



K. Skupin
E. Speetzen
J. G. Zandstra

Die Eiszeit in Nordost-Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens

Elster- und saalezeitliche
Ablagerungen und ihre
kristallinen Leitgeschiebe-
gesellschaften

Umschlagbild:

Schräg gestellte Schmelzwassersande in der Stauchmoräne
der Rehburger Phase bei Holdorf/Dammer Berge

K. Skupin · E. Speetzen · J. G. Zandstra

Die Eiszeit in Nordost-Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens

Elster- und saalezeitliche Ablagerungen
und ihre kristallinen Leitgeschiebengesellschaften

Mit 15 Abbildungen, 10 Tabellen sowie Anhang (1 – 3)

Alle Urheberrechte vorbehalten
© 2003 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
Postfach 10 07 63 · D-47707 Krefeld

Autoren:

Dipl.-Geol. Dr. Klaus Skupin
Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greiff-Straße 195 · D-47803 Krefeld
E-Mail: klaus.skupin@gd.nrw.de

Dipl.-Geol. Dr. Eckhard Speetzen
Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster
Corrensstraße 24 · D-48149 Münster
E-Mail: speetz@uni-muenster.de

Ing. Jacob Gosse Zandstra
Mozartstraat 142 · NL-1962 AG Heemskerk

Redaktion: Dipl.-Geol. Dr. Rainer Wolf
Lektorat: Ruth Hilde Fröhlich

Druck: Joh. van Acken · Krefeld
Printed in Germany/Imprimé en Allemagne

Gefördert vom Landschaftsverband Westfalen-Lippe, Abteilung Kulturpflege



ISBN 3-86029-967-0

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	7
1 Einleitung	9
2 Beschreibung der Aufschlüsse und Geschiebeentnahmestellen	11
2.1 Ablagerungen der Elster-Zeit	12
2.1.1 Raum nördlich des Wiehen- und Wesergebirges	13
2.1.1.1 Thiener Feld	13
2.1.1.2 Rahden	13
2.1.1.3 Preußisch Oldendorf	13
2.1.1.4 Bückeberg	13
2.1.2 Raum südlich des Wiehen- und Wesergebirges	14
2.1.2.1 Der Buhn bei Vlotho	14
2.1.2.2 Holzhausen im Werretal	14
2.2 Ablagerungen der Saale-Zeit	15
2.2.1 Raum nördlich des Wiehen- und Wesergebirges	16
2.2.1.1 Driehausen	16
2.2.1.2 Oppenwehe	16
2.2.1.3 Frotheim (Frotheimer Kiessandzug)	18
2.2.2 Raum südlich des Wiehengebirges	19
2.2.2.1 Wallenhorst	19
2.2.2.2 Markendorf	19
2.2.2.3 Muckum und Eickum (Ravensberger Kiessandzug)	20
2.2.3 Raum südlich des Wesergebirges	21
2.2.3.1 Vlotho	21
2.2.3.2 Hausberge-Veltheim	22
2.2.3.3 Möllenbeck-Krankenhagen	23
2.2.3.4 Die Emme nördlich von Eisbergen	24
2.2.3.5 Heßlingen und Helpensen	24
2.2.4 Raum östlich der Weser	26
2.2.4.1 Afferde	26
2.2.4.2 Coppenbrügge	26
2.2.4.3 Freden/Leine	28
2.2.4.4 Brelingen/Wedemark	28
3 Beobachtungen zur Eisbewegung	29
3.1 Gletscherschrammen und gekritzte Geschiebe	30
3.2 Geschiebeeinregelungen	30
3.3 Scherflächen und Klüfte	33
3.4 Stauchungen und Verschuppungen	33
3.5 Kiessandkörper (Oser und Kames)	35
3.6 Drumlins	36
3.7 Interpretation der Richtungshinweise	36
3.7.1 Allgemeine Bemerkungen	36
3.7.2 Eisbewegungen im Vorland der Mittelgebirge	37
3.7.3 Eisbewegungen im Bergland	38

4	Eisvorstöße und Geschiebegemeinschaften	40
4.1	Die nordischen kristallinen Leitgeschiebegemeinschaften	40
4.1.1	Die Gruppeneinteilung der kristallinen Leitgeschiebe nach HESEMANN	41
4.1.2	Das „Theoretische Heimatzentrum der Geschiebe“ nach LÜTTIG	43
4.1.3	Die Zählung kristalliner Leitgeschiebe nach ZANDSTRA	44
4.1.3.1	Erläuterungen zur Methode	44
4.1.3.2	Einige Probleme bei der Leitgeschiebebestimmung	47
4.2	Leitgeschiebeuntersuchungen in Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen	49
4.2.1	Ergebnisse von Leitgeschiebeanalysen nach HESEMANN und LÜTTIG	49
4.2.1.1	Nördliches Niedersachsen	49
4.2.1.2	Raum Hamburg	50
4.2.1.3	Südöstliches Niedersachsen	51
4.2.2	Neue Leitgeschiebeuntersuchungen im nordöstlichen Westfalen und angrenzenden Niedersachsen	51
4.2.2.1	Vorbemerkungen	51
4.2.2.2	Leitgeschiebezählungen im nördlichen Vorland des Wiehengebirges	53
4.2.2.3	Leitgeschiebezählungen im Raum südlich des Wiehen- und Wesergebirges	56
4.2.2.4	Leitgeschiebezählungen im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets	59
4.3	Ergebnisse der Leitgeschiebeuntersuchungen	61
4.3.1	Saale- und elsterzeitliche Zufuhrgemeinschaften	61
4.3.2	Mischungen von elster- und saalezeitlichen Geschiebegemeinschaften	62
4.3.3	Die Rolle der südlichen Flüsse bei der Mischung von Geschiebegesellschaften	65
5	Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlussfolgerungen	66
5.1	Verbreitung von Elster- und Saale-Eis	66
5.2	Saalezeitliche Eisströme im Weserbergland	67
5.3	Eisvorstöße und kristalline Leitgeschiebegesellschaften	69
5.4	Mächtigkeit des Inlandeises	71
5.5	Fließgeschwindigkeit des Inlandeises	72
5.6	Schmelzwasserrinnen und Kiessandkörper	72
5.7	Bemerkungen zum Rintelner Eisstausee	73
5.8	Versuch einer Korrelation der saalezeitlichen („drenthestadialen“) Eisvorstöße in Westfalen und Niedersachsen	76
6	Schriften und Karten	79
6.1	Schriften	79
6.2	Karten	88
	Anhang	89

