlücke die Diskordanzen D 2, D 4 und D 6 amalgamieren, dürften die Schichtausfälle durch die D 6 maximal 50 m betragen. Gleiches kann für die Verhältnisse auf der Osteuropäischen Tafel gelten. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, der Lolland-Falster-Schwelle und dem Pommersch-Kujawischen Wall treten dagegen nur geringe Schichtausfälle von maximal 10 m auf (Abb. 5-1).

Die **Diskordanz D 7** ist nur in den westlichen und zentralen Teilen des Arbeitsgebiets sicher identifizierbar. Der Grund dafür sind die, in östlicher und nördlicher Richtung zunehmend kontinentalen, alluvialen Abfolgen der Oberen Exter-Formation, die eine Differenzierung in weiten Teilen unmöglich machen (Abb. 5.5.5-2). Diese faziellen Veränderungen, z. B. der Oberen Seeberg-Formation in SE-Brandenburg, haben in der Vergangenheit zu Fehlinterpretationen geführt, in Folge dessen für die Diskordanz D 7 Schichtausfälle ausgewiesen wurden (z. B. TESSIN 1976, GÖTHEL & GRUNERT 1996, DSK 2005). Im Zuge dieser Bearbeitung konnten dagegen keine Schichtausfälle an der Diskordanz D 7 beobachtet werden.

Der Obere Keuper wird durch den Unteren Jura in Teilen des Untersuchungsgebietes diskordant überlagert. Durch die Transgression des Jura-Meeres und progradierende Schüttungen von umliegenden Liefergebieten werden lakustrine, fluviolakustrine und alluviale Ablagerungen des Oberen Keupers von alluvialen, fluvio-deltaischen bis flachmarinen Abfolgen überlagert. In den westlichen Teilen des Arbeitsgebietes liegt die Keuper/Jura-Grenze in dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen und ist demzufolge eine Konkordanz, die nach DSK (2005) als **Diskordanz D 8** bezeichnet wird (z. B. Großer Seeberg, Bohrung Dp Siedenlangenbeck 1/82). Dagegen ist die Diskordanz D 8 in den östlichen und nördlichen Teilen als Erosionsdiskordanz an der Basis alluvialer bis fluvio-deltaischer Schüttungszyklen ausgebildet. Flächenhafte Schichtausfälle können nicht nachgewiesen werden. Lokal bis regional kann die D 8 dagegen als Erosionsdiskordanz ausgebildet sein. So ist z. B. auf der Rügen-Schwelle durch die Bohrung E Trent 1/68 die Auflagerung des basalen Jura auf der Oberen Exter-Formation mit Schichtausfällen von maximal 15 m belegt. Schichtausfälle in anderen Teilen des östlichen und nördlichen Arbeitsgebietes sind jedoch wahrscheinlich.

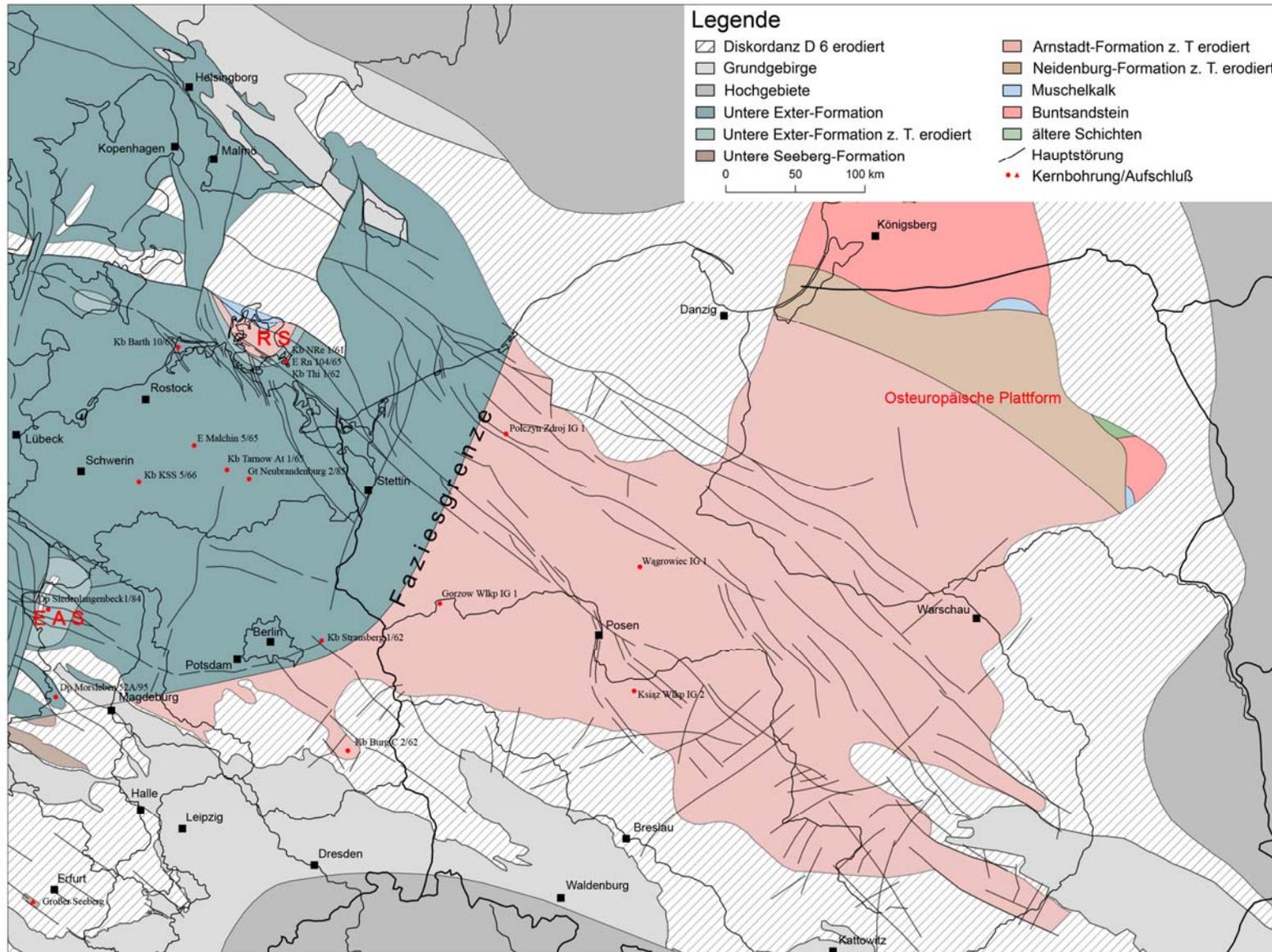


Abb. 5.5.5-1: Abgedeckte geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 6. Im Verbreitungsgebiet der Exter-Formation ist die Diskordanz D 6 auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (EAS) und Rügen-Schwelle (RS) als Erosionsdiskordanz ausgebildet. In den Verbreitungsgebieten der Seeberg- und Neidenburg-Formation kann eine Bewertung nicht vorgenommen werden. Die flächendeckende Verbreitung der Arnstadt-Formation im östlichen Untersuchungsgebiet ist auf die allmähliche Verzahnung von Beckenfazies und Randfazies zurückzuführen (Faziesgrenze), die erst im Hangenden der Diskordanz D 6 auf diese Gebiete übergreift. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

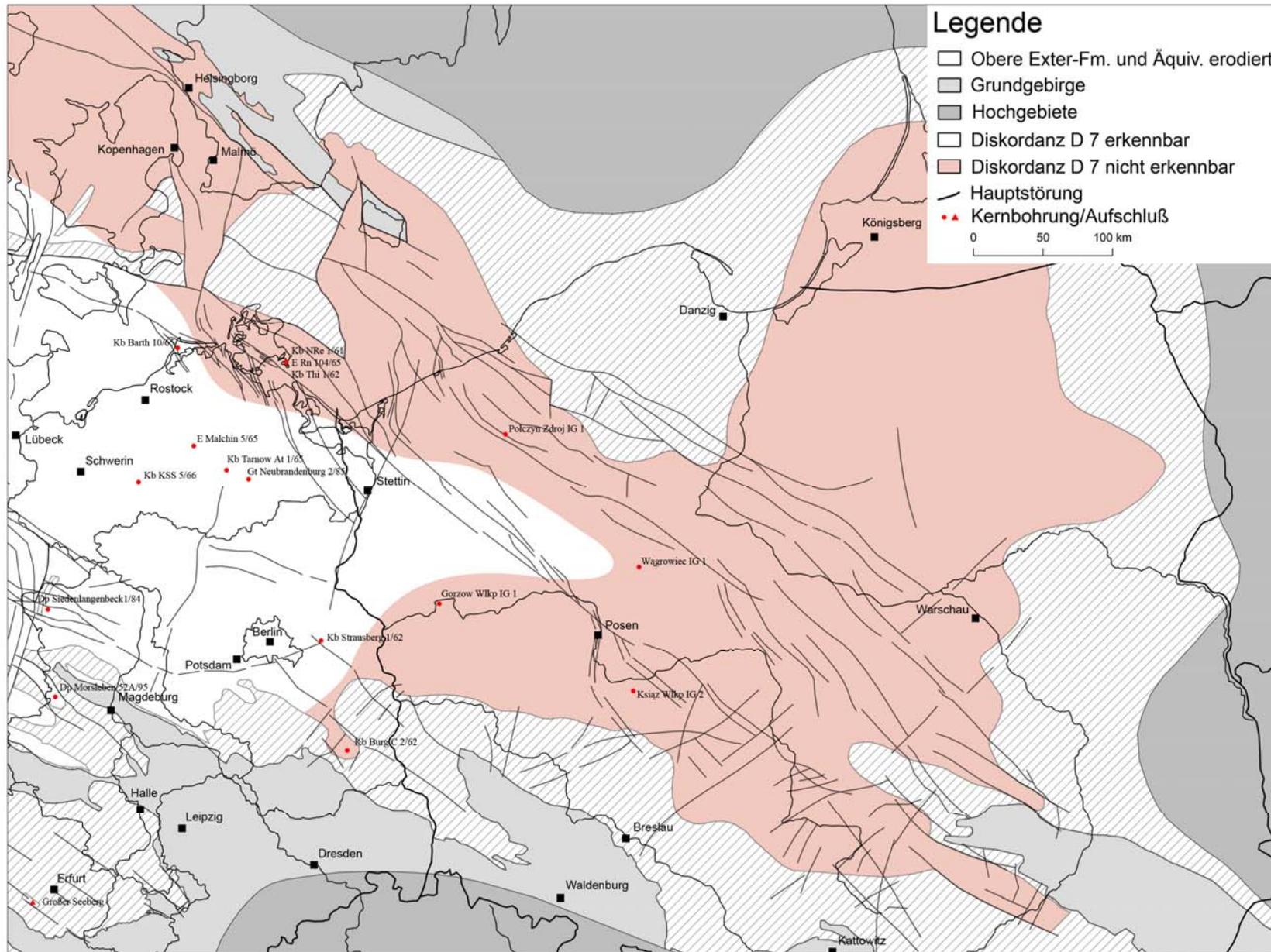


Abb. 5.5.5-2: Nachweismöglichkeit der Diskordanz D 7 im Untersuchungsgebiet. In den rotbraun unterlegten Gebieten ist die Diskordanz D 7 nicht erkennbar. Hochgebiete nach ZIEGLER (1990), IWANOW (1998).

5.6 Folgen

Auf der Grundlage der beckenweit ausgebildeten Diskordanzen D 1, D 2, D 4, D 5 und D 8 kann für den Keuper ein Gerüst isochroner bzw. weitgehend isochroner Leitflächen aufgestellt werden, mit deren Hilfe die Folgen K 1–K 4 (K = Keuper) abgegrenzt werden (Tab. 4). Die Grenzen der Folgen k 1–k 6 nach DSK (2005) liegen dagegen an Leitflächen unterschiedlicher Art, d. h. sowohl an Diskordanzen als auch an Leithorizonten, deren Verbreitung im Untersuchungsgebiet z. T. eingeschränkt ist (z. B. Hauptsteinmergel; Abb. 5.1.4-2). Im Zuge dieser Bearbeitung werden die Folgen K 1–K 4 konsequent an beckenweit ausgebildeten Diskordanzen abgegrenzt. Die weiterführende Untergliederung in Subfolgen erfolgt dagegen an regional ausgebildeten Diskordanzen, Leithorizonten bzw. auf zyklolithostratigraphischer Grundlage (Tab. 4).

Die **Folge K 1** ist durch die Regression des Muschelkalkmeeres und progradierende Schüttungen von Skandinavischen Liefergebiete (Erfurt-Formation) und der anschließenden Ausbreitung der Beckenfazies (Grabfeld-Formation) geprägt. Die Untergrenze liegt an der Diskordanz D 1 bzw. an der Basis des Sandsteins S 1, die Obergrenze wird durch die Diskordanz D 2.1 gebildet. In der Beckenfazies umfaßt die Folge K1 somit die Erfurt- und Grabfeld-Formtion. Die Untergrenze der Folge K 1 kann nicht in die Randfazies korreliert werden, die Obergrenze nur unter Vorbehalt. Eine Untergliederung in die Subfolgen K 1.1 bis K 1.5 stützt sich auf die Sohlfläche des Sandsteins S 2, die Dachfläche des Grenzdolomits sowie die Sohlflächen der Bleiglanzبانke und des *Acrodus-Corbula*-Horizontes (Tab. 4).

Die **Folge K 2** wird in ähnlicher Weise durch progradierende Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten (Stuttgart-Formation) und die anschließende Ausbreitung der Beckenfazies (Weser-Formation) geprägt. Die Untergrenze liegt an der Diskordanz D 2.1 bzw. an der Basis der Stuttgart-Formation, die Obergrenze bilden die Diskordanz D 4 und der Heldburggips. In der Beckenfazies umfaßt die Folge K 2 somit die Stuttgart- und Weser-Formtion. Die Untergrenze der Folge K 2 kann unter Vorbehalt in die Randfazies korreliert werden, die Obergrenze dagegen sicher. Durch die Diskordanzen D 2.2 und D 2.3 sowie die Sohlflächen des Hauptsteinmergels und der Lehrbergschichten ist die Untergliederung in die Subfolgen K 2.1 bis K 2.5 möglich.

Die **Folge K 3** umfaßt in der Beckenfazies die Arnstadt-Formation, die eine Abfolge mit extremer Mangelsedimentation darstellt, in der die progradierenden Schüttungen von den umliegenden Liefergebieten nur die Beckenränder erreichen. Die Untergrenze liegt an der Diskordanz D 4, die Obergrenze an der Diskordanz D 5.1 bzw. auf der Mühlburgbank. Beide Grenzen können sicher in die Randfazies korreliert werden. Durch den betont zyklischen Aufbau der Folge ist die Untergliederung in die Subfolgen K 3.1 bis K 3.4 begründet (Kap. 6.6.3).

Die **Folge K 4** wird durch einen Wechsel zu humiderem Klima, intensiv progradierenden Schüttungen von den umliegenden Liefergebieten und einer flachmarinen Ingression geprägt. Die Untergrenze liegt

an der Diskordanz D 5.1, die Obergrenze an der Diskordanz D 8 bzw. der Jurabasis. Die Folge K 4 umfaßt in der Beckenfazies die Exter-, Seeberg-, Neidenburg- und Bartenstein-Formation sowie in Thüringen, Brandenburg und Polen Teile der höheren Arnstadt-Formation (Abb. 5.5.4-1, Abb. 5.5.4-2, Tab. 4). Beide Grenzen der Folge K 4 können sicher in die Randfazies korrelier werden. Auf der Grundlage der Diskordanzen D 5.2 bis D 8 kann die Untergliederung in die Subfolgen K 4.1 bis K 4.5 erfolgen, die besonders in den Verzahnungsbereichen der Formationen des Oberen Keupers mit der Arnstadt-Formation eine zeitgenormte Möglichkeit der Gliederung eröffnen.

Folgen	Subfolgen	Leitflächen	Kleinzyklen				Kleinzyklen-Bündel				Großzyklen
			Skand. Liefergebiete	Vind.-Böhm. Liefergebiete	Zentral-polen	Osteurop. Liefergebiete	Skand. Liefergebiete	Vind.-Böhm. Liefergebiete	Zentral-polen	Osteurop. Liefergebiete	
K 4	K 4.5	D 8	> 6	> 2	?	?	Ex 5	Se 5	Ar 6	Ba 1	4
	K 4.4	D 7	> 8	> 8			Ex 4	Se 4			
	K 4.3	D 6	> 4	?	> 2	?	Ex 3	Se 3	Ar 5	Ne 3	
	K 4.2	D 5.3	> 5	?			Ex 2	Se 2			
	K 4.1	D 5.2	> 6	> 2			Ex 1	Se 1			
	K 3	K 3.4	D 5.1 Mühlburgbank Zyklengrenze	10		?	Ar 4		Ne 2	3	
K 3.3		Zyklengrenze	18		Ar 3						
K 3.2		Zyklengrenze	7		?	Ar 2		Ne 1			
K 3.1		D 4	8-10			Ar 1					
K 2	K 2.5	Heldburggips Lehrbergschichten	20		Ws 2				2		
	K 2.4	Hauptsteinmergel	6		Ws 1						
	K 2.3		> 5 (10)		St 3						
	K 2.2	D 2.3	> 7 (10)		St 2						
	K 2.1	D 2.2	> 3 (5)		St 1						
K 1	K 1.5	D 2.1 A-C-Horizont	> 7 (10)		Gr 3				1		
	K 1.4	Bleiglanzbanke	5		Gr 2						
	K 1.3		4		Gr 1						
	K 1.2	Grenzdolomit Sandstein S 2	4		Ef 2						
	K 1.1	D 1 Sandstein S 1	4		Ef 1						

Tab. 4: Leitflächenstratigraphie mit Folgen K 1 bis K 4 und Subfolgen sowie Zyklusstratigraphie mit Großzyklen, Kleinzyklen-Bündeln und Kleinzyklen. Die mit > versehenen Anzahlen an Kleinzyklen entsprechen minimalen Werten, höhere Werte (gekennzeichnet) sind wahrscheinlich.

6 Zyko- und Sequenzstratigraphie

6.1 Hierarchie der Zyklik

Der Keuper besitzt einen zyklischen Aufbau, der Zyklen verschiedener Größenordnungen von wenigen Dezimeter mächtigen Ablagerungszyklen bis hin zu mehrere hundert Meter mächtigen Großzyklen beinhaltet. BEUTLER et al. (1999) und DSK (2005) gliedern diesen zyklischen Aufbau in ein hierarchisches Schema mit Ablagerungszyklus < Kleinzyklus < Kleinzyklen-Bündel < Großzyklus (Abb. 6.1). Weitere Schemata zur Gliederung der hierarchischen Zyklik des Keupers liegen von SEIDEL (1965), KÄSTNER (1972), NITSCH (1992, 1996, 1997), BOURQUIN & GIULLOCHEAU (1996), HORNING & AIGNER (1999) und REINHARDT & RICKEN (2000) vor. Die Abgrenzung der Zyklik erfolgt an Leitflächen und ermöglicht so den Anschluß an die Leitflächenstratigraphie (Tab. 4). Somit bilden die Kleinzyklen, Kleinzyklen-Bündel und Großzyklen die sedimentäre „Füllung“ der Subfolgen bzw. Folgen und können für die Zyklostratigraphie verwendet werden.

Ablagerungszyklen sind Zyklen von oft nur wenigen Dezimetern Mächtigkeit. Da die Ablagerungszyklen oftmals undeutlich ausgebildet sind, können sie nur in Aufschlüssen beobachtet werden, in denen durch Verwitterung eine entsprechende „Präparation“ der Zyklen erfolgt. In Bohrkernen können Ablagerungszyklen nur sehr eingeschränkt beobachtet und beurteilt werden.

Die **Kleinzyklen** bestehen aus mehreren Ablagerungszyklen und bilden die kleinste, im regionalen Maßstab korrelierbare Einheit von durchschnittlich etwa 3–8 m Mächtigkeit. Die Kleinzyklen der playa/shabka-faziellen Formationen sind bei Aufschluß- und Bohrungsbearbeitungen deutlich erkennbar und werden zumeist im Rahmen der Milankovitch-Zyklik als kurze Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~100 ka (Grabfeld-, Weser-Formation) und lange Exzentrizitätszyklen mit Perioden von ~410 ka (Arnstadt-Formation) gedeutet (z. B. SEEGIS 1996, BACHMANN et al. 1998, REINHARDT & RICKEN 2000, BACHMANN & KOZUR 2004, TOUGIANNIDES 2004). In den fluviatil bis ästuarinen Formationen (Erfurt-, Stuttgart-, Exter-Formation) sind oftmals nicht alle Kleinzyklen erkennbar (z. B. Horizont des Sandstein SX, Erfurt-Formation) oder die Kleinzyklen liegen amalgamiert vor (Rinnenfazies der Stuttgart-Formation) und können somit nur sehr eingeschränkt für die Korrelation verwendet werden. Darüber hinaus ist eine Zuordnung im Sinne der Milankovitch-Zyklik oft schwierig.

Mehrere Kleinzyklen können auf Grund gemeinsamer fazieller Merkmale zu **Kleinzyklen-Bündeln** zusammengefaßt werden, und bilden somit Trends der faziellen Entwicklung ab. Kleinzyklen-Bündel sind mehrere Dekameter mächtige Abfolgen, deren Abgrenzung an überregional ausgebildeten Leitflächen (Leitbänke, Diskordanzen) erfolgt. Die Kleinzyklen-Bündel sind die kleinste überregional korrelierbare Einheit in der Zyklenhierarchie und können dem entsprechend für die Korrelation verwendet werden. Ihre Benennung erfolgt nach der Formation, z. B. Erfurt-Formation – Kleinzyklenbündel Ef 1, Ef 2 (Tab. 4).

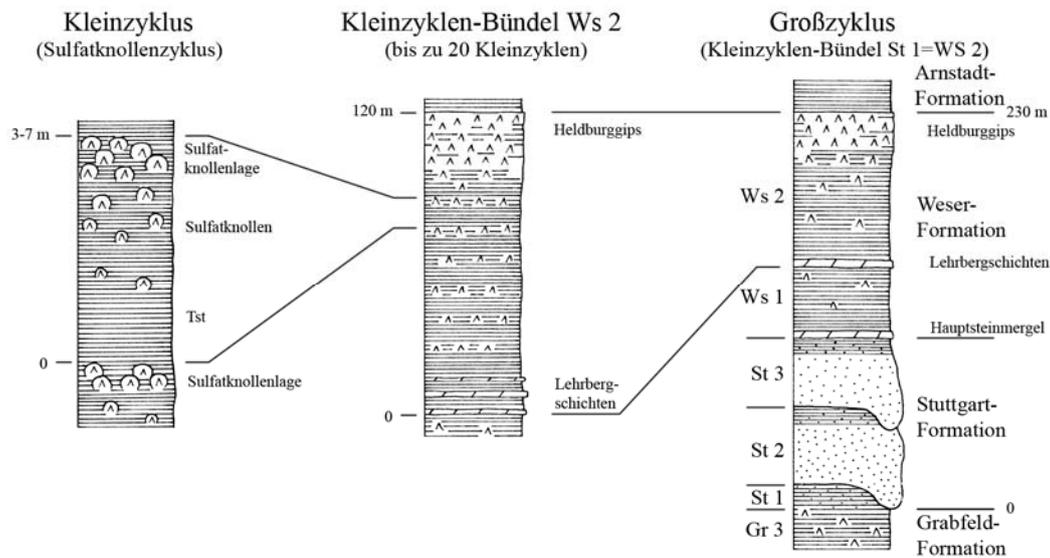


Abb. 6.1: Schematische Darstellung der Zyklenhierarchie in der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 mit Kleinzyklus < Kleinzyklen-Bündel < Großzyklus am Beispiel des Großzyklus 2 (Stuttgart-, Weser-Formation) und des Kleinzyklen-Bündels Ws 2 (Untergrenze Lehrbergschichten – Obergrenze Heldburggips).

Der Keuper wird in **4 Großzyklen** untergliedert, die aus mehreren Kleinzyklen-Bündeln bestehen und fazielle Entwicklungsabschnitte widerspiegeln. Die Abgrenzung der Großzyklen erfolgt an beckenweit ausgebildeten Diskordanzen, wodurch die Großzyklen ein zeitliches Gerüst erhalten und als beckenweit ausgebildete Einheiten der Zyklenhierarchie gelten (Tab. 4). Die hier verwendeten Großzyklen entsprechen etwa den Zyklen 3. Ordnung (Depositional Cycles), die durchschnittlich bis zu 10 Ma umfassende Abschnitte der Beckenentwicklung abbilden (STOLLHOFEN et al. 2008). Nach VAIL et al. (1977) und HAQ et al. (1987) werden die Zyklen 3. Ordnung auch als Sequenzen bezeichnet und bilden die Grundlage für die genetische Interpretation im Rahmen der Sequenzstratigraphie (Kap. 6.2). In dieser Arbeit wird dagegen der Entwurf einer kontinentalen Sequenzstratigraphie für die genetische Interpretation der Großzyklen (Zyklen 3. Ordnung) angewendet, der im weiteren Verlauf beschrieben wird (Kap. 6.3).

Die Großzyklen (Zyklen 3. Ordnung) können zu Zyklen 2. Ordnung zusammengefasst werden, die bis zu 50 Ma umfassende Entwicklungsstadien eines Sedimentbeckens darstellen (BACHMANN et al. 2008). Da der Keuper deutlich kürzer ist, werden Zyklen 2. Ordnung nicht in dem hier verwendeten hierarchischen Schema berücksichtigt. Der Großzyklus 1 (Zyklus 3. Ordnung) umfaßt größere Abschnitte der Erfurt-Formation und die gesamte Grabfeld-Formation, der Großzyklus 2 umfaßt die Stuttgart- und Weser-Formation (Abb. 5-1). In BACHMANN et al. (2008) bilden die Großzyklen 1 und 2 den oberen Abschnitt eines Ablagerungszyklus 2. Ordnung, der sich von der Hardegsen-Diskordanz (Basis Solling-Formation, Buntsandstein) bis an die Diskordanz D 4 (Basis Arnstadt-Formation) erstreckt. Der Großzyklus 3 umfaßt die Arnstadt-Formation und der

Großzyklus 4 die Exter-Formation und ihre Äquivalente. Diese beiden Zyklen bilden den unteren Abschnitt eines Ablagerungszyklus 2. Ordnung, der sich von der Diskordanz D 4 (Basis Arnstadt-Formation) bis an die Mittelkimmerische Diskordanz (Basis Bathonium, Dogger) erstreckt (BACHMANN et al. 2008).

6.1.1 Darstellung der Zyklik

Die graphische Darstellung der Zyklik erfolgt durch spitzwinklige Dreiecke, die den jeweiligen Trend von der Basis zum Top darstellen. Die Erfurt-, Stuttgart-, Exter- und Seeberg-Formationen sind durch Schüttungen von Sandsteinen bestimmt. In diesen Formationen symbolisiert das Dreieck mit seiner breiten Basis den Abschnitt mit groben Korngrößen und mit seiner Spitze den Abschnitt mit feinen Korngrößen (Abb. 6.1.1). Die Zyklik entspricht somit eine Kornverfeinerungs-Zyklik (fining upward).

Die Grabfeld-, Weser- und Arnstadt-Formationen sind durch Tonsteine bis Tonmergelsteine aufgebaut, die keinen Trend in der Korngrößenverteilung zeigen, jedoch in den höheren Abschnitten durch die Austrocknung des Ablagerungsraumes gekennzeichnet sind (z. B. pedogene Horizonte). In diesen Formationen symbolisiert das Dreieck mit seiner breiten Basis den Abschnitt mit Wasserbedeckung im Ablagerungsraum und mit seiner Spitze den Abschnitt, in dem der Ablagerungsraum austrocknet (Abb. 6.1.1). Die Zyklik entspricht somit einer Austrocknungs-Zyklik (drying upward).

Die Zyklik der Erfurt-Formation in südlicher Beckenfazies spiegelt die wechselnde Beeinflussung durch flachmarine Ingressionen und progradierende Schüttungen von den Skandinavischen Liefergebieten wieder. Durch die Dreieckspitzen werden die Ingressionen mit flachmarinen Verhältnissen und durch die Breite die Schüttungen mit kontinentalen Verhältnissen symbolisiert (Abb. 6.1.1).

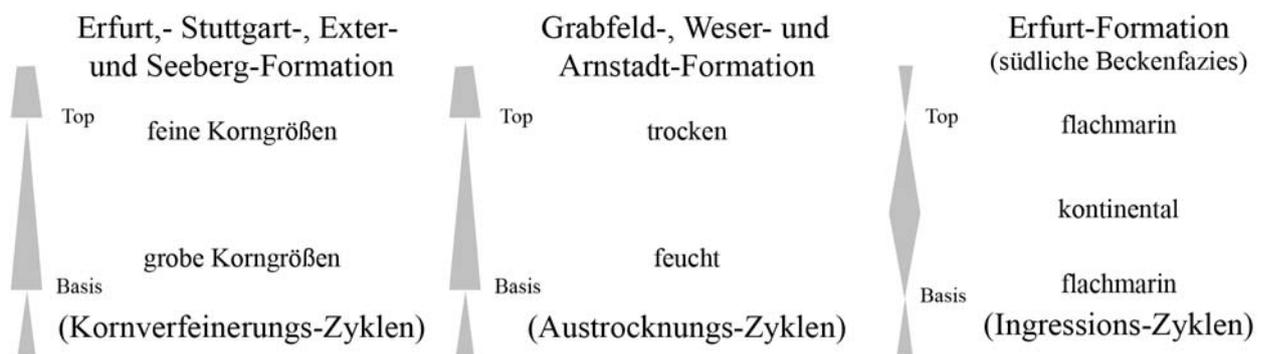


Abb. 6.1.1 Schematische Skizzen zur Darstellung der sedimentären Zyklik der Formationen

6.2 Sequenzstratigraphie oder Baselevel?

Aus den Erkenntnissen der Exploration auf Kohlenwasserstoffe entwickelt sich in den 1960er bis 1970er Jahren die seismische Stratigraphie, die auf der Auswertung seismischer Sektionen an passiven Kontinentalrändern (z. B. Schelfgebiete) beruht (z. B. VAIL et al. 1977), und durch deren Interpretation

eine stratigraphische Einstufung möglich wurde. Darüber hinaus können in einer seismischen Sektion einzelne Abschnitte (Ablagerungssequenzen), die möglichst von Diskordanzen begrenzt sein sollten, zusammengefaßt werden und sind somit für eine „chronostratigraphische“ Korrelation geeignet (VAIL et al. 1977). Durch zusätzliche paläontologische Daten leiten z. B. VAIL & HARDENBOL (1979) und HAQ et al. (1987) so genannte „coastal onlap curves“ ab, die das Wechselspiel eustatischer Meeresspiegelschwankungen an passiven Kontinentalrändern, als wesentlichen Kontrollfaktor der Sedimentation abbilden.

Die Weiterentwicklung der seismischen Stratigraphie führt zur Sequenzstratigraphie, die auf dieser aufbaut und z. B. auch in Aufschlüssen anwendbar ist (z. B. MITCHUM et al. 1977, WILGUS et al. 1988, VAN WAGONER et al. 1988, 1990, WILSON 1991, HAQ 1991, POSAMENTIER et al. 1993). Die Methode untergliedert sedimentäre Abfolgen in Sequenzen, deren Ausbildung durch eustatische Schwankungen des Meeresspiegels gesteuert wird. Als Sequenzgrenzen (sequence boundary – sb) werden bevorzugt Diskordanzen bzw. deren korrelative Konkordanzen benutzt, die Meeresspiegeltiefstände markieren. Eine Sequenz wird in Systemtrakte (system tracts) untergliedert und besteht per Definition aus einer Tiefstandsphase (lowstand system tract – LST), einer Transgressionsphase (transgressive system tract – TST) und einer abschließenden Hochstandsphase (highstand system tract – HST). Der Beginn der Hochstandsphase ist durch die maximale Überflutung (maximum flooding surface – mfs) gekennzeichnet. Die Einstufung eines Systemtraktes als Transgressionsphase erfolgt an Hand der Geometrie der Sequenz, d. h. die Ablagerungen der Transgressionsphase und der anschließende Hochstandsphase müssen landwärts über die Verbreitung der Tiefstandsphase hinaus ausgebildet sein. Durch AIGNER & BACHMANN (1992) wurde eine Untergliederung der Trias im ZEB nach den Prinzipien der Sequenzstratigraphie vorgelegt, die sich vor allem an der Ausbildung der süddeutschen Trias orientiert. Daraus ergeben sich jedoch speziell im Keuper Probleme, da:

- das ZEB ein intrakontinentales Becken ist,
- die Sedimentation überwiegend durch die Subsidenz des Beckens und den daraus resultierenden Eintrag von den umliegenden Liefergebiete gesteuert wird,
- die Faktoren dieses Sedimenteintrages (Tektonik, Klima) in der Sequenzstratigraphie nicht berücksichtigt werden,
- eustatische Meeresspiegelschwankungen die Sedimentation des Keupers nur z. T. beeinflussen,
- im Keuper keine Tiefstandsphasen (LST) im Sinne der Sequenzstratigraphie ausgebildet sind,
- deshalb eine exakte Beurteilung der Geometrie der Sequenzen, wie sie für die Einstufung im Sinne der klassischen Sequenzstratigraphie notwendig ist, nicht erfolgen kann.

Aus den Anwendungsproblemen der Sequenzstratigraphie in intrakontinentalen Becken (vergleiche z. B. AIGNER et al. 1999, NYSTUEN 1998, GAUPP 2002) wurde das Baselevel-Konzept entwickelt

(z. B. WEELER 1964, CROSS et al. 1993, SCHLAGER 1993, SHANLEY & MC CABE 1994, CROSS & LESSENGER 1998, AIGNER et al. 1999) und durch eine Reihe von Arbeiten auch im ZEB angewendet (z. B. HORNUMG 1998, PÖPPELREITER 1999, KEDZIERSKI 2002, GEHRMANN & AIGNER 2002, ROMAN 2005). Das Konzept definiert eine abstrahierte Erosionsbasis (Baselevel), die als theoretische Grenzfläche das Verhältnis von Sedimentation und Erosion in einem Sedimentbecken über die Einflußgrößen Sedimentzufuhr (sediment supply – S) und Ablagerungsraum (accomodation – A) steuert. Oberhalb der Erosionsbasis wird sedimentiert und unterhalb erodiert. Demzufolge ist das base-level Konzept ebenso wie die Sequenzstratigraphie ein unimodales Konzept, bei dem eine Haupteinflußgröße die Sedimentation steuert. Im Gegensatz zur Sequenzstratigraphie ist dies beim base-level-Konzept jedoch die Sedimentzufuhr (sediment supply – S). In einem komplexen intrakontinentalen Sedimentbecken, wie dem ZEB, ist jedoch gerade die Abstraktion auf eine Erosionsbasis kaum möglich, da:

- die Schüttungen mehrerer Liefergebiete zeitlich und räumlich unabhängig von einander erfolgen können (z. B. Kågeröd-, Löwenstein- und Arnstadt-Formation),
- grundlegende Fazieswechsel von flachmarin zu kontinental (z. B. Meissner-Formation–Grabfeld-Formation) können nicht mit einer steigenden und fallenden Erosionsbasis erklärt werden, da kontinuierlich sedimentiert wird und keine flächenhafte Erosion auftritt,
- laterale Fazieswechsel innerhalb der Beckenfazies (z. B. Arnstadt-Formation) können ebenfalls nicht mit einer steigenden und fallenden Erosionsbasis erklärt werden, da auch hier kontinuierlich sedimentiert wird.

Insgesamt ist weder die Sequenzstratigraphie im klassischen Sinne noch das base-level Konzept ein Modell, das die Sedimentation in einem komplexen intrakontinentalen Sedimentbecken, wie dem ZEB, befriedigend erklärt.

6.3 Ansatz für eine kontinentale Sequenzstratigraphie im Keuper

Das Grundprinip der Sequenzstratigraphie, sedimentäre Abfolgen in Sequenzen zu gliedern und entsprechend ihrer Genese zu interpretieren, erscheint im Zuge dieser Bearbeitung als geeignet, um durch Modifikationen das Anwendungsgebiet auf intrakontinentale Sedimentbecken zu erweitern. Im Folgenden wird der Ansatz für eine kontinentale Sequenzstratigraphie am Beispiel des Keupers erläutert. Die Erläuterung der graphischen Darstellung der Methode erfolgt im Kapitel 6.3.1.

Von wesentlicher Bedeutung für die Methode sind die Kontrollfaktoren der Sedimentation. Dies sind im Keuper: 1) Schwankungen des Klimas, 2) Tektonik (Subsidenz, ggf. Hebung in den Liefergebieten) und 3) eustatische Schwankungen des Meeresspiegels. Dabei sind Klima und Tektonik (Subsidenz) die beiden Kontrollfaktoren, die den Sedimenteintrag von den Liefergebieten in das Becken steuern. Der

jeweilige Anteil der beiden Kontrollfaktoren ist im konkreten Einzelfall schwierig zu bestimmen, es hat sich jedoch am Beispiel der Stuttgart-Formation gezeigt, dass beide Kontrollfaktoren in der Summe zu einem Ergebnis führen, d. h. in einem Faktor für das jeweilige Liefergebiet zusammengefaßt werden können (Kap. 5.5.2). Da im Keuper mehrere Liefergebiete zeitlich und räumlich unabhängig von einander Sedimente in das ZEB schütten, muß die Bewertung des Sedimenteintrages in das Becken für jedes der Liefergebiet und den ihm vorgelagerten Abschnitt der Beckenfazies gesondert erfolgen (z. B. Kap. 6.6.4). Eustatische Schwankungen des Meeresspiegels sind dagegen zumeist ein nachgeordneter Kontrollfaktor der Sedimentation, da im Keuper keine beckenweite Bedeckung des ZEB durch marine Ablagerungsräume zu verzeichnen ist. Lediglich in Teilen des ZEB tritt zeitweise ein direkter mariner Einfluß auf, der zudem von Süd nach Nord (z. B. Grenzdolomit, Hauptsteinmergel) bzw. von West nach Ost (z. B. Transgression im Oberem Keuper) kontinuierlich abnimmt und schließlich fast vollständig zurück tritt. Die Beurteilung dieses Kontrollfaktors ist also abhängig vom Beckenabschnitt, in dem die Beurteilung vorgenommen wird. So sind z. B. die Auswirkungen eustatischer Schwankungen des Meeresspiegels im Unteren Keuper in Süddeutschland anders zu beurteilen als z. B. im Norddeutsch-Polnischen Becken. Die Untersuchungen an der Stuttgart-Formation zeigen jedoch, dass eustatische Meeresspiegelschwankungen auch ohne flächenhafte Flutungen des ZEB über das Niveau der Vorflut die Sedimentation beeinflussen können („incised valleys“, Kap. 5.5.2).

Der Ansatz der kontinentalen Sequenzstratigraphie beruht, wie in der klassischen Sequenzstratigraphie, auf der Untergliederung sedimentärer Abfolgen in genetisch zusammenhängende Sequenzen, deren Sequenzgrenzen (SG) an überregional bis beckenweit ausgebildeten Leitflächen liegen. Dies sind hauptsächlich Diskordanzen bzw. deren korrelative Konkordanzen, die im Rahmen der Leitflächenstratigraphie untersucht und bewertet werden (Kap. 5.5). Die Einstufung einer Leitfläche als Sequenzgrenze wird in der Beckenfazies vorgenommen und orientiert sich an den Grenzen der Großzyklen, die sich als beckenweit ausgebildete Einheiten erwiesen haben (Kap. 6.1). Somit werden die im Rahmen der zyκλοstratigraphischen Analyse erkannten Großzyklen in der hier vorgestellten kontinentalen Sequenzstratigraphie als Sequenzen eingestuft und interpretiert. In Vorbereitung dieser Interpretation muß eine flächenhafte zyκλοstratigraphische Analyse der Großzyklen zwingend erfolgen. Dies gilt insbesondere für Vergleiche zwischen der Randfazies, bzw. mehreren Randfazies, und der Beckenfazies um die faziellen Entwicklungsabschnitte, z. B. progradierende Schüttungen, zuverlässig abzubilden. Es genügt keinesfalls lediglich Profile in der Beckenfazies lithofaziell zu analysieren und dann sequenzstratigraphisch zu interpretieren.

Um innerhalb der Sequenzen die faziellen Trends abzugrenzen und darzustellen wird eine Untergliederung der Sequenzen in Teilsequenzen vorgenommen, die prinzipiell mit den Systemtrakten

der klassischen Sequenzstratigraphie vergleichbar sind. Da die oben erläuterten Kontrollfaktoren der Sedimentation des Keupers: 1) Schwankungen des Klimas, 2) Tektonik (Subsidenz) und 3) eustatische Schwankungen des Meeresspiegels, wie am Beispiel der Stuttgart-Formation erläutert (Kap. 5.5.2), gleichzeitig aber mit unterschiedlicher Gewichtung auf das Sedimentbecken einwirken können, ist ein starres Schema der Untergliederung der Sequenzen in Teilsequenzen nicht sinnvoll. Vielmehr muß sich die Untergliederung und Ansprache an den jeweils dominierenden Kontrollfaktoren orientieren. So ist das Untergliederungsschema der klassischen Sequenzstratigraphie in die Systemtrakte LST–TST–HST ein wesentlicher Kritikpunkt in deren Anwendung auf den Keuper, da keine Tiefstandsphasen (LST) im Sinne der Sequenzstratigraphie ausgebildet sind (Kap. 6.2).

Die Untergliederung in Teilsequenzen erfolgt im Kontext eines Konzeptes, bei dem die Kontrollfaktoren **Sedimenteintrag** und **relativer Meeresspiegel** unabhängig voneinander wirksam sind. Das heißt sie können das Sedimentbecken sowohl wechselseitig als auch gleichzeitig beeinflussen (Kap. 5.5.2). Die Subsidenz des ZEB findet vorerst keine quantifizierende Berücksichtigung als Kontrollfaktor, sondern wird als gegeben angesehen. Der **Sedimenteintrag** von den Liefergebieten kann progradierend bzw. retrogradierend erfolgen, d. h. von den Liefergebieten können sich klastische Abfolgen in das Becken vorbauen und wieder aus dem Becken zurückbauen. Die maximale Ausbreitung wird in der Fläche des maximalen Vorbaus (MV) abstrahiert (Abb. 6.3.1). Teilweise erreicht der maximale Vorbau (MV) eines Liefergebietes nur den Beckenrand, führt aber zur Ausbreitung eines lakustrinen Milieus in der Beckenfazies (z. B. Mittlerer Grauer Steinmergelkeuper in Thüringen), dessen maximale Verbreitung in der Fläche der lakustrinen Flutung (LF) abstrahiert wird. Der **relative Meeresspiegel** bezieht sich auf den Meeresspiegel im Becken und vereint eustatische Schwankungen des globalen Meeresspiegels und entsprechende Wegbarkeiten über Pforten. Die maximale Ausbreitung einer Transgression wird in der Fläche der maximalen marinen Flutung (MF) abstrahiert (Abb. 6.3.1). Sedimentationsunterbrechungen innerhalb einer Sequenz, die auf Grund eines flächenhaft begrenzten Nachweises, nicht als eigenständige Sequenzgrenze betrachtet werden können, werden als geringfügiger Hiatus (H) interpretiert.

An Hand der genannten Ereignishorizonte (MV, LF, MF, H) werden die Sequenzen in Teilsequenzen untergliedert. Je nach der Wirksamkeit der Kontrollfaktoren können Sequenzen mit 3–4 Teilsequenzen vorliegen, grundsätzlich sind jedoch auch weniger, z. B. 2 Teilsequenzen, oder mehr, z. B. 5 Teilsequenzen, denkbar. Die Bezeichnungen der Teilsequenzen richtet sich nach den wirkenden Kontrollfaktoren, die im Rahmen der zyκλοstratigraphischen Untersuchungen ermittelt werden, z. B. progradierend – regressiv (=progradierende Schüttungen eines Liefergebietes, regressiver Meeresspiegel), dabei ist der erstgenannte der dominierende (Abb. 6.3.1). Kann nur ein Kontrollfaktor interpretiert werden, so fließt nur diese in die Benennung ein, z. B. progradierend (=progradierende Schüttungen eines Liefergebietes, der rel. Meeresspiegel kann nicht bewertet werden, Kap. 6.6.3).

6.3.1 Darstellung der kontinentalen Sequenzstratigraphie im Keuper

Die Darstellung der Sequenzen erfolgt entlang eines geologischen Schnittes, bei dem das zu beurteilende Liefergebiet und die zu beurteilende Beckenfazies die Endpunkte bilden (Abb. 6.3.1). Der Sedimenteintrag (Klima, Tektonik) des Liefergebietes wird durch ein doppeltes Dreieck dargestellt, bei dem die Spitzen die Sequenzgrenzen markieren. Die Breite des Dreiecks markiert den Abschnitt in dem die Schüttungen des Liefergebietes ihren maximalen Vorbau (MV) erreichen. Grundlage dieser Interpretation ist die Auswertung der Zyklik in der Beckenfazies und der Randfazies.

Der relative Meeresspiegel stellt den Einfluß eustatischer Meeresspiegelschwankungen auf die Beckenfazies dar, dessen Kurve lediglich relative Änderungen wiedergibt, d. h. transgressive (+) bzw. regressive Tendenzen (-), wobei links der Nulllinie terrestrische und rechts der Nulllinie eingeschränkt marine bis flachmarine Verhältnisse angezeigt werden. Die Interpretation beruht auf Sedimenten und ihrem Fossilinhalt und auf Konzepten, die auf Schwankungen des Meeresspiegels schließen lassen (z. B. „incised valleys“, Stuttgart-Formation, Kap. 5.5.2).

Die Darstellung der Ereignislagen, an denen die Teilsequenzen abgegrenzt werden, erfolgt mittels einer gebrochenen Linie.

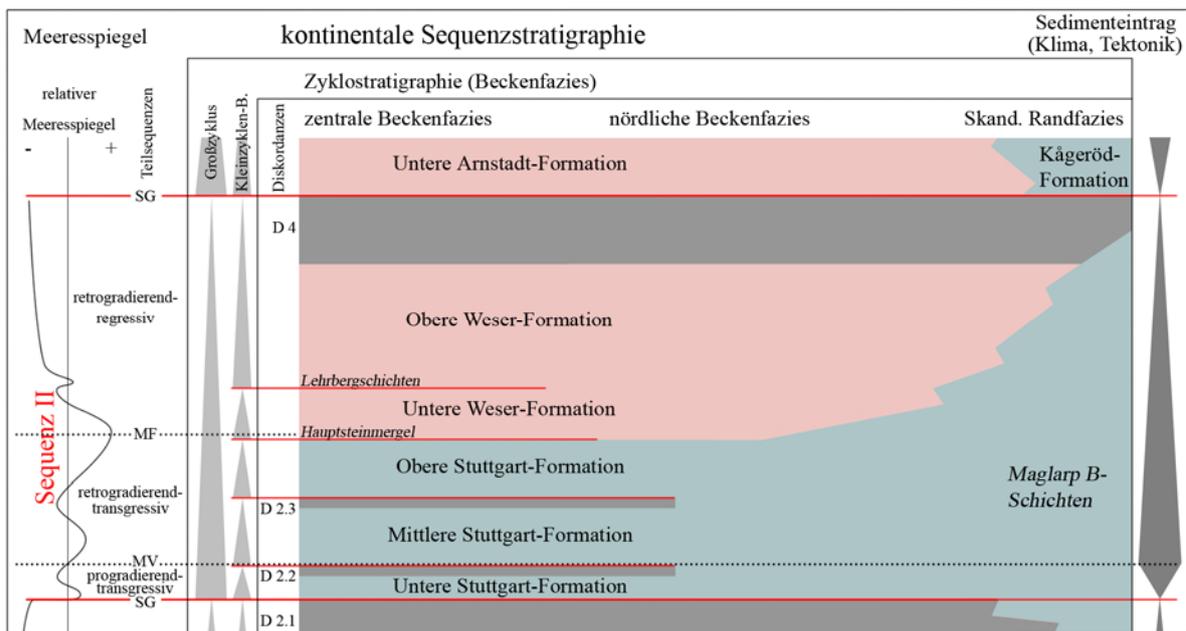


Abb. 6.3.1: Darstellung der kontinentalen Sequenzstratigraphie am Beispiel eines Profils zwischen der zentralen Beckenfazies (Subherzyn, SW-Mecklenburg) und der Skandinavischen Randfazies. Die Zyklostratigraphie stellt die zyklische Gliederung der Beckenfazies dar, die durch die kontinentale Sequenzstratigraphie genetisch interpretiert wird. Der Sedimenteintrag (Klima, Tektonik) des Liefergebietes und der relative Meeresspiegel werden getrennt bewertet und fließen unabhängig voneinander in die Interpretation ein. Die Abgrenzung der Teilsequenzen erfolgt an Ereignishorizonten (MF – Fläche der maximalen marinen Flutung, MV – Fläche des maximalen Vorbaus) und wird nach den vorherrschenden Trends eingestuft.

6.4 Großzyklus 1

Der Großzyklus 1 umfaßt die Kleinzyklen-Bündel Ef 1 – Ef 2 (Erfurt-Formation) und Gr 1 – Gr 3 (Grabfeld-Formation) und wird von den Diskordanzen D 1 und D 2.1 begrenzt (Abb. 5-1, Abb. 5.2).

6.4.1 Kleinzyklen der Erfurt-Formation

Die Erfurt-Formation hat eine eingehende Untersuchung hinsichtlich ihres zyklischen Aufbaus erfahren (z. B. SEIDEL 1965, DOCKTER et al. 1970, KÄSTNER 1972, BEUTLER & SCHUBERT 1987, DOCKTER 1997, BEUTLER et al. 1999, PÖPPELREITER 1999). KÄSTNER (1972) ermittelt durch Profilvergleiche aus dem Thüringer Becken einen Zyklenaufbau aus Sandstein-Tonstein-Karbonat und stellte 4 Kleinzyklen auf, die jedoch unterschiedliche Hierarchien besitzen. Durch weitere Bearbeitungen wurde der Aufbau der Erfurt-Formation im Typusgebiet aus bis zu 8 Kleinzyklen erkannt (z. B. DOCKTER 2003). Nach DSK (2005) können diese Zyklen als so genannte „KÄSTNER-Zyklen“ bezeichnet werden. PÖPPELREITER (1999) deutet einen alternativen, symmetrischen Zyklenaufbau ausgehend von süddeutschen Profilen mit den Gesteinstypen Karbonat-Tonstein-(Sandstein)-Tonstein, der auf dem Modell eines ästuarinen Ablagerungsraumes basiert, und gliedert 10 Zyklen aus.

