

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst
Nordrhein-Westfalen

12

Drei Beiträge zur Geologie
und Bodenkunde Ostwestfalens



Umschlagbild:

Blick über die archäologische Ausgrabung Warburg-Daseburg nach Nordwesten auf den Desenberg. Die kreisförmige Grabenfüllung aus dunklerem Löss-Schwarzerde-Oberboden im Vordergrund zeichnet eine mittelneolithische Grabenanlage (Alter: ca. 4 500 Jahre v. Chr.) nach [vgl. Beitrag „Tschernosem-Relikte der Warburger Börde (Nordrhein-Westfalen)“, s. S. 39].

Bei dem Desenberg handelt es sich um den Erosionsrest eines mit Basaltlava gefüllten Vulkanschlots, der im späten Miozän vor ca. 11 – 12 Mio. Jahren in Zusammenhang mit dem Vulkanismus in der Hessischen Senke entstand.

Foto: Westfälisches Museum für Archäologie, Außenstelle Bielefeld

Alle Rechte vorbehalten

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

© 2004 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greif-Strasse 195 · 47803 Krefeld · Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld
Fon (0 21 51) 897 0 · Fax (0 21 51) 89 75 05
poststelle@gd.nrw.de
<http://www.gd.nrw.de>

Satz und Gestaltung: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Druck: Obermann GmbH & Co KG · Krefeld

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum erscheint in unregelmäßigen Abständen.

Bezug über den Buchhandel oder
den Geoshop des Geologischen Dienstes NRW
(Fon 0 21 51/897-210 oder -212 · Fax 0 21 51/89 74 28)
Best.-Nr. 8013

ISSN 1430-5267

Inhalt

Klaus Skupin

**Neue Erkenntnisse zur Ausbildung und Verbreitung eines
Herpolithvorkommens zwischen Haustenbeck und Schlangen-Oesterholz
(südliche Senne, Nordrhein-Westfalen)**

Seite 5

Klaus Skupin & Roland Strauß

**Neue Beobachtungen zur prä- bis frühkretazischen Bodenbildung
am Westrand der südlichen Egge zwischen Neuenheerse und Willebadessen
(Nordrhein-Westfalen)**

Seite 17

Hans Joachim Betzer

**Tschernosem-Relikte der Warburger Börde
(Nordrhein-Westfalen)**

Seite 39

scriptum	12	53 S., 25 Abb., 16 Tab.	Krefeld 2004
-----------------	-----------	-------------------------	--------------

scriptum	12	5 – 16, 9 Abb., 1 Tab.	Krefeld 2004
-----------------	-----------	------------------------	--------------

Neue Erkenntnisse zur Ausbildung und Verbreitung eines Herpolithvorkommens zwischen Haustenbeck und Schlangen-Oesterholz (südliche Senne, Nordrhein-Westfalen)

Von Klaus Skupin*

Inhalt

1	Vorbemerkungen	6
2	Lage des Untersuchungsgebietes	7
3	Petrografische und paläontologische Untersuchungen	9
	3.1 Bereich der Rutschmasse	9
	3.2 Umgebung der Rutschmasse	10
	3.3 Zur Genese der Rutschmasse	12
4	Schlussfolgerungen	12
5	Verzeichnis der Schriften und Karten	13
	5.1 Schriften	13
	5.2 Karten	15
 Anhang		
	Aufschlüsse und Bohrungen	16

* Anschrift des Autors: Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
– Landesbetrieb –, De-Greif-SträÙe 195, D-47803 Krefeld

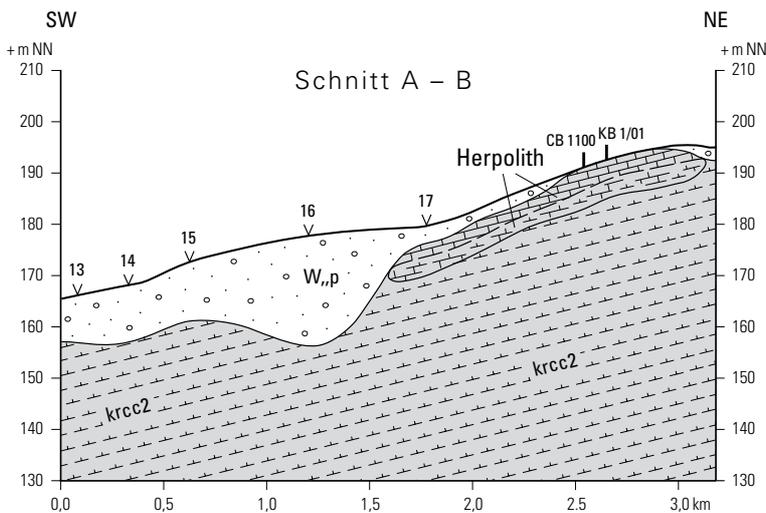
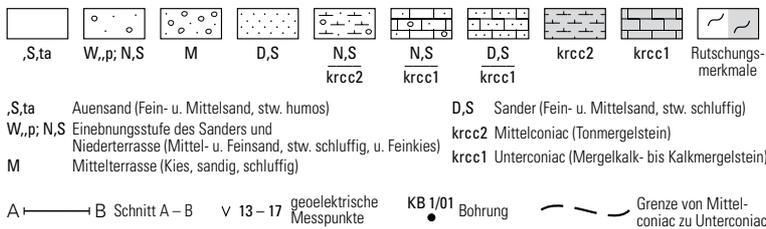
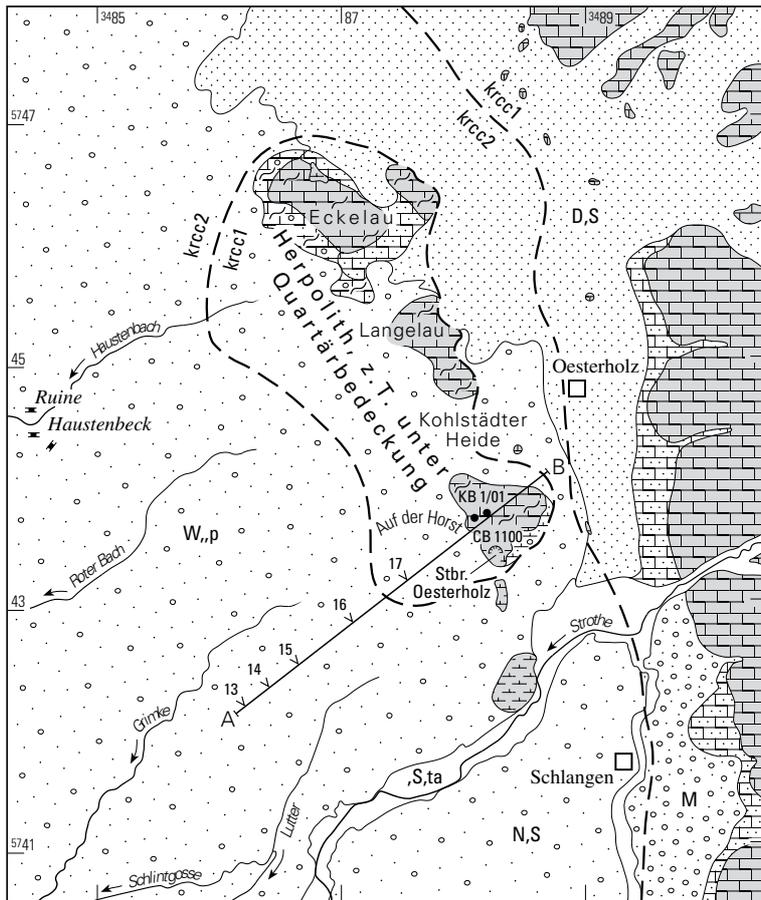


Abb. 1 Geologische Karte

Zusammenfassung: Am Süd- rand der Senne wurden zwischen Haustenbeck und Schlangen-Oesterholz im Bereich der Kohlstädter Heide und östlich der Lokalität „Auf der Horst“ mehrere kleine an der Geländeoberfläche ausstreichende Herpolithvorkommen nachgewiesen. Sie sind die südlichsten ihrer Art im Bereich der Senne und finden Anschluss an das weiter nördlich gelegene Vorkommen bei Haustenbeck-Eckelau. Zusammen mit dem Vorkommen Eckelau besitzen die hier beschriebene Herpolithe insgesamt eine Größe von bis zu 5 km² bei einer Mächtigkeit der Schichten von max. 15 m. Der Nachweis der Herpolithe erklärt das lokale Auftreten von Schichten der Oberturons (= krt 3, *striatoconcentricus*-Schichten) und des Unterconiacs (= krcc 1, *schloenbachi*-Schichten) im Ausstrichbereich von Tonmergelsteinen des Oberconiacs (= krcc 2-3) bis Untersantons (krca 1) (= Emscher-Mergel). Die Allochthonite stehen in Verbindung mit der Inversionstektonik des Niedersächsischen Tektogens (Ilse-Teektoevent) und verdeutlichen die große Verbreitung derartiger Vorkommen innerhalb der Westfälischen Bucht.

1 Vorbemerkungen

Das Gebiet der Senne mit seinem wenig fruchtbaren sandigen Untergrund im Vorland des Teutoburger Walds und Eggegebirges ist seit Jahrzehnten Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Beginnend mit der Erforschung des tieferen Untergrundes (STILLE 1932) brachten vor allem zahlreiche hydrogeologische Untersuchungen zur Erschließung von Grundwasser (GEYH & MICHEL 1983, NIEKAMP 1996, SCHEIDER & SCHNEIDER 1977) sowie quartärgeologische Untersuchungen zur Vereisungsgeschichte, der Sedimentation von Flugsand und Dünen Fortschritte bei der Kenntnis über den geologischen Aufbau dieses Raums (FEHRENTZ 1998; FEHRENTZ & LANG 1998; FEHRENTZ & RADTKE 1998; SERAPHIM 1972, 1978, 1979 a, 1979 b, 1985; SKUPIN 1985, 1994; SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Unter anderem wurden hierbei die zum Teil mehrere hundert Meter unter der Geländeoberfläche im Emscher-Mergel vorhandenen Karbonatkomplexe als allochthone Kreidevorkommen (Herpolithe) interpretiert (SKUPIN 1990, 1996).

Bei der Auswertung der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, Blatt 4118 Senne (RENNER & KRAISS 1915), ergab sich nun die Vermutung, dass auch am Südostrand der Senne – angrenzend an die bereits nachgewiesenen Vorkommen der Eckelau – weitere Herpolithvorkommen vorhanden seien. Anlass dafür war dort die Darstellung isolierter Oberturon-Vorkommen (Co2 γ) inmitten von Schichten des Emscher-Mergels (Co3). Durch die unterschiedliche Gesteinsfestigkeit der Schichten ist das Gebiet durch ein deutliches Relief gekennzeichnet, das sich stellenweise durch eine schwache Aufragung fester, hell- bis weißgrauer Plänerkalksteine – früher genutzt als Bruchstein – innerhalb der weicheren, dunkel- bis gelbgrauen Tonmergelsteine – früher genutzt als Ziegelrohstoff – bemerkbar macht. Der durch die drei Einzelvorkommen im Bereich Eckelau, Kohlstädter Heide und „Auf der Horst“ an der Geländeoberfläche ausstreichende Herpolith lässt sich mit seinen Umrissen nach Westen bis unter die Niederterrassenablagerungen der dort entspringenden Sennebäche Hausten-Bach, Roter Bach und Grimke verfolgen und hat damit insgesamt eine Größe von ca. 5 km² (Abb. 1).

Mehrere Geländebegehungen zur Überprüfung der geologischen Verhältnisse und die Probennahme von Gesteinsmaterial für mikropaläontologische Untersuchungen beziehungsweise die Sammlung von Makrofossilien zur biostratigrafischen Einstufung dieser Vorkommen erhärteten die Vorstellung. Neben natürlichen Aufschlüssen (Steinbrüche, Bacheinschnitte) wurden dabei auch verschiedene im Rahmen der Forstkartierung der Senne angelegte temporäre Schürffgruben beprobt. Verschiedene Flachbohrungen zur Erforschung der hydrogeologischen Verhältnisse in diesem Raum, die durch die quartäre Bedeckung bis in das unterlagernde Festgestein niedergebracht worden waren, ergänzten das Untersuchungsprogramm. Außerdem stand die Tiefbohrung Oesterholz des Wasserwerks Schlangen zur Auswertung zur Verfügung. Zusätzlich wurde das Gebiet entlang mehrerer Profilschnitte geophysikalisch vermessen, um damit die im Untergrund vermutete Schichtgrenze Plänerkalkstein/Emscher-Mergel zu erfassen.

Für die Anlage der Schürfe und verschiedene Geländebegehungen sei H. ACHTERBERG, Werther, bestens gedankt. Die mikropaläontologische Bearbeitung wurde von M. HISS (Geol. Dienst NRW), die Bestimmung der Makrofauna durch E. SEIBERTZ, Wolfsburg, die geophysikalische Vermessung des Untergrundes von W. BOGDANSKI (Geol. Dienst NRW) und die petrografischen Untersuchungen der Gesteinsproben von H. GRÜNHAGEN (Geol. Dienst NRW), dankenswerterweise durchgeführt.

2 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Südostrand der Senne im Bereich des Truppenübungsplatzes Sennelager zwischen den Ortschaften Haustenbeck und Schlangen-Oesterholz bei Bad Lippspringe. Geologisch handelt es sich dabei um einen Bereich, der von Mergelkalksteinen des Oberturons bis Unterconiacs und Tonmergelsteinen des Oberconiacs bis Untersantonns eingenommen wird. Darüber liegen Sedimente des Quartärs, etwa Schmelzwasserablagerungen der Saale-Zeit und Flugsande des Weichsel-Spätglazials sowie Holozäns (SERAPHIM 1972, 1978, 1979 a, 1979 b, 1985; SKUPIN 1985, 1994; SKUPIN et al. 1993; FEHRENTZ 1998; FEHRENTZ & LANG 1998; FEHRENTZ & RADTKE 1998). Der eigentliche Ausstrichsbereich der Oberkreide-Schichten folgt erst ca. 1 km weiter östlich am Anstieg zum Eggegebirge (vgl. FARRENSCHON 1990, KAPLAN & KENNEDY 1994, 1996: Abb. 15). Verkehrstechnisch wird das Untersuchungsgebiet durch die Ringstraße des seit dem Jahre 1892 bestehenden Truppenübungsplatzes in Nord-Süd-Richtung gequert, zu dem der Westteil der Gemeinde Oesterholz im Jahre 1936 zugeschlagen wurde (GÖBEL in PIESCZEK 1994). Größere Aufschlüsse darin sind die zwischen 1922 – 1926 zum Mergeln der Felder genutzte Mergelgrube beziehungsweise der für den Wegebau zwischen Haustenbeck und Hövelhof angelegte Steinbruch im Gebiet der Eckelau (MÜLLER in PIESCZEK 1994). Hinzu kommen die ehemalige Sandgrube Wolf, vorm. Heuwinkel (SKUPIN 1994), der ehemalige, bis zum Jahre 1912 von der Herrschaftlichen Ziegelei zu Oesterholz zur Kalkgewinnung genutzte Steinbruch (schriftl. Mitt. H. WIEMANN, Dorsten) unmittelbar östlich der Ringstraße im Bereich der Kohlstädter Heide (R 34 88 255, H 57 43 435, 4118 Senne) und die ehemalige Sandgrube nördlich Oesterholz (R 34 89 000, H 57 45 600, 4119 Horn-Bad Meinberg). Daneben wurde das in einem Bachriss bei Schlangen-Oesterholz südlich der Lokalität „Im kleinen Bruch“ (R 34 89 000, H 57 43 640, 4119 Horn-Bad Meinberg) anstehende Gestein beprobt.

Weitere ehemalige, auf der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, Blatt 4118 Senne und Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg, verzeichnete Aufschlüsse sind heute verfüllt und rekultiviert. Hierbei handelt es sich vor allem um ehemalige Abgrabungen von Ziegeleien, so etwa der Ziegelei „Auf der Horst“ (R 34 88 350,

H 57 42 770, 4018 Senne), in Betrieb bis in die ersten Jahre des 20. Jahrhunderts, die Ziegelei an der Mühlenstraße Nr. 40 (R 34 88 600, H 57 42 750, 4119 Horn-Bad Meinberg), 1914 stillgelegt, und die herrschaftliche Ziegelei zu Oesterholz (R 34 88 550, H 57 43 600, 4119 Horn-Bad Meinberg), in Betrieb bis

Tabelle 1
Lage der Aufschlüsse, Schürfe und Bohrungen im Untersuchungsgebiet

Name	R-Wert	H-Wert	Höhe (m NN)	Stratigraphie
Steinbruch Oesterholz-N	³⁴ 89 000	⁵⁷ 45 600	207,5	krt 3 – krcc 1
Steinbruch Oesterholz-SW	³⁴ 88 255	⁵⁷ 43 435	177,5	krt 3 – krcc 1
Bachriss Kleinenbruch	³⁴ 89 000	⁵⁷ 43 640	175	krcc 1 – krcc 2
Schurf Nr. 238	³⁴ 88 370	⁵⁷ 42 940	173	krcc 3
Schurf Nr. 239	³⁴ 88 530	⁵⁷ 47 290	248	krt 3 – krcc 1
Schurf Nr. 240	³⁴ 88 440	⁵⁷ 43 480	179	krcc 3
Schurf Nr. 241	³⁴ 88 380	⁵⁷ 46 350	178	krcc 1
Schurf Nr. 242	³⁴ 88 030	⁵⁷ 44 150	184	krcc 1
Schurf Nr. 243	³⁴ 88 030	⁵⁷ 43 910	180	krcc 1
Schurf Nr. 330	³⁴ 87 870	⁵⁷ 44 110	180	krcc 1
Sondierbohrung Oesterholz	³⁴ 88 350	⁵⁷ 45 080	193	krcc 2
Spülbohrung 1100	³⁴ 88 120	⁵⁷ 43 720	178	krt 3 – krcc 3
Kernbohrung 1/2001	³⁴ 88 240	⁵⁷ 43 740	181	krt 3 – krcc 2
SB 1001	³⁴ 83 220	⁵⁷ 51 100	192	krcc 1 – krcc 2
SB 1002	³⁴ 87 700	⁵⁷ 44 040	178	krt 3 – krcc 1
SB 1003	³⁴ 86 890	⁵⁷ 45 590	190	krcc 1
SB 1007	³⁴ 85 090	⁵⁷ 45 520	165	krcc 3 – krca 1
SB 1/99	³⁴ 88 130	⁵⁷ 43 610	174	krcc 2
SB 2/99	³⁴ 88 670	⁵⁷ 44 030	184,5	krcc 2
SB 3/99	³⁴ 87 500	⁵⁷ 44 660	178,5	krt 3 – krcc 1
SB 5/99	³⁴ 86 150	⁵⁷ 45 110	172,5	krt 3 – krcc 3
SB 6/99	³⁴ 88 320	⁵⁷ 46 260	213	krt 3

1912 (schriftl. Mitt. H. WIEMANN, Dorsten). Zur Klärung der geologischen Verhältnisse wurden neben diesen natürlichen Aufschlüssen auch noch Schürfe sowie Bohrungen ausgewertet. Die Lage der Aufschlüsse, Schürfe und Bohrungen ist aus der Tabelle 1 zu entnehmen.

3 Petrografische und paläontologische Untersuchungen

3.1 Bereich der Rutschmasse

Gesteine: Im Zentrum des Vorkommens dominieren graue bis hellgraue Mergelkalk- und Kalkmergelsteine. Sie sind im ehemaligen Steinbruch Oesterholz-SW in einer Mächtigkeit von ca. 4 – 5 m aufgeschlossen und sind dort dünnplattig, schwach wellig bis flaserig geschichtet (Abb. 2). In die Tonmergelzwischenlagen eingebettete, nur wenige Millimeter große Mergelkalksteinbröckchen aus der Kernbohrung 1/2001 lassen dabei erkennen, dass es sich teilweise nicht um eine normale Plänerfazies, sondern um einzelne, entlang von Gleit- oder Scherfugen zerlegte phacoidische Gesteinskörper handelt (Abb. 3). Einlagerungen derartiger Mergelbröckchen sind des Weiteren insbesondere an der Basis und einige Meter unterhalb des Mergelkalksteinkörpers in den Gesteinen des Emscher-Mergels nachzuweisen, wo sie sich infolge ihres meist höheren Karbonatgehaltes und helleren Gesteinsfarbe mehr oder weniger deutlich von der grauen bis dunkelgrauen Tonmergelsteinmatrix abheben (Abb. 4, 5). Der CaCO_3 -Gehalt beträgt nach zwei Analysen 70 – 85 %. Auch verschiedene andere Bohrungen und Schürfe im Bereich der Kohlstädter Heide führen immer wieder



Abb. 2 Schichten des Oberturons (*striatoconcentricus*-Schichten, krt 3) bis Unterconiacs (*schloenbachi*-Schichten, krcc 1) als Teil des Herpoliths im Steinbruch Oesterholz-SW

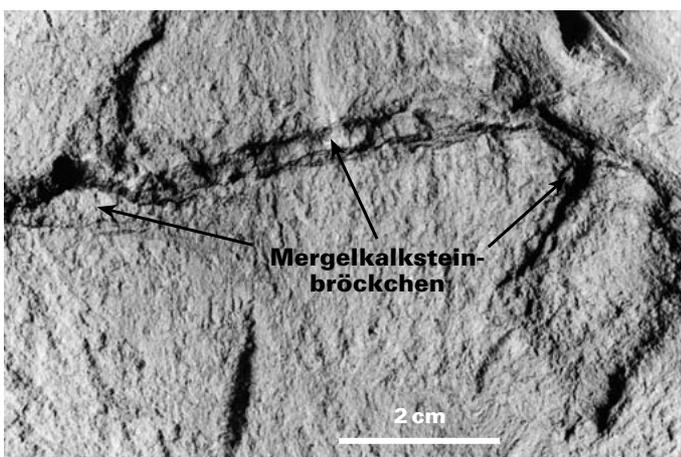


Abb. 3 Durch Gleitfugen zerlegter Mergelkalk- bis Kalkmergelstein; auf den Gleitfugen hellgraue Bröckchen aus Mergelkalkstein; Kernbohrung 1/2001, Teufe: 2,80 m; Kohlstädter Heide, R 34 88 240, H 57 43 740

hell- bis weißgraue Mergelkalk- und Kalkmergelsteine mit CaCO_3 -Anteilen von 68,4 % (Lokalität: „Im kleinen Bruch“), 45,1 % (Schurf Nr. 240) und 39,8 % (Schurf Nr. 238). Der restliche Gesteinsanteil besteht aus Quarz, Feldspat – in Spuren – sowie aus den Tonmineralen Illit, Kaolinit, Montmorillonit, Illit-Montmorillonit-Mixed Layer sowie in Spuren Chlorit. Störungen des Schichtenverbandes durch syndesimentäre oder allochthone Sedimentverlagerung sind im allgemeinen makroskopisch nicht zu erkennen.

Fossilien: Die Mergelkalksteine im Bereich des ehemaligen Steinbruchs Oesterholz-SW in der Kohlstädter Heide sowie das Aushubmaterial des Schurfs Nr. 239 lieferten mehrere Exemplare der Muscheln *Cremnoceramus rotundatus* (FIEGE), *Cremnoceramus waltersdorfensis* (ANDERT), *Cremnoceramus tran-*

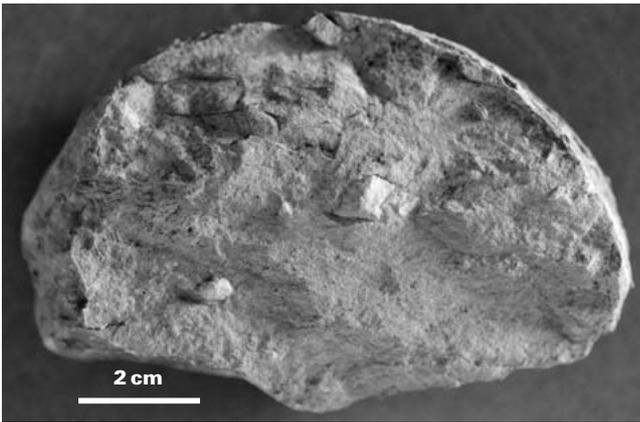


Abb. 4
Tonmergelstein, gradiert, mit eingelagerten hellgrauen Bröckchen aus Mergelkalkstein („Bröckchenmergel“); Kernbohrung 1/2001, Teufe: 3,60 m; Kohlstädter Heide, R 34 88 240, H 57 43 740)

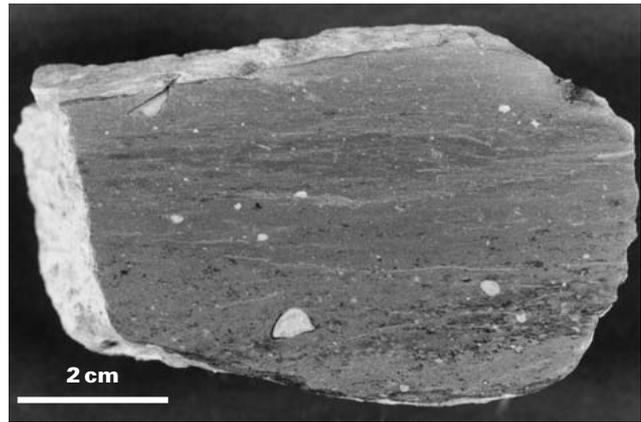


Abb. 5
Tonmergelstein, gradiert, mit eingelagerten hellgrauen Bröckchen aus Mergelkalkstein („Bröckchenmergel“); Kernbohrung 1/2001, Teufe: 3,60 m; Kohlstädter Heide, R 34 88 240, H 57 43 740)

silvanicus (SIMIONESCU), *Mytiloides dresdensis labiatoidiformis* (TRÖGER), *Inoceramus lusatie* ANDERT sowie den Teil einer Wohnkammer des Ammoniten *Scaphites* sp. (Abb. 6, 7).

