

Pleistozäne (elster- und saalezeitliche) glazilimnische Beckentone und -schluffe in Niedersachsen/NW-Deutschland

Klaus-Dieter Meyer

How to cite: MEYER, K.-D. (2017): Pleistozäne (elster- und saalezeitliche) glazilimnische Beckentone und-schluffe in Niedersachsen/NW-Deutschland. – E&G Quaternary Science Journal, 66 (1): 32–43. DOI: 10.3285/eg.66.1.03

Kurzfassung: Die niedersächsischen glazilimnischen Beckentone und-schluffe werden im Überblick geschildert. Sie unterscheiden sich beträchtlich in Verbreitung und Mächtigkeit von den mitteldeutschen, insbesondere fehlen weitgehend die dort flächenhaft bekannten Bändertone. Im niedersächsischen Bergland sind elsterzeitliche Beckenbildungen ausgesprochen selten, im Flachland dagegen als Füllung der tiefen subglazialen Rinnen erreichen sie Maximalmächtigkeiten bis zu 170 m. Saalezeitliche Beckenschluffe, darunter auch Bändertone, sind in geringer Verbreitung bei Alfeld im Leinetal und an der Weser bei Rinteln seit langem bekannt. Zur Ausbildung großer und tiefer Stauseen ist es in beiden Flussgebieten jedoch nicht gekommen. Im Flachland sind insbesondere in Nordostniedersachsen Beckenschluffe bis zu einigen 10er m Mächtigkeit und mehrere 100 m Ausdehnung nicht selten. Die Ursachen für diese unterschiedlichen Verhältnisse sind vermutlich in den topographischen Gegebenheiten und im unterschiedlichen Verlauf der Vereisungen zu suchen.

Pleistocene (Elsterian and Saalian) glaciolacustrine clays and silts in Lower Saxony, NW Germany

Abstract: A short account is given of the glaciolacustrine clays and silts of Lower Saxony. They show considerable differences from those of Central Germany with regard to their distribution and thickness; in particular the extensive varved clays, well known in Central Germany, are more or less absent. Elsterian glaciolacustrine deposits are very rare in the Lower Saxony hilly areas, although in the lowlands they fill deep subglacial channels and attain a thickness of up to 170 m. Saalian glaciolacustrine silts with minor varved clays have long been known near Alfeld in the Leine valley and near Rinteln on the River Weser. However, no large or deep proglacial lakes developed in either of these two river systems. In the lowlands, particularly in NE Lower Saxony, glaciolacustrine silts several tens of metres thick and several 100 m in extent are by no means rare. The contrasting glacial geology in Lower Saxony and Central Germany is probably due to the different topography and the course of the glaciation.

Keywords: Nordwestdeutschland, Niedersachsen, Elster- und Saale-Vereisung, Stauseen, Beckenton und -schluff

Address of author: Dr. K.-D. Meyer, Engenser Weg 5, D-30938 Burgwedel

1. Einführung

Glazilimnische Sedimente gehören mit glazifluvialen Sanden und Kiesen zu den wichtigsten Schmelzwasserablagerungen Norddeutschlands; zwischen beiden vermittelnd stehen feinkörnige, oft schluffige Beckensande. Während letztere namentlich im Küstengebiet noch als Füllsande oft im Nassabbau gewonnen werden, stellen die bindigen Schichten oftmals eher lästigen Abraum dar, wogegen sie früher zu den wichtigsten Ziegelrohstoffen gehörten. Heute werden nur noch an wenigen Stellen pleistozäne Tone abgebaggert, womit auch der Großteil der Aufschlüsse verloren geht, teils durch Absaufen oder Rekultivierung.

Neben der Bedeutung als Rohstoff verdienen die bindigen Quartärsedimente auch Aufmerksamkeit wegen ihrer ingenieurgeologisch problematischen Eigenschaften, namentlich der Rutschungsgefährdung. Die hydrogeologische Bedeutung solcher schwer durchlässigen Schichten braucht nicht weiter betont werden, obgleich dieselben

trotz manchmal größerer Mächtigkeit vergleichsweise geringe Ausdehnung besitzen.

Trotz der oft relativ geringen Ausdehnung kommt den Beckenablagerungen auch eine stratigraphische Bedeutung zu, insbesondere dem Lauenburger Ton, der im Unterelbe-Unterwesergebiet ein guter Leithorizont ist, zumal er direkt von Holstein-interglazialen Schichten überlagert wird. Auch von diesem international wichtigen Leithorizont gibt es kaum noch Aufschlüsse in Niedersachsen, ein Grund mehr, die jetzige Situation zusammenfassend darzustellen.

Obleich glazilimnische Sedimente praktisch in allen Abschnitten des Mittelpleistozäns vorkommen, gibt es noch zwei Bereiche, in denen sie besonders stark vertreten sind, und zwar zu Beginn (Vorstoß-Beckenbildungen) und am Ende (Rückzugs-Beckenbildungen) einer Vereisungsphase. Allerdings sind dieselben in den einzelnen Ländern bzw. Landesteilen unterschiedlich stark verbreitet, worauf hier aber nur kurz verwiesen werden kann. Die Felduntersuchungen und Probenahmen erfolgten hauptsächlich im

Rahmen der Geologischen Landesaufnahme beim früheren Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) / Hannover, jetzt LBEG, in den Jahren 1963–2001. Bezüglich der Lage der im Text zitierten Spezialkarten sei auf die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 und die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000 verwiesen.

2. Elster-Kaltzeit

2.1 Niedersächsisches Bergland

Zur Elster-Kaltzeit sind die Gletscher in die Leipziger Tieflandsbucht und in das Thüringer Becken weiter als in der nachfolgenden Saale-Kaltzeit vorgedrungen, von welcher ihre Sedimente einerseits stark erodiert wurden, andererseits aber auch bei Bedeckung erstaunlich gut erhalten sind, wie in den riesigen Braunkohle-Tagebauen gut zu sehen ist, was auch für die südlichen Landesteile Brandenburgs und Sachsens-Anhalts gilt. Im Leipziger Raum liegt unter den beiden Elster-Grundmoränen (Zwickauer und Markranstädter Phase; EISSMANN 1975) flächenhaft ein meist geringmächtiger Bänderton, wie im Thüringischen (UNGER 1974) mit speziellen Namen belegt. Es sind Vorstoß-Bändertone, während die Rückzugsbildungen hauptsächlich an die Becken- und Rinnenstrukturen gebunden sind (JUNGE 1998).

In Niedersachsen gestalten sich die Verhältnisse abweichend: weitflächige glazilimnische Vorstoßbildungen sind unbekannt, vermutlich weil wegen des Fehlens großer Tieflandsbuchten die geomorphologischen Voraussetzungen zum Aufstau solcher größerer Seen nicht gegeben waren. Aber auch in den größeren Tälern wie denjenigen von Weser und Leine fehlen elsterzeitlich-glazilimnische Sedimente weitestgehend, was nicht allein auf spätere Ausräumung zurückgeführt werden kann. Zwar ist die Reichweite des Elster-Eises nur ungefähr bekannt, aber nach einem Fund nordischer Gerölle in einer Lößfolge bei Ahlshausen (JORDAN 1986; JORDAN & SCHWARTAU 1993) reichte das Elster-Eis vermutlich bis in den Raum Einbeck.

Ein kleines Vorkommen von elsterzeitlichem Beckenton beschrieb HERRMANN (1958, 1968) aus dem Innern der Hilsmulde SSE Wallensen in 165–190 m Höhe als Ablagerung eines vom Eis gegen den Berghang gestauten Schmelzwasserbeckens. Es mag sein, dass unter anderen, bislang undatierten Vorkommen im niedersächsischen Bergland sich weitere elsterzeitliche befinden.

2.2 Niedersächsisches Flachland

Im nördlichen Niedersachsen sind mit dem Lauenburger Ton (SCHUCHT 1912) glazilimnische Ablagerungen in großer Mächtigkeit bekannt, deren Areal sich vom Unterelbe über das Unterwesergebiet zur Ems erstreckt, von dort bis in die Niederlande („Potklei“); jenseits der Elbe nach Hamburg, Schleswig-Holstein und nach Brandenburg. Früher wurde der Ton von vielen Ziegeleien abgegraben, heute arbeiten nur noch im Oldenburgischen wenige Werke. Zur Zeit der Neukartierung des Geestanteils der GK 25 Lauenburg Nr. 2629 (MEYER 1965) war die große Tongrube nördlich der Stadt noch in Betrieb, wo gestauchter Ton

unter einer dünnen Schicht von Geschiebemergel erschlossen war (Abb. 1). Die stratigraphisch hangenden Sedimente des Holstein-Interglazials konnten in den verfallenen Gruben am östlichen Geesthang nur noch erschürft bzw. am Elbsteilufer erbohrt werden.