Der zyklische Aufbau der Erfurt-Formation wurde durch Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten und Ingressionen über die Burgundische Pforte nach Süddeutschland gesteuert. Die wechselnde Beeinflussung des Ablagerungsraumes durch diese allozyklischen Prozesse führt zu einer Differenzierung in Zyklen der nördlichen, zentralen, südlichen und östlichen Beckenfazies:

Zyklen der nördlichen Beckenfazies

Die Zyklen der nördlichen Beckenfazies sind im Norddeutsch-Polnischen Becken weit verbreitet und werden durch bis zu 15 m mächtige Schüttungszyklen der Skandinavischen Randfazies geprägt, die nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut sind. An der Basis und im unteren Abschnitt lagert ein mehrere Meter mächtiger sandiger Horizont, der zum Hangenden in einen tonigen Abschnitt übergeht (Abb. 6.4.1). Der hohe Anteil an sandigem Material wurde fluviatil in Fließrinnen und durch Schichtfluten transportiert und abgelagert. Die tonigen Anteile sind fast durchweg in Rotfazies ausgebildet sowie stark pedogen überprägt. Karbonatische Lagen und Horizonte fehlen. Varianzen ergeben sich durch wechselnde Anteile und Mächtigkeiten der sandigen Anteile, die in Rinnen- und Überflutungsfazies ausgebildet sein können.

Zyklen der östlichen Beckenfazies

Die Kleinzyklen der östlichen Beckenfazies werden bis zu 8 m mächtig und sind generell mit den Kleinzyklen der nördlichen Beckenfazies vergleichbar. Auf Grund der größeren Entfernung vom

Liefergebiet, besitzen die sandigen Horizonte an der Basis generell geringere Mächtigkeiten von selten mehr als 2 m. Darüber folgen überwiegend rote, stark pedogen überprägte Tonsteine bis Tonmergelsteine, in denen keine karbonatischen Lagen und Horizonte auftreten (Abb. 6.4.1).

Zyklen der zentralen Beckenfazies

Die zentrale Beckenfazies umfasst eine Zyklik (KÄSTNER-Zyklen nach DSK 2005), die aus einem fluviatilen, sandigen Horizont im basalen und unteren Teil (Schüttungszyklus), einem tonigen Intervall im mittleren Teil und einem karbonatischen Horizont im oberen Teil (Ingressionszyklus) besteht (Abb. 6.4.1). Anteile, Mächtigkeiten und genaue lithologische Ausbildung der am Aufbau beteiligten Gesteinstypen unterliegen innerhalb des Thüringer Beckens natürlichen Schwankungen. Diese werden vor allem durch die wechselnde Ausbildung des unteren Teils verursacht, der in fluviatiler Rinnenfazies als bankiger Sandstein und in Überflutungsfazies als siltig bis tonige Wechsellagerung vorliegt. Häufig sind lokal kohlige Lagen ausgebildet.

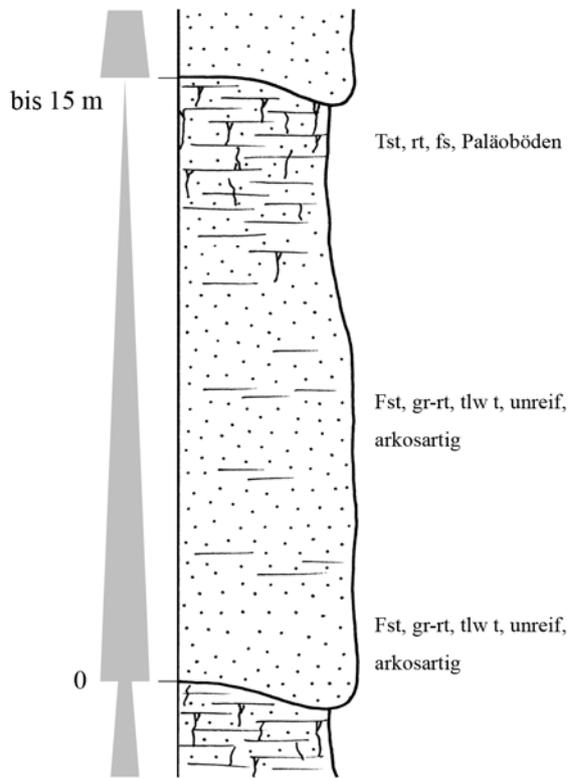
Die tonigen Intervalle besitzen zumeist graue Farben, nur untergeordnet treten rote Horizonte auf. Die karbonatischen Bänke und Horizonte können kalzitisch bis dolomitisch ausgebildet sein und führen vereinzelt Muschelschill (Abb. 6.4.1). Die Verbreitung der zentralen Beckenfazies ist an die Verbreitung der Karbonathorizonte gebunden (Abb. 5.1.1-1) und erstreckt sich vom Grabfeld über das Thüringer Becken bis in das Subherzyn und bis nach SE-Brandenburg.

Zyklen der südlichen Beckenfazies

Südwestlich des Grabfelds ist die südliche Beckenfazies ausgebildet, die durch den Wechsel von grauen Tonsteinen und bankigen Karbonaten (z. B. Blaubank) gekennzeichnet ist (Abb. 6.4.1). In den Abfolgen treten nur die distalen Abschnitte der sandigen Schüttungszyklen mit zumeist geringmächtigen sandigen Horizonten auf. Varianzen in der Zyklik werden vor allem durch Schwankungen in den Mächtigkeiten der ästuarinen bis deltaischen Sandsteine verursacht, die von dünnen sandigen Lagen (z. B. WAGNER'sche Platten) bis zu kompakten Bänken (z. B. Hauptsandstein) reichen können.

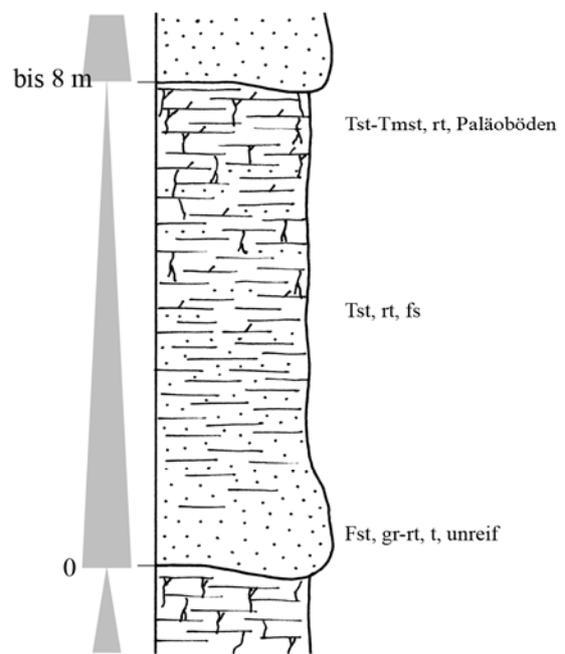
Zyklen der nördlichen Beckenfazies

(z. B. Bohrung Kb Barth 10/66)



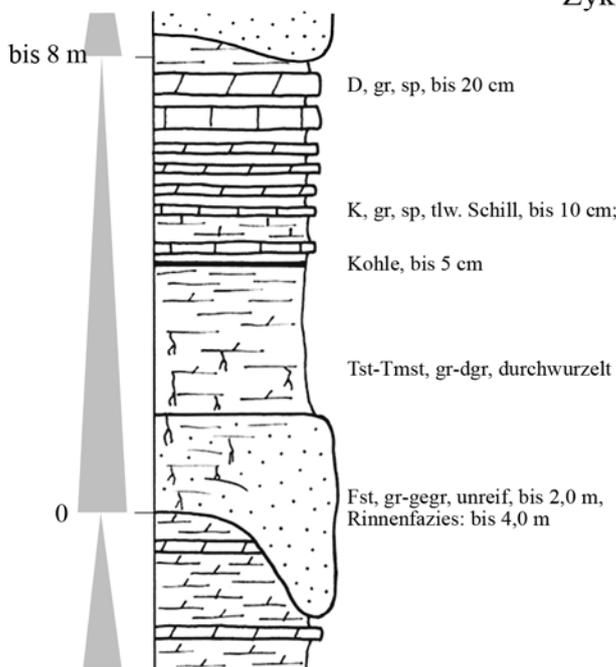
Zyklen der östlichen Beckenfazies

(z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1)



Zyklen der zentralen Beckenfazies

(z. B. Aufschluß a. d. A 71 Erfurt West)



Zyklen der südlichen Beckenfazies

(z. B. Tongrube Schmalfelden nach POPPELREITER 1999)

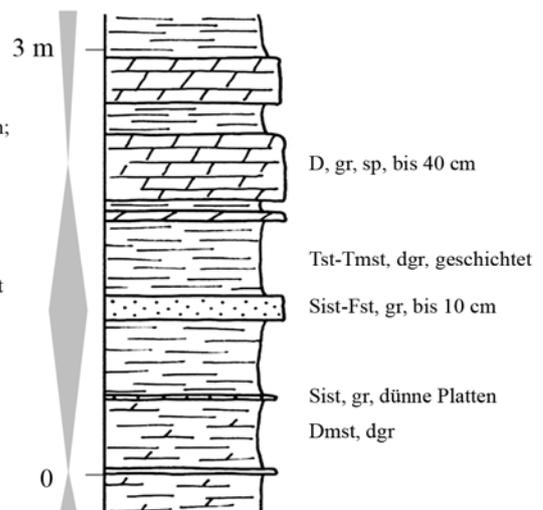


Abb. 6.4.1: Kleinzyklus des Sandstein S 1 (Erfurt-Formation) in den verschiedenen Beckenfazies. Korrelation der Zyklen siehe Abb. 6.4.3-1.

6.4.2 Kleinzyklen der Grabfeld-Formation

Bereits WEIGELIN (1913) erkennt den zyklischen Aufbau der Grabfeld-Formation im westlichen Württemberg. Das Grundprinzip der „WEIGELIN-Zyklen“ besitzt bis heute Gültigkeit (DSK 2005). Weitere Untersuchungen zur Zyklik der Grabfeld-Formation sind z. T. eng mit denen an der Erfurt-Formation verknüpft (z. B. SEIDEL 1965, DOCKTER et al. 1970). Detaillierte Untersuchungen werden in der Folgezeit von DUCHROW (1968, 1984), HAUSCHKE (1982, 1985), HAUSCHKE & RÖHL (1988) und HAUSCHKE & HEUNISCH (1989) im Weserbergland und von AIGNER & BACHMANN (1989) und NITSCH (1992, 1996, 1997) in Süddeutschland durchgeführt.

Im Untersuchungsgebiet werden die Kleinzyklen der Grabfeld-Formation zu einem Großteil durch Zyklentypen der Beckenfazies aufgebaut, deren laterale Anordnung im Arbeitsgebiet jedoch durch Schüttungen der Skandinavischen Randfazies sowie flache Ingressionen gesteuert wird. Eine direkte Überlagerung der beiden Steuerungsfaktoren, wie in der Erfurt-Formation, liegt jedoch nicht vor. Ähnlich wie in der Erfurt-Formation kann im Untersuchungsgebiet die nördliche, zentrale und östliche Beckenfazies unterschieden werden. Die südliche Beckenfazies wird hier nicht behandelt.

Zyklen der Randfazies (zu Erfurt-Formation)

In der nördlichen Beckenfazies (z. B. Bohrung Kb Barth 10/65) setzen sich die Zyklen der Randfazies (zu Erfurt-Formation) bis in stratigraphische Bereiche fort, die im Beckenzentrum bereits der Unteren Grabfeld-Formation zugeordnet werden (Abb. 5-1). Die veränderten Bedingungen in der zentralen Beckenfazies führen auch in der nördlichen Beckenfazies zur Sulfatbildung (Sulfatknollen), die in den höchsten Abschnitten der Schüttungszyklen auftreten können (Abb. 6.4.2). BEUTLER & SCHÜLER (1978) bezeichnen die Abfolge als „Darß-Zingster-Randfazies“ der Grabfeld-Formation.

Karbonat-Sulfat-Zyklen (WEIGELIN-Zyklen nach DSK 2005)

Nach DSK (2005) werden die Zyklentypen der Grabfeld-Formation, deren Bildung durch flache Ingressionen erfolgt, als so genannte paralische bis kontinentale „WEIGELIN-Zyklen“ bezeichnet. Paralischen Weigelin-Zyklen Süddeutschlands (südliche Beckenfazies) führen mehrere Karbonatbänke, die z. T. eine eingeschränkt marine Fauna aufweisen (AIGNER & BACHMANN 1989, NITSCH 1992, 1996, 1997).

Im Untersuchungsgebiet treten bis zu 8 m mächtige kontinentale Weigelin-Zyklen auf, die hier als distale Ingressionszyklen der südlichen Beckenfazies angesehen werden. Die Verbreitung erstreckt sich über das Thüringer Becken (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) bis in das Subherzyn und bis nach SE-Brandenburg. An der Zyklenbasis lagern lakustrine Dolomite, die z. T. Muschelschill führen. Im Hangenden schließt sich eine graue, tonige Abfolge mit Sulfatknollen bis Sulfatkrusten an. Im höheren Teil der Zyklen erfolgt ein Übergang zu roten, pedogen überprägten Tonmergelsteinen mit

Sulfatknollen und Paläoböden (Abb. 6.4.2.). Varianzen im Aufbau der Zyklen sind durch das teilweise Fehlen der Karbonatbänke möglich.

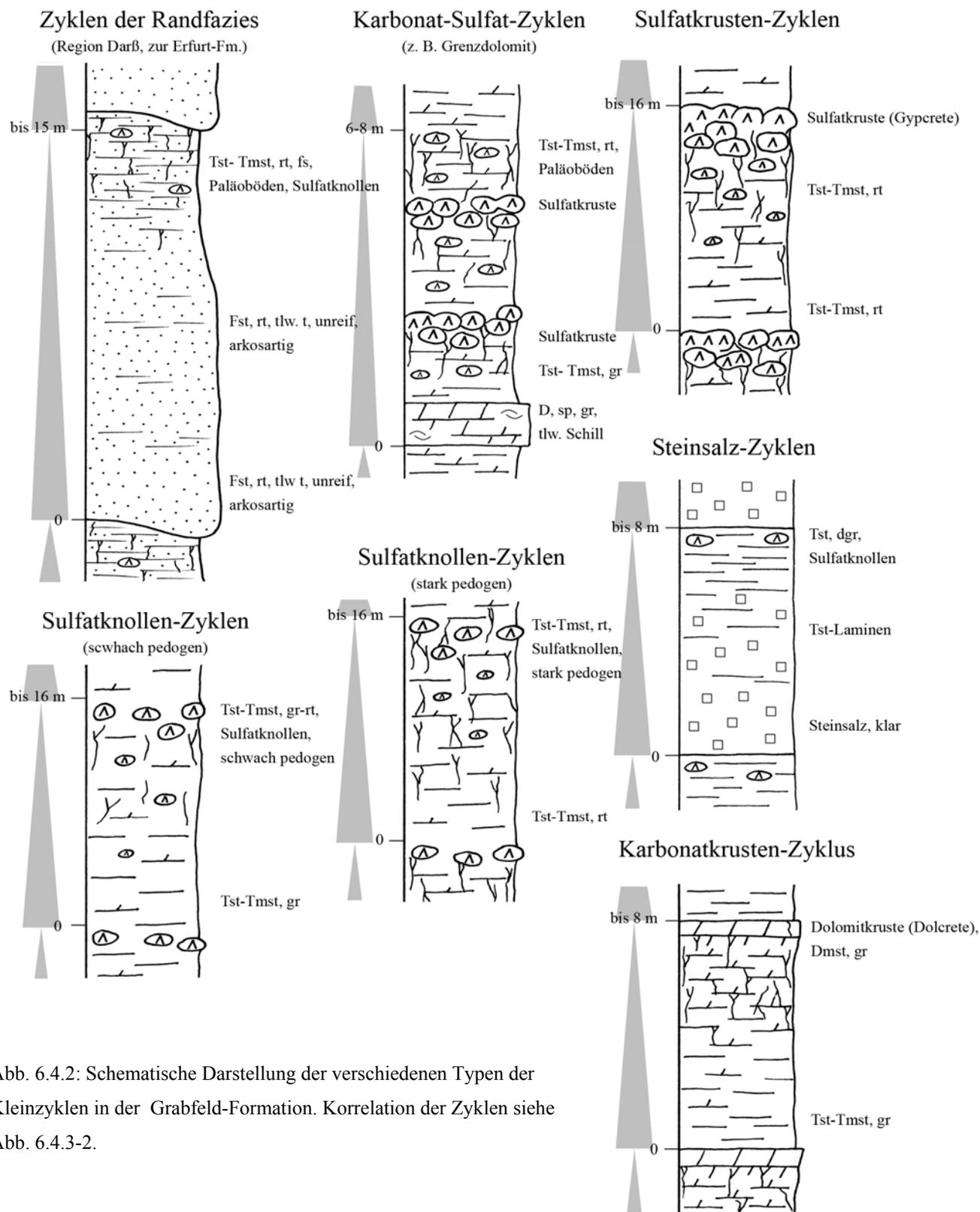


Abb. 6.4.2: Schematische Darstellung der verschiedenen Typen der Kleinzyklen in der Grabfeld-Formation. Korrelation der Zyklen siehe Abb. 6.4.3-2.

Sulfatknollen-Zyklen

Zyklen dieses Typs werden bis zu 16 m mächtig. Durch variierende pedogene Überprägungen können Sulfatknollen-Zyklen mit schwacher und starker pedogener Überprägung unterschieden werden, wobei fließende Übergänge zu beobachten sind (Abb. 6.4.2).

Sulfatknollen-Zyklen mit fehlender bis schwacher Überprägung bestehen im unteren Teil aus schwarzen bis dunkelgrauen, geschichteten bis ungeschichteten Tonmergelsteinen. Zum Hangenden ist die Abfolge schwach pedogen überprägt (rötliche Farbleckung, mottling) und führt vereinzelte Sulfatknollen. Varianzen treten durch schwankende Sulfatanteile bis zu deren völligem Fehlen auf. Zyklen dieses Typs sind in der zentralen Beckenfazies weit verbreitet und treten bis in die nördliche (z. B. Bohrungen Kb Tarnow At 1/65, Kb Flieth 1/59) und östliche Beckenfazies auf (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1).

Sulfatknollen-Zyklen mit intensiver pedogener Überprägung bestehen im unteren Teil aus roten und rotbunten, schichtungslosen Tonmergelsteinen, die zum Hangenden stark pedogen überprägt sind (Marmorierung, pedogene Brekziierung) und einzelne Sulfatknollen führen. Dieser Zyklentyp ist vor allem in der nördlichen Beckenfazies verbreitet (Bohrung Kb Barth 10/65).

Sulfatkrusten-Zyklen

Bis zu 16 m mächtige Sulfatkrusten-Zyklen treten innerhalb der zentralen Beckenfazies vom Thüringer Becken (Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) bis in die Allertalzone (Bohrung Dp Morsleben 52A/95, BARNASCH 2008) auf. Der untere Teil besteht aus roten, zumeist ungeschichteten Tonmergelsteinen, die zum Hangenden zunehmend Sulfatknollen führen. Im oberen Teil schließen sich die Sulfatknollen zu maximal 2 m mächtigen pedogenen Gipskrusten (Gypcrete) zusammen (Abb. 6.4.2). Abweichungen ergeben sich durch die schwankenden Mächtigkeiten der Knollengipsbänke zwischen 0,5–2 m. Bei weiterer Abnahme der Sulfatanteile sind die Übergänge zu Gipsknollen-Zyklen fließend.

Dolomitkrusten-Zyklen

Dolomitkrusten-Zyklen sind bis zu 8 m mächtig und bestehen aus einer Abfolge grauer Tonmergelsteine. Zum Hangenden gehen die schwach pedogen überprägten Tonmergelsteine durch zunehmende Dolomitgehalte allmählich in eine Dolomitkruste (Dolcrete) über, deren Sohlfläche unregelmäßig und oft undeutlich, deren Dachfläche dagegen scharf ausgebildet ist (Abb. 6.4.2). Zyklen dieses Typs treten vor allem in der östlichen Beckenfazies (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1) und vereinzelt in der nördlichen Beckenfazies auf (z. B. Bohrungen E Marnitz 1/55, Kb Flieth 1/59).

Steinsalz-Zyklen

Im Zentrum der Thüringer Mulde (Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) befindet sich ein ca. 30 m mächtiges Steinsalzlager, das sich aus mehreren maximal 8 m mächtigen Steinsalz-Zyklen aufbaut. An der Zyklenbasis lagert Steinsalz, das klar aber auch tonig verunreinigt sein kann. Zum Hangenden wechseln sich bis durchschnittlich 6 m mächtige Steinsalzlagen mit tonigen Horizonten ab, deren Anteil zum Hangenden zunimmt und in eine Tonsteinlage überleitet (Abb. 6.4.2). Die Tonsteinlage führt Sulfatknollen und z. T. Steinmergel. Ähnliche Steinsalzlager treten in der Westbrandenburg Senke, dem Polnischen Trog, dem Dänischen Becken bzw. in verschiedenen Spezialstrukturen auf, die in dieser Bearbeitung nicht untersucht wurden. Eine vergleichbare Zyklik wie in der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 kann jedoch auch für diese Steinsalzlager angenommen werden.

6.4.3 Kleinzyklen-Bündel Ef 1–Ef 2, Gr 1–Gr 3

Kleinzyklen-Bündel Ef 1–Ef 2

Für die Korrelation der Kleinzyklen der Erfurt-Formation sind im Untersuchungsgebiet die Schüttungszyklen der Skandinavischen Liefergebiete von vorrangiger Bedeutung, da die Karbonathorizonte (Ingressionszyklen) nur eine eingeschränkte Verbreitung besitzen (Abb. 6.4.3-1). In der Typusregion der Erfurt-Formation können maximal 8 Schüttungszyklen beobachtet werden (z. B. DOCKTER 2003), Sandstein S 1: 1 Zyklus, Sandstein S X: bis zu 3 Zyklen, Sandstein S 2 und Sandstein S 3: jeweils bis zu 2 Zyklen. Bedingt durch Transport und Ablagerung in einem fluviatilen System sind jedoch selten alle 8 Schüttungszyklen in einem Profil erkennbar, da einzelne Zyklen in toniger Zwischenrinnenfazies ausgebildet sein können bzw. amalgamiert vorliegen. Das dieser Bearbeitung zu Grunde liegende Profil an der A 71 Erfurt West baut sich aus 7 Schüttungszyklen auf, da im Sandstein S 3 nur 1 Schüttungszyklus erkennbar ist (Anhang). In weiteren Profilen des Thüringer Beckens sind zwischen 4–8 Zyklen erkennbar. Diese Variabilität in der Ausbildung schränkt die Korrelation einzelner Schüttungszyklen stark ein, die vom Thüringer Becken ausgehend lediglich bis in das Subherzyn und nach SE-Brandenburg möglich ist. Weiter nördlich und östlich können einzelne Schüttungszyklen nicht mehr zweifelsfrei erkannt werden.

Vergleiche mit anderen Profilen des Untersuchungsgebietes bzw. publizierten Profilen (z. B. BRANDES 1901, 1906, NAUMANN 1925, SCHRÖDER 1927, HOPPE 1966, KÄSTNER 1972, JUNGWIRTH et al. 1996, GÖTHEL & GRUNERT 1996, GAJEWSKA 1978-1997) haben jedoch gezeigt, das im gesamten Untersuchungsgebiet sowohl der Sandstein S X als auch der Sandstein S 2 mit mindestens je 1 Schüttungszyklus vertreten sind. Auf dieser Grundlage werden die Kleinzyklen-Bündeln Ef 1 (Sandstein S 1, Sandstein S X) und Ef 2 (Sandstein S 2, Sandstein S 3) aufgestellt (Tab. 4), die über die Scholle von Calvörde bis auf den Darß (Bohrung Kb Barth 10/65, Anhang) sowie in West- und Zentralpolen korrelierbar sind (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1, Anhang).

Die Stellung des Grenzdolomits beurteilen SEIDEL (1965), KÄSTNER (1972), NITSCH (1996) und DSK (2005) in ihren zyklischen Gliederungskonzepten unterschiedlich. SEIDEL (1965) und Kästner (1972) stellen den Grenzdolomit in den Unteren Keuper, während NITSCH (1996) und DSK (2005) den Grenzdolomit als basales Glied so genannter „WEIGELIN-Zyklen“ (Grabfeld-Formation) interpretieren. Die Ergebnisse der vorliegenden zyклоstratigraphischen Untersuchungen stützen diese Stellung des Grenzdolomits.

Kleinzyklen-Bündel Gr 1–Gr 3

Die Korrelation der Grabfeld-Formation erfolgt vorrangig auf der Grundlage der Sulfathorizonte und Karbonatbänke. Nach DSK (2005) wird die Grabfeld-Formation auf der Grundlage ihrer ausgeprägten Tonstein-Sulfat-Zyklus in 8 Subformationen unterteilt. Diese Unterteilung stützt sich auf die Arbeiten von DUCHROW (1968, 1984), HAUSCHKE (1982, 1985) und BEUTLER (1995). Im Untersuchungsgebiet konnte die hochauflösende Gliederung in der Altmark angewendet werden, basiert dort allerdings ausschließlich auf der Verwendung von Bohrungslogs (BARNASCH et al. 2005). Die weitere Anwendung ist im Arbeitsgebiet an Hand der untersuchten Bohrkernfragmente fraglich. Die Ursache dafür liegt in der Differenzierung der Beckenfazies und damit einhergehender Reduktionen der Sulfatanteile bis zu deren völligem Fehlen in nördliche und östliche Richtungen. So ist die Anbindung von Profilen NE-Mecklenburgs, E-Brandenburgs sowie Polens an die zentrale Beckenfazies nicht zweifelsfrei möglich. Das gilt auch für die Korrelation auf der Grundlage von Bohrungslogs, da diese in den betreffenden Gebieten einen zunehmend unspezifischen Verlauf besitzen. In diesem Zusammenhang kann die Korrelation der 8 Subformationen (DSK 2005) vom Hochrhein bis zum Darß nach NITSCH et al. (2005a) nicht nachvollzogen werden.

Im Ergebnis dieser Arbeit wird das Zusammenfassen der beschriebenen Kleinzyklen zu 3 Kleinzyklen-Bündeln vorgenommen (Tab. 4), deren Benennung aufsteigend mit Gr 1–Gr 3 erfolgt und die in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes korrelierbar sind (Abb. 6.4.3-2). Die Basis der Kleinzyklen-Bündel liegt an der Sohlfläche des Grenzdolomit i. e. S. (Gr 1), an der Sohlfläche der Bleiglanzbanke (Gr 2) sowie der Sohlfläche des *Acrodus-Corbula*-Horizonts (Gr 3). Da diese Leithorizonte nur im südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes verbreitet sind (Abb. 5.1.2), ist die Korrelation in Richtung Norden und Osten nicht durchführbar.

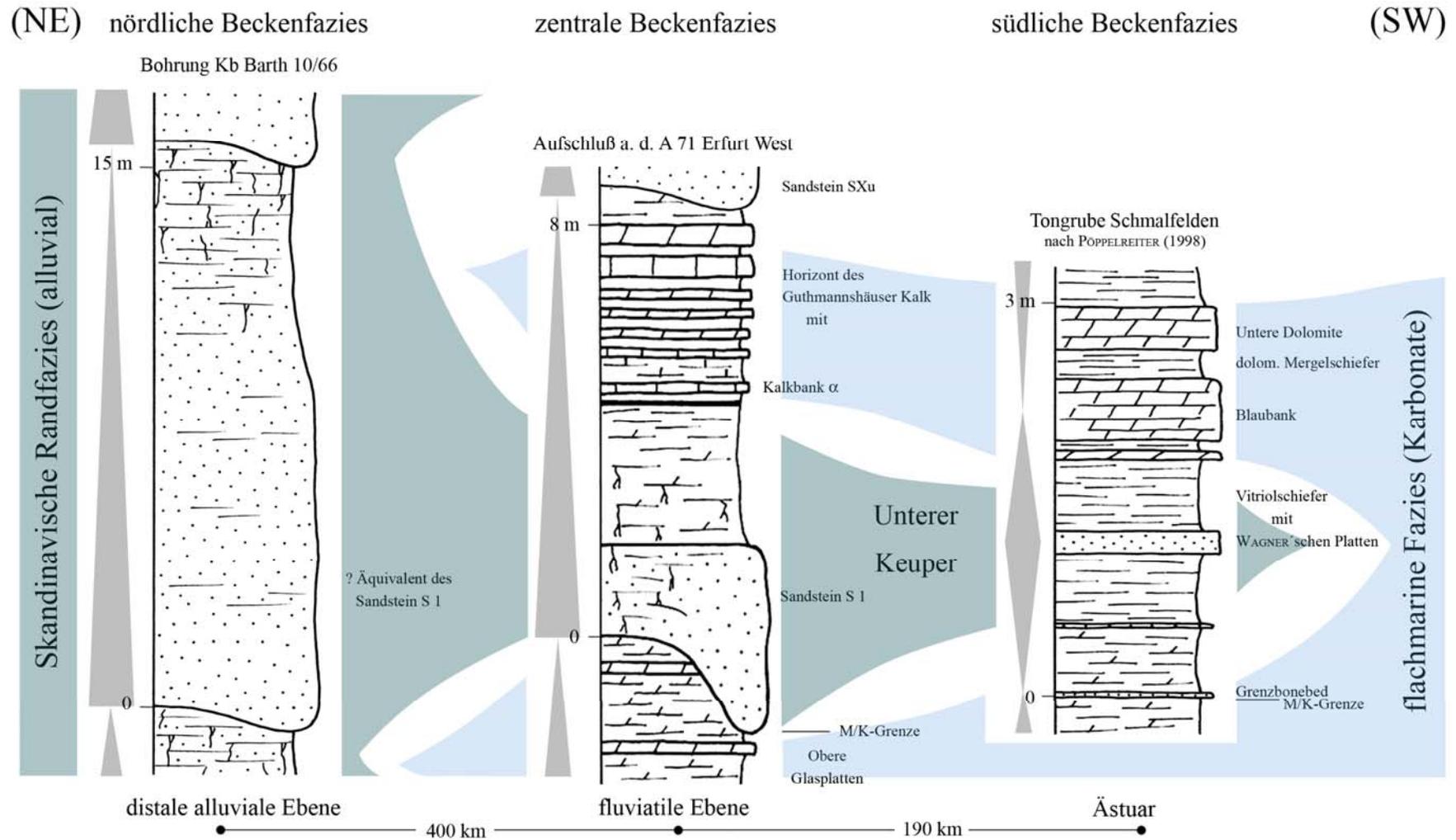


Abb. 6.4.3-1: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der nördlichen, zentralen und südlichen Beckenfazies (Erfurt-Formation) am Beispiel des Kleinzyklus mit Sandstein S 1 und Guthmannshäuser Kalk (Ef 1). Aus alluvialen Schüttungsfächern der Skandinavischen Liefergebiete entwickelt sich eine alluviale Ebene (nördliche Beckenfazies), die in Richtung SW in eine fluviatile Ebene übergeht (zentrale Beckenfazies), die jeweils durch Sohlbankzyklen gekennzeichnet sind. In der südlichen Beckenfazies münden die Schüttungen in ein Ästuar, in dem symmetrische Zyklen ausgebildet sind. Die eingeschränkt marine Fazies Süddeutschlands (z. B. Blaubank, Untere Dolomite) geht in ihren distalen Abschnitten in eine lakustrine Fazies über, die sich bis in die zentrale Beckenfazies erstreckt.

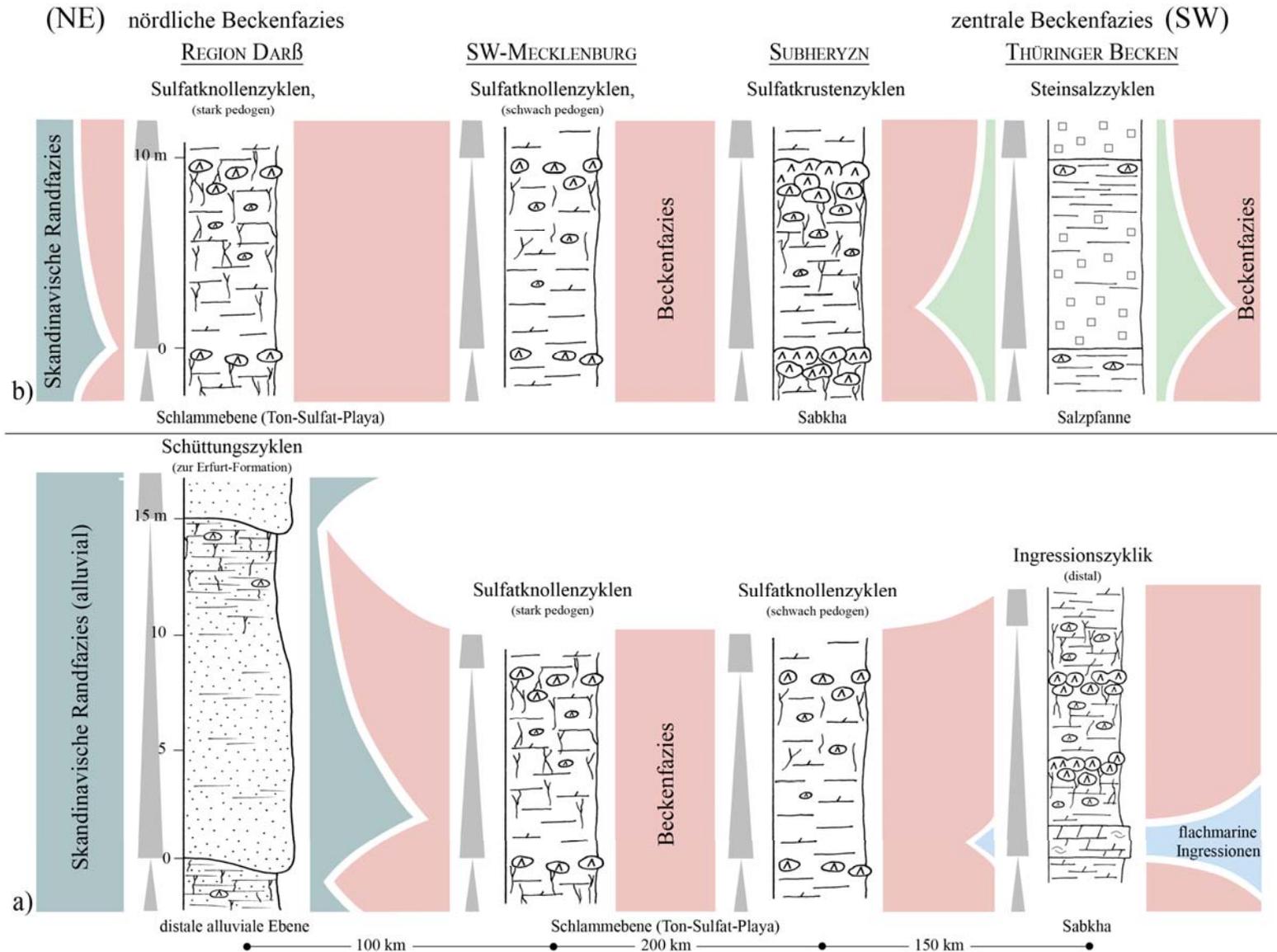


Abb. 6.4.3-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der a) Unteren Grabfeld-Formation (Gr 1) und b) Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation (Gr 2-Gr 3). In der Unteren Grabfeld-Formation greifen die Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten bis in die nördliche Beckenfazies über. Durch zusätzliche Ingressionen (z. B. Grenzdolomit) wird die Verbreitung zentralen Beckenfazies beschränkt. In der Mittleren und Oberen Grabfeld-Formation treten diese Einflüsse zurück und die Zyklentypen der zentralen Beckenfazies erreichen eine weite Verbreitung mit Steinsalz in Senken und Spezialstrukturen.

6.4.4 Zyklusstratigraphie

Die Erfurt-Formation (Kleinzyklen-Bündel Ef 1, Ef 2) besteht im Typusgebiet aus bis zu 8 Kleinzyklen, die als kurze Exzentrizitätszyklen (Milankovitch-Zyklen) mit einer Periode von ca. 100 ka interpretiert werden können (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004). Da die Korrelationsfähigkeit dieser 8 Kleinzyklen nach Norden stark eingeschränkt ist (siehe oben) kann diese Einstufung nur im Thüringer Becken vorgenommen werden und nicht in der nördlichen bzw. östlichen Beckenfazies. Es ist jedoch nicht davon auszugehen, dass in diesen Gebieten die entsprechenden Sedimente nicht abgelagert wurden, sondern, dass auf Grund der faziellen Charakteristik des Ablagerungsraumes (NE-Deutschland: alluvial, Thüringen: fluviatil) und der Differenzierung von Rinnenfazies und Zwischenrinnenfazies nicht jeder der 8 Kleinzyklen in den Abfolgen erkennbar ist. Die Möglichkeiten der Korrelation der 8 Kleinzyklen des Thüringer Beckens mit der Zyklik Süddeutschlands werden in DSK (2005) aufgezeigt.

Der zyklische Aufbau der Grabfeld-Formation (Kleinzyklen-Bündel Gr 1–Gr 3) ist ebenfalls im Thüringer Becken am besten dokumentiert (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64). Durch fazielle Differenzierungen in der Beckenfazies (siehe oben) stehen in NE-Deutschland bzw. West- und Zentralpolen keine geeigneten Profile zu Verfügung, an denen die Zyklik deutlich ausgebildet ist und der Aufbau aus Kleinzyklen zuverlässig untersucht werden kann. Das Kleinzyklen-Bündel Gr 1 (Untere Grabfeld-Formation) besteht aus 4 Kleinzyklen (Sulfatknollen-, Sulfatkrusten-Zyklen), die als kurze Exzentrizitätszyklen (Milankovitch-Zyklen) mit einer Periode von ca. 100 ka interpretiert werden (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004). Diese Kleinzyklen können vom Thüringer Becken aus maximal bis in das Subherzyn und nach SE-Brandenburg korreliert werden. Das Kleinzyklen-Bündel Gr 2 (Mittlere Grabfeld-Formation) besteht aus 5 Kleinzyklen (Sulfatknollen-, Sulfatkrusten-Zyklen), denen kurze Exzentrizitätszyklen mit einer Periode von ca. 100 ka zugeordnet werden (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004). Die Korrelation ist ebenfalls lediglich bis in das Subherzyn und SE-Brandenburg möglich.

BACHMANN & KOZUR (2004) korrelieren den Abschnitt Erfurt-Formation bis einschließlich Mittlere Grabfeld-Formation mit dem Langobardium und geben dessen Zeitdauer mit ca. 2 Ma an. Im Zuge dieser Untersuchungen wird für die Kleinzyklen-Bündel Ef 1–Gr 2 ein Aufbau aus 17 Kleinzyklen ermittelt, die entsprechend als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) interpretiert werden können. Zusammen mit der Annahme einer maximalen Zeitdauer der Diskordanz D 1 von 200 ka fügen sich diese Ergebnisse gut in den zeitlichen Umfang des Langobardium ein (vgl. BACHMANN & KOZUR 2004).

Die Anzahl der am Aufbau des Kleinzyklen-Bündels Gr 3 beteiligten Kleinzyklen kann im Thüringer Becken nur ungefähr ermittelt werden. Das Kleinzyklen-Bündel Gr 3 (Obere Grabfeld-Formation) besteht in der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 aus 7 Kleinzyklen (Sulfatknollen-, Sulfatkrusten-

Zyklen), die als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) eingestuft werden. Die tatsächliche Anzahl liegt jedoch höher, da in der Bohrung ein Steinsalzlager auftritt, dessen zyklischer Aufbau undeutlich ist und deshalb nicht berücksichtigt werden konnte. Aus diesen Gründen wird vorerst von etwa 10 Kleinzyklen in der Oberen Grabfeld-Formation ausgegangen, die kurzen Exzentrizitätszyklen (~100 ka) entsprechen und ca. 1 Ma ergeben.

6.4.5 Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz I)

Die Diskordanz D 1 bzw. die Untergrenze des Sandstein S 1 ist als Sequenzgrenze nicht geeignet, da sie eine Leitfläche innerhalb der progradieren Skandinavischen Liefergebiete darstellt (Abb. 5-1) und nur in Teilen des Beckens sicher identifiziert werden kann (Abb. 5.1.1-2). Besser geeignet erscheint die Basis der Trochitenkalk-Formation (Oberer Muschelkalk), die eine große Verbreitung im ZEB besitzt und demzufolge hier als Sequenzgrenze interpretiert wird. In genetischer Hinsicht ist somit der Abschnitt zwischen der Untergrenze der Trochitenkalk-Formation (Oberer Muschelkalk) und der Diskordanz D 2.1 als Sequenz I anzusehen, in der sich die Transgression und Regression des Oberen Muschelkalks sowie das Progradieren und Retrogradieren der Skandinavischen Liefergebiete abbildet. Die genetische Interpretation der Sequenz I erfolgt entlang eines Profils zwischen der zentralen Beckenfazies (Mitteldeutschland) und der Skandinavischen Randfazies (Abb. 5-1).

Als korrelative Ereignislagen der Sequenz I können der Abschnitt um die basale Meissner-Formation, als Fläche der maximalen marinen Flutung (MF) und die Basis des Sandstein S 2, als Fläche des maximalen Vorbaus der Skandinavischen Liefergebiete (MV) abstrahiert werden. Die Sequenz besitzt somit einen Aufbau aus 4 Sequenzteilen (Abb. 5-1).

Der erste Sequenzteil wird durch die Transgression des „Muschelkalkmeeres“ dominiert, die ihre maximale marine Flutung (MF), d. h. ihre maximale flächenhafte Verbreitung, etwa im Abschnitt um die basale Meissner-Formation erreicht (Abb. 5-1). In diesem Abschnitt ist der Obere Muschelkalk bis in die Region Darß in typischer Fazies ausgebildet (BEUTLER 1976, Bohrung Kb Barth 10/65, Anhang). Weiter nördlich keilt der Obere Muschelkalk in typischer Fazies aus und wird in Schonen durch sandige Schüttungen von den Skandinavischen Liefergebieten vertreten (z. B. BROTZEN 1950). Die erste Teilsequenz wird demzufolge als **transgressiv–progradierend** interpretiert.

Der zweite Sequenzteil ist durch die allmähliche Regression des „Muschelkalkmeeres“ bzw. dessen Verdrängung durch die allmählich übergreifenden Schüttungen von den Skandinavischen Liefergebieten gekennzeichnet und wird als **regressiv–progradierend** interpretiert. In NE-Deutschland setzt bereits in den unteren Abschnitten der Meissner-Formation die Verzanhnung der Tonplattenfazies mit der Lettenkeuperfazies ein (Bohrung Kb Barth 10/65, Anhang). Die stärksten Einschränkung erfährt der Obere Muschelkalk dabei in der Oderbucht mit durchschnittlich ca. 20 m Mächtigkeit in mariner Fazies (z. B. Bohrungen Wollin IG 1: 26 m, Polczyn Zdroj IG 1: 18 m). Durch

die fortwährende Regression zieht sich das „Muschelkalkmeer“ schließlich vollständig aus dem ZEB zurück. Dieser generelle Trend wird z. B. durch die Cycloidesbank kurzzeitig unterbrochen (Abb. 5-1). Nach KOZUR (1974) können die Äquivalente der Cycloidesbank bis in das nördliche und nordöstliche ZEB auftreten und lagern in lettenkeuperfaziellen Sedimenten. Die Cycloidesbank markiert somit nicht die Fläche der maximalen marinen Flutung des ZEB. Im höheren Abschnitt des Sequenzteils breitet sich die Erfurt-Formation mit alluvialer bis estuariner Fazies flächenhaft aus. Der maximale Vorbau der Skandinavischen Liefergebiete (MV) wird durch die Basis des Sandstein S 2 (Hauptsandstein) markiert, der in den süddeutschen Profilen die mächtigsten Sandsteine bildet (z. B. PÖPPELREITER 1999, DSK 2005).

Der dritte Sequenzteil ist durch die allmählich rückschreitenden Schüttungen von den Skandinavischen Liefergebieten und die kurze Transgression des Grenzdolomits i. e. S. markiert und wird als **retrogradierend-transgressiv** bewertet (Abb. 5-1). Der Grenzdolomit bildet die Fläche der maximalen marinen Flutung und begründet durch einen grundlegenden Fazieswechsel in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes die Abgrenzung dieser relativ kurzen Teilsequenz.

Der vierte Sequenzteil ist durch rückschreitende Schüttungen von den Skandinavischen Liefergebieten und regressive Tendenzen geprägt und wird als **retrogradierend-regressiv** interpretiert (Abb. 5-1). Der allgemein regressive Trend wird durch kurze Ingressionen unterbrochen (Bleiglanzbanke). Vor allem in den höheren Abschnitten besitzt der Sequenzteil einen ausgeprägt kontinentalen Charakter. Die Beckenfazies erreicht ihre maximale Verbreitung und führt z. T. mächtige Steinsalzlager in Senken und Spezialstrukturen.

6.5 Großzyklus 2

Der Großzyklus 2 umfaßt die Kleinzyklen-Bündeln St 1–St 3 (Stuttgart-Formation) und Ws 1–Ws 2 (Weser-Formation) und wird von den Diskordanzen D 2.1 und D 4 begrenzt (Abb. 5-1, Abb. 5.2).

6.5.1 Kleinzyklen der Stuttgart-Formation

Die Stuttgart-Formation besitzt einen markanten kleinzyklischen Aufbau, der vor allem die Mittlere und Obere Stuttgart-Formation kennzeichnet und im Arbeitsgebiet z. B. von SEIDEL (1965), GAJEWSKA (1973), BEUTLER & HÄUSSER (1982) und BACHMANN & BEUTLER (1996) untersucht wird. DSK (2005) nimmt an Hand dieser Zyklik eine Untergliederung der Stuttgart-Formation in drei Kleinzyklen vor, die auf DUCHROW (1984), DITTRICH (1989a, b), BACHMANN & BEUTLER (1996), KÖPPEN (1997) u. a. basiert.

Die in der Stuttgart-Formation auftretenden Zyklentypen werden nach Kleinzyklen der Unteren Stuttgart-Formation (Übergangsschichten) und Kleinzyklen der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation unterschieden:

Untere Stuttgart-Formation (Übergangsschichten)

Karbonat-Tonstein-Zyklen

Distale Ingressionszyklen sind bis zu 3 m mächtig und treten in der basalen Unteren Stuttgart-Formation NE-Deutschlands auf (z. B. Bohrung Gt Neubrandenburg 2/85). An der Basis der Zyklen ist oft eine graue fossilführende Karbonatbank ausgebildet, die bis zu 20 cm mächtig wird (Abb. 6.5.1-1). Darüber dominieren graue Tonmergelsteine, in die weitere fossilführende Karbonatbänke mit ähnlichen Mächtigkeiten eingelagert sein können. Die Fossilführung umfasst neben Lamellibranchiaten auch Ostracoden, die auf ein eingeschränkt marines bis brackisches Milieu hinweisen. Da in der Unteren Stuttgart-Formation Süddeutschlands keine derartigen Zyklen bzw. Fossilführung auftreten, kann eine flache Ingression über den Polnischen Trog (Osteuropäische Pforten) angenommen werden (KOZUR 2007 und mündl. Mitt.). Im östlichen Thüringer Becken sind Zyklen ausgebildet (z. B. Bohrung Kb Apolda 1/65), die den distalen Ingressionszyklen NE-Deutschlands ähnlich sind und als lakustrine Äquivalente der distalen Ingressionszyklen interpretiert werden.

Tonstein-Kohle-Zyklen

Zyklen dieses Typs sind 3–4 m mächtig und bestehen in der kompletten Abfolge aus dunkelgrauen bis grauen Tonsteinen und Tonmergelsteinen. Im unteren Teil treten auf Schichtflächen z. T. massenhaft Conchostraken und vereinzelt Muscheln auf (Tafel IV). In der gesamten Profilabfolge sind Pflanzenreste z. T. massenhaft eingelagert. Die Obergrenze der Zyklen werden oft durch schmale Kohlelagen gebildet (Abb. 6.5.1-1). Dieser Zyklentyp tritt im zentralen Thüringer Becken auf und wird als lakustriner Zyklentyp interpretiert (z. B. Bohrung Kb Schillingstedt 1/64).

Feinsand-Tonstein-Zyklen

Feinsand-Tonstein-Zyklen sind bis zu 4 m mächtig und bestehen aus grauen bis dunkelgrauen, siltigen Tonsteinen bis Tonmergelsteinen. In der Profilabfolge treten nach dem Sohlbankprinzip schmale Feinsandstein- bis Siltsteinlagen auf, die vereinzelt grobsandige Lagen führen können. Des Weiteren ist die Abfolge reich an Pflanzenresten (Abb. 6.5.1-1). Zyklen diesen Typs werden als fluviolakustrine Zyklen interpretiert, die vor allem in den höheren Abschnitten der Unteren Stuttgart-Formation auftreten (z. B. Bohrungen Kb Schillingstedt 1/64, Gorzow Wlqp. IG 1). Die Herkunft der Feinsandsteine in den fluviolakustrinen Zyklen bleibt offen, da eine Rinnenfazies in der Unteren Stuttgart-Formation nicht beobachtet wurde. Möglicherweise stammen die Sandsteine, wie die der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation von Skandinavischen Liefergebieten (PAUL et al. 2008).

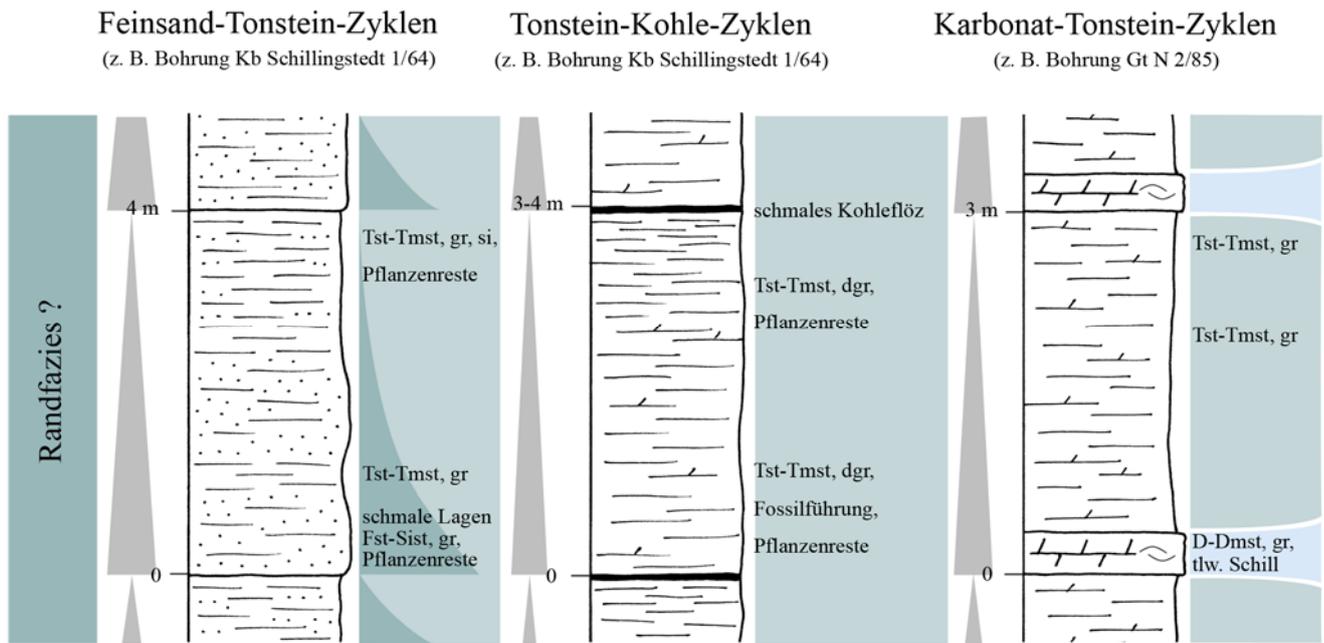


Abb. 6.5.1-1: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der Unteren Stuttgart-Formation. Distale Ingressionszyklen treten in NE-Deutschland bis in das Thüringer Becken auf und deuten auf eine Ingression über östliche Pforten (Ostkarpaten-, Schlesisch-Mährische Pforte) hin.