Im Bohrklein der karbonatreichen Mergelkalkstein-Schollen fanden sich neben den leitenden Foraminiferen *Marginotruncana marginata* (REUSS) (= *Marginotruncata paraventricosa* (HOFKER)), *Marginotruncata lapparenti* (BROTZEN), *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ), *St. granulata levis* KOCH, *St. granulata ex gr. kelleri/levis* und *Gavelinella baltica* (BROTZEN) noch einige wenige Exemplare von *Arenobulimina* sp. und andere Sandschaler (? *Tritaxia*). Außerdem wurden *Lenticulina* sp. sowie *Hedbergella* sp. und *Heterohelix* sp. angetroffen. Daneben fanden sich vereinzelt kugelförmige Radiolarien und glattschalige Ostrakoden.

Nach den makrofaunistischen Untersuchungen sind die festen, harten Mergelkalk- bis Kalkmergelsteine im Bereich des Steinbruchs Oesterholz-SW in das höchste Oberturon (*waltersdorfensis/Didymotis* I-event; WOOD & ERNST & RASEMANN 1984), wenige Meter unter der Turon/Coniac-Grenze einzustufen. Dies deckt sich mit den Befunden hinsichtlich der darin enthaltenen Mikrofauna, innerhalb der *Stensioeina granulata levis* KOCH ein Leitfossil des Unterconiacs, *Stensioeina granulata kelleri* KOCH eine Leitform des Oberturons ist. Hinweise für Anteile von Schichten des Oberturons waren auch in den Sondierungen SB 3/99, SB 5/99 und SB 6/99 anzutreffen. Die Form *Marginotruncana marginata* (REUSS), in der Kernbohrung 1/2001 in den oberen beiden Metern auftretend, setzt im Mittelturon ein und findet sich bis zum Unterconiac. Das Auftreten von *Gavelinella baltica* (BROTZEN) sowie einzelner Radiolarien in den weiter nördlich niedergebrachten Sondierungen (SB 1002, SB 1003) deutet auf geringe Anteile von Schichten des Cenomans hin.

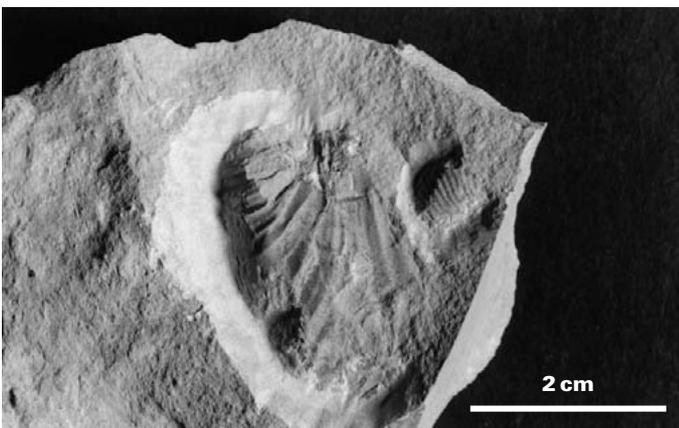


Abb. 6
Cremnoceramus rotundatus (FIEGE) sowie Teil der Wohnkammer von *Scaphites* sp., Rutschmasse Steinbruch Oesterholz-SW, R 34 88 270, H 57 43 350

3.2 Umgebung der Rutschmasse

Gesteine: Seitwärts und im Liegenden des Mergelkalksteinkörpers sind allgemein Kalkmergel- und Tonmergelsteine vorhanden, die sich im Gelände als flache Ausräumungsformen bemerkbar machen, in denen sich das Wasser stellenweise staut (z. B. Kleinenbruch). Die grauen bis dunkelgrauen, in der Verwitterungszone olivgrauen Gesteine besitzen einen CaCO_3 -Gehalt von ca. 35 – 45 %. Im Übergangsbereich zu den

Schichten des Unterconiacs (Kalkig-mergelige Übergangsschichten, FRIEG et al. 1989) feinplattig muschelig aufspaltend, sind sie in den jüngeren Partien dicht, fest und zäh, die im verwitterten Zustand teils scherbzig, teils feinblättrig-stengelig zerfallen. Auf den Trennflächen der Gesteine sind die Tonmergelsteine durch Eisen- und Manganoxide häufig gelb-, rostbraun oder schwärzlich verfärbt, eine Folge der darauf zirkulierenden Gebirgswässer.

Fossilien: In der Kernbohrung 1/2001 wurde in einer Tiefe von 7,20 m in den Gesteinen des Emscher-Mergels ein Steinkern der Muschel *Volviceramus koenei* (G. MÜLLER) (Abb. 8) angetroffen (s. Anhang: Brg. 1). In derselben Bohrung fand sich des Weiteren in 7,50 m Tiefe eine Ansammlung dachziegelartig übereinander gelagerter, unbestimmbarer Inoceramenschalenbruchstücke.

Mikrofaunistisch lieferten die mergeligen Kreide-Schichten vor allem Leitformen des Mittel- bis Oberconiacs mit geringen Anteilen von Oberturon und Unterconiac. Innerhalb dieser Mischfauna repräsentieren die leitenden Foraminiferen *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) und *St. exsculpta exsculpta* (REUSS) das höchste Mittelconiac oder Oberconiac, die Formen *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) zusammen mit vereinzeltm Auftreten von *Stensioeina granulata levis* KOCH das tiefe Mittelconiac. *Marginotruncana marginata* (REUSS) (= „*Globotruncana paraventricosa*“) und *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY) (= „*Globotruncana lapparenti*“) mit einigen wenigen Exemplaren von *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. sind leitend für das Unterconiac. Die Benthonen sind mit Nodosariaceen (Neoflabellinen, Dentalinen u. a.), Rotaliiden (hauptsächlich Stensioeinen und einigen wenigen agglutinierende Foraminiferen (*Ammodiscus* sp., *Arenobulimina* sp. u. a.) vertreten. *Stensioeina granulata kelleri* KOCH ist leitend für das Oberturon.

Alterstellung: Die unmittelbar seitlich und an den Mergelkalksteinkörper angrenzenden grauen bis dunkelgrauen Kalkmergel- bis Tonmergelsteine (Emscher-Mergel) gehören nach den vorliegenden biostratigraphischen Untersuchungen größtenteils ins höchste Unterconiac bis Mittel- und Oberconiac. Innerhalb dieser Mischfauna repräsentieren die Leitformen *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) und *St. exsculpta exsculpta* (REUSS) das höhere Mittelconiac oder Oberconiac, die Formen *Stensioeina granulata granulata* (OLBERTZ) zusammen mit dem vereinzeltm Auftreten von *Stensioeina granulata levis* KOCH das tiefe Mittelconiac. *Stensioeina granulata levis* KOCH und *Marginotruncana marginata* (REUSS) sind leitend für das Unterconiac. *Stensioeina granulata kelleri* KOCH und *Marginotruncana marginata* (REUSS) kommen im Oberturon vor und sprechen zusammen mit den Formen des Unterconiacs für eine allochthone Einlagerung im Emscher-Mergel. Auf Umlagerungen deuten neben Farbunterschieden des Sediments auch zerbrochene und abgerollte Foraminiferengehäuse.

Durch die in den Mergelsteinen nachgewiesene Mischfauna sind somit auch für den Randbereich der karbonatischen Rutschmasse Sedimentumlagerungen im Bereich einer allochthonen Scholle belegt. Ansonsten ist in den Tonmergelsteinen sowohl in der Vertikalen als auch quer zum Streichen eine normale Abfolge vom Älteren zum Jüngeren dokumentiert. Nach der am Westrand der Rutschmasse abgeteufte Spülbohrung 1100

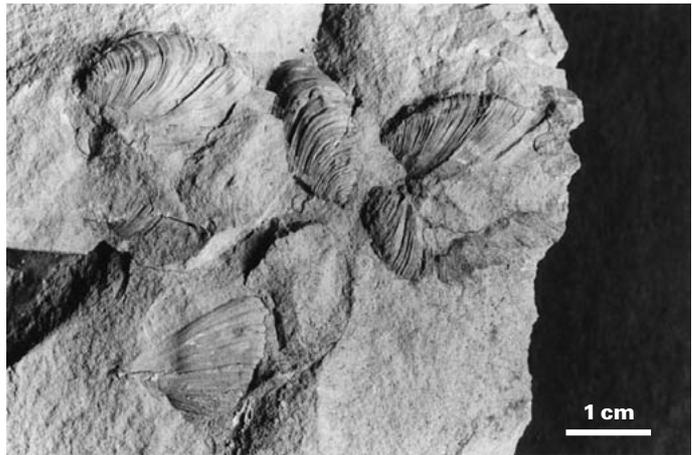


Abb. 7
Mehrere Exemplare, z. T. doppelklappig, von *Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis* (ANDERT), Rutschmasse Steinbruch Oesterholz-SW, R 34 88 250, H 57 43 400

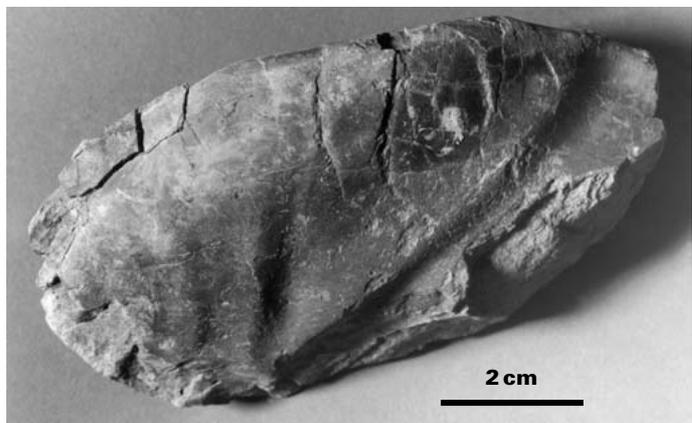


Abb. 8
Volviceramus koenei (MÜLLER), Kernbohrung 1/2001, Teufe: 7,20 m; Kohlstädter Heide, R 34 88 240, H 57 43 740

(R 34 88 120, H 57 43 720) reicht die unter der Rutschmasse angebohrte Schichtenfolge vom höchsten Mittelconiac – Oberconiac bis ins tiefe Mittelconiac, wonach die Mächtigkeit des Mittelconiacs ca. 30 m beträgt. Östlich der Rutschmasse, im Bereich Oesterholz-Kleinenbruch, kommen die Schichten des Mittelconiacs stellenweise bis an die Geländeoberfläche heran.

Der eigentliche Ausstrichsbereich des Unterconiacs (*schloenbachi*-Schichten, krcc 1) ist durch verschiedene Aufschlüsse im Bereich Schlangen und Kohlstädt belegt (FARRENSCHON 1990: 94; KAPLAN & KENNEDY 1994, 1996). Nördlich von Oesterholz lieferte eine Fossilauflistung von der Basis einer ehemaligen Sandgrube (R 34 89 900, H 57 45 600) die Muscheln *Mytiloides incertus* (JIMBO), *Mytiloides incertus mytiloidiformis* (TRÖGER), *Cremonoceramus deformis deformis* (MEEK), *Cremonoceramus deformis erectus* (MEEK), *Cremonoceramus inconstans* (WOODS), *Cremonoceramus rotundatus* (FIEGE), eine Klappe, welche die Merkmale der Arten *Cremonoceramus dresdensis labiatoidiformis* (TRÖGER), *Cremonoceramus waltersdorfensis* (ANDERT) und *Cremonoceramus inconstans* (WOODS) in sich vereinigt, sowie einige Exemplare von *Micraster* sp. und *Gibbithyris* sp.. Dadurch sind auch dort Schichten des basalen Unterconiacs wenige Meter über der Turon/ Coniac-Grenze nachgewiesen.

3.3 Zur Genese der Rutschmasse

Nach den Untersuchungen von VOIGT (1962, 1963, 1970, 1977) handelt es sich bei den vorliegenden Rutschmassen um das Resultat von Ausgleichsbewegungen beim Aufstieg der nordwestfälisch-lippischen Schwelle. Hierbei sind erste Sedimentverlagerungen bereits im oberen Abschnitt des Cenoman-Pläners des Raums Halle-Künsebeck in Form von lokalen „mass-flows“ (KAPLAN & BEST 1985:97), im Obercenoman des Bereichs Hilter/Hankenberge (NEUWEILER & BOLLMANN 1991) und im Turon von Rothenfelde (VOIGT & HÄNTZSCHEL 1964) nachgewiesen. Der Höhepunkt dieser Sedimentumlagerungen mit Gesteinsschollen des Unterconiacs wird im Oberconiac erreicht und findet seinen Abschluss schließlich nach einer längeren Unterbrechung in den obercampanen Sedimentumlagerungen der Beckumer Berge (VOIGT & HÄNTZSCHEL 1964, WOLF 1995), wodurch der Rückzug des Oberkreide-Meeres eingeleitet wird. Als Auslöser für den Aufstieg der nordwestfälisch-lippischen Schwelle wird die Alpenfaltung im Zusammenhang mit der Kollision der europäischen mit der afrikanischen Platte angesehen.

4 Schlussfolgerungen

Aufgrund des Vorkommens verschiedener Faunenanteile des Unterconiacs, Turons und Cenomans (?) handelt es sich bei dem Vorkommen aus Mergelkalksteinen um einen Rutschmassenkörper (Herpolith) auf allochthoner Lagerstätte, der sich vom Bereich Eckelau im Norden bis zu der östlichen Verlängerung der Argonner-

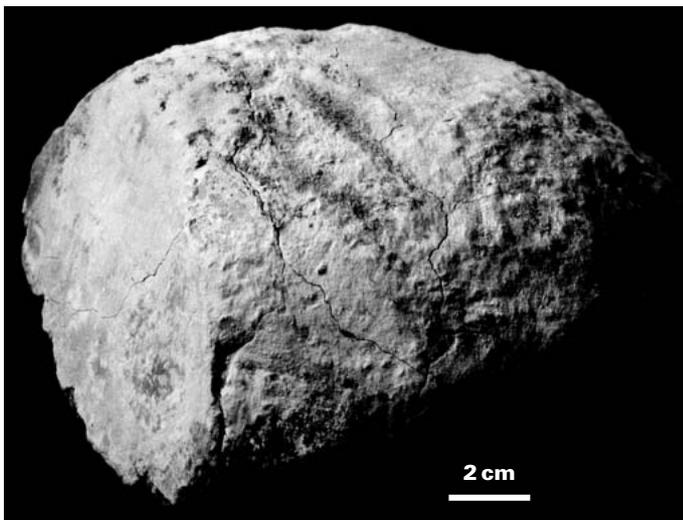


Abb. 9
Phacoid, Kohlstädter Heide (R 34 87 870, H 57 44 180)

kreuzstraße im Süden und von den Lokalitäten „Auf der Horst“ und „Schimmelwiese“ im Westen bis zum Gebiet „Kleinenbruch“, „Kohlstädter Heide“ und „Langelau“ im Osten erstreckt. Ein kleiner, im Bereich der Kohlstädter Heide (R 34 87 870, H 57 44 180) als Lesestein aufgefundener Phacoidkörper (Abb. 9) bestätigt dies. Dafür sprechen auch verschiedentlich in der Kernbohrung 1/2001 angetroffene Tonmergelsteinlagen aus Schichten des Mittel- und/oder Oberconiacs mit Einlagerungen von kleinen Lithoklasten aus Mergelkalkstein des Oberturons bis Unterconiacs („Bröckchenmergel“, Abb. 4, 5, s. S. 10) sowie dünne flaserige Tonfugen mit eingelagerten millimetergroßen Mergelkalksteinbröckchen der Hangend- und Liegendschichten (Abb. 3, s. S. 9). Die ungefähre Umgrenzung ist der Abbildung 1 (s. S. 6) zu entnehmen, wobei der Übergang zwischen autochthonen und allochtho-

nen Tonmergelsteinen des Mittel- beziehungsweise Oberconiacs oftmals gleitend ist. Sie ergibt sich im wesentlichen aus den stratigrafischen Einstufungen für die beprobten Aufschlüsse und Bohrungen (s. Tab. 1, S. 8).

Das Vorkommen umfasst somit ein Gebiet von ca. 5 km². Die Rutschmasse liegt hierbei Schichten des Mittel- und Oberconiacs auf, die dort am Fuß des Eggegebirges infolge ihres flachen westlichen Einfallens an der Geländeoberfläche beziehungsweise mehrere Meter unter der Quartär-Bedeckung ausstreichen. Die Mächtigkeit der Rutschmasse beträgt nachweislich mindestens 2 – 3 m, vermutlich aber bis zu 15 m. Auffallend ist hierbei die großenteils vorhandene Homogenität der Schichten und die geringe Größe der darin eingelagerten Gesteinsbröckchen, was auf den Transport einer großen und bereits stark verfestigten Gesteinsscholle, sozusagen „en bloc“, bis in diesen ca. 5 km vom Liefergebiet entfernten distalen Ablagerungsbereich hinweist (ERNST & SEIBERTZ & WOOD 1998: Abb. 12).

Der Zeitpunkt des Rutschungsereignisses ist nach der vorliegenden Schichtenfolge in das Oberconiac zu stellen, was eventstratigrafisch ungefähr dem Ilsede-Tektoevent entspricht (MORTIMORE et al. 1998). Flächenmäßig handelt es sich bei diesem Großereignis um einen Vorgang am Rande eines langgestreckten, tektonisch instabilen Gebiets, in dem es zu weiteren kleineren Hebungsvorgängen mit entsprechenden Massenverlagerungen gekommen ist. Die Rutschung ist zur selben Zeit wie bei dem Vorkommen im Bereich Augustdorf (SKUPIN 1990) erfolgt.

5 Verzeichnis der Schriften und Karten

5.1 Schriften

- ERNST, G.; SEIBERTZ, E.; WOOD, C. J. (1998): Cenomanian-Turonian of Wüllen near Ahaus. – In: MUTTERLOSE, J.; BORNEMANN, A.; RAUER, S.; SPAETH, C.; WOOD, C. J. [Hrsg.]: Key localities of Northwest European Cretaceous, Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **48**: 157 – 164, 6 Abb.; Bochum.
- FEHRENTZ, M. (1998): Lumineszenz-Datierungen an pleistozänen Schmelzwasser- und holozänen Flugsand- und Dünensedimenten der Senne (östliches Münsterland, Deutschland). – Diss. Univ. Köln, 68 + LXX S., 43 Abb., 7 Tab.; Köln.
- FEHRENTZ, M.; LANG, M. (1998): GR-OSL- und IR-OSL-Datierungen an spätpleistozänen und holozänen Dünensanden der Senne (östliches Münsterland). – Kölner geogr. Arb., **70**: 47 – 58, 3 Abb., 8 Tab.; Köln.
- FEHRENTZ, M.; RADTKE, U. (1998): Luminezenzdatierungen an pleistozänen Schmelzwassersanden der Senne (östliches Münsterland). – Kölner geogr. Arb., **70**: 103 – 115, 6 Abb., 3 Tab.; Köln.
- FRIEG, C.; HISS, M.; MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- GÖBEL, W. (1994): Der Truppenübungsplatz Senne, Entstehung und Erweiterung. In: PIESCZEK, U. [Hrsg.]: Truppenübungsplatz Senne. Zeitzeuge einer hundertjährigen Militärgeschichte. Chronik, Bilder, Dokumente: 16 – 107, 112 Abb.; Paderborn.
- GEYH, M. A.; MICHEL, G. (1983): Tiefes Grundwasser in der Senne. – Zt. dt. geol. Ges., **134**: 885 – 903, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- KAPLAN, U.; BEST, M. (1985): Zur Stratigraphie der tiefen Oberkreide im Teutoburger Wald (NW-Deutschland), 1, Cenoman. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **27**: 81 – 103, 4 Abb.; Bielefeld.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J. (1994): Ammoniten des Westfälischen Coniac. – Geol. Paläont. Westf., **31**: 155 S., 7 Abb., 43 Taf.; Münster/Westf.
- KAPLAN, U.; KENNEDY, W. J. (1996): Upper Turonian and Coniacian ammonite stratigraphy of Westphalia, NW-Germany. – Acta geol. pol., **46** (3 – 4): 305 – 352, 24 Abb.; Warszawa.
- MORTIMORE, R.; WOOD, CH.; POMEROL, B.; ERNST, G. (1998): Dating the phases of the Subhercynian tectonic epoch: Late Cretaceous tectonics and eustatics in the Cretaceous basins of northern Germany compared with the Anglo-Paris Basin. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1996** (11/12): 1349 – 1401, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.

- MÜLLER, R.-D. (1994): Eisenbahn. – In: PIESCZEK, U. [Hrsg.]: Truppenübungsplatz Senne. Zeitzeuge einer hundertjährigen Militärgeschichte. Chronik, Bilder, Dokumente: 616 – 634, 13 Abb.; Paderborn.
- NEUWEILER, F.; BOLLMANN, J. (1991): Sedimentäre Sequenz der Plänerkalk-Gruppe der tiefen Oberkreide von Hilter/Hankenberge (Teutoburger Wald, NW-Deutschland). – Zbl. Geol. Paläont. Tl. 1, **1990** (11): 1623 bis 1643, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- NIEKAMP, K. (1996): Die Hirschquelle und ihre hydrogeologische Umgebung in der Senne am Südwestrand des Teutoburger Waldes (Raum Stukenbrock). – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 84 S., 37 Abb., 12 Tab., 3 Anh., 3 Anl.; Hannover.
- SCHNEIDER, E.; SCHNEIDER, H. (1977): Tiefe Karstgrundwässer in der oberen Emsebene. – bbr, **28**: 93 – 100, 4 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und – Geol. Jb. **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1978): Erdgeschichte, Landschaftsformen und geomorphologische Gliederung der Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, Sonderh. Beitr. Ökol. der Senne, **1**: 7 – 24, 9 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1979 a): Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse - Drenthestadiale Grundmoräne und pot-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **24**: 319 bis 344, 8 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1979 b): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riss-) Glazial. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **47**: 1 – 51, 1 Abb., 2 Tab.; Münster/Westf.
- SERAPHIM, E. TH. (1985): Dünen, Flugsanddecken und Löss. – In: Geographische Kommission für Westfalen, Landschaftsverband Westfalen-Lippe [Hrsg.]: Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung. – Geogr.-landeskdl. Atlas Westf., (II) **1** (2): 1 – 21, 4 Abb.; Münster/Westf. (Aschendorff).
- SKUPIN, K. (1985): Senne. – In: Erläuterungen zu Blatt C 4318 Paderborn, 2. Aufl. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <100 000>, Erl., **C 4318**: 42 – 45, 2 Abb.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (1990): Gesteinsausbildung und Stratigraphie eines Kreide-Vorkommens nordöstlich von Augustdorf/Senne (Nordrhein-Westfalen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181** (1 – 3): 287 – 301, 5 Abb.; Stuttgart.
- SKUPIN, K. (1994): Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- und Dünenbildungen im Bereich der Senne (östliches Münsterland). – Geol. u. Paläont. Westf., **28**: 41 – 72, 14 Abb., 6 Tab.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K. (1996): Allochthone Oberkreide-Vorkommen (Herpolithe) am Nord- und Ostrand der Senne zwischen Brackwede, Augustdorf und Schlangen. – Ber. Naturwiss. Verein Bielefeld u. Umgebung, **37**: 261 – 288, 5 Abb.; Bielefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh. Westf.).
- STILLE, H. (1932): Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreidebedeckung. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F., **139**: 137 – 158, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke von Halle/Westf. als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phacoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 – 275, 34 Abb., 33 Taf.; Hamburg.
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebiete. – Z. dt. geol. Ges., **114** (2): 378 – 418, 15 Abb.; Hannover.
- VOIGT, E. (1970): Untermeerische Großgleitungen in der Kreide Westfalens und die dabei erfolgte Deformation der Sedimente – Leopoldina, **15** (3); Halle/Westf.
- VOIGT, E. (1977), mit Beitr. von KOCH, W.: Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 57 – 79, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.

- VOIGT, E.; HÄNTZSCHEL, W. (1964): Gradierte Schichtung in der Oberkreide Westfalens. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **7**: 495 – 548, 7 Abb., 3 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
- WOLF, E. O. (1995): Sedimentologie, Paläogeographie und Faziesentwicklung der Allochthonite des Campan von Beckum/Zentrales Münsterland. – Berliner geowiss. Abh., **E 16**: 305 – 333, 11 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Berlin. – [Gundolf-Ernst-Festschr.]
- WOOD, C. J.; ERNST, G.; RASEMANN, G. (1984): The Turonian/Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Salzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section. – Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**: 225 – 238, 4 Abb.; Kopenhagen.