Abb. 1: Lauenburger Ton (qL), gestaucht, Geschiebemergel (qD 2 // Mg) der jüngeren Drenthe. Tongrube ca. 2 km NNW Lauenburg, GK 25 Nr. 2629 Lauenburg. Foto K.-D. Meyer 1963.

Fig. 1: Lauenburg Clay below Younger Drenthian Till. Old clay pit 2 km NNW Lauenburg.

Das Holstein überlagert in mariner Ausbildung im Unterelbe-Gebiet entweder direkt den Lauenburger Ton (LINKE 1993) oder es schalten sich dazwischen einige Meter spätelsterzeitliche Feinsande und limnische Bildungen wie in Bossel bei Stade (MÜLLER & HÖFLE 1994) und Breetze bei Bleckede (BENDA & MEYER 1973).

Petrographisch handelt es sich beim „Lauenburger Ton“ um eine Abfolge von fetten Tonen, Schluffen und Feinsanden, sodass auch von einem „Komplex des Lauenburger Tons“ gesprochen wird. Der Tongehalt kann 80 % erreichen, wie in Lauenburg selbst (Bohrung 182, MEYER 1965, Abb. 1) sowie anderen Lokalitäten, während im gesamten Verbreitungsgebiet die Tongehalte oft um 50 % liegen (Tab. 1). Nicht selten handelt es sich um tonige bis schwach tonige Schluffe. Der Karbonatgehalt liegt in der Regel um 10 %, mitunter ist der Ton gut geschichtet, wie Abb. 115 und 116 bei DEWERS et al. 1941 zeigen. Einmal sind auch in einem warvenartigen Ton im Oldenburgischen Lebensspuren gefunden worden (DAHM & OTTO 1953).

Die Mächtigkeit des Lauenburger Tons erreicht in der Bohrung 145 bei Lauenburg 96 m. In der Reeßelner Rinne östlich Lüneburg, wo mit 502 m die größte Quartärmächtigkeit in Niedersachsen erbohrt wurde, entfallen 150 m auf den Ton, und mit einigen sandigen Zwischenlagen in der Bohrung UWO 6 sind es 170 m (KUSTER & MEYER 1979: 142). Ähnlich große Mächtigkeiten kennt man aus Hamburg. Diese großen Tonmächtigkeiten sind an die elsterzeitlichen Rinnen gebunden, die in Norddeutschland tief in das Tertiär eingeschnitten sind, mit der bislang größten erbohrten Quartärmächtigkeit von 584 m in der Hagenower Rinne im südwestlichen Mecklenburg. Über ihre Entstehung durch druckhafte subglaziale Schmelzwässer besteht heute weitgehend Einigkeit, da das von EISSMANN (1967, 1975, 1987) vorgestellte Modell der „Glazihydrodynamischen Struktu-

Tab. 1: Korngrößenanalysen (Gew.-%, φ in μ) von elsterzeitlichem Beckenton und -schluff (Lauenburger Ton) im Untereibe- und Unterweser-Gebiet

Tab. 1: Grain size analyses of Elsterian clays and silts in Lower Saxony

Probe Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Tiefe in m unter Gelände	22 - 24	24 - 26	20 - 30	30 - 45	36 - 60	4,5 - 5	1,7 - 2	30 - 32	4 - 8	8 - 15
gS	2.000 - 1.000				0,2						
	1.000 - 630				0,7					0,1	
mS	630 - 315			1,2	1,3			0,3			
	315 - 200			3	3,1	0,3		0,9	0,3		0,1
fS	200 - 125			8,4	6,4	0,3		1,8	0,6	1,1	0,2
	125 - 63	12,4	4,6	20,1	11,7	4,2	5,8	4	2,4	7	2,4
U	63 - 20	0,7	1,8	19,7	6,1	17	39,8	3,8	8,8	17,1	8,9
	20 - 6,3	0,9	2,1	2,9	6,7	14,2	23,2	4,3	9,5	19,1	9,8
	6,3 - 2	2,5	12,5	5,1	10,8	17,1	9,4	7,5	17,6	13,5	17,4
T	< 2	83,5	79	38,9	53	46,6	21,8	77,4	60,8	42,1	61,2
<p>T = Ton, U = Schluff, fS = Feinsand, mS = Mittelsand, gS = Grobsand.</p> <p>Probe 1 und 2: "Bohrung 181 Wasserwerk Lauenburg [Meyer 1965, Abb. 1] GK 25 Nr. 2629 Lauenburg, R 44 03 030, H 59 16 520."</p> <p>Probe 3 und 4: "Drillbohrung GE 30, SW Bretze [Meyer 2004, Tab. 9] GK 25 Nr. 2730 Bleckede, R 44 13 640, H 59 04 230."</p> <p>Probe 5: "Drillbohrung GE 55, 2 km SSW Stelle [Meyer 1985, Tab. 2] GK 25 Nr. 2626 Stelle, R 35 73 360, H 59 15 720."</p> <p>Probe 6: "Handbohrung C 231, alte Lehmgrube S Drangstedt GK 25 Nr. 2318 Neuenwalde, R 34 83 570, H 59 42 030."</p> <p>Probe 7: "Handbohrung C 340, alte Tongrube E Drangstedt [Meyer & Schneekloth 1973, Tab. 1] GK 25 Nr. 2318 Neuenwalde, R 34 84 510, H 59 42 280."</p> <p>Probe 8: "Drillbohrung D 17, 5 km SSW Rastede [Meyer 2012, Tab. 1] GK 25 Nr. 2715 Rastede, R 34 45 870, H 58 97050."</p> <p>Probe 9 und 10: Drillbohrung D 6, 2 km E Rastede, R 34 48 700, H 59 02 430.</p>											

ren“ bestens mit den Verhältnissen übereinstimmt. Im Untereibegebiet sind die Rinnen besonders gut in Hamburg in ihrem Verlauf bekannt (GRUBE 1979) und der Mechanismus der Verfüllung untersucht (EHLERS & LINKE 1989, JANSZEN et al. 2013).

Im Bereich der Rinnen wurde durch die starke Strömung der Schmelzwässer die elsterzeitliche Grundmoräne weitestgehend zerstört, die auf den „Rinnenschultern“ erhalten ist, wie das z.B. auf dem Profil durch die Buxtehuder und Wintermoorer Rinne auf Bl. GK 25 Nr. 2524 gut zu sehen ist (KUSTER & MEYER 1979, Abb. 10). In beiden Rinnen schwillt die Mächtigkeit des Tones übrigens kaum an, der ansonsten fast flächenhaft auf dem Blattgebiet verbreitet ist. Gleiches trifft für die Nordhälfte der GK 25 Stelle Nr. 2626 zu (MEYER 1985).

An der Basis der Rinnen sammelt sich das Grobkorn der zerspülten Grundmoränen an, wovon allenfalls verstürzte Teilschollen erhalten bleiben (EISSMANN 1987, Abb. 1; EHLERS et al. 1984, Fig. 6). Wenn, wie im Tagebau Schöningen bei Helmstedt, ein intakter elsterzeitlicher Geschiebemergel von gut 10 m Mächtigkeit (MEYER 2012) über die ganze Abbauwand erhalten war, kann es sich dort nicht um eine subglaziale Rinne gehandelt haben, wie LANG & WINSE-

MANN (2012) annehmen. Damit in Einklang steht, dass in Schöningen elsterzeitliche glazilimnische Ablagerungen im Hangenden der Grundmoräne nur geringe Verbreitung haben (URBAN et al. 1988, ELSNER 2003). Mitunter zeigt der Ton eine diskrete Schichtung, die in den oberen 57 m der Forschungsbohrungen qho 4 HH-Dockenudden (LINKE 1993: 55) so regelmäßig war, dass eine Jahresschichtung gefolgert wurde mit einem Ablagerungszeitraum von ca. 2000–2500 Jahren. Der Tongehalt in diesem Abschnitt stieg bis auf 40 %. Die unteren 56 m (bis 208 m u. Gelände) waren mehr schluffig-sandig entwickelt.

Auch in NW-Niedersachsen wurde gelegentlich gut gebänderter Lauenburger Ton erschlossen, wie im Hangenden einer Sandgrube bei Hahn, TK 25 Nr. 2714 Wiefelstede, Abb. 2 (NW Oldenburg). Solche geringmächtigen, auskeilenden Vorkommen wurden mehrfach im Unterwesergebiet im Raum Bremen sowie zwischen Oldenburg und Wilhelmshaven gefunden, sie können dort direkt die extrem sandig ausgebildete („Geschiebesand“) Jüngere Elster-Grundmoräne überlagern. Dies war beispielsweise in der großen Sandgrube bei Freißenbüttel (TK 25 Nr. 2718 Osterholz-Scharmbeck) gut zu sehen (Abb. 3), ein Schlüsselprofil, da hier im tieferen Teil der Grube auch noch die Els-



Abb. 2: Lauenburger Ton (qL), warwig geschichtet, verfaltet, über elsterzeitlichen Schmelzwassersanden (qe / S / gf). Sandgrube 2 km WNW Hahn, TK 25 Nr. 2714 Wiefelstede. Foto K.-D. Meyer 1968.