Mittlere und Obere Stuttgart-Formation

Die typischen Kleinzyklen der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation sind fluviatile Zyklen der Rinnenfazies, die an der Basis zumeist mit massigen, fluviatilen Feinsandsteinen einsetzen, die eine typische Unreife aufweisen und tlw. als Arkose bezeichnet werden können. Zum Hangenden gehen die Feinsandsteine in Tonsteine über, den Abschluß bilden oft Wurzelböden bis bunte Vertisole. Bedingt durch nachfolgende Erosion sind häufig jedoch nur die Sandsteine erhalten geblieben, so dass mehrere Meter mächtige Kleinzyklen-Bündel gebildet werden, die sich aus dickbankigen bis massigen Sandsteinen aufbauen (Abb. 6.5.1-2). Der ursprüngliche Aufbau und die Anzahl der Kleinzyklen sind dann nicht mehr zu ermitteln. Bei den meisten Aufschlüssen der Stuttgart-Formation handelt es sich um Steinbrüche in der Rinnenfazies in der die massigen Sandsteine gebrochen werden.

In den Gebieten der Zwischenrinnenfazies tritt eine Wechsellagerung von Tonsteinen bis Tonmergelsteinen auf, in denen Feinsandlagen verschiedener Mächtigkeiten ausgebildet sind. Die Ablagerung der Sandsteine erfolgt ausgehend von der Rinnenfazies durch Dambruchfächer und Schichtfluten. In den tonigen Abfolgen treten häufig Wurzelböden auf. Die Zwischenrinnenfazies ist im Untersuchungsgebiet nicht gut erschlossen und nur durch Kernbohrungen belegt, in denen sich die Kleinzyklen nur undeutlich abbilden (z. B. Bohrungen Kb Apolda 1/65, E Richtenberg 9/66). Deshalb werden auch in der Zwischenrinnenfazies die Kleinzyklen zusammenfassend als Kleinzyklen-Bündel dargestellt (Abb. 6.5.1-2).

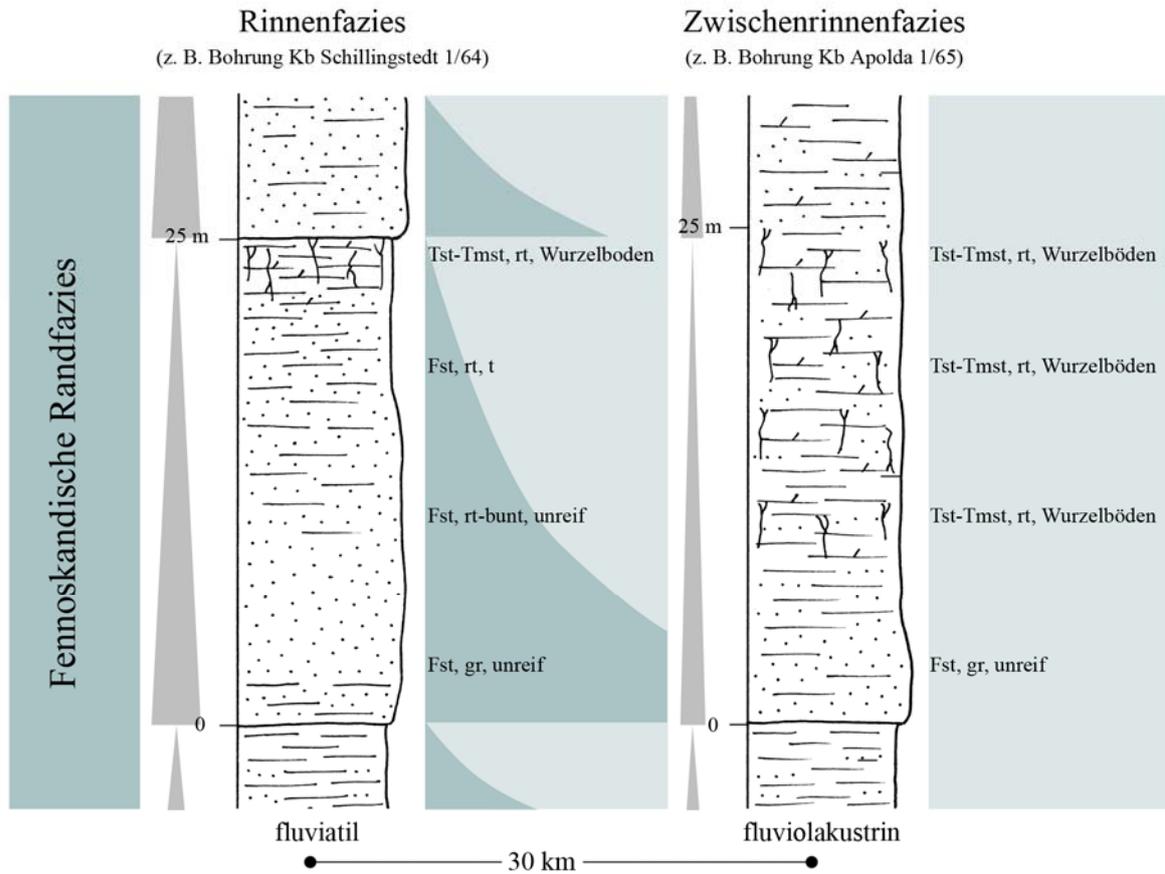


Abb. 6.5.1-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen-Bündel der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation.

6.5.2 Kleinzyklen der Weser-Formation, Hassberge-Formation, Maglarp B-Schichten

Der zyklischen Aufbau der Weser-Formation ist bisher kaum untersucht worden. Die wenigen Bearbeitungen stammen zudem aus Gebieten, die außerhalb des Arbeitsgebietes liegen, so z. B. von BACHMANN et al. (1998) über Kleinzyklen in der „Roten Wand“, von SEEGIS (1997) über die Kleinzyklik der „Lehrberg-Schichten“ und von REINHARDT (2002) und REINHARDT & RICKEN (2000) über den zyklischen Aufbau eines Profils der Mainhardt-Formation.

In der Weser-Formation der zentralen Beckenfazies sind Zyklentypen jedoch weit verbreitet, die denen der Grabfeld-Formation sehr ähnlich sind. Zusätzlich treten Zyklen der umliegenden Liefergebiete und distale Ingressionszyklen auf:

Zyklen der Randfazies

In den randlichen Abschnitten des Untersuchungsgebietes treten Zyklen der Hassberge-Formation (Vindelizisch-Böhmische Randfazies) sowie Maglarp B-Schichten (Skandinavische Randfazies) auf (Abb. 5.1.4-1). Die Zyklen erreichen Mächtigkeiten von maximal 6 m und sind nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut.

Die Zyklen der Hassberge-Formation erstrecken sich bis nach Thüringen, E- und SE-Brandenburg, sowie West- und Zentralpolen (z. B. Bohrungen Kb Schillingstedt 1/64, Kb Strausberg 1/62,

Gorzow Wlkp. IG 1). Die Zyklen bestehen im unteren Teil aus unreifen und z. T. arkosartigen Feinsandsteinen bis Siltsteinen. Zum Hangenden geht die Abfolge in rote, siltige Tonsteine bis Tonmergelsteine über, die pedogen überprägt sind (Abb. 6.5.2).

Die Zyklen der Maglarp B-Schichten treten vor allem in der Oberen Weser-Formation NE-Deutschlands und NW-Polens auf (z. B. Bohrungen Kb Tarnow At 1/65, Połczyn Zdrój IG 1). An der Basis lagern bis 4 m dicke graue, feinkörnige Quarzsandsteine mit erhöhten Feldspatgehalten bis hin zu Arkosesandsteinen. Zum Hangenden erfolgt ein allmählicher Wechsel zu roten, siltigen Tonmergelsteinen mit pedogener Überprägung und Paläoböden. Selten treten in den Tonmergelsteinen einzelne Sulfatknollen auf.

Karbonat (marin)-Tonstein-Zyklen

Ingressionszyklik tritt in der Weser-Formation nur im Hauptsteinmergel und dessen distalen Äquivalenten auf, die bis in das südwestliche Untersuchungsgebiet verbreitet sind (Abb. 5.1.4-2). Die Basis der distalen Ingressionszyklik ist lithologisch wechselhaft und kann als Dolomitstein, als Dolomitmergelstein oder als dolomitischer Feinsandstein ausgebildet sein. Im Hangenden folgen graue bis grüngraue und dann rote bis braunrote, siltige Tonmergelsteine mit vereinzelt Sulfatknollen. Die höchsten Abschnitte der Zyklen sind oftmals pedogen überprägt bis zur Bildung von Paläoböden.

Karbonat (lakustrin)-Tonstein-Zyklen

Im Untersuchungsgebiet treten lakustrine Zyklen lediglich in den Lehrbergschichten auf und werden als distale Äquivalente der Hassberge-Formation interpretiert (SEEGIS 1997). An der Basis der bis zu 3 m mächtigen Zyklen lagert eine bis zu 30 cm mächtige graue Karbonatbank, die oft eine lakustrine Fauna führt (Kap. 5.1.4). Die kompakte Karbonatbank kann jedoch auch in mehrere dünne karbonatische Lagen aufspalten und mit graugrünen Tonmergelsteinen wechsellagern. Es schließen sich graugrüne bis grüne, schichtungslose Tonmergelsteine an, die zum Hangenden in rote bis braunrote, pedogen entschichtete Tonmergelsteine übergehen. Vereinzelt treten kleine Sulfatknollen auf (Abb. 6.5.2).

Sulfatknollen-Zyklen

Zyklen dieses Typs werden durchschnittlich 4 m und maximal bis zu 7 m mächtig. Die Sulfatknollen-Zyklen der Weser-Formation und sind ähnlich wie die Sulfatknollen-Zyklen der Grabfeld-Formation aufgebaut und treten in zwei Untertypen mit schwacher pedogener bzw. starker pedogener Überprägung auf (Abb. &.5.2).

Sulfatkrusten-Zyklen

In der zentralen Beckenfazies treten Sulfatkrusten-Zyklen auf, die mit denen der Grabfeld-Formation vergleichbar sind. Die Sulfatkrusten-Zyklen der Weser-Formation (ohne Heldburggips) werden 4–6 m mächtig und beginnen z. T. mit einer dünnen Lage graugrüner bis grüner, ungeschichteter Tonsteine bis Tonmergelsteine und geht zum Hangenden rasch in rote und rotbraune, pedogene Tonmergelsteine über, die einzelne Sulfatknollen führen. Darüber steigt der Anteil an Sulfatknollen, die sich zu maximal 3 m mächtigen kompakten Sulfatkrusten zusammenschließen können.

Die Sulfatkrusten-Zyklen des Heldburggipses werden bis zu 15 m mächtig und bestehen im unteren Teil aus grauen, dunkelgrauen und z. T. schwarzen Tonsteinen bis Tonmergelsteinen, die Sulfatknollen führen. Bereits im mittleren Teil schließen sich die Sulfatknollen zu Sulfatkrusten zusammen, die z. T. mehr als 10 m mächtig sind (Abb. 6.5.2).

Konglomeratische Zyklen

In der nördlichen Beckenfazies (NE-Deutschland, NW-Polen) treten bis zu 8 m mächtige Schlammstrom-Zyklen im Niveau der höchsten Weser-Formation bis basalen Arnstadt-Formation auf (Abb. 6.5.2). Die Zyklen sind nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut bestehen aus dunkelgrauen bis grauen Tonsteinen bis Tonmergelsteinen, in denen hellgraue 20-5 mm große Gerölle aus Dolomitmergelstein eingelagert sind. Die Gerölle sind matrixgestützt und wenig sortiert, was auf kurze Transportwege hinweist. Aus der Verbreitung der Schlammströme kann auf Erosionsprodukte des Pommersch-Kujawischen Walls geschlossen werden (Abb. 5.1.4-4, Tafel XI).

Tonstein-Zyklen

Tonstein-Zyklen werden bis zu 3 m mächtig und besitzen vor allem in der östlichen Beckenfazies eine weite Verbreitung (z. B. Bohrung Połczyn Zdrój IG 1). An der Basis beginnt der Zyklus mit grauen geschichteten Tonmergelsteinen. Zum Hangenden geht die Abfolge durch Farbfleckung und Marmorierung allmählich in rote bis braunrote Tonmergelsteine über. In gleichem Maße nimmt die pedogene Überprägung zu, die zur Entschichtung der Tonmergelsteine bis zur pedogenen Brekziierung führt. An der Obergrenze der Zyklen treten Paläoböden auf, zumeist bunte Vertisole (Abb. 6.5.2).

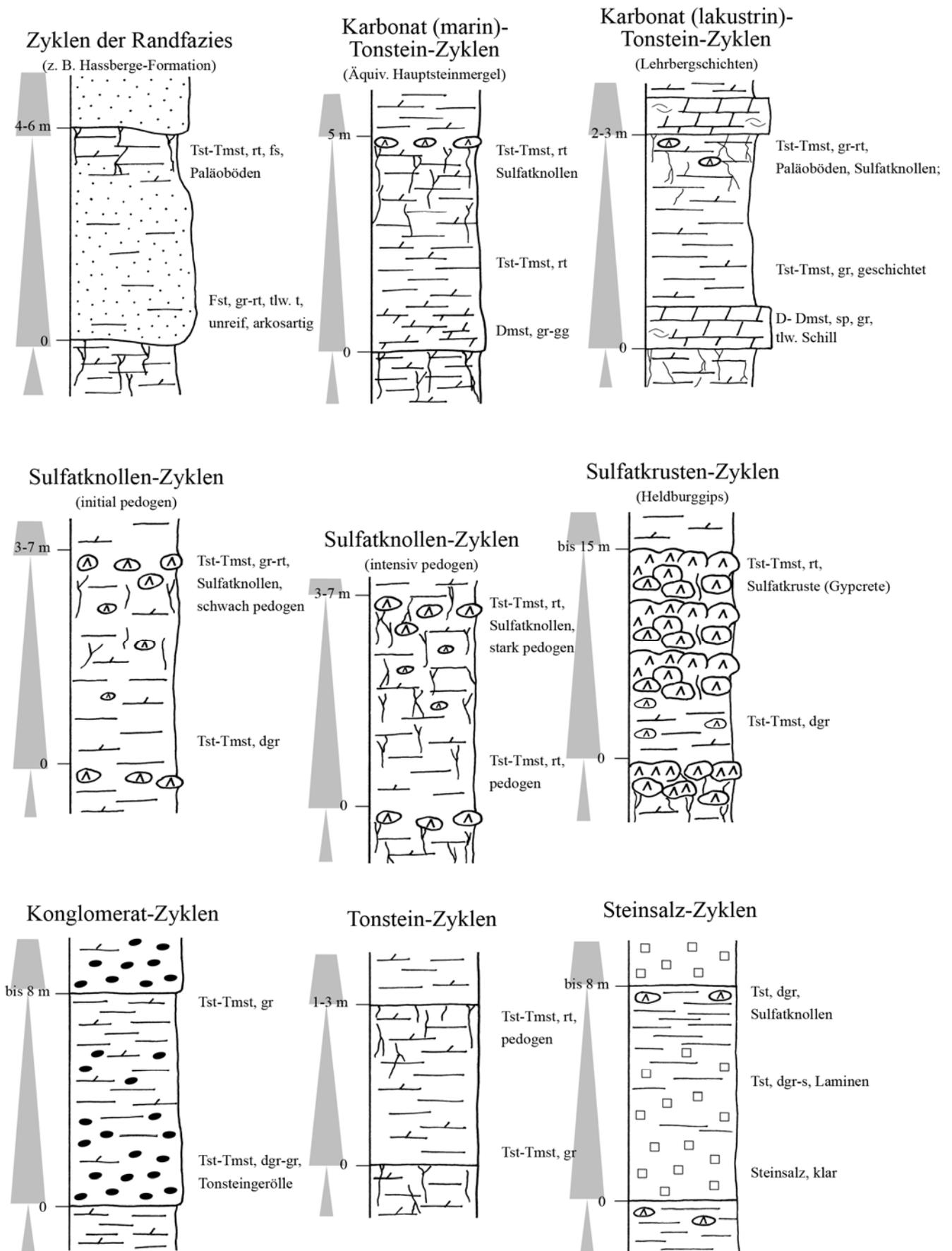


Abb. 6.5.2: Schematische Darstellung der verschiedenen Typen der Kleinzyklen in der Weser-Formation und Hassberge-Formation.

Steinsalz-Zyklen

Im Untersuchungsgebiet ist das Steinsalz der Weser-Formation nicht durch Bohrkerne belegt. Dass in der Weser-Formation Steinsalzlager vorhanden sind, ist jedoch durch Bohrungslogs eindeutig nachweisbar, deren Kurvencharakteristik mit der Grabfeld-Formation vergleichbar ist. Als weiteres Indiz sind Lösungsbrekzien zu deuten, die z. B. in der Bohrung Dp Morsleben 52A/95 mit ca. 10 m Mächtigkeit im Liegenden des Heldburggipses (BARNASCH 2008) und in der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 in mehreren Lagen innerhalb des Heldburggipses auftreten (Anhang). Aus diesen Gründen wird davon ausgegangen, dass sich der Aufbau der Steinsalzlager der Weser-Formation aus Zyklen, ähnlich wie in der Grabfeld-Formation gestaltet (Abb. 6.5.2).

6.5.3 Kleinzyklen-Bündel St 1–St 3, Ws 1–Ws 2

Kleinzyklen-Bündel St 1

Die Kleinzyklen der Unteren Stuttgart-Formation (Übergangsschichten) werden zum Kleinzyklen-Bündel St 1 zusammengefasst. Auf Grund der lückenhaften Verbreitung im Untersuchungsgebiet wurde der zyklische Aufbau der Unteren Stuttgart-Formation jedoch bisher nicht bearbeitet. Die im Zuge dieser Untersuchungen erkannten Kleinzyklen scheinen jedoch miteinander zu korrelieren (Abb. 6.5.1-1). Die distale Ingressionszyklik ist von den nördlichen und östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes bis in das Thüringer Becken verbreitet, wo sich lakustrine Zyklen anschließen. Fluvio-lakustrine Zyklen bleiben auf die randlichen Gebiete sowie die höheren Abschnitten der Unteren Stuttgart-Formation beschränkt. Insgesamt kann für das Kleinzyklen-Bündel ein Aufbau aus mehr als 3 Kleinzyklen beobachtet werden (Kap. 6.5.4).

Kleinzyklen-Bündel St 2–St 3

Die Kleinzyklen der Mittleren und Oberen Stuttgart-Formation werden zu den Kleinzyklen-Bündeln St 2 und St 3 zusammengefasst, die durch die Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3 abgegrenzt werden (Abb. 5.5.2-1). Das Kleinzyklen-Bündel St 2 besteht dabei aus mindestens 7 Kleinzyklen und das Kleinzyklen-Bündel St 3 aus mindestens 5 Kleinzyklen (Kap. 6.5.4). In der Rinnenfazies können diese Kleinzyklen-Bündel jeweils im gesamten Untersuchungsgebiet korreliert werden. Einzelne Kleinzyklen der Rinnenfazies können dagegen nur eingeschränkt korreliert werden, da in der Rinnenfazies oft mehrere Kleinzyklen amalgamiert vorliegen. Die Verbreitung der Zwischenrinnenfazies wird durch die Rinnenfazies gesteuert (Abb. 6.5.1-2). In der Zwischenrinnenfazies sind Kleinzyklen jedoch vielfach sehr undeutlich ausgebildet und im Detail schwer mit einzelnen Kleinzyklen der benachbarten Rinnenfazies zu verknüpfen. Demzufolge ist die Korrelation der Kleinzyklen-Bündel St 2–St 3 in der Zwischenrinnenfazies im Untersuchungsgebiet nur eingeschränkt möglich.

Kleinzyklen-Bündel Ws 1–Ws 2

Die Korrelation der Kleinzyklen erfolgt in der Weser-Formation nach dem Vorbild der Grabfeld-Formation und stützt sich vor allem auf die Sulfatlagen und -horizonte der Zyklentypen der Beckenfazies (vgl. Abb. 6.4.3-2). Diese werden zu den Kleinzyklen-Bündeln Ws 1 und Ws 2 zusammengefaßt. Die Basis liegt an der Sohlfläche des Hauptsteinmergels (Ws 1) bzw. an der Sohlfläche der Lehrbergschichten (Ws 2). Das Kleinzyklen-Bündel Ws 2 reicht bis an die Dachfläche des Heldburggipses bzw. die Diskordanz D 4.

Das Kleinzyklen-Bündel Ws 1 weist einen Aufbau aus 6 Kleinzyklen auf. An der Basis ist es durch die distalen Ausläufer einer flachen Ingression charakterisiert. In der mittleren und höheren Abfolge erreicht die zentrale Beckenfazies, vorwiegend mit Sulfatknollen-Zyklen, eine weite Verbreitung.

Das Kleinzyklen-Bündel Ws 2 umfaßt 20 Kleinzyklen. Es beginnt an der Basis mit lakustrinen Zyklen (Lehrbergschichten), während in der restlichen Profilabfolge die Zyklentypen der zentralen Beckenfazies, vor allem Sulfatknollen- und Sulfatkrusten-Zyklen, eine weite Verbreitung erreichen. In der nördlichen und östlichen Beckenfazies treten häufig distale Ausläufer von Schüttungszyklen der Skandinavischen und Vindelizisch-Böhmischen Randfazies auf. In Senkungsgebieten und Spezialstrukturen treten Steinsalzzyklen auf. Im höheren Abschnitt von Ws 2 sind vor allem mächtige Sulfatkrustenzyklen (Heldburggips) ausgebildet, die gebietsweise zu mehreren 10er m mächtigen Gipslagern anwachsen (Abb. 5.1.4-3).

6.5.4 Zyклоstratigraphie

Der exakte Aufbau der Stuttgart-Formation aus Kleinzyklen kann nur ungefähr rekonstruiert werden, da in den Kleinzyklen-Bündeln die Kleinzyklen oft amalgamiert vorliegen bzw. einzelne Zyklen erodiert sein können (siehe oben). Aus diesem Grund wird die zyκλοstratigraphische Interpretation unter Vorbehalt durchgeführt. Von Bedeutung bei der Interpretation ist die chronostratigraphische Einstufung der basalen Unteren Stuttgart-Formation in das tiefe Julium (Karnium; Kap. 5.1.3) und der höchsten Oberen Stuttgart-Formation in das höchste Tuvalium (Karnium) nach BACHMANN & KOZUR (2008). Somit kann für die Stuttgart-Formation eine Zeitdauer von knapp 3 Ma abgeleitet werden. Für die internen Diskordanzen D 2.2 und D 2.1 werden jeweils maximal 200 ka angenommen, so das rund 2,5 Ma durch die Sedimente der Stuttgart-Formation belegt sind.

Das Kleinzyklen-Bündel St 1 (Untere Stuttgart-Formation) umfaßt im Thüringer Becken (Bohrung Kb Schillingstedt 1/64) 3 Kleinzyklen, die als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) gedeutet werden können. Eine ehemals höhere Anzahl an Kleinzyklen ist jedoch wahrscheinlich, da der Kontakt zur Mittleren Stuttgart-Formation diskordant ausgebildet ist (Abb. 5.2.2-1) Aus diesem Grund wird vorläufig von ursprünglich 5 Kleinzyklen ausgegangen, die als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka)

gedeutet werden. Die zeitliche Dauer der Unteren Stuttgart-Formation beläuft sich somit auf ca. 0,5 Ma.

Die Kleinzyklen-Bündel St 2 und St 3 sind entsprechend ihrem Aufbau und ihren Mächtigkeiten als Einheiten von vergleichbarem zeitlichem Umfang anzusehen. An den Aufschlüssen und Bohrungen des Thüringer Beckens sind jedoch keine verlässliche Untersuchungen möglich. In E-Brandenburg (Bohrung Kb Strausberg 1/62, randliche Rinnenfazies) besteht das Kleinzyklen-Bündel St 2 aus mindestens 7 Kleinzyklen und das Kleinzyklen-Bündel St 3 aus mindestens 5 Kleinzyklen. Die Werte leiten sich jeweils aus den mittleren und höheren Abschnitten der Kleinzyklen-Bündel ab, in denen Kleinzyklen sicher abgegrenzt werden können. In den unteren Abschnitten sind jedoch keine Kleinzyklen erkennbar, da diese aus z. T. über 10 m mächtigen, massigen Sandsteinen bestehen. Deshalb handelt es sich bei den genannten Werten um Minimalwerte, wobei höhere sehr wahrscheinlich sind. Vorerst wird für die Kleinzyklen-Bündel St 2 und St 3 von jeweils 10 Kleinzyklen ausgegangen, die als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) gedeutet werden. Somit ergibt sich für die Mittlere und Obere Stuttgart-Formation ein zeitlicher Umfang von jeweils etwa 1 Ma, der jedoch nur den Abschnitt der Rinnenverfüllung widerspiegelt (Kap. 5.5.2). Welcher zeitliche Umfang für die Erosion der Rinnensysteme angesetzt werden muß, bleibt offen.

Die Weser-Formation besitzt ähnlich wie die Grabfeld-Formation einen ausgeprägten zyklischen Aufbau, der im Thüringer Becken vor allem aus Sulfatknollen- und Sulfatkrustenzyklen besteht. In der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64 besteht das Kleinzyklen-Bündel Ws 1 aus 6 Kleinzyklen und das Kleinzyklen-Bündel Ws 2 aus 20 Kleinzyklen. Bei der Interpretation der insgesamt 26 Kleinzyklen muß jedoch die weitaus größere Zeitdauer der Weser-Formation von etwa 6 Ma beachtet werden (Kap. 5.1.4). Auf Grund der Zeitdauer ist weder die Interpretation der Kleinzyklen als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) möglich, die sich nur auf etwa 2,5 Ma aufsummieren würden, noch die Interpretation als lange Exzentrizitätszyklen (~410 ka), die sich auf etwa 10,5 Ma aufsummieren würden. Rein rechnerisch ergibt sich eine Dauer der Kleinzyklen von ca 230 ka, die zwischen den kurzen und langen Exzentrizitätszyklen liegen, eine Zyklendauer, die nicht in das Milankovitch-Konzept integriert werden kann.

6.5.5 Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz II)

Die beckenweit ausgebildeten Diskordanzen D 2.1 und D 4 sind ausgezeichnete Sequenzgrenzen, die das Progradieren und Retrogradieren der Skandinavischen Liefergebiete umrahmen. Zusätzlich ist im unteren Teil der Sequenz II ein schwach transgressiver und im Folgenden regressiver Trend zu verzeichnen. Die genetische Interpretation der Sequenz II erfolgt entlang eines Profils zwischen der zentralen Beckenfazies (Mitteldeutschland) und der Skandinavischen Randfazies. Durch den maximalen Vorbau (MV) der Schüttungen von Skandinavischen Liefergebieten an der Basis der

Mittleren Stuttgart-Formation und die maximale marine Flutung im Abschnitt des Hauptsteinmergels weist die Sequenz II einen Aufbau aus 3 Sequenzteilen auf (Abb. 5-1).

Der erste Sequenzteil wird durch das starke Progradieren der Skandinavischen Liefergebiete dominiert, das sich mit schwachen Transgressionen überlagert (Kap. 5.5.2) und wird als **progradierend-transgressiv** eingestuft. Im basalen Bereich (Untere Stuttgart-Formation) erfolgt die Transgression wahrscheinlich über die Ostkarpatenpforte bis in das Thüringer Becken und führt zu brachyhalin-marinen bis brackischen Verhältnissen. Durch kurze Regressionen und Transgressionen und den Sedimenteintrag von Skandinavischen Liefergebieten kam es zu Ablagerung der Stuttgart-Formation (Kap. 5.5.2), die im nordöstlichen ZEB eine alluviale Ebene bildet, welche in Mitteldeutschland in eine fluviatile Ebene übergeht. In Süddeutschland zeichnet sich durch tidale Beeinflussung der Wechsel in ein ästuarines Milieu ab (GEHRMANN & AIGNER 2002, SHUKLA & BACHMANN 2007). Der maximale Vorbau (MV) der Skandinavischen Liefergebiete liegt an der Basis der Mittleren Stuttgart-Formation.

Der zweite Sequenzteil ist durch allmählich rückschreitende Schüttungen gekennzeichnet, die sich mit einer Transgression überlagern und als **retrogradierend-transgressiv** eingestuft werden. Die Transgression erfolgt über die Burgundisch-Almannische Pforte und führt zur Bildung des Hauptsteinmergels, der sich mit seinen distalen Abschnitten bis nach NE-Deutschland erstreckt (Abb. 5.1.4-2) und als Fläche der maximalen marinen Flutung (MF) interpretiert wird.

Der dritte Sequenzteil ist durch rückschreitenden Schüttungen und regressive Tendenzen geprägt und wird als **retrogradierend-regressiv** eingestuft (Abb. 5-1). Dieser allgemeine Trend wird kurzzeitig unterbrochen, z. B. durch die Lehrbergschichten, die jedoch keinen Einfluß auf den generellen Trend haben. In den mittleren und höheren Abschnitten ist der Sequenzteil durch einen ausgeprägt kontinentalen Charakter gekennzeichnet und führt z. T. mächtige Steinsalzlager in Senken und Spezialstrukturen. Den Abschluß bildet der Heldburggips, der auf seiner Dachfläche eine längere Sedimentationsunterbrechung belegt.

6.6 Großzyklus 3

Der Großzyklus 3 umfaßt die Kleinzyklen-Bündeln Ar 1–Ar 4 (Arnstadt-Formation) und wird von den Diskordanzen D 4 und D 5.1 begrenzt (Abb. 5-1, Abb.5.2).

6.6.1 Kleinzyklen der Arnstadt-Formation, Löwenstein-Formation

Die Zyklik der Arnstadt-Formation wird durch KELLNER (1997, 2003), REINHARDT & RICKEN (2000), REINHARDT (2002), TOUGIANNIDES (2004), DSK (2005) und VOLLMER (2005) untersucht. Diese Arbeiten konzentrieren sich im Wesentlichen auf die Vindelizisch-Böhmische Randfazies (z. B. Forschungsbohrung Malschenberg 1) und deren vorgelagerte Beckenfazies (z. B. Thüringer Becken).

Im Zuge dieser Bearbeitung wurde neben zentralen Beckenfazies (Thüringen) und der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies erstmals die nördliche und östliche Beckenfazies hinsichtlich ihres zyklischen Aufbaus untersucht.

Zyklen der Randfazies

In den randlichen Abschnitten des Untersuchungsgebietes treten Zyklen der Löwenstein-Formation (Vindelizisch-Böhmische Randfazies), der Kågeröd-Formation (Skandinavische Randfazies) und der Neidenburg-Formation (Osteuropäische Randfazies) auf, die weitgehende Gemeinsamkeiten im Aufbau besitzen (Abb. 5.1.5-1.). Exemplarisch werden hier Schüttungszyklen der distalen Löwenstein-Formation (z. B. Bohrung Kb Burg C 2/62) beschrieben.

Einzelne Schüttungszyklen sind nach dem Sohlbankprinzip aufgebaut und bis zu 5 m mächtig. Mehrere Schüttungszyklen können jedoch amalgamieren und so bis zu 15 m mächtige sandige Abfolgen bilden. Die Zyklen bestehen im unteren Teil aus grauen, unreifen und z. T. arkosartigen Mittelsandsteinen bis Siltsteinen. Zum Hangenden geht die Abfolge in graue bis rote, siltige Tonsteine bis Tonmergelsteine über, die pedogen überprägt sind (Abb. 6.6.1-1). Vereinzelt sind Dolomitkrusten (Dolcrete) ausgebildet.

Die Schüttungszyklen sind Bildungen alluvialer Schüttungsfächer, die auf die randliche Beckenfazies übergreifen und feinklastische Sedimente bis in das Beckenzentrum transportieren. Häufig treten weit in der Beckenfazies noch distale Äquivalente der Schüttungszyklen in Form sandiger Horizonte auf (z. B. Wachsenburgsandstein, Abb. 6.6.1-2). Diese Horizonte markieren maximale Vorstöße der Randfazies, die für die zyklische Korrelation der Gesamtabfolge von wesentlicher Bedeutung sind. Die Sedimentation der Beckenfazies wird somit hauptsächlich vom Sedimenteintrag in der Randfazies gesteuert, so dass die verschiedenen Kleinzyklen der Beckenfazies, zumindest teilweise, aus der Randfazies abgeleitet werden können (Abb. 6.6.1-2).

Tonstein-Zyklen

Tonstein-Zyklen sind bis zu 3 m mächtig und vor allem im Verzahnungsbereich der nördlichen Beckenfazies zur zentralen und östlichen Beckenfazies entwickelt. Die Basis wird durch graue geschichtete Tonmergelsteinen gebildet, die z. T. mit hellgrauen Dolomitmergelsteinen wechsellagern. Zum Hangenden geht die Abfolge durch Farbleckung und Marmorierung allmählich in graue bis rote und braunrote Tonsteine bis Tonmergelsteine über. Die höheren Abschnitte sind entschichtet und weisen eine initiale pedogene Überprägung auf (Abb. 6.6.1-1). Zyklen dieses Typs werden als Playazyklen interpretiert.

Konglomeratische Zyklen

In der nördlichen Beckenfazies treten in der höchsten Weser-Formation bis basalen Arnstadt-Formation bis zu 8 m mächtige Schlammstrom-Zyklen auf, deren Verbreitung kartierbar ist (Kap. 5.1.4). Die östliche Beckenfazies wird ebenfalls durch Schlammstrom-Zyklen charakterisiert (Abb. 6.6.1-1), die im gesamten Profilverlauf auftreten und die distale Reichweite der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies markieren (Abb. 6.6.2). Die flächenhafte Erfassung im Rahmen einer Kartierung ist hier jedoch nicht möglich.

Onkoid-Tonstein-Zyklen

Onkoid-Tonstein-Zyklen treten ausschließlich in der nördlichen Beckenfazies auf (Abb. 5.1.5-2). Die Zyklen sind bis zu 4 m mächtig bestehen aus grauem bis graugrünem Tonmergelstein bis Dolomitmergelstein. An der Basis ist häufig eine Aufarbeitungslage ausgebildet, in der Klasten und Gerölle des Liegenden auftreten (Abb. 6.6.1-1). In den unteren Abschnitten der Zyklen sind lakustrine Onkoide charakteristisch, deren Durchmesser maximal 0,5 mm betragen (Tafel XI). Die Onkoide bilden in den zentralen Gebieten der nördlichen Beckenfazies (NW-Polen, z. B. Bohrung Połczyn Zdrój IG 1) bis zu 0,5 m mächtige kompakte, weiße Bänke. In den randlichen Gebieten der Verbreitung (z. B. NE-Mecklenburg, Bohrung Kb Barth 10/65) nimmt die Mächtigkeit der Onkoidlagen bis auf wenige Zentimeter ab. Stellenweise sind die Onkoide auch dispers in graugrüne Tonmergelsteine eingestreut. In den höheren Abschnitten bestehen die Zyklen aus graugrünem Tonmergelstein bis Dolomitmergelstein, der initial pedogen überprägt (Farbfleckung, Marmorierung) sein kann.

Dolomitbank-Zyklen

Dolomitbank-Zyklen treten in allen Teilen der Beckenfazies auf, sind jedoch in der zentralen Beckenfazies am weitesten verbreitet. KELLNER (1997) unterscheidet zwei Zyklentypen mit Dolomitbänken (evaporitisch, pedogen), die hier als Dolomitbank-Zyklen mit zwei Untertypen (evaporitisch, Dolcrete) zusammengefaßt werden, zwischen denen fließende Übergänge bestehen (Abb. 6.6.1-1).

Evaporitische Dolomitbank-Zyklen werden bis zu 3 m mächtig und bestehen aus grauen bis roten Tonmergel- bis Dolomitmergelsteinen eine Playa, die in den oberen Abschnitten der Zyklen pedogen überprägt sind. Den Abschluß der Zyklen bilden maximal 10 cm mächtige Dolomitbänke, die durch Evaporation in einem Playasystem entstehen (KELLNER 1997). Diese evaporitischen Dolomitbankzyklen treten vor allem in den Unteren Teilen der zentralen Beckenfazies auf (z. B. Unterer Bunter Steinmergelkeuper Thüringens).

Die Dolomitbank-Zyklen mit pedogener Dolomitkruste (Dolcrete) bestehen ebenfalls aus grauen bis roten Tonmergel- bis Dolomitmergelsteinen einer Playa, die z. T. intensiv pedogen überprägt sind. Den Abschluß der Zyklen bilden bis zu 1 m mächtige pedogene Dolomitkrusten, die sich unter allmählicher Zunahme des Dolomitanteils aus dem Liegenden entwickeln. Demzufolge ist die Sohlfläche häufig unscharf ausgebildet, die Dachfläche dagegen stets scharf. Die Dolomitbank-Zyklen mit pedogener Dolomitkruste treten vor allem in den höheren Teilen der zentralen Beckenfazies auf (z. B. Oberer Bunter Steinmergelkeuper Thüringens).

Residual-Zyklen

Im westlichen Thüringer Becken (Creutzburger Graben) treten in der Unteren Arnstadt-Formation Kleinzyklen auf, deren Obergrenze durch eine dünne Residuallage markiert wird. Derartige Zyklen werden von KELLNER (1997) auch aus dem Drei-Gleichen-Gebiet beschrieben (SW-Hang der Wachsenburg), können aber nach eigenen Beobachtungen dort nicht bestätigt werden. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Residualzyklen um ähnliche Sulfatkrusten- bzw. Sulfatknollenzyklen, wie sie in der Grabfeld- und Weser-Formation beckenweit verbreitet sind und deren Sulfate oberflächennah abgelautet wurden. In der Unteren Arnstadt-Formation NW-Deutschlands sind derartige Zyklen ebenfalls weit verbreitet (z. B. DUCHROW 1968, 1984, BEUTLER 1995). Das Vorkommen dieses Kleinzyklentyps im Creutzburger Graben würde somit den westlichen Ausläufer der Verbreitung markieren, wird hier jedoch nicht weiter behandelt.

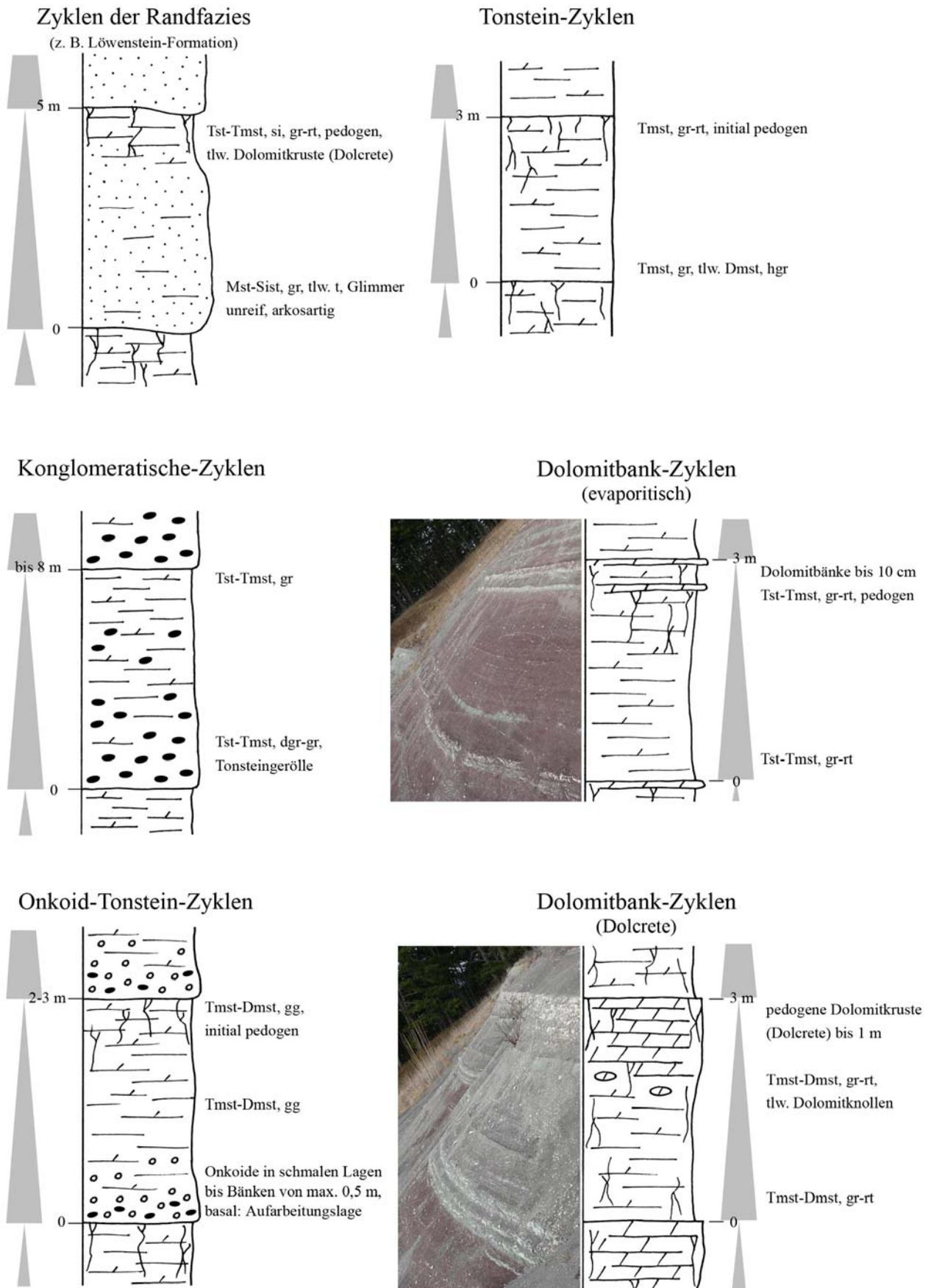


Abb. 6.6.1-1: Kleinzyklen der Arnstadt-Formation und Löwenstein-Formation. Aufschlußfotos vom SW-Hang der Wachsenburg, Dolomitbankzyklus (evaporitisch) – Untere Arnstadt-Formation, Dolomitbankzyklus (Dolcrete) – Grenze Untere/Obere Arnstadt-Formation.

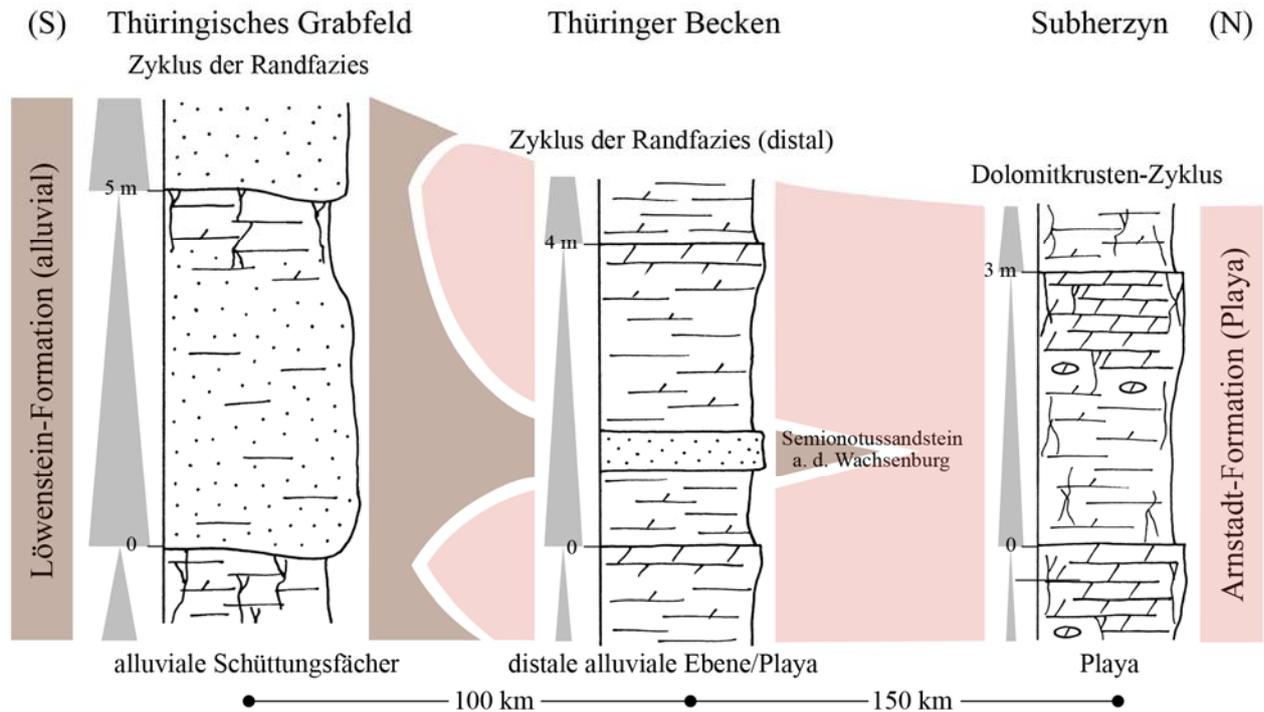


Abb. 6.6.1-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen in der Arnstadt-Formation. Die Sedimentation der Arnstadt-Formation wird durch den Sedimenteintrag von den umliegenden Liefergebieten gesteuert, die sich mit alluvialen Schüttungsfächern in das Becken vorbauen. Beckenwärts verzahnen sich die Schüttungen mit einer Playa (Schlammebene), die durch geringe Sedimentationsraten und starke pedogene Überprägung gekennzeichnet ist. Die maximale Vorstöße der Randfazies werden durch geringmächtige Sandsteinhorizonte markiert (z. B. Semionotussandstein a. d. Wachsenburg). Die Mächtigkeiten der Kleinzyklen sind Durchschnittswerte.

6.6.2 Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 4

KELLNER (1997) faßt die Kleinzyklen der Arnstadt-Formation zu 6 Zyklen zusammen. Diese Zyklen werden in DSK (2005) als Kleinzyklen A 1 bis A 6 bezeichnet und mit den Kleinzyklen L 1 bis L 6 der Löwenstein-Formation korreliert. VOLLMER (2005) greift diese Korrelation auf und überträgt sie auf die Bohrung Dp Morsleben 52A/95.

Im Zuge dieser Bearbeitung haben sich die 6 Zyklen im Typusgebiet der Formation nach KELLNER (1997) als nicht nachvollziehbar erwiesen. Wahrscheinlich beruhen die Diskrepanzen auf Korrelationsproblemen der Teilprofile des Drei-Gleichen-Gebietes, die zu Profilverdoppelungen und zu großen Mächtigkeiten des Standardprofils der Formation führen. KELLNER (1997) gibt für den Abschnitt von der Untergrenze (Diskordanz D 4) bis zu Dachfläche der Mühlburgbank (Diskordanz D 5.1) etwa 120 m an. Die Neuaufnahme der Profile ergab dagegen eine Mächtigkeit von nur knapp 90 m und eine übergeordnete Gliederung der Kleinzyklen durch die Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 4. Diese Kleinzyklen-Bündel sind zwischen der zentralen, nördlichen und östlichen Beckenfazies korrelierbar (Abb. 6.6.2). Die Grundlage für die Korrelation der Kleinzyklen-Bündel über die Grenzen der Beckenfazies hinweg sind die maximalen Vorstöße der umliegenden Randfazies, die bis in die zentralen Bereiche der nördlichen, zentralen und östlichen Beckenfazies vordringen.

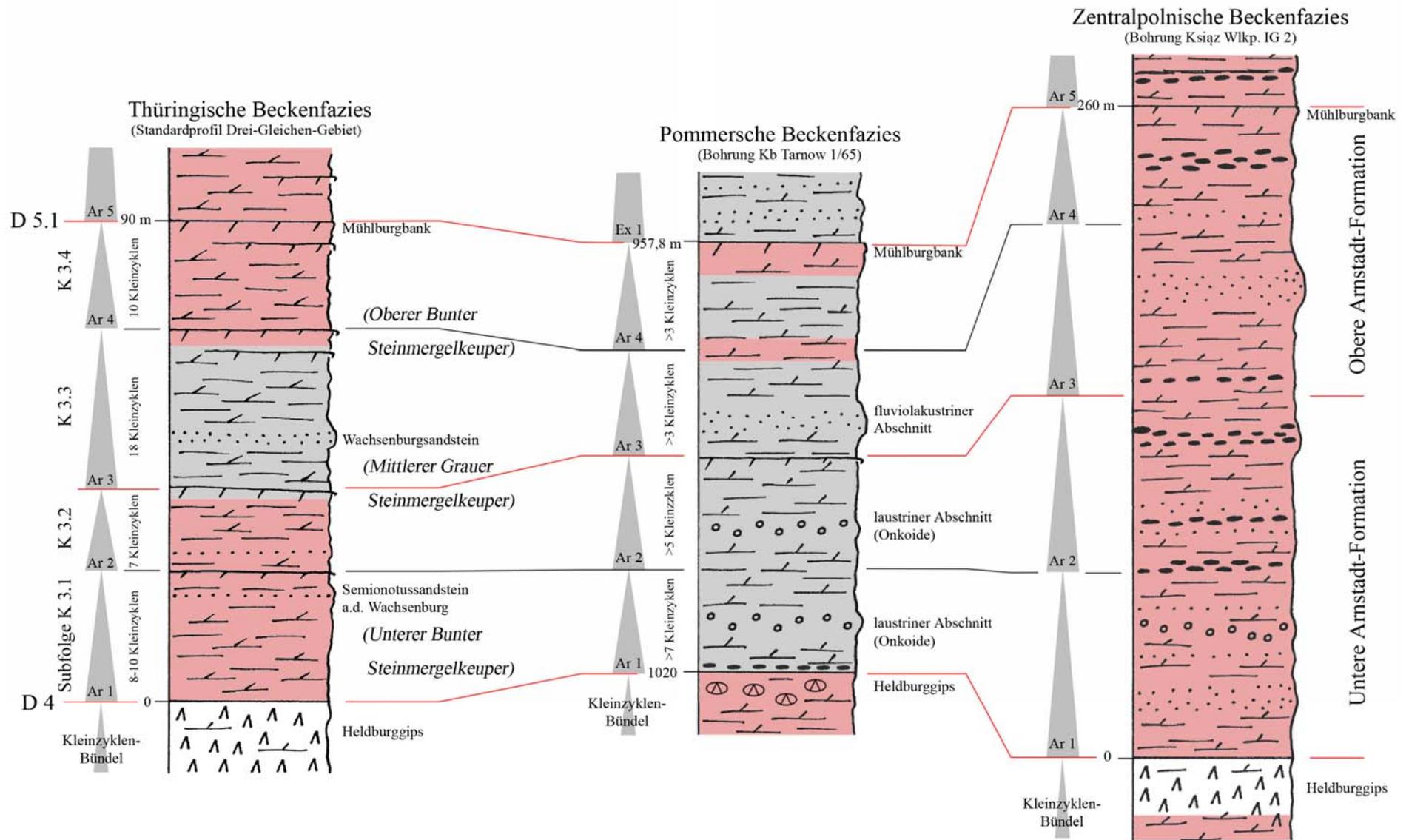


Abb. 6.6.2: Korrelation der Thüringischen, Pommerschen und Zentralpolnischen Beckenfazies der Arnstadt-Formation. Auf Grund der unterschiedlichen Fazies erfolgt die Korrelation an Hand der Gliederung in die Subfolgen K 3.1-K 3.4, die sich auf Leithorizonte (z. B. Heldburggips, Mühlburgbank) stützen, sowie der zyklischen Gliederung der Abfolgen, die auf Ereignislagen beruht. Die Grenze zwischen den Kleinzyklen-Bündeln Ar 2/Ar 3 ist gesamten Untersuchungsgebiet deutlich ausgebildet und führt zur Untergliederung in Untere und Obere Arnstadt-Formation. Die Grenzen zwischen den Kleinzyklen-Bündeln Ar 1/Ar 2 und Ar 3/Ar 4 sind in den Standardprofilen der zentralen und nördlichen Beckenfazies deutlich ausgebildet. In der östlichen Beckenfazies sind sie jedoch z. T. undeutlich ausgebildet und nur unter Vorbehalt zu korrelieren.