„Notwendig sind vor allem systematische Untersuchungen des Geschiebeinhaltes von Diluvialablagerungen in gesicherter stratigraphischer Stellung und unverwitterter, besonders elsterzeitlicher Bildungen. Sie könnten durch verstärkte Mitarbeit (Mitteilung wichtiger Aufschlüsse, horizontierter Geschiebeaufsammlungen usw.) von Geologen und Sammlern, auch wenn sie selbst keine Geschiebekennnisse besitzen, gefördert und der Gliederung des norddeutschen Pleistozäns dienstbar gemacht werden“

JULIUS HESEMANN 1950

Vorwort

Die Autoren der vorliegenden Veröffentlichung haben zwischen Mitte der achtziger und Anfang der neunziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts Untersuchungen zum eiszeitlichen Geschehen in der Westfälischen Bucht durchgeführt und die Ergebnisse 1993 unter dem Titel: „Die Eiszeit in Nordwestdeutschland – Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete“ beim damaligen Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld veröffentlicht. Ein wesentlicher Schwerpunkt lag dabei auf der Analyse der nordischen kristallinen Leitgeschiebe, deren Ergebnisse mit der von J. G. ZANDSTRA beim ehemaligen Rijks Geologischen Dienst der Niederlande entwickelten und 1983 erstmalig veröffentlichten Methode dargestellt wurden. Auf dem INQUA-Symposium in Amsterdam im Jahr 1986 wurde diese Methode einer breiteren Öffentlichkeit vorgestellt und dabei der Ablauf der Saale-Vereisung in den Niederlanden anhand der Leitgeschiebeführung der eiszeitlichen Ablagerungen nachgezeichnet.

Die Untersuchungen in der Westfälischen Bucht ergaben mit dem Nachweis von drei saalezeitlichen Eisvorstößen nahezu gleiche Verhältnisse wie in den Niederlanden. Somit zeigt sich im westlichen Teil des ehemals vom Saale-Eis bedeckten Gebiets ein relativ einheitlicher Ablauf dieser Vereisung. In den vergangenen zehn Jahren wurden die Untersuchungen weiter nach Nordosten über das Weserbergland bis in das norddeutsche Tiefland ausgedehnt, um eine Parallelisierung mit den Moränenablagerungen im niedersächsischen Raum herzustellen, dessen Vereisungsgeschichte recht gut erforscht ist.

Ein besonderes Augenmerk lag auch diesmal auf den Leitgeschiebeuntersuchungen. Zu den zahlreichen eigenen Geschiebeanalysen wurden die Ergebnisse von Geschiebezählungen anderer Bearbeiter hinzugezogen. Ein Vergleich der Analysen war allerdings in den meisten Fällen erst nach Umrechnung der Zählergebnisse möglich, da die überwiegende Zahl der aus der Literatur entnommenen Daten nach der von G. LÜTTIG entwickelten Methode des „Theoretischen Geschiebezentrums“ ermittelt wurde.

Als Ergebnis sind deutliche Gemeinsamkeiten im Ablauf der Saale-Vereisung zwischen dem Untersuchungsgebiet und den angrenzenden Gebieten zu erkennen, die über die allgemeine Tatsache eines saalezeitlichen Hauptvorstoßes nach Nord- und Nordwestdeutschland hinausgehen und eine Parallelisierung einzelner Eisvorstöße von Niedersachsen über Westfalen bis in das Rheinland zulassen. In begrenztem Umfang lieferten die Geschiebeanalysen auch Hinweise über die ehemalige Verbreitung des Elster-Eises im Untersuchungsgebiet.

1 Einleitung

Während der Elster- und Saale-Zeit war das norddeutsche Tiefland zeitweilig vollständig von dem aus dem skandinavischen Raum ausgehenden Inlandeis bedeckt (Tab. 1). Erst die Kette des Weser- und Wiehengebirges am Südrand der Norddeutschen Tiefebene bildete für das von Norden und Nordosten heranrückende Eis ein beträchtliches Hindernis. Die lokal auf über 300 m ü. NN ansteigenden Höhenzüge wurden nur während der mittleren Saale-Zeit (Drenthe-Stadium) zum größten Teil vom Inlandeis überfahren, das dann weiter in das Bergland vordrang, während für das Elster-Eis das Wiehengebirge wohl mehr oder weniger die Südbegrenzung darstellte.

Der Einfluss der Eiszeiten im nordöstlichen Westfalen und seinen Randgebieten ist durch die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte relativ gut bekannt. Ausgehend von den geologischen Erstkartierungen im Maßstab 1 : 25 000 der Blätter 3719 Minden, 3819 Vlotho, 3820 Rinteln, 3821 Hessisch Oldendorf und 3822 Hameln, zwischen 1925 und 1933 herausgegeben, und den nahezu zeitgleich erschienenen Veröffentlichungen über die Eisrandbildungen in diesem Raum (GRUPE 1930, STACH 1930) wurden durch mehrere neuere Bearbeitungen neben den Festgesteinsschichten auch die glazigenen, glazifluviatilen und glazilakustrinen Deckschichten erfasst,

gedeutet und entsprechend den Lagerungsverhältnissen stratigrafisch zugeordnet. Nach den Ergebnissen dieser Untersuchungen waren Teile des Berglands westlich der Weser vermutlich nur einmal, und zwar während des Drenthe-Stadiums der Saale-Zeit, vom Eis bedeckt. Sichere Anzeichen der Elster-Vereisung sind mit einer Ausnahme nur aus dem Vorland des Wiehengebirges bekannt, wo entsprechende Moränen- und Schmelzwassersedimente unter saale- und weichselzeitlichen Ablagerungen vorkommen.