Fig. 2: Lauenburg Clay, varved, overlain elsterian fluvioglacial sand. Sandpit 2 km WNW Hahn.



Abb. 3: Lauenburger Ton (qL), direkt Geschiebesand (qe // Sg) der jüngeren Elster-Grundmoräne überlagernd. Zuoberst Geschiebelehm der Drenthe-Hauptmoräne (qD // Lg). Sandgrube Freißenbüttel, TK 25 Nr. 2718 Osterholz-Scharmbeck. Foto K.-D. Meyer 1995.

Fig. 3: Lauenburg Clay, below Younger Elsterian sandy Till. Sandpit Freißenbüttel.

ter-Hauptmoräne aufgeschlossen war sowie zuoberst die Drenthe-Moräne (FELDMANN & MEYER 1998). Leider waren alle Bemühungen, einen Abschnitt dieses geowissenschaftlich einmaligen Profils zu erhalten, trotz Zusage des Landkreises vergebens (MEYER 1997).

Auf die zum Lauenburger Ton-Komplex gehörenden Feinsande soll hier nicht weiter eingegangen werden, da sie weit seltener als die bindigen Schichten aufgeschlossen waren und in Bohrungen auch schlechter zu identifizieren sind. Besonders im Raum Oldenburg-Ostfriesland enthalten sie häufig lagenweise umgelagerte Braunkohle (Abb. 4) mit nicht wenig Bernstein (ALEXANDER 2002). Allein eine im Nassabbau betriebene Sandgrube bei Altjührden (TK 25 Nr. 2614 Varel) hat bis zu ihrer Stilllegung schätzungsweise ½ t Bernstein geliefert, der vermutlich zumindest teilweise (ebenso wie die Kohle) mitsamt dem durch Eisschmelzwasser ausgespültem Rinnenmaterial aus Mitteldeutschland entammt und auf dem Wege zum Nordseebecken unterwegs deponiert wurde.

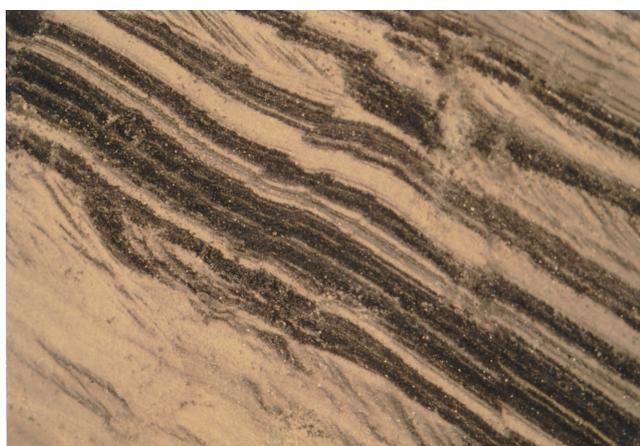


Abb. 4: Elsterzeitlicher Beckensand (qe /S /b) mit umgelagerter tertiärer Braunkohle, Bernstein-führend. Ehemalige Sandgrube Altjührden, TK 25 Nr. 2614 Varel.

Fig. 4: Elsterian fluvioglacial sand with redeposited tertiary lignite, containing Amber. Old sandpit Altjührden.

3. Saale-Kaltzeit

3.1 Niedersächsisches Bergland

Wie zur Elster-Kaltzeit transgredieren die saalezeitlichen Grundmoränen in Mitteldeutschland über Bändertone, die auch hier mit speziellen Ortsbezeichnungen versehen sind (BETTENSTAEDT 1934, SCHULZ 1962, EISSMANN 1975). Vergleichbare flächenhafte Sedimente fehlen in Niedersachsen, immerhin kam es am nordwestlichen Harzrand zur lokalen Ausbildung von Stauseen, die PILGER (1991) zusammenfassend dargestellt hat. Es sind insgesamt sieben nicht sehr ausgedehnte Vorkommen.

3.1.1 Leinebergland

Im westlich des Harzes anschließenden Leine-Gebiet sind bei Alfeld Bändertone in einer Mächtigkeit bis zu 3 m seit langem bekannt (LÜTTIG 1960, Abb. 1); wie in Mitteldeutschland auf Mittelterrasse liegend und ihrerseits von

Grundmoräne überlagert. Nach JORDAN (1994, Abb. 10 und 11) kommt lokal auch über der Moräne Bänderschluft in einer Höhenlage von ca. 100 m vor.

Vom östlichen Nachbarblatt beschreibt HARMS (1983) aus einer Baugrube einen ca. 50 cm mächtigen tonig-feinsandigen feingeschichteten Beckenschluff, Mittelterrasen-Kies der Leine überlagernd. Dieses Vorkommen liegt ca. 1 km SE der Fredener „Endmoräne“, in der ebenfalls zeitweise örtliche Schlufflagen aufgeschlossen waren.

Weiter das Leinetal aufwärts sind keine glazilimnischen Bildungen mehr nachgewiesen, lediglich 10 km SE Freden in einem Nebental der Gande östlich Orxhausen, wo JORDAN (1993) Beckentone bis Schluff über Schmelzwassersanden fand und in einem Profil (Abb. 6) darstellte, vgl. auch KALTWANG 1986; 1992: 59 und 137. Auch RAUSCH (1977) erwähnt in seinen Aufschlussbeschreibungen keine derartigen Sedimente über der Mittelterrasse der Leine.

Die Stauseen im Leinetal samt ihren Nebentälern sind also von sehr begrenzter Ausdehnung gewesen, es gibt keine Beweise für einen riesigen „glacial Lake Leine“ (WINSEMANN et al. 2011) mit einer maximalen Seespiegellhöhe von 200 m + NN. Die von diesen Autoren auf Fig. 3 dargestellten „Fine grained bottom sediments“ sind teils älter als saalezeitlich (unter Mittel- und Oberterrasse lagernd), teils sind es mächtige Absätze in Subrosionssenken, wie auf den GK 25 Nr. 4125 Einbeck (JORDAN 1993: 45), Nr. 4225 Northeim West (JORDAN 1986: 44) oder Nr. 4325 Nörten-Hardenberg (JORDAN 1984:46). Selbst Interglaziale wurden einbezogen wie die cromerzeitlichen von Bilshausen und Sohlingen. Manche dieser Sedimentfüllungen sind einige 10er m mächtig, maximal 50 m. Selbst wenn Stauseesedimente im oberen Leinetal existiert haben sollten, wären solche Mächtigkeiten wenig plausibel, noch weniger in Nebentälern wie dem der Rhume.

3.1.2 Weserbergland

Auch für das Wesergebiet wird von WINSEMANN et al. (2011) ein großer saalezeitlicher Stausee („Glacial Lake Weser“) angenommen, dabei eine Vorstellung von THOME (1983) aufnehmend. Im Wesertal sind im Bereich zwischen der Porta und Hameln seit langem Stauseeablagerungen bekannt, von SPETHMANN (1908) einem „Rintelner Eisstausee“ zugeordnet, dessen Sedimente auf der betreffenden Talstrecke im Bereich der GK 25 Nr. 3719, 3819, 3820, 3821 und 3822 nachgewiesen wurden. Auch auf dem westlichen Anschlussblatt Herford Nr. 3818 tritt unter Grundmoräne Beckenschluff und -ton auf (DEUTLOFF 1995); die Verhältnisse in Nordrhein-Westfalen (MEINSEN et al. 2011) sind jedoch nicht Gegenstand dieser Arbeit.

Die Mächtigkeit des Rintelner Beckentons liegt meist bei einigen m. KULLE (1985) hat die damals auf GK 25 Hess. Oldendorf Nr. 3821 in den Ziegeleigruben Helpensen und Heeslingen in je 2,5 Meter Mächtigkeit aufgeschlossenen Bändertone untersucht, die jeweils von mehreren m Grundmoräne überlagert waren. Dabei ist die Überlagerungsgrenze messerscharf, ohne dass Störungen der Bändertone erkennbar waren, ein auch in Mitteldeutschland nicht ungewöhnlicher Fall (JUNGE & EISSMANN 2000). In Helpensen wurden 51 Warven gezählt, in Heeslingen 66. Obwohl natürlich mit einer gewissen Erosion und damit ei-

ner entsprechenden Schichtlücke zu rechnen ist, so ist von einem Ablagerungszeitraum für den Beckenton von rund 100 Jahren auszugehen.