5.2 Karten

- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4018 Lage (1915), Bearb. RENNER, O.; KRAISS, A.; KEILHACK, K.
Blatt 4118 Senne (1915), Bearb. RENNER, O.; KRAISS, A.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg, 2. Aufl. (1990), Bearb. FARRENSCHON, J.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4318 Paderborn, 2. Aufl. (1985), Bearb. DAHM, H. D.; DEUTLOFF, O.; KNAPP, G.; KOCH, M.; MICHEL, G.; SKUPIN, K.

Anhang

Aufschlüsse und Bohrungen

Aufschluss 1

Bezeichnung: Oesterholz-SW

Lage: R 34 88 255, H 57 43 435
+177,5

Aufschlussart: ehemaliger Steinbruch der Gemeinde Schlangen-Oesterholz

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), E. SEIBERTZ (Makrofauna), M. HISS (Mikrofauna)

– 5 m Mergelkalkstein, flaserig aufspaltend (Plänerfazies), stellenweise geringmächtige Zwischenlagen (2 – 5 cm) von Kalkmergelstein *striatoconcentricus-/schloenbachi*-Schichten (= Herpolith)

Bohrung 1

Bezeichnung: Kernbohrung 1/2001

Lage: Kohlstädter Heide, 4118 Senne
R 34 88 240, H 57 43 740
+181 m NN

Auftraggeber: Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Zweck: Erkundungsbohrung

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), M. HISS (Mikrofauna)

Bohrzeit: 17. März 2001

- 3,00 m Mergelkalkstein, grau bis hellgrau, nur als einzelne, unzusammenhängende Brocken vorliegend, bohrungsbedingt, bei 2,80 m Gesteinsstück mit größerer Bioturbationsstruktur, daneben auf dünnen tonig-mergeligen Scherflächen kleine Mergelkalksteinbröckchen, hell- bis weißgrau Herpolith (Oberturon-Unterconiac)
- 4,30 m Kalkmergelstein, grau, feinblättrig-stengelig zerfallend, bei 3,60 m einzelne Mergelkalksteinbröckchen, hellgrau, eckig bis gerundet, maximal 1 cm Emscher-Mergel (Mittel- bis Oberconiac), wechsel-lagernd mit Bröckchenmergel
- 5,60 m Tonmergelstein, feinblättrig zerfallend, olivgrau (Mittel- bis Oberconiac) Emscher-Mergel
- 6,00 m Tonmergelstein (34,1 % CaCO₃), feinblättrig, z. T. laibartig-knollig zerlegt, olivgrau bis grau Emscher-Mergel (Mittel- bis Oberconiac)
- 8,40 m Tonmergelstein (46,2 % Ca CO₃), grau bis dunkelgrau, fest, kompakt, bei 7,20 m Steinkern mit Schalenrest von *Volviceramus koeneni* MÜLLER, bei 7,50 m, im Bereich eines durchgehenden Schalenabdrucks, zahlreiche Inoceramenschalenbruchstücke, dachziegelartig übereinander angeordnet, mit großen, hellgrauen Tonmergelsteinbröckchen wechsellagernd mit Bröckchenmergel

scriptum	12	17 – 37, 8 Abb., 15 Tab.	Krefeld 2004
-----------------	-----------	--------------------------	--------------

Neue Beobachtungen zur prä- bis frühkretazischen Bodenbildung am Westrand der südlichen Egge zwischen Neuenheerse und Willebadessen (Nordrhein-Westfalen)

Von Klaus Skupin & Roland Strauß*

Inhalt

1	Vorbemerkungen	18
2	Geologische Übersicht	20
3	Vorkommen	21
4	Bodenprofile	22
	4.1 Paläoboden auf Unterem Muschelkalk	22
	4.2 Paläoboden auf Oberem Keuper	28
5	Paläorelief	32
6	Alter und Genese	32
7	Ingenieur- und Hydrogeologie – Besonderheiten des Paläobodens	33
8	Verzeichnis der Schriften und Karten	34
	8.1 Schriften	34
	8.2 Karten	35
 Anhang		
	Bohrungen	36

* Anschrift des Autors: Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin & Dipl.-Geol. Dr. Roland Strauß, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, De-Greif-Strasse 195, D-47803 Krefeld

Zusammenfassung: Bei Erkundungsbohrungen für die neue Bahntrasse zwischen Neuenheerse und Willebadessen (Ausbaustrecke 33 Dortmund-Kassel der Deutschen Bahn AG) wurde auf der präkretazischen Erosionsfläche, die von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins bis Unteren Juras unterlagert wird, im Liegenden der Unterkreide-Sandsteine (Osning-Sandstein, Gault-Sandstein) ein ca. 0,6 – 5,2 m mächtiger Paläoboden angetroffen. Vorkommen dieses Paläobodens sind aus dieser Region seit längerem bekannt und wurden bis in die Gegend von Lopshorn am Nordostrand der Senne vermutet. Im Gegensatz zu den meist nur aus Bohrungen und kleineren Tagesaufschlüssen bekannten Vorkommen erlaubte der großflächige Abbau der Gesteinsschichten im Bereich des Tunnelvortriebs des Egge-Tunnels eine kontinuierliche Beschreibung von Ausbildung, Zusammensetzung und Mächtigkeit des Paläobodens sowie Aussagen zur Beschaffenheit und zum Relief der ehemaligen Landoberfläche. Entsprechend dem wechselnden Ausgangsgestein ist der Paläoboden unterschiedlich entwickelt und variiert bodentypologisch zwischen terraartigen (Unterer Muschelkalk) und braunerdeartigen (Oberer Keuper) Bodenentwicklungen. Für die Entstehung des Paläobodens ist am ehesten der Zeitraum des Oberen Juras und der Unteren Kreide anzunehmen, nachdem sich das Meer im Verlaufe der jungkimmerischen Gebirgsbildung aus diesem Raum zurückgezogen hatte. Im Rahmen der Arbeit wird des Weiteren auf die ingenieur- und hydrogeologische Bedeutung der Bodenbildung beim Tunnelvortrieb eingegangen.

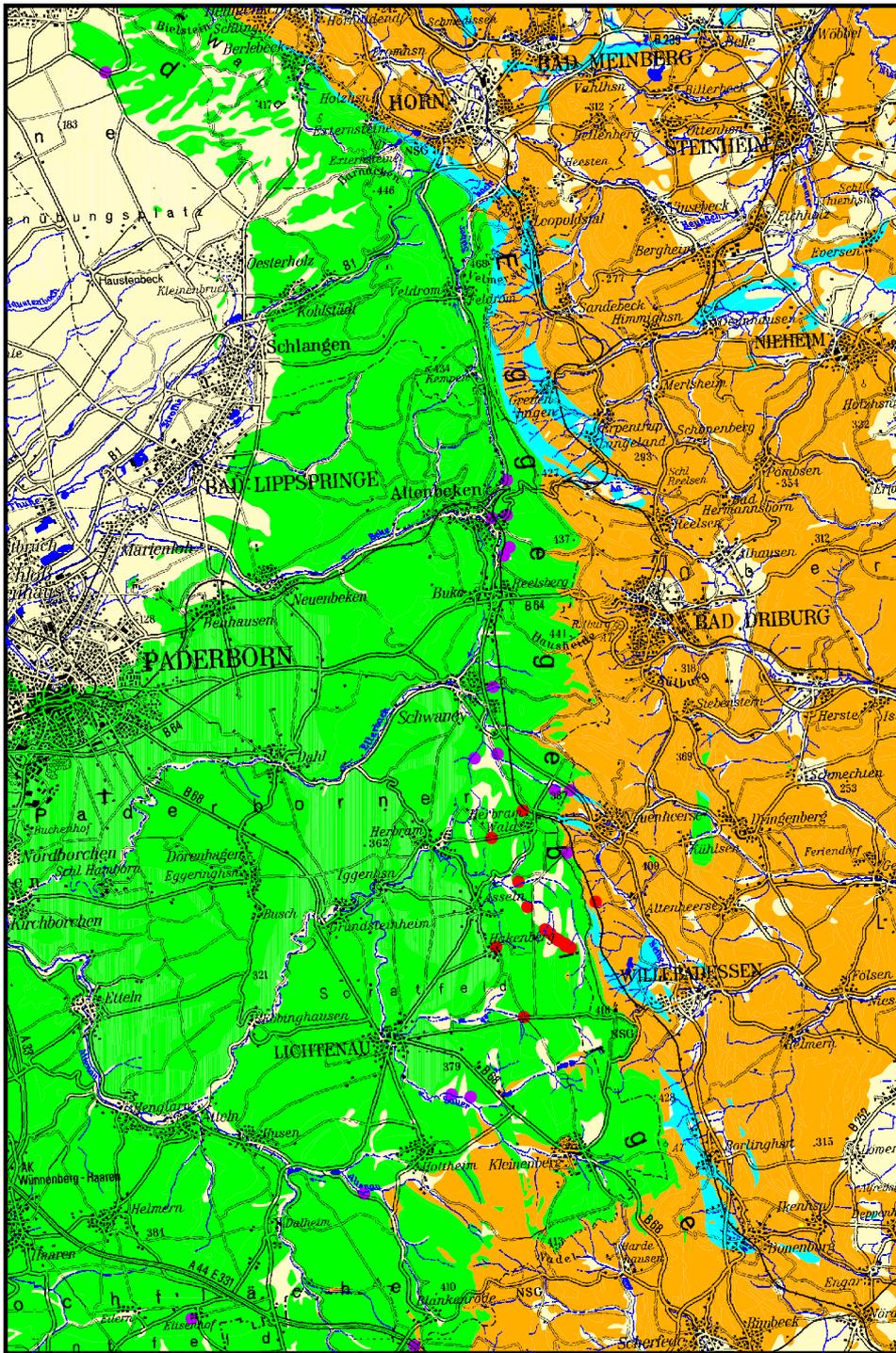
1 Vorbemerkungen

Vom südlichen Eggegebirge sind fossile Bodenreste des Mesozoikums bereits seit einigen Jahren aus einer Reihe von Bohrungen und einzelnen Tagesaufschlüssen bekannt (vgl. DAHM 1982: Tab. 1). Nach der Übersichtsdarstellung von DAHM (1982) werden aus dem Bereich Lopshorn – Blankenrode insgesamt 18 Vorkommen von Paläoböden genannt, wobei allein acht Vorkommen auf dem Blattgebiet 4319 Lichtenau zu liegen kommen (Abb. 1). Neben der Teufenangabe und der Art des Bodentyps werden dort vereinzelt auch Angaben zur petrografischen und mineralogischen Zusammensetzung gemacht. Als Bildungszeitraum wird die Unterkreide-Zeit angenommen.

Der Nachweis weiterer Vorkommen im Blattgebiet Lichtenau geht auf die geologischen Voruntersuchungen entlang der neuen Trasse für die Bahn-Strecke zwischen Neuenheerse und Willebadessen zurück. Bei diesen Arbeiten wurde der Bodenhorizont in zahlreichen Erkundungsbohrungen angetroffen. Bei den Vortriebsarbeiten für den Tunnel war dieser darüber hinaus auch flächenhaft aufgeschlossen, was neben detaillierten Untersuchungen zur Ausbildung und Mächtigkeit auch Beobachtungen zur Beschaffenheit des Paläoreliefs ermöglichte.

Die petrografischen und mineralogischen Untersuchungen wurden von H. GRÜNHAGEN, die chemischen Analysen durch B. LÜER vorgenommen. Die mikropaläontologischen Untersuchungen zur biostratigrafischen Einstufung des Bodens erfolgten durch CH. HARTKOPF-FRÖDER, die fachliche Beratung durch V. FRIEDLEIN, alle Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen. Allen Genannten sei herzlich gedankt. Die Deutsche Bahn AG ermöglichte dankenswerterweise die Beprobung der Erkundungsbohrungen.

Abb. 1 ►
Fundpunkte von Paläoböden
(Geologische Karte als Auszug aus dem Informationssystem Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000)



Paläoböden

- ältere Fundpunkte
- neue Fundpunkte

- Quartär
- Tertiär
- Kreide
- Jura
- Trias



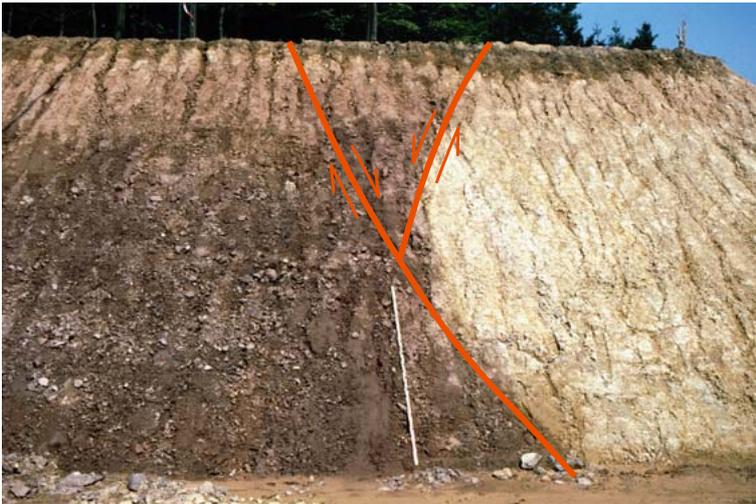


Abb. 2
Sedimentgesteine der Oberkreide (Cenoman-Mergel und Cenoman-Grünsand, rechts), versetzt gegen Sedimentgesteine der Unterkreide (Gault-Sandstein, links)

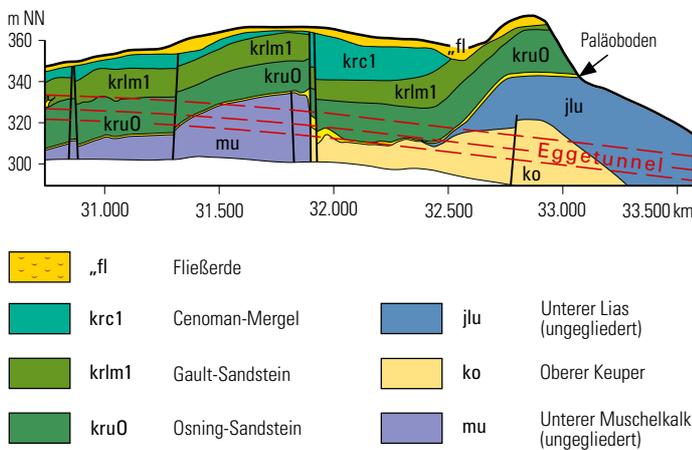


Abb. 3
Längsschnitt durch den Egge-Tunnel nach GRAF (2000), verändert durch FRIEDLEIN et al. (2002)

2 Geologische Übersicht

Das Untersuchungsgebiet liegt im Blattgebiet 4319 Lichtenau (FRIEDLEIN 2004) im Gebiet der südlichen Egge. Dort, am Ostrand des Münsterländer Kreide-Beckens im Bereich der Grenze Rheinische Masse/Hessische Senke, transgredieren die Schichten der Unter- und Oberkreide über einem aus Gesteinen des Paläozoikums, der Trias und des Juras bestehenden Untergrund. Ursache für die rasch wechselnden geologischen Verhältnisse des Untergrundes ist die jungkimmerische Gebirgsbildung am Ende der Jura-Zeit mit der Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges in Westen gegenüber der Hessischen Senke im Osten. Durch dieses tektonische

Ereignis wurden die entlang dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges abgelagerten Gesteine des Zechsteins, der Trias und des Juras über mehrere hundert Meter staffelartig gegeneinander versetzt und schon bald wieder eingeebnet (STILLE 1908, 1932; MEIBURG 1982). Am Ende der Kreide-Zeit wurden im Verlaufe der subherzynischen Gebirgsbildung schließlich auch die Kreide-Sedimentgesteine steil gestellt, zerbrochen und in einzelne Schollen zerlegt. Bei den Vortriebsarbeiten für den Eggetunnel wurde in diesem Zusammenhang bestätigt, dass ein Teil der präkretazisch angelegten tektonischen Elemente durch die tektonischen Ereignisse seit der Unterkreide-Transgression reaktiviert wurde (FRIEDLEIN 2004, HOFFMANN & NIESKENS & STRAUB 2001).

Im Gebiet des südlichen Eggesenkungsfeldes sind im Bereich Willebadessen Gesteine des Oberen Buntsandsteins, des Muschelkalks, des Keupers und des Unteren Juras vertreten. Diese stehen dort teils direkt an der Geländeoberfläche an, teils sind sie durch die Sedimentgesteine der Unter- und Oberkreide bedeckt. Bei den Schichten der Unterkreide handelt es sich um die Schichtglieder des Osning-Sandsteins und Gault-Sandsteins, bei den Schichten der Oberkreide um den Cenoman-Mergel einschließlich basaler Grünsande, die dort nach neueren Erkenntnissen beim Trassenbau grabenartig in die Unterkreide-Sedimente eingelassen sind (Abb. 2 u. 3).

Nach SPEETZEN (1970) begann die Ablagerung des Osning-Sandsteins im Hauterive und endete im Unteralt. Der Gault-Sandstein wurde anschließend im Verlaufe des Mittel- und Oberalt abgelagert (Tab. 1). Osning-Sandstein wie Gault-Sandstein markieren mit ihren fein- bis grobklastischen Ablagerungen den ehemaligen Küstensaum des Unterkreide-Meeres am Nordrand der Rheinischen Masse, von wo aus die terrestrischen Bestandteile durch die Flüsse nach Norden und Osten in das offene Meer befördert wurden. Abseits der Fluss-

Tabelle 1
Stratigrafische Stellung des Paläobodens

Alter* (Mio. Jahre vor heute)	System	Serie	Subserie	Stufe	Unterstufe	Südliche Egge	Ereignisse	
98,9	Kreide	Unterkreide		Albium	Oberalbium	Gault-Sandstein	Überflutung durch Kreidemeer	
112,2					Mittelalbium	Osning-Sandstein		
121					Unteralbium			
127				Aptium	Hauterivium	Oberhauterivium Unterauterivium	Schichtlücke	Erosion mit teilweiser Abtragung des Paläobodens
132				Barrémium				
136,5				Valanginium				
142	Jura	Malm	Oberer Mittlerer Unterer	Berriasium	Bückeburg-Folge Münder-Folge	Paläoboden	Entstehung des Paläobodens	
157,1					Dogger			Schichtlücke
178		Lias		Toarcium				
208				Pliensbachium Sinemurium Hettangium				

* nach GRADSTEIN et al. (1999)

mündungen wurden Sand und Kies durch die Strömungen des vorrückenden Meeres wiederum weithin über den verwitterten und tiefgründig zersetzten Festgesteinsuntergrund ausgebreitet. Dort vorhandene Böden wurden nur teilweise wieder abgetragen, sondern flächenhaft in mehr oder weniger großer Mächtigkeit konserviert. Je nach Ausgangsgestein sind auf der ehemaligen Landoberfläche unterschiedliche Bodentypen entwickelt (DAHM 1982).

3 Vorkommen

Von den entlang der Trasse zur Erkundung der Untergrundverhältnisse niedergebrachten Bohrungen wurde der Paläoboden in 17 Fällen sicher, in zwei bis drei Fällen vermutlich angetroffen (Tab. 2). In diesen Bohrungen wurde der Boden maximal in einer Tiefe von 54 m (Bohrung BK 12), im geringsten Falle in einer Tiefe von 27 m (Bohrung BK 15) unter der Geländeoberfläche auf Ablagerungen des Unteren Muschelkalks, des Oberen Keupers und des Unteren Juras erfasst. In Bezug zur Höhenlage bedeutet dies eine unterschiedliche Höhenlage von +227 m ü. NN (Bohrung Schwaney) bis +336,6 m ü. NN (Archivbohrung 40). Die unterschiedliche Höhenlage des Bodens ist zum einen eine Folge des natürlichen Reliefs (s. Kap. 5), zum anderen ist sie durch die nachfolgende tektonische Verstellung der Schichten bedingt, wodurch der Boden im Bereich von Störungen um maximal 50 m gegeneinander versetzt worden ist (Abb. 3, s. S. 20). Am Paderborner Berg streicht er an der Geländeoberfläche aus, ist dort allerdings wegen einer Bedeckung aus Hangschutt schlecht aufgeschlossen. Die bodentypologische Ausbildung variiert je nach Ausgangsgestein zwischen Terra-fusca- und braunerdeähnlichen Bodenrelikten, wobei im Verlaufe der Untersuchungen lediglich Bodenreste auf Unterem Muschelkalk und Oberem Keuper beprobt und untersucht worden sind.

Tabelle 2
Vorkommen von Paläoböden

Name der Bohrung	Lage					Ausgangsgestein
	R-Wert	H-Wert	Paläoböden			
			m über NN Oberkante	m unter Geländeoberkante	Mächtigkeit	
Archiv 2	³⁴ 97 250	⁵⁷ 27 280	284	43,5	1 (?)	Mittlerer Keuper (?)
Archiv 4	³⁴ 97 020	⁵⁷ 20 825	320,6	20,1	1,1	Mittlerer Buntsandstein (?)
Archiv 5	³⁴ 96 250	⁵⁷ 23 050	330,1	5,4	0,9	Mittlerer Buntsandstein (?)
Archiv 45	³⁴ 99 395	⁵⁷ 24 335	202,3	13,65	1,55	Steinmergelkeuper
Archiv 71	³⁴ 96 250	⁵⁷ 26 460	284	37	2	Röt 3
BK 0786-1	³⁴ 98 120	⁵⁷ 23 235	320,7	35	0,6	Unterer Muschelkalk
BK 1066-1	³⁴ 98 349	⁵⁷ 23 076	330	32	2,16	Unterer Muschelkalk
BK 5	³⁴ 97 787	⁵⁷ 23 527	311,8	41,4	0,8	Unterer Muschelkalk
BK 7	³⁴ 97 813	⁵⁷ 23 527	316,76	36,8	1	Unterer Muschelkalk
BK 8	³⁴ 97 950	⁵⁷ 23 400	317,85	38,85	1,1	Unterer Muschelkalk
BK 9	³⁴ 98 196	⁵⁷ 23 182	331,8	33,9	1,1	Unterer Muschelkalk
BK 10	³⁴ 98 395	⁵⁷ 22 995	330,82	38,4	0,7	Mittlerer Muschelkalk (?)
BK 12	³⁴ 98 565	⁵⁷ 22 925	363,8	54	1,3	Oberer Keuper
BK 1066-15	³⁴ 98 417	⁵⁷ 23 036	317	43,5	3,1	Oberer Keuper
BK 1153-1 (Horizontalbohrung)	³⁴ 98 434	⁵⁷ 23 020	316	42	5,2	Oberer Keuper
BK 17	³⁴ 97 025	⁵⁷ 25 057	307,65	8,3	0,8	Röt 4 (?)
GWM 5	³⁴ 97 272	⁵⁷ 24 255	308,54	25,65	0,75	Oberer Buntsandstein

4 Bodenprofile

4.1 Paläoböden auf Unterem Muschelkalk

Ca. 560 m südlich des nördlichen Tunnelportals wurde der Paläoboden erstmals an der Grenze Unterer Muschelkalk (Wellenkalk, mu)/Unterkreide (Osning-Sandsteins, kruO) angefahren und beim weiteren Vortrieb über eine Entfernung von ca. 200 m bis zum Tunnelmeter 760 aufgeschlossen (Abb. 3, s. S. 20). Bei dem von der Tunnelbasis schräg bis zur First ansteigenden Bodenhorizont handelt es sich allgemein um einen ca. 0,5 bis 1 m mächtigen Lockergesteinskörper aus einem grauen bis bräunlichgrauen schluffigen Ton beziehungsweise braunen oder rotbraunen tonigen Schluff mit einzelnen Gesteinsbröckchen, dessen Textur mit Annäherung an die Oberfläche des Unteren Muschelkalks zunehmend plattiger wird und schließlich in die Verwitterungszone des Wellenkalks übergeht (Abb. 4). Die Grenze zum Unterem Muschelkalk ist mehr oder weniger unregelmäßig mit zapfen- und taschenförmigen Vertiefungen eines verkarsteten Untergrunds (Abb. 5).