Mit den Spuren der Vereisung im Wiehengebirgsvorland beschäftigten sich WORTMANN (1968, 1971), SPEETZEN

Tabelle 1
Gliederung des Quartärs und Eisvorstöße in Norddeutschland

Chronostratigrafie		Jahre vor heute	Bewegungen des Inlandeises	
Quartär	Holozän			
		„Nacheiszeit“		
	Pleistozän		Weichsel	10 000
			Eem	110 000
			Warthe	125 000
			Saale	200 000
			Drenthe	
			Frühsaale	
			Holstein	300 000
			Elster	500 000
			Cromer	
			Menap	
	Waal	1 000 000		
	Eburon	1 600 000		
	Tegelen			
	Prätegelen	2 000 000		
		2 400 000		

(1993) und SKUPIN & SPEETZEN (1998). Aus dem Bereich der Weser sind die Veröffentlichungen von DIENEMANN (1944), MIOTKE (1971), RÖHM (1985), WORTMANN & WORTMANN (1987), WELLMANN (1990, 1998) und FELDMANN & MEYER (1998) zu nennen. Bei der stratigrafischen Zuordnung und genetischen Deutung werden in diesen Arbeiten vor allem die Lagerungsverhältnisse der glazialen Sedimente in Bezug zu den Weser-Terrassen berücksichtigt; ergänzend wird auch die Geschiebe- oder Geröllzusammensetzung hinsichtlich der nordischen, mesozoischen und paläozoischen Anteile (N:M:P-Verhältnis) verwendet.

Ausgeprägte Sand- und Kieskörper innerhalb und am Rande der Vereisungsgebiete wurden als Flussterrassen der Weser (DRIEVER 1921, KURTZ 1928), Endmoränen (BURRE 1924), Schmelzwassersedimente, Oser und Kames (DIENEMANN 1944, HESEMANN 1971, SERAPHIM 1973 b, EHLERS 1994 a) oder als Mittelmoränen (SERAPHIM 1973 a) gedeutet. Nach jüngsten Untersuchungen werden die sandig-kiesigen Sedimente im Wesertal südlich der Porta Westfalica und südlich von Möllenbeck als mehrphasig geschüttete Deltabildungen am Nordrand des so genannten Rintelner Eisstausees aufgefasst (WINSELMANN & ASPRIEN 2001).

Die Kenntnis über Ausbreitung und Reichweite des Inlandeises der Saale-Zeit im Weserbergland geht insbesondere auf die Untersuchungen von SERAPHIM (1972) zurück. Er bestimmte den Rand der Vereisung anhand der Lage von Grobgeschiebeanreicherungen und der Geländemorphologie. Etliche Jahre später versuchte KALTWANG (1992) die maximale Ausdehnung der Inlandeismassen von Elster- und Saale-Zeit zwischen Oberweser und Harz durch die Verbreitung nordischer Geschie-

be in Abhängigkeit von Eismächtigkeit und Geländegestalt darzustellen. Im Bereich westlich von Hameln ergeben sich bei beiden Autoren für den Rand des Saale-Eises nahezu deckungsgleiche Grenzverläufe; erst südlich von Hameln kommt es zu deutlichen Abweichungen. Dort liegt die von SERAPHIM dargestellte Grenze der Saale-Vereisung etwa 5 km südlich der von KALTWANG „vermuteten“ Saale-Grenze in der Nähe einer als Außenrand des Elster-Eises oder als „allgemeine Vereisungsgrenze“ angesehenen Linie (KALTWANG 1992: Kt. 33). Der in den Abbildungen der vorliegenden Veröffentlichung dargestellte Außenrand der Saale-Vereisung (z. B. Abb. 1) hält sich westlich der Weser an die als wahrscheinlicher angesehenen Version von SERAPHIM und folgt erst östlich der Weser der Darstellung von KALTWANG.

Die Ergebnisse und Aussagen der Veröffentlichung fußen vor allem auf der qualitativen und quantitativen Erfassung des Anteils nordischer Kristallineschiebe innerhalb der Moränen- und Schmelzwassersedimente. Sie stellt eine Ergänzung zu den Untersuchungen in der Westfälischen Tieflandsbucht dar, für die aufgrund der unterschiedlichen Geschiebeführung der Moränenablagerungen ein Gliederungsschema der saalezeitlichen („drenthezeitlichen“) Vereisung erarbeitet worden ist (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Danach handelt es sich um drei Eisvorstöße, die durch südschwedisch, mittelschwedisch und ostfennoskandisch geprägte Leitgeschiebeschaften gekennzeichnet sind. Auf der Grundlage dieses Schemas wird der Ablauf der saalezeitlichen Vereisung für das aktuelle Untersuchungsgebiet nachgezeichnet; außerdem werden die Anzeichen der älteren elsterzeitlichen Vereisung vorgestellt.

Darüber hinaus wird versucht, Parallelen zwischen den Vorgängen im Untersuchungsgebiet und denjenigen im südlichen Niedersachsen zu ziehen, wo bereits durch frühere Untersuchungen eine Gliederung für die zeitliche Abfolge der Vorstöße und Rückzüge des saalezeitlichen Eises entwickelt wurde (LÜTTIG 1954, 1958 a, 1958 b, 1958 c, 1960). Diese Untersuchungen dienen dem Zweck, Vorstoßrichtung und maximale Ausdehnung

des Elster- und Saale-Eises im südlichen Niedersachsen anhand der dort vorhandenen Moränen zu ermitteln und das Alter der Ablagerungen (Moränen und Schmelzwassersedimente) durch Profilaufnahmen von Aufschlüssen und Bohrungen stratigrafisch sicher zu belegen. Danach werden für dieses Gebiet sowohl für die Elster- als auch für die Saale-Zeit jeweils mehrere Eisvorstöße angenommen.