Interessant ist ferner, dass unter den von KULLE (1985) gezählten Dropsteinen etwa $\frac{3}{4}$ nordischer Herkunft waren. Zusammen mit den Ergebnissen der Schwermineralanalyse deutet das klar auf eine dominierende nordische Herkunft des Materials. Dabei ist zu fragen, was aus dem damals von Süden in das Staubecken transportierten Material geworden ist.

Auf dem westlich an Bl. Hess. Oldendorf anschließenden Blatt Rinteln Nr. 3820 hat RAUSCH (1975) in einem südlich Krankenhagen damals abgebauten Staubeckenschluff ebenfalls reichlich eingestreute nordische Geschiebe beschrieben, wobei er das Fehlen von Buntsandstein und Kiesschiefer betont. Das von Rausch als „Bögerhofton“ bezeichnete Sediment hat eine Basishöhe von über 100 m. In diesem Zusammenhang ist auch auf ein Profil in der aufgelassenen Kiesgrube westlich Möllenbeck zu verweisen, in der drei, z.T. allerdings nur eng begrenzte Schluffschichten auftraten. Die Position des Bögerhoftons zur Grundmoräne ist unklar; vermutlich handelt es sich um eine Bildung während des Eistrückzugs.

Flussaufwärts von Hameln sind keine Vorkommen des Rintelner Tones mehr bekannt, obwohl die vorhandenen Mittelterrassenflächen genügend Platz geboten hätten und der Ton auch außerhalb der Reichweite der Gletscher vor Erosion hätte verschont bleiben können. Bei allen anderen von WINSEMANN et al. (2011) im Wesereinzugsgebiet dargestellten Vorkommen von „Fine-grained lake bottom sediments“ handelt es sich um Fehlinterpretationen. Die nördlich Holzminden eingetragenen Vorkommen sind nach der GK 25 Nr. 4022 Ottenstein feinkörnige Einlagerungen in der Mittelterrasse. Auf GK 25 Nr. 4322 Höxter wird am N-Hang der Nethe, einem Seitental der Weser, unter Löß ein geringmächtiger Ton angegeben, undatiert und ohne Beziehung zur Weser. Das Vorkommen im Bereich der GK 25 Nr. 4322 Karlshafen bleibt unklar.

Der letzte an der Weser gelegene Punkt auf GK 25 Nr. 4323 Uslar (LEPPER 1977) bei Bodenfelde nahe der Schwülme-Mündung liegt oberhalb der Mittelterrasse und ist ei-

ne zur Oberterrasse gehörende periglaziale Schluff-Sand-Wechselfolge (PREUSS & ROHDE, in LEPPER 1977, S. 46/47).

Ebenfalls auf GK 25 Uslar liegt in etwa 200 m NN (= 90 m über der Mittelterrasse) am Hang des Ahle-Tales das zum Cromer-Komplex gehörende Sohlingen-Interglazial (HOMANN & LEPPER 1994).

Als letztes verbleibt ein Punkt auf GK 25 Nr. 4421 Borgeiteich, wo bei Dasselburg am W-Hang des Eggeltales, einem Nebental der Diemel, in ca. 180 m Seehöhe in einer alten Ziegeleigrube 4 m kaltzeitlicher Ton abgegraben wurde. Eine verlässliche Datierung liegt nicht vor. Es ist wenig glaubhaft, dass im gesamten Diemeltal, sofern es tatsächlich vom „Lake Weser“ bedeckt gewesen wäre, nicht noch weitere Vorkommen erhalten geblieben wären, zumal vom Diemeltal eine ausführliche Untersuchung von WORTMANN (1937) vorliegt, der auch ein exzellenter Kenner des Wesersystems war.

Weiterhin wird von WINSEMANN et al. (2011) im Einzugsgebiet der Weser (merkwürdigerweise nicht auch der Leine) „Ice rafted debris“ angegeben. Kein Fund davon wurde in situ gemacht, weshalb eine Verdriftung als nicht erwiesen gelten muss, zumal alle Punkte im Bereich des früher vereisten Gebietes liegen (KALTWANG 1992), mit zwei Ausnahmen. Eine davon bezieht sich auf die Angabe von GRUPE (1923), dem Fund eines angeblich nordischen Quarzits in den interglazialen Tonschichten der Zeche Nachtigall bei Höxter, GK 25 Nr. 4122 Holzminden. Dazu schreibt LÜTTIG 1955, S. 83: „Diese Angabe ist von verhängnisvollem Einfluß vor allem auf die seither herausgegebenen Kartenwerke gewesen und muß endlich korrigiert werden. Ich kann Grube in keiner Weise folgen und halte den „kambrischen Quarzit“ entweder für eine Fehlbestimmung oder ein verschlepptes Geschiebe.“

Dem ist hinzuzufügen, dass auch MANGELSDORF (1981) in den Tonen zwar Weser-Kiese als Driftmaterial fand, darunter aber kein einziges nordischer Herkunft. Eigene Aufsammlungen während der Neubearbeitung (in ROHDE et al. 2012: 139) können das bestätigen. Die Probe stammt von der Nordwand des damaligen Aufschlusses aus dem Schluff über der untersten Torfbank (Abb. 5) und war garantiert frei von nordischen Komponenten. Nur Stücke



Abb. 5: Ziegeleitongrube „Zeche Nachtigall“ bei Höxter (Saale-Komplex), Blick nach Westen, GK 25 Nr. 4122 Holzminden. An N-Wand rechts im Bild der Proben-Entnahmepunkt der „Dropsteine“ aus dem Schluff über dem untersten Torfband, ROHDE & LEPPER 2012, S. 139. Foto K.-D. Meyer 1997.

Fig. 5: Interglacial (Saalian complex) Clay pit „Nightingale“ near Höxter, containing Weser-river dropstones.



Abb. 6: Zeche Nachtigall, Höxter, Buntsandstein-Dropstein in situ im Schluff über dem untersten Torf. Foto K.-D. Meyer 1.9. 1997.

Fig. 6: Nightingale clay-pit: Buntsandstein-dropstone in situ.

aus dem sicheren Anstehenden wurden entnommen, wie Abb. 6 zeigt. Im Übrigen gibt es keine roten kambrischen Quarzite; möglicherweise war es ein Buntsandstein. Wie auch immer, die Position in den interglazialen Tonen macht das fragliche Geschiebe als Kronzeuge für einen fröhrendzeitlichen Bänderton unbrauchbar.

Das zweite Vorkommen von angeblichem „Ice-rafted debris“ liegt auf GK 25 Nr. 4523 Hann. Münden, wo bereits in den Erläuterungen von Feuersteinen berichtet wurde, die über die Werra aus Thüringen dorthin gelangt sein sollen. WIEGERS (1955) hat das Thema erneut aufgegriffen, was von UNGER (1974) dahingehend korrigiert wurde, dass es sich um umgelagertes elsterzeitliches Material aus dem Thüringer Becken handelt. Jedenfalls zeugen auch diese beiden angeblichen Fundpunkte von „Ice-rafted debris“ weit außerhalb der Vereisungsgrenze in keiner Weise für die Existenz eines großen Stausees.

Im Leine- und Wesergebiet sind, außer den in unmittelbarer Nähe des Eisrandes abgelagerten, lange bekannten Staubeckensedimenten wie die von Alfeld und Rinteln, keine weiteren Vorkommen nachweisbar. Sämtliche von WINSEMANN et al. 2011, Fig. 2 aufgeführten Vorkommen, soweit sie Verf. nicht z.T. seit über 50 Jahren bekannt waren, wurden anhand von Bohrungen oder geol. Karten überprüft und erwiesen sich als unrichtig datiert oder undatierbar. Die Existenz großer und bis 200 m Höhe aufgestauter Stauseen muss also als unbewiesen gelten und daher auch der subaquatische Charakter der „Fan and delta complexes“ von der Porta bis zum Harzrand bei Bornhausen. In diese aus glazifluvialen Sand und Kies aufgebauten, früher oft (GRUPE 1930, STACH 1930) als Kames-Bildungen gedeuteten Körper sind zwar gelegentlich auch Schluffbänke und flow till-Lagen eingeschaltet, aber das ist in dieser Position nicht ungewöhnlich. Im Übrigen sei auf die vorliegenden Bearbeitungen dieser Körper verwiesen: Porta: ATTIG 1965, RÖHM 1985; EMME: MERKT 1980, RAKOWSKI 1990; Freden: HARMS 1983; Möllenbeck-Krankenhagen: WELLMANN 1990; 1998; Coppenbrügge: LÜTTIG 1960; Bornhausen: UEBERSOHN 1990.