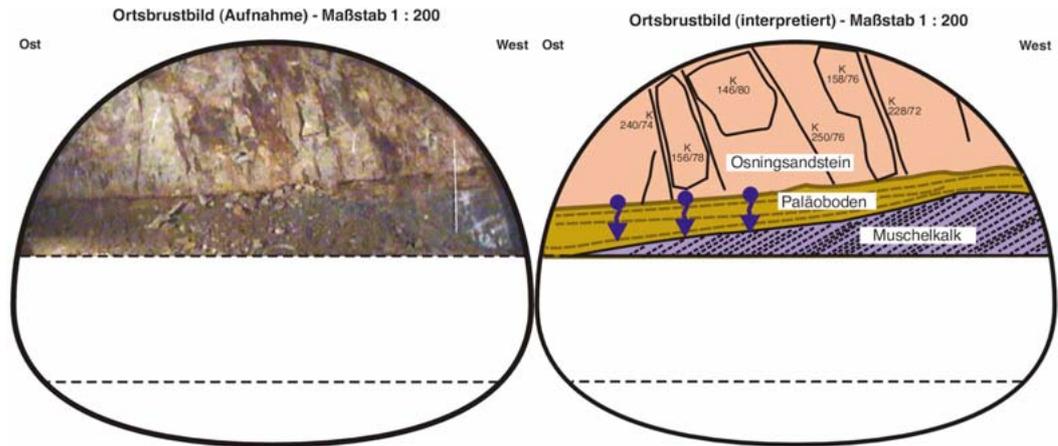


Abb. 4
Ortsbrustaufnahme bei Tunnelmeter 669 Nord
(R 35 98 031, H 57 23 312, 321,5 m NN) (GRAF 2000)

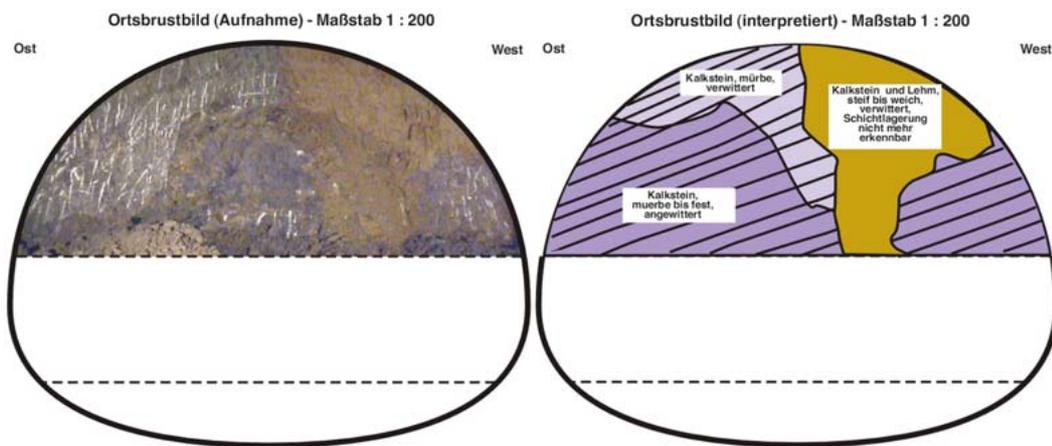


Abb. 5
Ortsbrustaufnahme bei Tunnelmeter 825 Nord
(R 35 98 154, H 57 23 213, 320,5 m NN) (GRAF 2000)

Die Hangendgrenze zwischen dem Boden und dem auflagernden Osnings-Sandstein wird wiederum häufig durch einen gelb- bis rostbraunen oder dunkelgrauen bis schwärzlichen eisen- und manganreichen Erzanreicherungshorizont gebildet, in dem sich der aus der überlagernden Kreide-Schichtenfolge stammende und nach unten geführte Lösungsinhalt als entsprechende Ausfällung wiederfindet. Die hohen Schwermetallgehalte sind vermutlich von den tertiären Vererzungen entlang des Westheimer Abbruchs am Ostrand der Rheinischen Masse abzuleiten (FARRENSCHON & SKUPIN 1991), welche auch die Gesteine des Kreide-Deckgebirges erfassten. Hierbei ist es in gering verfestigten und permeablen Horizonten auch zu schichtgebundenen Verdrängungen und Imprägnationen gekommen (SCHAEFFER 1984). Bei deren Verwitterung und Abtragung gelangten die wässerigen, erzhaltigen Lösungen in den Paläoboden. Verschiedene Proben aus dem Anstehenden der Tunnelwand und aus Bohrungen, die von der Tunnelbasis aus durchgeführt wurden, lieferten zudem detaillierte Angaben zur petrografischen und geochemischen Zusammensetzung sowie Alterseinstufung des Paläobodens.

a) Aufschluss: Tunnelmeter 708

Lage: R 34 98 061, H 57 23 287; +325 m NN

Bodenart: Bodenartlich besteht der ca. 0,5 – 1,0 m mächtige Paläoboden aus einem grauen bis bräunlichgrauen schwach sandigen, schwach schluffigen Ton.

Mineralogie: Nach röntgendiffraktometrischen Untersuchungen handelt es sich bei dem Bodenmaterial durchgehend um Quarz, Goethit, Spuren von Feldspat und stellenweise Gips. An Tonmineralen sind zu finden Illit, untergeordnet Kaolinit und Illit-Montmorillonit und sehr untergeordnet Vermiculit.

Geochemie: Bei den Haupt- und Nebenelementen (Tab. 3) überwiegt Silizium (21,8 – 55,1 % SiO₂) vor Aluminium (6,56 – 18,2 % Al₂O₃), Eisen (10,6 – 56,0 % Fe₂O₃) und Kalium (1,36 – 4,75 % K₂O). Bei den Spurenelementen zeigten alle Proben einen erhöhten Schwermetallgehalt, insbesondere von Zink und Blei, der vor allem in der obersten Grenzschicht zum Osning-Sandstein deutlich erhöht ist (Tab. 4). Nach den vorliegenden Untersuchungen betragen die Gehalte für Zn maximal 1965 mg/kg, für Pb 433 mg/kg, Ni 149 mg/kg, Co 47 mg/kg, V 141 mg/kg, As 39 mg/kg und Cd 2 mg/kg. Der hohe Gehalt an Eisen ist ebenfalls auf die obersten Lagen im Grenzbereich Paläoboden/Osning-Sandstein beschränkt, wo das von das im Unterkreide-Sandstein von oben nach unten strömende Sickerwasser über dem undurchlässigen Paläoboden aufgestaut wurde.

Bodentyp: Typ Terra fusca

Tabelle 3
Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens bei Tunnelmeter 708
R 34 98 061, H 57 23 287, +335 m NN

Probennahme	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	GV
Grenzschicht Osning-Sandstein/ Paläoboden	21,8	0,33	6,56	56,0	0,016	0,26	0,48	0,65	< 0,01	1,36	0,34	11,60
Paläoboden oben	55,1	0,79	18,0	10,6	0,016	0,06	1,50	0,39	< 0,01	4,17	0,25	8,85
Paläoboden mitte	48,9	0,75	16,6	15,6	0,015	0,06	2,09	0,77	< 0,01	4,75	0,16	9,83
Paläoboden unten	49,9	0,79	18,2	13,1	0,018	0,24	1,84	0,46	< 0,01	4,70	0,29	9,69

Tabelle 4
Spurenelementgehalte eines Paläobodens bei Tunnelmeter 708
R 34 98 061, H 57 23 287, +335 m NN

Probennahme	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)												
	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
Grenzschicht Osning-Sandstein/ Paläoboden	106	47	86	18	1965	10	16	40	334	9	< 2	170	365
Paläoboden oben	141	27	65	29	715	28	39	178	545	17	2	200	433
Paläoboden mitte	103	38	133	20	1516	25	9	176	374	19	2	160	60
Paläoboden unten	101	45	149	28	1051	29	28	190	551	21	< 2	180	235

b) Bohrung: BK 0786-1 (Schrägbohrung von unten nach oben)

Lage: Tunnelmeter 786; R 34 98 120, H 57 23 235; +316 m NN
Paläoboden bei Tunnelmeter 804,1; R 34 98 134, H 57 23 225;
+320,7 m NN (s. Anhang: Brg. 1)

Bodenart: Bei dem ca. 0,6 m mächtigen Bodenprofil handelt es sich generell um einen stark bindigen und zähen, schwach sandigen, schluffigen Ton. Korngrößenmäßig besteht der Boden im Durchschnitt aus

Tabelle 5

Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 0786-1
R 34 98 134, H 57 23 225, +320,7 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	GV
804,10 – 804,12	39,5	0,66	14,7	27,0	–	0,23	1,15	1,68	0,14	3,20	0,29	11,0
804,13 – 804,14	40,2	0,68	14,6	27,0	–	0,56	1,14	1,11	0,15	3,27	0,31	10,6
804,17 – 804,18	53,9	0,83	20,1	9,05	–	0,02	1,59	0,35	0,15	4,51	0,21	8,91
804,20 – 804,22	53,7	0,79	20,9	7,71	–	0,11	1,67	0,39	0,15	4,41	0,20	9,52
804,25 – 804,27	56,8	0,86	20,2	5,52	–	0,03	1,92	0,45	0,16	5,03	0,17	8,60
804,30 – 804,31	53,6	0,84	18,8	9,26	–	0,16	1,93	0,59	0,19	4,86	0,20	8,95
804,40 – 804,42	42,6	0,64	16,0	7,63	–	0,23	1,70	10,6	0,15	3,95	0,14	15,9
804,50 – 804,52	46,0	0,73	16,7	6,95	–	0,11	2,00	8,31	0,14	4,50	0,15	14,0
804,55 – 804,57	38,5	0,57	14,3	4,89	–	0,08	1,81	16,1	0,12	3,94	0,13	19,1

50 – 64 % Ton, 26 – 42 % Schluff und 1 – 11 % Sand. Der Boden ist im oberen Teil durchgehend entfestigt und stark plastisch, während im mittleren und unteren Teil die Schichtung des Ausgangsgesteins (Unterer Muschelkalk) zunehmend deutlicher wird.

Mineralogie: Die Tonfraktion setzt sich zusammen aus Illit, Kaolinit sowie untergeordnet Illit-Montmorillonit-ML und gelegentlich etwa Chlorit-Montmorillonit-ML. Der Karbonatgehalt beträgt im Durchschnitt nur wenige Prozent (2 – 5 %) oder fehlt ganz; im unteren Profilabschnitt werden auch > 35 % erreicht. Der Ton der Matrix ist überwiegend olivgrau bis olivbraun (5 Y 5/2 bis 5 Y 7/3) gefärbt. Stellenweise in der Matrix vorhandene, schräg bis steil angeordnete millimeterstarke Lagen von Mittel- und Grobsand sind durch Eisenoxide rostbraun bis gelbbraun gefärbt (10 YR 7/8 bis 10 YR 6/8, OYAMA & TAKEHARA 1970) und heben sich dadurch deutlich von der Matrix ab.

Geochemie: Bei den Haupt- und Nebenelementen überwiegen Silizium (38,5 – 56,8 % SiO₂), Aluminium (14,3 bis 20,9 % Al₂O₃), Eisen (4,89 – 27,0 % Fe₂O₃) und Kalium (3,20 – 5,03 % K₂O) (Tab. 5). Der karbonatreichere Profilabschnitt zeichnet sich – wie zu erwarten ist – durch höhere CaCO₃-Gehalte von maximal 16,1 % aus. Der pH-Wert schwankt zwischen 6,9 – 8,3 (H₂O) und 6,1 – 7,3 (KCl) (Tab. 6).

Bei den Spurenelementen zeigen sich wiederum deutliche Gehalte, insbesondere von Zink und Blei, die vor allem in der obersten Grenzschicht zum hangenden Osning-Sandstein deutlich erhöht sind. Nach den vorliegenden Untersuchungen betragen die Gehalte für Zn maximal 1257 mg/kg, für Pb 742 mg/kg, Ni 198 mg/kg, Co 140 mg/kg, V 191 mg/kg, As 42 mg/kg und Cd 5 mg/kg (Tab. 7). Der hohe Gehalt an Eisen ist wiederum auf die obersten Lagen im Grenzbereich Paläoboden/Osning-Sandstein beschränkt.

Tabelle 6

pH-Gehalte eines Paläobodens
im Bereich der Bohrung BK 0786-1
R 34 98 134, H 57 23 222, +320,7 m NN

Probennahme Tunnelmeter	pH-Gehalte	
	pH-H ₂ O	pH-KCl
804,10 – 804,12	6,9	6,1
804,13 – 804,14	7,7	7,1
804,17 – 804,18	7,9	7,1
804,20 – 804,22	7,4	5,7
804,25 – 804,27	7,6	6,3
804,30 – 804,31	7,8	6,6
804,40 – 804,42	8,2	7,2
804,50 – 804,52	8,3	7,3
804,55 – 804,57	8,3	7,2

Tabelle 7
Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 0786-1
R 34 98 134, H 57 23 222, +320,7 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)												
	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
804,10 – 804,12	181	58	72	45	1257	28	35	170	380	12	5	250	371
804,13 – 804,14	191	140	88	39	1227	31	39	180	370	11	5	450	742
804,17 – 804,18	176	7	34	42	649	31	31	220	440	13	3	270	153
804,20 – 804,22	147	31	150	37	560	29	32	220	450	33	3	270	141
804,25 – 804,27	130	19	87	30	509	28	31	230	430	47	3	290	88
804,30 – 804,31	161	21	198	28	867	30	42	230	390	69	4	240	99
804,40 – 804,42	140	20	141	22	544	21	17	200	539	54	4	550	76
804,50 – 804,52	124	18	72	24	360	23	16	200	550	29	3	280	66
804,55 – 804,57	91	11	43	17	216	18	9	180	610	15	< 3	180	57



Abb. 6 Paläoboden vom Typ Terra fusca auf Unterem Muschelkalk, Tunnelmeter 804,1 (R 35 98 134, H 57 23 225, 320, 6 m NN)

Bodentyp: Bodentypologisch handelt es sich bei dem Vorkommen um einen umgelagerten, Terra-fusca-ähnlichen Verwitterungsboden aus Karbonatgestein (AG Boden 1994), der stellenweise von Sandlagen durchsetzt wird, die vermutlich beim Vordringen des Unterkreide-Meeres durch Aufarbeitung des Untergrundes mit dem tonigen Bodensubstrat vermengt worden sind. Die Schräg- bis Steilstellung der Schichtung deutet auf ein nachträgliches Emporpressen des Schluff/Sand-Materials durch Entwässerungskanäle nach oben. Zuoberst ist der Boden durch den auflagernden Osning-Sandstein horizontal gekappt, sodass nur noch seine basalen Teile erhalten sind (Abb. 6).

- c) Bohrung: BK 1066-1
Lage: Bohransatzpunkt bei Tunnelmeter 1066 (Schrägbohrung von unten nach oben);
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN;
Paläoboden zwischen Tunnelmeter 1089,6 – 1093,6; R 34 98 370, H 57 23 630
- Bohrung: BK 1066-2
Lage: Bohransatzpunkt bei Tunnelmeter 1066 (Schrägbohrung von unten nach oben);
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN;
Paläoboden zwischen Tunnelmeter 1080,5 – 1083,2; R 34 98 367, H 57 23 067

In den Bohrungen BK 1066-1 und BK 1066-2 wurde ca. 30 – 32 m unter der Geländeoberfläche auf der Transgressionsfläche des Unteren Muschelkalks jeweils ein etwa 2,0 – 2,2 m mächtiger Paläoboden erbohrt. Für acht aus der Bohrung BK 1066-1 und zwei aus Bohrung BK 1066-2 entnommene Proben wurden Korngrößenanalysen durchgeführt, außerdem wurden die Proben mineralogisch und pollenanalytisch untersucht.

Bodenart: Korngrößenmäßig besteht der Boden zu einem hohen Prozentsatz aus Ton, dessen Anteil von oben nach unten von 44,4 – 75,6 % ansteigt. Hinzu treten 21,8 – 32,5 % Schluff und 0,9 – 15,6 % Sand. Nach der Bodenart handelt es sich somit um einen sandig-tonigen Lehm bis lehmig-schluffigen Ton oder Ton.

Mineralogie: In der Bohrung BK 1066-1 überwiegen die Gehalte an Silizium (32,5 – 74,2 % SiO₂), Aluminium (6,29 – 19,6 % Al₂O₃), Eisen (12,0 – 36,7 % Fe₂O₃) und Kalium (1,1 – 4,78 % K₂O) (Tab. 8). Der Tongehalt besteht im oberen Teil aus Illit und Kaolinit mit etwas Illit-Montmorillonit, im unteren Teil überwiegen Illit und Illit-Montmorillonit, während der Kaolinit-Gehalt zurücktritt. Bei der Bohrung BK 1066-2 ergaben Analysen 33,7 – 36,7 % SiO₂, 7,27 – 13,0 % Al₂O₃, 13,0 – 33,6 % Fe₂O₃ und 2,57 – 3,38 % K₂O (Tab. 8).

Tabelle 8
Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-1
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	P ₂ O ₅	GV
1089,63 – 1089,64	32,5	0,59	12,8	36,7	–	0,35	1,15	0,31	0,22	3,02	0,019	0,49	11,58
1089,69 – 1090,00	49,6	0,84	19,6	12,0	–	0,07	1,93	0,44	0,22	4,78	0,027	0,34	10,34
1090,20 – 1090,30	44,9	0,78	18,1	17,6	–	0,19	1,83	0,39	0,21	4,33	0,025	0,42	10,89
1090,70 – 1090,80	44,7	0,77	17,0	19,0	–	0,26	1,85	0,38	0,21	4,31	0,025	0,43	10,86
1091,15 – 1091,22	48,5	0,83	17,8	14,8	–	0,13	1,88	0,38	0,22	4,26	0,027	0,36	10,47
1091,70 – 1091,80	52,4	0,84	18,6	12,6	–	0,05	1,46	0,26	0,24	4,03	0,025	0,23	8,95
1092,15 – 1092,30	47,0	0,77	16,8	20,1	–	0,21	1,23	0,21	0,25	3,64	0,022	0,30	9,20
1092,70 – 1092,80	74,2	0,32	6,29	12,8	–	0,04	0,25	0,07	0,19	1,10	0,007	0,32	4,31

Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-2
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	P ₂ O ₅	GV
1081,0 – 1081,2	36,7	0,29	7,27	13,0	–	0,16	0,68	18,7	0,42	2,57	0,011	0,43	19,41
1081,5 – 1082,0	33,7	0,59	13,0	33,6	–	0,49	1,54	0,41	0,24	3,38	0,02	0,26	12,15

Eine Röntgenfluoreszenzanalyse ergab an Spurenelementen für die oberste Lage der Bohrung BK 1066-1 (Teufe: 25,3 – 25,4 m) 3503 mg/kg Zn, 194 mg/kg V, 156 mg/kg Ni, 95 mg/kg Co, 45 mg/kg As und 10 mg/kg Cd. Der Höchstgehalt für Pb wurde mit 601 mg/kg in einer Teufe von 28,15 – 28,3 m unter Geländeoberkante festgestellt (Tab. 9). Zwei Analysen für die Bohrung BK 1066-2 ergaben hinsichtlich der Spurenelemente 133 beziehungsweise 3634 mg/kg Zn, 91 beziehungsweise 240 mg/kg V, 43 beziehungsweise 235 mg/kg Ni, 17 beziehungsweise 97 mg/kg Co, 6 beziehungsweise 38 mg/kg As und < 3 beziehungsweise 11 mg/kg Cd (Tab. 9).

Bodentyp: Typ Terra-fusca

Tabelle 9
Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-1
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)													
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
1089,63 – 1089,64	194	129	95	156	11	3503	22	45	152	330	12	10	257	75
1089,69 – 1090,00	122	139	20	58	23	835	32	17	210	655	20	5	213	70
1090,20 – 1090,30	108	123	56	93	20	1390	28	11	205	718	18	7	251	80
1090,70 – 1090,80	121	134	69	98	20	1461	28	26	202	781	18	7	230	80
1091,15 – 1091,22	141	134	52	94	24	1084	28	19	213	931	21	6	173	192
1091,70 – 1091,80	142	128	14	51	30	801	31	39	198	581	19	5	225	311
1092,15 – 1092,30	167	129	49	64	30	1166	30	39	175	648	14	7	336	601
1092,70 – 1092,80	131	143	16	28	24	673	11	33	61	393	18	4	193	329

Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-2
R 34 98 349, H 57 23 076, +330 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)													
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
1081,0 – 1081,2	240	191	17	43	5	133	9	38	64	261	16	< 3	133	15
1081,5 – 1081,0	91	125	97	235	9	3634	24	6	170	420	31	11	228	103

4.2 Paläoboden auf Oberkeuper

Ab dem Tunnelmeter 1148 wird der präkretazische Untergrund anstelle des Unteren Muschelkalks von Gesteinen des Keupers eingenommen. Ursache ist eine ostfallende Abschiebung, an der die Gesteine einschließlich des Paläobodens um ca. 20 m gegeneinander verworfen sind. Im Bereich der Tiefscholle sind zuoberst Schichten des Oberkeupers (Rhät) anzutreffen (Abb. 3, s. S. 20). Der in diesem Bereich entwickelte Paläoboden wurde an zwei verschiedenen Stellen durch mehrere Bohrungen erfasst, die als Senkrecht-, Schräg- und Horizontalbohrungen ausgeführt wurden. Entlang der Störung erscheint der Paläoboden durch den tektonischen Versatz verschleppt und in der Mächtigkeit verstärkt (Abb. 3, s. S. 20).

a) Bohrung: BK 1066-15 (Senkrechtbohrung)

Lage: Tunnelmeter 1148; R 34 98 417, H 57 23 036, +317 m NN

Bohrung: BK 1153-2 (Schrägbohrung von oben nach unten)

Lage: Tunnelmeter 1152 – 1162; R 34 98 417, H 57 23 035, +316 m NN
Paläoboden zwischen Tunnelmeter 1153 – 1157

Zwischen Tunnelmeter 1152 und 1162 wurde der Paläoboden sowohl durch eine Senkrecht- als auch Schrägbohrung erfasst und beprobt. Aus der Senkrechtbohrung BK 1066-15 wurden drei, aus der Schrägbohrung

BK 1153-2 sieben Proben untersucht. Die Tiefe des Bodens beträgt 43,5 – 46,60 m unter Geländeoberfläche (Abb. 3, s. S. 20).

Bodenart: Korngrößenmäßig besteht der Boden in der Bohrung BK 1066-15 von oben nach unten aus 22,0 bis 66,9 % Ton, 22,0 – 66,9 % Schluff und 61,6 – 3,4 % Sand. Somit schwankt die Bodenart dort von oben nach unten zwischen einem lehmigen Sand bis schluffigen Ton. In der Schrägbohrung BK 1153-2 wurden relativ einheitlich 12,1 – 18,3 % Ton, 26,7 – 21,5 % Schluff und 7,1 – 0,5 % Sand angetroffen. Bodenartlich handelt es sich somit um einem lehmigen Sand bis sandigen Lehm. Die unterschiedliche Bodenart zwischen den beiden Bohrungen ist vermutlich auf die unterschiedliche Führung der Bohrungen zurückzuführen, wobei in der Vertikalbohrung BK 1066-15 der gesamte Boden, in der Schrägbohrung BK 1053-2 lediglich der tiefere Teil des Bodens erfasst worden ist. Ab dem Tunnelmeter 1650 wurden innerhalb des Paläobodens schließlich vereinzelte, dann zunehmend häufiger Partikel von Kies- und Geröllgröße angetroffen, die im Bereich des Tunnelmeters 1680 bis zu seinem Ausbiss in der Tunnelfirste den Feinkornanteil vollständig verdrängen.

Mineralogie: Der Tonmineralbestand besteht allgemein aus wechselnden Anteilen von Kaolinit, Illit und Illit-Montmorillonit. Hierbei nimmt in der Senkrechtbohrung BK 1066-15 der Kaolinit-Gehalt von oben nach unten ab und der Anteil an Illit und Montmorillonit zu.