2 Beschreibung der Aufschlüsse und Geschiebeentnahmestellen

In der ehemals vom Eis bedeckten Landschaft sind neben den zu Beginn und Ende der kälteren Klimaphasen gebildeten Terrassenablagerungen der Flüsse vor

allem die Ausschmelzprodukte des Inlandeises zu erkennen, die sich teils flächenhaft (Grundmoräne, Vor- und Nachschüttsande), teils aber auch in Form ein-

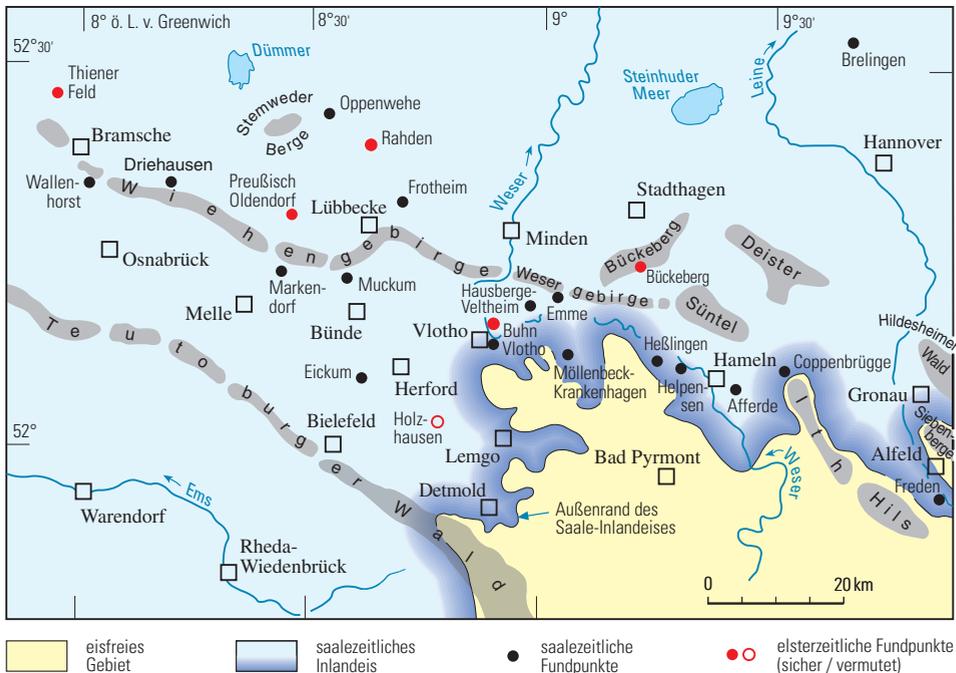


Abb. 1 Übersichtskarte des Arbeitsgebiets mit Lage der im Text genannten Aufschlüsse und Geschiebeentnahmestellen

zelner Sedimentkörper (Endmoränen, Oser und Kames, Beckentone) erhalten haben. Welche dieser Ablagerungen jeweils der Elster- oder Saale-Zeit zuzuordnen sind, ist nicht immer klar zu entscheiden. Derartige Einstufungen zählen gerade am Außenrand des ehemaligen Vereisungsgebiets zu den schwierigsten Aufgaben der Quartär-Geologie (LÜTTIG 1999: S. 149).

Zur Charakterisierung der elster- und saalezeitlichen Ablagerungen werden nachfolgend einzelne Vorkommen näher beschrieben, bei denen aufgrund der Aufschlussverhältnisse eine genauere Darstellung der Abfolge und oft auch eine horizontierte Aufsammlung von kristallinen Leitgeschieben möglich waren (Abb. 1).

2.1 Ablagerungen der Elster-Zeit

In der Elster-Zeit wurde das Untersuchungsgebiet zum ersten Mal vom nord-europäischen Inlandeis erreicht. Im nördlichen Wiehengebirgsvorland sind die glazigenen und glazifluvialen Sedimente der Elster-Vereisung unter den Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse und den Sedimenten des Saale-Eises nachzuweisen. Wegen ihrer im Allgemeinen tieferen Lage sind die elsterzeitlichen Bildungen allerdings nur durch Bohrungen bekannt (vgl. SPEETZEN 1993, SKUPIN & SPEETZEN 1998). Grundmoränen scheinen flächenhaft verbreitet zu sein, während Schmelzwassersande und Beckensedimente eher lokal auftreten und vermutlich Hohlformen an der Quartär-Basis ausfüllen.

Südlich der Höhenzüge des Wiehengebirges und Wesergebirges verlieren sich die Spuren der Elster-Vereisung. Die

Zeugnisse werden zunehmend spärlicher und unsicherer. Als Beispiele sind das geringmächtige Vorkommen einer vermutlich elsterzeitlichen Moräne, das südlich des Piesbergs bei Osnabrück erbohrt wurde (HINZE 1979), nordische Gerölle in der Füllung der Subrosionssenke des Hücker Moores bei Bünde (DEUTLOFF & MICHEL 1986) und glazigene Sedimente in der Subrosionssenke bei Möllbergen nord-östlich von Vlotho zu nennen (DEUTLOFF & STRITZKE 1999). Auch im Werretal südlich von Bad Salzuflen treten in tieferen Lagen Reste von Moränen auf, die elsterzeitlichen Alters sein können (LOTZE 1952, JÄGER in KNAUFF 1978: S. 56). In den Mittelterrassenablagerungen des benachbarten Salzetals wurde ein spärlicher Anteil von Kristallin- und Flintgeröllen beobachtet, der auf eine Aufarbeitung elsterzeitlicher Sedimente hinweist (DEUTLOFF 1995).

Infolge der weitgehend fehlenden Tagesaufschlüsse ist über die Zusammensetzung der elsterzeitlichen Moränen und Schmelzwasserablagerungen nur wenig bekannt. In den Bohrungen wird in der Regel eine geringmächtige Moräne aus grauem bis dunkelgrauem, stellenweise grünlich grauem, sandig-kiesigem Schluff und Ton angetroffen, die unmittelbar den Tonsteinen der Unterkreide auflagert. Bei kiesig-sandigen Schmelzwasserablagerungen, die über diesen Moränen liegen, ist eine Unterscheidung von elsterzeitlichen „Nachschüttsanden“ und saalezeitlichen „Vorschüttsanden“ ohne Einschaltungen von warmzeitlichen Bildungen der Holstein-Zeit oder Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse meistens nicht möglich. Im Bereich von Oppenwehe (s. Kap. 2.2.1.2 u. Abb. 3) lässt sich eine entsprechende Untergliederung auch durch unterschiedliche Schwermineralgesellschaften belegen.

2.1.1 Raum nördlich des Wiehen- und Wesergebirges

2.1.1.1 Thiener Feld

Aus dem Bereich des Thiener Feldes, etwa 7 km nordnordwestlich von Bramsche, ist seit langem eine elsterzeitliche Moräne bekannt. Sie wurde dort bei Bohrungen in circa 50 – 60 m Tiefe als ein 2,20 m mächtiger Geschiebemergel angetroffen, der unmittelbar auf Schichten des Oberen Juras liegt. Im Hangenden folgen Sande und Kiese in einer Mächtigkeit von über 20 m. Nach petrografischen Untersuchungen der Geschiebe stufte K. RICHTER das Moränenmaterial als elsterzeitlich ein, ohne dass jedoch genauere Angaben zur Zusammensetzung mitgeteilt wurden (KELLER 1951).