Die maximalen Vorstöße von den Skandinavischen Liefergebieten führen in der nördlichen Beckenfazies zu lakustrinen Verhältnissen, die durch Onkoid-Tonstein-Zyklen in den Kleinzyklen-Bündeln Ar 1–Ar 2 belegt werden (maximale lakustrine Flutung, Kap. 6.6.3). Diese Onkoidlagen können bis in die Verzahnungsbereiche mit der zentralen und östlichen Beckenfazies für die Korrelation verwendet werden (Abb. 6.6.2). Die Grenzen der Kleinzyklen-Bündel werden durch Sedimentationsunterbrechungen mit Dolomitkrusten und Rotherizonten hervorgehoben. Die Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 2 der zentralen Beckenfazies (Thüringen, Subherzyn, SE-Brandenburg) belegen eine vorwiegend trockene Playa, die nur episodisch überflutet wird. Die östliche Beckenfazies (Zentralpolen) wird ebenfalls durch eine trockene Playa charakterisiert, die jedoch häufig durch die distalen Abschnitte alluvialer Schüttungen und Schlammströme von der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies überprägt wird (Abb. 6.6.2).

Die Kleinzyklen-Bündel Ar 3–Ar 4 belegen feinklastische Schüttungen der Skandinavischen und Vindelizisch-Böhmischen Liefergebiete, in deren Folge ein fluviolakustrines Milieu in der nördlichen und zentralen Beckenfazies weit verbreitet ist. Die Schüttungen der Vindelizisch-Böhmischen Liefergebiete resultieren in der Abfolge des Mittleren Grauen Steinmergelkeuper (maximale lakustrine Flutung, Kap. 6.6.3), der innerhalb der zentralen Beckenfazies (Thüringen, Subherzyn, SE-Brandenburg) als Korrelationshorizont verwendet werden kann. Die östliche Beckenfazies weist ähnliche Verhältnisse wie in den Kleinzyklen-Bündeln Ar 1–Ar 2 auf. Das Kleinzyklen-Bündel Ar 4 ist in allen Typen der Beckenfazies durch stark reduzierte Sedimentation charakterisiert, in denen pedogene Abfolgen mit Dolomitkrusten ausgebildet sind. Diese Entwicklung gipfelt in der Mühlburgbank (Dolomitkruste), die in der gesamten Beckenfazies ausgebildet ist (Abb. 5.1.5-3).

6.6.3 Zyklusstratigraphie

Die Ablagerung der Arnstadt-Formation wird im Wesentlichen durch Schüttungen der umliegenden Liefergebiete gesteuert (Abb. 6.6.1-2). Dem entsprechend sind die verschiedenen Typen der Beckenfazies hinsichtlich einer zyklusstratigraphischen Auswertung unterschiedlich zu beurteilen. Die nördliche Beckenfazies wird durch lakustrine und fluviolakustrine Fazies geprägt. Da sich Kleinzyklen in den überwiegend grauen Abfolgen der nördlichen Beckenfazies oft nur sehr undeutlich abbilden, scheint diese dementsprechend „unempfindlich“ für zyklische Änderungen zu sein. Des Weiteren ist in der fluviolakustrinen Fazies mit Aufarbeitungen und Umlagerungen zu rechnen. Insgesamt sind Profile in nördlicher Beckenfazies somit ungünstig für eine zyklusstratigraphische Auswertung. Gleiches gilt für die östliche Beckenfazies, in der Aufarbeitung und Umlagerung weit verbreitet sind und über die gesamte Profilabfolge hinweg kontinuierlich auftreten. Darüber hinaus weisen die bearbeiteten polnischen Standardbohrungen z. T. einen hohen Grad an Kernverlusten auf. In der zentralen Beckenfazies (z. B. Drei-Gleichen-Gebiet) ist der direkte Einfluß der Vindelizisch-Böhmischen

Randfazies auf wenige sandige Horizonte beschränkt, in denen Aufarbeitung eine untergeordnete Rolle spielt (z. B. Semionotussandstein a. d. Wachsenburg, Wachsenburgsandstein). Indirekt spiegeln sich jedoch die Schüttungen der Randfazies in der eingespülten Tonfraktion wider. Sedimentationspausen werden durch evaporitische Dolomitbänke oder pedogene Dolomitkrusten belegt (Abb. 6.6.1-2). Insgesamt ist die zentrale Beckenfazies für eine zyклоstratigraphische Auswertung am besten geeignet. Der zeitliche Rahmen des Großzyklus 3 von ca. 18–19 Ma (Kap. 5.1.5) und die vergleichsweise geringen Mächtigkeiten weisen auf eine extreme Mangelsedimentation hin, die sich auch im zeitlichen Umfang der Kleinzyklen widerspiegelt. Dem entsprechend werden die bis zu 3 m mächtigen Kleinzyklen (Dolomitbank-Zyklen) der Formation als lange Exzentrizitätszyklen mit einer Periode von ca. 410 ka interpretiert (z. B. REINHARD 2002, BACHMANN & KOZUR 2004, VOLLMER 2005).

Der kleinzyklische Aufbau der Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 4 kann für das zusammengesetzte Profil der Arnstadt-Formation des Drei-Gleichen-Gebietes (siehe Anhang) unter Verwendung vergleichender Profilaufnahmen im Raum Eisenach nahezu komplett rekonstruiert werden. Das Kleinzyklen-Bündel Ar 1 besteht demnach aus 8-10 Kleinzyklen, das Kleinzyklen-Bündel Ar 2 aus 7 Kleinzyklen, das Kleinzyklen-Bündel Ar 3 aus 18 Kleinzyklen und das Kleinzyklen-Bündel Ar 4 aus 10 Kleinzyklen. Insgesamt baut sich der Großzyklus 3 im Thüringer Becken somit aus 43–45 Kleinzyklen (vorwiegend Dolomitbankzyklen) auf (Abb. 6.6.2). In SE-Brandenburg (Bohrung Kb Burg C 2/62, siehe Anhang) hat die Arnstadt-Formation mit mindestens 41 Kleinzyklen (Kleinzyklen-Bündel Ar 1–Ar 4) trotz deutlich höherer Mächtigkeiten von bis zu 210 m vergleichbare Werte, die einen einheitlichen zyklischen Aufbau im Verbreitungsgebiet der zentralen Beckenfazies belegen. Dadurch können die wenigen biostratigraphischen Daten (z. B. Bohrung Kb Strausberg 1/62) in die Fläche getragen und nachgewiesen werden, dass der ermittelte Zeitumfang der Arnstadt-Formation im Untersuchungsgebiet konstant ist.

Eine Interpretation der 43–45 Kleinzyklen als lange Exzentrizitätszyklen (~410 ka), führt zu einer rechnerischen Zeitspanne von ca. 17,6–18,5 Ma für den Großzyklus 3, die der auf biostratigraphischer Grundlage ermittelten Zeitdauer recht gut entspricht.

In einem Einzelfall kann der Aufbau eines langen Exzentrizitätszyklus (~410 ka) aus 4 kurzen Exzentrizitätszyklen (~100 ka) feldmethodisch wahrscheinlich gemacht werden (Abb. 6.6.3).

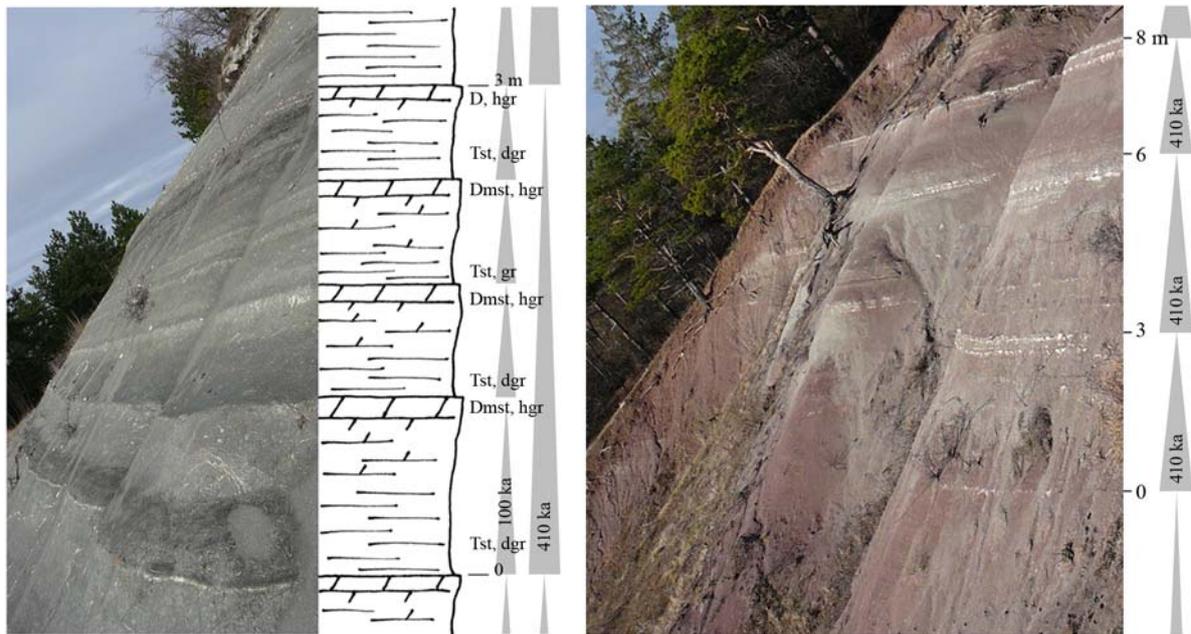


Abb. 6.6.3: Zyκλοstratigraphie der Arnstadt-Formation. Das linke Aufschlußfoto (SW-Hang der Wachsenburg) verdeutlicht den Aufbau eines 3 m mächtigen Kleinzyklus aus vier Ablagerungszyklen (max. 1 m). Bei einer Interpretation des Kleinzyklus als langen Exzentrizitätszyklus (410 ka) entsprächen die Ablagerungszyklen demzufolge vier kurzen Exzentrizitätszyklen (100 ka). Das rechte Aufschlußfoto (S-Hang unterhalb der Wanderslebener Gleiche) zeigt eine Abfolge von Dolomitbankzyklen (Dolcrete) aus der Oberen Arnstadt-Formation, die jeweils als lange Exzentrizitätszyklen (410 ka) interpretiert werden können.

6.6.4 Kontinentale Sequenzstratigraphie (Sequenz III)

Die beckenweit ausgebildeten Diskordanzen D 4 und D 5.1 bilden deutliche Sequenzgrenzen, die zudem durch die Leithorizonte des Heldburgipses und der Mühlburgbank leicht erkennbar sind. Die Sequenz III zeigt eine extreme Mangelsedimentation unter lakustriner bis fluviolakustriner Fazies bzw. einer trocknen Playa mit starker pedogener Überprägung. Durch das abwechselnde Progradieren und Retrogradieren der Schüttungen von umliegenden Liefergebieten wird die Sediment- und Frischwasserzufuhr in das Becken gesteuert, die zu Phasen der maximalen lakustrinen Flutung (LF) führt. Über den Einfluß des relativen Meeresspiegels sind keine gesicherten Aussagen möglich. Durch DADLEZ & KOPIK (1963) werden aus der östlichen Beckenfazies Anzeichen schwach mariner Einflüsse beschrieben (Foraminiferen), deren Nachweis und stratigraphische Stellung jedoch fraglich sind. WOLBURG (1969) beschreibt vermutlich brackische Lamellibranchiaten aus der Oberen Arnstadt-Formation NW-Deutschlands. Die genetische Interpretation der Sequenz III erfolgt entlang eines Profils zwischen der nördlichen Beckenfazies (NE-Deutschland, NW-Polen) und der Skandinavischen Randfazies (Abb. 5-1). Durch ein Vergleichsprofil zwischen der zentralen Beckenfazies (Thüringen) und der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies werden Korrelationsmöglichkeiten aufgezeigt (Abb. 6.6.4).

Durch den zweimaligen maximalen Vorbau (MV) der Schüttungen von Skandinavischen und Vindelizisch-Böhmischen Liefergebieten, die z. T. zu Flächen der maximalen lakustrinen Flutung (LF) führen und eine kurze, korrelierbare Sedimentationsunterbrechung weist die Sequenz III einen Aufbau aus 4 Sequenzteilen auf (Abb. 5-1). Da der relative Meeresspiegel auf die Sedimentation keinen Einfluß ausgeübt hat, wird auf seine Interpretation verzichtet.

Der erste Sequenzteil ist in der Beckenfazies durch das Einsetzen der Sedimentation, die durch Sedimenteintrag von den Vindelizisch-Böhmischen bzw. Skandinavischen Liefergebieten gesteuert wird, nach einer kurzen Sedimentationsunterbrechung (Diskordanz D 4) gekennzeichnet. Die Interpretation erfolgt dementsprechend als **progradierend**. In der zentralen Beckenfazies führt diese Entwicklung zur Ablagerung des so genannten „Semionotussandstein a. d. Wachsenburg“, der als maximaler Vorbau (MV) interpretiert wird. In der nördlichen Beckenfazies bildet sich eine lakustrine Abfolge mit Onkoidlagen, deren maximale Ausbreitung als Fläche der maximalen lakustrinen Flutung (LF) gilt.

Der zweite Sequenzteil ist durch rückschreitende Schüttungen der Liefergebiete gekennzeichnet und wird als **retrogradierend** eingestuft. Die höheren Abschnitte der Teilsequenz sind in der nördlichen Beckenfazies durch die zunehmende pedogene Überprägung des lakustrinen Milieus markiert, in dem keine Onkoidlagen mehr auftreten. Die Grenze zur dritten Teilsequenz wird durch eine Sedimentationsunterbrechung mit pedogen Dolomitkrusten markiert.

Der dritte Sequenzteil ist durch ein erneutes Progradieren gekennzeichnet und wird als **progradierend** interpretiert. In der zentralen Beckenfazies bildet der so genannte „Wachsenburgsandstein“ den maximalen Vorbau (MV) bzw. die maximale Verbreitung des Mittleren Grauen Steinmergelkeupers bildet die Fläche der maximalen lakustrinen Flutung (LF). In der nördlichen Beckenfazies werden weitverbreitete fluviolakustrine Verhältnisse in der Fläche der maximalen lakustrinen Flutung (LF) abstrahiert.

Der vierte Sequenzteil ist durch generell rückschreitende Schüttungen von den umliegenden Liefergebieten gekennzeichnet und wird als **retrogradierend** eingestuft. Der geringe und schließlich fehlende Sedimenteintrag führt zu intensiver pedogener Überprägung der Abfolge und gipfelt in der Mühlburgbank bzw. der Diskordanz D 5.1.

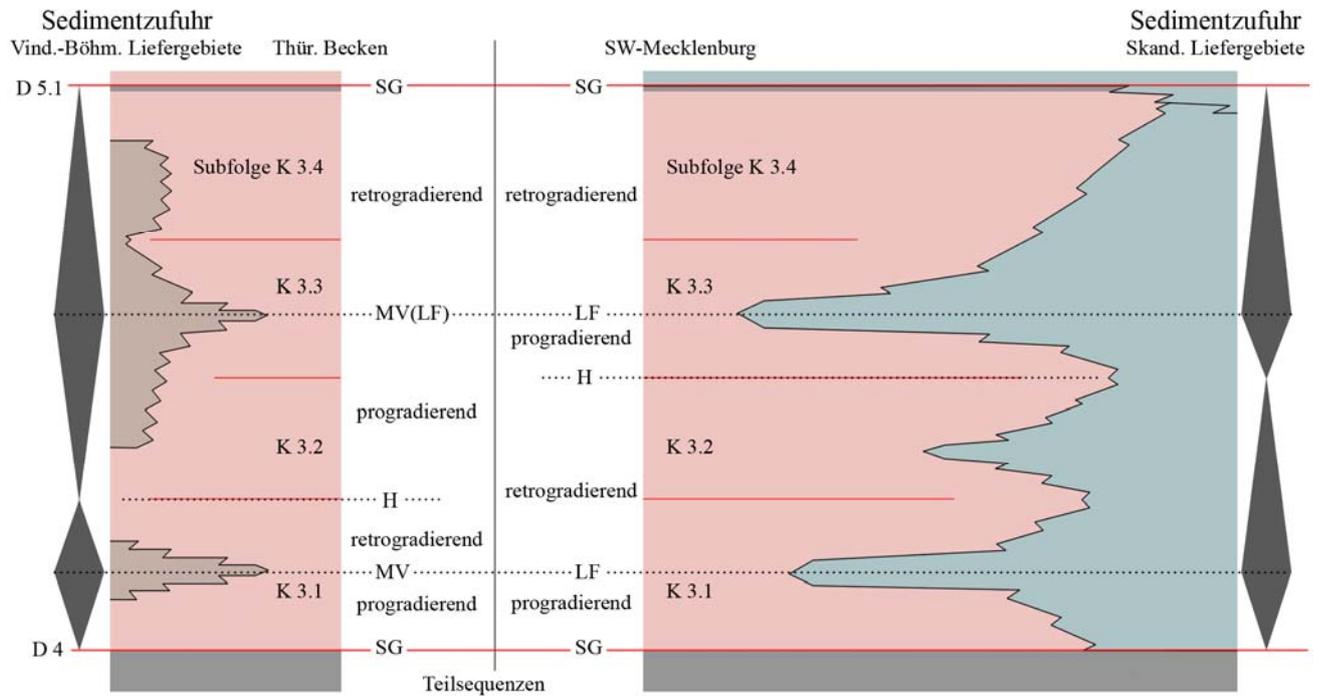


Abb. 6.6.4: Korrelationsmöglichkeiten der kontinentalen Sequenzstratigraphie an Hand zweier Profile (Vind.-Böhm. Liefergebiete–Thüringer Becken, Skand. Liefergebiete–SW-Mecklenburg). Die Korrelation ist trotz Abweichungen in der Sedimentzufuhr möglich und basiert auf Sequenzgrenzen sowie Ereignislagen, wie Flächen des maximalen Vorbaus, bzw. Flächen der maximalen lakustrinen Flutung. Die Interpretation des relativen Meeresspiegels ist in der Arnstadt-Formation nicht möglich.

6.7 Großzyklus 4

Der Großzyklus 4 umfaßt die Kleinzyklen-Bündel Ar 5–Ar 6 (Arnstadt-Formation), Ex 1–Ex 5 (Exter-Formation) und Se 1–Se 3 (Seeberg-Formation) und wird von den Diskordanzen D 5.1 und D 8 begrenzt (Abb. 5-1, Abb. 5.2).

6.7.1 Kleinzyklen der Arnstadt-, Exter- und Seeberg-Formation

Von SEELING (1999, 2003), SEELING & KELLNER (2002) und KELLNER (2003) liegen Untersuchungen zum zyklischen Aufbau der Seeberg-Formation in ihrem Typusgebiet vor sowie aus dem Verzahnungsbereich mit der Exter-Formation (Subherzyn, Allertalzone).

Im Rahmen dieser Bearbeitung wird der zyklische Aufbau der Seeberg-Formation, der Exter-Formation in ihrem Verbreitungsgebiet von NE-Deutschland bis nach NW-Polen sowie der Arnstadt-Formation von Thüringen über SE-Brandenburg bis nach Zentralpolen untersucht.

Arnstadt-Formation

Dolomitbank-Zyklen

Die Dolomitbankzyklen mit pedogener Dolomitkruste sind denen des Kleinzyklen-Bündels Ar 4 ähnlich. Lediglich die maximalen Mächtigkeiten der pedogenen Dolomitkrusten (Dolcrete) übersteigen

nicht 0,3 m. Die Dolomitbankzyklen mit pedogener Dolomitkruste treten vor allem in Thüringen (Drei-Gleichen-Gebiet) und Zentralpolen auf.

Tonstein-Zyklen

Tonstein-Zyklen treten vom Thüringischen Grabfeld über Brandenburg bis nach Zentralpolen auf und können in pedogene Playazyklen und Playazyklen mit erosiver Basis (konglomeratisch) unterteilt werden.

Die bis zu 3 m mächtigen pedogenen Playazyklen sind weit verbreitet und bestehen aus roten, rotbunten bis violetten Tonmergelsteinen. Graue bis grüngraue Farben treten äußerst selten auf und sind dann auf die basalen Abschnitte der Zyklen beschränkt. Zum Hangenden sind die Zyklen insensiv pedogen überprägt bis hin zur pedogenen Brekziierung (Abb. 6.7.1-1). Häufig sind pedogene Dolomitknollen ausgebildet (z. B. Bohrung Kb Burg C 2/62).

Die Playazyklen mit erosiver Basis treten dagegen nur im Bereich ehemaliger Schlammströme auf, die als episodische Umlagerungsereignisse auf die östlichen Abschnitte der Arnstadt-Formation beschränkt bleiben. In Brandenburg (z. B. Bohrung Kb Strausberg 1/62) sind sie sporadisch ausgebildet, in Zentralpolen (Bohrung Książ Wlkp. IG 2) dagegen häufig. Die bis zu 3 m mächtigen Zyklen besitzen eine erosive Basis mit konglomeratischen Lagen, deren Gerölle vorwiegend aus aufgearbeiteten Tonmergelsteinen (Intraklasten) bestehen (Abb. 6.7.1-1). Vereinzelt können jedoch auch Quarzgerölle von bis zu 1 cm Durchmesser auftreten.

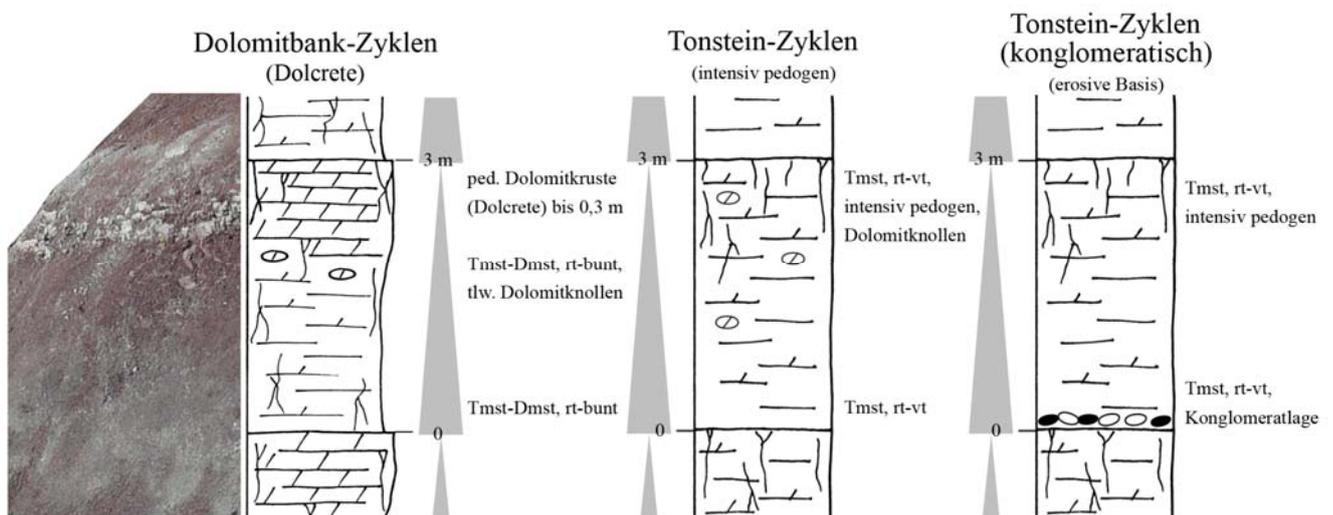


Abb. 6.7.1-1 Kleinzyklen der Oberen Arnstadt-Formation (Abschnitt über Diskordanz D 5.1). Die Arnstadt-Formation (Beckenfazies) ist von Thüringen über Brandenburg bis nach Zentralpolen auch im Hangenden der Diskordanz D 5.1 entwickelt, da sie nur allmählich durch die Seeberg- bzw. distale Exter-Formation (Randfazies) verdrängt wird. Ob die beiden Typen der Tonstein-Zyklen ebenso wie der Dolomitbank-Zyklus als lange Exzentrizitätszyklen (410 ka) eingestuft werden können, ist fraglich.

Exter- und Seeberg-Formation

Sandstein-Zyklen (Rinnenfazies)

Die Zyklen der Exter- sowie der Seeberg-Formation sind weit verbreitet und steuern die Verteilung und Anordnung der weiteren Zyklentypen. In den beiden Formationen ist die Differenzierung in Zyklen der Rinnenfazies sowie Zyklen der Zwischenrinnenfazies charakteristisch.

Die Schüttungszyklen der Rinnenfazies sind bis zu 5 m mächtige Sohlbankzyklen, die vorwiegend aus Mittel- bis Feinsandstein und seltener aus Grobsandsteinen bestehen. Die Sandsteine sind hellgrau bis weiß und bilden monotone Abfolgen, die zum Hangenden schwach tonig sind. Die Obergrenze markiert eine tonige Lage, die z. T. als dünnes Kohleflöz ausgebildet ist (Abb. 6.7.1-2). In den liefergebietsfernen (distalen) Abschnitten der Formationen keilen die Sandsteine allmählich aus und werden durch graue bis dunkelgraue Tonsteine faziell vertreten.

Sandstein-Tonstein-Zyklen

Die Sandstein-Tonstein-Zyklen der Zwischenrinnenfazies schließen sich an die Rinnenfazies an. In der Zwischenrinnenfazies wird die Ausbildung der Zyklen durch Schichtfluten und Dammbuchfächer gesteuert. Die bis zu 5 m mächtigen Zyklen beginnen an der Basis mit einer sandig tonigen Abfolge, die zu einem maximal 2 m mächtigen Feinsandstein überleitet (Abb. 6.7.1-2). Zum Hangenden nimmt der Anteil an Sandstein ab (Korngrößenabnahme) und der Zyklus geht in einen grauen Tonmergelstein mit pedogener Überprägung über. An der Obergrenze ist häufig ein Wurzelboden ausgebildet.

Siltstein-Tonstein-Zyklen

Siltstein-Tonstein-Zyklen sind bis zu 5 m mächtige fluviolakustrine Zyklen, die den distalen Einfluss von Schichtfluten und Dammbuchfächern der Rinnenfazies in der Exter-Formation markieren. Die Zyklen bestehen aus einer Wechselfolge grauer bis dunkelgrauer Tonmergelsteine und dünnen siltigen bis feinsandigen Lagen. Kennzeichnend ist ein hoher Anteil von Pflanzenhäckseln, die massenhaft auf Schichtflächen auftreten. Seltener sind auch Abdrücke von Blättern, Stielen und ganzen Stämmen (z. B. Bohrung Połczyn Zdroj IG 1). Des Weiteren können auf Schichtflächen Conchostraken auftreten (z. B. Bohrung Kb Tarnow At 1/65). In den oberen Abschnitten sind die Zyklen schwach pedogen überprägt wobei die Obergrenze häufig durch einen Wurzelboden markiert wird (Abb. 6.7.1-2). Dieser Zyklus konnte nicht in der Seeberg-Formation beobachtet werden.

Tonstein-Zyklen

Tonstein-Zyklen sind bis zu 5 m mächtige lakustrine Zyklen, die aus einer monotonen Abfolge grauer bis dunkelgrauer Tonmergelsteine bestehen. Zum Hangenden tritt pedogene Überprägung auf, den

Abschluß bildet oft ein Wurzelboden (Abb. 5.7.1-2). Dieser Zyklentyp tritt vereinzelt in der Exter-Formation, nicht jedoch in der Seeberg-Formation auf.

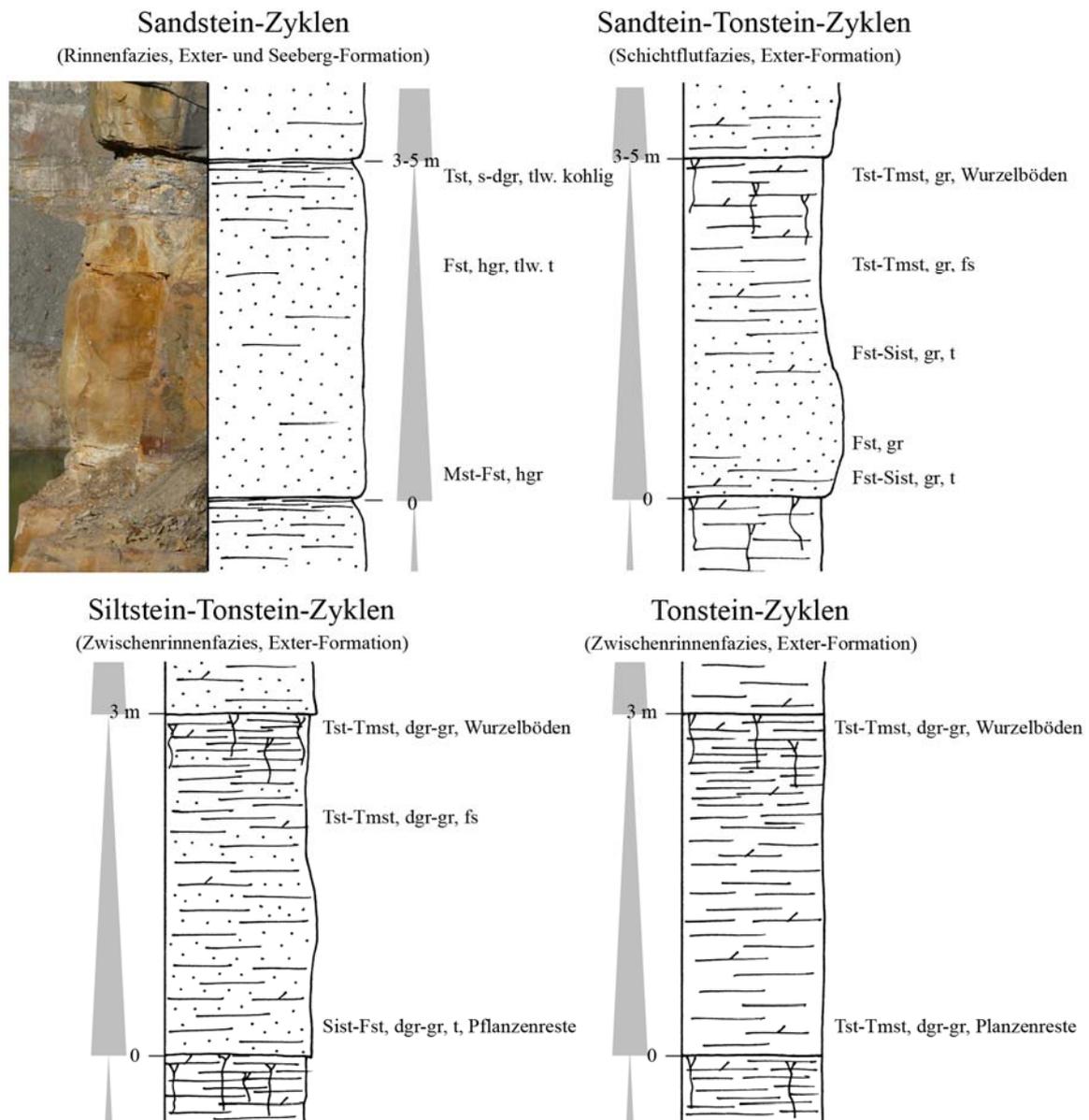


Abb. 6.7.1-2: Kleinzyklen der Exter- bzw. Seeberg-Formation. Die Kleinzyklentypen treten im Verbreitungsgebiet der Exter-Formation auf und verzahnen sich lateral (Rinnen- und Zwischenrinnenfazies). Auf Grund der wenigen Aufschlüsse bzw. Bohrungen im Verbreitungsgebiet der Seeberg-Formation können vorerst nur Sandstein-Zyklen beschrieben werden, die denen der Exter-Formation jedoch im Aufbau ähneln.

6.7.2 Kleinzyklen-Bündel Ex 1–Ex 5, Se 1–Se 5, Ar 5–Ar 6

SEELING (1999) bearbeitet Aufschlüsse und Bohrungen des Oberen Keupers vom Thüringer Becken über das Subherzyn, die Allertalzone bis in das östliche Niedersachsen. Dieses Arbeitsgebiet liegt zu einem Großteil im Verbreitungsgebiet der Seeberg-Formation, deckt jedoch auch Teile des Verbreitungsgebietes der Exter-Formation ab. Die Abfolge von der Diskordanz D 5.1 bis zur Diskordanz D 8 wird nach SEELING (1999) in 17 Korrelationszyklen untergliedert, die jedoch in ihrer

Korrelationsfähigkeit sehr begrenzt sind. Ursache dafür ist die Verzahnung der Seeberg-Formation und der Exter-Formation. Beide Formationen leiten sich von verschiedenen Liefergebieten ab und sind intern z. T. unterschiedlich aufgebaut, wenngleich sie aus denselben Kleinzyklentypen aufgebaut sind (Kap. 6.7.1). So sind es vor allem die Bohrungen des östlichen Niedersachsens, die nur ungefähr mit den Aufschlüssen des Drei-Gleichen-Gebietes korrelierbar sind.

In dieser Bearbeitung werden die Kleinzyklen der Arnstadt-, Seeberg- und Exter-Formation zu Kleinzyklen-Bündeln zusammengefaßt, die über die Verbreitungsgrenzen der Formationen korrelierbar sind. Innerhalb der Seeberg-Formation bzw. der Exter-Formation erfolgt die Korrelation auf der Grundlage der Schüttungen der jeweiligen Randfazies. Zwischen den einzelnen Formationen erfolgt die Korrelation dagegen an Hand des betont diskordanten Aufbaus der Abfolge (Diskordanzen D 5.1–D 8).

Im Abschnitt von der Diskordanz D 5.1 bis zur Diskordanz D 6 werden die Kleinzyklen der Unteren Exter-Formation zu den Kleinzyklen-Bündeln Ex 1–Ex 3 und die der Unteren Seeberg-Formation zu den Kleinzyklen-Bündeln Se 1–Se 3 zusammengefaßt. Da die Diskordanzen D 5.1–D 5.3 in der obersten Arnstadt-Formation nicht immer zweifelsfrei erkennbar sind, bilden die Kleinzyklen der Abfolge das Kleinzyklen-Bündel Ar 5. In den distalen Abschnitten (E-Brandenburg, Westpolen) verzahnt sich die Exter-Formation mit der Arnstadt-Formation. In diesen Gebieten ersetzt das Kleinzyklen-Bündel Ar 5 Teile der Kleinzyklen-Bündeln Ex 1–Ex 3 (Abb. 6.7.2r). Da die Schüttungen von den Vindelizisch-Böhmischen Liefergebieten nicht flächenhaft verbreitet sind, treten in praktisch keinem Profil der Seeberg-Formation die Kleinzyklen-Bündeln Se 1–Se 3 gleichzeitig auf (Abb. 5-1, Abb. 5-2). In Thüringen bis SE-Brandenburg kann das Kleinzyklen-Bündel Ar 5 so teilweise die Kleinzyklen-Bündeln Se 1–Se 3 ersetzen und in Zentralpolen (z. B. Bohrung Książ Wlkp. IG 2) ganz, da sich die Arnstadt-Formation dort bis an die Diskordanz D 6 und z. T. bis an die Diskordanz D 8 erstreckt.

Analog werden im Abschnitt von der Diskordanz D 6 bis zur Diskordanz D 8 die Kleinzyklen der Oberen Exter-Formation zu den Kleinzyklen-Bündeln Ex 4–Ex 6 und die der Oberen Seeberg-Formation zu den Kleinzyklen-Bündeln Se 4–Se 5 zusammengefaßt (Abb. 6.7.2). In Zentralpolen verzahnen sich beide Formationen mit der Arnstadt-Formation deren Kleinzyklen das Kleinzyklen-Bündel Ar 6 bilden.

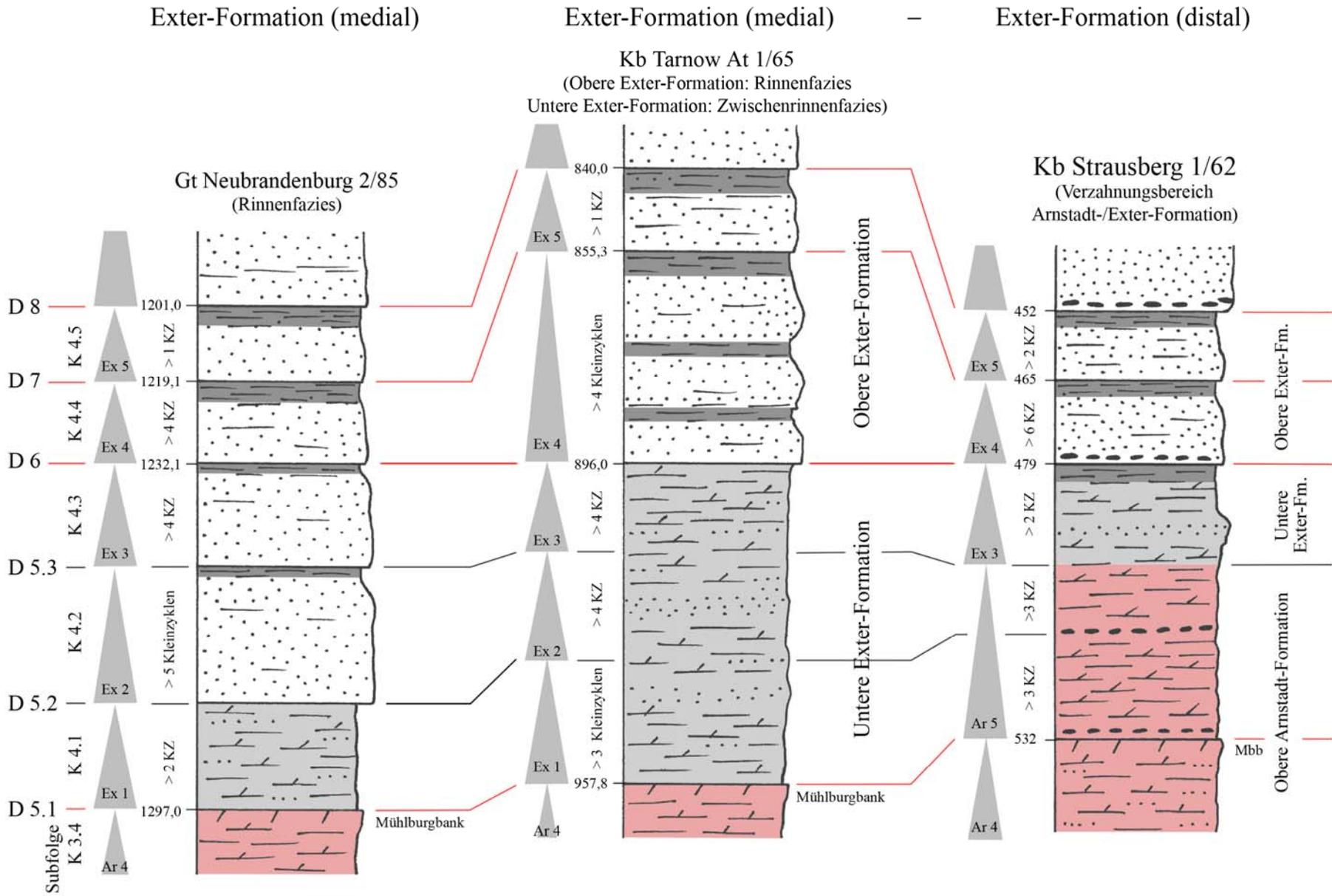


Abb. 6.7.2: Schematische Korrelation der Exter-Formation. Die Korrelation innerhalb der Formation basiert auf Diskordanzen, die eine detaillierte Untergliederung gestatten. Dadurch wird die Korrelation zwischen alluvialer Rinnenfazies bzw. fluviolakustriner Zwischenrinnenfazies der Unteren Exter-Formation sowie innerhalb der fluviodeltatischen Fazies der Oberen Exter-Formation ermöglicht. In den distalen Abschnitten der Formation kann durch die Diskordanzen eine Einstufung der Verzahnung mit der Arnstadt-Formation erfolgen (z. B. Kb Strausberg 1/62).

6.7.3 Zyклоstratigraphie

Der Großzyklus 4 wird durch das intensive Progradieren von Schüttungen der umliegenden Liefergebiete gekennzeichnet, deren klastische Abfolgen einen ausgeprägt feinzuklischer Aufbau aufweisen. Durch das Progradieren wird ein Wechsel von der Mangelsedimentation des Großzyklus 3 (Arnstadt-Formation) hin zu erhöhter Sedimentation unter alluvialer bis fluviodeltaischer Fazies. Demzufolge werden die Kleinzyklen der Exter- bzw. Seeberg-Formation als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) interpretiert. Die Anzahl der Kleinzyklen aus denen die Kleinzyklen-Bündel bestehen, kann jedoch nicht exakt ermittelt werden, da Erosion und Aufarbeitung typisches Merkmal der Sedimentation unter alluvialer bis fluviodeltaischer Fazies ist. In den Gebieten, die nicht von den grobklastischen Schüttungen der Exter- bzw. Seeberg-Formation erreicht werden, setzt sich die Mangelsedimentation der Arnstadt-Formation fort, deren Kleinzyklen als lange Exzentrizitätszyklen (~410 ka) interpretiert werden.

Der zeitliche Rahmen, den der Großzyklus 4 einnimmt, beläuft sich auf ca. 4,5 Ma. Die internen Diskordanzen (D 5.2, D 5.3, D 6, D 7) werden mit jeweils maximal 0,2 Ma geschätzt, so dass etwa 3,7 Ma des Großzyklus durch Sedimente belegt sind. Im Verbreitungsgebiet der Exter-Formation kann lediglich der ungefähre Aufbau aus Kleinzyklen aus den bearbeiteten Bohrungen (siehe Anhang) abgeleitet werden, Kleinzyklen-Bündel Ex 1: >6 Kleinzyklen, Ex 2: >5 Kleinzyklen, Ex 3: >4 Kleinzyklen, Ex 4: >8 Kleinzyklen und Ex 5: >6 Kleinzyklen. Insgesamt ergeben sich somit mindestens 29 Kleinzyklen. Unter der Berücksichtigung weiterer, ehemals vorhandener Kleinzyklen, die später erodiert wurden, bildet die Interpretation der Kleinzyklen als kurze Exzentrizitätszyklen (~100 ka) somit einen tragfähigen Ansatz.

Der zyklische Aufbau des Großzyklus 4 im Drei-Gleichen-Gebiet, kann ebenfalls nur z. T. ermittelt werden. Im Abschnitt von der Diskordanz D 5.1 bis zur Diskordanz D 5.3 ist das Kleinzyklen-Bündel Ar 5 ausgebildet, das die Kleinzyklen-Bündel Se 1–Se 2 vertritt und sich aus 3 langen Exzentrizitätszyklen (Kleinzyklen) aufbaut. Aus dem Kleinzyklen-Bündel Se 3 liegen keine Daten vor. Für das Kleinzyklen-Bündel Se 4 kann durch Profilvergleiche der Steinbrüche des Drei-Gleichen-Gebietes ein Aufbau aus > 6 Kleinzyklen ermittelt werden, die kurzen Exzentrizitätszyklen (~100 ka) entsprechen dürften. Das Kleinzyklen-Bündel Se 5 ist aus > 4 Kleinzyklen aufgebaut und belegt den Rückzug der Vindelizisch-Böhmischen Randfazies.

In den Gebieten von SE-Brandenburg bis nach West- und Zentralpolen kann der zyklische Aufbau des Großzyklus 4 nicht zuverlässig ermittelt werden.

6.7.4 Sequenzstratigraphie (Sequenz IV)

Die Sequenz IV wird durch die beckenweit ausgebildeten Diskordanzen D 5.1 und D 8 begrenzt und umfasst eine Abfolge die durch das intensive Progradieren von Schüttungen der umliegenden

Liefergebiete gekennzeichnet ist. Die Fläche des maximalen Vorbaus (MV) liegt an der Basis der Oberen Exter-Formation bzw. Oberen Seeberg-Formation. Zusätzlich überlagert ein transgressiver Trend die Abfolge, der zu eingeschränkt flachmarinen Verhältnissen führt und die Fläche der maximalen marinen Flutung (MF) im unteren Teil der Oberen Exter-Formation bzw. Oberen Seeberg-Formation erreicht. Die genetische Interpretation der Sequenz IV erfolgt entlang eines Profils zwischen SW-Mecklenburg bzw. dem östlichen Niedersachsen und der Skandinavischen Randfazies und nimmt eine Untergliederung der Sequenz in 3 Sequenzteilen vor (Abb. 5-1).

Der erste Sequenzteil wird durch progradierende Schüttungen von umliegenden Liefergebieten dominiert, die jedoch mit deutlichen zeitlich Versätzen und Intensitäten erfolgt (Abb. 5-1). Von den Skandinavischen Liefergebieten erfolgen alluviale Schüttungen flächenhaft und erreichen ihren maximalen Vorbau (MV) an der Basis der Oberen Exter-Formation bzw. Oberen Seeberg-Formation. Zusätzlich treten transgressive Tendenzen auf, die zur Interpretation der Teilsequenz als **progradierend-transgressiv** führen.

Im zweiten Sequenzteil setzt sich der transgressive Trend fort und erreicht die maximale marine Flutung (MF) im Hangenden des maximalen Vorbaus (MV) der Liefergebiete. Die maximale marine Flutung liegt im Drei-Gleichen-Gebiet im Abschnitt um die so genannte „kavernöse Quarzschicht“ (KLAUA 1969). Im östlichen Niedersachsen liegt sie im Bereich der Oberen Mittelrhätschiefer sensu SCHOTT (1942) und kann als marines Intervall bis nach SW-Mecklenburg und SW-Schonen (Schweden) korreliert werden (LUND 2003, LINDSTRÖM & ERLSTRÖM 2006). Da die Schüttungen der Liefergebiete bereits rückläufige Tendenzen aufweisen, wird der Sequenzteil als **transgressiv-retrogradierend** eingestuft.

Der dritte Sequenzteil wird durch allgemein regressiv und retrogradierende Tendenzen dominiert, die zeitweise unterbrochen werden, jedoch keinen Einfluß auf den generellen Trend ausüben, z. B. kurze Schüttungen von den Liefergebieten (östliches Niedersachsen: Oberrhätsandstein sensu SCHOTT 1942, Drei-Gleichen-Gebiet: so genannter „Schorf“). Der Sequenzteil wird demzufolge als **regressiv-retrogradierend** interpretiert.

6.8 Steuerungsfaktoren der Zyklik

Der Keuper wird durch einen ausgeprägten zyklischen Aufbau charakterisiert, der sich quer durch alle Formationen mit ihren verschiedenen Sedimenttypen abzeichnet. Als wesentliche Steuerungsfaktoren der Zyklik wirken allozyklische Prozesse, wie **Klimaschwankungen**, **Tektonik (Subsidenz)** und **eustatische Meeresspiegelschwankungen** (Allozyklik). Da diese Prozesse große Teile des Beckens gleichzeitig beeinflussen, ist die Zyklik flächenhaft korrelierbar. Dagegen sind sedimentäre Prozesse, die aus der Dynamik des Ablagerungsraumes heraus autozyklische Abfolgen bilden nur untergeordnet

und in lokalem Maßstab an der Ausbildung der Zyklik beteiligt (Autozyklik). Da sie demzufolge ein geringes Potential für die Korrelation besitzen, werden sie hier nicht behandelt.

Unter den allozyklischen Prozessen sind **Klimaschwankungen** die Hauptursache für die Zyklizität des Keupers. Dies gilt vor allem für die Formationen der Beckenfazies (Grabfeld-, Weser- und Arnstadt-Formation) aber auch zu einem Großteil für die Formationen der Randfazies (Erfurt-, Stuttgart- und Exter-Formation und Äquivalente). Die Schwankungen des Klimas können auf periodische Abweichungen der orbitalen Parameter der Erde zurückgeführt werden, die Veränderungen in der Sonneneinstrahlung (Insolation) zu Folge haben. Nach MILANKOVITCH (1941) treten eine Reihe so genannter „astronomischer Zyklen“ auf, die heute zusammenfassend als Milankovitch-Zyklen bezeichnet werden. Die Ursache dieser Zyklen sind Abweichungen der Erdumlaufbahn (Exzentrizität), die in kurzen Perioden von ~100 ka und langen Perioden von ~410 ka auftreten, Abweichungen der Neigung der Äquatorebene gegen die Bahnebene (Schiefe der Ekliptik) in einer Periode von durchschnittlich 41 ka und Schwankungen in der Lage der Erdachse (Präzession) in Perioden von ~19, ~23 und ~26 ka. Auch wenn es sich dabei nicht um zyklische sondern quasi-periodische Änderungen handelt, ist diese Milankovitch-Zyklik in der Geologie ein allgemein anerkanntes und durch eine Vielzahl von Arbeiten bestätigtes Konzept zur Erklärung zyklischer Sedimentabfolgen (z. B. FISCHER 1991, SCHWARZACHER 1991, STRASSER et al. 2006). Die korrelierbaren Kleinzyklen der Beckenfazies werden im Allgemeinen auf Abweichungen der Exzentrizität mit Perioden von ca. 100 ka und ca. 410 ka zurückgeführt (z. B. BACHMANN & KOZUR 2004).