Geochemie: Hinsichtlich der Haupt- und Nebenelemente überwiegen in der Bohrung BK 1066-15 Silizium mit 34,1 – 59,6 % SiO₂ vor Aluminium (9,48 – 15,9 % Al₂O₃), Eisen (9,88 – 41,1 % Fe₂O₃) und Kalium (1,56 – 3,24 % K₂O) (Tab. 10); in der Bohrung BK 1153-2 überwiegen Silizium mit 29,6 – 40,0 % SiO₂

Tabelle 10
Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-15
R 34 98 417, H 57 23 036, +317 m NN

Probennahme Tiefe/m	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	P ₂ O ₅	GV
43,5 – 43,7	34,1	0,45	9,48	41,1	–	0,22	0,64	0,63	0,22	1,56	0,008	1,28	9,85
44,0 – 45,0	35,6	0,53	11,4	35,5	–	0,14	1,04	0,81	0,22	3,45	0,013	1,16	9,84
45,9 – 46,6	59,6	1,07	15,9	9,88	–	0,03	1,23	0,31	0,17	3,24	0,017	0,05	8,24

Tabelle 11
Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1153-2
R 34 98 417, H 57 23 035, +316 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)												
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Rb ₂ O	P ₂ O ₅	GV
1053,0 – 1153,2	33,4	0,43	8,46	36,1	–	0,36	0,85	5,11	0,24	2,38	0,010	0,70	11,74
1153,7 – 1153,8	29,6	0,38	7,18	33,3	–	0,30	0,88	9,87	0,25	2,01	0,008	0,77	15,14
1154,0 – 1153,15	35,0	0,56	9,30	38,9	–	0,54	0,89	1,08	0,27	2,62	0,010	1,24	9,41
1154,8 – 1154,9	35,8	0,49	8,74	36,6	–	0,41	0,89	2,67	0,27	2,65	0,010	0,76	10,40
1155,4 – 1155,5	39,1	0,53	9,71	35,1	–	0,46	0,88	0,88	0,36	2,98	0,011	0,80	8,90
1156,0 – 1156,1	39,5	0,46	9,00	30,8	–	0,39	0,85	4,10	0,38	2,89	0,011	0,79	10,51
1156,7 – 1156,8	40,0	0,42	9,27	25,6	–	0,36	0,82	7,13	0,42	2,97	0,011	0,73	12,01

Tabelle 12
Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1066-15
R 34 98 417, H 57 23 036, +317 m NN

Probennahme Teufe/m	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)													
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
43,5 – 43,7	1308	750	55	117	5	878	21	84	78	110	41	5	205	45
44,0 – 45,0	856	565	47	131	50	723	21	69	118	681	21	4	255	61
45,9 – 46,6	95	116	8	49	27	295	23	13	138	89	24	< 3	152	84

Tabelle 13
Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1153-2
R 34 98 417, H 57 23 035, +316 m NN

Probennahme Tunnelmeter	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)													
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
1153,0 – 1153,2	898	658	29	91	5	278	15	61	76	145	29	< 3	288	25
1153,7 – 1153,8	864	540	34	92	5	300	11	59	64	141	27	< 3	227	29
1154,0 – 1153,15	1106	828	54	130	9	305	17	94	86	144	42	< 3	312	42
1154,8 – 1154,9	1018	681	40	113	7	311	15	79	93	149	29	< 3	270	35
1155,4 – 1155,5	1039	693	37	110	< 5	290	18	83	96	177	32	< 3	338	37
1156,0 – 1156,1	852	539	29	92	11	248	15	69	91	199	31	< 3	319	34
1156,7 – 1156,8	711	460	25	80	12	215	14	58	89	219	31	< 3	282	27

Tabelle 14
Chemische Zusammensetzung eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1153-1
R 34 98 434, H 57 23 020, +316 m NN

Probennahme	Haupt- und Nebenelemente (Röntgenfluoreszenzanalyse, Gew.-%)											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	GV
Paläoboden auf Keuper	30,4	0,478	9,18	44,6	–	–	0,732	0,397	0,144	2,10	1,17	10,3

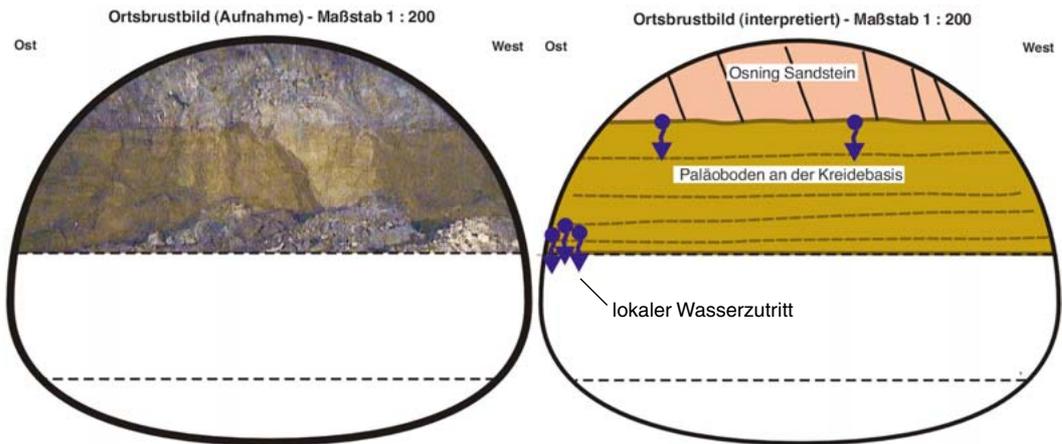


Abb. 7
Ortsbrustaufnahme bei Tunnelmeter 1153 Nord (GRAF 2000)

vor Aluminium (7,18 – 13,0 % Al_2O_3), Eisen (13,0 – 38,9 % Fe_2O_3), Kalium (2,01 – 3,38 % K_2O) (Tab. 11). Untersuchungen zum Totalgehalt der Haupt- und Spurenelemente ergaben für alle Proben der BK 1066-15 und BK 1153-2 erhöhte Schwermetallgehalte. Der Eisengehalt war sowohl bei der BK 1066-15 als auch bei der BK 1153-2 insbesondere wieder in der obersten Grenzschicht zum hangenden Osning-Sandsteins mit bis zu 41,1 beziehungsweise 38,9 % Fe_2O_3 sehr stark erhöht. Außerdem ergaben sich bei der Bohrung BK 1066-15 für V maximal 1308 mg/kg, für Zn 878 mg/kg, Cr 750 mg/kg, Co 55 mg/kg, As 84 mg/kg und Cd 5 mg/kg (Tab. 12). Für die BK 1153-2 wurden 1106 mg/kg V, 828 mg/kg Cr, 311 mg/kg Zn, 130 mg/kg Ni und 94 mg/kg As bestimmt (Tab. 13).

Bodentyp: Typ Braunerde

b) Bohrung: BK 1153-1 (Horizontalbohrung)

Lage: Tunnelmeter 1153; R 34 98 434,
H 57 23 020, +316 m NN

Die Horizontalbohrung BK 1153-1 am Tunnelmeter 1153 durchteufte auf einer Länge von 15 m einen an der Oberfläche des Rhätkeupers unter Osning-Sandstein entwickelten, flach von West nach Ost einfallenden Paläoboden mit stärker schluffigen Schichten im oberen und zunehmend sandig-schluffigen Schichten im unteren Teil (Abb. 7).



Abb. 8
Paläoboden vom Typ Braunerde auf Oberem Keuper BK 1153-1 (R 35 98 434, H 57 23 020, 316,0 m NN)

Tabelle 15
Spurenelementgehalte eines Paläobodens im Bereich der Bohrung BK 1153-1
R 34 98 434, H 57 23 020, +316 m NN

Probennahme	Spurenelemente (mg/kg) (Röntgenfluoreszenzanalyse)														
	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb
Paläoboden auf Keuper	1439	825	866	56	125	55	560	21	98	70	450	27	4	126	70

Bodenart: Für eine Probe aus dem unteren Bereich des Bodens (Abb. 8) ergab sich ein Korngrößenpektrum von 25,7 % Ton, 19 % Schluff und 55,3 % Sand. Charakteristisch für das Gesamtprofil sind immer wieder zwischengeschaltete dunkelrostbraune bis rostbraune klein- bis grobstückige Eisenschwarten. Untersuchungen hinsichtlich des Humusgehaltes ergaben 0,31 % C_{org}.

Mineralogie: Eine Gesteinsanalyse mittels Röntgendiffraktogramm ergab als Mineralbestand Quarz, Goethit, untergeordnet Feldspat sowie Kaolinit und untergeordnet Illit.

Geochemie: Bei den Haupt- und Nebenelementen überwiegen Silizium (30,4 % SiO₂), Aluminium (9,18 % Al₂O₃), Kalium (2,10 % K₂O) und Eisen (44,6 % Fe₂O₃) (Tab. 14). Der Gehalt an Spurenelementen ist überwiegend hoch (4 mg/kg Cd, 82 mg/kg Cr, 56 mg/kg Co, 125 mg/kg Ni und 560 mg/kg Zn), beim V mit 1439 mg/kg sogar stark erhöht (Tab. 15).

Bodentyp: Typ Braunerde

5 Paläorelief

Die Paläoböden erstrecken sich innerhalb des Untersuchungsgebietes zwischen der Bundesautobahn A 44 im Süden und Altenbeken im Norden über eine Fläche von ca. 70 km². Unter Berücksichtigung der weiter südlich und nördlich im Bereich der Blattgebiete 4518 Madfeld (Aabachtalsperre) und 4118 Senne (Brg. Lopshorn) beschriebenen Paläobodenreste (PETERMEYER 1982, DAHM 1982, SKUPIN 1989) umfasst die Fläche jedoch mindestens ein Gebiet von 800 km² und ist vermutlich sogar noch größer. Geologisch-tektonisch gehört dieses Gebiet zum Übergangsbereich zwischen dem Ostrand der Rheinischen Masse und dem Westrand der Hessischen Senke. Die Gesteine des Karbons, des Perms, der Trias und des Juras sind dort zum Teil bereits gegen Ende des Paläozoikums (= permische Rumpffläche des variszischen Faltengebirges), spätestens jedoch gegen Ende des Juras nach der jungkimmerischen Faltung zu einer Peneplaine eingeebnet worden. Geht man davon aus, dass Sedimente des Malms und der tiefsten Kreide in diesem Raum nicht abgelagert wurden, dürfte der dafür zur Verfügung stehende Zeitraum mindestens 25 Mio. Jahre betragen haben. Bei dieser jüngeren Einebnungsphase wurde die Landschaft um bis zu 1 500 m abgetragen, wie die am Abfall zur Hessischen Senke vorhandene präkretazische Nivellierung der Störungversätze (z. B. Billinghamen-Abbruch = Wrexen-Abbruch) erkennen lässt.

Nach den vorliegenden Bohrungen fand das transgredierende Unterkreide-Meer innerhalb des Untersuchungsgebietes somit vermutlich ein stark eingeebnetes Paläorelief vor, das nur durch flache Mulden oder Untiefen gegliedert war. Im Hangenden des präkretazischen Untergrundes ist ein durchgehend vorhandener, zum Teil mehrere Meter mächtiger Paläoboden anzunehmen, der vermutlich jeweils nur einen mehr oder weniger großen Abschnitt des ausgehenden Jura und der beginnenden Kreide repräsentiert, da er gleichzeitig auch selbst der Abtragung unterlag. Gegen Ende des Hauteriviums wurde der Paläoboden schließlich schrittweise vom transgredierenden Meer überflutet und im Bereich von Untiefen aufgearbeitet und beseitigt, in Muldenpositionen jedoch unter den Kreide-Sedimenten begraben und vor der weiteren Abtragung bewahrt. Das vom Unterkreide-Meer angetroffene Relief war hierbei eventuell primär tektonisch angelegt. So ist etwa zu beobachten, dass der Paläoboden auf der westlich des Billinghamen-Abbruchs gelegenen Hochscholle weitgehend fehlt, während er östlich davon in der Tiefscholle überwiegend vorhanden ist. Die Versatzbeträge im Kreide-Deckgebirge werden mit ungefähr 40 m, die im präkretazischen Untergrund mit 240 m angegeben (FRIEDLEIN 2004). Neben der Exposition des Bodens dürfte für dessen Überlieferung aber auch seine korngrößenmäßige Zusammensetzung, Konsistenz und Mächtigkeit beziehungsweise Bodentyp (Terra fusca, Braunerde, Plastosol) eine wichtige Rolle gespielt haben.

6 Alter und Genese

Aufgrund der geologischen Geschichte des Raumes ist die Genese des Paläobodens relativ genau einzugrenzen. So ist der Beginn der Bodenbildung etwa gegen Ende des Juras anzunehmen, als sich das Meer infolge der jungkimmerischen Gebirgsbildung aus dem Gebiet nach Nordosten zurückgezogen hatte und auch dort die Herausbildung einer Rumpffläche begann, wobei die während dieses Zeitraums an der Geländeoberfläche entstehenden Böden allerdings schon bald wieder abgetragen wurden (DAHM 1982: 211). Das Ende

der Bodenentwicklung erfolgte schließlich mit der Rückkehr des Meeres im Verlaufe der frühen Unterkreide-Zeit, welches das Gebiet der südlichen Egge spätestens während des Hauteriviums, eventuell auch schon früher erreichte (SPEETZEN 1970, FARRENSCHON & SKUPIN 1991). Genauere Hinweise durch Reste organischen Materials liegen aus dem Gebiet nicht vor, zumal aus dem vermuteten Zeitraum Malm bis Unterkreide vermutlich nur Teile der Bodenprofile überliefert sind, da durch die intensive Abtragung und Rumpfflächenbildung diese schon bald wieder aufgearbeitet, umgelagert und beseitigt wurden.

Verschiedene palynologische Untersuchungen erbrachten eine arme und schlecht erhaltene Mikroflora. Die Proben wurden dominiert von stark zersetzten bisaccaten Pollen. Außerdem ließen sich bestimmen: *Stereisporites* sp., *Auritulinasporites* sp., cf. *Dictyophyllites* sp., *Gleicheniidites* spp., *Corollina* sp., *Tasmanites* sp., *Crassosphaera* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Micrhystridium* spp. und *Botryococcus* sp. (Bestimmung CH. HARTKOPF-FRÖDER, Geol. Dienst NRW).

Insgesamt ist diese Mikroflora nur wenig aussagekräftig. Da jedoch charakteristische triassische und unterkretazische Gattungen fehlen, wobei letztere auch bei sehr schlecht erhaltenen Proben auffallen sollten, kann eine Entstehung während der Kreide-Zeit weitgehend ausgeschlossen werden. Auftretendes triassisches marines Phytoplankton (*Tasmanites* sp., *Crassosphaera* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Micrhystridium* sp.) ist mit Sicherheit durch Aufarbeitung und Umlagerung des unterlagernden Festgesteins in den fossilen Boden gelangt. Das gleiche gilt für die bei der Bearbeitung der Bohrung Schwaney 1 im Paläoboden nachgewiesenen Acritarchen (GREBE in DAHM 1982: 208). Nach den vorliegenden Daten ist deshalb zu vermuten, dass der Boden während des höchsten Juras (Tithonium) gebildet wurde. Allerdings ist nicht auszuschließen, dass die Bodenbildung auch noch in der Unterkreide stattgefunden hat. Ehemals vorhandene Bodenbildungen der tiefsten Kreide (Berriasium – Valanginium) wurden vermutlich bei der Transgression des Kreide-Meeres abgetragen. Böden vergleichbaren Alters wurden in den letzten Jahren aus dem Oberjura des westlichen Wiehengebirges (SCHULTKA 1991, BAILLY et al. 2000) und des Wesergebirges (GLASHOFF 1959) nachgewiesen.

7 Ingenieur- und Hydrogeologie – Besonderheiten des Paläobodens

Der Paläoboden stellt im Bereich des Egge-Tunnels aufgrund seiner Beschaffenheit eine ingenieur- und hydrogeologische Besonderheit dar. Er ist durchwegs schluffig-tonig ausgebildet und weist im bergfrischen Zustand eine steife bis halbfeste Konsistenz auf. Die Wasserdurchlässigkeit ist als sehr gering einzustufen. Diese Eigenschaft bewirkt eine Differenzierung des Bergwassers in zwei Grundwasserstockwerke. Das obere Grundwasserstockwerk befindet sich oberhalb des Paläobodens. Das Grundwasser im unteren Grundwasserstockwerk ist in der Regel gegen den Paläoboden gespannt. Da der Paläoboden nach Westen einfällt, weist das untere Stockwerk dem Einfallen folgend steigende Druckhöhen auf.

Die abdichtende Wirkung des Paläobodens wird durch die für den Tunnelvortrieb durchgeführten 103 Grundwasseranalysen nach DIN 4030 bestätigt (GRAF 2000). Das Wasser des oberen Stockwerks weist pH-Werte unter 7 (Minimum pH = 5,54) und hohe Gehalte an freier aggressiver Kohlensäure auf und wird daher als schwach bis stark betonangreifend nach DIN 4030 eingestuft.

Das Wasser des unteren Stockwerkes besitzt meist pH-Werte über 7,0 und geringe Anteile an freier aggressiver Kohlensäure (pH < 5 mg/l). In Abhängigkeit vom Sulfat- beziehungsweise Sulfid-Gehalt des Grundwasser führenden Gestein (insbesondere Mittlerer Muschelkalk und Lias) treten mit bis zu 307 mg/l hohe Sulfatgehalte auf. Diese Wässer werden dann als schwach angreifend nach DIN 4030 eingestuft.

Im Tunnelabschnitt von Tunnelmeter 1140 – 1170 wird der Paläoboden durch zwei Abschiebungen um insgesamt 18,5 m nach unten versetzt, woraus sich die postkretazische Tektonik in diesem Gebiet ablesen lässt (FRIEDLEIN 2004). Die Störungsfläche ist hydraulisch dicht und trennt beide Stockwerke in diesen Fall auch vertikal. Durch die Vortriebsarbeiten wurde die Störungsfläche vom unteren zum oberen Stockwerk durchörtet. Hierbei kam es zu einem schlagartigen Wassereinbruch von kurzfristig über 300 l/s, der sich dann nach einigen Stunden auf etwa 80 l/s einpendelte.

Tunnelbautechnisch war dieser Bereich nur durch Einsatz von Rohrschienen zur Firstsicherung zu bewältigen. Besonders nachteilig wirkte sich in diesem Zusammenhang die völlige Entfestigung des hier bis zu 4,5 m mächtigen Paläobodens aus. Das Material lag oft nur in breiiger oder flüssiger Konsistenz vor und musste mittels einer Vakuumanlage entwässert werden. Der Vortrieb war nur mit einer Teilung der Kalotte möglich. Die Detailerkundung dieses Störungsbereiches und eines Nachbruchbereiches bei Tunnelmeter 1966 erbrachte das dieser Arbeit zugrundeliegende Probenmaterial.

Im Normalfall nimmt der Verwitterungsgrad mit größerer Teufe ab und die Gesteinsfestigkeit zu. Für den Bereich des Egge-Tunnels gilt dies ebenfalls von der Geländeoberfläche bis zum Paläoboden. Darunter ist das Gebirge im Bereich der präkretazischen Landoberfläche je nach vorliegendem Gesteinstyp (Kalk- oder Mergelsteine bzw. Ton- bis Schluffsteine) mehr oder weniger intensiv verwittert und verkarstet.

Dies führt zu der tunnelbautechnisch ungünstigen Situation, dass im Firstbereich des Hohlraumes feste und in Ulmen- und Sohlbereich deutlich weichere Gesteine anstehen. Die Folge sind Nachbrüche aus dem Firstbereich. Ebenso kann es zu starken Verformungen der Ulme und Sohle kommen. Im Egge-Tunnel kamen in beiden Fällen Rohrschirme zum Einsatz.

Im Bereich der im Muschelkalk verlaufenden Vortriebsstrecke wurden mehrfach mit Lehm verfüllte Karsthohlräume angetroffen. Diese Hohlräume gingen von der alten Landoberfläche aus.

Bei Tunnelmeter 753 wurde ein größerer mit Lehm und Gesteinsschutt gefüllter Hohlraum angefahren. Hierbei kam es zu einem Nachbruch von etwa 30 – 40 m³ Gestein. Als Ursache für den Nachbruch wurde festgestellt, dass die als vorauseilende Sicherung eingesetzten Spieße in dem Karsthohlraum kein Auflager im festen Gebirge gefunden haben und so das Nachbrechen des Gesteins aus der Firste unvermeidlich war.

Im Ausstrichsbereich des Paläobodens an die Tagesoberfläche entlang des Egge-Ostabhanges kommen noch zwei Besonderheiten vor:

Im Bereich des Egge-Hauptkammes ist eine Wasserscheide ausgebildet, wobei am Egge-Osthang im Niveau des Paläobodens ein Quellhorizont ausgebildet ist. Durch das generelle Einfallen des Paläobodens in westliche Richtung pendelt der Kulminationspunkt der Grundwasseroberfläche je nach Grundwasserneubildungsrate in ost-westlicher Richtung hin und her.

Im Sommerhalbjahr verschiebt sich der Kulminationspunkt so weit nach Westen, dass die Quellen trocken fallen. Es handelt sich also um Überlaufquellen. Eine Folge dieses saisonalen Quellhorizontes ist die generelle Rutschungsanfälligkeit.

8 Verzeichnis der Schriften und Karten

8.1 Schriften

- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. verbess. u. erweit. Aufl.: 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (B.-Anst., Bodenforsch. u. Geol. L. Ämter B.-Rep. Deutschland)
- BAILLY, F.; FELIX-HENNINGSSEN, P.; KLASSEN, H.; STEPHAN, S. (2000): Synsedimentäre Paläoböden im Oberjura des westlichen Wiehengebirges. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **26**: 15 – 46, 12 Abb., 4 Tab.; Osnabrück.
- DAHM, H.-D. (1982): Bodenreste der frühkretazischen Landoberfläche im Egge-Gebirge. – Geol. Jb. **14 F**: 204 bis 213, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- FARRENSCHON, J.; SKUPIN, K. (1991), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; JÄGER, B.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4419 Kleinenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4419**, 2. Aufl.: 176 S., 15 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FRIEDLEIN, V. (2004): Erläuterungen zu Blatt 4319 Lichtenau. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4319**, 3. Aufl.: 136 S., 10 Abb., 9 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRIEDLEIN, V.; SKUPIN, K.; STRAUB, R. (2002): Prä- bis frühkreidezeitliche Bodenbildungen und deren Bedeutung für den unterkreidezeitlichen Landschaftswandel im südlichen Eggegebirge. – In: NIEBUHR, B.: GEO 2002. Planet Erde: Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **21**: 123 – 124, 1 Poster; Hannover. – [<Gem.-Tag. 13. geowiss. Ges. in der B.-Rep. Dtl., 1. – 5. Okt. 2002, Würzburg> Progr. u. Kurzfass.]
- GLASHOFF, H. (1959): Eine Bodenbildung im Korallenoolith des Wesergebirges. – Mitt. geol. Staatsinst., Hamburg, **28**: 106 – 109, 1 Abb., 1 Taf.; Hamburg.

- GRADSTEIN, F. M.; AGTERBERG, F. P.; OGG, J. G.; HARDENBOL, J.; BACKSRÖM, S. (1999): On the Cretaceous time scale. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **212**: 3 – 14, 4 Abb.; Stuttgart.
- GRAF, N. (2000): Egge-Tunnel – Geologische Dokumentation. – 67 S., 27 Abb.; Hannover (Deutsche Bahn AG). – [Unveröff.]
- HOFFMANN, M.; NIESKENS, G.; STRAUB, R. (2001): Ingenieurgeologische Herausforderungen im Bereich der Unterkreide-Transgression im Egge-Gebirge. – Ber. 13. Nat. Tag. Ing.-Geol. Karlsruhe 2001: S. 111 bis 117, 3 Abb., 2 Tab.; Essen (Glückauf).
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – Geotekt. Forsch., **62**: II, 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- OYAMA, H.; TAKEHARA, H. (1970): Revised standard Soil Color Charts, 2. Aufl. – 3 Abb., 12 Taf.; [Ort nicht transkribiert].
- PETERMEYER, G. (1982): Zur Morphogenese der Briloner Hochfläche und des Sintfeldes. – Diss. Math.-naturwiss. Fak. Univ. Düsseldorf: 18 S., 30 Abb., 9 Fotos, 5 Tab.; Essen.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Diss., **3**: 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHULTKA, S. (1991): Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges. – Geol. Paläont. Westf. **19**: 55 bis 93, 3 Tab., 2 Taf.; Münster.
- SKUPIN, K. (1989), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.; WEBER, P.: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4418**: 151 S., 15 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unterkreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster.
- STILLE, H. (1908): Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **26**: 103 – 125, 6 Abb.; Berlin.
- STILLE, H. (1932): Der Ostrand der Rheinischen Masse und seine Kreide-Bedeckung. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **139**: 137 – 158, 3 Abb., 1 Taf.; Berlin.

9.2 Karten

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Blatt C 4318 Paderborn, 2. Aufl. (1985), Bearb. DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; KNAPP, G.; KOCH, M.; MICHEL, G.; SKUPIN, K.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin. Blatt 4319 Lichtenau, 3. Aufl. (2004), Bearb. FRIEDLEIN, V.