3.2 Niedersächsisches Flachland

Im niedersächsischen Flachland sind saalezeitliche glazilimnische Tone und Schluffe erheblich weiter verbreitet als im Bergland; kaum eine GK 25, wo dieselben nicht an der Oberfläche oder in Bohrungen vorkommen. Das trifft besonders für Nordostniedersachsen zu, wohl weil dort die jüngeren Eisvorstöße für ein unruhigeres Relief und damit für geeignete Ablagerungsräume sorgten. Am deutlichsten wird das im Uelzener Becken, wo früher viele Ziegeleien noch bis in die 60/70er Jahre des 20. Jhd. Einblick gewährten, aber heute sämtlich stillgelegt sind. Auch gut gewarnte Bändertone waren dabei wie in Emmendorf, GK 25 Nr. 2929, wobei der Jahresschichten-Charakter nicht erwiesen, aber aufgrund der sehr regelmäßigen Ausbildung gut möglich ist (DEWERS et al. 1941, Abb. 46 bis 47). In Emmendorf, wo direkt über dem Bänderton eine rote ostbaltische Moräne liegt, wäre ein solcher Nachweis besonders interessant (GAUGER & MEYER 1970), weil damit eine Zeitmarke für den Ablagerungszeitraum dieses mutmaßlich von einem Eisstrom abgelagerten Geschiebemergels gegeben wäre (MEYER & ROLAND 2016).

Die Mächtigkeit der saalezeitlichen Beckensedimente reicht nicht an die elsterzeitlichen heran, da es keine vergleichbar tiefen Rinnenstrukturen gab. Immerhin sind einige 10er m nicht außergewöhnlich. Die Ausdehnung der Vorkommen an der Oberfläche geht meist nicht über 1 km hinaus, oft sind es nur wenige 100 m bis 10er m. Die Verteilung ist sehr ungleichmäßig, z.B. häufen sich die Vorkommen wie im SW und in der Mitte der GK 25 Nr. 2830 Dahlenburg (MEYER 2009), was sowohl morphologische wie geologische Gründe haben kann, wie z.B. das Vorkommen von tonigem Geschiebemergel als geeignetes Abdichtungsmittel (ehemalige Grundmoränenseen), zusammen mit diesen auch für nachfolgende warmzeitliche Sedimente dienend.

Auf anderen Blättern, wo an der Oberfläche kaum Beckenbildungen vorkommen, sind sie im Untergrund durchaus vorhanden, wie das Profil der GK 25 Nr. 2524 Buxte-

Tab. 2: Korngrößenanalysen (Gew.-%, ϕ in μ) von saalezeitlichen Beckenschluffen in NE-Niedersachsen.

Tab. 2: Grain size analyses of Saalian glaciolacustrine silts in NE Lower Saxony

Probe Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Tiefe in m unter Gelände	7	5,5	4	12	3	10	48 - 53	1	2	3
gS	1.000 - 630	0,3	0,2								
mS	630 - 315	0,7	1,3					1			
	315 - 200	1,7	4,5					2,1	0,1		
fS	200 - 125	2,1	6,5		2,9			3,8	0,4		0,4
	125 - 63	6,4	5,5	7,2	20,2	2	0,8	3,9	2,9	8,2	3,8
U	63 - 20	51	6,4	34,2	48,4	28,2	12,6	13,2	28,4	70,3	29,6
	20 - 6,3	16,5	14,9	26,6	11,6	40	45	17	14,4	21,9	14,6
	6,3 - 2	6,5	21,9	5,3	2,8	9,2	22,6	19	13,1	1,8	17,3
T	> 2	15,1	39,5	26,7	14,1	20,6	19	40,1	40,3	5,6	34

T = Ton, U = Schluff, fS = Feinsand, mS = Mittelsand, gS = Grobsand.

Probe 1: "Beckenschluff, bis 3 m mächtige, seitlich auskeilende Einschaltung in drenthezeitliche Vorschüttssande. Tagebau Schöningen, S-Wand des "Bahnpfeilers" 2009. GK 25 Nr. 3731 Schöningen, R 44 30 820, H 57 79 280."

Probe 2: "Brockenmergel", in 2 - 3 dm Stärke den hangenden Geschiebemergel überlagernd. Fundpunkt wie Probe 1 [Meyer 2012].

Probe 3: "Beckenschluff, feingeschichtet, steilstehend und die Drenthe-Hauptmoräne überlagernd. [Meyer 1965, Taf. 1] GK 25 Nr. 2629 Lauenburg, R 44 02 960, H 59 16 510."

Probe 4: "Beckenschluff, über Jüngerer-Drenthe-Moräne, Elbsteilufer Lauenburg, GK 25 Nr. 2526, R 44 02 865, H 59 16 510."

Probe 5: "Beckenschluff, Jüngere-Drenthe-Moräne unterlagernd, alte Mergelkuhle 1 km SSW Breetze [Meyer 2004, Tab. 9] GK 25 Nr. 2730 Bleckede, R 44 13 240, H 59 03 310."

Probe 6: "Beckenschluff-Lage in Drenthe-Schmelzwassersand, Kiesgrube E Breetze [Meyer 2004, Tab. 9] GK 25 Nr. 2730 Bleckede, R 44 14 840, H 59 04 320."

Probe 7: "Beckenschluff, Drillbohrung G 19 [Meyer 2009, Tab. 3] GK 25 Nr. 2830 Dahlenburg, R 44 12 450, H 59 92 540."

Proben 8 bis 10: "Beckenschluff, alte Ziegeleigrube Scharmbeck [Meyer 1985, Tab. 4] GK 25 Nr. 2626 Stelle, R 35 75 640, H 59 13 200."

hude zeigt, obgleich sie hier auch in Sandgruben in einer Ausdehnung von m bis 10er m vorkommen (MEYER 1982).

Petrographisch handelt es sich meist um schwach bis sehr stark tonige Schluffe mit Tongehalten bis 40 % (Pr. 7 und 8, Tab. 2), während fette Tone eher selten sind. Beim Schluff gibt es große Unterschiede, manchmal dominiert der Mittelschluff (Pr. 6 mit 45 %), manchmal der Grobschluff (Pr. 4 mit 48 %).

Die Beckenschluffe kommen in allen Etagen der saalezeitlichen Abfolge vor, d.h. als Einschaltungen in Schmelzwassersande, oft nur in geringer Mächtigkeit und Ausdehnung wie im Tagebau Schöningen, wo an der Südwand des „Bahnpfeilers“ im Jahre 2009 ein bis zu 9 m mächtiger, seitlich schnell auskeilender gelblicher Beckenschluff aufgeschlossen war, teils direkt von der Drenthe-Hauptmoräne überlagert (MEYER 2012, Abb. 14 und 15). Die Korngrößenanalyse (Pr. 1, Tab. 2) zeigt mit 51 % das deutliche Überwiegen des Grobschluffs.

Solche Schluffe sind Stillwassersedimente in lokal nur kurzfristig existierenden Depressionen innerhalb der normalen Vorschüttssedimente, die andererseits auch Grob-

kiesbänke enthielten, welche in Schöningen Leitgeschiebezählungen ermöglichten (MEYER 2012, Tab. 2). Im gleichen Profil wurde direkt über der Drenthe-Grundmoräne ein 2–3 dm mächtiger, rötlich-brauner, stark toniger (39,5 % T) Schluff (Pr. 2, Tab. 2) mit brecciösen Strukturen aufgeschlossen, als „Brockenschluff“ bezeichnet. Vermutlich gehen solche Strukturen auf periglaziale Einwirkungen nach der Abschmelzphase zurück. Möglicherweise handelt es sich um ähnliche Erscheinungen, wie sie von JUNGE et al. (1999) aus Bändertonen des Tagebaus Delitzsch-SW im Hangenden der ersten Saale-Grundmoräne beschrieben wurden, in ähnlicher Position wie in Schöningen, auch wenn es sich hier nicht um Bändertone handelt und eine Gleichsetzung nicht erwiesen ist. Mit dem „Brockenschluff“ endet in Schöningen die Schmelzwasser-Tätigkeit in der Abschmelzphase. Ein größerer Stausee mit mächtigen Ablagerungen, wie von LANG & WINSEMANN 2013 angenommen, kann hier nicht existiert haben, dafür gab es auch in frühen Abbau-Schnitten in Schöningen keine Hinweise (ELSNER 2003).

Wie im Profil Schöningen, kommen Beckenschluffe bevorzugt im unmittelbaren Liegenden und Hangenden der

Drenthe-Grundmoräne vor, insofern an die Verhältnisse in Mitteldeutschland erinnernd, auch wenn im Flachland keine flächenhaft auftretenden Bändertone bekannt sind.

Ebenfalls die Drenthe-Hauptmoräne direkt überlagernd und mit dieser zusammen gestaucht (MEYER 1965), steht am Elbsteilufer von Lauenburg in steiler Lagerung ein 20 m mächtiger, hellgelblicher Beckenschluff an (Abb. 7). Es ist ein toniger Grob- bis Mittelschluff (Pr. 3, Tab. 2), ziemlich homogen und ähnelt der Pr. 1 von Schöningen. Die Schicht konnte am Elbsteilufer in Bohrungen und Schürfen etwa 1 km weiter elbabwärts verfolgt werden.