2.1.1.2 Rahden

Petrografische Untersuchungen von elsterzeitlichem Geschiebelehm liegen insbesondere vom Blattgebiet 3517 Rahden vor. Dort besteht die Grundmoräne allgemein aus einem dunkel- bis schwarzgrauen Ton mit Einlagerungen von Sand und Kies. Hauptbestandteil (60 – 70 %) sind umgelagerte, halb konsolidierte Tone und Tonsteine der im Liegenden anstehenden Schichten der Unterkreide. Der übrige Anteil besteht im Wesentlichen aus einheimischen Gesteinen des älteren Mesozoikums und Paläozoikums sowie aus nördischen Komponenten. In Menge und Größe ausreichendes Material für Geschiebezählungen ließ sich aus den Bohrungen allerdings nicht gewinnen. Zur weiteren Charakterisierung der Moräne führte J. G. ZANDSTRA eine Reihe von Feinkiesanalysen durch (Fraktion 3 – 5 mm). Es zeigt sich, dass der nördliche Anteil generell

von unten nach oben zunimmt. Bei den Schwermineralen dominieren Granat mit etwa 15 %, Epidot und grüne Hornblende mit jeweils etwa 30 % (Untersuchungen: D. HENNINGSEN, Univ. Hannover; U. WEFELS, Geol. Dienst Nordrh.-Westf., Krefeld). Dieses Schwermineralspektrum ist für elsterzeitliche Moränen typisch und im norddeutschen Raum weit verbreitet (HÖFLE 1979).

2.1.1.3 Preußisch Oldendorf

Eine zwischen Preußisch Oldendorf und Wimmer, nahe dem Fuß des Wiehengebirges gelegene Bohrung (TK 3616 Preußisch Oldendorf: R ³⁴62125, H ⁵⁷99550) hat in einer Tiefe von 17,5 – 22,0 m eine elsterzeitliche Moräne angetroffen (HINZE 1982: S. 26). Die Einstufung ergibt sich aus der Lage unterhalb von Schichten des Holsteins. Die Moräne besteht aus einem kalkfreien graugrünlichen, tonig-sandigen bis schwach kiesigen Schluff, der direkt den Tonsteinen der Unterkreide auflagert. Nach einer Geschiebeanalyse enthält der Geschiebemergel etwa 62 % nordische, 18 % einheimisch-mesozoische, 17 % einheimisch-paläozoische Gerölle und circa 2 % nicht näher einstuftbare Quarzgerölle (LUDWIG 1981: S. 43 u. 44).

2.1.1.4 Bückeberg

Im Westteil des Bückebergs sind Moränenablagerungen weit verbreitet. Sie überziehen dort den Festgesteinsuntergrund in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 m. In der Regel handelt es sich um eine Lokalmoräne mit sandig-lehmiger Grundmasse und zahlreichen Gesteinen des Oberen Juras und der Unterkreide (Korallenoolith, Münder Mergel, Serpulit, Bücke-

berg-Folge) sowie kleineren und größeren nordischen Geschieben. Nordisches Material kann allerdings auch vollkommen fehlen oder stärker angereichert sein (GRUPE 1933).

Ein jüngst im Abtragungsgelände der Obernkirchener Sandsteinbrüche untersuchtes Quartär-Profil (TK 3721 Auetal: R ³⁵14300, H ⁵⁷⁹2150) beginnt mit einer circa 2 m mächtigen Fließerde mit regellos verteilten kantengerundeten Sandsteinblöcken, über der ein 0,2 – 0,6 m mächtiger, stark toniger Beckenschluff und maximal 1,5 m mächtige Schmelzwassersande und -kiese mit nordischem Kristallin folgen. Darüber liegt eine bis 0,6 m mächtige, dunkelbraune, kalkfreie Grundmoräne. Sie enthält neben Geschieben aus nordischem Kristallin einen hohen Anteil einheimischer mesozoischer Geschiebe, was die Grundmoräne als Lokal- beziehungsweise als Berglandfazies ausweist. Die Geschiebe sind insgesamt stark verwittert und gebleicht (THON 2001).

Die Bestimmung des nordischen Kristallins ergab eine ostbaltisch geprägte Geschiebegesellschaft (Anh. 2: D 287 Bückeburg) mit einer HESEMANN-Zahl (HZ) von 8010 (s. Kap. 4.1.1), was zusammen mit der starken Verwitterung für ein elsterzeitliches Alter spricht (s. Kap. 4.2.2.4).

Auch der Fund eines infolge intensiver Dehydratisierung mattweißen, nicht abgerollten Flintgeräts (Kratzer oder Schaber), das vom späten Altpaläolithikum bis zum frühen Mittelpaläolithikum gebräuchlich war (Mitt. von H.-O. POLLMANN, Westf. Mus. f. Archäologie, Bielefeld, und S. VEIL, Niedersächs. Landesmus., Hannover), deutet auf eine holsteinzeitliche Verwitterung und damit auf eine elsterzeitliche Entstehung.

2.1.2 Raum südlich des Wiehen- und Wesergebirges

2.1.2.1 Der Buhn bei Vlotho

Bei der Neubearbeitung des Blattgebiets 3819 Vlotho wurden in verschiedenen (Spül-)Bohrungen am West- und Ost- rand des Buhns in Tiefen von 30 – 40 m, unterhalb von Sanden und Kiesen der Mittelterrasse, tonig-schluffige bis sandige Ablagerungen mit nordischen Geschieben angetroffen. Es handelt sich um Grundmoräne und glazifluviatile Sedimente der Elster-Zeit. In der südlich von Möllbergen gelegenen Bohrung CB 5/95 (TK 3819 Vlotho: R ³⁴⁹4950, H ⁵⁷⁸4700) kommen diese Ablagerungen zwischen 31,5 und 25,5 m ü. NN vor und liegen unmittelbar auf Tonsteinen des Unteren Juras (Lias), in der Bohrung CB 4/86 (TK 3819 Vlotho: R ³⁴⁹0990, H ⁵⁷⁸3030) nördlich von Ufeln treten sie zwischen 14 und 9 m ü. NN auf. Das Unterlager wird dort durch Schilfsandstein des Mittleren Keupers (km2) gebildet. Die in diesem Fall deutlich tiefere Lage geht vermutlich auf Subrosionsvorgänge im Gipskeuper (km1) zurück. Grundmoränen eines saalezeitlichen Eisvorstoßes sind erst oberhalb der Mittel-terrasse, das heißt für diesen Bereich ab einem Niveau von etwa 60 m ü. NN zu erwarten. Es dürfte sich hier um den ersten „in-situ-Nachweis einer elsterzeitlichen Grundmoräne südlich der Porta Westfalica“ handeln (DEUTLOFF & STRITZKE 1999).