Anhang

Bohrungen

Bohrung 1

Bezeichnung: BK 0786-1, Tunnelmeter 786
Lage: R 34 98 120, H 57 23 235
+320,7 m NN
Auftraggeber: Deutsche Bahn AG
Zweck: Erkundungsbohrung
Bohrverfahren: Kernbohrung
Bohrzeit: 1999
Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H. GRÜNHAGEN (Petrographie),
B. LÜER (Geochemie), CH. HARTKOPF-FRÖDER (Sporen)

- 0,030 m	Lose Plättchen von Osning-Sandstein, grau Fe-/Mn-Ausfällungen, stellenweise ockerfarben, humos ?	Paläoboden
- 0,040 m	Schluffiger Ton, grusig, schwach steinig, schwach sandig, braun bis rostbraun mit Fe/Mn-Ausfällungen	”
- 0,090 m	Schluffiger Ton, fein gebändert mit unterschiedlicher Farbmusterung, olivgrau bis olivbraun und ockerfarben, stellenweise etwas grusig	”
- 0,130 m	Schluffiger Ton, wie oben, jedoch schichtparallel aufgespalten mit ockerfarbenen Bändern, z. T. schwach Grus führend; durch Fließvorgänge erscheinen die einzelnen Lagen gefältelt oder gewellt	”
- 0,210 m	Schluffiger Ton, großenteils olivgrau, mit einzelnen schichtparallelen Bändern aus Gesteinsbröckchen, ockerfarben; die Bänderung ist durch Fließvorgänge gezackt bis gewellt	”
- 0,220 m	Schluffiger Ton, grusig, schwach steinig mit ersten Muschelkalkbröckchen, olivbraun bis graubraun	”
- 0,300 m	Lehmiger Grus bis grusiger Lehm mit Muschel- kalkbröckchen	”
- 0,305 m	Schluffiger Ton, braun bis graubraun	”
- 0,310 m	Schwach lehmiger Grus, braun bis hellbraun	”
- 0,315 m	Schluffiger Ton, braun bis graubraun	”
- 0,320 m	Schwach lehmiger Grus, braun bis hellbraun	”
- 0,325 m	Schluffiger Ton, braun bis olivbraun mit einzelnen Fe-/Mn-Flecken	”
- 0,330 m	Schwach lehmiger Grus, braungrau	”
- 0,340 m	Schluffiger Ton, braun bis graubraun	”
- 0,345 m	Lehmiger Grus, braungrau	”

– 0,350 m	Schluffiger Ton, graubraun bis olivbraun	”
– 0,365 m	Schluffiger Ton, sehr schwach grusig, graubraun bis olivbraun	”
– 0,450 m	Lehmiger Grus, graubraun bis braungrau	”
– 0,670 m	Schluffiger Ton, stark grusig, braungrau bis graubraun	”
– 0,700 m	Lehmiger Grus, graubraun	”
– 0,710 m	Schluffiger Ton, grusig, schwach steinig, olivbraun bis olivgrau	”
– 0,760 m	Kalkstein, verwittert, kieskorngroß, grau bis bräunlichgrau	Unterer Muschelkalk
– 0,790 m	Kalkstein, verwittert, mit lehmigen Einschwemmungen	”
– 0,900 m	Kalkstein, zerbohrt	”

Bohrung 2

Bezeichnung: BK 1066-15, Tunnelmeter 1148

Lage: R 34 98 417, H 57 23 036
317,0 m NN

Auftraggeber: Deutsche Bahn AG

Zweck: Erkundungsbohrung

Bohrverfahren Kernbohrung

Bohrzeit: 2000

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H. GRÜNHAGEN (Petrographie),
B. LÜER (Geochemie), CH. HARTKOPF-FRÖDER (Sporen)

– 19,5 m	Lehm, grusig, steinig, gelbgrau bis rotbraun über Tonstein, teilweise schluffig, schwach karbonatisch und Fein- und Mittelsand, z. T. konglomeratisch, grüngrau bis grünbraun	Fließerde (Pleistozän)/ Grünsandstein (Untercenoman)
– 29,1 m	Fein- und Mittelsandstein, braunrot bis rotbraun,	Gault-Sandstein (Mittel bis Oberalb)
– 43,3 m	Sandstein, grau oder hell- bis weißgrau	Osning-Sandstein (Oberhauertive – Unteralb)
– 47,0 m	Lehm, gelbbraun	Paläoboden
– 52,5 m	Tonstein, schwarz	Oberer Keuper
– 60,0 m	Kalkstein, grau bis gelbgrau	Unterer Muschelkalk

scriptum	12	39 – 53, 8 Abb.	Krefeld 2004
-----------------	-----------	-----------------	--------------

Tschernosem-Relikte der Warburger Börde (Nordrhein-Westfalen)

Von Hans Joachim Betzer*

Inhalt

1	Einleitung	40
2	Untersuchungsgebiet	40
	2.1 Naturräumliche Gliederung	40
	2.2 Klima	40
	2.3 Ausgangsgestein	41
	2.4 Siedlungsgeschichte	43
3	Ansprache und Verbreitung von Tschernosem-Relikten	44
4	Typische Löss-Bodengesellschaften der Warburger Börde	46
	4.1 Pseudogley-Tschernosem, Kolluvisol über Pseudogley-Tschernosem	46
	4.2 Tschernosem-Parabraunerde, oft pseudovergleyt	46
	4.2.1 Merkmale und Verbreitung	46
	4.2.2 Bodengenetische Teilprozesse	48
5	Vergleich mit Tschernosem-Relikten anderer Gebiete	50
6	Zusammenfassung	51
7	Verzeichnis der Schriften und Karten	51

* Anschrift des Autors: Dipl.-Ing.-Agr. Dr. Hans Joachim Betzer, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
– Landesbetrieb –, De-Greif-Straße 195, D-47803 Krefeld

1 Einleitung

Die Böden der Warburger Börde, etwa auf halbem Weg zwischen Paderborn und Kassel gelegen, waren in den vergangenen Jahrzehnten das Ziel groß- und kleinmaßstäbiger Kartierungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen (Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Blatt L 4520 Warburg (1993), Bodenkarte zur landwirtschaftlichen Standorterkundung 1 : 5 000, Verfahren Borgentreich-Bühne (1988), Verfahren Großeneder-Lütgeneder (1975), Verfahren Daseburg (1987), Verfahren Warburg-Germete (1988) sowie Verfahren Borgentreich (1979)). Bei den Geländearbeiten fiel die nahezu flächendeckende tiefreichende Humosität der Lössböden und die lokal tiefschwarze Farbe der Ackerkrume auf. DAHM-ARENS (1979) führt diese Phänomene erstmals auf eine Tschernosem-Vergangenheit dieser Böden zurück.

Über Tschernosem-Relikte in benachbarten Lössgebieten berichten unter anderem ROESCHMANN (1968) für die Hildesheimer Börde, BAILLY (1973) für die Calenberger Börde, HAUPENTHAL (1978) für die Niederhessische Senke und HOHNVEHLMANN (1963) für die Soester Börde. Die nördlich angrenzende Steinheimer Lössbörde ist dagegen von Böden mit Schwarzerdemerkmalen frei.

Der Autor hatte in den 90er Jahren Gelegenheit, mithilfe der Geländearbeiten für die Bodenkarte 1 : 50 000, Blatt L 4520 Warburg (1993), bei der Aufnahme eines etwa 10 km langen Trassengrabens für eine Gas-Pipeline sowie im Rahmen archäologischer Grabungen die Verbreitung verschiedener Tschernosem-Degradierungsstadien zu dokumentieren sowie einige der zugehörigen Entwicklungsschritte nachzuzeichnen.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Naturräumliche Gliederung

Die Geographische Landesaufnahme (MEISEL 1959, BÜRGENER 1963) teilt die Warburger Börde (Abb. 1) in drei Teile. Der nördliche Abschnitt, die Große oder Borgentreicher Börde, kann morphologisch als tellerartige Vertiefung von etwa 12 – 15 km Durchmesser beschrieben werden. Die Hochflächen, die tellerrandartig die Senke umrahmen, liegen mit 300 m über NN ca. 100 m höher als die tiefsten Stellen der Großen Börde. Der mittlere Abschnitt, die Diemelbörde, reicht etwa von Menne – Daseburg bis zum Diemeltal. Nach Süden – etwa bis Breuna – folgt der südlichste Teil, die Steigerplatte. Die Abgrenzung der Börde nach Süden ist schwierig, da dort eine markante morphologische Stufe fehlt. Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit sind die Große Börde und die Diemelbörde. Im folgenden Text wird der Begriff „Warburger Börde“ für diese beiden nördlichen Teile verwandt.

Die Warburger Börde ist keine Ebene, sondern weist auch in der Kernzone zahlreiche flache Rücken, Kuppen und Mulden auf, deren Unebenheiten durch den Löss kaum ausgeglichen werden. Das Sickerwasser wird in der Großen Börde durch die Bäche Eggel, Vombach und Alster, die sich zum Teil sehr tief in die südliche Hochfläche eingeschnitten haben, nach Süden in die Diemel abgeleitet. Von Süden her münden Twiste und Warne in die Diemel.

2.2 Klima

Aufgrund der Mittelgebirgszüge des Sauerlands und des Hessischen Berglands im Süden und des Eggegebirges im Westen ist das Klima deutlich kontinental geprägt. Die mittlere Niederschlagssumme beträgt für Borgentreich 666 mm, die mittlere Lufttemperatur liegt bei 8 – 8,5 °C. Die Warburger Börde zählt damit zu den Trockengebieten in Nordrhein-Westfalen und ist klimatisch etwa mit der Fritzlaer Börde vergleichbar. Auf den umgebenden Hochflächen werden etwa 750 mm Niederschlag erreicht.

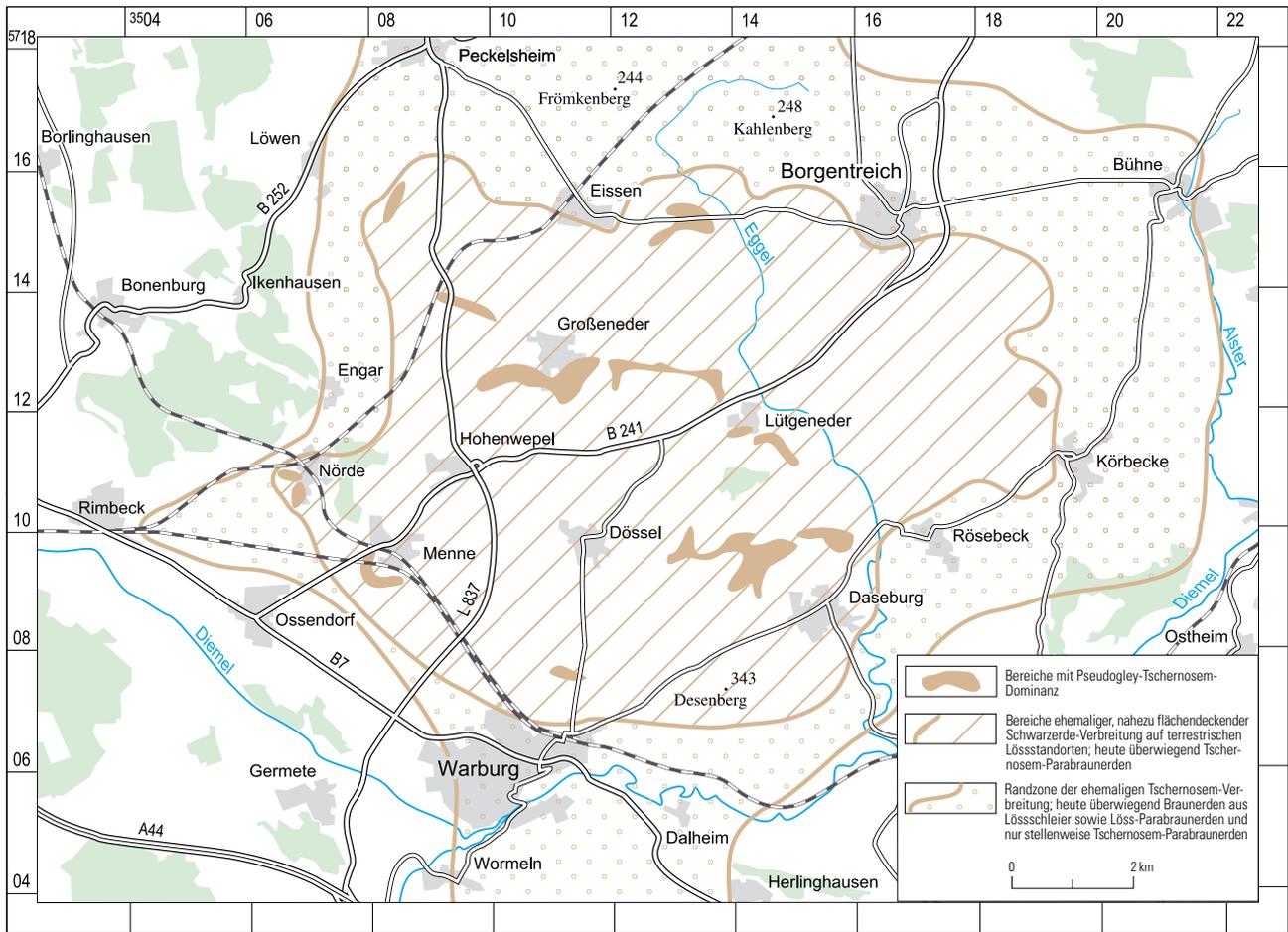


Abb. 1 Verbreitung von Tschernosem-Relikten aus Löss in der Warburger Börde

2.3 Ausgangsgestein

Die geologischen Verhältnisse sind in den Blättern 4420 Peckelsheim (Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Blatt 4420 Peckelsheim, 1935), 4421 Borgentreich (Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 4421 Borgentreich, 1986), 4520 Warburg und 4521 Liebenau (Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blätter 4520 Warburg, 1982 und 4521 Liebenau, 1983) dargestellt. Ausführliche Beschreibungen der Geologie enthalten die zugehörigen Erläuterungen der neueren Blätter Borgentreich (KNAPP 1986), Warburg (HORN 1982) sowie Liebenau (MEIBURG 1983). Der größte Teil der Warburger Börde liegt auf dem Blatt 4421 Borgentreich.

Den Untergrund der Warburger Börde bilden Festgesteine des Mittleren Keupers und in den erhöhten Randbereichen der tellerartigen Vertiefung auch des Unteren Keupers und des Oberen Muschelkalks. Den größten Flächenanteil der Großen Börde nimmt dabei der Gipskeuper (km1) ein. Er streicht überwiegend als rotbrauner, grüngrauer und grauer, zum Teil schluffiger Tonstein bis dolomitischer Tonmergelstein aus. Nahezu alle Schichtglieder weisen karbonathaltige Lagen wie Tonmergelsteine, dolomitische Tonsteine oder Dolomitmergelsteine auf. Südlich von Warburg stehen Kalk- und Mergelsteine des Muschelkalks im Untergrund an.

Den Festgesteinen liegen überwiegend ein Hochflächenlehm beziehungsweise eine Fließerde aus deren präholozänen Verwitterungsrelikten auf. Diese fossilen Bildungen sind wesentlich von ihrem jeweiligen Ausgangsgestein geprägt und haben alle eine hohe Lagerungsdichte. Über dem Gipskeuper ist ein 1 – 5 dm mächtiger karbonathaltiger schwach grusiger schluffiger Ton bis toniger Lehm anzutreffen. Örtlich treten auch schwach steinig-grusiger stark toniger Schluff und sandig-toniger Lehm auf. Diese tonig-lehmigen Schichten bedecken mehr als die Hälfte des Gipskeupers der Großen Börde. In flachen Mulden, die oft oberflächlich zu-

sätzlich mit Schwemmlöss gefüllt sind, wird diese Basislage als Folge der periglazialen Umlagerung meist mehr als 1 m mächtig. In schwachen Akkumulationslagen sowie flachen Vertiefungen auf Plateaus oder in Talanfangsmulden findet sich zuweilen eine zweigeteilte tonige Deckschicht über dem Mittleren Keuper. Unter der karbonathaltigen grusigen tonig-lehmigen Fließerde liegt hier eine periglazial stark verwürgte Schicht aus tonig-lehmigem Grus und/oder tonig-schluffigem Mergelsteinersatz. In anderen Reliefpositionen fehlt diese Zweiteilung. Hier ist die Deckschichtmächtigkeit geringer und der Grus wurde wohl durch nachfolgende periglaziale Fließprozesse mit der ihm aufliegenden tonig-lehmigen Verwitterungsschicht vermischt.

Die Festgesteine des Unteren Keupers bestehen aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen. Über diesen – die Grendolomit-Region (ku3) sei hier wegen der flächenmäßig geringen Verbreitung ausgenommen – ist die Basislage oft ähnlich mächtig, fällt jedoch auch oft aus. Insgesamt tendiert sie mehr zu sandigem Lehm, und sie ist oft schwach steinig und meist karbonatfrei entwickelt.

Die Farben aller dieser Fließerden/Hochflächenlehme sind weitgehend vom Festgestein vererbt. Nur dort, wo durch die Lösungsverwitterung von dolomitischen Mergelsteinen Eisen und dessen rotbraune Oxid-Hydroxid-Bildungen freigesetzt wurden, gingen die Festgesteinsfarben verloren. Als Grobgefüge haben sich wegen des hohen Tongehalts meist Prismen ausgebildet, die beim Übergang in die örtlich unterlagernden Gruszonen oder auf dem Festgestein auslaufen. Falls der tonigen Fließerde der Bt-Horizont einer Löss-Parabraunerde aufliegt, pflanzt sich dessen Prismengefüge schichtübergreifend nach unten fort.

Insgesamt wirken die Fließerden aus Festgesteins-Verwitterungsmaterial auf den Plateaus der Börde auch kleinformologisch kaum reliefausgleichend. Örtlich treten jedoch linienförmige oder netzartige Periglazialphänomene auf. So sind im Grenzbereich Unterer Keuper/Oberer Muschelkalk wiederholt 3 dm tiefe

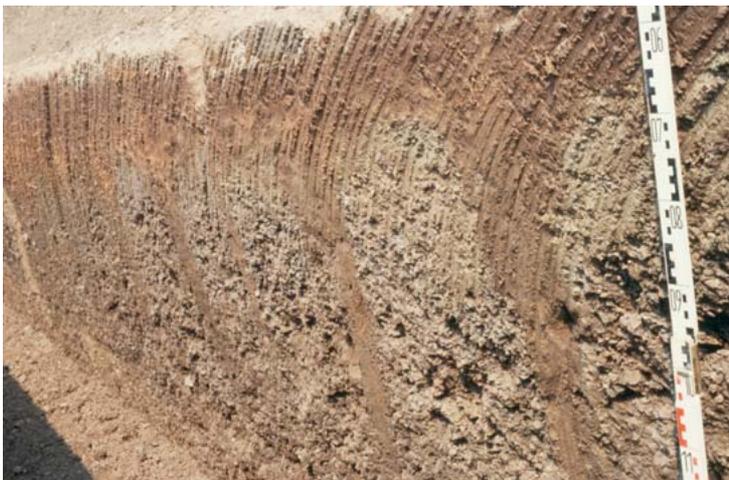


Abb. 2
Mit tonig-lehmigem und schluffig-tonigem Verwitterungsmaterial gefülltes Eiskeilnetz im Schluff- und Mergelstein des Gipskeupers; Ap-Horizont abgeschoben

rinnenförmige Vertiefungen in der Oberfläche der Tonstein-Schluffstein-Wechselfolge festzustellen, die sich regelmäßig nach 8 dm Abstand wiederholen. Diese Auskolkungen sind mit verwitterungsresistenten Steinen aus benachbart anstehenden Festgesteinen gefüllt. Die oben beschriebene tonig-lehmige Fließerde überzieht auch diese Rinnen. Dort, wo die gelben Mergelsteine des Oberen Muschelkalks plateauartig die Festgesteinsoberfläche bilden, treten ähnliche, kesselförmige, etwa 1 m tiefe Ausräumungen in diesen auf. Hier bestehen die Füllungen an der Basis aus grobkristallinen Kalksteinen des Muschelkalks und darüber aus dunklem tonigem Lehm (Kalksteinverwitterungslehm). Die Entstehung derartiger Rinnen kann zum Teil als Folge periglazialer Abspülung an stärker geneigten Hängen (WEISE 1967: 128 ff) oder als sekundär erweiterte Eiskeile gedeutet werden.

Netzartige Vertiefungen im Festgestein werden auf periglaziale Eiskeilnetze zurückgeführt. So hat sich auch in den grüngrauen Schluff- und Mergelsteinen des Mittleren Keupers westlich Lütgeneder ein Eiskeilnetz ausgebildet (Abb. 2). Die Spalten besitzen an der Festgesteinsoberfläche eine Breite von 20 cm und enden konisch schmaler werdend 1,20 m tiefer auf einer Mergelsteinbank. Ihr Abstand beträgt etwa 50 – 60 cm. Der Kern der Füllung besteht aus kryoklastisch zu Schluff- bis Feingrusgröße zerkleinerten Mergelsteinen.

Diese Beispiele belegen eine intensive periglaziale Prägung und zum Teil auch Umlagerung besonders der weicherer Festgesteine. Dabei haben offensichtlich netzartige Eiskeilstrukturen als auch linienförmige Erosionsprozesse und abschließend mehr flächenhafte Fließerdeprozesse eine Rolle gespielt. Während die tonig-lehmige Basislage als Produkt periglazialer Verwitterungs- und Solifluktuationsprozesse auch in steileren Lagen der Börde vorkommt, wurden die linien- und netzförmigen Phänomene nur auf plateauartigen Flächen in der Warburger Börde beobachtet. Da zum Beispiel allein Festgesteins-Verwitterungsmaterial in den Spalten und Rinnen anzutreffen ist, sind diese periglazialen Strukturen vor der Lössanwehung entstanden.

Der Löss wurde während des Weichsel-Hochglazials (ca. 25 000 – 15 000 Jahre v. h.) abgelagert. Als Höhepunkt der Aufwehung wird der Abschnitt des Brandenburger bis Frankfurter Stadiums (ca. 18 000 J. v. h.)

angenommen (Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen 2003). Abgesehen von wenigen Ausnahmen ist die Lössmächtigkeit in der Börde relativ gering. Großflächig kommt er in 1 – 2 m Mächtigkeit vor. Nur an den ostwärts blickenden Talhängen, im Windschatten, sowie südlich Borgentreich und zwischen Daseburg und der Bundesstraße 241 tritt er auch großflächig in 2 – 4 m Mächtigkeit auf. KNAPP (1986: 82) gibt 5 – 15 % CaCO₃ als primären Karbonatgehalt an. Die Entkalkungstiefe anhydromorpher, erosionsneutraler Standorte beträgt heute etwa 1,9 m. Als Folge periglazialer Umlagerung und holozäner Erosion sind auch die flachen Kuppen der Großen Börde heute oft lössfrei. Östlich der Linie Daseburg-Bühne tritt er nur noch schleierartig auf.

Während des Glazials unterlag der Löss im Bereich der oberflächennahen Auftauzone einer Umlagerung, worauf die vielfach an der Basis eingemischten und in Hangrichtung eingeregelteten Gruspartikel aus dem Liegenden hinweisen. Besonders unterhalb von Hangversteilungen der Lössbasis nimmt der Festgesteinsanteil – zum Beispiel als faust- bis kopfgroßes Gruspaket – deutlich zu. Diese Gesteinskörper haben sich vermutlich von der basalen, lössfreien Fließerde oder – in den selteneren Positionen, wo diese fehlt – aus dem Festgestein gelöst und schwimmen nun in der Lössfließerde mit. Auch das Auftreten von faustgroßen Linsen aus grusigem tonigem Lehm im Löss – zum Teil 6 dm über der Lössfließerde-Basis – wird so gedeutet. Diese geringen karbonatischen Festgesteinsanteile reichten im Kräftespiel zwischen der Kalklösung und -abfuhr des Sickerwassers nicht aus, um den Karbonatstatus des Löss-Feinbodens zu erhalten.

Daneben sind auch durch Frostlinsen angehobene Steine und Gruskörper aus dem Untergrund in die Lössdeckschicht eingewandert und haben diese vollständig durchsetzt, wenn deren Deckschichtmächtigkeit 6 dm nicht überschreitet.

2.4 Siedlungsgeschichte

Die ältesten menschlichen Spuren in der Warburger Börde stammen aus dem Mesolithikum. Aufgrund ihrer Ernährungsweise als Sammler und Jäger griffen diese Menschen noch nicht flächenhaft auf die Bodenentwicklung ein, auch wenn schon von einer flächenhaften Besiedlung ausgegangen werden kann (POLLMANN 2002: 91).

Mit der Einwanderung der frühneolithisch-linienbandkeramischen Lössbauernkulturen um 5000 v. Chr. beginnt die ackerbauliche Nutzung der Börde. Hierbei wurden Lössböden bevorzugt. Auf diesen Standorten rodete der Frühneolithiker die Wälder aus Ulme, Eiche und Linde für den Anbau von Emmer, Einkorn, Gerste, Erbse, Linse und Lein (POLLMANN 2002: 108). Die Bevölkerung wird auf 17 Personen/km² geschätzt. Zum Vergleich – für das Spätmittelalter geht POLLMANN (2002: 108) von 30 Personen/km² aus. Auch die Hudewirtschaft und die Schneitelwirtschaft dürften zur Waldschädigung beigetragen haben. Belege der hier weit verbreiteten frühneolithischer Besiedlung im Untersuchungsgebiet sind unter anderem die Siedlungsplätze mit den Häusern bei Großeneder. Das Mittelneolithikum, etwa ab 4700 v. Chr., ist zum Beispiel durch die Kreisgrabenanlage von Warburg-Germete nahe dem Desenberg belegt. Das Jungneolithikum ab 4200 v. Chr. – 2800 v. Chr. findet seine lokalen Denkmale in den Erdwerken von Borgentreich-Borgholz, Warburg-Daseburg und Warburg-Rimbeck (POLLMANN 2002: 149) sowie den vier Steinkistengräbern nordwestlich des Stadtkerns von Warburg (POLLMANN 2002: 166).

In der Bronzezeit, während des Subboreals und Subatlantikums, formieren sich die Buchen und Buchenmischwälder (FREUND 1994: 50 – 53), die heute noch dominierenden natürlichen Pflanzengesellschaften. Die anthropogenen Funde der Bronzezeit konzentrieren sich auf die umgebenden Hochflächen, auch die der Eisenzeit sind in der Börde selbst spärlich.

Ab dem letzten Jahrhundert v. Chr. kann man von einer Siedlungsdepression bis Ende der Völkerwanderungszeit, ca. 500 n. Chr., ausgehen. Mit der Gründung der Sachsensiedlungen im 6. Jahrhundert nach Christus wurden wohl Grundsteine für einige bis heute bestehende Ortschaften – die kontinuierliche Besiedlung – gelegt (FREUND 1994: 72). Mit ihr beginnt – nur kurzzeitig unterbrochen zum Beispiel vom 30 jährigen Krieg – die großflächige und zunehmend intensivere landwirtschaftliche Nutzung der Bördeböden.

Heute ist die Warburger Börde eine intensiv genutzte Ackerbau-Landschaft. Die wenigen Grünland- und Waldflächen sind auf steile Hänge, flachgründige und nasse Standorte reduziert.

3 Ansprache und Verbreitung von Tschernosem-Relikten

Die Begriffe „Schwarzerde“ und „Tschernosem“ werden hier synonym verwandt. Für die Entstehung dieses Reliktbodens im Frühholozän gelten nach allgemeiner Auffassung bisher unter anderem folgende Voraussetzungen:

- karbonathaltiges Lockergestein als Ausgangsmaterial der Bodenbildung
- Pflanzengesellschaften, die viel organische Substanz produzieren und die Bildung eines stickstoffreichen, tongebundenen Humus zur Folge haben
- kontinental getöntes Klima
- Für die Konservierung der Tschernosem-Relikte bis heute ist das Andauern trockener Klimabedingungen eine wesentliche Voraussetzung.