Am Lauenburger Steilufer ist ein weiterer, jüngerer Beckenschluff aufgeschlossen, allerdings nur die Eemtorf-Mulden auskleidend und mit diesen auf Profil I bei MEYER 1965 zusammengefasst. Vom unteren gelben Beckenschluff ist er durch die Kreidekalk-reiche Jüngere Drenthe-Moräne und deren Vorschüttsanden getrennt. Der 1–2 m mächtige Schluff ist von grauer Farbe; seine Korngrößenzusammensetzung (Pr. 4, Tab. 2) ähnelt, abgesehen von einem etwas höheren Feinsandgehalt, der Pr. 1, Tab. 2, von Schöningen.

Ein toniger, lagenweise feinsandiger Mittelschluff (40 %, Pr. 5, Tab. 2) ist in einer alten Mergelkuhle 1 km SW Breetze aufgeschlossen, muldenförmig Jüngeren Drenthe-Geschiebemergel unterlagernd (MEYER 2004, Abb. 4). Mit 20,1 % ist sein Karbonat-Gehalt relativ hoch, weshalb er zur Zeit der Kartierung (1988/90) noch gelegentlich abgegraben wurde. Sehr ähnlich ist die Analyse (Pr. 6, Tab. 2) einer Schluffbank aus der aufgelassenen Kiesgrube östlich Breetze, nur ist hier der Grobschluff zugunsten des Feinschluffs erniedrigt. Der Karbonat-Anteil ist mit 19 % fast identisch mit Pr. 5.

Im Bereich des Blattes Bleckede wurden ferner mehrfach unter den dort sehr häufigen Eem-Vorkommen (insg. 37) lokale Beckenschluffe erbohrt, die ihrerseits in Grundmoräne eingetieft sind. Bemerkenswert ist, dass auch im Hangenden des Interglazials Beckenschluffe bis zu einigen m Mächtigkeit vorkommen können, und dies in einer heute rein sandigen Umgebung. Dies bedeutet, dass noch zur frühen Weichsel-Kaltzeit mehr oder weniger schluffige Substrate ausgespült und in den betreffenden Depressionen deponiert werden konnten, und somit nicht alle limnischen Sedimente auf der Geest auch glazilimnisch sind.

Auf dem südlich an Bleckede anschließenden Blatt GK 25 Nr. 2830 Dahlenburg sind sowohl an der Oberfläche wie im Untergrund Beckenschluffe in Mächtigkeiten über 20 m weit verbreitet. Der Tongehalt kann 40 % erreichen, weshalb sie gern verziegelt wurden. Ihre Häufung ist einmal durch die Position im Dahlenburger Becken bedingt, andererseits durch die Anlehnung der Grundmoräne an den Moränenrücken im SW des Blattes, wo sich auch hier Eem-Vorkommen häufen (insg. 36). Damit sind auf den beiden Blättern 73 Eem-Vorkommen bekannt, es könnten gut doppelt soviel sein, da nicht nur in den Trockentälern weitere Vorkommen völlig überschüttet wurden, wenn auch nur von sehr geringer Ausdehnung. Jedenfalls dürfte die Gegend nach Abschmelzen des letzten Saale-Eises von Toteislöchern überzogen gewesen sein, jedoch nicht so lückelos wie in den jetzigen Jungmoränen-Gebieten, wo auf den Quadrat-km bis zu 10 Toteislöcher entfallen können – die zehnfache Menge wie hier.

Teils oberflächennah unter Bedeckung von Schmelzwassersand, teils unmittelbar an der Oberfläche anstehend und

von km-langer Ausdehnung sind einige Beckenschluff-Vorkommen auf GK 25 Stelle Nr. 2626 (MEYER 1985, Tab. 4). Die noch Anfang der 80er Jahre arbeitende Ziegelei Scharmbeck betrieb eine flache Grube, aus der die Pr. 8–10 der Tab. 2 entnommen wurden. Während die Pr. 8 und 10 sehr hohe Tongehalte (40,3 bzw. 34 %) zeigten, ging derselbe in Pr. 2 auf 5,5 % zurück, dafür stieg der Grobschluff auf 70,3 % an, bei ungewöhnlich niedrigem Feinsandgehalt. Der Kalkgehalt war mit 8,4 % relativ niedrig. Die Mächtigkeit des Schluffs nimmt außerhalb des Vorkommens offenbar rasch ab, wogegen derselbe in dem zwischen Scharmbeck und Ashausen gelegenen Gebiet in der Drillbohrung G 84 mit 50 m nicht durchteuft wurde. Ebenfalls auf Blatt Stelle war in der NW-Ecke desselben beim Autobahn-Neubau im Jahre 1974 gut gebänderter, sandstreifiger Beckenschluff in stark verfaltetem Zustand angeschnitten, diskordant z.T. mit Steinsohle an der Basis von Schmelzwassersand überlagert (Abb. 8). Das Profil ist in den Erläuterungen auf Abb. 5 dargestellt sowie in etwas veränderter Form von GRUBE & EHLERS 1975 beschrieben.

Westlich der Hamburger Berge wurden größere Beckenschluff-Vorkommen mehrfach durch Bohrungen im Liegenden der Drenthe-Hauptmoräne nachgewiesen wie auf GK 25 Buxtehude Nr. 2424 (MEYER 1982) und GK 25 Hollenstedt Nr. 2524 (HÖFLE 1982). Vom südlichen Anschlussblatt Nr. 2725 Tostedt beschrieb HARMS 1986, Abb. 7 und 8 zwei kleinere Vorkommen an der Oberfläche nahe Tostedt: eines von Jüngerer Drenthe-Moräne überlagert, ein anderes direkt im Hangenden derselben aufgeschlossen an der Bundesbahn-Ausbaustrecke am Bahnhof Tostedt. Es sind feingeschichtete Schluffe mit Feinsandlagen (Foto-Abb. 8 in HARMS 1986).

Mächtige Beckenschluffe, vielleicht nicht zufällig über einer mit Lauenburger Ton gefüllten elsterzeitlichen Rinne liegend, stellte HÖFLE (1995) auf dem Profil der Grundkarte des Blattes 2826 Eggestorf dar, ebenfalls die Drenthe-Hauptmoräne unterlagernd und ihrerseits im Luhetal bei Schwindebeck von eemzeitlicher Kieselgur überlagert.

Von den zahlreichen früheren Ziegeleien namentlich im Uelzener Becken liegen kaum Untersuchungen vor, und die alten Erläuterungen sind für stratigraphische Bewertungen nicht ausreichend. Das ist besonders deshalb bedauerlich, als hier mit warthezeitlichen Beckenablagerungen zu rechnen ist. Da warthezeitliche Vorschüttsande und Kiese selten sind, wären zwischen Warthe- und Drenthe-Grundmoräne eingeschaltete Beckenschluffe wie offenbar im bereits erwähnten Emmendorf ein wichtiger Hinweis für einen Eisrückzug oder zumindest Stillstand zwischen beiden Vorstößen bzw. Eisströmen.

Es ist die gleiche Fragestellung wie in der benachbarten Altmark, wo der auf den alten GK 25 dargestellte warthezeitliche „Rote Altmarker Geschiebemergel“ so enge Beziehungen zu Beckenbildungen zeigt, dass warthezeitliches Alter auch für letztere wahrscheinlich ist. Die Häufung saalezeitlicher Beckenschluffe in NE-Niedersachsen wird auf der quartärgeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000 von Niedersachsen und Bremen deutlich, ebenso deren Seltenheit in den übrigen Gebieten. Eine gewisse Ausnahme bilden die GK 25 3125 Bergen, 3224 Westenholz, 3121 Husum und 3422 Neustadt, wo sandig-tonige Schluffe zumeist unter der saalezeitlichen Grundmoräne liegen. Dazu treten auch schluffige Feinsande. Über die Mächtigkeiten dieser Bildungen ist wenig bekannt.

Abb. 7: Beckenschluff, steilgestellt, zwischen Drenthe-Hauptmoräne und jüngerer Drenthe-Moräne, 20 m mächtig. Elbsteilufer Lauenburg, GK 25 Nr. 2629, Lauenburg. Foto K.-D. Meyer 1963.



Fig. 7: Drenthian glaciolacustrine silt, steep folded. Bluffs oft he Elbe River W Lauenburg.

Abb. 8: Bänderschluff, gestaucht, diskordant von Schmelzwassersand überlagert. Autobahn-Einschnitt, N-Seite, bei Karoxbostel, GK 25 Nr. 2626 Stelle. Foto K.-D. Meyer 1974.



Fig. 8: Drenthian Varved silt, folded, overlain by fluvioglacial sand. Construction pit Karoxbostel.