Der Betrag der **Tektonik (Subsidenz)** kann nur abgeschätzt werden. WOLBURG (1969), ZIEGLER (1990) und BEUTLER (1995) vermuten altkimmerische Bewegungen in der Folge des Auseinanderbechens von Pangaea. STAMPFLI & KOZUR (2006) führen Kollisionen im Zuge der Schließung der Paläotethys und die beginnende Öffnung neuer ozeanischer Becken als Einflußfaktoren an, die die auf das ZEB einwirken. Ein direkter Einfluß dieser Vorgänge auf die Ausbildung der Zyklik ist jedoch nur schwer nachweisbar. Zudem ist eine rein tektonische Ursache für das Progradieren der Liefergebiete auszuschließen, da die Ausbreitung der Schüttungszyklen durch Frischwassereintrag gesteuert wurde und die Ablagerung durch einen Fazieswechsel von Playa/Shabka Fazies zu fluviatiler bis estuariner Fazies begleitet wird. Im Ergebnis wird das phasenweise Progradieren der Liefergebiete als Summe beider Faktoren (Klima, Tektonik) dargestellt, z. B. SIMMS & RUFFEL (1989), STAMPFLI & KOZUR (2006) für die Stuttgart-Formation. Weiterhin ist auch ein tektonischer Anteil an der Ausbildung längerer Sedimentationspausen wahrscheinlich, z. B. Diskordanzen D 2 und D 4.

Eustatische Schwankungen des globalen **Meeresspiegels** nehmen in der Steuerung der Zyklizität des Keupers insgesamt eine nachgeordnete Rolle ein, da das ZEB als intrakontinentales Becken während dessen Ablagerung unter weitgehend kontinentalen Bedingungen stand. Der globale Meeresspiegel weist in dem für den Keuper relevanten Abschnitt der Trias (Oberes Ladinium–Rhaetium) Hochstände

im Ladinium, Unteren und Oberen Karnium, Unteren Norium und Mittleren Rhaetium auf (HAQ et al. 1987). Tiefstände liegen im höchsten Ladinium, Mittleren und höchsten Karnium und Unteren Rhaetium. Langfristig gemittelt steigt der Meeresspiegel von Beginn der Trias an kontinuierlich, erreicht einen Hochstand im Unteren Norium und sinkt bis zum Ende der Trias kontinuierlich (HAQ et al. 1987). Jedoch können aus den Schwankungen des globalen Meeresspiegels nicht ohne weiteres Schwankungen eines möglichen Meeresspiegels innerhalb des ZEB abgeleitet werden. Die Ursache dafür liegt in der Paläogeographie und Subsidenz des Zentraleuropäischen Beckens, in das Transgressionen bzw. Ingressionen über schmale Pforten eindringen, z. B. Burgundische Pforte, Schlesisch-Mährische Pforte, Ostkarpatenpforte. Demzufolge bleibt die Ausbreitung randlich mariner Sedimente auf die nähere Umgebung der Pforten, z. B. die Süddeutsche Großscholle, beschränkt. Bis auf den Grenzdolomit, sind im Untersuchungsgebiet lediglich die distalen Abschnitte dieser Ingressionen ausgebildet, z. B. Hauptsteinmergel. Im Oberen Keuper breitet sich eine flachmarine Fazies über die Britischen Inseln im ZEB aus, die das Untersuchungsgebiet im Westen (Altmark, SW-Mecklenburg) und im Süden (Südpolen) berührt und dort die Zyklizität beeinflusst.

Literaturverzeichnis

- AHLBERG, A. (1994): Deposition and diagenesis of the Rhaetian – Hettangian in Skane, southern Sweden. – Lund Publications in Geology, 123 :1-16.
- AHLBERG, A., SIVHED, U. & ERLSTRÖM, M. (2001): The Jurassic of Skane, southern Sweden. – In: Surlyk, F. & Inesson, J.R. (eds.): The Jurassic of Denmark and Greenland. – Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 1 (2003): 527-541.
- AHLBERG, A. & OLSSON, D. G. (2001): Petroleum assessment of the Mesozoic succession in the Höllviken graben and on the Skurup Platform, southern Sweden. – Geologiska Föreningens Stockholm Förhandlingar, 123 :85-95.
- AHLBERG, A., ARNDORFF, L. & OHLSON, D. G. (2002): Onshore climate change during the Late Triassic marine inundation of the Central European Basin. – Terra Nova, 14: 241-248.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1989): Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. – Sedimentary Geology, 62: 5-25.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – Sedimentary Geology, 80: 115-135.
- AIGNER, T., HORNING, J., JUNGHANS, W.D., PÖPPELREITER, M. (1999): Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. – In: Bachmann, G.H., Lerche, I. (eds.) The Epicontinental Triassic, Halle. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie I, 1998: 537-544.
- ALBERTI, F.V. (1834): Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser zu einer Formation. – 366 S, Tübingen (Cotta'sche Buchhandlung).
- ANDERSON, F.W. (1964): Rhaetic Ostracoda. – Bulletin of the Geological Survey of Great Britain, 21: 133-174.
- ANGELIN, N.P. (1859/1877): Geol. Öfversiktskarta öfver Skane med atföljande text. – 83 S; München & Lund.
- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelräts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). – Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, 20: 133 S.
- ASSMANN (1925): Die Tiefbohrung Oppeln. – Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 44 (1925): 373-395.
- ASSMANN (1929): Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. – Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 50 (1929): 287-302.
- BACHMANN, G.H. & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. – Nds. Akad. Geowiss. Veröffl., 2: 23-47,
- BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (1996): Fluviale Zyklen im Schilfsandstein (Obere Trias) in Neinstedt am Harz. – Hall. Jb. Geow. B, 18: 131-140.

- BACHMANN, G.H., BEUTLER, G., AIGNER, T., BLOOS, G., HAGDORN, H., HORNING, J., KELLNER, A., KÄDING, K.-C., SIMON, T. & SZURLIES, M. (1998): Excursion G: The classic Germanic Triassic in the southern part of the Germanic Basin: Stratigraphy, sedimentary environments, cyclic and sequence stratigraphy. – *Hall. Jb. Geow. B, Beih.* 6: 153-194.
- BACHMANN, G.H. & KOZUR, H. (2004): The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. – *Hall. Jb. Geow., B* 26: 17-62, Halle (Saale).
- BACHMANN, G.H., BECKER, A. BEUTLER, G., GELUK, M., HAGDORN, H., HOUNSLOW, M.W., NIELSEN, L. NITSCH, E., RÖHLING, H.-G., SIMON, TH. & SZULC, A. (2007): Triassic Stratigraphic Table of the Southern Permian Basin Area (SPBA). – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss. (SDGG)*, 53: 45-47.
- BACHMANN, G.H., VOIGT, T., BAYER, U., v. EYNATTEN, H., LEGLER, B. & LITTKE, R. (2008): Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System. – In: LITTKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSAMP, S. (eds.): *Dynamics of Complex Sedimentary Basins. The Example of the Central European Basin System*, Berlin (Springer), im Druck.
- BARNASCH, J., FRANZ, M., BEUTLER, G. (2005): Hochauflösende Gliederung des Keupers der Eichsfeld-Altmark-Schwelle zur Präzisierung der Diskordanzen. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft B*, 19: 153-160.
- BARNASCH, J. (2008): Lithostratigraphie und diskontinuierliche Entwicklung des Keupers im westlichen Zentraleuropäischen Becken. – Dissertation Universität Halle (in Vorber.).
- BARTH, E., BERNECKER, T., BERNERS, H.P., BOCK, H., KOWALEWSKI, J., MULLER, A. et al. (1984): Der Schilfsandstein Luxemburgs als tidal beeinflusste Rinnenfüllung. Aspekte zur Stratofazies und Sedimentologie des Profils Kinnet. – *Publications de Service Géologique de Luxembourg*, 12: 25-43.
- BECKER, R.E. & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse im Altmorschen-Beisheimer-Grabenknie bei Wichte in Nordhessen. – *Geol. Jb. Hessen*, 116: 45-104.
- BENDA, L. (1963): Über die Anreicherung von Uran und Thorium in Phosphoriten und Bonebeds des nördlichen Harzvorlandes. – *Geol. Jb.*, 80. 313-348.
- BENECKE, E.W. (1877): Über die Trias in Elsaß-Lothringen und Luxemburg. – *Abh. zur geol. Spezialkarte für Elsaß-Lothringen*, 1 (4): 491-829.
- BENTZ, A. (1931): Die Erdölbohrung Landesvater bei Salzwedel (Altmark). – *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, 51: 505-528.
- BERTELSEN, F. (1975): Triassic palynology and stratigraphy of some Danish North Sea boreholes. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbog* (1974), 9: 17–32.
- BERTELSEN, F. (1978): The Upper Triassic – Lower Jurassic Vinding and Gassum Formations of the Norwegian - Danish Basin. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, B 3: 24 S.
- BERTELSEN, F. (1980): Lithostratigraphy and depositional history of the Danish Triassic. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, B 4: 59 S.
- BEUTLER, G. (1976): Zur Ausbildung und Gliederung des Keupers in NE-Mecklenburg. – *Jb. Geol.*, 7/8: 119-126.

- BEUTLER, G. (1979): Verbreitung und Charakter der altkimmerischen Hauptdiskordanz in Mitteleuropa. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 7: 617-632.
- BEUTLER, G. (1980): Beitrag zur Stratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Z. geol. Wiss., 8 (8): 1001-1018.
- BEUTLER, G. (1988): Die Bedeutung der Ostracoden für die Abgrenzung des Räts in der Mitteldeutschen Senke. – Freiburger Forschungshefte, C 419: 11-17.
- BEUTLER, G. (1995): Quantifizierung der altkimmerischen Bewegungen in Nordwestdeutschland. – BGR Forschungsbericht.
- BEUTLER, G. (2004): Trias. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.), Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, 580 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BEUTLER, G. (2005): Die Erfurt-Formation (Trias, Unterer Keuper) im Subherzynen Becken. – Hall. Jb. Geow., B 27: 1-12.
- BEUTLER, G. (2008): Keuper. – In: Bachmann, G. H. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt. (im Druck).
- BEUTLER, G. & SCHÜLER, F. (1978): Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 6: 403-420.
- BEUTLER, G. & HÄUSSER, I. (1982): Über den Schilfsandstein der DDR. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 10: 511-525.
- BEUTLER, G. & SCHUBERT, J. (1987): Fazielle Entwicklung des Mittleren Lettenkeupers im Thüringer Becken. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 15: 475-484.
- BEUTLER, G., FARRENSCHON, J., HAUSCHKE, N., OPPERMAN, K. & SEELING, M. (1999): Das Typusprofil der Weser-Formation (Oberer Gipskeuper, Mittlerer Keuper) nördlich Polle/Weser (südliches Niedersachsen). – Hall. Jb. Geow., B 21: 55-66.
- BEUTLER, G. & HAUSCHKE, N. (2001): Tagungs- und Exkursionsprogramm Jahrestagung 2001, 19.-21.7.201 in Morsleben/Sachsen-Anhalt. – Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK), Perm/Trias-Subkommission, AG Keuper, 23 S; Halle (Saale).
- BILAN, W. (1976): Stratigrafia gornego triasu wschodniego obrzezenia Gornoslaskiego Zaglebia Weglowego. – Geologia, 2 (3).
- BÖLAU, E. (1954): Rote Tone im Rhät-Lias Schonens. – Geol. Fören. Förh., 76: 215-233.
- BOURQUIN, S. & GIULLOCHEAU, F. (1996): Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). – Sedimentary Geology, 105: 159-182.
- BRANDES, G. (1901): Vorläufige Mitteilungen über den Keuper von Thale am Harz. – Centralbl. Min. Geol. Pal.: 1-6; Stuttgart.
- BRANDES, G. (1904): Weitere Mitteilung über den Keuper von Thale am Harz. – Centralbl. Min. Geol. Pal.: 373-377; Stuttgart.

- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., 68: 101-222.
- BRENNER, K. (1978): Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest- Südwest-Deutschlands. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., 72: 103-203.
- BROTZEN, F. (1950): De geologiska resultaten från borrhningarna vid Höllviken. Del 2. Undre kritan och trias. – Sveriges geologiska undersökning, C 505: 1–48.
- BRUGMANN, W.A., VELD, H., VAN BUGGENUM, J.M., HOLSHUIJSEN, R.P., BOEKELMAN, W.A., VAN DEN BERGH, J.J., ALMEKINDERS, M.P., POORT, R.J., ABBINK, O.A. & D'ENGELBRONNER, E.R. (1988): Palynological investigations within the Triassic of the Germanic Basin of southern Germany, – *Stuifmail*, 6 (3): 552-554.
- BRUNNER, H. (1988): Zur lithostratigraphischen Gliederung des Mittleren Gips Horizonts und des Horizonts der *Acrodus*-/*Corbulabank* im nördlichen Baden-Württemberg. – In: Hagdorn, H. (Hrsg.): *Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailshaim*, 1:26-225.
- BUNZA, G. & KOZUR, H. (1971): Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. Teil 1: Ostracoden aus den Raibler Schichten östlich von Scholastika (Aachensee, Tirol). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 1 (2): 1-13.
- CARNALL, R. v. (1846): Der Kalkstein des Lublinitzer Kreises in Oberschlesien. – *Bergmännisches Taschenbuch*, Dritter Jahrgang (1846): 276-322.
- CHRISTENSEN, O. B. (1962): Ostracodtyper fra Keuper – Rhaet lagserien i dybdeboringerne ved Harte og Ullerslev. – *Meddelingen Dansk Geologisk Forening Kobenhavn*, 15: 90-98.
- CHRISTENSEN, O. B. (1973): Vinding Formation (Ovre Trias) Novling nr. 1, Midtjylland. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse III*, 40: 132-135.
- CROSS, T. A., BAKER, M. R., CHAPIN, M. A., CLARK, M. S., GARDNER, M. H., HANSON, M. S., LESSENGER, M. A., LITTLE, L. D., MCDONOUGH, K. J., SONNENFELD, M. D., VALASEK, D. W., WILLIAMS, M. R. & WITTER, D. N. (1993): Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. – *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*,: 11-33, Paris (Editions Technique).
- CROSS, T.A. & LESSENGER, M.A: (1998): Sediment volume partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. – In: Gradstein, F. M., Sandvik, K. O. & Milton N. J. (eds.): *Sequence stratigraphy – concepts and applications*. – Norwegian Petroleum Society, Spec. Publ., 8: 171-195; Amsterdam.
- CZAPOWSKI, G. & ROMANEK, A. (1986): Litostratygrafia i srodowisko sedymentacji osadow gornego triasu w rejonie Chmielnika. – *Przeglad Geol.*, 11.
- DADLEZ, R. (1962): Zagadnienie granicy miedzy triasem a jura w zachodniej Polsce. – *Ksiega pamiatkowa kuczci profesora Jana Samsonowicza*, Polska Akademia Nauk, Warszawa.
- DADLEZ, R. (1968): Lias i retyk na Mazurach. – *Kwart. Geol.*, 12 (3): 561-577.
- DADLEZ, R. (1970): Retyk i jura dolna. – In: *Ropo- i gazonosnosc synklinorium warszawskiego na tle budowy geologicznej*, Pr. Geostruktur, cz. I: 64-68.

- DADLEZ, R. (1971): Retyk i lias na wschodnim Mazowszu. – *Kwart. Geol.*, 15 (3): 624-642.
- DADLEZ, R. & KOPIK, J. (1963): Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profile w Ksiązu wielkopolskim. – *Kwartalnik geologiczny*, 7: 131-158.
- DECZKOSWKI, Z (1997): Noryk–Retyk, Jura Dolna. – In: MAREK, S. & PAJCHLOWA, M. (eds.): *Epikontinentalny perm i mezozoik w Polsce*. – *Prace Pantwowego Intytutu Geologicznego*, 153: 174-235, Warszawa.
- DEEGAN, C.E. & SCULL, B.J. (1977): A standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. – Institute of Geological Sciences, Norwegian Petroleum Directorate, 77/25 Bulletin 1, 36 S.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.), mit Beitr. v. BEUTLER, G., DITTRICH, D., DOCKTER, J. ERNST, R., ETZOLD, A., FARRENSCHON, J., FREUDENBERGER, W., HAUSCHKE, N., HEUNISCH, C., KELBER, G., KNAPP, G., LUTZ, M., NITSCH, E., OPPERMAN, K., SCHUBERT, J., SCHULZ, E., SCHWEIZER, V., SEEGIS, D., TESSIN, R. & VATH, U.: (2005): *Keuper*. – In: *Stratigraphie von Deutschland*, Courier Forschungsinst. Senckenberg; Frankfurt, im Druck
- DITTRICH, D. (1989a): Beckenanalyse der Oberen Trias der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – *Publications du Service Géologique du Luxembourg*, 26: 1-221, Luxemburg (Dissertation Universität Bonn).
- DITTRICH, D. (1989b): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment – eine Umdeutung bisheriger Befunde. – *Z. dt. geol. Ges.*, 140 (2): 295-310.
- DOCKTER, J. (1965): Unveröffentlichtes Schichtverzeichnis, Kartierungsbohrung Schillingstedt 1/64, Archiv TLUG Weimar.
- DOCKTER, J. (1997): Bemerkungen zur Zyκλοstratigraphie des Unteren Keupers (Erfurt-Formation, Trias) zwischen Weimar und Apolda (Thüringer Becken). – *Beitr. Geol. Thüringen, N.F.*, 4: 63-71.
- DOCKTER, J. mit petrographischen Beiträgen von LANGBEIN, R. & KLAUA, D. (1974): *Keuper*. – In: HOPPE, W. & SEIDEL, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen*: 633-682 (Haack).
- DOCKTER, J., mit petrographischem Beitrag von LANGBEIN, R. (2003): *Keuper*. – In: Seidel, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen.*, 2. Auflage: 357-391.
- DOCKTER, J., LANGBEIN, R., SEIDEL, G. & UNGER, K.P. (1970): Die Ausbildung des unteren und mittleren Keupers in Thüringen. – *Jb. Geologie*, 3 (1967): 145-194.
- DOCKTER, J., PUFF, P., SEIDEL, G. & KOZUR, H (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, 8 (8): 951-963.
- DUCHROW, H. (1968): Stratigraphie und Lithologie des Keupers im Lippischen Bergland. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, 117: 371-387.
- DUCHROW, H. (1984): *Keuper*. – In: Klassen, H.: *Geologie des Osnabrücker Berglandes*, 221-334, Osnabrück.
- DREYER, D. (1962): Zur Entstehung und Paläontologie der Bonebedlagen im Unteren Rät Thüringens. – *Freiberger Forschungshefte, C 125*: 127-155.

- DZIK, J. (2001): A new Paleorhinus fauna in the Early Late Triassic of Poland. – Journal of Vertebrate Paleontology, 21: 625-627.
- ECK, H. (1863): Vorläufige Notiz über die Auffindung der Lettenkohlen-Formation in Oberschlesien und über die Stellung des Mikulschützer Kalks (Virgloria-Kalks) im Muschelkalk. – Z. Dt. Geol. Ges., XV: 403 ff.
- ERNST, W. & BEUTLER, G. (1977): Exkursionsführer Triaskolloquium Eisenach. – Gesellschaft für Geologische Wissenschaften der DDR (GGW) Kurzreferate und Exkursionsführer.
- FELDMANN-OLSZEWSKA, A., GRIGELIS, A. & SIMKEVICIUS, P. (1998): Lower and Middle Jurassic. – In: MAREK, S. & GRIGELIS, A. (1998): Atlas of structural evolution of the Permian-Mesozoic complex of Northeastern Poland, Lithuania and adjacent Baltic areas, 13-15, Plate IX, Polish Geological Institute.
- FIJALKOWSKY-MADER, A. (1999): Palystatigraphy, Palaeoecology and Palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 7-8: 61-627.
- FISCHER, A.G. (1991): Orbital Cyclicity in Mesozoic Strata. – In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphie, 48-62; Heidelberg (Springer).
- FORCHHAMMER, G. (1837): Om de Bornholmske Kulformationer. – Vid. Del. Naturvid. og mathem. Afh., VII Deel: 64 S.
- FRAAS, O. (1865): Begleitwort zu Atlasblatt Stuttgart [Nr. 16]. – Geognostische Specialkarte von Württemberg [1:50000]: 25 S., Stuttgart.
- FRANZ, M. (2007): Rhaeto-Liassic stratigraphy and facies in Pomerania – geothermal heat production, deep saline reservoirs and gas storage. – Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 424, 28-34, Warszawa 2007.
- FRANZ, M., BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (2005): Late Triassic Keuper subsidence, tectonics and unconformities in the eastern part of the Central European Basin. – Terra Nostra, 5 (2005): 38.
- FRANZ, M., BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (2007a): Retyk *sensu polonico* versus Rhaet *sensu germanico* – new results. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 53: 99-100.
- FRANZ, M., BACHMANN, G.H. & BEUTLER, G. (2007b): Sedimentology and Facies of the Polish Retyk and the German Arnstadt and Exter Formations (Norian, Rhaetian) in the eastern Central European Basin (CEB). – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 53: 101.
- FRANZ, M. & WOLFGRAMM, M. (2008): Sedimentologie, Petrologie und Fazies geothermischer Reservoirs des Norddeutschen Beckens am Beispiel der Exter-Formation (Oberer Keuper, Rhaetium) NE-Deutschlands. – Z. geol. Wiss. 36 (4-5): 223-248.
- FREYBERG, B.V. (1954): Randfazies des Gipskeupers, insbesondere der Benker Sandstein in Franken. – Erlanger Geologische Abhandlungen, 11: 1-47.
- FREYBERG, B.V. (1965): Cyclen und stratigraphische Einheiten im Mittleren Nordbayerns. – Geologica Bavaria, 55: 13-145.

- GAJEWSKA, I. (1964): Ret, wapien muszlowy i kajper w zachodniej i srodkowej czesci monokliny przedsudeckiej. – Kwart. Geol., 8 (3).
- GAJEWSKA, I. (1973): Kajper. – In: Profile gleb. otw. wiert. Inst. Geol., 10, Wagrowiec IG 1, Warszawa.
- GAJEWSKA, I. (1978): Straygrafia kajjpru w polsce. – Prace Pantwowego Intytutu Geologicznego, LXXXVII: 5-60.
- GAJEWSKA (1987): Wapien muszlowy i kajper. – In: RACZYNSKA, A. (Hrsg.): Budpwa geologiczna walu pomorskigo i jego podloza.– Prace Pantwowego Intytutu Geologicznego, CXIX, 93-102; Warszawa. (in Polish, English abstract).
- GAJEWSKA, I. (1997): Trias gorny. - In: MAREK, S. & PAJCHLOWA, M. (eds.): Epikontinentalny perm i mezozoik w Polsce. – Prace Pantwowego Intytutu Geologicznego, 153: 151-173, Warszawa.
- GAUPP, R. (2002): Sequenz-Stratigraphie in innerkontinentalen Becken? – In: HÜSSNER, H., HINDERER, M., GÖTZ, A. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): Sediment 2002; 17. Sedimentologen-Treffen, Frankfurt a. M.-Darmstadt, 29.-31. Mai 2002: Kurzfassungen. – Schriftenr. dt. geol. Ges., 17: 65-66; Hannover.
- GEHRMANN, O. & AIGNER, T. (2002): Der Schilfsandstein (Obere Trias) bei Heilbronn (SW Deutschland): Hinweise auf tidale Einflüsse. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 223: 377-403.
- GŁOWACKI, E. & SENKOWICZOWA, H. (1969): Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowoschodniej Polski. – Kwart. Geol., 13: 338-357; Warszawa.
- GÖTHEL, M. (2006): Fortschritte bei der Unterscheidung von Aquiferen in der Trias von Brandenburg unter spezieller Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie. – Brandenb. Geowiss. Beitr., 13: 91-115.
- GÖTHEL, M. & GRUNERT, K. (1996): Neue Erkenntnisse aus der Braunkohlen-Erkundung zur Trias-Stratigraphie der Lausitzer Triasscholle. – Freiburger Forschungshefte, C 464: 175-202.
- GRIGELIS, A. & SUVEIZDIS, P. (1993): Baltijos krastu permio. – paleogeno stratotipu katalogas, 25 S.
- GRODZICKA-SZYMANKO, W. (1971): Cyclic-sedimentary subdivision of the Rhaetian in the Polish Lowland. – Bull. de l'Acad. Pol. de Sciences, Ser. de la Terre, 19 (3): 137-147.
- GRODZICKA-SZYMANKO, W. (1976): Die Stratigraphie des Rät und seine Korrelation im Polnischen Flachland. – Jb. Geol., 7/8 (1971/1972): 149-155.
- GRÖNWALL, K.A.(1899): Bemaerkninger om Bornholms sedimentaere Dannelser og deres tektoniske Forhold. – Danm. Geol. Unders., II, 10: 1-48.
- GRUPE, O. (1907): Der Untere Keuper im südlichen Hannover. – Festschrift A. v. KOENEN, 63-134; Stuttgart.
- GUDDEN (1981): Der Untere Keuper in Bohrungen zwischen Eltmann und Rodach. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 31: 448-462.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes, 950 S.; Gotha (Perthes).

- GWINNER, M.P. (1980): Eine einheitliche Gliederung des Keupers (Germanische Trias) in Süddeutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980 (4): 229-234.
- HAGDORN, H. & NITSCH, E. (1999): Der Begriff Trias – ein geschichtlicher Abriss. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias: eine ganz andere Welt, 13-21; München (Pfeil-Verlag).
- HAQ, B.U, HARDENBOHL, J., VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, 235:1156-1167.
- HAQ, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. – In: MACDONALD, D. I. M. (Hrsg.): Sedimentation, tectonics and eustasy. – Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 12: 3-39; Oxford (Blackwell).
- HAUSCHKE, N. (1982): Untersuchungen zur Stratigraphie und Fazies im Unteren Gipskeuper (km 1) des Lippischen Berglandes. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 55: 113-147.
- HAUSCHKE, N. (1985): Beitrag zur Genese des Unteren Gipskeupers (km 1). 258 S (Dissertation Universität Münster).
- HAUSCHKE, N. (1988): Untere Gipskeuper, km 1. – In: HAUSCHKE, N. & RÖHL, U.: Exkursion D am 26.05.1988, 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen in Bochum: 9-19.
- HAUSCHKE, N. & RÖHL, U. (1988): Zyklen im Oberen Muschelkalk und Keuper Ostwestfalens. – Exkursionsführer Sediment 1988, 19 S.
- HAUSCHKE, N. & HEUNISCH, C. (1989): Sedimentologische und palynologische Aspekte einer zyklisch entwickelten lakustrischen Sequenz im höheren Teil des Unteren Gipskeupers (km 1, Obere Trias) Nordwestdeutschlands. – Lippische Mitteilungen aus Geschichte und Landeskunde, 58: 233-256.
- HAUSCHKE, N. & HEUNISCH, C. (1990): Lithologie und Palynologie der Bohrung USB 3 (Horn-Bad Meineberg, Ostwestfalen): ein Beitrag zur Faziesentwicklung im Keuper. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 181 (1-3): 79-105.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (1996): Fazies und Fossilführung im Unterrhät des Fuchsberges bei Seinstedt (nördliches Harzvorland, Niedersachsen). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B, 18: 141-152.
- HEDBERG, H.D. (1976): International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure, 200 S; New York (Wiley).
- HERMELIN, S.G. (1773): Anmärkningar om Boserups Stenkols-Grufva, och de öfvriga Stenkolsförsök uti Skane. – Kungl. Vet. Akad. Handl., 1773: 236-254; Stockholm.
- HEUNISCH, C. (1996): Palynologie des Oberen Muschelkalks bis Unteren Lias. – In: BEUTLER, G., HEUNISCH, C., LUPPOLD, F. W., RETTIG, B. & RÖHLING, H. G. (1996): Muschelkalk, Keuper und Lias am Mittellandkanal bei Sehnde (Niedersachsen) und die regionale Stellung des Keupers. – Geol. Jb., A 145: 67-197.
- HEUNISCH, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): Trias: eine ganz andere Welt, 13-21; München (Pfeil-Verlag).

- HEUNISCH, C. (2005): A rare microflora from the Mainhardt Formation (km3o; Upper Triassic) of southern Germany: Workshop on Permian – Triassic Paleobotany and Palynology (June 16-18, 2005), Abstract, Natural Science Museum of South Tyrol, Bolzano, Italy: 9.
- HILLEBRANDT, A.V., KRYSSTYN, L. & KUERSCHNER, W.M mit Beiträgen von BOWN, P.R, MCROBERTS, C., RUHL, M., SIMMS, M., TOMASOVYCH, A. & URLICHS, M. (2007): A candidate GSSP for the base of the Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Kuhjoch section, Karwendel Mountains, Tyrol, Austria). – ISJS Newsletter, 34(1): 2-20.
- HOPPE, W. (1966): Die regionalgeologische Stellung der Thüringer Trias. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A 11: 7-38.
- HORNUNG, J. (1998): Dynamische Stratigraphie, Reservoir- und Aquifer-Sedimentologie einer alluvialen Ebene: Der Stubensandstein in Baden-Württemberg (Obere Trias, Mittlerer Keuper); 211 S (Dissertation Universität Tübingen).
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (1999): Reservoir and aquifer characterisation of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. – Sed. Geology, 129: 215-280.
- HORNUNG, T. (2007): The Carnian Crisis in the Tethys realm: multistratigraphic studies and palaeoclimate constrains; 233 S (Dissertation Universität Innsbruck).
- IWANOW, A. (1998): Plates 19, 22, 23, 24, 25, 26. – In: DADLEZ, R, MAREK, S. & POKORSKI, J. (1998): Palaeogeographical Atlas of the epicontinental permian and mesozoic in Poland, Panstwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- IWANOW, A., SIMKEVICIUS, P. & SUVEIZDIS, P. (1998): Triassic. – In: MAREK, S. & GRIGELIS, A. (1998): Atlas of structural evolution of the Permian-Mesozoic complex of Northeastern Poland, Lithuania and adjacent Baltic areas, 10-13, Plate VIII, Polish Geological Institute.
- JOHNSTRUP, F. (1899): Abriss der Geologie von Bornholm, als Führer zu der Exkursion der Deutschen geologischen Gesellschaft nach der Insel Bornholm in Anschluss an die allgemeine Versammlung in Greifswald 1889. – Der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Versammlung 1889: 1-66; Greifswald.
- JUNGWIRTH, J., PUFF, P. & SEIDEL, G. (1996): Zur Ausbildung des Unteren Keupers zwischen Erfurt und Arnstadt (Thüringer Becken). – Geowiss. Mitt. von Thüringen, 4: 19-34.
- JÜNGST, H. (1928): Rhät, Pylonoten- und Schlotheimienschichten im nördlichen Harzvorlande. – Geologische und Paläontologische Abhandlungen 20, N.F., 16: 1-194.
- JÜNGST, H. (1929): Zur vergleichenden Stratigraphie des Rät zwischen Harz und Elsaß. – Habilitationsschrift, 65 S.
- KAISER, E. & NAUMANN, E. (1905): Erläuterungen zu Blatt Langensalza. – Geol. Karte v. Preußen, Liefg. 128, Berlin.
- KANNEGIEBER, E. & KOZUR, H. (1970): Mikropaläontologie des Schilfsandsteins (Karn). – Geologie, 21: 185-215.
- KÄSTNER, H. (1959): Der Untere und Mittlere Keuper auf Blatt Schlotheim. (Diplomarbeit Friedrich-Schiller-Univ. Jena).

- KÄSTNER, H. (1972): Versuch einer zyklischen Gliederung des Unteren Keupers im Thüringer Becken auf Grund neuer stratigraphischer Beobachtungen. – *Geologie*, 21: 837-844.
- KATINAS, V. & NAWROCKI, J. (2006): Application of magnetic susceptibility for correlation of the Lower Triassic red beds of the Baltic basin. – *Geologija*, 56: 53-59.
- KEDZIERSKI, J. (2002): Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalks im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – *Hallesches Jb. Geowiss., B, Beiheft* 16: 1-52.
- KEFERSTEIN, C. (1824): Geognostische Beschreibung der Gegend nördlich Halberstadt sowie der Umgegend von Helmstedt, mit besonderer Beziehung auf die dort verbreiteten Liasformation und deren Äquivalente im Auslande. – In: KEFERSTEIN, C. (Hrsg.): *Teutschland geologisch-geognostisch dargestellt und mit Charten und Durchschnittszeichnungen erläutert*, 3: 319-382; Weimar.
- KELLNER, A. (1997): Das Typusprofil der Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper, Obere Trias) in Thüringen. 71 S (Diplomarbeit Universität Halle/Saale).
- KELLNER, A. (2003): Lithostratigraphischer Profilvergleich von Nor und Unterrät des temporären Aufschlusses am Mittellandkanal bei Sehnde und deren thüringischen Äquivalenten. – *Beitr. Geol. Thüringen, N.F.* 10: 135-142.
- KLAUA, D. (1969): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rhätsandsteine Thüringens. – *Geologie, Bh.* 64: 1-82.
- KÖLBEL, F. & KÖLBEL, H. (1960): Vorläufige Tabelle zur Stratigraphie Brandenburgs. Mesozoikum und Perm. – In: *Brandenburg; Anlagen Exkursionsführer zur 7. Jahrestagung der geologischen Gesellschaft der DDR vom 31. Mai bis 2. Juni 1960 in Berlin*.
- KOOTZ, G. & SCHUHMACHER, K.-H. (1967): Der Keuper im Bereich der Altmark-Südwestmecklenburg-Schwelle unter besonderer Berücksichtigung der Bohrung Salzwedel 1. – *Jb. Geol.*, 1: 89-117.
- KOPIK, J. (1967): Granica między epikontynentalnymi triasu i jury w Polsce. – *Biul. Inst. Geol*, 203: 11-37.
- KOPIK, J. (1970): Retyk. – In: *Stratygrafia mezozoiku obrzezenia Gor Swietokrzyskich. – Prace Pantwowego Intytutu Geologicznego*, CVI: 49-64.
- KÖPPEN, A. (1997): Faziesentwicklung in der frühen Obertrias Mitteleuropas – ein sequenzstratigraphischer Vergleich. – *Gaea heidelbergensis*, 2: 233 S.
- KÖSTER, E. (1956): Aufbau und Sedimentationsrhythmen der Kagerödformation in der Bohrung Klappe im nordwestlichen Schonen. – *Geol. Fören. Förh.*, 78: 463-502.
- KOTLICKI, S. (1974): Laryszow – wykształcenie i pozycja stratygraficzna gornego wapienia muszlowego. – In: *Rutkowski, J. (Hrsg.): Przewodnik XLVI, Zjazdu Pol. Tow. Geol.* 172-176.
- KOZUR, H. (1968): Einige seltene Ostracoden-Arten aus der Germanischen Trias. – *Mber. Dt. Akad. Wiss.*, 10: 848-872.
- KOZUR, H. (1970): Neue Ostrakoden aus der Germanischen Mittel- und Obertrias. – *Geologie*, 19: 434-454.

- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. – Mitt. der Ges. Geologie- und Bergbaustud. Innsbruck, 21: 623-660.
- KOZUR, H. (1974): Biostratigraphie der Germanischen Trias, Teil I & II. – Freiburger Forschungshefte, C 280/1: 1-56 und C280/2:1-71.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluss der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. – Freiburger Forschungshefte, C 304: 51-77.
- KOZUR, H. (1976): Ökologisch-fazielle Probleme bei der stratigraphischen Gliederung und Korrelation der Germanischen Trias und faziell ähnlicher Ablagerungen. – Jb. Geologie, 7/8 (1971/1972): 87-108.
- KOZUR, H. (1999): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 7-8 (1998): 701-725.
- KOZUR, H. (2003): Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to stage/substage subdivision and the numeric age of the Triassic stages. – Albertiana, 38: 57-83.
- KOZUR, H. (2007): Besprechung: Stratigraphie von Deutschland IV Keuper. – In: Zbl. Geol. Paläont. Teil 2, Jg. 2006, H. 5/6: 646-661.
- KOZUR, H. & MOSTLER (1972): Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen der Trias. – Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustud. Österreich, 21: 341-360.
- KOZUR, H. & WEEMS (2005): Conchostracan evidence for a late Rhaetian to early Hettangian age for the CAMP volcanic event in the Newark Supergroup, and a Sevatian (late Norian) age for the immediately underlying beds. – Hall. Jb. Geowiss., B, 27: 21-51.
- KOZUR, H. & WEEMS, R.E. (2007): Upper Triassic conchostracan biostratigraphy of the continental rift basins of Eastern North America: Its importance for correlating Newark Supergroup events with the Germanic Basin and the international geologic time scale. – In: Lucas SG Spielman JA (eds): The global Triassic. New Mexico Museum Natural History and Science Bulletin, 41: 137-188.
- KOZUR, H. W. & BACHMANN, G. H. (2008): Updated correlation of the Germanic Triassic with the Tethyan scale and assigned numeric ages. – Ber. d. Geol. Bundesanstalt, 76, Wien (2008), im Druck.
- KOZUR, H., FRANZ, M., BACHMANN, G.H. & WEEMS, R.E. (2009): Conchostracans around the Carnian-Norian boundary of the Germanic Basin und Newark Basin. – Hall. Jb. Geowiss., (in Vorber.).
- KRUMBECK, L. (1939): Beiträge zur Geologie von Nordbayern XIII. Das Rhät in Nordwest-Franken. – Sitzungsberichte der Physikalisch-Medizinischen Sozietät zu Erlangen, 71: 1-130.
- LANG, R. (1909): Ueber die Lagerung und Entstehung des mittleren Keupers im südlichen Württemberg. – Centralbl. Min., Geol. Paläont., 1909 (2):41-53.
- LARSEN, G. (1966): Rhaetic-Jurassic-Lower Cretaceous sediments in the Danisch embayment (a heavy mineral study). – Danmarks Geologiske Undersøgelse, 91 (2):1-128.

- LINDSTRÖM, S. & ERLSTRÖM, M. (2006): The late Rhaetian transgression in southern Sweden: Regional (and global) recognition and relation to the Triassic–Jurassic boundary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241: 339-372.
- LUCAS, S.G. (1998): Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143(1998): 347–384.
- LUCAS, S.G. (1999): Tetrapod-based correlation of the nonmarine Triassic. – *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*. 1998 (7-8): 497-521.
- LUND, J. (1977): Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, 109: 129 S.
- LUND, J. (2003): Rhaetian to Pliensbachian palynostratigraphy of the central part of the NW German Basin exemplified by the Eitzendorf 8 well. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 241: 69-83.
- LUNDBLATT, B. (1959): Rhaeto-Liassic floras and their bearing on the stratigraphy of Triassic-Jurassic rocks. – *Stockholm Contributions to Geology*, 3 (4):83-102.
- LUTZ, M. & ETZOLD, A. (2003): Der Keuper im Untergrund des Oberrheinischgrabens in Baden. – *Jh. LA. Geol., Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg*, 39:55-110.
- LUTZ, M., ETZOLD, A., KÄDING, K.-C., LEPPER, J., HAGDORN, H., NITSCH, E. & MENNING, M. (2005): Lithofazies und Leitflächen: Grundlagen einer dualen lithostratigraphischen Gliederung. – *Newsl. Stratigr.*, 41 (1-3): 211-223.
- MICHELSEN, O. (1976): Kortfattet oversigt over de geologiske forhold i den danske del af Nordsoen. – *Danm. Geol. Unders., Arbog 1975*: 105-116.
- MICHELSEN, O. & CLAUSEN, O.R. (2002): Detailed stratigraphic subdivision and regional correlation of the southern Danish Triassic succession. – *Marine and Petroleum Geology*, 19: 563-587.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. – *Acad. Roy. Serbe*, 133, 633 S; Belgrade.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. – In: PAYTON, C. (ed.): *Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol., *Memoir*, 26:117-134.
- MÜLLER, A.H. (1969): Ein Ceratit (*Ceratites* cf. *schmidi*, Ammonoidea) aus dem Unterkeuper (Grenzdolomit) des germanischen Triasbeckens. – *Mber, Dt. Akad. Wiss.*, 11: 122-132.
- MÜLLER, A.H. (1970): Neue Funde seltener Ceratiten aus dem germanischen Muschelkalk und Keuper. – *Mber, Dt. Akad. Wiss.*, 12: 632-642.
- MÜLLER, A.H. (1973): Über Ammonoidea (Cephalopoda) aus der Grenzdolomitregion des germanischen Unterkeupers. – *Z. geol. Wiss.*, 1: 935-945.
- MÜNZING, K. (1983): Zur Stratigraphie des höheren Lettenkeupers am oberen Neckar und auf der Baar. – *Jh. geol. LA Baden-Württemberg*, 25: 55-68.

- NATHORST, A.G. (1878-1886): Om floran i Skanes kolförande bildningar. 1. Floran vid Bjuf. – Sver. geol. unders., C 27, C 33, C 85, 131 S.
- NATHORST, A.G. (1880): Om de växtförande lagren i Skanes kolförande bildningar och deras plats i laferföljiden. – Geol. Fören. Förh., 5: 276-284.
- NAUMANN, E. (1907): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Lieferung 129 Blatt Creuzburg, 85 S.
- NAUMANN, E. (1910): Beitrag zur Gliederung des Mittleren Keupers im nördlichen Thüringen. – Jb. d. Kgl.-Preuß. Geol. Landesanstalt, 28 (3): 549-580.
- NAUMANN, E. (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. – Lieferung 113 Blatt Eisenach (Eisenach West), Kgl.-Preuß. Geol. L.-A., 74 S.
- NAUMANN, E. (1915): Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. – Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt, 35 (1): 292-310.
- NAUMANN, E. (1925): Das Muschelkalk-Keuperprofil am Bahnhof Sandersleben. – Jb. d. Kgl.-Preuß. Geol. Landesanstalt, 45: 307-311.
- NIEDZWIEDZKI, R., SALAMON, M. & BOCZAROWSKI, A. (2001): New data on the ceratites from the Upper Muschelkalk in Holy Cross Mountains (SE Poland), – Freiberger Forschungshefte, C 492 (9): 85-98.
- NITSCH, E. (1992): Gipskeuper sulfate-carbonate-clastic cycles: stacking patterns of 5th order sequences. – Poster 82. Jahrestagung der GV, Stuttgart 27.-29.2.1992; abstract, profile, 1:33.
- NITSCH, E. 1996): Fazies, Diagenese und Stratigraphie der Grabfeld-Gruppe Süddeutschlands (Keuper, Trias). (Dissertation Universität Köln).
- NITSCH, E. (1997): Zyклоstratigraphie der Grabfeld-Formation (unterer Mittelkeuper, Obertrias) in Süddeutschland. – Freiberger Forschungshefte, C468: 245-257.
- NITSCH, E., BEUTLER, G., HAUSCHKE, N., ETZOLD, A. & LAAB, M. (2005a): Feinstratigraphische Korrelation der Grabfeld-Formation (Keuper, Trias) zwischen Hochrhein und Ostsee. – Hall. Jb. Geow., B 19: 137-152.
- NITSCH, E., SEEGIS, D., VATH, U. & HAUSCHKE, N. (2005b): Sedimente und Sedimentationspausen im deutschen Keuper: Wie vollständig ist die Überlieferung der späten Triaszeit? – Newsletters on Stratigraphy, 41: 225-251.
- NORLING, E., AHLBERG, A., ERLSTRÖM, M. & SIVHED, U. (1993): Guide to the Upper Triassic and Jurassic geology of Sweden. – Sveriges Geologiska Undersökning, Ca 82: 71 S.
- NYSTUEN, J.P. (1998): History and development of sequence stratigraphy.- In: GRADSTEIN, F. M., SANDVIK, K. O. & MILTON, N. J. (Hrsg.): Sequence stratigraphy – concepts and applications. – Norwegian Petroleum Society, Spec. Publ., 8: 31-116; Amsterdam.
- OCKERT, W. & REIN, S. (2000): Biostratigraphische Gliederung des Oberen Muschelkalks in Thüringen. – Betr. Geol. Thüringen, N. F.,7: 195-228.

- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA, T. (1976): Stratigraphische Untersuchungen der Ablagerungen des Keupers und des Rät in Polen auf Grund von Mikrosporen. – Jb. Geol. 7/8 (1971/72): 141-147.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA, T. (1983): Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w polsce. – Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, CIV: 1-89.
- OEYNSHAUSEN, C. v. (1822): Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien, 320 S.
- PAŠKEVIČIUS, J. (1997): The Geology of the Baltic republics, 221-232; Vilnius.
- PAUL, J., WEMMER, K. & AHREND, H.† (2008): Provenance of Triassic siliciclastic sediments in Central Europe. – Z. dt. geol. Ges., 159: 641–650.
- PAWŁOWSKA, K. (1979): Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. – Kwart. Geol., 23 (2): 337- 361.
- PETZKA, M. & RUSBÜLT, J. unter Mitarbeit von REICH, M. (2004): Jura. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.), Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, 580 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PIASECKI, S. (2005): A new, Ladinian palyno-flora in the Triassic of Sweden. Palynological analysis of the FFC-1 and –2 wells at Malmö and the cored well Höllviken-2. – GEUS report 2005/41: 1-44.
- POSAMENTIER, H. W., SUMMERHAYES, C. P., HAQ, B. U. & ALLEN, G. P. (Hrsg.) (1993): Sequence stratigraphy and facies associations. – Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., 18: 644 S, Oxford (Blackwell).
- PÖPPELREITER, M. (1999): Controls on epeiric successions exemplified with the mixed siliciclastic-carbonate Lower Keuper (Ladinian, German Basin). – Tübinger Geowiss. Arb., A51: 117 S.
- PUTZER, H. (1938): Die Rhät- und Liasablagerungen am Seeberg bei Gotha, am Röhnberggrücken und bei Eisenach. – Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft, 71, N.F. 64: 327-444.
- QUENSTEDT, F.A.v. (1880): Begeleitworte zum Atlasblatt Hall [Nr.11]. – Geognostische Spezialkarte von Württemberg [1:50000]: 40 S; Stuttgart.
- RASMUSSEN, L.B. (1974): Some geological results from the first five Danish exploration wells in the North Sea. Dansk Nordsoe A-1, A-2, B-1, C-1 and D-1. – Danm. Geol. Unders., III, 42: 46 S.
- RADZINSKI, K.-H. (1995): Zur Gliederung der Trias im Süden von Sachsen-Anhalt. – Z. geol. Wiss., 23 (1/2): 43-62.
- REICHARDT, A. (1926): Der mittlere Keuper in der Umgebung von Erfurt. – Beitr. Geol. Thüringen, 1 (3): 1-16.
- REIN (1988): Über die Stellung der Ceratiten (Ammonoidea, Cephalopoda) der *enodis/levigatus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Unterladin) Thüringens im Stammbaum der germanischen Ceratiten. – Freiburger Forschungshefte, C: 101-112, Leipzig.
- REIN (1996): Zur Phylogenie der germanischen Ceratiten. – Veröff. Naturkundemuseum Erfurt, 15: 15-25, Erfurt.
- REIN (1999): Über *Ceratites armatus* PHIL. und *Ceratites münsteri* PHIL. aus dem Oberen Muschelkalk Thüringens. – Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen, 14: 43-51, Schleusingen.

- REIN (2001): Neue Erkenntnisse zur Evolutionsbiologie der germanischen Ceratiten – Ontogenese, Phylogenese und Dimorphismusverhalten. – Freiburger Forschungshefte, C 492: 99-120, Freiberg.
- REIN (2003): Zur Biologie der Ceratiten der *spinosus*-Zone – Ergebnisse einer Populationsanalyse, Teil I: Populationsstatistik, Sexual-Dimorphismus und Artkonzept. – Veröff. Naturkundemuseum Erfurt, 22: 29-50, Erfurt.
- REIN (2004): Zur Biologie der Ceratiten der *spinosus*-Zone – Ergebnisse einer Populationsanalyse, Teil II: Variationsbreite der Skulptur- und Suturbildungen. – Veröff. Naturkundemuseum Erfurt, 23: 33-50, Erfurt.
- REINHARDT, L. (2002): Dynamic stratigraphy and geochemistry of the Steinmergelkeuper playasystem: a record of Pangaean megamonsoon cyclicity (Triassic, Middle Keuper, Southern Germany), 181 S, Marburg (Tectum).
- REINHARDT, L. & RICKEN, W. (2000): The stratigraphic and geochemical record of playa cycles: monitoring a Pangean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). – Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 161: 205-227.
- RICHTER, G. (1936): Der Sedimentationsraum des Unteren Keupers zwischen Harz und Thüringer Wald. – Sonderdruck aus der "Stille-Festschrift", Enke-Verlag: 116-136.
- ROEMER, F. (1862): Die Nachweisung des Keupers in Oberschlesien und Polen. – Z. Dt. Geol. Ges., XIV: 638 ff.
- ROEMER, F. (1863): Weitere Beobachtungen über die Verbreitung und Gliederung des Keupers in Oberschlesien. – Z. Dt. Geol. Ges., XV: 694 ff.
- ROEMER, F. (1867): Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und der ihn zunächst überlagernden Abtheilung der Jura-Formation in Oberschlesien und in den angrenzenden Theilen von Polen. – Z. Dt. Geol. Ges., XIX: 255 ff.
- ROEMER, F. (1870): Keuper. – In: ROEMER, F. (Hrsg.): Geologie von Oberschlesien, Breslau (Robert Nischkowsky).
- ROMAN, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – Hall. Jb Geowiss., Beiheft 21: 1-117.
- RØRDAM, K. (1890): Undersøgelse af mesozoiske Lerarter og Kaolin paa Bornholm i geologisk og teknisk Henseende. – Danm. Geol. Unders., II, 1: 109 S.
- ROMANEK, M. (1981): Blizyn – kamieniolom gornego wapiena muszlowego. – In: Materialy v Krajowej Konferencji Paleontologow, Kielce-Sosnowiec: 105-111.
- SALAMON, M.A., EAGLE, M.K. & Niedzwiedzki, R. (2003): A new ceratite record from Upper Silesia (Poland). – Geol. Quarterly, 47 (3): 281-288.
- SALVADOR, A. (1994): International Stratigraphic Guide (A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure). – 2nd Ed., XIX+214. Internatioanl Union of Geological Sciences and Geological Society of America.

- SCHALTEGGER, U., GUEX, J., BARTOLINI, A., SCHOENE, B. & OVTCHAOVA, M. (2008): Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. – *Earth and Planetary Science Letters*, 267 (1-2): 266-275.
- SCHÄFER, H. F. (1901): Beitrag zur Kenntnis der Rhät-Liasablagerungen des Gr. Seebergs bei Gotha. – In: *Der Seeberg*. – Naturwiss. Ver. Gotha: 19-39, Gotha.
- SCHÄFER, H. F. (1907): Über die Rhätablagerungen des Rhönberges und die Liasvorkommen am Kallenberg. – *Z. ges. Naturwiss.*, 78: 439-456, Halle.
- SCHÄFER, H. F. (1914): Rhät und Lias vom Gr. Seeberg b. Gotha und im Flussbett der Apfelstädt b. Wechmar. – *Z. ges. Naturwiss.*, 86: 345-377, Halle.
- SCHÄFER, H.F. (1918): Rhät und Lias vom Gr. Seeberg bei Gotha und im Flussbett der Apfelstädt bei Wechmar. – *Z. ges. Naturwiss.*, 86: 345-377, Halle.
- SCHLAGER (1993): Accomodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. – *Sedim. Geol.*, 86: 111-136; Amsterdam.
- SCHMID, E.E. (1874): Über den unteren Keuper des östlichen Thüringens. – *Abh. zur geol. Spezialkarte von Preussen und den Thür. Staaten*, 1(2): 1-75.
- SCHMID, E.E. (1883): Die Wachsenburg bei Arnstadt in Thüringen und ihre Umgebung. – *Jb. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, 4.
- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – Sonderdruck aus "*Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung*": 61-77.
- SCHRÖDER, H (1927): Keuper. – In: Schröder, H. & Dahlgrün, F., *Erläuterungen geol. Karte Bl. Quedlinburg*: 39-47.
- SCHRÖDER, E. (1938): Zur Gliederung des Mittleren Keupers in der Thüringer Mulde. – *Beitr. Geol. Thüringen*, 5: 34-41.
- SCHRÖDER, E. (1955): Der Mittlere Keuper in Nordthüringen, unter besonderer Berücksichtigung des Schilfsandsteins, 97 S (Diplomarbeit Universität Jena)
- SCHRÖDER, B. (1982): Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. – *Geol. Rdsch.*, 71 (3): 783-794.
- SCHUBERT, J. (2003): Über den Schilfsandstein (Stuttgart-Formation, Mittlerer Keuper, Germanische Trias) von Arnstadt in Thüringen (Thüringer Becken). – *Beitr. Geol. Thüringen*, N.F. 10: 111-134.
- SCHULZ, E. (1962): Sporenpaläontologische Untersuchungen zur Rhät-Lias-Grenze in Thüringen und der Altmark. – *Geologie*, 11 (5): 38-319.
- SCHULZ, E. (1967): Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. – *Paläontol. Abh.*, BII (3): 542–633.
- SCHULZ, E. (1976): Gliederungsmöglichkeiten des Keupers nach Mikrosporen, Pollen und Phytoplankton im Raum der DDR. – *Jb. Geologie*, 7/8 (1971/72): 127-130.