Die Warburger Börde erfüllte im Frühholozän die oben genannten Voraussetzungen wie kontinental gefärbtes Klima, ehemals intensive – durch Krotowinen belegte – Bioturbation sowie Löss als kalkhaltiges Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Auch heute gehört die Börde noch zu den niederschlagsärmsten Gebieten in Nordrhein-Westfalen. Selbst wenn neuere Veröffentlichungen von einer durch Vegetationsbrände eingeschwärzten Oberboden-Färbung und dem Zusammenwachsen borealer und interstadialer Humushorizonte ausgehen (GEHRT 2000: 16), bleiben die oben genannten Faktoren für die Bildung und/oder die Erhaltung dieser Tschernosem-Relikte von grundlegender Bedeutung. Für die tiefreichende Mächtigkeit des schwarzen A_{sh}-Horizonts dieser Böden ist sicher auch die oberflächennahe kryoklastische, etwa 50 cm tiefe Vorprägung des Lösses, wie zum Beispiel bei der Genese der ähnlich mächtigen B_v-Horizonte der Braunerden auch (vgl. REUTER 1978), mitverantwortlich.

In der Warburger Börde wurden im Rahmen der Kartierung viele hundert 2 m tiefe Handbohrungen niedergebracht und 15 Profilgruben mit Schwarzerde-Relikten angelegt. Hiernach treten im zentralen Kern, dem heutigen Tschernosem-Parabraunerde-Gebiet (Abb. 1, s. S. 41), auf 5 % der Fläche Pseudogley-Tschernoseme (Abb. 3) und vergesellschaftete Typen auf. Diese sind auf Bereiche mit bis heute sehr guten Erhaltungsbedingungen konzentriert. Sie kommen in weiten Talanfangsmulden oder auf flachen Unterhängen vor. Hier zieht kalkhaltiges Stauwasser über dem tonigen Festgesteins-Verwitterungsmaterial, im Löss, hangabwärts und konserviert so den Karbonat-Status der Feuchtschwarzerde bis in die Basis des dunklen Oberbodens.



Abb. 3
Kolluvial schwach überdeckter Pseudogley-Tschernosem aus Löss; beginnende Tonverlagerung in die Basis des A_{sh}-Horizonts

25 % des Bördedekerns nehmen Moore, Gleye, Pseudogleye sowie stark erodierte Böden ein, die als Braunerden und zum Teil als „junge“ Parabraunerden ohne Tschernosem-Relikte anzusprechen sind. Auf den restlichen 70 % dominieren oft pseudovergleyte Tschernosem-Parabraunerden (Abb. 4); deren Schwarzerde-Vorgeschichte wird anhand von Krotowinen und mit schwarzem Ton gefüllten Nadelstich-Poren im B_t-Horizont deutlich. Daneben wird die weite Verbreitung von Tschernosem-Derivaten in der Warburger Börde während des Atlantikums auch durch unter Kolluvisolen und in neolithischen Siedlungsgruben konserviertes A_{sh}-Material belegt. Die nahezu flächendeckende Verbreitung derartiger Relikte auf terrestrischen Lössböden im Kern der Börde lässt auf ein ehemals flächenhaftes Auftreten eines „Norm-Tschernosems“ auf Löss mit der Horizontfolge A_{sh}/(A_{sh} + e_{lC})/e_{lC} schließen. Mittels der Bodenkartierungen wurde die Verbreitung der beschriebenen Tschernosem-Relikte in der Börde und damit dieses lokale frühholozäne Tschernosem-Vorkommen räumlich abgegrenzt (Abb. 1, s. S. 41). Wegen der Lessivierung dieser Böden seit dem Atlantikum sind diese Böden heute summarisch als Tschernosem-Parabraunerden (Abb. 4) anzusprechen. ROHDENBURG & MEYER (1968: 158 ff) haben dieses Schwarzerde-Degradierungsstadium nach Befunden aus dem Göttinger Raum als Griserde bezeichnet, in der Staunässe-Variante als Pseudogley-Griserde.

Das Verbreitungsgebiet der Tschernosem-Parabraunerden gliedert sich in einen zentralen, kleineren Teil mit besseren und einen ringförmigen, äußeren, mit schlechteren Erhaltungs- und Bildungsbedingungen für Schwarzerden (Abb. 1, s. S. 41). Im zentralen Teil ist die basale tonige Fließerde wie das Festgestein im Liegenden meist kalkhaltig und die Niederschläge sind etwas geringer. Auch die Lössmächtigkeit beträgt zumindest 8 dm, was die Konservierung der Relikte gegenüber den umfangreichen Erosionsprozessen begünstigt. Mit abnehmender Lössmächtigkeit, zum Beispiel östlich der Linie Körbecke-Borgentreich, und dem Auftreten von kalkfreien Fließerden des Unteren Keupers im Unterboden, zum Beispiel nördlich von Eissen oder südöstlich der Linie Daseburg-Körbecke, werden die Schwarzerde-Relikte seltener. Dort, wo der Löss Fließerden aus Muschelkalk-Verwitterungsmaterial überlagert, setzen sie sich dagegen, zum Beispiel südöstlich von Warburg, auch in Bereiche ohne geschlossene Lössdecke fort. Durch das Aufbasen des Lösses aus dem Liegenden konnten die hier etwas feuchteren, ungünstigeren Klimaverhältnisse kompensiert werden. Außerhalb des in Abbildung 1 (s. S. 41) dargestellten Braunerde/Parabraunerde-Gürtels mit geringen Tschernosem-Parabraunerde-Vorkommen kommen Schwarzerde-Relikte äußerst selten vor.



Abb. 4 Schwach erodierte Tschernosem-Parabraunerde aus Löss; bituminöse schwarze Tonfüllung der älteren Grobporen des Toninfiltrationshorizonts ab 40 cm unter Flur

Auch im Bereich der ehemals flächenhaften Tschernosem-Verbreitung aus Löss fehlen Tschernosem-Relikte in einigen meist kleinflächigen, jedoch charakteristischen morphologischen und hydrologischen Lagen. Zum Beispiel sind an den stark geneigten Hängen des Desenberges, 500 m östlich des Gipfels, „junge“ Parabraunerden mit leuchtend braunem, jungem Bt-Horizont ohne Schwarzerde-Merkmale anzutreffen (Abb. 5). Gleiches gilt für die Basis von schmalen Hangrinnen. Alle Tschernosem-Merkmale sind hier intensiven Erosionsprozessen zum Opfer gefallen. Dies wird durch kolluvial überdeckte Tschernosem-Parabraunerden in den breiteren Hangrinnen hangabwärts belegt. Bisweilen sind auch die schwach geneigten Kuppen und Hänge der Großen Börde so stark erodiert, dass nur ein Lössschleier erhalten blieb und der Landwirt im unterliegenden Keupergrus pflügt. Diese Bereiche treten sowohl in der Kernzone der ehemals flächendeckenden Tschernosem-Verbreitung als auch in der Randzone auf. Sie konnten wegen der engen Verzahnung mit den Lössböden maßstabsbedingt in Abbildung 1 (s. S. 41) nicht dargestellt werden, sind jedoch in den Bodenkartierungen im Maßstab 1 : 5 000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung ausgewiesen.



Abb. 5 Homogenes dunkles Bt-Material einer jungen Löss-Parabraunerde und mit hellem Schluff durchsetztes Bt-Material einer Tschernosem-Parabraunerde (Griserde aus Löss) im Farbvergleich

Das Fehlen von Tschernosem-Relikten auf den heute als Gley-Pseudogley und zum Teil als Pseudogley auskartierten Flächen im Anschluss an Gleye wird auf ungünstig biotische Bedingungen während der Tschernosem-Bildung oder das Fehlen von Vegetationsbränden (GEHRT 2000) zurückgeführt. Gleiches gilt für die semiterrestrischen Böden der Niederungen und Bachtäler. Ansonsten gibt es im Bereich der ehemaligen flächendeckenden Schwarzerde-Verbreitung fast keine Reliefpositionen mit > 7 dm Löss, die frei von Schwarzerde-Relikten sind. Das mosaikartige Fehlen von Schwarzerde-Relikten in einzelnen Bohrungen geht wohl auf die Erosion und das Fehlen durchgehender, flächenhafter diagnostischer Schwarzerde-Horizonte als Folge intensiver Degradierung zurück.

4 Typische Löss-Bodengesellschaften der Warburger Börde

4.1 Pseudogley-Tschernosem, Kolluvisol über Pseudogley-Tschernosem

Während auf den Plateaus und Lössriedeln der Löss bis 1,9 m Tiefe entkalkt ist, unterlagen die Tschernoseme in einigen Talanfangsmulden und an flachen Unterhängen nicht der Kalkabfuhr. Kalkhaltiges Stauwasser über der hier flächenhaft verbreiteten tonig-lehmigen Fließerde aus Keuper-Verwitterungsmaterial in 1,0 – 2,0 m Tiefe wirkte dem entgegen. Der schwarze Axh-Horizont blieb dort erhalten und ist auch heute nach dem Pflügen farblich leicht erkennbar (Abb. 3, s. S. 44). Auf der Bodenkarte 1 : 50 000 Warburg (1993) nehmen die Flächen etwa 250 ha ein. Die Bodenschätzung bewertet diese Flächen meist mit 80 – 94 Bodenpunkten und vergibt die Klassenzeichen L 1 L_ö oder L 2 L_ö. Die höchsten Werte erreichen die Böden mit etwa 1 m mächtigem, kolluvial überhöhtem Axh-Horizont. In der Gemarkung Lütgeneder lag zeitweise das höchstbewertete Flurstück der alten Bundesländer.

Charakteristisch für diese Böden ist der 4 – 6 dm mächtige, teilweise durch Erosion überhöhte sehr dunkelbraune (10 YR 2/2 bis 3/2) Axh-Horizont und dessen sehr stabiles Krümelgefüge. Mit 2,7 – 4 % Humus einem C/N von 10 – 11 und einem Rest-Karbonatgehalt von 0,7 – 2,5 % bis in den Oberboden ordnen sich diese Böden recht gut in die Feucht-Schwarzerden anderer Lössprovenienzen wie denen des Leinetalgrabens ein. Unter einer durch Baumwurzeln verursachten Verzahnungszone an der Basis des humosen Oberbodens setzt der Sw-Horizont des pseudovergleyten Lösses ein. Dessen Kalkgehalt liegt bei etwa 12 – 15 %. Mit Axh-Material gefüllte Grabgänge im Sw-Horizont haben 8 – 14 cm Durchmesser. Die entkalkten, unter verbrauchtem Lösslehm begrabenen dunkelgrauen Axh-Horizonte der Börde weisen – obwohl den aktuellen morphologisch recht ähnlich – mit nur 1,6 – 2 % recht niedrige Humusgehalte auf.

Eng vergesellschaftet mit diesen Pseudogley-Tschernosemen treten in Akkumulationslagen bei tieferem Kalkspiegel Parabraunerde-Tschernoseme – mit Tonverlagerung in die Basis des Axh – und Kolluvisole auf. Charakteristisch ist der mit tiefschwarzem Ton angereicherte, noch dunklere Fuß des Axh-Horizonts. GEHRT (2000) deutet diesen als interstadiale Bildung.

Sichere Aussagen über die Mächtigkeit der frühholozänen Axh-Horizonte sind auf Grund der umfangreichen holozänen Erosions- und Degradierungsprozesse schwierig. Die in einigen Mulden kolluvial begrabenen Axh-Horizonte schwanken zwischen 2 und 10 dm Mächtigkeit. Dies weist auf frühe, vermutlich bronzezeitliche bis neolithische Erosionsprozesse hin und belegt die gleichfalls frühe und starke Umformung der Böden an. Auch die archäologischen Untersuchungen an neolithischen Erdwerken beziehungsweise Grabkammern lassen auf einige dm Bodenerosion schließen. In Anlehnung an Löss-Tschernoseme der Hildesheimer Börde (ROESCHMANN 1968: 845) kann von etwa 5 – 6 dm Axh-Mächtigkeit ausgegangen werden. Größere Mächtigkeiten hätten zur Ausbildung tiefschwarzer Tonanreicherungshorizonte im unteren Teil des Axh geführt, was nur lokal in Akkumulationsbereichen wie Talanfangsmulden auftritt.

4.2 Tschernosem-Parabraunerde, oft pseudovergleyt

4.2.1 Merkmale und Verbreitung

Die typische Horizontabfolge der Tschernosem-Parabraunerden des Untersuchungsgebietes ist Ap/Al/(Ael)/Axh-Bht/Bt/Bv. Sie unterscheiden sich von Norm-Parabraunerden vorwiegend durch die in den Tonanreicherungshorizonten konservierten Tschernosem-Relikte, die schwarzen bituminösen 0,1 – 0,6 mm

dicken Tonfüllungen von Wurzelgängen, sowie durch den graubraunen (10 YR 5/2) und mit 1,3 % schwach humosen Top des Axh-Bht. Die bituminösen Plombierungen wurden bis zu 7 dm tief in dem B(h)t-Horizont angetroffen. Sie sind das dominierende diagnostische Merkmal zur Ansprache der Tschernosem-Vergangenheit in Handbohrungen (vgl. Abb. 6 und 7). Bei geringmächtiger Lössdecke fanden die schwarzen Füllungen auch in der basalen basenreichen Fließerde aus Keuper-Verwitterungsmaterial oder im Top des C-Lösses gute Erhaltungsbedingungen. Die Färbung des Bt-Horizonts ist blass- bis dunkelbraun (10 YR 6/3 – 3/3); der Humusgehalt ist mit etwa 0,5 % sehr gering. Die potenzielle Kationenaustauschkapazität im B(h)t schwankt zwischen 110 und 170 $\mu\text{mol}(\text{eq})/\text{g}$. Durch umkleidete, inerte Konkretionen und Mergelgruspartikel wird analytisch oft noch ein Karbonatgehalt von $< 0,1 \%$ bestimmt. In der Summe werden Bt und Axh-Bht meist 6 – 8 dm mächtig; bodenartlich wurde ein stark toniger Schluff mit 20 – 24 % Ton bestimmt. Die Tongehaltsdifferenz zum Al beträgt 7 bis 10 %, der Ap-Horizont ist oft gegenüber dem Al noch um 2 – 3 % tonärmer.

Örtlich finden sich mit Axh-Material gefüllte krotowinenartige Grabgänge in den Bv- und Bt-Horizonten. In größeren Tiefen blieb die sehr dunkelgraue (10 YR 3/1) Farbe weitgehend erhalten. Morphologisch fällt hier vor allem der Zerfall zu grobsand- oder grusgroßen Partikeln ins Auge. In Oberflächennähe hingegen wurde die Axh-Plombierung auch farblich zu braunen Farbtönen degradiert.

Da die Böden wegen der jahrtausendelangen Bewirtschaftung oberflächlich meist einige dm erodiert sind, ist der Al-Horizont heute größtenteils in die Pflugarbeit oder tiefer greifende Bearbeitungstechniken einbezogen worden. Auch dort, wo er saumartig erhalten blieb, sind die diagnostischen Schwarzerde-Merkmale verloren gegangen. Er ist verbraunt (10 YR 5/3), schwach humos und damit morphologisch meist nicht mehr von den Al-Horizonten der Parabraunerden ohne Schwarzerde-Vorgeschichte zu unterscheiden. Bodenartlich wurde ein schwach toniger bis toniger Schluff mit 10 – 15 % Ton ermittelt. Die potenzielle Kationenaustauschkapazität liegt bei 80 – 90 $\mu\text{mol}(\text{eq})/\text{g}$.

Vor allem in kolluvial nur schwach überdeckten oder erosionsneutralen Bereichen wie schwache Mulden oder Plateaus wurde über dem Axh-Bht eine Anreicherung von weißem (10 YR 8/1), zum Teil sandigem Schluff festgestellt. ROHDENBURG & MEYER (1968: 158) bezeichnen den Prozess, der zu einer basalen Aufhellung des A-Horizonts führt, als Vergrisung. Derartige Residualschluff-Schichten werden bei der Fahlerde-Genese als Ael-Horizont angesprochen. Dieser bildet den etwa 1 – 2 dm mächtigen, hellen Grenzbereich zwischen dem Al-Horizont im Hangenden und verzahnt sich zugleich leicht zungenförmig mit dem Axh-Bht-Horizont darunter. Besonders in erosionsgeschützten Lagen hat der weiße Schluff die jüngeren Grobporen des Axh-Bht plombiert. In Fahlerden benachbarter Landschaftsräume sowie Norm-Parabraunerden wurde dieses Phänomen allenfalls sehr schwach beobachtet.



Abb. 6
Schwarze Tonverlagerung als randlicher, saumartiger Teil einer Grabgang-Füllung im Axh-Bht-Horizont aus Löss



Abb. 7
Schwarze Tonverlagerung in 1 bis 5 mm dicken Wurzelröhren durchzieht basale, schluffige Grabenfüllung der Rössener Kultur (Mittelneolithikum)

4.2.2 Bodengenetische Teilprozesse

Im Folgenden wird versucht, die Bodenentwicklung der zum Teil pseudovergleyten Tschernosem-Parabraunerden in der Warburger Börde nachzuskizzieren. Für die zeitliche Einstufung der Tschernosem-Degradierungsprozesse liegen Untersuchungen aus anderen Teilen Nordwestdeutschlands von SCHEFFER & MEYER (1958,1963), ROHDENBURG & MEYER (1968), URBAN & ZAKOSEK (1981), ALTERMANN & KÜHN (1995) und SCHALICH (1988) vor. Hierbei dienen meist neolithische Bodeneingriffe oder datierte Sedimente als Zeitmarken für die Einstufung der Bodenentwicklungsprozesse.

Wenn auch spätglaziale Vorstufen der Tschernosem-Genese nicht auszuschließen sind (GEHRT 2000:17), so dürfte wohl der größte Teil in das Frühholozän zu stellen sein (ROHDENBURG & MEYER 1968; BAILLY 1973; ALTERMANN & KÜHN 1995). In der Warburger Börde sind auch die basalen A_h-Humuszonen – nach den guten Aufschlussverhältnisse durch eine Pipeline-Trasse zu urteilen – nicht in periglaziale Strukturen eingebunden. Welche Rolle die neolithische Brandrodung bei der Schwarzerde-Genese spielt (vgl. GEHRT 2000), bleibt offen. Offensichtlich deckt sich in Südostwestfalen die Verbreitung der Schwarzerden mit der neolithischen Besiedlung. Während die Warburger Börde intensiv besiedelt war, blieben die nördlich gelegenen Börden in Nordrhein-Westfalen wie die Steinheimer Börde sowohl siedlungsleer (POLLMANN 2002: 101) als auch frei von Schwarzerde-Zeugnissen (mündl. Mitteilung P. PINGEL).

Nach Untersuchungen im mitteldeutschen Trockengebiet bei Halle (ALTERMANN & KÜHN 1995) war die Schwarzerde im jüngeren Atlantikum voll entwickelt. Ihre damalige weite Verbreitung wird durch A_h-Material in neolithischen Siedlungsgruben Nordwestdeutschlands belegt (z. B. SCHEFFER & MEYER 1958). Eigene Erkundungen an mehreren neolithischen Erdwerken in der Warburger Börde bestätigen dies für das Untersuchungsgebiet. Mit dem feuchteren Klima im Atlantikum begann die zunehmende Entkalkung dieser Böden. SCHEFFER & MEYER (1965:82) beschreiben eine Entkalkungstiefe bis etwa 1 m für den Göttinger Raum am Ende des Neolithikums. Bei Jülich in der Niederrheinischen Bucht erreichte sie am Beginn der Bronzezeit etwa 0,8 m (SCHALICH 1988: 28).

Der Autor hatte Gelegenheit, bodenkundliche Untersuchungen an einem mehrfach unterbrochenen Ringgraben der Rössener Kultur aus einem Zeitabschnitt nach 4500 v. Chr. durchzuführen (KRÖGER 1997). Aufgrund der Untersuchungen von SCHEFFER & MEYER (1965) und SCHALICH (1988) sowie der heutigen Entkalkungstiefe der Lössprofile der Warburger Börde von 1,9 m ergibt sich, dass die Basis des heute bis zu 1,5 m tiefen Ringgrabens in den damals noch kalkhaltigen Löss eingetieft wurde. Nach der Tiefenlage des aktuellen B_t-Horizonts und der Profilmorphologie benachbarter Profile im gewachsenem Löss ist eher von einer leichten Erosionslage am Ringgraben auszugehen. Auch das weitgehende Fehlen von feingeschichteten Lössderivaten auf der Grabensohle – wie sie aus entkalktem Löss meist entstehen – deutet auf eine damals erst mäßige Entkalkungstiefe hin. Offensichtlich war noch kein mächtiger strukturlabiler Horizont unter dem besser strukturiertem A_h-Horizont entstanden. Auch mikromorphologische Untersuchungen der Grabenfüllung erbrachten nur schwache Hinweise auf eine beginnende Tonverlagerung vor dem neolithischen Eingriff. An der Basis des Ringgrabens treten nur an einer Stelle wenige Zentimeter mächtige schluffreiche feingeschichtete Sedimente auf – ein Beleg für die beginnende Ton-Schluff-Trennung im Neolithikum. Nach diesen Befunden kann auch für die Große Börde eine Entkalkungstiefe von maximal etwa 0,6 m zurzeit der Rössener Kultur angenommen werden.

Mit der Klimaverschlechterung und der Vegetationsänderung im Atlantikum begann die Degradierung der Tschernoseme, wobei sich die schwarzen Kalzium- und Eisen-Humate als sehr oxidationsstabil erweisen und äußerst stabile Hüllen der Mineralkörner bilden (SCHEFFER & MEYER 1965: 76). Mit der Entkalkung setzte oberflächennah die Degradierung des A_h-Horizontes ein. Dabei wird sie nach FLEIGE & MEYER (1975: 240) an der Geländeoberfläche zum Teil durch die Bildung eines neuen, geringmächtigen Ah-Horizonts kompensiert. Dies wird durch Beobachtungen in den Randzonen der Feuchtschwarzerde-Lokalitäten in der Warburger Börde bestätigt. Vielfach wurden hier kolluvial überdeckte, degradierte Pseudogley-Tschernoseme mit einer aufgehellten Zone im Mittelteil des fA_h-Humushorizonts entdeckt.

Durch die Humus Um-/Neubildung zum Post-Tschernosem verbrauchte der mittlere Teil des A_h, während der tiefere Teil – im Übergangsbereich zum braunen Unterboden – durch die Ton-Schluff-Trennung und die nachfolgende Tonauswaschung schließlich vergraute (Vergrisierung). In der Warburger Börde ist nur das A_h-Material, das unter den Einfluss kalkhaltigen Stauwassers oder das in oberflächenferne Positionen wie in Krotowinen oder unter Kolluvisole geriet, mehr oder weniger hiervon verschont geblieben. Die kolluvial

überlagerten, farblich den neolithischen Axx-Horizonten gleich zusetzenden fAxx-Bodenhorizonte haben etwa 1,6 – 2 % Humus bei einem C/N-Verhältnis von 10 – 11 und C/P_{gesamt} von 10 – 23. Die potenzielle Austauschkapazität erreicht 160 – 200 ∞ mol(eq)/g. Oft wurden Karbonatgehalte von bis zu 2 % gemessen. Ähnliche Werte gelten für begrabene kalkhaltige Axx- Horizonte über Tonstein. Für Krotowinen-Füllungen aus Axx-Material wurde ein C/N-Verhältnis von 10 – 13 und eine Austauschkapazität von etwa 120 ∞ mol(eq)/g ermittelt. Bodenartlich liegt ein stark toniger Schluff vor.

Der von schwarzen Humaten umhüllte Ton (Farbe von 10 YR 2/1 bis 10 YR 3/0) wanderte in den Unterboden ein. Er färbte die oberen maximal 1 – 2 dm des heutigen Axx-B(h)t grüulich ein. Darunter ist seine enge Bindung an das Grobporensystem auffallend. In den nadelstichgroßen Kanälen abgestorbener Wurzeln durchwanderte er die Tiefenzone des heutigen braunen Bt-Horizonts örtlich bis an dessen Basis in etwa 12 – 13 dm unter Flur. Mit einem Flächenanteil von 3 – 10 % tritt er jedoch konzentriert im oberen Teil des Axx-B(h)t als Porenfüllung auf. Die offenbar später entstandenen Prismengefügeflächen des Bt hingegen sind – mit Ausnahme von fein verzweigten Wurzelröhren – nicht von schwarzem Ton belegt. Örtlich finden sich auch mit konzentrischen schwarzen Ton-Ringen belegte Krotowinen-Gänge. Dies alles stuft die schwarze Tonverlagerung als einen früh initiierten Degradierungsprozess ein. Nach Dünnschliffuntersuchungen der Grabenfüllung wurden hier schwache, zerbrochene, umgelagerten Tonbeläge gefunden. Hiernach zu urteilen begann die schwarze Tonverlagerung vor 4500 v. Chr. Andererseits belegen zahlreiche postsedimentäre bituminöse Porenfüllungen in und unter der Grabenfüllung (s. Abb. 7, S. 47), dass der Prozess auch ab dem Mittelneolithikum – nach 4500 v. Chr. – noch ablief. Nach Untersuchungen bei Jülich in der Niederrheinischen Bucht war die Bildung des Axx-Bht und die schwarze Tonverlagerung zu Beginn der Eisenzeit abgeschlossen (SCHALICH 1988).