4. Schlussfolgerungen

In Niedersachsen sind glazilimnische Tone und Schluffe in den einzelnen Regionen und auch stratigraphisch sehr unterschiedlich verbreitet. Sehr selten sind Bändertone, die in Mitteldeutschland eine so große Rolle spielen. Elsterzeitliche Beckenbildungen sind im Bergland kaum bekannt, spielen dafür im Flachland eine desto größere Rolle, besonders als Füllung in den höheren Abschnitten der tiefen subglazialen Rinnen, wo sie mit dem Lauenburger Ton maximal 170 m Mächtigkeit erreichen können.

Zur Saale-Eiszeit erreichte das Eis den Harznordrand und es kam zum Aufstau lokaler Becken bis in einige Täler hinein. Dies war auch im Leine- und Weser-Bergland der Fall, in beiden Tälern mit Absatz von Bändertonen auf der

frühdrenthezeitlichen Mittelterrasse. Anschließend kam es zur Überföhrung durch den Drenthe-Gletscher und Überlagerung mit dessen Grundmoräne, wobei Schmelzwasser-Aufschüttungen einschließlich lokaler Beckenbildung noch etwas über die Maximalgrenze des Eises hinausgegangen sein können wie im Raum Gandersheim.

Zur Ausbildung großer Stauseen, die weit in die Nebentäler des Leine- und Wesersystems hineinreichten mit einer Seehöhe von über 200 m ist es jedoch offensichtlich nicht gekommen. Bei den namentlich im Leinegebiet von WINSEMANN et al. (2011) angegebenen Fundpunkten von „lake bottom sediments“ handelt es sich entweder um stratigraphisch ältere Schichten oder die Füllung von Subrosionssenken, auch um Interglazialsedimente wie von Bils- hausen und Sohlingen.

Kein Beweis für große Stauseen ist auch das angeblich von Eisschollen verdriftete Material, da die Punkte ausschließlich innerhalb des ehemals vergletscherten Gebietes liegen und alle nicht autochthon sind, mit Ausnahme sehr zweifelhafter Funde oberhalb Holzminden und bei Hann.-Münden.

Hätte es tatsächlich so große Stauseen gegeben, müsste man auch entsprechende Ablagerungen finden. Da diese bis auf die Randgebiete der Vergletscherung fehlen, ist auch die angeblich subaquatische Bildung der großen Sandfächer von der Porta bis zum Harzrand nicht akzeptabel.

Im Gegensatz zum Bergland sind Beckenschluffe im Flachland weit verbreitet, besonders in Nordost-Niedersachsen, wo sie nicht selten in km²-großen Vorkommen bis zu einigen 10er m-Mächtigkeit verbreitet sind, in geringerer Mächtigkeit auch in Tagesaufschlüssen, wo sie früher in zahlreichen Ziegeleien abgebaut wurden.

5. Danksagung

Für kritische Durchsicht des Manuskript und Hinweise dankt der Autor Frau M. Böse, Berlin und den Herren J. Elbracht, Hannover, F. Junge, Leipzig und S. Wansa, Halle. Für die Korngrößenanalysen ist den Mitarbeitern des Sedimentlabors des früheren NLFb zu danken, ebenso anderen Kollegen dieser Dienststelle sowie denjenigen benachbarter Geologischer Landesämter und Institute. Das Abstract erstellte Herr H. Toms, Celle.

Literaturverzeichnis

- ALEXANDER, I. (2002): Bernstein-Vorkommen in Niedersachsen. Untersuchungen zu geologischer Altersstellung, Herkunft und Transportmechanismen. – Dipl.-Arbeit F. B. Geowissenschaften (unveröff.), 81 S., 106 Abb., 2 Tab., Anhang; Bremen.
- ATTIG, K. (1965): Das Quartär südöstlich der Porta Westfalica unter besonderer Berücksichtigung der glazifluvialen Sedimente. – Dipl.-Arb. u. Karte: 43. S., 3 Taf., 2 Prof., 3Kt.; Braunschweig (unveröff.).
- BENDA, L. & MEYER, K.-D. (1973): Das Holstein-Interglazial von Breetze bei Bleckede / Elbe. – Geologisches Jahrbuch, A 9: 21–40, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- BETTENSTAEDT, F. (1934): Stauseebildung und Vorstoß des diluvialen Inlandeises in seinem Randgebiet bei Halle a. S. – Jahrbuch des Halleischen Verbandes, N. F., 13: 241–313, 16 Abb., 2 Taf.; Halle.
- DAHM, D. & OTTO, W. (1953): Über Lebensspuren in Bändertonen Nordwestdeutschlands. – Freiburger Forschungshefte, C5: 39–40, 3 Abb.; Berlin.
- DEUTLOFF, O. (1995): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25000, Erl. Blatt 3818 Herford, 2. Aufl.: 182 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DEWERS, F., GRIPP, K. & OVERBECK, F. (1941): Das Känozoikum in Niedersachsen. – Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, 3; Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens e.V., N. F. 3, 503 S., 216 Abb., 15 Tab., 1 Taf.; Oldenburg.
- EHLERS, J., MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian Glaciations of North-West Europe. – Quaternary Science Reviews, 3: 1–40, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Oxford.
- EHLERS, J. & LINKE, G. (1989): The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest-Germany. – Journal of Quaternary Science, 4 (3): 255–265, 7 Fig.; Harlow.
- EISSMANN, L. (1967): Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränen-Gebiet des Norddeutschen Tieflandes. – Geologie, 16 (7): 804–833, 19 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Schriftenreihe für geologische Wissenschaften, 2: 263 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf.; Berlin.
- EISSMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge. Exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropa,

- Geophysik und Geologie. – Geophysikalische Veröffentlichungen der Karl-Marx-Universität Leipzig, 3. Ser.; III (4): 7–77, 35 Abb.; Berlin.
- ELSNER, H. (2003): Verbreitung und Ausbildung Elster-zeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtiger Höhenzug. – Eiszeitalter und Gegenwart, 52: 91–116, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- FELDMANN, L. & MEYER, K.-D. (Hrsg.) (1998): Quartär in Niedersachsen. Exkursionsführer zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover. – 205 S., 88 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- GAUGER, W. & MEYER, K.-D. (1970): Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. – Der Geschiebesammler, 5 (1): 1–12, 1 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- GRUBE, F. (1979): Übertiefe Täler im Hamburger Raum. – Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 157–172, 11 Abb.; Hannover.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, 44: 353–382, 6 Abb.; 1 Taf., Hamburg.
- GRUPE, O. (1923): Über die Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. – Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin. [für 1921], 42: 161–174, 1 Abb.; Berlin.
- GRUPE, O. (1930): Die Kamesbildungen des Weserberglandes. – Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin., 51: 350–370, 6 Taf., 1 Abb.; Berlin.
- HARMS, F. – J. (1986): Zur Geologie saalezeitlicher Sedimente am Rand des Leinetales zwischen Imsen und Freden. – Beiträge zur Naturkunde Niedersachsens, 36 (2): 53–69, 14 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HARMS, F. – J. (1986): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 2724 Tostedt. – 117 S., 24 Abb., 7 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1958): Eisrandablagerungen und Fließerden am Nordrand des Leineberglandes. – Geologisches Jahrbuch, 76: 309–320, 6 Abb.; Hannover.
- HERRMANN, R. (1968): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 3923 Salzhemmendorf. – 133 S., 10 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover.
- HÖFLE, H.-CHR. (1982): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 2624 Hollenstedt. – 75 S., 6 Abb., 7 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- HÖFLE, H.-CHR. (1995): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 2826 Egestorf. – 116 S., 5 Abb., 4 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- HOMANN, M. & LEPPER, J. (1994): Das Cromer-Profil von Sohlingen (Süd-Niedersachsen). – Geologisches Jahrbuch., A 134: 211–228, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- JANSZEN, A., MOREAU, J., MOSCARIELLO, A., EHLERS, J., KRÖGER, J. (2013): Time-transgressive tunnel-valley infill revealed by a three-dimensional sedimentary model, Hamburg, north-west Germany. – Sedimentology, 60 (3): 693–719, 10 Fig., 2 Tab.; Oxford.
- JORDAN, H. (1984): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 4325 Nörten-Hardenberg: 148 S., 12 Abb., 13 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- JORDAN, H. (1986): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 4225 Northeim West. – 144 S., 13 Abb., 13 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- JORDAN, H. (1993): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 4125 Einbeck: 107 S., 12 Abb., 18 Tab., 6 Kt.; Hannover.
- JORDAN, H. (1994): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 4024 Alfeld: 126 S., 17 Abb., 13 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- JORDAN, H. & SCHWARTAU, W. (1993): Das Lößprofil von Ahlshausen und weitere tiefe Quartäraufschlüsse entlang der Bundesbahn-Neubaustrecke bei Northeim. – Eiszeitalter und Gegenwart, 43: 110–122, 9 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- JUNGE, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete – ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. – Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, 9: 3–210, 58 Abb., 40 Bilder, 31 Tab.; Altenburg.
- JUNGE, F. W. & EISSMANN, L. (2000): Postsedimentäre Deformationsbilder in mitteldeutschen Vorstoßbändertonen – Hinweise auf den Bewegungsmechanismus des quartären Inlandeises. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 7: 21–28, 6 Abb.; Kleinmachnow.
- JUNGE, F. W., BÖTTGER, T. & SIEGERT, CH. (1999): Die Stauseesedimente des Bruckdorfer Horizontes: Ergebnis der Eisrandoszillation des saaleglazialen skandinavischen Inlandeises in Mitteldeutschland. – Mauritiana, 17 (2): 257–276, 3 Abb., 9 Bilder; Altenburg.
- KALTWANG, J. (1986): Geologische Kartierungen im Raum Bad Gandersheim (Blatt Bentierode, DGK Nr. 4126/13). – 32 S., 3 Abb., 1 Anl.; unveröff., Anhang: Tief- u. Handbohrungen (Univ. Hannover).
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. – Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, 33: 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Kt.; Hannover.