- SCHULZ, E. (1995): Palynologische Untersuchungen des marinen Mittelrhäts im Creuzburger Graben bei Eisenach (W-Thüringen). – Berliner Geowiss. Abh. E, 16: 427-437.
- SCHULZ, E. (1996): Eine Mikroflora aus dem Steinmergelkeuper vom SW-Hang der Wachsenburg bei Gotha (Thüringen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 200(1/2): 75-86.
- SCHULZ, E. & HEUNISCH, C. (2005): Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. - In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.). – Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 253: 50-54.
- SCHULZE, G. (1962): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde. – Z. angew. Geol., 10: 328-348.
- SCHWARZACHER, W. (1991): Milankovitch Cycles and the Measurement of Time. – In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphie. – Springer-Verlag: 855-863; Heidelberg.
- SEEGIS, D.B. (1997): Die Lehrbergschichten im Mittleren Keuper von Süddeutschland – Stratigraphie, Petrographie, Paläontologie, Genese. 382 S (Dissertation Universität Stuttgart), Hennecke (Remshalden-Buch).
- SEEGIS, D.B. (2005): Tetrapoden. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.). – Stratigraphie von Deutschland IV – Keuper: Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 253: 50-54.
- SEELING, M. (1999): Fazielle und Sequenzstratigraphische Untersuchungen im Rhätkeuper (Exter-Formation) Thüringens und des nördlichen Harzvolandes. 116 S (Diplomarbeit Universität Halle).
- SEELING, M. (2003): Sedimentäre Entwicklung in einem proximalen Ablagerungsraum: Der Trias/Jura-Grenzbereich am Großen Seeberg in Thüringen. – Beitr. Geol. Thüringen, N. F. 10: 143-158.
- SEELING & KELLNER (2002): Sequenzstratigraphie des Nor und Rhät im Nordwestdeutschen Becken unter Berücksichtigung Süddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., 153: 93-114.
- SEIDEL, G. (1956): Beitrag zur Kenntnis des südöstlichen Fahner-Gewölbes und des Steiger-Gewölbes, 87 S, (Diplomarbeit Friedrich-Schiller-Univ. Jena).
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, Beiheft, 50: 1-119.
- SEIDEL, G. (1966): Zur Ausbildung der Trias auf dem Südteil von Blatt Walsleben (Thüringer Becken). – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 11: 503-520.
- SEIDEL, G. & GESANG, H. (1959): Unveröff. Ergebnisbericht über die in den Jahren 1956-1958 im Objekt VEB (K) Ziegelei Gotha durchgeführten geol. Erkundungsarbeiten. – Geol. Dienst Jena, 14 S., 11 Anl.
- SEITZ, O. & WICHER, C.A. (1951): Über die im Bereich der Tempelburger Struktur gestoßenen Tiefbohrungen und ihre Bedeutung für die Stratigraphie und Paläogeographie der Trias. – Geol. Jb., 65 (1949): 463-496.

- SHANLEY & MC CABE (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. – Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 78 (4): 544-568; Tulsa, Oklahoma.
- SHUKLA, U.K., BACHMANN, G. H., BEUTLER, G, BARNASCH, J. & FRANZ, M. (2006): Extremely distal fluvial sandstones within the playa system of Arnstadt Formation (Norian, Late Triassic), Central Germany. – *Facies*, 52: 541–555.
- SHUKLA, U.K. & BACHMANN, G.H. (2007): Estuarine sedimentation in the Stuttgart Formation (Carnian, Late Triassic), South Germany. – *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, 243: 305–323.
- SIMMS, M.J. & RUFFEL, A.H. (1989): Synchronicity of climatic change in the late Triassic. – *Geology*, 17: 265-268.
- SIVHED, U. (1980): Lower Jurassic ostracods and stratigraphy of western Skåne, southern Sweden. – *Sver. Geol. Unders.*, C 730, 31 S.
- SIVHED, U. (1984): Litho- and biostratigraphy of the Upper Triassic - Middle Jurassic in Scania, Southern Sweden. – *SGU*, C 806: 31 S.
- SIVHED, U., WIKMAN, H. & ERLSTRÖM, M. (1999) : Beskrivning till berggrundskartorna 1C Trelleborg NV och NO samt 2C Malmö SV, SO, NV och NO. – *Sveriges Geologiska Undersökning Af* 191, 192, 193, 194, 196, 198: 143pp.
- ŠLIAUPA, S. & ČYZIENE, J. (2000): Lower Triassic sediments in Southwestern Lithuania : correlation of near-shore and intrabasin lithofacies. – *Geologija*, 31 : 41-51.
- SORGENFREI, T. (1966): Strukturgeologischer Bau von Dänemark. – *Geologie*, 6: 641-660.
- SORGENFREI, T. & BUCH, A. (1964): Deep tests in Denmark, 1935–1959. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, III, 36: 146 S.
- SPARFELD, K.-F. (1980): Zur Biostratigraphie und Palökologie der Hauptmuschelkalk- und Lettenkeuper-Folge im östlichen Teil der Calvörder Scholle. – *Z. geol. Wiss.*, 8 (8): 1079-1093.
- STAMPFLI, G. & KOZUR, H. (2006): Europe from the Variscan to the Alpine cycles. – In: Gee, D.G. & Stephenson, R.A. (eds.): *European Lithosphere Dynamics*: 57–82.
- STILLE, H. (1909): Zur Stratigraphie der deutschen LettenkohlenGruppe. – *Jb. d. Königlich Preuß. Geolog. Landesanstalt*, 29 (1908): 145-166.
- STILLE, H. (1951): Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. 138 S, Hannover (Amt für Bodenforschung).
- STOLLHOFEN, H., BARNASCH, J., BAYER, U., BEUTLER, G., FRANZ, M., KÄSTNER, M., LEGLER, B., MUTTERLOSE, J. & RADIES, D. mit Beiträgen von BACHMANN, G.H., LITCKE, R., MAYSTRENKO, Y., VOIGT, T. & WINSEMANN, J. (2008): Upper Rotliegend to Lower Cretaceous basin development. – In: LITCKE, R., BAYER, U., GAJEWSKI, D. & NELSKAMP, S. (eds.): *Dynamics of Complex Sedimentary Basins. The Example of the Central European Basin System*, Berlin (Springer), im Druck.
- STRASSER, A., HILGEN, F. J. & HECKEL, P. H. (2006): Cyclostratigraphy – concepts, definitions, and applications. – *Newsl. Stratigr.*, 42 (2): 75-114.

STRATIGRAPHISCHE TABELLE VON DEUTSCHLAND 2002 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION, Hrsg. 2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Tafel 96*130 cm oder Falt-Tafel A4; Potsdam (GeoForschungszentrum), Frankfurt a. M. (Forschungsinstitut Senckenberg).

SULEJ, T. (2002): Species discrimination of the Late Triassic tempospondyl amphibian *Metoposaurus diagnosticus*. – *Acta Palaeontologica Polonica*, 47 (3): 535-546.

SUVEIZDIS, P. (1994): Triasas. – *Lietuvos geologija*: 132-138.

SZULC, J. (1999): Anisian-Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic, tectonic and climatic control. – In: Bachmann, G.H., Lerche, I. (eds.): *The Epicontinental Triassic*. – *Zbl Geol Paläontol I*, 1998: 813–852.

SZULC, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 1–48.

SZULC, J. (2005): Sedimentary environments of the vertebrate-bearing Norian deposits from Krasiejow, Upper Silesia, Poland. – *Hallesches Jb. Geowiss., Reihe B*, 19: 161-170.

SZULC, J. (2007): Keuper. – In: SZULC, J. & BECKER, A. (2007): *Fieldtrip Guide, International Workshop on the Triassic of Southern Poland, 4th Meeting Pan-European Correlation on the Epicontinental Triassic*, 03.-08. Sept. 2007.

SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA [SZYPERKO-TELLER], A. (1960): O stratigrafii i rozwoju kajpru w Polsce. – *Kwart. Geol.*, 4 (3).

TEGETMEYER, A. (1876): Beitrag zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Thüringen. – *Z. ges. Naturw.*, 1876: 405.

TESSIN, R. (1976): Zur Ausbildung des Keupers in Ost-und Südostbrandenburg. – *Jb. Geologie*, 7/8: 131-139.

THÜRACH, H. (1888): Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. – *Geognostische Jahreshefte*, 1: 75-162.

THÜRACH, H. (1889): Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. – *Geognostische Jahreshefte*, 2: 1-90.

THÜRACH, H. (1900): Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. – *Geognostische Jahreshefte*, 13: 7-53.

TOUGIANNIDES, N. (2004): Geochemische, spektrometrische und stratigraphische Untersuchungen in pedogenen Folgen des Steinmergelkeupers (Obere Trias) im Thüringer Becken. 124 S (Diplomarbeit Universität Köln).

TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. – *Acta Geol. Polon.*, 25 (2): 179-216.

TREODSSON, G. T. (1935): Nagra geologiska resultat fran de senaste arens djupborningar i nordvästra Skåne. – *Geol. Fören. Förh.*, 57.

TREODSSON, G. T. (1943): Om Rät och Lias vid Vallåkra. – *Geol. Fören. Förh.*, 65: 285-296.

- TREODSSON, G. (1951): On the Höganäs series of Sweden. – Lunds Universitets Årsskrift, NF 247:1–268.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geol. Bavarica, 54, München.
- URLICHS, M. (1972): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Anhängigkeit von der Ökologie. – Mitt. der Ges. Geologie- und Bergbaustud. Innsbruck, 21 (2): 661-710.
- URLICHS, M. & KURZWEIL, W. (1997): Erstdnachweis von Flexoptychites (Ammonoidea) aus dem Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) Nordwürttembergs. – Stuttg. Beitr. Naturk., B, 253: 1-8.
- URLICHS, M., MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturk., B 48: 1-42, Stuttgart.
- URLICHS, M., MUNDLOS, R. (1985): Immigration of cephalopods into the Germanic Muschelkalk Basin and its influence on their suture line. – In: Bayer, U., Seilacher, A. (eds.): Sedimentary and evolutionary cycles. – Lecture Notes Earth Sci, 1: 221-236.
- URLICHS, M., MUNDLOS, R. (1987): Revision der Gattung *Ceratites* DE HAAN 1825 (Ammonoidea, Mitteltrias). – Stuttgarter Beitr. Naturk., B 128: 1-36, Stuttgart.
- URLICHS, M., MUNDLOS, R. (1990): Zur Ceratiten-Stratigraphie im Oberen Muschelkalk (Mitteltrias) Nordwürttembergs. – Jh. Ges. Naturkunde Württembergs, 145: 59-74, Stuttgart.
- URLICHS, M. & TICHY, G. (2000): Correlation of the Bleiglanzbank (Gipskeuper, Grabfeld Formation) of Germany with Upper Ladinian beds of Dolomites (Italy). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1998 (9-10): 997-1007.
- VAIL, P.R. & MITCHUM, R.M. Jr. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part I: Overview. – In: Payton, C.E. (ed.): Seismic Stratigraphy – applications to Hydrocarbon Exploration. – American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 26: 51-52
- VAIL, P. R. & HARDENBOL, J. (1979): Sea Level Changes during the Tertiary. – Oceanus, 22 (3): 71-80.
- VAN ADRICHEM BOOGAERT, H. A. & KOUWE, W. F. P. (1994): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands; revision and update by RGD and NOGEPa, Section F Lower and Middle Jurassic. – Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 50.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. Jr., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publications, 42: 39-45.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. – Am. Assoc. Pet. Geol., Methods Explor. Ser., 7: 55 S, Tulsa, Oklahoma.
- VENTKATACHALA, B.S. & GÓCZÁN, F. (1964): The Spore-pollen flora of the Hungarian “Kössen Facies“. – Acta Geologica, 8 (1-4): 203-228, Budapest.
- VIENOŽINSKIENĒ, A. & KISNĒRIUS, J. (1978): Stratigraphy of the Upper Triassic (Rhaetian)-Jurassic (before Middle Callovian). Continental deposits of the western part of South Baltic Region (Russian). – Stratigraphy of the Phanerozoic of Baltic Region, Riga (Zinatne).

- VISSCHER, H. & BRUGMAN, W. A. (1981): Ranges and selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. – Review of palaeobotany and palynology, 34 (1): 115-128.
- VISSCHER, H., BRUGMAN, W. A. & VAN HOUTE, M. (1993): Chronostratigraphical and sequence stratigraphical interpretation of the palynomorph record from the Muschelkalk of the Obernsees well, South Germany. - In: HAGDORN, H & SEILACHER, A. (Hrsg.): Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991. - Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2: 145-152; Stuttgart.
- VOLLMER, T. (2005): Paleoclimatology of Upper Triassic Playa Cycles: New Insights into an Orbital Controlled Monsoon System (Norian, German Basin). 164 S (Dissertation Universität Köln).
- WAGENBRETH, O. (1968): Stratigraphische, petrographische und paläontologische Beobachtungen im Muschelkalk und Keuper von Staßfurt-Egeln-Oschersleben-Barneberg. – Geologie, 17 (10): 1138-1153.
- WARRINGTON, G. & IVIMEY-COOK, H.C. (1992): Triassic. – In: COPE, J.C.W., INGHAM, J.K., RAWSON, P.F. (eds.): Atlas of Palaeogeography and Lithofacies. – Geological Society London Memoir 13: 97-106
- WEELER, H.E. (1964): Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. – Geol. Soc. Am. Bull., 75: 599-610; Boulder, Colorado.
- WEIGELIN (1913): Der Untere Keuper im westlichen Württemberg. – N. Jb. Min., Geol Paläont., Beilagen, B35: 628-688.
- WIENHOLZ, R. (1959): Die Entwicklung Westmecklenburgs vom Keuper bis zur Unterkreide. – Z. f. angew. Geol., 5: 244-249.
- WIENHOLZ, R. (1960): Das Keuperprofil an der Struktur Marnitz. – Z. f. angew. Geol., 6: 434-435.
- WIENHOLZ, R. & KOZUR, H. (1970): Drei interessante Ostracodenarten aus dem Keuper im Norden der DDR. – Geologie, 19 (5): 588-593.
- WILGUS, C. K., HASTINGS, B. S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H. W., ROSS, C. A. & VAN WAGONER, J. C. (Hrsg.) (1988): Sea-level changes: an integrated approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 407 S, Tulsa, Oklahoma.
- WILL, J. (1953): Paläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. 288 S (Dissertation Universität Tübingen).
- WILL, J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Geologisches Jahrbuch Beiheft, 54: 240 S.
- WILSON, R.C.L. (1991): Sequence stratigraphy: an introduction. – Geoscientist, 1: 13-23, London.
- WOLBURG, J. (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotektonische Forschungen, 14: 7-74.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. Geol. Staatsinstituts Hamburg, 33: 1-140.

ZAWIDZKA, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. – Acta. geol. pol., 25 (2).

ZIEGLER, P.A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. – Geol. Rd., 71 (3): 747-772; Stuttgart.

ZIEGLER, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. 239 S, Den Haag.

ZIMMERMANN, E. (1924): Erläuterungen zur geol. Spezialkarte, Bl. Arnstadt. – 2. Auflage, Berlin.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 3.1: Arbeitsgebiet	Seite 7
Abb. 3.2: Übersichtskarte der bearbeiteten Aufschlüsse, Kernbohrungen und Bohrungslogs	Seite 10
Abb. 4.1: Paläogeographie des östlichen Zentraleuropäischen Beckens und Dänischen Beckens	Seite 13
Abb. 4.2: Chronostratigraphischer Standard Ladinium bis Hettangium	Seite 16
Abb. 4.4.1-1: Lithostratigraphie des Keupers im deutschen Anteil des Arbeitsgebietes	Seite 25
Abb. 4.4.1-2: Gliederung des Oberen Keupern nach verschiedenen Autoren	Seite 27
Abb. 4.4.2: Lithostratigraphie des Keupers im polnischen Teil des Arbeitsgebietes	Seite 30
Abb. 4.4.2.2: Lithostratigraphie des Keupers im SW-Baltikum	Seite 31
Abb. 4.4.3: Lithostratigraphie des Keupers im Dänischen Becken (Dänemark, Schweden)	Seite 37
Abb. 5-1: Synoptische Darstellung der Stratigraphie des Keupers (N-S Profil)	Seite 38
Abb. 5-2: Synoptische Darstellung der Stratigraphie des Keupers (W-E Profil)	Seite 39
Abb. 5.1.1-1: Erfurt-Formation und randfazielle Äquivalente	Seite 43
Abb. 5.1.1-2: Verbreitung und Korrelation des Sandsteins S 1	Seite 47
Abb. 5.1.1-3: Nördliche und östliche Verbreitungsgrenze und Fossilführung des Grenzdolomits	Seite 51
Abb. 5.1.2: Grabfeld-Formation in zentraler, nördlicher und östlicher Beckenfazies	Seite 53
Abb. 5.1.3: Stuttgart-Formation und randfazielle Äquivalente	Seite 59
Abb. 5.1.4-1: Weser-Formation in zentraler, nördlicher und östlicher Beckenfazies	Seite 64
Abb. 5.1.4-2: Verbreitung des Hauptsteinmergels	Seite 67
Abb. 5.1.4-3: Verbreitung des Heldburgipses	Seite 71
Abb. 5.1.4-4: Verbreitung von Schlammstrom-Ablagerungen (höchste Weser-Fm. Bis basale Arnstadt-Fm.)	Seite 73
Abb. 5.1.5-1: Arnstadt-Formation in Thüringischer, Pommerscher und Zentralpolnischer Beckenfazies	Seite 77
Abb. 5.1.5-2: Fazieskarte der Unteren Arnstadt-Formation (Subfolge K 3.1)	Seite 80
Abb. 5.1.5-3: Verbreitung der Mühlburgbank im Untersuchungsgebiet	Seite 82
Abb. 5.2.3: Verbreitung der Exter-, Seeberg- und Bartenstein-Formation	Seite 91
Abb. 5.5.1: Die Diskordanz D 1 an der Baustelle A 71 Erfurt West (Okt. 2005)	Seite 106
Abb. 5.5.2-1: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 2.1, D 2.2 und D 2.3	Seite 109
Abb. 5.5.2-2: Geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 2.1 bzw. D 2.2	Seite 110
Abb. 5.5.2-3: NW-SSE Querprofil zur Verbreitung der Diskordanz D 2.1 bis D 2.2	Seite 111
Abb. 5.5.2-4: W-E Querprofil zur Verbreitung der Diskordanz D 2.1 bis D 2.2	Seite 112
Abb. 5.5.3-1: W-E Profil über die Eichsfeld-Altmark-Schwelle	Seite 115
Abb. 5.5.3-2: Geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 4	Seite 116
Abb. 5.5.4-1: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3 (Thüringen bis NE-Dtschl.)	Seite 117
Abb. 5.5.4-2: Schematische Darstellung der Diskordanzen D 5.1, D 5.2 und D 5.3 (W-Polen bis NE-Polen)	Seite 118
Abb. 5.5.5-1: Geologische Karte des Liegenden der Diskordanz D 6	Seite 120
Abb. 5.5.5-2: Nachweismöglichkeit der Diskordanz D 7	Seite 121
Abb. 6.1: Schematische Darstellung der Zyklenhierarchie in der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64	Seite 125
Abb. 6.1.1 Schematische Skizzen zur Darstellung der sedimentären Zyklik	Seite 126
Abb. 6.3.1: Darstellung der kontinentalen Sequenzstratigraphie	Seite 131
Abb. 6.4.1: Kleinzyklus des Sandstein S 1 (Erfurt-Formation) in den verschiedenen Beckenfazies	Seite 134
Abb. 6.4.2: Schematische Darstellung der verschiedenen Typen der Kleinzyklen in der Grabfeld-Formation	Seite 136
Abb. 6.4.3-1: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der Erfurt-Formation	Seite 140
Abb. 6.4.3-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der Grabfeld-Formation	Seite 141
Abb. 6.5.1-1: Schematische Korrelation der Kleinzyklen der Unteren Stuttgart-Formation	Seite 146
Abb. 6.5.1-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen-Bündel der Mittleren/Oberen Stuttgart-Formation	Seite 147
Abb. 6.5.2: Schematische Darstellung der verschiedenen Typen der Kleinzyklen in der Weser-Formation	Seite 150
Abb. 6.6.1-1: Kleinzyklen der Arnstadt-Formation und Löwenstein-Formation	Seite 158
Abb. 6.6.1-2: Schematische Korrelation der Kleinzyklen in der Arnstadt-Formation	Seite 159
Abb. 6.6.2: Korrelation der Thüringischen, Pommerschen und Zentralpolnischen Beckenfazies	Seite 160
Abb. 6.6.3: Zyklusstratigraphie der Arnstadt-Formation	Seite 163
Abb. 6.6.4: Korrelationsmöglichkeiten der kontinentalen Sequenzstratigraphie	Seite 165
Abb. 6.7.1-1 Kleinzyklen der Oberen Arnstadt-Formation	Seite 166
Abb. 6.7.1-2: Kleinzyklen der Exter- bzw. Seeberg-Formation	Seite 168
Abb. 6.7.2: Schematische Korrelation der Exter-Formation	Seite 170

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Verzeichnis der bearbeiteten Aufschlüsse	Seite 8
Tab. 2: Verzeichnis der bearbeiteten Kernbohrungen	Seite 9
Tab. 3: Untergliederung und Korrelation der Exter-Formation im Untersuchungsgebiet	Seite 99
Tab. 4: Leitflächenstratigraphie mit Folgen K 1 bis K 4 und Subfolgen	Seite 123

Anhang

Bohrungskarte Altmark

Bohrverzeichnisse

Tafeln I-XVI

Geologische Karten Altmark

Legende (Ringordner)

Standardbohrungen (Ringordner)



Bohrpunktkarte Altmark

Bohrungsverzeichnis (Logs) Altmark und Umgebung

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert
E Aaz 1/75	E Altensalzwedel 1/75	5850500	4446900
E Aaz 2/76	E Altensalzwedel 2/76	5853800	4443000
E Aaz 3/76	E Altensalzwedel 3/76	5848000	4449050
E Aaz 6/77	E Altensalzwedel 6/77	5853000	4443500
E Aaz 8/77	E Altensalzwedel 8/77	5847400	4454050
E Aaz 141/80	E Altensalzwedel 141/80	5852050	4442050
E Aaz 143/83	E Altensalzwedel 143/83	5850000	4444150
E Aaz 144/84	E Altensalzwedel 144/84	5850600	4446350
E Abb Sw 1/71	E Abbendorf Sw 1/71	5847600	4425400
E Ans Sn 4/60	E Arendsee Sn 4/60	5861900	4467800
E Ans Sn 5/64	E Arendsee Sn 5/64	5862175	4472000
E Ans Sn 6/60	E Arendsee Sn 6/60	5861600	4474160
E Ans Sn 7/65	E Arendsee Sn 7/65	5862000	4473200
E Ans Sn 10/82	E Arendsee Sn 10/82	5859500	4463700
E Bku 3/78	E Berkau 3/78	5837850	4462250
E Bku 4/79	E Berkau 4/79	5839900	4459750
Kb Bku 201/64	Kb Berkau 201/64	n. v.	n. v.
E Bos 1/70	E Bonese 1/70	5852300	4418350
E Bos 2/72	E Bonese 2/72	5851150	4422700
E Bos 3/74	E Bonese 3/74	5856350	4419250
E Bos 4/80	E Bonese 4/80	5854400	4421400
E Bos 5/81	E Bonese 5/81	5847550	4423500
E Bos 6/82	E Bonese 6/82	5858400	4424000
E Bü 1/80	E Bühne 1/80	5840500	4454950
E Cnz 1/84	E Cheinitz 1/84	5840600	4449950
E Cnz 2/86	E Cheinitz 2/86	5840650	4453350
E Cnz 3/86	E Cheinitz 3/86	5841500	4451250
E Da Sw 1/71	E Dambeck Sw 1/71	5849750	4444750
E Gap 1/86	E Garlipp 1/86	5835800	4472950
E Gof 1/72	E Gollensdorf 1/72	5870050	4468100
E Hdb 2/72	E Heidberg 2/72	5845650	4431800
E Hdb 4/72	E Heidberg 4/72	5849650	4435000
E Hdb 59/84	E Heidberg 59/84	5845500	4441100
E Hdb 60/84	E Heidberg 60/84	5847150	4439300
E Hot 1/73	E Hohentramm 1/73	5841700	4442700
E Jet 101/64	E Jeetze 101/64	5846700	4463375
E Khs 1/85	E Kahrstedt 1/85	5842050	4462525
E Kkb 2/85	E Kakerbeck 2/85	5835000	4451400
E Kb 11/83	E Kalbe 11/83	5833980	4456000
E Kb 102/62	E Kalbe 102/62	5839850	4452525
E Ke 1/71	E Klötze 1/71	5832650	4441600
E Ke 2/81	E Klötze 2/81	5834100	4443300
E Kuf 2/78	E Kuhfelde 2/78	5848650	4437950
DP Mah Sw 2/84	DP Mahlsdorf Sw 2/84	5850400	4449000
E Mbg Og 3/73	E Meseberg Og 3/73	5853000	4480000
E MI 3/70	E Mellin 3/70	5836600	4430850
E MI 4/71	E Mellin 4/71	5840450	4433950
E MI 5/71	E Mellin 5/71	5833900	4427600
E MI 6/71	E Mellin 6/71	5838700	4428000
E MI 9/72	E Mellin 9/72	5840200	4425700
E MI 13/73	E Mellin 13/73	5839300	4433900
E MI 15/72	E Mellin 15/72	5841000	4430700

E MI 18/73	E Mellin 18/73	5837650	4441400
E MI 20/79	E Mellin 20/79	5836800	4429650
E MI 23/80	E Mellin 23/80	5836100	4434350
E MI 24/81	E Mellin 24/81	5834500	4435950
E MI 159/84	E Mellin 159/84	5838200	4435600
E Meß 1/71	E Meßdorf 1/71	5840000	4476500
E Meß 2/72	E Meßdorf 2/72	5842450	4467000
E Meß 101/63	E Meßdorf 101/63	n. v.	n. v.
Kb Meß 201/62	Kb Meßdorf 201/62	n. v.	n. v.
E Meu 1/87	E Mechau 1/87	5853900	4453450
E Ntt 2/58	E Nettgau 2/58	5840900	4422850
E Ntt 4/59	E Nettgau 4/59	5840075	4423100
E Nkr 1/78	E Nekrau 1/78	5845800	4419700
E Pes 5/69	E Peckensen 5/69	5855900	4432250
E Pes 6/69	E Peckensen 6/69	5851900	4427900
E Pes 7/70	E Peckensen 7/70	5854850	4430400
E Pes 9/70	E Peckensen 9/70	5852500	4433100
E Pes 10/72	E Peckensen 10/72	5854650	4426550
E Pes 11/71	E Peckensen 11/71	5851600	4426100
E Pes 13/71	E Peckensen 13/71	5848300	4436400
E Pes 14/71	E Peckensen 14/71	5848200	4430900
E Pes 17/72	E Peckensen 17/72	5848800	4433300
E Pes 18/77	E Peckensen 18/77	5851650	4435900
E Pes 166/79	E Peckensen 166/79	5853300	4440300
E Pes 184/74	E Peckensen 184/74	5854200	4437200
E Pes 213/79	E Peckensen 213/79	5851500	4436400
E Pes 220/84	E Peckensen 220/84	5854150	4442250
E Pes 224/84	E Peckensen 224/84	5852250	4440450
E Pes 225/83	E Peckensen 225/83	5851600	4437450
E Pes 226/81	E Peckensen 226/81	5851800	4438100
E Pes 228/82	E Peckensen 228/82	5852400	4438000
E Pes 232/82	E Peckensen 232/82	5854450	4436250
E Pgg 1/72	E Püggen 1/72	5845300	4436500
E Pgg 2/72	E Püggen 2/72	5845000	4442050
E Pgg 3/73	E Püggen 3/73	5844850	4429200
E Pgg 4/73	E Püggen 4/73	5841850	4437450
E Pgg 101/74	E Püggen 101/74	5845200	4434950
E Pgg 102/76	E Püggen 102/76	5844750	4437600
E Pgg 105/83	E Püggen 105/83	5846000	4433700
E Pgg 106/85	E Püggen 106/85	5845850	4435700
E Pgg 114/85	E Püggen 114/85	5842650	4438600
E Pgg 118/85	E Püggen 118/85	5844900	4432200
E Pgg 124/85	E Püggen 124/85	5841300	4436250
E Pgg 125/85	E Püggen 125/85	5842900	4437950
E Pgg 127/85	E Püggeng 127/85	5842550	4439700
E Pzr 1/77	E Pritzier 1/77	5853800	4450700
E Riu 1/70	E Riebau 1/70	5858500	4453000
E Riu 100/81	E Riebau 100/81	5857650	4451550
E Riu 104/83	E Riebau 104/83	5858000	4450250
E Riu 111/84	E Riebau 111/84	5860400	4447150
E Riu 112/83	E Riebau 112/83	5858550	4449000
E Riu 115/83	E Riebau 115/83	5859150	4447700
E Riu 117/85	E Riebau 117/85	5861000	4448600
E Ril 1/82	E Ritzleben 1/82	5856550	4457000
E SanOg 1/81	E Sanne Og 1/81	5852750	4459550
E SanOg 2/87	E Sanne Og 2/87	5855990	4459375

E Sw 1/63	E Salzwedel 1/63	5855900	4455000
E Sw 2/64	E Salzwedel 2/64	5856470	4453470
E Sw 10/71	E Salzwedel 10/71	5860350	4436000
E Sw 11/70	E Salzwedel 11/70	5859250	4442450
E Sw 13/70	E Salzwedel 13/70	5854650	4447750
E Sw 14/71	E Salzwedel 14/71	5864300	4433200
E Sw 15/73	E Salzwedel 15/73	5862400	4434300
E Sw 16/70	E Salzwedel 16/70	5859000	4432525
E Sw 17/71	E Salzwedel 17/71	5854650	4446150
E Sw 18/73	E Salzwedel 18/73	5863350	4436200
E Sw 21/71	E Salzwedel 21/71	5861700	4432700
E Sw 22/71	E Salzwedel 22/71	5861300	4444050
E Sw 27/76	E Salzwedel 27/76	5856750	4441900
E Sw 28/75	E Salzwedel 28/75	5853300	4441300
E Sw 31/76	E Salzwedel 31/76	5860231	4450534
E Sw 60/71	E Salzwedel 60/71	5859500	4441400
E Sw 61/71	E Salzwedel 61/71	5859050	4440350
E Sw 66/84	E Salzwedel 66/84	5854900	4440900
E Sw 74/73	E Salzwedel 74/73	5857750	4440200
E Sw 87/78	E Salzwedel 87/78	5857550	4441800
DP Sgk 1/84	DP Siedelangenbeck 1/84	n. v.	n. v.
E Ta 1h2/71	E Tangerhütte 1h2/71	5813250	4492000
E Vaf 1/77	E Valfelde 1/77	5847450	4442850
E Wbge 2/58	E Wittenberge 2/58	5875400	4480600
E Wnks 1h/71	E Winkelstedt 1h/71	5842000	4452700
E Wnks 2/71	E Winkelstedt 2/71	5837750	4453100
E Wnks 3/71	E Winkelstedt 3/71	5840225	4448100
E Wnks 7/71	E Winkelstedt 7/71	5843100	4446600
E Wnks 8/71	E Winkelstedt 8/71	5834800	4447800
E Wnks 11/72	E Winkelstedt 11/72	5838700	4444350
E Wnks 12/73	E Winkelstedt 12/73	5838750	4457900
E Wnks 15/73	E Winkelstedt 15/73	5834000	4453800
E Wnks 16/73	E Winkelstedt 16/73	5839150	4450950
E Wnks 18/73	E Winkelstedt 18/73	5837350	4456450
E Wnks 102/78	E Winkelstedt 102/78	5835750	4455650
E Wnfd 1/85	E Winterfelde 1/85	5846000	4447950
E Wnm 101/63	E Wittenmoor 101/63	5823500	4481000

Bohrungsverzeichnis (Logs) Subherzyn, Scholle von Calvörde

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert
Kb Cav 2/62	Kb Calvörde 2/62	n. v.	n. v.
Kb Far 3/85	Kb Farsleben 3/85	n. v.	n. v.
Dp Mors 3/89	Dp Morsleben 3/89	n. v.	n. v.
Dp Mors 52A/95	Dp Morsleben 52A/95	n. v.	n. v.
E Subh 102/62	E Subherzyn 102/62	n. v.	n. v.
E Subh 103/63	E Subherzyn 103/63	n. v.	n. v.
E Subh 104/64	E Subherzyn 104/64	n. v.	n. v.
E Subh 105/63	E Subherzyn 105/63	n. v.	n. v.

Bohrungsverzeichnis (Logs) Mecklenburg-Vorpommern, Rügen

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert
E Barth 1/64		6017991	4537997
E Barth 5/66		6029715	4532087
Kb Barth 10/65	Kb Ibbenbüren 10/65	6030888	4532116
E Ci 3/58	E Camin 3/58	5927677	4431529
E Ci 13/71	E Camin 13/71	5929113	4434747
E Co LI 2/72	E Conow LI 2/72	5893775	4452185
Kb Dag 1/65	Kb Dänschenburg 1/65	n. V.	n. V.
E Dom 7/60	E Dömitz 7/60	5891094	4449744
E Grs 6/57	E Gorlosen 6/57	5895586	4467274
E Gv 1/78	E Grevesmühlen 1/78	5977188	4433123
E Gris 1h/63	E Gristow 1h/63	6002380	4590200
E Gris 2/62	E Gristow 2/62	6003390	4587557
E Gr Km 1/68	E Groß Krams 1/68	5911199	4451381
E Gzo 1/61	E Ganzow 1/61	5900787	5436035
E Hds 3/67	E Hiddensee 3/67	n. V.	n. V.
E Hds 4/68	E Hiddensee 4/68	n. V.	n. V.
E Hds 5/68	E Hiddensee 5/68	n. V.	n. V.
E Knk 1/71	E Klinken 1/71	5929907	4477515
E Kra S 101/62	E Krakow am See 101/62	5933900	4518700
E Krui 1/69	E Krummin 1/69	5991689	5424173
Kb KSS 1/66	Kb Krambow-Schlieven-Sternberg 1/66	5941339	4470774
Kb KSS 5/66	Kb Krambow-Schlieven-Sternberg 5/66	5960566	4500360
E Llr 1/75	E Lalendorf 1/75	5964047	4530684
E Loh 2/62	E Lohme 2/62	6049759	5404459
E Loh 101/62	E Lohme 101/62	n. V.	n. V.
E Lbm 1/62	E Lubmin 1/62	5998333	5411433
E Lto 2/66	E Lütow 2/66	5989844	5427135
B Ly 2/59	B Lychen 2/59		
E Ma 5/66	E Malchin 5/66	5960759	4543722
E Mnz 1/55	E Marnitz 1/55	5912133	4495841
E Mnz 6/60	E Marnitz 6/60	5912201	4495835
E Mir Ns 1/74	E Mirow Ns 1/74	5899959	4547522
E Moe1/64	E Möckow 1/64	5985433	5404553
Gt N 2/85	Gt Neubrandenburg 2/85	5936554	4582740
Ug N 1/86	Ug Neubrandenburg 1/86	n. V.	n. V.
E NkRn 1/73	E Neuenkirchen 1/73	6049464	4587781
E NkRn 2/73	E Neuenkirchen 2/73	6047154	4584691
E Nps 1/78	E Nipars 1/78	6022744	4558627
E Pa 1/68	E Parchim 1/68	5911706	4494534
E Pw 101/61	E Pasewalk 101/61	n. V.	n. V.
E Pkn 2/71	E Penkun 2/71	5910426	5449557
E Pnl 1/75	E Penzlin 1/75	5933026	4562417
E Pree 1/71	E Preetz 1/71	6025101	4563647
E Pew 1/65	E Prerow 1/65	6038085	4532630
E Prit 101/62	E Pritzier 101/62	n. V.	n. V.
E Rehg 8/62	E Reinkenhagen 8/62	6001790	4579375
E Ric 2/64	E Richtenberg 2/64	6011697	4554454
E Ric 3/65	E Richtenberg 3/65	6012024	4560636
E Ric 4/65	E Richtenberg 4/65	6015967	4560585
E Ric 9/66	E Richtenberg 9/66	6012218	4558518
E R 1/68	E Rostock 1/68	5988144	4515663
E R 2/70	E Rostock 2/70	5989035	4523270
E Rn 1/63	E Rügen 1/63	6024670	4579726

E Rn 2/67	E Rügen 2/67	6053118	4573813
E Rn 4/64	E Rügen 4/64	6038853	4585267
E Rn 5/66	E Rügen 5/66	6061236	4587994
E Rn 102/64	E Rügen 102/64	6013790	4590975
E Rn 103/62	E Rügen 103/62	n. V.	n. V.
E Rn 104/65	E Rügen 104/65	6020524	5415089
E Rn 105/64	E Rügen 105/64	n. V.	n. V.
E Rüt 1/57	E Rütting 1E/57	5962240	4449420
E Sagd 1/70	E Sagard 1/70	6043421	5406372
E Sam 101/62	E Samtens 101/62	6029152	4584923
E Slm Rd 1/65	E Slemmin 1/65	6008287	4547087
E Sv 7/60	E Schlieven 7/60	5930249	4480117
E Swan 1/76	E Schwaan 1/76	5979727	4506327
Gt S 5/88	Gt Schwerin 5/88	5935417	4459346
E Sng 1/61	E Sternberg 1/61	5947506	4494888
Gt Ss 1/85	Gt Stralsund 1/85	6021263	4567649
Kb Tao At 1/65	Kb Tarnow At 1/65	n. V.	n. V.
E Trt 1/68	E Trent 1/68	6044800	4581507
E Tbe 1/65	E Tribsees 1/65	5997819	4550205
E Uck 1/70	E Ückeritz 1/70	5988228	5436349
B Ud 3/64	B Usedom 3/64	5977094	5435959
E Ven 1/78	E Vellahn 1/78	5919140	4428823
Gt Wa 1/80	Gt Waren 1/80	5930869	4546680
E Wiek 3/68	E Wiek 3/68	6052773	4583553
E Wiek 4/70	E Wiek 4/70	6050326	4581353
E Wo 5/69	E Wolgast 5/69	5992662	5421470
E Wu 1/65	E Wustrow 1/65	6024720	4525997
E Wu 2/70	E Wustrom 2/70	6025043	4525724
E Zmz 3/69	E Zemitz 3/69	5982847	5420430

Bohrungsverzeichnis (Logs) östl. Niedersachsen, Wendland

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert
keine	Bienenbüttel Z 1	n. V.	n. V.
keine	Billerbeck Z 1	n. V.	n. V.
keine	Braudel 1	n. V.	n. V.
keine	Cismar 2	n. V.	n. V.
keine	Ehra Z 1	n. V.	n. V.
keine	Eldingen 1	n. V.	n. V.
keine	Drawehn T 2	n. V.	n. V.
keine	Fehmarn Z 1	n. V.	n. V.
keine	Lemgo Z 1	n. V.	n. V.
keine	Mölln T 1	n. V.	n. V.
keine	Nusse 3	n. V.	n. V.
keine	Nusse T 1	n. V.	n. V.
keine	Plön 1	n. V.	n. V.
keine	Plön Ost Rät 3	n. V.	n. V.
keine	Pretzier Z 1	n. V.	n. V.
keine	Rosche Z 2	n. V.	n. V.
keine	Selien Z 3	n. V.	n. V.
VAD 1	Velpe-Asse-Devon 1	n. V.	n. V.
keine	Volzendorf Z 1	n. V.	n. V.
keine	Weyhausen Z 1	n. V.	n. V.
keine	Winsen-Bardowick 1	n. V.	n. V.
keine	Wustrow Z 7	n. V.	n. V.

Bohrungsverzeichnis (Logs) Brandenburg

Kurzbezeichnung	Bezeichnung	Hochwert	Rechtswert
E Am 1/68	E Angermünde 1/68	5878004	5436630
E Bbc 2h/80	E Biegenbrück 2h/80	5793089	5455404
E Bkh Bk 1E/64	E Birkholz Bk 1E/64	5784515	5447485
Kb Bu C 2/62	Kb Burg C 2/62	n. V.	n. V.
E Do Fo 4/64	E Döbern Fo 4/64	n. V.	n. V.
E Drk 105/64	E Drebkau 105/64	n. V.	n. V.
Kb Flth 1/64	Kb Flieth 1/64	n. V.	n. V.
Kb Golz 1/55	Kb Golzow 1/55	n. V.	n. V.
E Gr Dt 1/71	E Groß Drewitz 1/71	5764456	5471290
E Grun Eh 3/69	E Grunow Eh 3/69	5781487	5459007
E Gu 8/63	E Guben 8/63	n. V.	n. V.
E Gu 12h/64	E Guben 12h/64	n. V.	n. V.
E Gu 15/64	E Guben 15/64	n. V.	n. V.
E Hao 1/66	E Haasow 1/66	n. V.	n. V.
UG Ktzi 8/60	UG Ketzin 8/60	n. V.	n. V.
UG Ktzi 12/71	UG Ketzin 12/71	n. V.	n. V.
UG Ktzi 32/64	UG Ketzin 32/64	n. V.	n. V.
E Kgg 7/71	E Königsberg 7/71	5889011	4521472
E Kotz 3/74	E Kotzen 3/74	5831626	4529619
E Kotz 4/74	E Kotzen 4/74	5835904	4523370
E Kotz 5/74	E Kotzen 5/74	5830002	4536240
E Laz 105/63	E Lausitz 105/63	n. V.	n. V.
E Lbu 1/75	E Lebus 1/75	5815544	5469605
E Lbc 1/80	E Leibsch 1/80	5773762	5423866
E Ly 4/76	E Lychen 4/76	5902751	4599468
E Mwd 2/64	E Mittweide 2/64	5769987	5441814
E Mwd 7/69	E Mittweide 7/69	5772753	5439556
E Obra 105/63	E Ostbrandenburg 105/63	n. V.	n. V.
E Od 1/64	E Oderberg 1/64	5867848	5438773
E Rhi 3/69	E Rhinow 3/69	5847968	4522115
E Rhi 4/60	E Rhinow 4/60	5846608	4522519
E Rhi 5/71	E Rhinow 5/71	5842992	4526671
E Sde 1/69	E Schilde 1/69	5881352	4483800
E Sefd 1/71	E Seefeld 1/71	5831546	5408044
Kb Su 1/62	Kb Strausberg 1/62	n. V.	n. V.
E Tau 2/62	E Tauer 2/62	n. V.	n. V.
E Wmz 3/80	E Wellmitz 3/80	n. V.	n. V.
E Wriz 1/82	E Wriezen 1/82	5838405	5439713
E Wriz 2/86	E Wriezen 2/86	n. V.	n. V.

Bohrungsverzeichnis (Logs) Dänemark, Schweden, Ostsee

Bezeichnung	Land	Hochwert	Rechtswert
Glamsbjerg-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Hans-1	Dänemark, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Kegnaes-1	Dänemark, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Lavo-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Mors-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Orslev-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Pernille-1	Dänemark, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Ringe-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Rodby-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Ronde-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Slagelse-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Solledsted-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Stenlille-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Stenlille-19	Dänemark	n. V.	n. V.
Stina-1	Dänemark, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Terne-1	Dänemark, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Ullerslev-1	Dänemark	n. V.	n. V.
Voldum-1	Dänemark	n. V.	n. V.

Falster Borev-1	Schweden, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
FFC-1	Schweden	n. V.	n. V.
Flenninge No 266	Schweden	n. V.	n. V.
H-104/13-1	Schweden, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
H 104/14-2	Schweden, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
Höllviken-1	Schweden	n. V.	n. V.
Svedala-1	Schweden	n. V.	n. V.

G 14-1/86	Deutschland, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
H 2-1/90	Deutschland, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
H 9-1/90	Deutschland, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
K 5-1/90	Deutschland, Ostseeschelf	n. V.	n. V.

K 1-1/86	Polen, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
K 9-1/89	Polen, Ostseeschelf	n. V.	n. V.
L 2-1/87	Polen, Ostseeschelf	n. V.	n. V.

Bohrungsverzeichnis Thüringen

Kurzbezeichnung	Bezeichnung, Lage	Hochwert	Rechtswert
keine	Kb Apolda 1/65	n. V.	n. V.
B10NT/1	Umfeld Tongrube Gispersleben	n. V.	n. V.
keine	Kb Schillingstedt 1/64	n. V.	n. V.
keine	Kb Seebergen 1/64	n. V.	n. V.

Bohrungsverzeichnis (Logs) Polen

Bezeichnung	Jahr	Region, Struktur
Babimost 1	1972	Westpolen
Banie 1	1975	Westpolen
Barkowo 1	1975	NW-Polen
Bartoszyce IG 1	?	Osteuropäische Tafel
Bełchatów 8	?	Südpolen
Bielica 1	1977	NW-Polen
Boza Wola IG 1	?	Südpolen
Buk IG1	1974	Westpolen
Bytyń 2	1973	Westpolen
Chlebowo 2	1967	Westpolen
Chlewo 1	?	SW-Polen
Cybinka 1	1963	Westpolen
Cychry 1	1973	Westpolen
Czaplinek IG 1	1981	NW-Polen
Czaplinek IG 2	1980	NW-Polen
Człopa 2	1971	NW-Polen
Dankowice IG 1	1968	SW-Polen
Dębica 1	1971	Zentralpolen
Debrzno IG1	1977	NW-Polen
Donatowo 1	1971	Westpolen
Drawno 1	1957	NW-Polen
Gomunice 5	1972	Südpolen
Gorzow Wlkp IG 1	?	Westpolen
Gościno IG 1	1966	NW-Polen
Gostyń IG 1	1967	NW-Polen
Gołdap IG 1	?	Osteuropäische Tafel
Grzmiąca 3	1970	Westpolen
Gubin 2	1967	Westpolen
Jarkowo geo 1	1960	NW-Polen
Kalisz IG 1	1974	Zentralpolen
Kamień P. IG 1	1965	NW-Polen
Karcino 1	1967	NW-Polen
Karcino 2	1978	NW-Polen
Kargowa 1	1972	Westpolen
Karlino 1	1972	NW-Polen
Klęka 1/1A	1972	Zentralpolen
Klonowa 1	1970	SW-Polen
Kompina 2	1980	Osteuropäische Tafel
Konary IG1	1973	Zentralpolen
Kołobrzeg 1	1963	NW-Polen
Koziczyn 1	1971	Westpolen
Krośniewice IG 1	1966	Zentralpolen
Krosno Odrzańskie 3	1963	Westpolen
Ksiaz Wlkp IG 2	?	Zentralpolen
Kuleje IG 1	?	SW-Polen
Łągów 1	1974	Südpolen
Laskowice Oławskie IG 2	1969	SW-Polen
Lesna	?	SW-Polen
Lubliniec IG 1	?	SW-Polen
Lutomiersk 2	1971	Zentralpolen
Magnuszew 1	1958	Südpolen
Małe Tyble 1	1968	SW-Polen

Miedzichod IG 1	?	Westpolen
Mysłiborz 1	?	Westpolen
Nida-44	?	Osteuropäische Tafel
Nidzica	?	Osteuropäische Tafel
Nieświn PIG 1	1990	Südpolen
Nowy Tomysl 1	?	Westpolen
Olsztyn IG 1	?	Osteuropäische Tafel
Opoczno PIG 2	1991	Südpolen
Opole	?	SW-Polen
Ošno IG 2	1970	Westpolen
Ostrów Maz. 1	?	Osteuropäische Tafel
Ostrów 1	1965	Südpolen
Pągów IG1	1967	Südpolen
Pastęk 1	?	Osteuropäische Tafel
Piotrkow Trybunalski IG 1	?	Südpolen
Płonsk IG 2	?	Osteuropäische Tafel
Pniewy	?	Westpolen
Polczyn Zdroj IG 1	?	NW-Polen
Potok Mały IG 1	?	Südpolen
Poznan IG 1	?	Westpolen
Przewóz 1	1970	Westpolen
Pułusk 1	?	Osteuropäische Tafel
Radęcin 1	1971	NW-Polen
Raduchów 1	1969	SW-Polen
Radwanów IG 1	1975	Südpolen
Radzanów 2	1961	Südpolen
Rawa Maz. 1	1977	Südpolen
Rokita IG 1	1969	NW-Polen
Rzeki IG 1	1971	SW-Polen
Sarbia 1	1967	Westpolen
Siekierki Wielkie 1	1974	Zentralpolen
Siekówko 1	1971	Westpolen
Solarnia IG 1	1968	SW-Polen
Środa IG 2	1966	Zentralpolen
Środa IG 3	1971	Zentralpolen
Stargard 1	?	NW-Polen
Staropole 1	1973	Westpolen
Stary Zagór 1	1967	Westpolen
Strazyska 5	?	Südpolen
Strzelno IG 1	1965	Zentralpolen
Strzeżewo 1	1977	NW-Polen
Sulechów IG 1	1960	Westpolen
Sulęcín 1	1973	Westpolen
Świdwin 1	1956	NW-Polen
Świdwin 2	1957	NW-Polen
Świnoujście 1	1970	NW-Polen
Sycowice 1	1969	Westpolen
Szubin IG 1	1977	Zentralpolen
Szymanków IG 1	?	SW-Polen
Trzebiez 1	?	NW-Polen
Trzebule 1	1966	Westpolen
Trcziana 3	?	Südpolen
Tłuszcz 1	?	Osteuropäische Tafel
Uniejów 1	1971	Zentralpolen
Wagrowiec IG 1	?	Zentralpolen
Warszawa 1	?	Osteuropäische Tafel

Węgrzynów IG 1	1967	Südpolen
Wielun 1 KW	?	SW-Polen
Wierzchowo 2	?	NW-Polen
Włoszczowa IG 1	1968	Südpolen
Wolin IG 1	1967	NW-Polen
Wotczyn IG 1	?	SW-Polen
Wyszków 1	?	Osteuropäische Tafel
Wyżnia Mała	?	SW-Polen
Zabartowo 2	1976	NW-Polen
Zbąszynek IG 1	?	Westpolen
Złotów 2	1973	NW-Polen
Żółwino 1	1975	NW-Polen
Zychlin IG 1	?	Osteuropäische Tafel

Tafel I

a) Grenzdolomit in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1. Der Grenzdolomit i. e. S. besteht aus 3 Dolomitbänken (Bank 1–3), die bis zu 20 cm mächtig sind und durch Zwischenlagen grauer bis graugrüner Tonmergelsteine getrennt werden. Grenze Erfurt-/Grabfeld-Formation bei 1621,9 m, Grenze Grenzdolomit i. e. S./Grenzdolomitregion bei 1622,62.

b) Bleiglanzbank in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1. Die Bleiglanzbank besteht aus konglomeratischem Dolomitmergelstein, der Pyrit in kleinen Nestern und dispers eingesprengt führt. Grenze Untere/Mittlere Grabfeld-Formation bei 1564,15 m.