Der nach der Axx-Degradierung und Kornsecheidung zurückbleibende Residualschluff ist auffallend weiß (10 YR 8/1) gefärbt (Abb. 7, s. S. 47). Norm-Parabraunerden weisen ansonsten einen hellbraunen Tonauswaschungshorizont auf. Der weiße Schluff blieb in ungestörten, zu Tschernosem-Parabraunerden entwickelten Profilen, als bis zu 2 dm mächtiger Horizont über dem Toninfiltrationsbereich zurück und bildet hier wohl die letzte Degradierungsstufe des Axx-Materials bei der Griserde-Entwicklung. Oft verzahnt er sich auch mit dem Axx-B(h)t-Horizont zungen- oder keilförmig. Vielfach wurde der Schluff bis über 1 m tief in die Hohlräume der unterlagernden Horizonte eingespült. Hiervon sind besonders junge Hohlräume wie Regenwurmrohren, Bt-Kluftflächen und Wurzelgänge betroffen (Abb. 8).

Dies kennzeichnet die Schluffeinspülung als aktiven, jungen Vorgang. Er ist auch weniger an enge hydrochemische Voraussetzungen wie die schwarze Tonverlagerung gebunden (vgl. FÖLSTER & MEYER & KALK 1963: 7), sondern eher ein sekundärer mechanischer Prozess. Auch das begrabene Axx-Material des Ringgrabens weist in etwa 8 – 9 dm Tiefe 15 Flächen-% weiße bis hellblassbraune (10 YR 8/2 bis 10 YR 7/3) Schluffflecken bei nur noch etwa 0,5 % Humus und etwa 100 – 110 ∞ mol(eq)/g Kationenaustauschkapazität auf. Diese neolithischen Füllungen haben im Vergleich zur Al-Matrix benachbarter Norm-Parabraunerden besonders bis 5 beziehungsweise bis 9 dm unter Oberfläche erhöhte Schluffgehalte.

Nach der Abfuhr der schwarzen Humate aus dem Oberboden beziehungsweise deren Abbau setzte verstärkt – begünstigt durch die pedochemische Tonbildung – die Verlagerung der braunen Tonminerale ein. Dies führte zur Bildung des insgesamt 6 – 7 dm mächtigen braunen Bt-Horizonts. Mit zunehmender Toneinschlammung entstand ein Prismengefüge von etwa 20 – 50 cm Durchmesser, das sich wiederum aus zahllosen kleinen Polyedern aufbaut und sich nahtlos in dem aufliegenden, etwa 10 – 25 dm mächtigen, schwach humosen Axx-Bht-Horizont fortsetzt.



Abb. 8
Etwa 5 mm mächtige, bogenförmige Kluftfüllung im oberen Teil eines Axx-Bt-Horizonts aus Löss; Füllung aus Axx- (grau) und Ael-Material (grauweiß, vergrist) sowie örtlich schwarzem Ton der Lessivierung)

Durch die Toneinlagerung in die Grobporen wird das Sickerwasser zum Teil gebündelt über die Prismenoberflächen in den Untergrund abgeleitet. Der braune Ton findet so in der Matrix, sekundär aber auch auf den Gefügeflächen deutlichen Niederschlag. Die Prismenoberfläche einer mäßig erodierten Tschernosem-Parabraunerde in etwa 60 cm Tiefe enthielt 30 % Ton. Er ist nicht mehr wie zum Teil der schwarze Ton auf Grobporen konzentriert. Braune Bt-Horizonte fehlen meist unter Kolluvisolen aus A_{xh}-Material, während graubraune Kolluvisole meist vollständig entwickelte Tschernosem-Parabraunerden überdecken.

Das aus den Grabungsbefunden ermittelte spät- bis postneolithische Alter der braunen Tonverlagerung und des Prismengefüges harmoniert mit den Angaben von SCHALICH (1988: 28) und ZEJSCHWITZ (1980: 424). Diese machen die Bildung des braunen Löss-Bt-Horizonts in der Niederrheinischen Bucht beziehungsweise auf der Paderborner Hochfläche post-altbronzezeitlich beziehungsweise prä-hochbronzezeitlich fest. Im Warburger Ringgraben sind sowohl die mit fossilem A_{xh}-Material gefüllten Krotowinen als auch die neolithische Grubenfüllung in das Prismensystem des Bt-Horizonts mit einbezogen. Die in lotrechter Aufsicht netzartige Struktur setzt sich bruchfrei vom gewachsenen Löss der angrenzenden Parabraunerden in die Grabenfüllungen – allerdings mit etwas kleinerem Durchmesser – fort. Der Tongehalt im Infiltrationshorizont des Grabens liegt mit 17 mit 20 % auch um 2 – 4 % niedriger als im benachbarten typischen Löss-Bt. Durch senkrechte Grabschnitte konnte belegt werden, dass sich das Prismensystem im Grubenaushub auch in die Tiefe – ohne Berücksichtigung von Schichtwechselln im Füllmaterial fortsetzt. Der Durchmesser der Prismen beträgt hier 10 – 25 cm. Die Körper sind nach dem Herauslösen etwa 40 cm hoch.

In Parabraunerden fällt als aktueller Verlagerungsprozess die Materialeinspülung in das Kluftsystem des prismatischen Toninfiltrationshorizonts auf. So weisen die an den Graben angrenzenden Tschernosem-Parabraunerden auf den Prismenoberflächen neben den braunen Tonbelägen auch weiße Schluffbeläge und besonders im oberen Teil auch unsortiertes, aktuelles A_p-Material auf, das bei Trockenphasen in die Schrumpfrisse eindrang (s. Abb. 8). Im Bereich des neolithischen Grabens besteht die basale Kluftfüllung der Bt-Prismen aus nur schwach degradiertem dunkelgrauem A_{xh}-Material, im oberen Teil aus weißem Schluff. Die Bt-Kluftfüllung einer schwach erodierten Tschernosem-Parabraunerde enthielt in 60 cm Tiefe 1 % Humus, die der benachbarten neolithischen Grube 1,4 % Humus.

Stauanässe-Merkmale treten in den Lössböden der Warburger Börde einerseits über der tonigen Fließerde, in der Löss-Basis, und/oder über dem Tonanreicherungshorizont auf. Die Stauzone über dem Keuper-Verwitterungsmaterial ist geogen. Sie hat lokal zur Erhaltung der Tschernoseme als „Feuchtschwarzerden“ geführt. Die ebenfalls weit verbreitete, allerdings meist schwache Stauanässe über dem A_{xh}-Bt-Horizont entsteht durch das Schließen der Grobporen durch die Tonverlagerung. Das Auftreten von pedogener Stauanässe ist innerhalb der Börde neben klimatischen Faktoren unter anderem auch vom Beginn und der Dauer der Tonverlagerungsprozesse abhängig. Dementsprechend leiden Parabraunerden mit Tschernosem-Merkmalen häufiger unter Stauanässe als benachbarte jüngere Norm-Parabraunerden, die alle Schwarzerde-Relikte frühzeitig durch Erosion eingebüßt haben.

5 Vergleich mit Tschernosem-Relikten anderer Gebiete

Neben einzelnen, lokalen Beschreibungen benachbarter Börden und ihrer Tschernosem-Relikte liegt von GUNREBEN (1992) eine Gegenüberstellung der Schwarzerde-Reste von sechs Verbreitungsgebieten vor. Die frühholozänen Schwarzerde-Regionen lassen sich demnach anhand der Qualität und der Mächtigkeit der Schwarzerde-Humushorizonte vergleichen. Dies ist bei stärker degradierten Relikten in niederschlagsreichen Regionen nur bedingt, durch Rekonstruktion oder durch Verwendung der durch Stauanässe oder Grundwasser konservierten Tschernosem-Oberböden, möglich. Hiernach entsprechen die rekonstruierte Mächtigkeit des A_{xh}-Horizonts von 4 – 6 dm, die Farbe von 10 YR 2/2 bis 3/2 und das C/N-Verhältnis von 10 – 11 – als typische Werte der Warburger Feuchtschwarzerden – den Analyseergebnissen der Norm-Schwarzerden der Magdeburger Börde. Die Humusgehalte bei Warburg liegen mit 3,5 % nur geringfügig tiefer.

Die tiefreichende Entkalkung der Lössböden der Warburger Börde ist die Hauptursache ihrer intensiven Degradierung. Die am besten erhaltenen Tschernoseme Deutschlands kommen demzufolge in den niederschlagärmsten Gebieten wie der Magdeburger Börde (470 – 580 mm) vor. Auch die anderen von GUNREBEN (1992) untersuchten Schwarzerden weisen gegenüber der Warburger Börde etwas geringere Niederschläge auf, sodass die Relikte der Warburger Börde – hinsichtlich der Degradierungsstufe wohl vergleichbar mit denen der Soester Börde – zu den schlechter erhaltenen Formen zählen.

6 Zusammenfassung

Die Warburger Börde weist Relikte frühholozäner Löss-Tscherno-seme auf. Durch bodenkundliche Kartierungen konnten eine Kern- und eine Randzone der ehemaligen Tscherno-sem-Verbreitung sowie sehr kleinflächige Bereiche mit der Konservierung des Axh-Horizonts als Teil eines Pseudogley-Tscherno-sems ausgewiesen werden.

Im übrigen Gebiet sind die Tscherno-seme meist durch Erosionsprozesse gekappt oder zumindest zu oft pseudovergleyten Tscherno-sem-Parabraunerden degradiert. Typische Degradierungsformen der Warburger Börde werden analytisch charakterisiert. Die Abfolge und die zeitliche Einstufung der bei der Degradierung wirksamen bodengenetischen Teilprozesse werden unter anderem mittels archäologischer Zeitmarken teilweise nachvollzogen.

7 Verzeichnis der Schriften und Karten

- AG Boden (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl. – 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (B.-Anstalt Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.). – [veränd. Nachdruck]
- AG Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung, 3. Aufl. – 331 S., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover (B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter B.-Rep. Dtl.).
- ALTERMANN, M.; KÜHN, D. (1995), mit Beitr. von BEYME, B.; BÖNING, H.; DIEMANN, R.; DULTZ, S.; EINECKE, H.; FISCHER, H.; FRELLSTEDT, H.; GÜNTHER, J.; MACHULLA, G.; MICHEL, D.; PLOEG, R. v. D.; ROBBACH, T.; SCHRÖDER, H.; UTERMANN, J.; WIECHMANN, H.: Exkursion E – Mitteldeutsches Trockengebiet. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., **77**: 229 – 278, 10 Abb., 24 Tab.; Oldenburg.
- Arbeitskreis Großmaßstäbige Bodenkartierung (2000 a): Anleitung zur Erfassung bodenkundlicher Daten (Datenschlüssel 1997), 4. ergänzte Aufl. – 255 S., 1 Abb., 112 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- Arbeitskreis Großmaßstäbige Bodenkartierung (2000 b): Richtlinien für die großmaßstäbige Bodenkartierung (Kartierrichtlinien 1999), 2. ergänzte Aufl. – 142 S., 10 Abb., 16 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- BAILLY, F. (1973): Zur Vergesellschaftung der Böden aus Löss in der nördlichen Calenberger Börde. – Geol. Jb., **F1**: 1 – 135, 38 Abb., 10 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- Bodenkarte <1 : 5 000> zur landwirtschaftlichen Standorterkundung m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. – [Unveröff.]
Verfahren Großeneder-Lütgeneder (1975), Bearb. DAHM-ARENS, H.
Verfahren Borgentreich (1979), Bearb. PINGEL, P.
Verfahren Daseburg (1987), Bearb. FAASEN, H.
Verfahren Warburg-Germete (1988), Bearb. RÖHRIG, W.
Verfahren Borgentreich-Bühne (1988), Bearb. FAASEN, H.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4520 Warburg (1993), Bearb. BETZER, H. J.; LAU, E.; THIEL, E.
- BÜRGENER, M. (1963): Geographische Landesaufnahme <1 : 200 000>: Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111: Arolsen. – 94 S., 1 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd. u. Raumforsch.).
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Relief der Warburger Börde und ihrer Umrahmung. – Z. f. Geomorphol. N. F. Suppl.-Bd., **33**: 207 – 215, 3 Abb.; Berlin (Borntraeger).
- FLEIGE, H.; MEYER, B. (1975): Die Stickstoff-Bindungsformen (N-Frak-tionen) einer Schwarzerde-Griseerde-Bodensequenz unter Wald und Acker im Löss-Gebiet Hannover-Hildesheim. – Göttinger Bodenkdl. Ber., **34**: 233 – 264, 2 Abb., 5 Tab.; Göttingen.

- FÖLSTER, H.; MEYER, B.; KALK, E. (1963): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würmlöss in Niedersachsen. – II Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung. – Z. Pflanzenernährung, Düngung u. Bodenkde., **100**: 1 – 12, 1 Abb., 3 Tab.; Weinheim/Bergstr.
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland. – Abh. Westf. Mus. Naturkde., **56** (1): 1 – 103, 35 Abb., 7 Tab., 8 Taf.; Münster (Westf. Mus. Naturkde.).
- GEHRT, E. (2000): 3.4.4.4 Nord- und mitteldeutsche Lössbörden und Sandlössgebiete – 9. Erg. Lfg.10/2000. – In: BLUME, H.-P.; FELIX-HENNINGSSEN, P.; FISCHER, W. R.; FREDE, H.-G.; HORN, R.; STAHR, K. (Losebl.-Ausg. ohne Jahresangabe): Handbuch der Bodenkunde: 1 – 54, 31 Abb., 22 Tab.; Landsberg/Lech (ecom-ed).
- Geologische Karte von Hessen <1 : 25 000> – Hrsg. Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.; Wiesbaden.
Blatt 4520 Warburg (1982), Bearb. HORN, M.
Blatt 4521 Liebenau (1983), Bearb. MEIBURG, P.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000> – Hrsg. Geol. Dienst Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4421 Borgentreich (1986), Bearb. KNAPP, G.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern <1 : 25 000> – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4420 Peckelsheim (1935), Bearb. STILLE, H.; MESTWERDT, A. [2. Aufl.]
- Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (2003): Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland. – 219 S., 59 Abb., 18 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- GUNREBEN, M. (1992): Schwarzerde-Relikte in Deutschland – Ein regionaler Vergleich von Böden ausgewählter Klimagebiete und Lössprovinzen. – Diss. Univ. Marburg/Lahn: 183 S., 62 Abb., 6 Tab.; Marburg/Lahn.
- HAUPENTHAL, CH. (1978): Über Schwarzerden in der Niederhessischen Senke. – Geol. Jb. Hessen., **106**: 319 bis 366, 20 Abb., 17 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HOHNVEHLMANN, J. (1963): Vergesellschaftung, Entstehung und Eigenschaften der Böden im Soester Hellweggebiet. – Inaug.-Diss. Univ. Bonn. – 121 S., 10 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Bonn. – [Unveröff.]
- HORN, M. (1982), mit Beitr. von BERNHARD, H.; BLUM, R.; BRACHT, K.; BUSSE, E.; EHRENBERG, K.-H.; HÖLTING, B.; REICHMANN, H.: Erläuterungen zu Blatt 4520 Warburg. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4520** Warburg: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- KNAPP, G. (1986), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; KALTERHERBERG, J.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4421 Borgentreich. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4421** Borgentreich: 172 S., 13 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KRÖGER, H. (1997), mit einem Beitrag von BETZER, H. J.: Die mittelneolithische Grabenanlage von Warburg-Daseburg, Kr. Höxter. – In: BÉRENGER, D. (Hrsg.): Archäologische Beiträge zur Geschichte Westfalens: 37 – 50, 6 Abb.; Rahden/Westf.(Leidorf). – [Zugl. Int. Archäol. – Studia honoraria, **2**.]
- MEIBURG, P. (1983), mit Beitr. von BERNHARD, H.; BLUM, R.; HORN, M.; RAMBOW, D.; REICHMANN, H.: Erläuterungen zu Blatt 4521 Liebenau. – Geol. Kt. Hessen <1 : 25 000>, Erl., **4521** Liebenau: 175 S., 27 Abb., 13 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- MEISEL, S. (1959): Geographische Landesaufnahme <1 : 200 000>: Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – 40 S., 1 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
- MÜLLER, E. (1982): Die nacheiszeitliche Bodenentwicklung in den Trockengebieten Nordrhein-Westfalens und der Oberrheinischen Tiefebene und die Eigenschaften tieffumoser, auch aufgefüllter Böden. – Geol. Jb., **F 11**: 9 – 31, 1 Tab.; Hannover.
- POLLMANN, H.-O. (2002): Die Steinzeiten. – In: BÉRENGER, D. (Hrsg.): Führer zur Vor- und Frühgeschichte der Hochstiftkreise Paderborn und Höxter – **1**: Erdgeschichte und Steinzeiten: 37 – 195, 86 Abb., 15 Kt., 31 Taf.; Münster (Scriptorium – Historisch-archäol. Publikationen und Dienstleistungen).

- REUTER, B. (1978): Die Bedeutung spätweichselzeitlicher geomorphologischer Prozesse für die Landschaftsdifferenzierung im Lösshügelland. – Beitr. zur Geogr. – Arb. zur Bodengeogr., **29** (1): 231 – 272, 7 Abb., 8 Tab.; Berlin (Akademie).
- ROHDENBURG, H.; MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? – Göttinger Bodenkd. Ber., **6**: 127 – 212, 12 Abb.; Göttingen.
- ROESCHMANN, G. (1968): Pseudogley-Tschernoseme und deren Übergangsbildungen zu Parabraunerden im Lößgebiet der Hildesheimer Börde. – Geol. Jb., **85**: 841 – 860, 1 Abb.; Hannover.
- SCHALICH, J. (1988): Boden- und Landschaftsentwicklung. – In: BOELICKE, U.; BRANDT, D. VON; LÜNING, J.; STEHLI, P.; ZIMMERMANN, A.: Der bandkeramische Siedlungsplatz LANGWEILER **8**: 19 – 28, 8 Abb.; Köln (Rheinland).
- SCHEFFER, F.; MEYER, B. (1958): Bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinetalgrabens. – Göttinger Jb., **1958**: 3 – 19, 3 Abb.; Göttingen.
- SCHEFFER, F.; MEYER, B. (1963): Berührungspunkte der archäologischen und bodenkundlichen Forschung. – Neue Ausgrabungen u. Forsch. in Niedersachsen, **1**: 1 – 18, 3 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- SCHEFFER, F.; MEYER, B. (1965): IV. Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. – Neue Ausgrabungen und Forsch. in Niedersachsen, **2**: 72 – 88, 1 Abb., 3 Tab.; Hildesheim.
- SCHMIDT, M.; SKJEMSTAD, J. O.; GEHRT, E.; KÖGEL-KNABNER, I. (1998): Pedogenesis of Chernozems – the role of vegetation fires. – In: GEHRT, E.: Äolische Sedimente und Bodenentwicklung im nördlichen Harzvorland. – Exkursionsführer zur 17. Sitzung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft am 21. bis 23.5.1998 in Braunschweig: 100 – 112, 7 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- URBAN, B.; ZAKOSEK, H. (1981): Der Tschernosem von Stillfried/Niederösterreich, Westwall-Profil. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 269 – 279, 3 Abb.; Köln.
- WEISE, O. R. (1967): Das Periglazial. – 199 S., 97 Abb., 6 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- ZEZSCHWITZ, E. VON (1980): Reliktisches und jungholozänes Tonfließplasma in bronzezeitlichen Grabhügeln auf der Paderborner Hochfläche. – Fundber. aus Hessen, **19/20**: 423 – 447, 12 Abb., 4 Tab.; Bonn, Wiesbaden (Selbstverl. L.-Amt für Denkmalpflege Hessen).

scriptum – Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen (ISSN 1430-5267)

In dieser Reihe erschienen:

Heft 1: 75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

Gert Michel; Ulrich Adams; Georg Schollmayer: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie

Heft 1 ist auch als Datei mit einem dazugehörigen Installationsprogramm auf Diskette erhältlich. Die digitale Fassung ist geeignet für alle PCs, die mit einer MS-WINDOWS-Version ab 3.1 ausgestattet sind.

Heft 2: 83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997

Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Heft 3: 94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998

Reinhold Strotmann: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995)

Heft 4: 85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999

Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Heft 5: 57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999

Zwei Beiträge zur Hydrogeologie

Heft 6: 53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000

Kies- und Sandgewinnung – Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen

Heft 7: 127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000

Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urban-industrieller Böden – Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel –

ab 2001: **scriptum** – Arbeitsergebnisse aus dem Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

Heft 8: 115 S., 54 Abb., 1 Tab.; Krefeld 2001

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer.

Heft 9: 166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband

Heft 10: 113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Heft 11: 131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004

Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen)

Die Hefte sind zu beziehen beim Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, Postfach 10 07 63, D-47707 Krefeld, Fon 0 21 51/89 7-2 10 oder -2 12, Fax 0 21 51/89 74 28

scriptum	Heft 1	Best.-Nr. 8000	€ 7,-
scriptum	Heft 1 (Heft und Diskette)	Best.-Nr. 8002	€ 12,-
scriptum	Heft 2	Best.-Nr. 8003	€ 7,-
scriptum	Heft 3	Best.-Nr. 8004	€ 7,-
scriptum	Heft 4	Best.-Nr. 8005	€ 7,-
scriptum	Heft 5	Best.-Nr. 8006	€ 7,-
scriptum	Heft 6	Best.-Nr. 8007	€ 7,-
scriptum	Heft 7	Best.-Nr. 8008	€ 7,-
scriptum	Heft 8	Best.-Nr. 8009	€ 7,-
scriptum	Heft 9	Best.-Nr. 8010	€ 9,50
scriptum	Heft 10	Best.-Nr. 8011	€ 7,-
scriptum	Heft 11	Best.-Nr. 8012	€ 7,-

CD-ROM

Daten zum oberflächennahen geothermischen Potenzial für die Planung von Erdwärmesondenanlagen



Geothermie oder Erdwärme gehört zu den innovativen regenerativen Energien. Die Nutzung von Geothermie hat für den Verbraucher viele Vorteile:

- Erdwärme steht, unabhängig von Klima und Jahreszeit, jederzeit und überall zur Verfügung.
- Erdwärme ist äußerst zuverlässig.
- Erdwärme ist nach menschlichem Ermessen unerschöpflich.

Schon die niedrigen Temperaturen in den oberen Erdschichten bis 100 m Tiefe lassen sich durch den Einsatz wartungsarmer Erdwärmesonden zur Beheizung von Gebäuden aller Art nutzen. Hierbei wird die gewonnene Erdwärme mithilfe einer Wärmepumpe auf das gewünschte Heiztemperatur-Niveau angehoben. Eine Planung und Dimensionierung von Erdwärmesonden setzt Kenntnisse über den geologischen Untergrund voraus. Deshalb wurden im Rahmen der vom Geologischen Dienst erarbeiteten Geothermischen Potenzialstudie NRW bis zu einer Tiefe von 100 m landesweit die Untergrundverhältnisse bewertet. Daraus werden Angaben zur geothermischen Ergiebigkeit des Untergrundes für den Wärmebedarf eines Ein- bis Zweifamilienhauses abgeleitet.

Die CD-ROM liegt nun schon in 2. überarbeiteter Auflage vor und richtet sich sowohl an interessierte Bürgerinnen und Bürger als auch an Fachleute. Es werden zwei Versionen angeboten:

CD-ROM Basisversion

für Bauherren und Bürger. Hier befinden sich alle notwendigen Angaben, die Bauherren benötigen, um sich für eine Erdwärmesondenanlage zu entscheiden. Mit der CD lassen sich die folgenden Fragen beantworten:

- Wie hoch ist die geothermische Ergiebigkeit unter meinem Grundstück?
- Welche Erdwärmesondenlänge ist für mein Grundstück optimal – 40, 60, 80 oder 100 m?
- Liegt mein Grundstück in einem Wasserschutzgebiet, in dem eine geothermische Nutzung entweder untersagt oder nur unter bestimmten Auflagen möglich ist?

ISBN 3-86029-706-6 Schutzgebühr 10,- €

CD-ROM Version Professional

für Anlagenplaner, Architekten, Ingenieurbüros, Planungs- und Genehmigungsbehörden. Hier sind folgende Zusatzinformationen enthalten:

- Repräsentatives Schichtenverzeichnis für jede ausgewiesene Fläche mit allen geologischen und hydrogeologischen Informationen, die für die Planung einer Erdwärmesondenanlage von Bedeutung sind (Gesteinsausbildung, durchschnittliche Mächtigkeit der Gesteinsschichten, Stratigrafie, Klassifikation der Gesteine in Grundwasserleiter und Grundwassergeringerleiter, mittlerer Grundwasserstand bei Lockergesteinen).
- Berechnete geothermische Ergiebigkeitswerte in Anlehnung an die VDI-Richtlinie 4640 für alle vier betrachteten Erdwärmesondenlängen.

ISBN 3-86029-707-4 Schutzgebühr 348,- €

Auf beiden CD-ROM-Versionen befinden sich außerdem nützliche Hinweise zu Genehmigungsverfahren, zu technischen Vorschriften, zu Förderprogrammen und vielem mehr.