- KULLE, S. (1985): Drenthe-stadiale Staubeckensedimente (Pleistozän) und ihr Lagerungsverband aus zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. unveröff. Dipl.-Arb., 82 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 3 Anl.; Hannover.
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und östlichen Niedersachsen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 29: 135–156, 5 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- LANG, J. & WINSEMANN, J. (2012): The 12 II DB outcrop section at Schöningen: sedimentary facies and depositional architecture. – in: K.-E. Behre (Hrsg.): Die chronologische Einordnung der paläolithischen Fundstellen von Schöningen: 39–59, 11 Fig.; 1 Tab.; Mainz.
- LANG, J. & WINSEMANN, J. (2013): Lateral and vertical relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: from cyclic steps to humpback dunes. – *Sedimentary Geology*, 296: 36–54; Amsterdam.
- LEPPER, J. (1977): Geologische Karte Niedersachsen 1 : 25000, Erl. Blatt 4323 Uslar: 129 S., 14 Abb., 13 Tab., 10 Taf., 7 Kt.; Hannover.
- LINKE, G. (1993): Zur Geologie und Petrographie der Forschungsbohrungen qho 1-5, der Bohrung Hamburg-Billbrook und des Vorkommens von marinem Holstein im Gebiet Neuwerk-Scharhör. – *Geologisches Jahrbuch*, A 138: 35–76, 23 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1955): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – *Geologisches Jahrbuch*, 70: 43–125, 16 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld – Hameln – Elze. – *Geologisches Jahrbuch*, 77: 337–390, 11 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MANGELSDORF, P. (1981): Quartärgeologische und paläobotanische Untersuchungen der Schichtenfolge der Tongrube „Nachtigall“ N Höxter / Weser. – Dipl.-Arb., 63 S., 12 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Hannover (unverf.).
- MEINSEN, J., WINSEMANN, J., WEITKAMP, A., LANDMEYER, N., LENZ, A. & DÖLLING, M. (2011): Middle Pleistocene (Saalian) lake outburst floods in the Münsterland Embayment (NW Germany): impacts and magnitudes. – *Quaternary Science Reviews* 30, S. 1–29, 24 Fig.; Amsterdam.
- MERKT, J. (1980): Zur Bildung der Quellmoore: Die geologischen Voraussetzungen. – *Mitteilungen der floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft*, N. F. 22: 135–138, 3 Abb., Göttingen.
- MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16: 47–60, 3 Abb., 1 Taf.; Öhringen / Württ.
- MEYER, K.-D. (1982): Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000. Erl. Blatt 2524 Buxtehude. – 120 S., 22 Abb., 8 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1985): Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000. Erl. Blatt 2626 Stelle. – 95 S., 9 Abb., 7 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1997): Schutzwürdige Zeugnisse der Eiszeiten in Niedersachsen. – *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 5: 98–100, 8 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (2004): Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000. Erl. Blatt 2730 Bleckede: 136 S., 14 Abb., 14 Tab., 3 Kt.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (2009): Geol. Karte Niedersachsen 1: 25 000. Erl. Blatt 2830 Dahlenburg: 33 S., 5 Abb., 4 Tab., 1 Kt.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (2012): Stratigraphie des Saale-Komplexes in Niedersachsen und die Schöninger Profile. – in: K.-E. Behre (Hrsg.): Die chronologische Einordnung der paläolithischen Fundstellen von Schöningen. Forschungen zur Urgeschichte aus dem Tagebau von Schöningen, 1: 61–76 S., 19 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- MEYER, K.-D. & SCHNEEKLOTH, H. (1973): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25000. Erl. Blatt Neuenwalde Nr. 2318. – 80 S., 1 Kt., 12 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D. & ROLAND, N. W. (2016): Eisströme – Dynamik und Sedimente. An Beispielen des Quartärs von Norddeutschland. *Geologisches Jahrbuch*, A 161: 120 S., 34 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-CH. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. – *Geologisches Jahrbuch*, A 134: 71–116, 13 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- PILGER, A. (1991): Die nordischen Gletscher am nordwestlichen Harzrand und ihre Stauseen. – (mit Beitr. v. P. Mocha, B. Petzold u. A. Rösler) *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, 48: 159 S., Abb; Köln.
- RAKOWSKI, B. (1990): Aufbau und Genese der „Emme“ – eines Schmelzwasser-Schwemmfächers auf der Südseite des Wesergebirges bei Kleinenbremen (Bückerburg). – Dipl. Arb. Univ. Hannover, 95 S.; Hannover (unveröff.).
- RAUSCH, M. (1975): Der „Dropstein-Laminat“ von Bögerhof und seine Zuordnung zu den Drenthe-zeitlichen Ablagerungen des Wesertals bei Rinteln. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover*, 12: 51–84, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RAUSCH, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und der Innerste. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover*, 14: 84 S., 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- ROHDE, P., LEPPER, J. & THIEM, W. (2012): Younger Middle Terrace – Saalian pre-Denthe deposits overlying MIS 7 Nachtigall interglacial strata near Höxter / Weser, NW-Germany. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 61 (2): 133–145, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge-Veltheim / Weser. – *Unveröff. Dipl.-Arbeit u. Kartierung*, 107 S., 53 Abb., 7 Anl.; Hannover.
- SCHUCHT, F. (1912): Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. – *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*. 29 II [für 1908] 130–150, 1 Taf.; Berlin.
- SCHULZ, W. (1962): Die Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). – *Geologie, Beih.*, 36, 69 S., 31 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- SPETHMANN, H. (1908): Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Lübeck*, 22: 1–17, 1 Abb.; Lübeck.
- STACH, E. (1930): Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*. 51: 174–187, 2 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosionen und -akkumulationen im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – *Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie, Abh.*; 166: 116–138, 2 Abb.; Stuttgart.
- UEBERSOHN, D. (1990): Aufbau und Alter pleistozäner Lockersedimente bei Bornhausen (Nord-Westliches Harzvorland). – 57 S., 19 Abb., 8 Tab., Anl.; unveröff. Dipl.-Arb. F. B. Erdwiss. Univ.; Hannover.
- UNGER, K. P. (1974): Die Elstervereisung des zentralen Thüringer Keuperbeckens. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 2 (7) 791–800. 3 Abb.; Berlin.
- URBAN, B., THIEME, H. & ELSNER, H. (1988): Biostratigraphische, quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus dem Tagebau „Schöningen“, Ldkr. Helmstedt. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 139: 123–154, 9 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- WELLMANN, P. (1990): Aufbau und Genese des Saale-eiszeitlichen Kies- / Sandkörpers von Krankenhagen-Möllnbeck. – *Dipl.-Arb. Univ. Hannover*, 84 S., 45 Abb., 1 Tab., 13 Anl.; Hannover (unveröff.).
- WELLMANN, P. L. (1998): Kies-/Sandkörper im Wesertal zwischen Rinteln und Porta Westfalica. – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover*, 38: 203–212, 6 Abb.; Hannover.
- WIEGERS, F. (1952): Nordische Feuersteine im diluvialen Terrassenschotter der Werra. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 103: 78–82, 1 Abb.; Hannover.
- WINSEMANN, J., BRANDES, CH., POLOM, U. & WEBER, CH. (2011): Depositionale architecture and palaeogeographic significance of Middle Pleistocene glaciolacustrine ice marginal deposits in northwestern Germany: a synoptic overview. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 60 (2/3): 212–235, 16 Fig.; Hannover.
- WORTMANN, H. (1937): Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland und Weser. *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*, 57: 359–413, 6 Abb., = Taf.; Berlin.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 227–239, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Öhringen/Württ.