2.1.2.2 Holzhausen im Werretal

Bohrungen zur Untersuchung der Quartär-Abfolge im Werretal bei Holzhausen südlich von Bad Salzflen durchteuften zwischen 85 und 70 m ü. NN zwei um 5 m mächtige Geschiebemergel – das höhere

Vorkommen wurde der Saale-Zeit, das tiefere der Elster-Zeit zugeordnet (LOTZE 1952). Bei der geologischen Neubearbeitung des Blattgebiets 3918 Bad Salzufflen zeigten sich wiederum zwei durch maximal 20 m mächtige fluviatile Sande und Kiese getrennte Grundmoränen (JÄGER in KNAUFF 1978: S. 55 – 59). Wegen ihrer Lage über sehr wahrscheinlich holsteinzeitlichen Sedimenten (graue bis graubraune, teilweise humose, tonige Schluffe mit sandigen und kiesigen Einlagerungen) werden sie der Saale-Zeit zugeordnet und als Ablagerungen von zwei eigenständigen Eisvorstößen („Phase 1“ und „Phase 2“) angesehen. Das einzige Vorkommen einer vermutlich elsterzeitlichen Grundmoräne (grauschwarzer toniger Lehm mit einheimischen und nordischen Geschieben) wurde in der Bohrung Pottenhausen (TK 3918 Bad Salzufflen: R ³⁴81850, H ⁵⁷64800) etwa 2 km südwestlich von Holzhausen in einer Tiefe von 31,8 – 34,7 m – das heißt von etwa 54 – 51 m ü. NN – direkt über Tonsteinen des Unteren Lias und unterhalb der oben erwähnten, als holsteinzeitlich angesprochenen Schluffe angetroffen.

2.2 Ablagerungen der Saale-Zeit

Im Drenthe-Stadium der Saale-Zeit stieß das nordeuropäische Inlandeis erneut nach Westfalen vor – es reichte zeitweilig bis zum Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges und in die Niederrheinische Bucht. Dieser Vereisungsvorgang verlief nicht gleichmäßig, sondern in drei einzelnen, mehr oder weniger kurz aufeinander folgenden Vorstößen. Sie kamen aus nördlichen und nordöstlichen Richtungen, wobei der erste Vorstoß die größte Ausdehnung erreichte. Zwischen dem ersten und

dem zweiten Vorstoß hat es wohl nur eine kurze Stagnationszeit gegeben, während es zwischen dem zweiten und dritten Vorstoß zu einem regionalen Rückschmelzen des Eises kam (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993).

Beim Übertritt aus der Norddeutschen Tiefebene in das südwestlich anschließende Bergland benutzte das Inlandeis zuerst die Durchlässe des Wiehen- und Wesergebirges. Es folgte zunächst den Tälern und erreichte anschließend auch die höher gelegenen Teile der Mittelgebirgslandschaft. Am Gretberg und am Roten Berg nördlich von Detmold sind Grobgeschiebe bis in eine Höhe von 230 – 235 m ü. NN nachzuweisen. Während des Maximums der Vereisung waren die Höhenzüge des Wiehen- und Wesergebirges vollständig von Eis bedeckt (vgl. Kap. 5.4); auch der Teutoburger Wald wurde vom Inlandeis überfahren, wie ein etwa 16 t schwerer, auf dem Höhenzug bei Dissen gefundener Findling beweist (SPEETZEN 1998: S. 109).

Spuren des Inlandeises haben sich auch in Form von Gletscherschrammen erhalten – wie zum Beispiel in einer Höhe von 170 m ü. NN auf den Karbon-Sandsteinen des Piesbergs bei Osnabrück (s. Kap. 3.1) – oder als flächenhaft ausgedehnte Moränen („Grundmoränen“). Durch die Schmelzwasserströme der Eismassen wurden vielfach sandig-kiesige Sedimente abgelagert – beispielsweise nördlich und südlich des Wiehengebirges die „Kiessandzüge“ von Frotheim und Ravensberg sowie die Schmelzwassersande von Markendorf oder die des Salzetals, deren lang gestrecktes Vorkommen offensichtlich durch einen präsaalezeitlichen Talzug vorgegeben wurde. Südlich des Wesergebirges treten glazilakustrine Schwemmfächer auf – beispielsweise zwischen Hausberge und Veltheim oder in der Emme bei Eisbergen.

2.2.1 Raum nördlich des Wiehen- und Wesergebirges

2.2.1.1 Driehausen

In der Bauerschaft Driehausen, circa 13 km nordöstlich von Osnabrück, werden in einer Sandgrube (TK 3615 Bohnte: R³⁴44100, H⁵⁸04100) am nördlichen Fuß des Wiehengebirges relativ mächtige, lokal von Grundmoräne überdeckte Schmelzwassersande abgebaut (SPEETZEN 1993). Die bis zu 5 m mächtige Grundmoräne lässt sich dort in zwei Einheiten untergliedern. Die obere Einheit besteht aus einem schwach tonigen, sandigen Schluff. Sie weist gegenüber der unteren Einheit neben einer etwas geringeren Geschiebeführung im allgemeinen auch kleinere Geschiebe auf und zeigt keinerlei lagige Gefüge. Es handelt sich vermutlich um einen Ausschmelz till, der aus dem stagnierenden Inlandeis abgelagert wurde. Die untere Einheit, ein tonig-sandiger Schluff mit teilweise stärker sandiger Ausbildung, weist deutliche Lagen und eine feine Lamination auf, die auf ehemalige Scherbahnen des Inlandeises hinweisen. Die untere Einheit entspricht sehr wahrscheinlich einem aus dem bewegten Eis abgelagerten Setztill.