Tafel II

a) – f) n. gen. – *Palaeolimnadia* sp. aus der basalen Unteren Stuttgart-Formation der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, Teufe: 268, 7 m, Einstufung: Unteres Julium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

Tafel III

a) – e) *Anyuanestheria fimbriata* aus der basalen Unteren Stuttgart-Formation der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, Teufe: 268, 7 m, b) Detail von a), e) Detail von d), Einstufung: Unteres Julium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

Tafel IV

a) Grenze Grabfeld-/Stuttgart-Formation in der Tongrube Ansbach/Eyb (Franken, außerhalb des Arbeitsgebietes). Die etwa 20 cm mächtige Untere Stuttgart-Formation überlagert die Obere Grabfeld-Formation (Graue Estheriensichten) diskordant mit graugrünen, siltig bis feinsandigen Tonmergelsteinen (Diskordanz D 2.1). Die Mittlere Stuttgart-Formation überlagert die Untere Stuttgart-Formation mit roten Feinsandsteinen (Diskordanz D 2.2).

b) Grenze Grabfeld-/Stuttgart-Formation in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1. Die Untere Stuttgart-Formation überlagert die Obere Grabfeld-Formation mit dunkelgrauen Tonmergelsteinen, die Feinsandlaminae und Pflanzenhäcksel führen (Diskordanz D 2.1, 1545,8 m). Die Mittlere Stuttgart-Formation überlagert die Untere Stuttgart-Formation mit grauen Feinsandsteinen (Diskordanz D 2.2, 1543,8 m). Kernverlust zwischen oberer und unterer Kernkiste: 1,4 m.

c) Probe aus b). Deutlich erkennbar sind Feinsandlaminae (horizontal) in dunkelgrauen Tonmergelsteinen, Teufe: 1545,3 m.

d) *Unio* sp. oder *Unionites* sp. aus der basalen Unteren Stuttgart-Formation der Bohrung Kb Schillingstedt 1/64, Teufe: 269,9 m.

Tafel V

a) Grenze Mittlere/Obere Stuttgart-Formation im Steinbruch Friedrichsberg bei Abtswind (Franken, außerhalb des Arbeitsgebietes). Die Obere Stuttgart-Formation überlagert die Mittlere Stuttgart-Formation mit massigen Feinsandsteinen. An der Basis ist eine z. T. mehrere Meter mächtige konglomeratische Aufarbeitungslage ausgebildet (Diskordanz D 2.3)

b) Probe von a) aus der Aufarbeitungslage der basalen Oberen Stuttgart-Formation. Die Aufarbeitungslage führt bunte (graue, grüne, rote) Gerölle aus aufgearbeiteten Tonmergelsteinen in feinsandiger Matrix. Die Gerölle sind bis zu 5 cm groß und abgeflacht, das Gefüge ist komponentengestützt. Vereinzelt treten phosphatisierte Vertebratenreste auf (Vivianit).

c) Grenze Obere Stuttgart-/Untere Weser-Formation in der Tongrube Gispersleben (Thüringen). An der Basis der Unteren Weser-Formation sind graue Tonmergelsteine mit Fasergipsen ausgebildet. Der 3-4 m mächtige Horizont gilt als Äquivalent des süddeutschen Hauptsteinmergels.

Tafel I

a)

H

Untere Grabfeld-Formation

1621,9 m
3. Bank



2. Bank
Grenzdolomit i. e. S.

1. Bank
1622,62 m
Grenzdolomitregion (Lichte Mergel)

Obere Erfurt-Formation

L

b)

H

Mittlere Grabfeld-Formation



1563,52 m

Bleiglanzbank

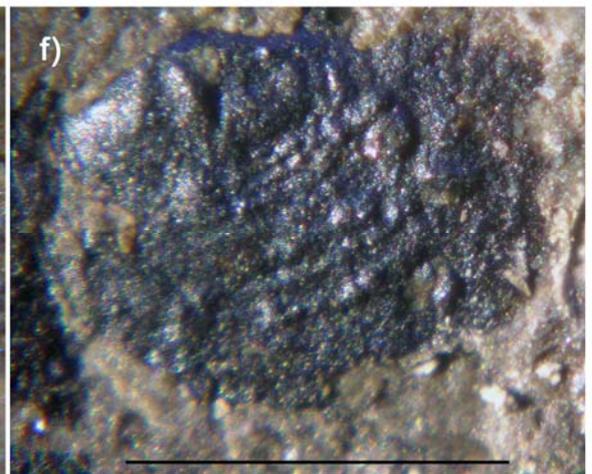
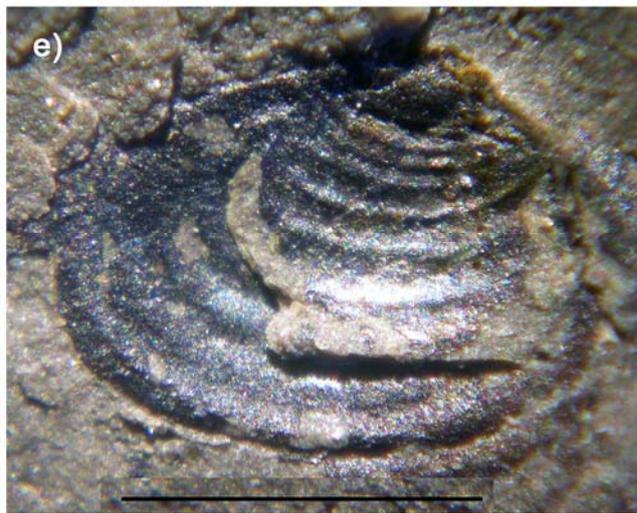
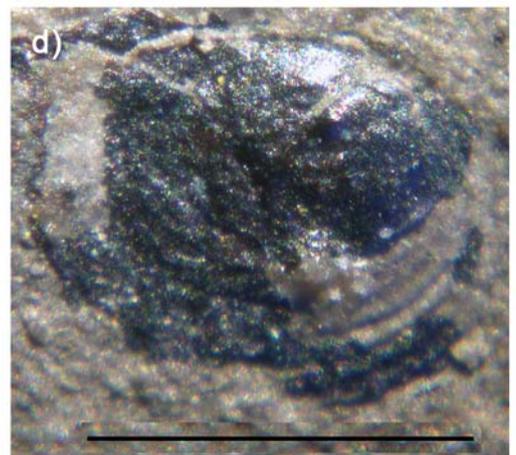
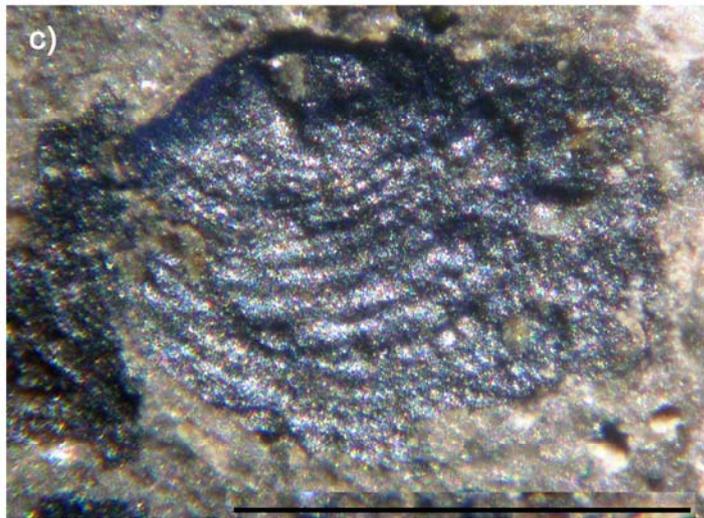
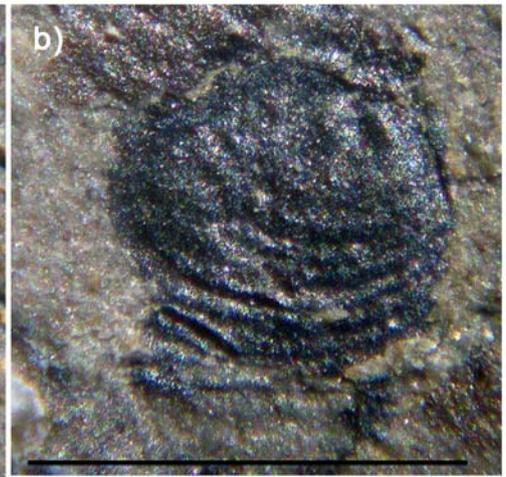
Mittlere Grabfeld-Formation

1564,15 m

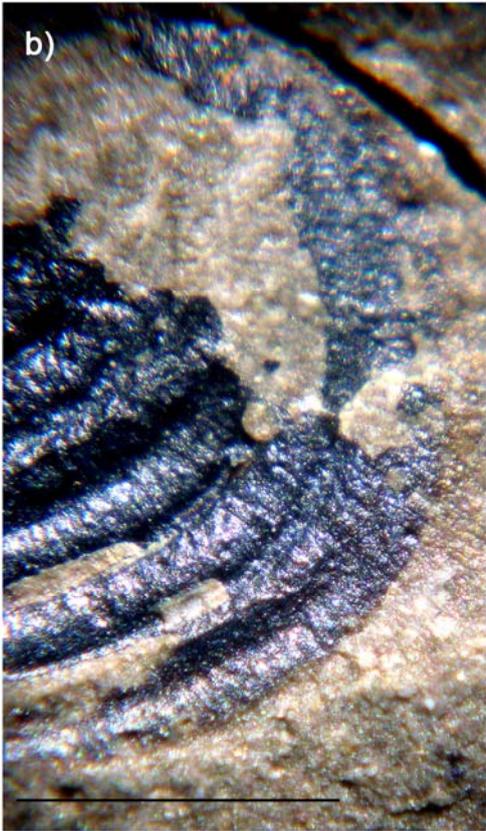
Untere Grabfeld-Formation

L

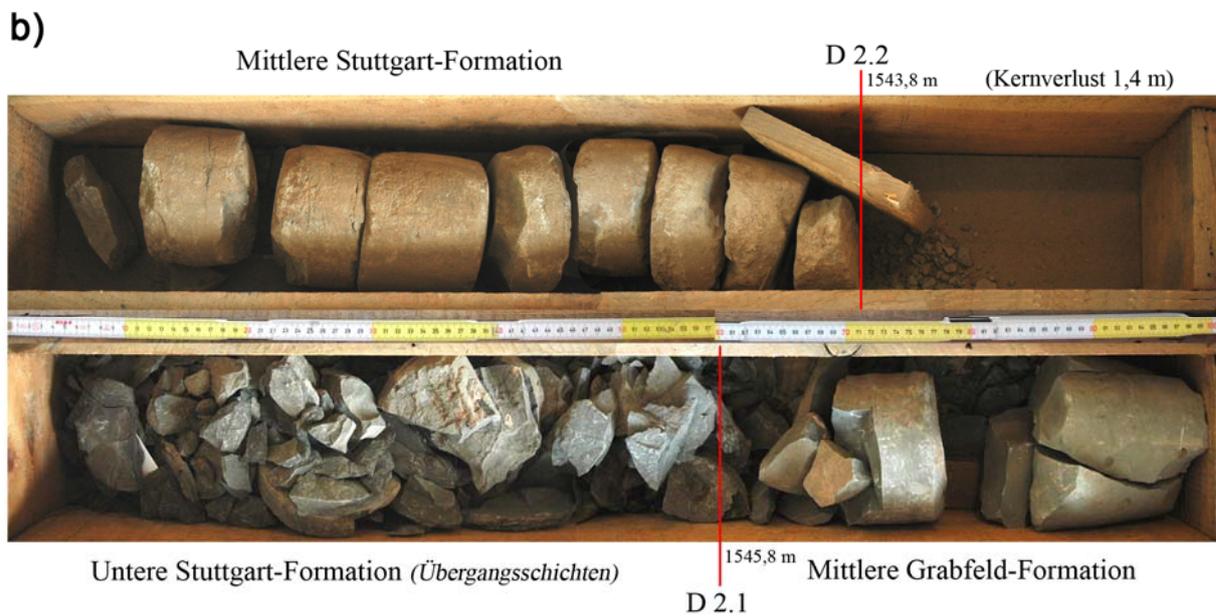
Tafel II



Tafel III



Tafel IV



Tafel V

a)

Obere
Stuttgart-Formation

(Brekzien- und
Konglomeratlage)

D 2.3

Mittlere
Stuttgart-Formation



b)



c)

Untere
Weser-Formation
(Äquivalent
Hauptsteinmergel)

Obere
Stuttgart-Formation



Tafel VI

- a) Grenze Obere Weser-/Untere Arnstadt-Formation (Diskordanz D 4) und Grenze Untere/Obere Arnstadt-Formation am SW-Hang der Wachsenburg (Drei-Gleichen Gebiet, Thüringen).
- b) Der Heldburggips bildet an der Wachsenburg ein massives Gipslager, das in dem so genannten Alabasterbruch zeitweise abgebaut wurde.
- c) Heldburggips (tlw.) in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1. Der Heldburggips ist durch abnehmende Mächtigkeiten in nördliche und östliche Richtungen gekennzeichnet. In Westpolen (z. B. Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1) bildet er bereits kein kompaktes Gipslager mehr. Aus Gipslagen und -knollen summiert sich eine Gesamtmächtigkeit der Gipsführung von etwa 4 m.
- d) Grenze Obere Weser-/Untere Arnstadt-Formation (Diskordanz D 4) in der Bohrung Kb Strausberg 1/62 (Teufe: 635,4 m). Der Heldburggips liegt als 2,6 m mächtige Residue vor.

Tafel VII

- a) – e) *Euestheria* n. sp. Type Warford aus der basalen Unteren Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 627, 85 m, Einstufung tiefes Unterer Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- f) – g) *Euestheria* n. sp. oder *Shipingia* n. sp. (kleine Form) aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,1 m, g) Detail von f), Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

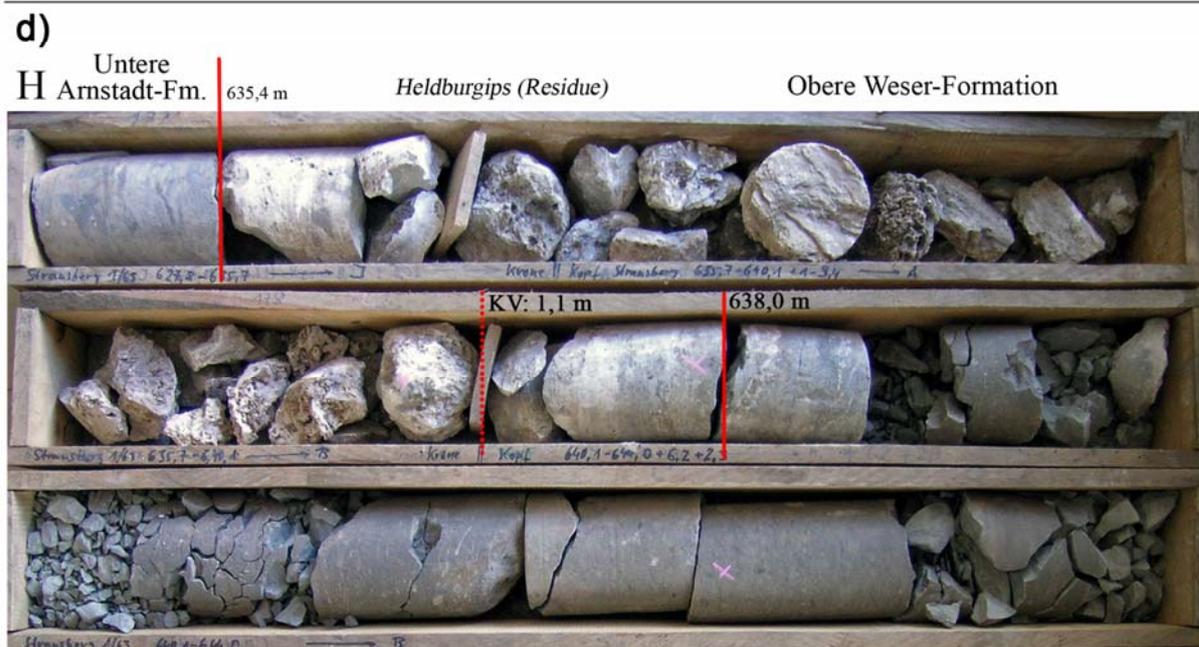
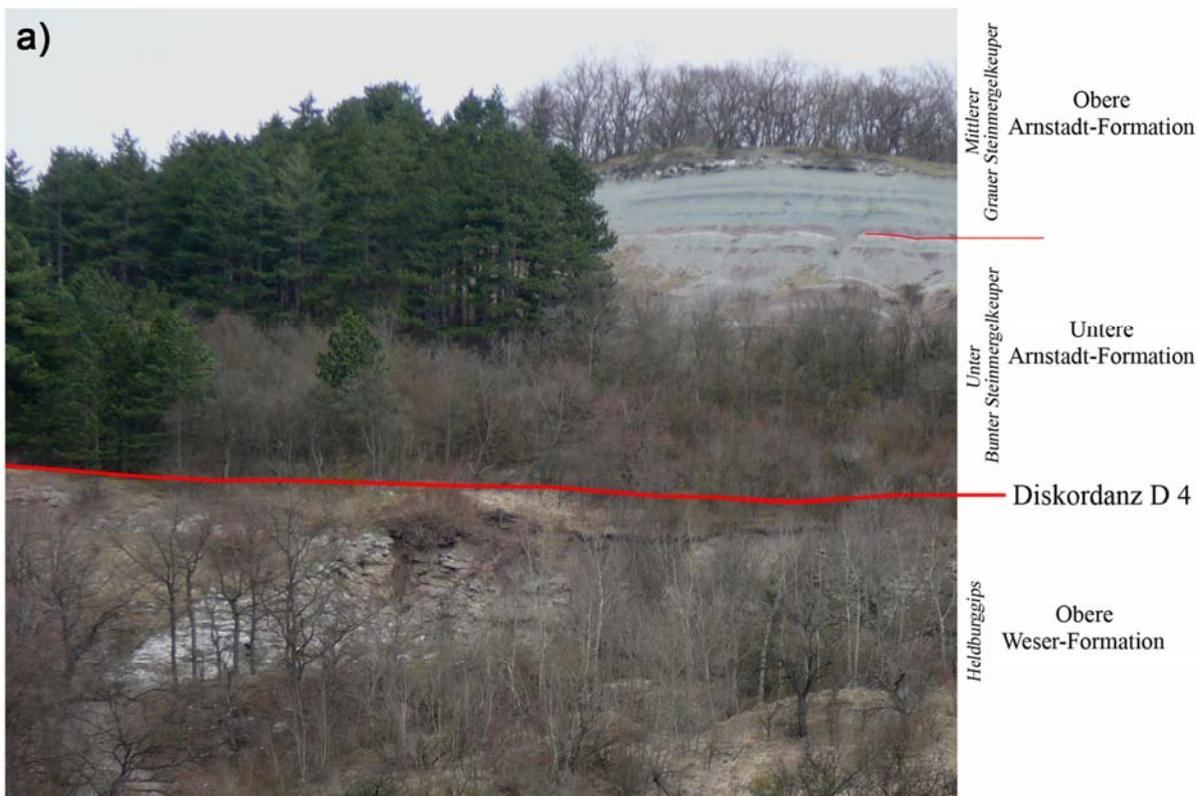
Tafel VIII

- a) – b) *Anyuanestheria* n. sp. oder *Euestheria* n. sp. aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 591,5 m, b) Detail von a), Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- c) – d) *Euestheria* n. sp. 1 aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 591,5 m, d) Detail von c), Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- e) *Euestheria* n. sp. 2 aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,6 m, Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- f) *Euestheria* n. sp. 2 aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 592,7 m, Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- g) *Euestheria* n. sp. 3 aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,6 m, Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

Tafel IX

- a) – d) *Shipingia* sp. (kleine Form) aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,1 m, b) Detail von a), d) Detail von c), Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- e) *Shipingia* sp. aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,6 m, Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.
- f) – g) *Shipingia* cf. *hebaozhaensis* aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,1 m, g) Detail von f), Einstufung tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

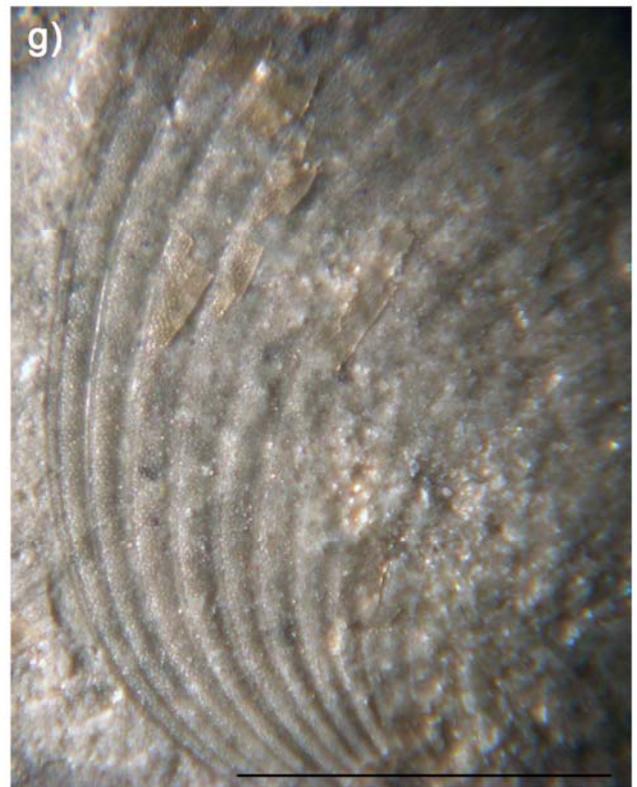
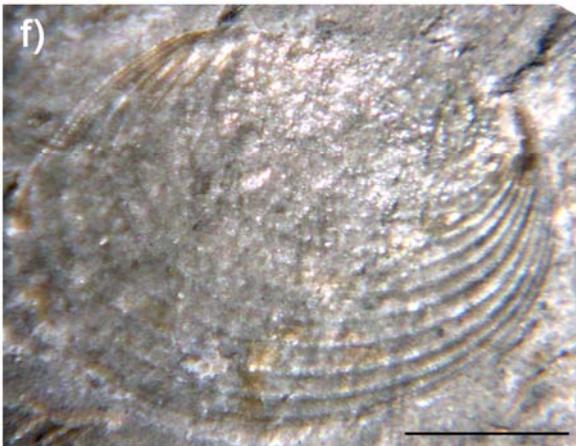
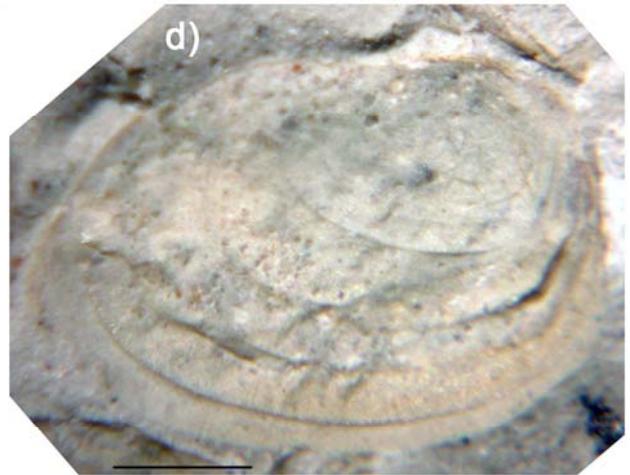
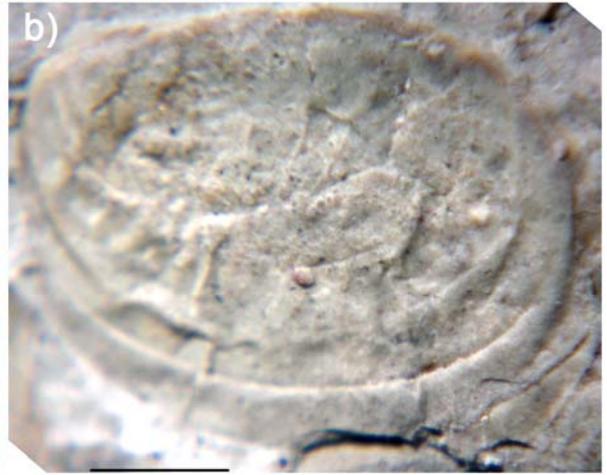
Tafel VI



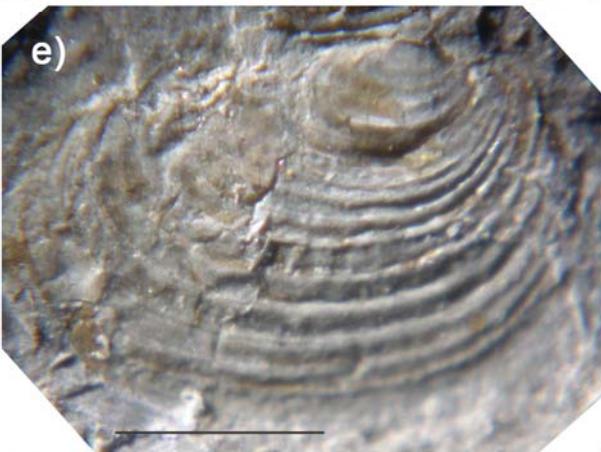
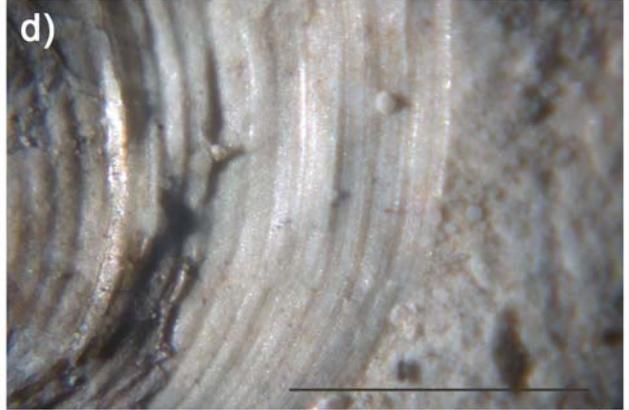
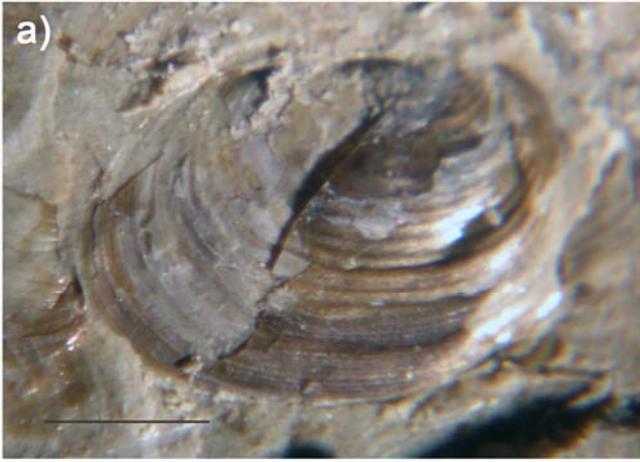
Obere Weser-Formation

L

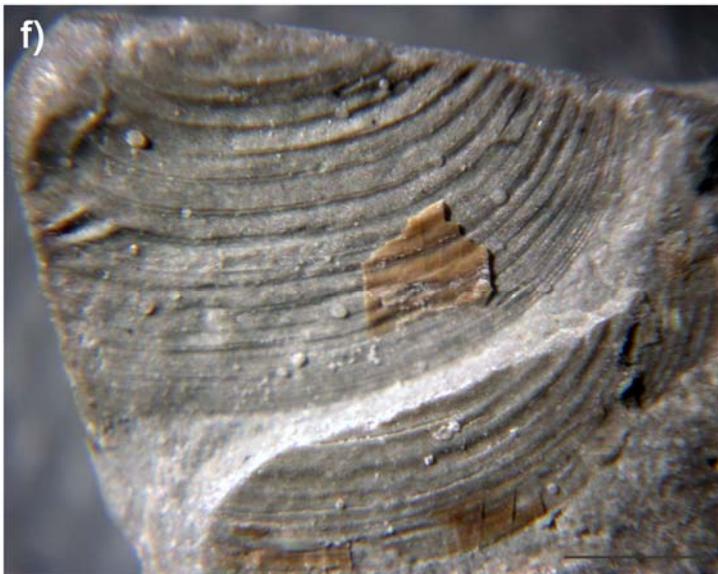
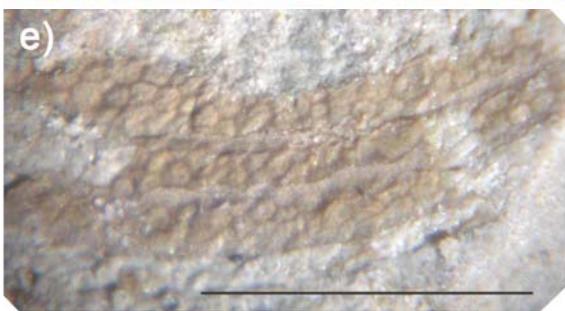
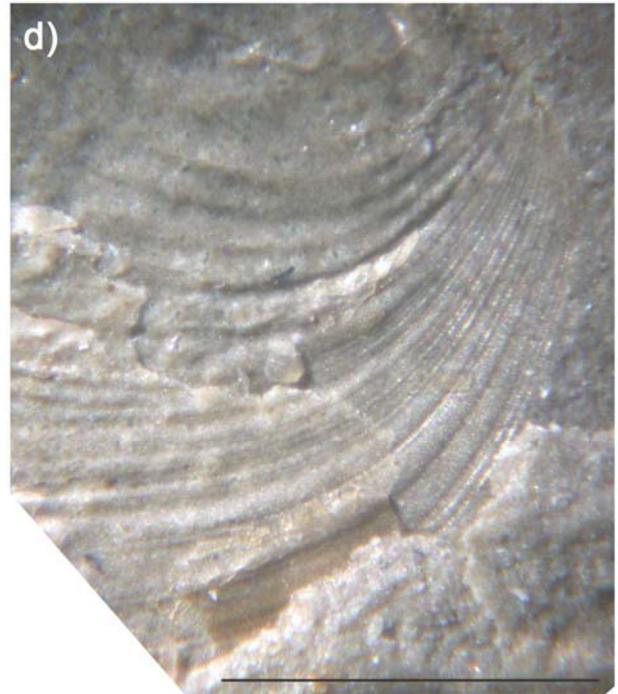
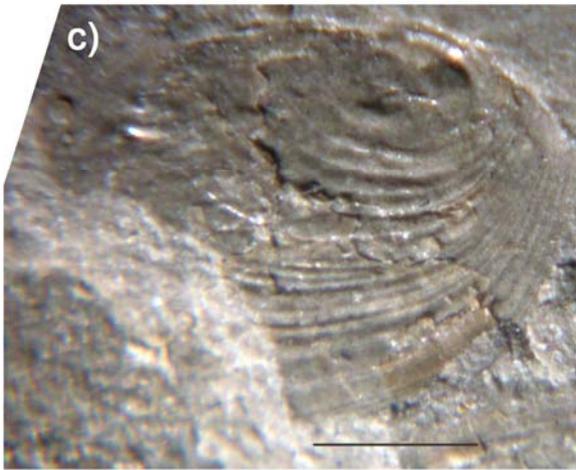
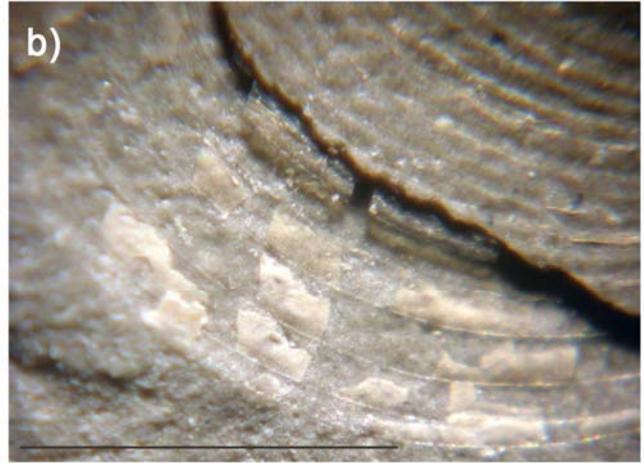
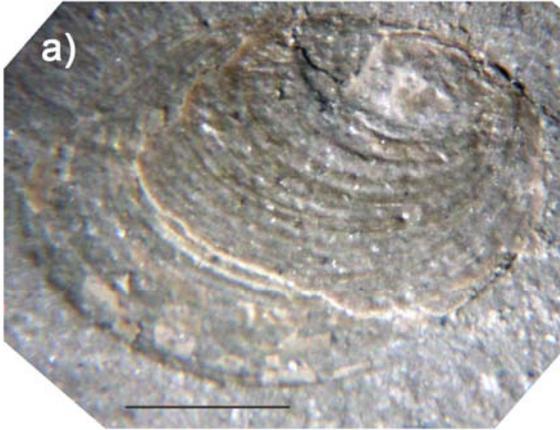
Tafel VII



Tafel VIII



Tafel IX

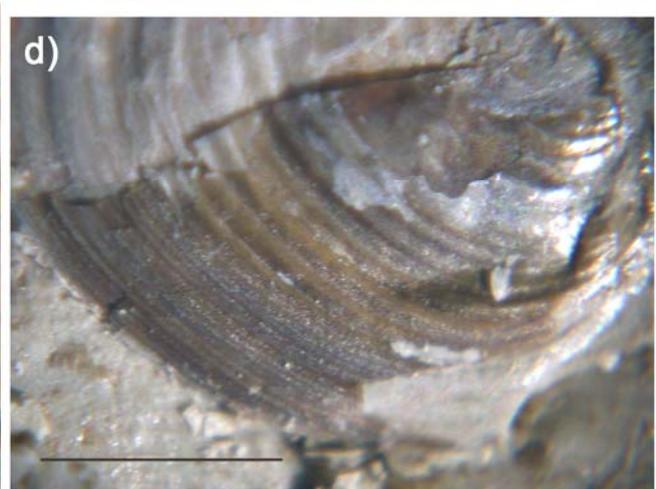
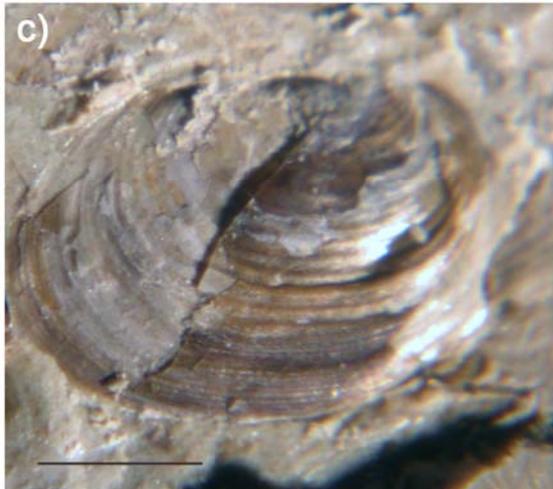
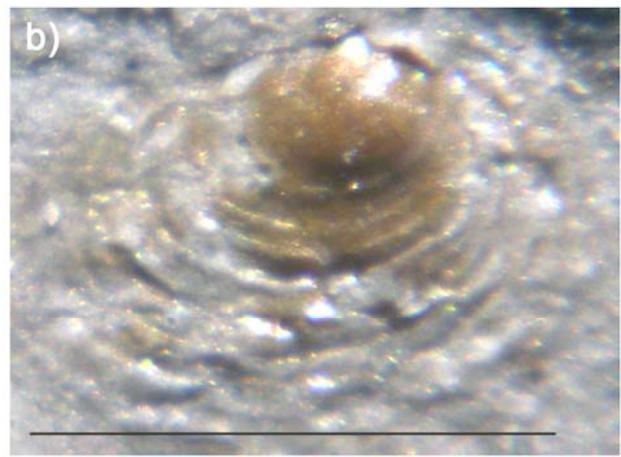


Tafel X

a) – b) *Palaeolimnadia* sp. aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 593,6 m, Einstufung: tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

c) – d) *Anyuanestheria* n. sp. oder *Euestheria* n. sp. aus der basalen Oberen Arnstadt-Formation der Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 591,5 m, d) Detail von c), Einstufung: tiefes Mittleres Norium (KOZUR schriftl. Mitt.). Skala entspricht 1 mm.

Tafel X



Tafel XI

a) – b) Schlammströme, die in NE-Deutschland und NW-Polen (Abb. Abb. 5.1.4-4) flächenhaft von der höheren Weser- bis in die tiefere Arnstadt-Formation auftreten. a) proximal – Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 629,8 m; b) distal – Bohrung Kb Tarnow At 1/65, Teufe: 1021,0 m. Die Schlammströme sind stets matrixgestützt und führen Gerölle, die in Folge der Aufarbeitung des Untergrundes durch Schichtfluten entstanden. Die Schlammströme sind vom Pommersch-Kujawischen Wall ausgehend nach SW und NE verbreitet und deuten auf Niederschlagsereignisse im Bereich der Grenze Weser-/Arnstadt-Formation hin, die zur Ausbildung der Schlammströme führten.

c) Aufarbeitungslage an der Basis einer lakustrinen Onkoidlage, die durch die Aufarbeitung des Untergrundes bei der Ausbreitung der der lakustrinen Fazies entstanden (Arnstadt-Formation, Pommersche Beckenfazies, Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 602,3 m).

d) Lakustrine Onkoidlage mit basaler Aufarbeitungslage, 5-6 cm mächtiger Onkoidlage und Übergang zu lakustrinen Tonmergelsteinen im Hangenden. Lagerung durch Entwässerung und Kompaktion tlw. verändert. (Arnstadt-Formation, Pommersche Beckenfazies, Bohrung Kb Barth 10/65, Teufe: 854,2 m.

e) Lakustrine Onkoidlage mit Geröllen aus Dolomitmergelsteinen. Die Onkoidlagen sind sowohl komponentengestützt als auch matrixgestützt. Maßstab 1 mm. (Arnstadt-Formation, Pommersche Beckenfazies, Bohrung Kb Strausberg 1/62, Teufe: 610,55 m).

f) Detailaufnahme von e). Lakustrine Onkoidlage mit typisch unregelmäßig geformten, umkrusteten Onkoiden. Maßstab 200 µm.

Tafel XII

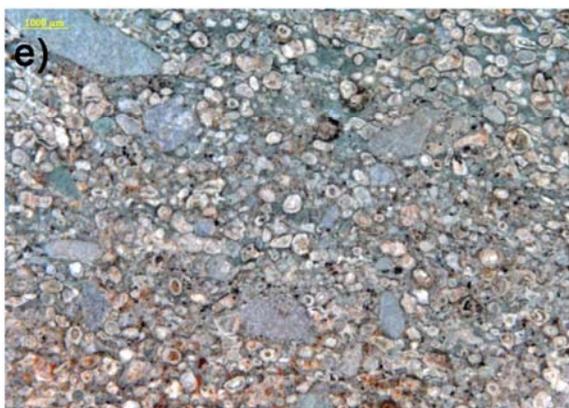
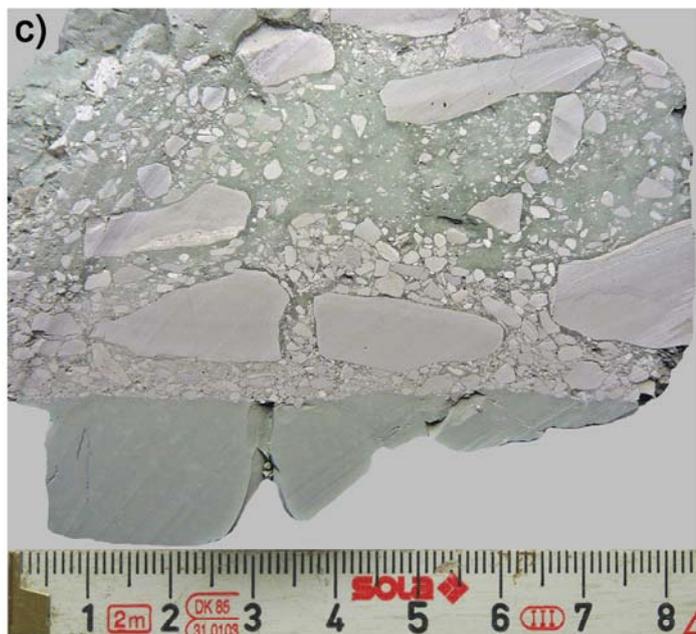
a) – b) Der Mühlberg unterhalb der Mühlburg ist die Typlokalität der Mühlburgbank nach KELLNER (1997), auf deren Dachfläche die Diskordanz D 5.1 ausgebildet ist. Unterhalb der Mühlburg setzt sich um Hangenden der Mühlburgbank die Arnstadt-Formation in Thüringischer Beckenfazies fort.

c) Die Mühlburgbank ist eine pedogene Dolomitkruste, die im gesamten östlichen Zentraleuropäischen Becken und im Dänischen Becken ausgebildet ist und im Typusgebiet bis zu 1 m mächtig wird. Die Mühlburgbank entwickelt sich aus dem Liegenden unter allmählicher Zunahme des Karbonatgehaltes und besitzt deshalb eine undeutliche Sohlfläche. Die Dachfläche ist dagegen stets deutlich ausgebildet und belegt eine Sedimentationsunterbrechung (D 5.1).

d) Die Mühlburgbank in der Bohrung Gorzow Wlkp. IG 1 ca. 3,1 m mächtig und in den höheren Abschnitten z. T. als pedogen überprägter Zellendolomit ausgebildet (Teufe 1205,1 m).

e) Konglomeratischer Steinmergel (pedogene Dolomitkruste) in der Bohrung Kb Strausberg 1/62

Tafel XI



Tafel XII



Tafel XIII

a) Aufschluß der Oberen Weser-Formation und der Arnstadt-Formation mit Übergang zur Unteren Seeberg-Formation am Südhang des Roten Bergs, nördlich der Wachsenburg.

b) Grenze Obere Arnstadt-/Untere Seeberg-Formation am Roten Berg. Im Gegensatz zu anderen Aufschlüssen im Drei-Gleichen-Gebiet wird hier der Wechsel zur Unteren Seeberg-Formation direkt im Hangenden der Mühlburgbank belegt. Auf der Mühlburgbank ist ein Konglomerat ausgebildet (c) und bereits 1-2 m im Hangenden tritt Feinsandstein auf.

c) Das matrixgestützte Konglomerat aus dem Hangenden der Mühlburgbank am Roten Berg führt Gerölle aus graugrünem Dolomitmergelstein, die in rotem Tonmergelstein lagern. Das Konglomerat belegt, das die Ausbreitung der alluvial bis fluviatilen Seeberg-Formation im Drei-Gleichen-Gebiet mit Aufarbeitung des Liegenden verbunden war.

Tafel XIV

a) Die Mühlburgbank in der Bohrung Kb Strausberg 1/62. Die Mühlburgbank ist als 1,6 m mächtige pedogene Dolomitkruste ausgebildet auf deren Dachfläche (Teufe: 533,0 m) eine 0,2 m mächtige konglomeratische Aufarbeitungslage ausgebildet ist (Diskordanz D 5.1). Im Hangenden setzt sich die Sedimentation der Oberen Arnstadt-Formation fort.

b) Die Mühlburgbank in der Bohrung Kb Burg 2/62. Die Mühlburgbank ist als knapp 2 m mächtige pedogene Dolomitkruste ausgebildet. Im Hangenden (Teufe: 254,2 m) ist die Untere Seeberg-Formation mit fluviatilen Feinsandsteinen ausgebildet. Die Dachfläche der Mühlburgbank ist durch einen Kernverlust von etwa 1 m nicht erbohrt.

Tafel XV

a) Die Mühlburgbank ist in der Bohrung Kb Barth 10/65 als ca. 2,5 m mächtige pedogene Dolomitkruste ausgebildet. Auf der Dachfläche (Teufe: 812,7 m, Diskordanz D 5.1) belegen dunkelgraue Tonstein mit Feinsandlaminae, Pflanzenhäckseln und Conchostraken den Wechsel zur fluviolakustrinen Sedimentation der Unteren Exter-Formation.

b) Ähnliche Verhältnisse sind in der Dp Siedenlangenbeck 1/84 ausgebildet. Die Mühlburgbank ist hier jedoch lediglich 0,3 m mächtig.

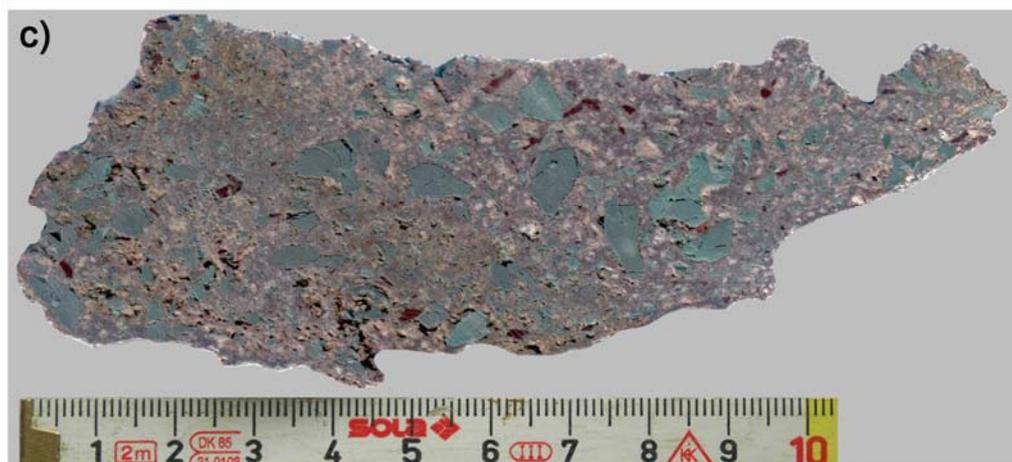
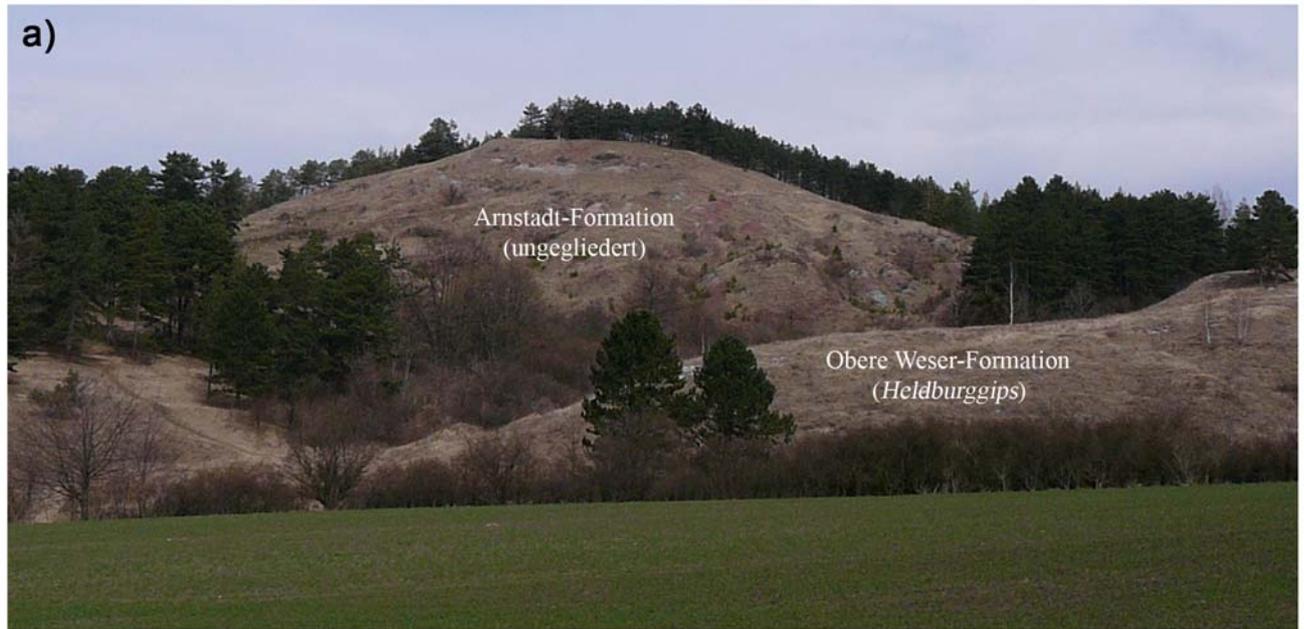
Tafel XVI

a) Typuslokalität der Oberen Seeberg-Formation im Neuen Kammerbruch auf dem Großen Seeberg bei Gotha. Die Obere Seeberg-Formation weist eine zyklische Abfolge deltaisch bis estuariner Sandsteine auf, die zum Hangenden in dunkelgraue, lakustrine Tonsteine übergehen. Diskordanz D 7 nach KLAUA (1969).

b) Untere Exter-Formation im Steinbruch Querenhorst (Niedersachsen). Ähnlich wie im medialen Verbreitungsgebiet (Mecklenburg-Vorpommern) ist die Untere Exter-Formation (Subfolge K 4.1) auch im distalen Verbreitungsgebiet als fluviolakustrine Abfolge ausgebildet, die durch massige alluvial bis fluviatile Feinsandsteine der Unteren Exter-Formation (Subfolge K 4.2) überlagert wird (Diskordanz D 5.2).

c) Untere Exter-Formation im Steinbruch auf dem Fuchsberg bei Seinstedt (Niedersachsen). Die genauere Einstufung der etwa 10 m mächtigen Abfolge ist nicht möglich.