Die Schmelzwasserablagerungen bestehen im Wesentlichen aus fein- bis mittelkörnigen Sanden mit gelegentlichen Einschaltungen von kiesigen Lagen und sind in einer Mächtigkeit von etwa 6 m abgeschlossen. Der Geröllbestand setzt sich vorwiegend aus einheimischen Gesteinen zusammen, wobei Buntsandstein und Kulm-Lydite – also umgelagerte Weser-Kiese – den Hauptanteil bilden. Untergeordnet sind auch nordische Kristallingesteine vertreten.

Die Sande werden auch noch unterhalb des Grundwasserspiegels in einer Mäch-

tigkeit bis zu 9 m im Nassabbau gewonnen. Darunter folgen zähplastische, tonig-schluffige Ablagerungen mit groben Geschieben, von denen gelegentlich einige vom Saugbagger gehoben werden. Es handelt sich dabei sehr wahrscheinlich um eine Grundmoräne der Elster-Zeit.

Die Analyse der kristallinen Leitgeschiebe beruht auf Aufsammlungen aus den kiesigen Lagen der Schmelzwassersande und dem unteren Abschnitt der überdeckenden saalezeitlichen Moräne. Die relativ geringe Ausbeute (39 bzw. 8 Stücke) zeigt, dass nordische kristalline Leitgeschiebe nur einen geringen Anteil der Geschiebefraktion ausmachen. Die Auszählung ergibt eine deutliche Vorherrschaft südschwedischer Geschiebe (D 228 Driehausen: HZ 1270; s. auch Kap. 4.2.2.2).

2.2.1.2 Oppenwehe

In Oppenwehe, circa 2 km östlich der Stemweder Berge, befindet sich im Bereich der Rahden-Diepenauer Geest eine etwa 3 km lange und 1 – 2 km breite, heute größtenteils abgetragene Stauchungsstruktur, die das Umland um 5 – 6 m überragt. Die dort an der Oberfläche ausstreichende saalezeitliche Schichtenfolge aus Weser-Mittelterrasse, Vorschüttsand, Grundmoräne und Nachschüttsand ist intensiv verfaltet und verschuppt – sie lässt eine zweimalige Überfahrung dieses Raumes durch das saalezeitliche Inlandeis erkennen (SKUPIN & SPEETZEN 1998).

In der Sandgrube Lindemann bei Oppenwehe (TK 3517 Rahden: R³⁴68500, H⁵⁸14750) tritt unter vermutlich weichselzeitlich gebildeten Geschiebedecksanden eine saalezeitliche Abfolge auf, die sich in verschiedene Einheiten untergliedern lässt und als „glaziäre Serie“ angesprochen

werden kann (Abb. 2). Unter dem Geschiebedecksand folgen mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 2 m zunächst Nachschüttbildungen (Nachschüttsande mit gelegentlich schwacher Kiesführung und Beckenschluffe). Es schließt sich eine etwa 2 m mächtige, stark lokal geprägte Grundmoräne (Geschiebelehm) an. Sie besteht aus schluffigen, schwach tonigen Fein- und Mittelsanden, die sich in einen oberen rötlich braunen, sehr geschiebearmen, sowie einen unteren olivbraunen, schwach Geschiebe führenden Teil gliedern lassen. Der grünliche Farbton geht auf Einlagerungen von Glaukonit beziehungsweise auf Glaukonit führende Tertiär-Sedimente zurück. Der rötliche Farbton und der etwas höhere Sandgehalt im oberen Teil leiten sich von aufgearbeiteten Sedimenten der Weser-Mittelterrasse ab, die teilweise auch in Form eingeschuppter Lagen vorkommen. Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse sind nördlich des Wiehengebirges in großer Ausdehnung vorhanden (ROHDE 1994) und stehen im Raum Oppenwehe unmittelbar unter den glaziären saalezeitlichen Sedimenten an.

Unter der Moräne sind stellenweise geringmächtige Vorschüttsande entwickelt. Sie bestehen aus gelblich grauen bis graubraunen Fein- und Mittelsanden sowie vereinzelt kiesigen Lagen mit nordischem und einheimischem Material. Sie überdecken die Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse flächenhaft oder sind rinnenförmig in sie eingeschnitten. Die Terrassensedimente bestehen aus rötlich braunen bis braungrauen Fein- und Mittelsanden mit Einlagerungen von feinsandigen Schluffen und vereinzelt kiesigen Lagen mit einheimischem und nordischem Material. Schmelzwasserablagerungen und Terrassensande sind eigentlich nur durch ihre Farbe zu unterscheiden oder

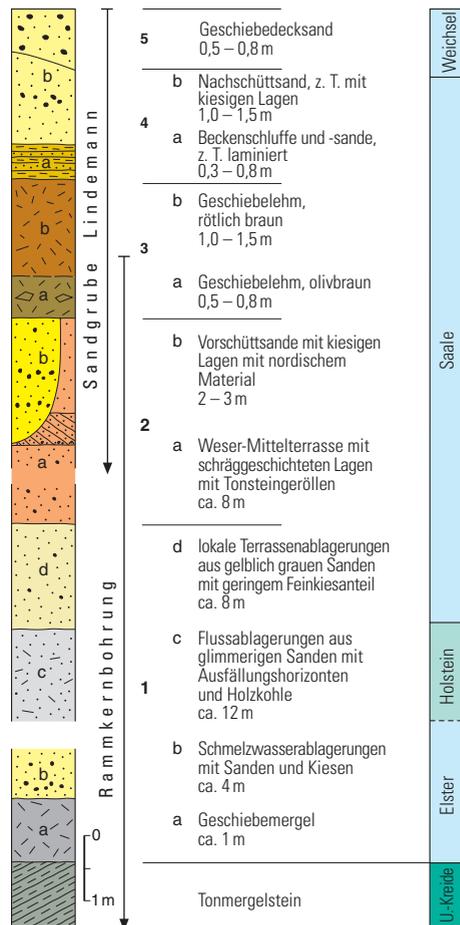


Abb. 2
Schichtenfolge des Quartärs bei Oppenwehe nördlich des Wiehengebirges (nach SKUPIN & SPEETZEN 1998)

durch das Schwermineralspektrum, das für die Vor- und Nachschüttbildungen einen deutlich höheren Anteil der „nordischen“ Schwermineralgruppe Granat, Epidot und Hornblende ausweist (s. Abb. 3).