Tafel XIII



Tafel XIV

a)
H

Obere Arnstadt-Formation



Mühlburgbank

Obere Arnstadt-Formation

L

b)

H

Untere Seeberg-Formation



Obere Arnstadt-Formation

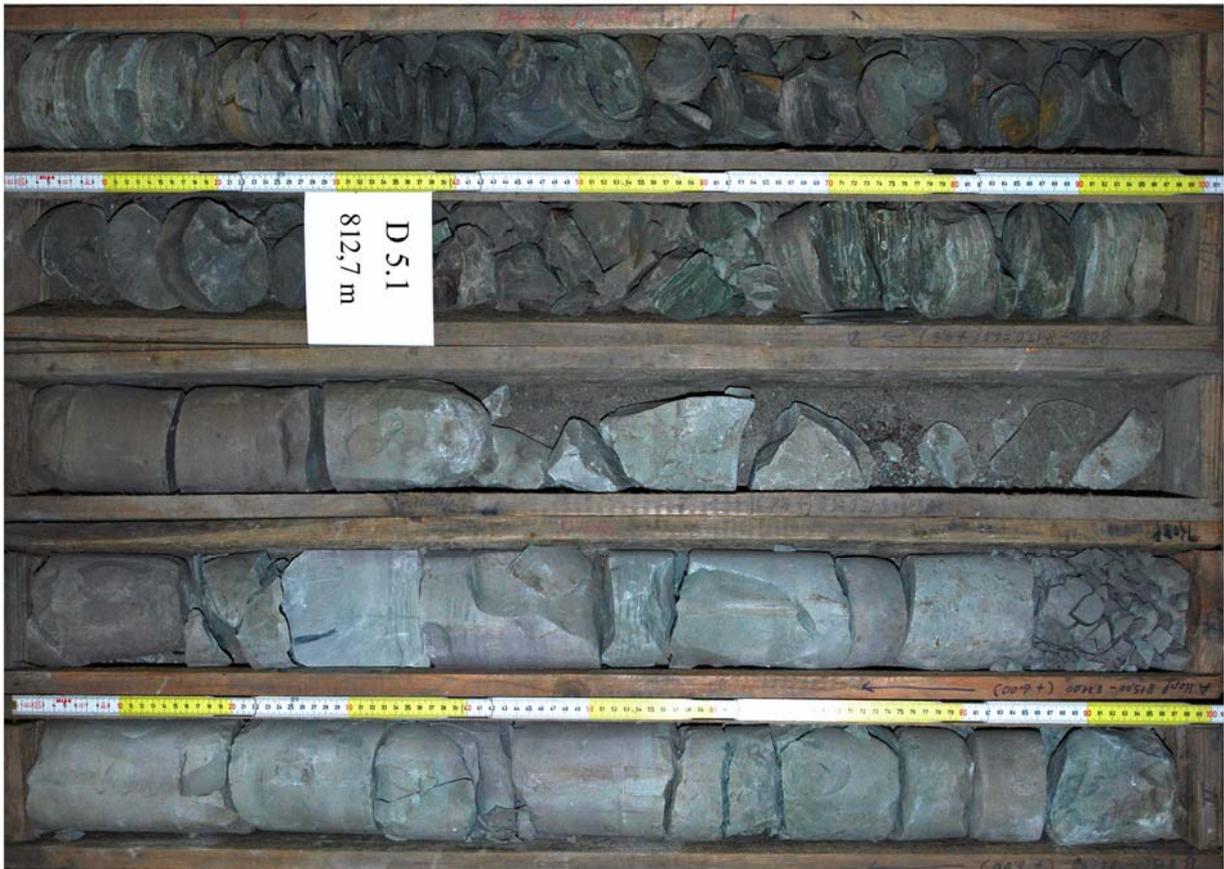
L

Tafel XV

a)

Untere Exter-Formation

H



L

Mühlburgbank

Obere Arnstadt-Formation

b)

Untere Exter-Formation

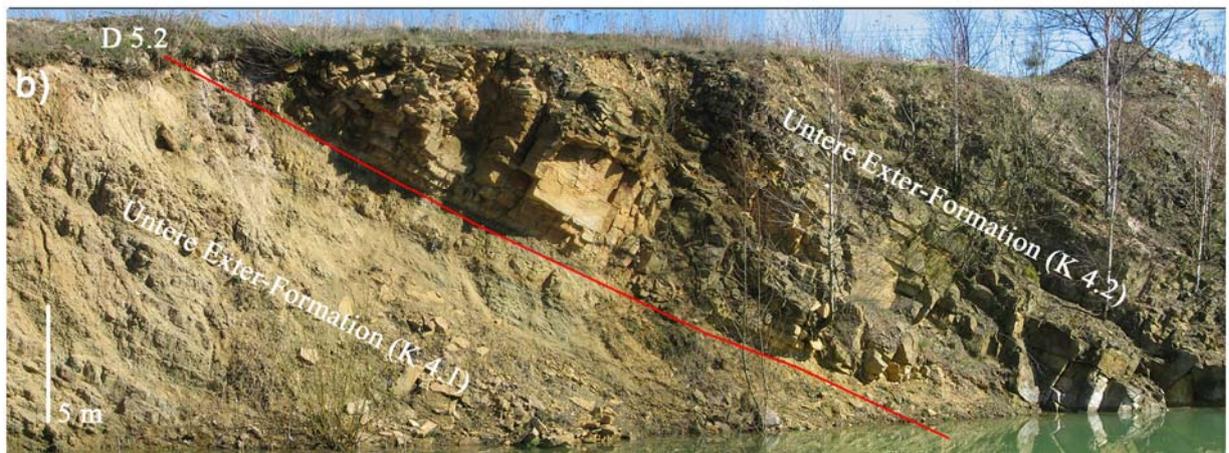
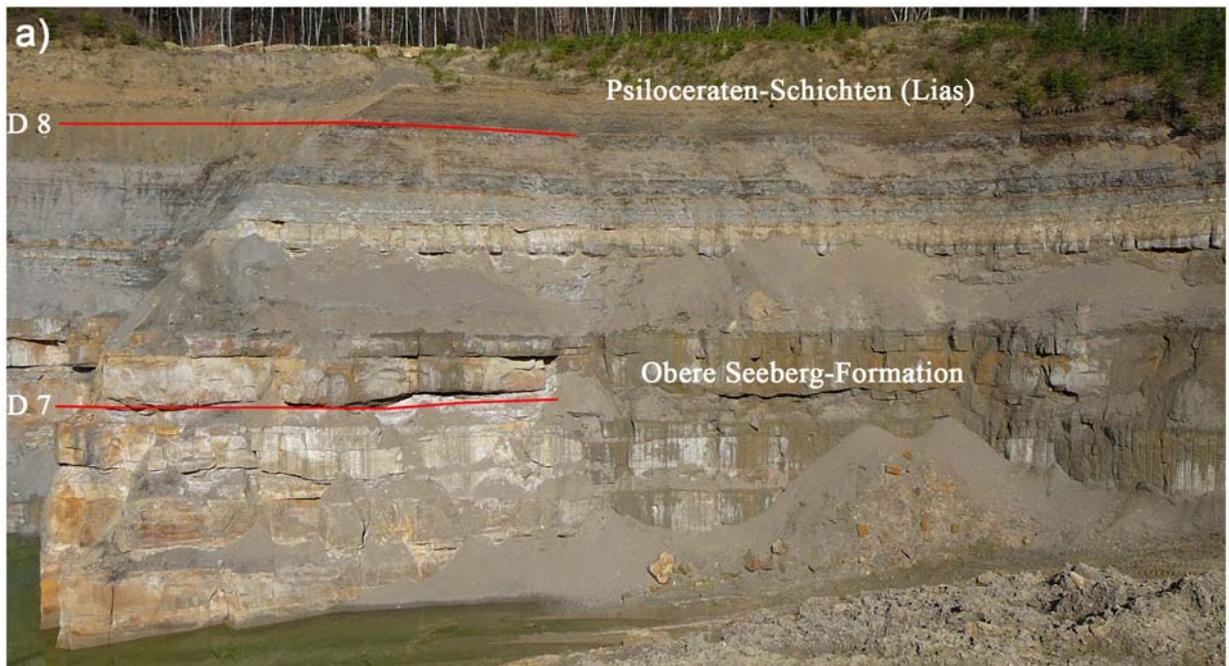
H



L

Obere Arnstadt-Formation

Tafel XVI

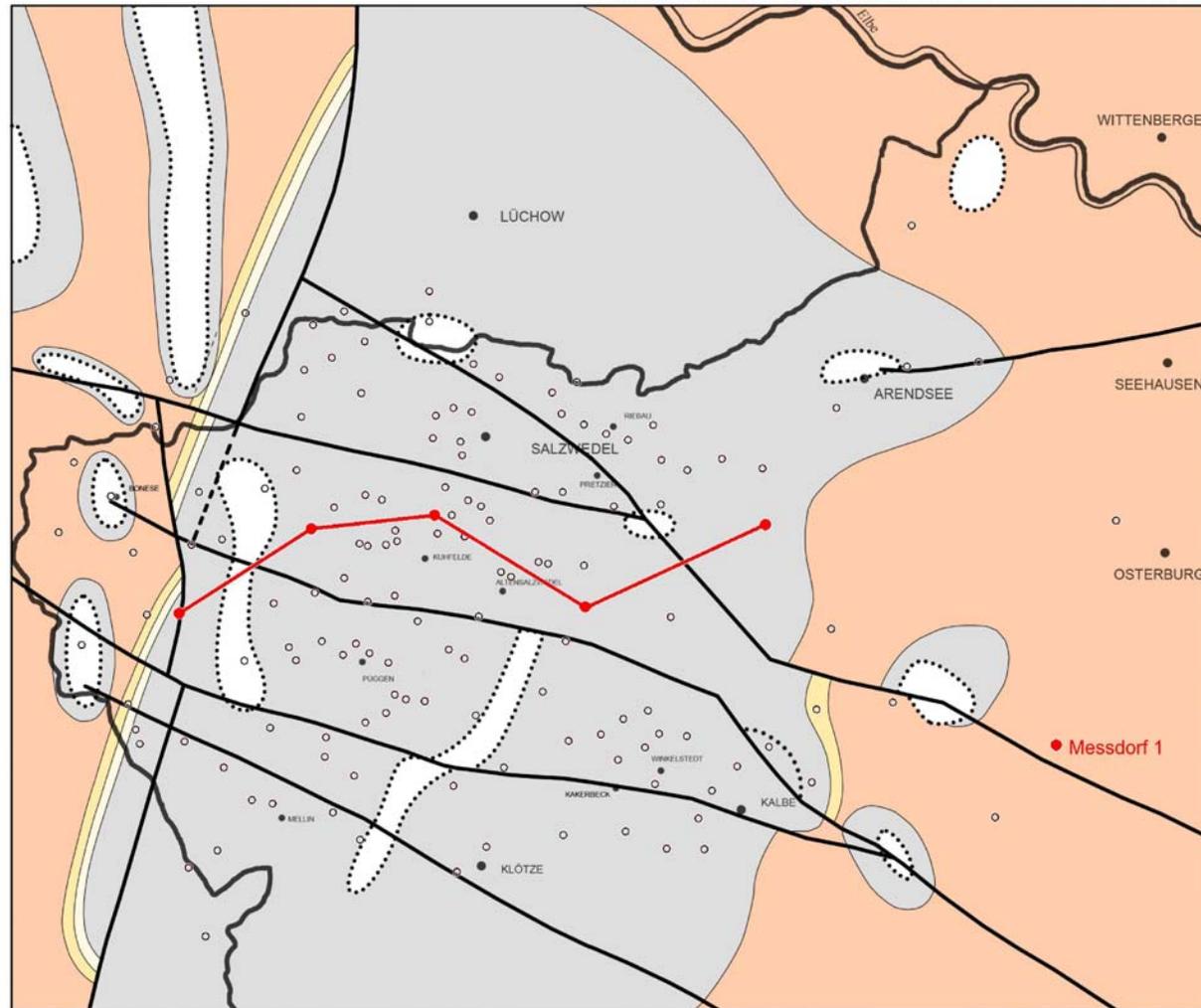


Geologische Karte des Liegenden der Stuttgart Formation (Schilfsandstein, Trias) - Diskordanz 2 Maßstab 1:200 000

Jens Barnasch, Matthias Franz 2004

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum Halle (Saale)

Bundesrepublik Deutschland
Ausschnitt aus GÜK 400 Sachsen-Anhalt und GÜK 400 Niedersachsen

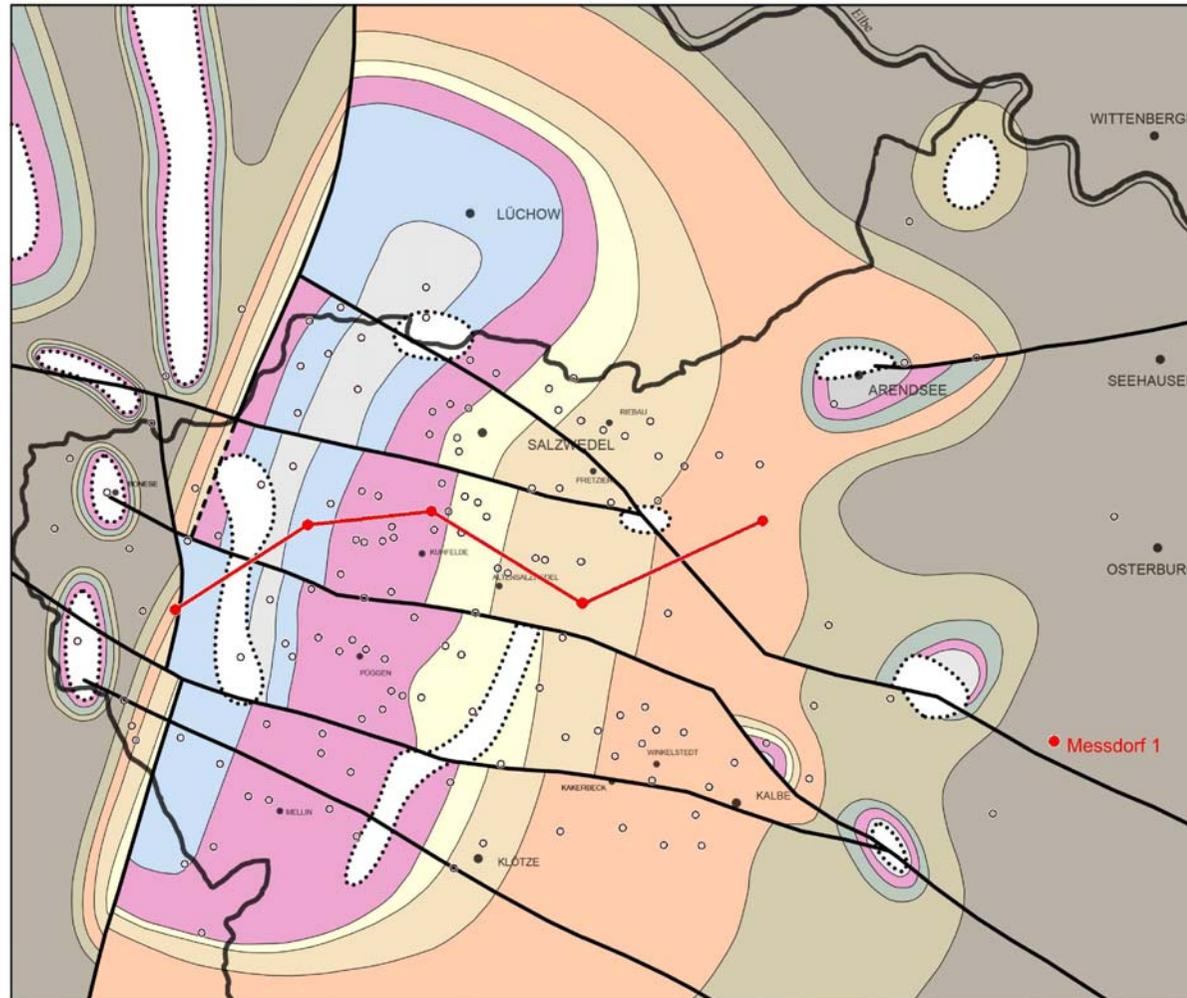


Geologische Karte des Liegenden der Arnstadt Formation (Steinmergelkeuper, Trias) - Altkimmerische Hauptdiskordanz nach Beutler & Schüler Maßstab 1:200 000

Bearbeiter: Jens Barnasch, Matthias Franz 2004

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum Halle (Saale)

Bundesrepublik Deutschland
Ausschnitt aus GÜK 400 Sachsen-Anhalt und GÜK 400 Niedersachsen



- | | | |
|---|---|---|
| Legende | <ul style="list-style-type: none"> Weser Formation (Oberer Gipskeuper) Stuttgart Formation (Schiffsandstein) Mönchsberg - Bredenborn - Subformation (Grabfeld Fm) Vörden I - Vörden V - Subformation (Grabfeld Fm) Löwendorf - Elbrinxen II - Subformation (Grabfeld Fm) | <ul style="list-style-type: none"> Saltzstock Störung Bohrung Bohrung geol Schnitt, Referenzbohrung |
| <ul style="list-style-type: none"> Lettenkeuper (ungegliedert) Muschelkalk (ungegliedert) ältere Trias-Einheiten Zechstein (ungegliedert) | | |



Geologische Karte der Anlagerung der Arnstadt Formation auf der Eichsfeld-Altmark Schwelle Maßstab 1:200 000

Bearbeiter: Jens Barnasch, Matthias Franz 2004

Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum Halle (Saale)

Bundesrepublik Deutschland
Ausschnitt aus GÜK 400 Sachsen-Anhalt und GÜK 400 Niedersachsen



Lebenslauf

Beuststraße 20
09599 Freiberg

Matthias Franz

Geburtsdatum: 17.07.1976

Geburtsort: Leipzig

Eltern: Franz, Reinhard Karl und Blüthner, Brigitte Sabine

Schulbildung: 09/1983-07/1988 157. Polytechnische Oberschule Leipzig
09/1988-06/1995 Kinder- und Jugendsportschule I (ab 1990 Sportgymnasium Leipzig)

Abschluß: Hochschulreife (Abitur)

Studium: 10/1997-09/2003 Studium der Geologie/Paläontologie an der Universität Leipzig

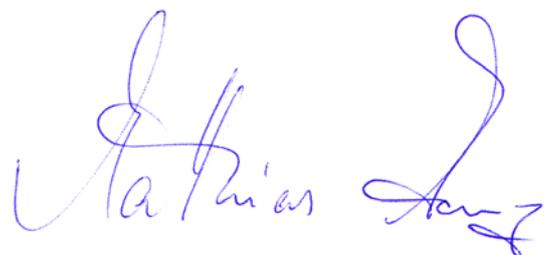
Diplomarbeit: Sedimentologische, petrophysikalische und seismische Untersuchungen an den Werkbankzonen des Unteren Muschelkalkes in der Region Freyburg (Unstrut).

Abschluß: Diplom-Geologe

Beruf: 07/2004-03/2008 wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Naturwissenschaftliche Fakultät III, Institut für Geowissenschaften, Arbeitsgruppe Historische und Regionale Geologie, Arbeit zur Stratigraphie und Sedimentologie des Keupers im Zentraleuropäischen Beckens

Seit 03/2008 wissenschaftlicher Mitarbeiter an der TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie

Halle, den 14.01.2009



STANDARDPROFILE

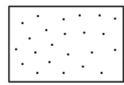
ZU

LITHO- UND LEITFLÄCHENSTRATIGRAPHIE, CHRONOSTRATIGRAPHIE,
ZYKLO- UND SEQUENZSTRATIGRAPHIE DES KEUPERS IM
ÖSTLICHEN ZENTRALEUROPÄISCHEN BECKEN (DEUTSCHLAND, POLEN)
UND DÄNISCHEN BECKEN (DÄNEMARK, SCHWEDEN)

VON MATTHIAS FRANZ

HALLE (SAALE), 08. DEZEMBER 2008

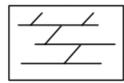
Signaturen (Standardprofile)



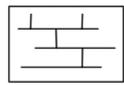
Sandstein



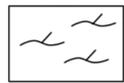
Siltstein



Dolomit



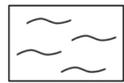
Kalkstein



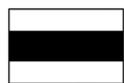
Dolomitmergelstein



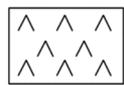
Tonmergelstein



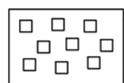
Tonstein



Kohle



Sulfat



Steinsalz



Sulfatknollen



Karbonatknollen



Dolomitmergel-Gerölle



Quarzgerölle



Eisenooide



lakustrine Onkoide



Pyrit



Fischechuppen



Mollusken



Conchostraken

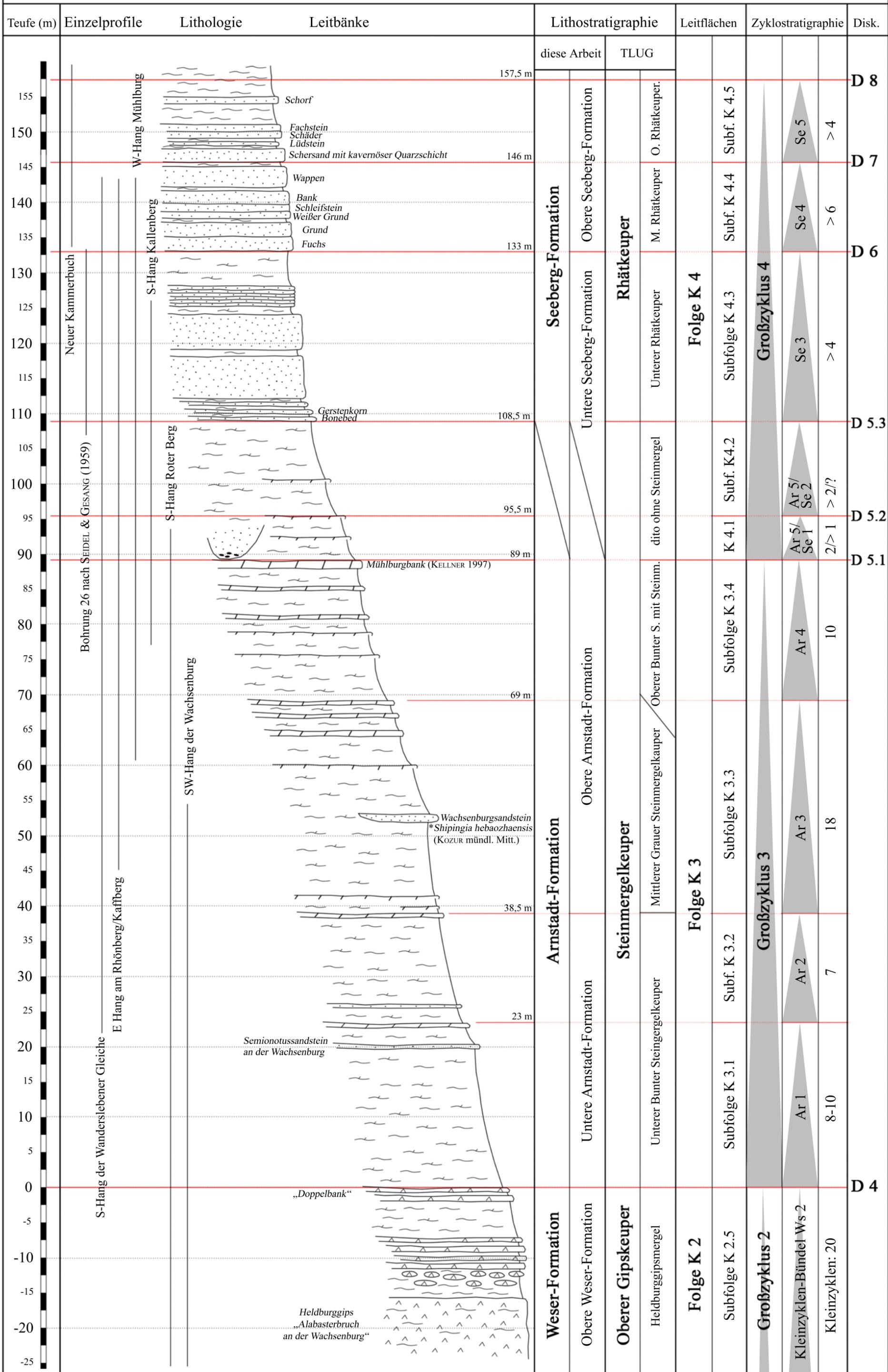


Pflanzenreste (Blattabdrücke)



Wurzelhorizonte

Standardprofil der Arnstadt- und Seeberg-Formation im Drei-Gleichen-Gebiet (Thüringen), Maßstab 1:500

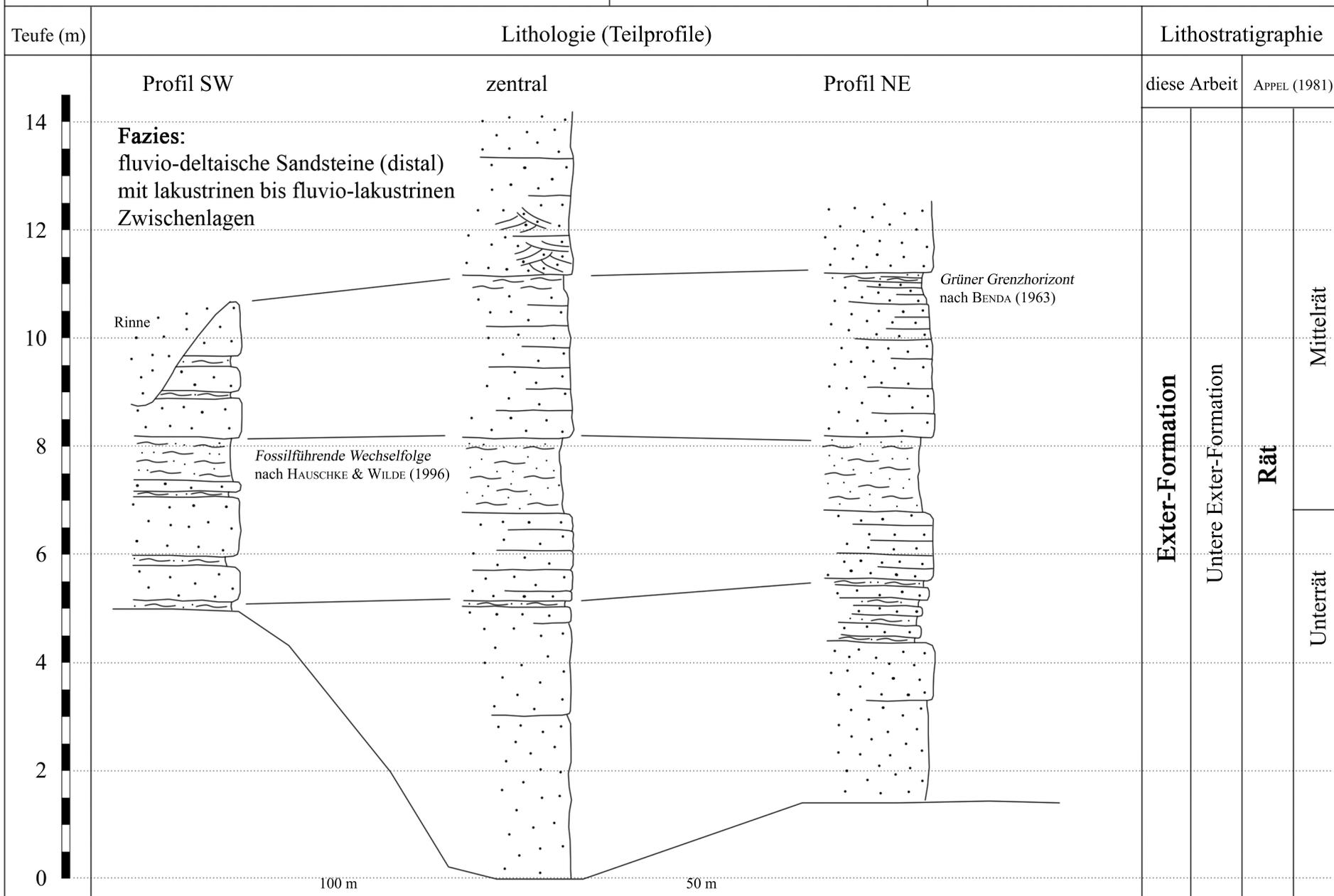


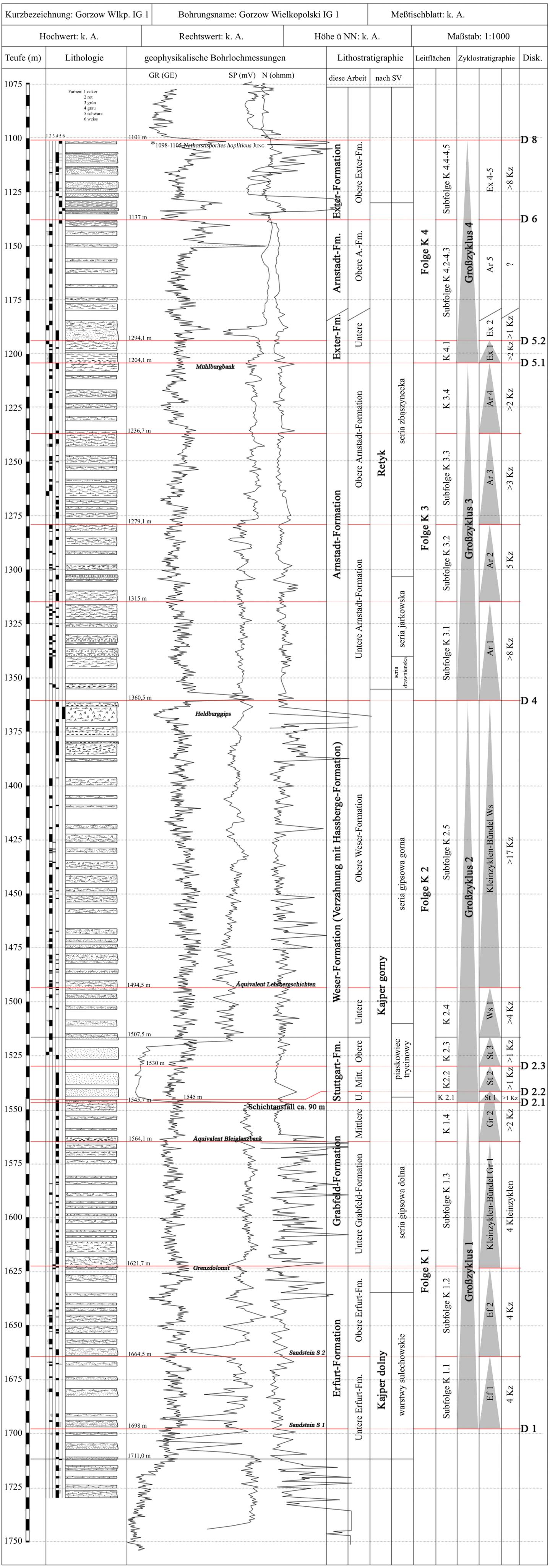
Teilprofil der Unteren Exter-Formation, Stbr. auf dem Fuchsberg bei Seinstedt (Niedersachsen), Maßstab 1:100

Meßtischblatt Tk 25 Blatt 3929 Hornburg

Hochwert: 5770625

Rechtswert: 4408375





Teilprofil der Unteren Seeberg-Formation, Stbr. auf dem Klotzberg bei Hedeper (Niedersachsen), Maßstab 1:50

Meßtischblatt Tk 25 Blatt 3930 Hessen

Hochwert: 5770130

Rechtswert: 4411850

Teufe (m)	Profil	Lithologie	Lithostratigraphie		Leitflächen	Zyklostratigraphie	Disk.			
			diese Arbeit	APPEL (1981)						
	Lagerung der Abfolge (Schichtflächen): 14/350		Seeberg-Formation	Untere Seeberg-Formation	Rät	Unterrät	Folge K 4	nicht eingestuft	Großzyklus 4	nicht eingestuft
		Lagerung der Schichtungsbündel								
		30/331, 34/310								
		36/350								
10		Abfolge: Mittelsandstein-Grobsandstein, Quarzsandstein, reichlich Fsp.+Akkz., hellgrau, hellbraun, Verwitterungsfarbe ocker, porös, absandend, z. T. gut gerundet, mäßig sortiert,								
9		35/325								
8		30/340								
7		10 cm, Gst-Fk, Eisenkruste, nicht aushaltend								
6		Fazies: Ablagerungen eines distalen-medialen verwilderten Flusses (braided river)								
5		30/332								
4		Einstufung basiert auf: * gröbere Körnung als Exter-Fm. * Transportrichtungen nach NW (310) bis N (352), vgl. APPEL (1981), * K/Ar Glimmerdatierung: 569 +/- 6 Ma weist auf cadomische Liefergebiete der Sudeten hin (PAUL et al. 2008)								
3										
2		40/330								
1		40/352								
0										

Kurzbezeichnung: Kb KSS 5/66 Bohrungsname: Kb Karow-Sternberg-Schlieven 5/66 Meßtischblatt: TK 25 Blatt 2438 Goldberg

Hochwert: 5935914 Rechtswert: 4502197 Höhe ü NN: 68,5 m Maßstab: 1:1000

Teufe (m)	Lithologie	geophysikalische Bohrlochmessungen				Lithostratigraphie		Leitflächen	Zyklostratigraphie	Disk.
		GR (GE)	SP (mV)	N (ohmm/cm)	GG (cpm)	diese Arbeit	nach SV			
1725	<p>Farben: 1 ocker 2 rot 3 grün 4 grau 5 schwarz 6 weiss</p>									
1744,5 m										
1750										D 8
1761,5 m										D 7
1775										
1800										D 6
1819 m										D 5.3
1825										
1850										D 5.2
1851 m										
1875									D 5.1	
1876,5 m										
1900										
1903 m										
1925										
1928,5 m										
1950										
1858,5 m										
1975									D 4	
1982,5 m										

Exter-Formation

Arnstadt-Formation

Weser-Fm.

Rhät

Steinmergelkeuper

Ob. Gipskeuper

Folge K 4

Folge K 3

K 2

Großzyklus 4

Großzyklus 3

2

Ex 5

Ex 4

Ex 3

Ex 2

Ex 1

Ar 4

Ar 3

Ar 2

Ar 1

>1 Kz

>4 Kz

>2 Kz

>2 Kz

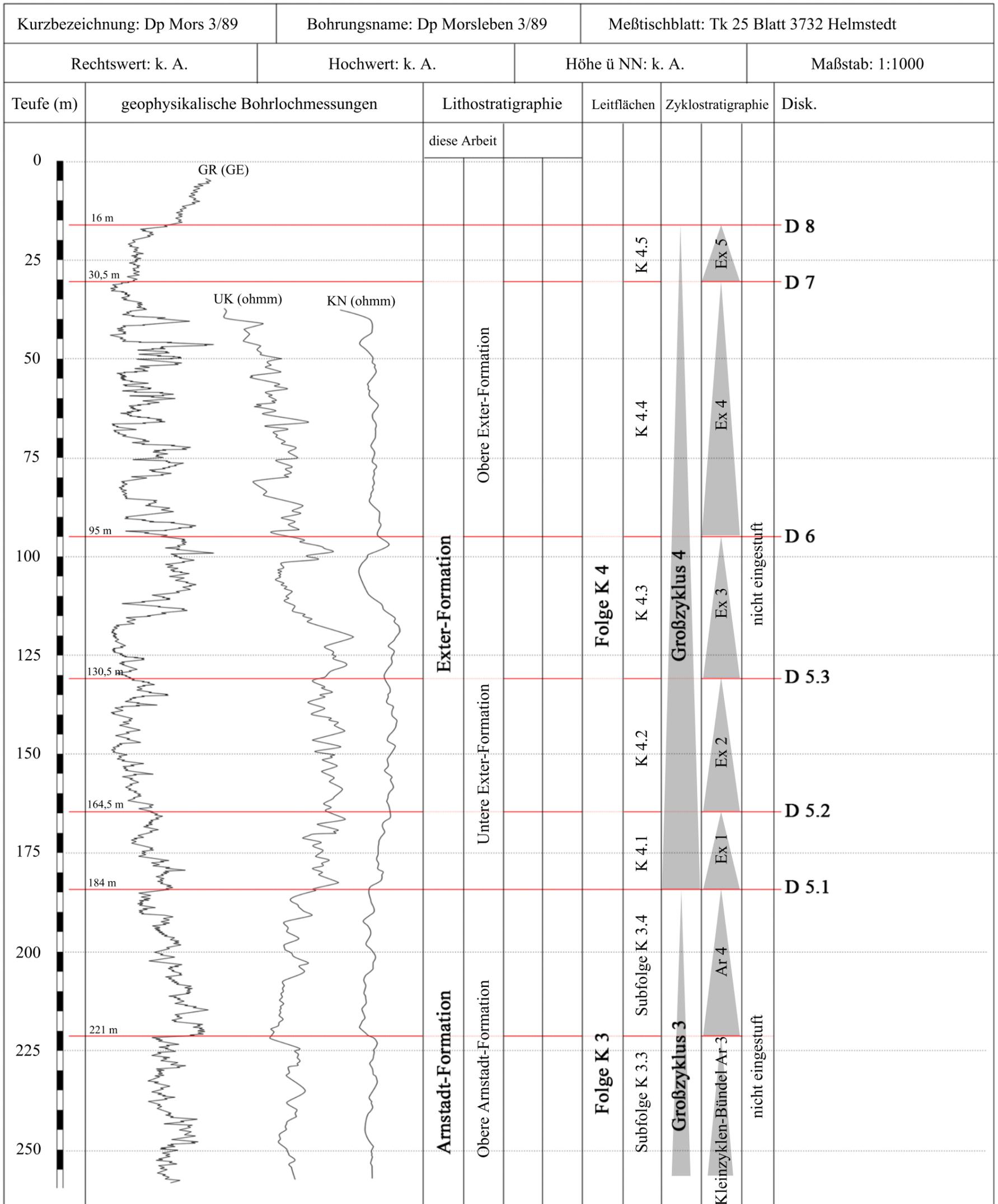
>4 Kz

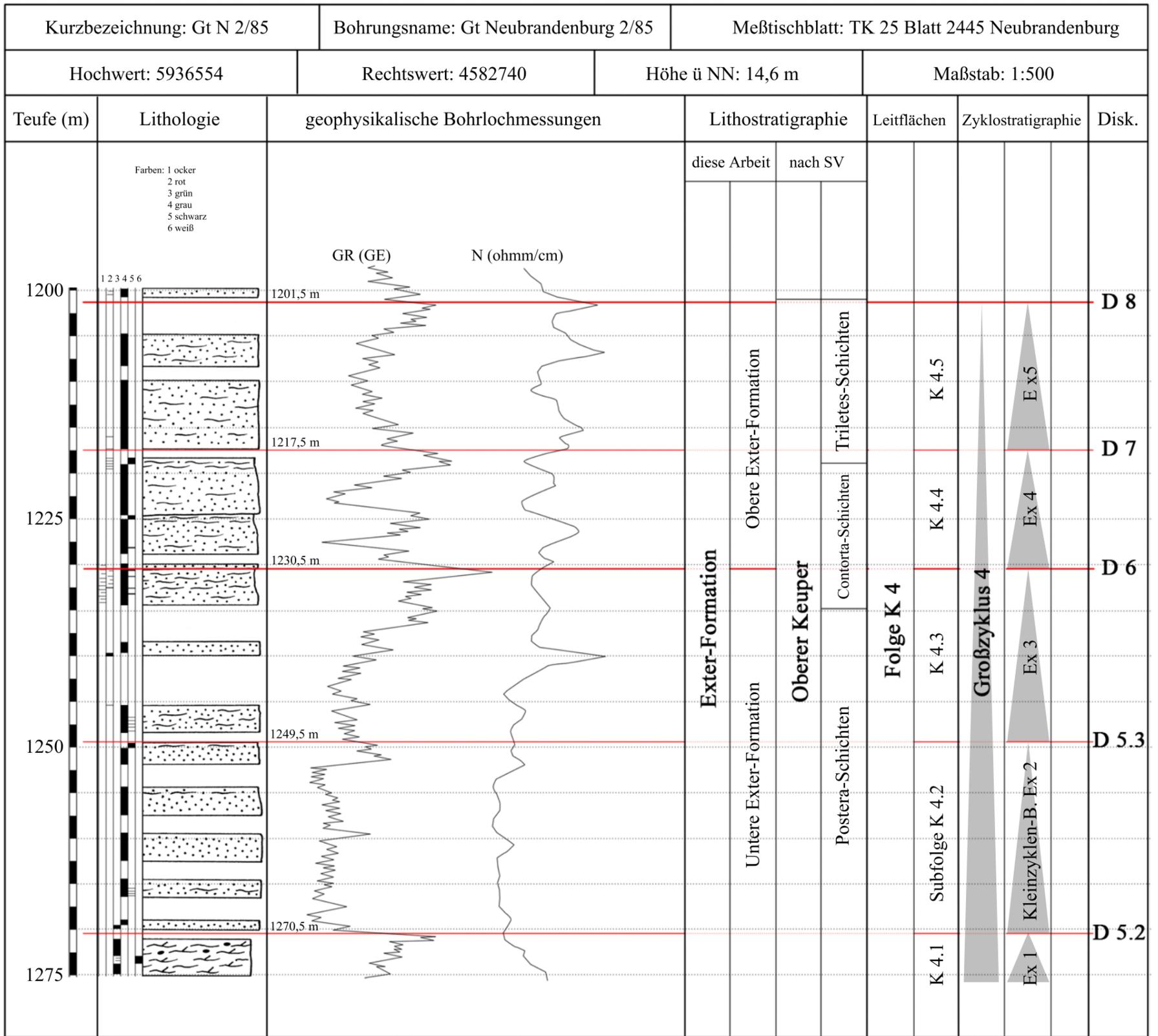
>5 Kz

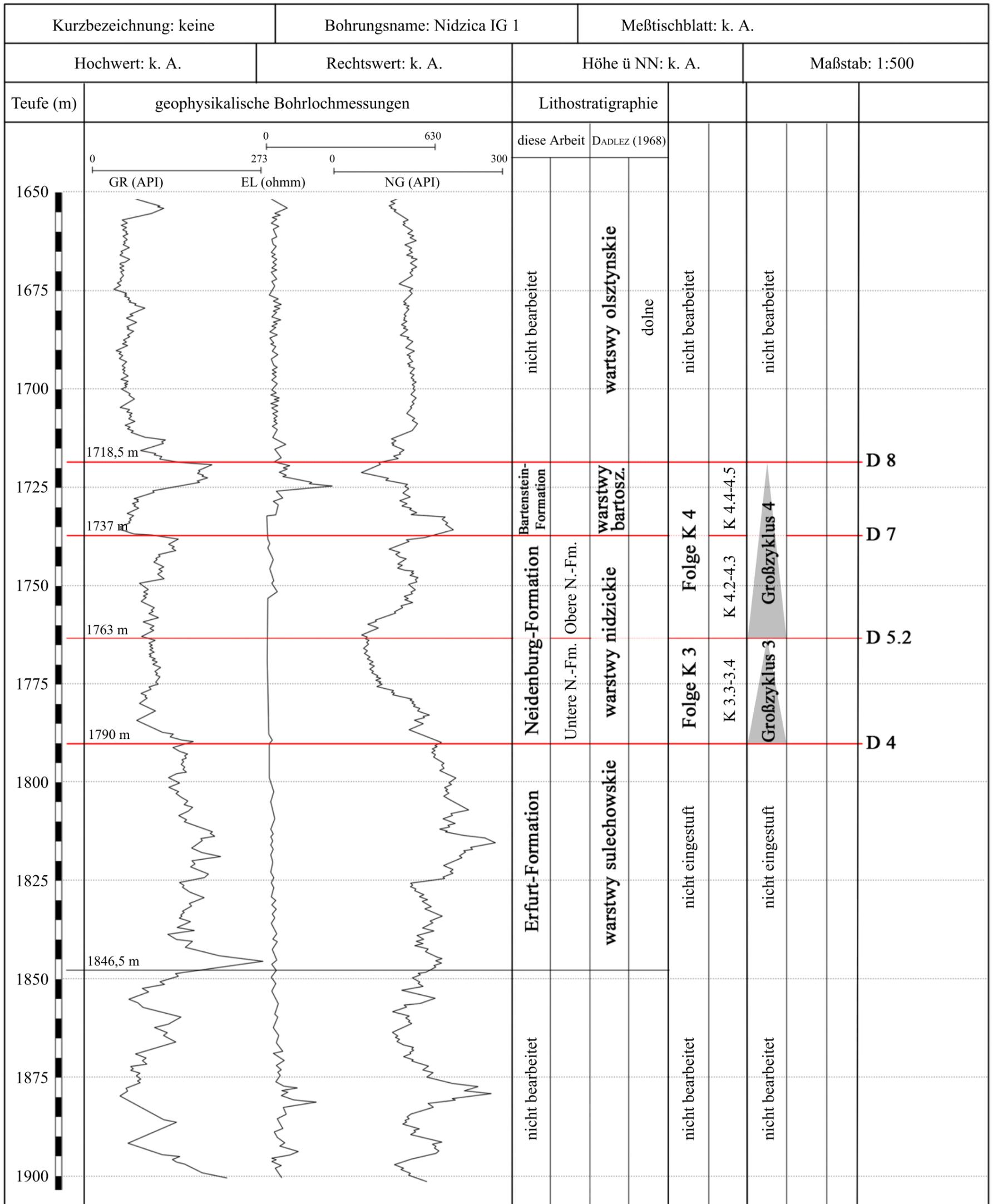
>4 Kz

>4 Kz

>3 Kz





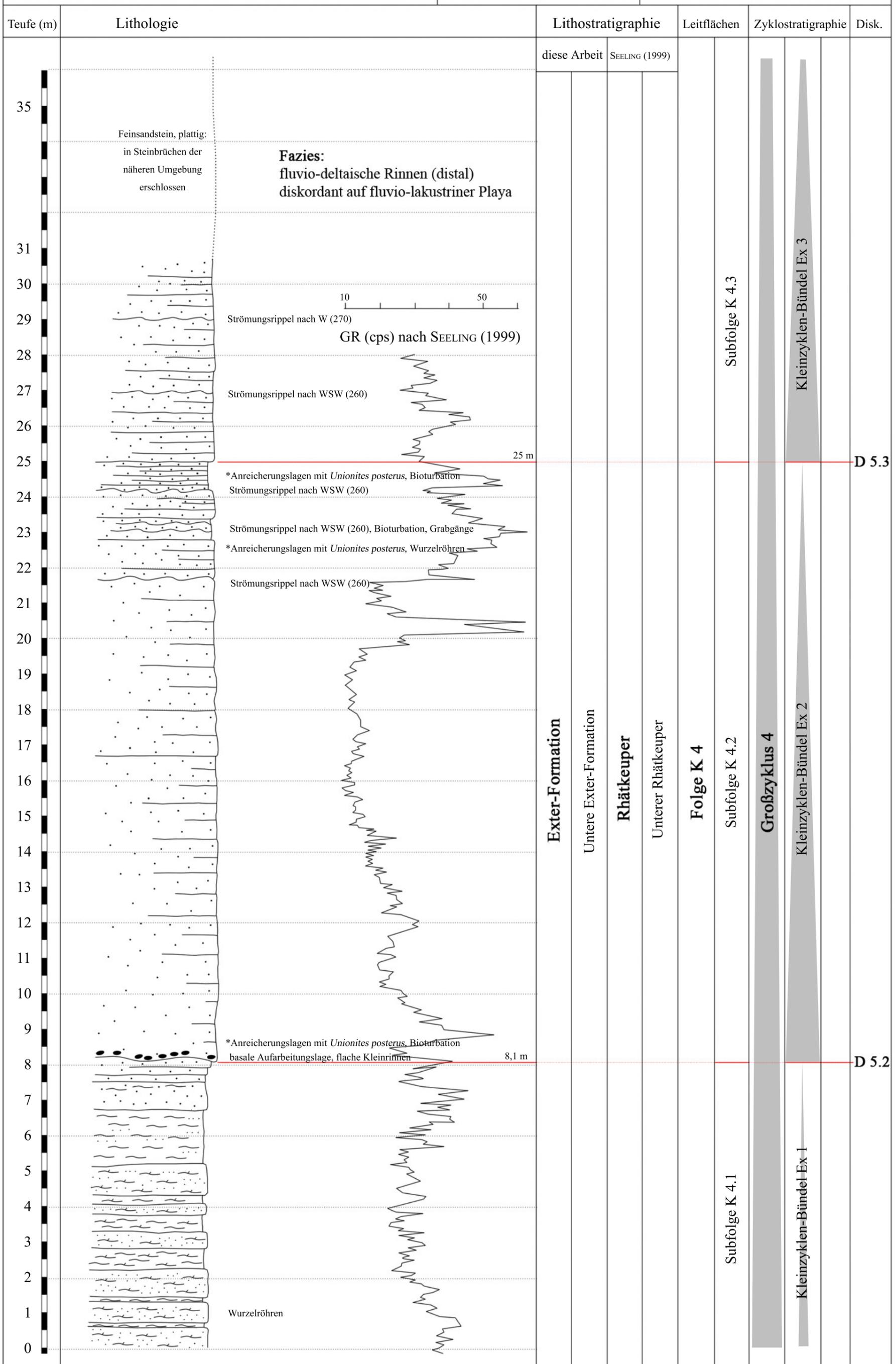


Teilprofil der Unteren Exter-Formation, Stbr. Querenhorst (Niedersachsen), Maßstab 1:100

Meßtischblatt Tk 25 Blatt 3631 Groß Twülpstedt

Hochwert: 5801375

Rechtswert: 4430930



Kurzbezeichnung: k. A.		Bohrungsname: Kb Schillingstedt 1/64		Meßtischblatt: TK 25 Blatt 4733 Oberheldungen						
Hochwert: 5679225		Rechtswert: 4445310		Höhe ü NN: 167 m		Maßstab: 1:1000				
Teufe (m)	Lithologie	geophysikalische Bohrlochmessungen			Lithostratigraphie			Leitflächen	Zyklostratigraphie	Disk.
					diese Arbeit		nach SV			
	Farben: 1 ocker 2 rot 3 grün 4 grau 5 schwarz 6 weiss	Kal (mm)	GR (GE)	OK (ohmm)	Arnstadt-Formation	Untere Arnstadt-Formation	Steinmergelkeuper	Graue Folge		
0	nicht mehr vorhanden	1101 m								
25		28,5 m								
50		66,3 m								
75	nicht bearbeitet				Weser-Formation	Obere Weser-Formation	Oberer Gipskeuper	Heldburggipsmergel		
100										
125										
150										
175	nicht bearbeitet									
200		188,5 m								
225		219,8 m			Stuttgart-Formation	Untere	Schilfsandstein	Rote Wand		
250		232 m				Obere				
275		260,5 m				Mittlere				
300		270,2 m				Obere				
325										
350										
375	nicht bearbeitet	371,2 m			Grabfeld-Formation	Obere Grabfeld-Formation	Unterer Gipskeuper	km 1 $\gamma + \delta$		
400										
425		433,05 m				Mittlere Grabfeld-Fm.		km 1 β		
450						Untere Grabfeld-Fm.		km 1 α		
475		478,5 m								
500		508 m			Erfurt-Formation	Obere Erfurt-Fm.	Lettenkeuper	km 1 δ ku's ku'td ku'st		
525		531,2 m								
550										

Kurzbezeichnung: Dp Sgk 1/84

Bohrungsname: Dp Siedenlangenbeck 1/84

Meßtischblatt: TK 25 Blatt 3132 Salzwedel

Hochwert: k. A.

Rechtswert: k. A.

Höhe ü NN: k. A.

Maßstab: 1:500