Die Abfolge unterhalb der Moräne ist in der Grube Lindemann noch mit circa 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen; die Fortsetzung des Profils bis zur unterlagernden Kreide wurde durch die Bohrung RK 4/96

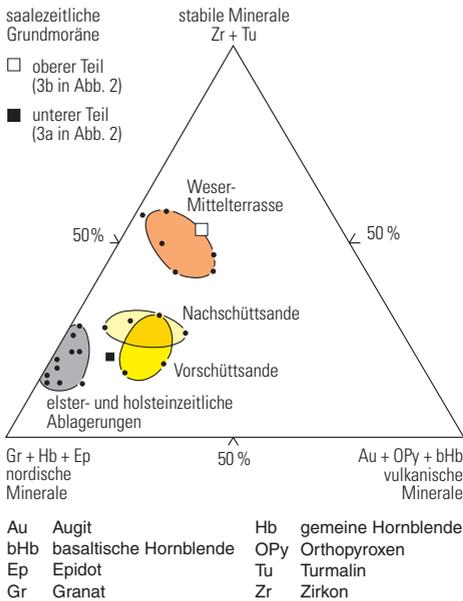


Abb. 3

Schwermineralgesellschaften in der Schichtenfolge des Quartärs bei Oppenwehe nördlich des Wiehengebirges (nach SKUPIN & SPEETZEN 1998)

(TK 3517 Rahden: R ³⁴68330, H ⁵⁸14600) erschlossen (SKUPIN & SPEETZEN 1998). Nach etwa 8 m mächtigen Sedimenten der Weser-Mittelterrasse folgen 25 m Sande unterschiedlicher Genese. Bei einer Einschaltung von Holzkohle und Glimmer führenden Sanden dürfte es sich um Flussablagerungen des Holsteins handeln. Der tiefste Teil der pleistozänen Abfolge wird von einer geringmächtigen Elster-Moräne gebildet, die unmittelbar auf Tonmergelsteinen der Unterkreide liegt.

Da die sehr geschiebearme Grundmoräne im Bereich der Sandgrube Lindemann keine für eine Leitgeschiebeanalyse ausreichende Zahl von Geschieben lieferte, wurde eine Aufsammlung auf einer Grundmoränenfläche etwa 2 km westlich der Grube durchgeführt (D 240 Oppenwehe 1: HZ 2170). Eine zweite Probe

wurde in der Grube Lindemann aus kiesigen Lagen der Vorschüttungs-sande unmittelbar unterhalb der Moräne entnommen (D 243 Oppenwehe 2: HZ 1180).

Beide Proben lieferten fast identische Ergebnisse. Aufgrund des einheitlichen südschwedischen Geschiebeinhalts ist zunächst nur an eine einzige Eismasse zu denken, die dort in einer Art Oszillation nach kurzfristigem Rückschmelzen erneut vordrang, wobei sie die kurz zuvor sedimentierte Schichtenfolge überfuhr und stauchte. Andererseits deuten die in den Sedimenten vorhandenen unterschiedlichen Richtungen der Beanspruchung auf eine zweite, unabhängige Eismasse hin. Während der erste Eisvorstoß aus nordwestlicher Richtung erfolgte, kam der zweite mehr aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung (s. auch Kap. 3.4). Es kann sich dabei um den zweiten saalezeitlichen Eisvorstoß handeln, der durch ein mittelschwedisch geprägtes Geschiebespektrum gekennzeichnet und zumindest bis zum Fuß des Wiehengebirges vorgedrungen ist (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993). Entsprechende Ablagerungen sind südlich des Oppenweher Rückens im Bereich des Lever Waldes vorhanden (D 239 Lever Wald: HZ 2540).

2.2.1.3 Frotheim (Frotheimer Kiessandzug)

Östlich von Espelkamp verläuft im Untergrund der Kleinen Aue eine örtlich übertiefte, etwa 0,5 – 1 km breite Rinne („Espelkamp-Mindener Rinne“, s. Kap. 3.5 u. Kap. 5.6), die stellenweise eine über 30 m mächtige Füllung aus Kies und Sanden enthält. Diese Rinne setzt sich im Bereich der südlich und südöstlich angrenzenden Blattgebiete 3617 Lübecke und 3618 Hille (Hartum) fort und ist unter dem

Großen Moor bis nach Minden zu verfolgen (WORTMANN 1968). Im Bereich von Frotheim kommt diese Rinnenfüllung bis an die Geländeoberfläche heran und ragt teilweise mehrere Meter über die angrenzenden Grundmoränenflächen empor. Die Basis dieses Schmelzwasserkörpers liegt stellenweise weit unterhalb der Liegendgrenze der Weser-Mittelterrasse. Wegen der fehlenden Grundmoränenbedeckung spricht WORTMANN diese Rinnenfüllung als Kamesbildung des zerfallenden Inlandeises an (WORTMANN 1971). Aufgrund der deutlichen Übertiefung der Rinne dürfte dieser Kiessandkörper allerdings zunächst im subglaziären Bereich als Os entstanden sein, das im Zerfallstadium der Eismasse zu einem Kame überprägt wurde (s. Kap. 3.5).

In der Bohrung RK 6/97 (TK 3517 Rahden: R³⁴⁷⁵⁹⁶⁰, H⁵⁸⁰⁹⁸⁸⁰) am Oststrand von Stellerdamm, etwa 4 km nordnordöstlich von Espelkamp, besteht die Schichtenfolge unterhalb der holozänen und weichselzeitlichen Ablagerungen aus kiesigen Mittel- und Grobsanden mit einzelnen größeren nördlichen Kristallingschieben. Feinkiesanalysen zeigen eine starke Zunahme des nördlichen Materials von unten nach oben. Da in diesen Proben keine fennoskandischen, sondern nur einheimische Kalksteine vorkommen, kann die nordische Komponente erst nach einer Entkalkung fluviatil umgelagert und dabei mit einheimischem Kalkstein vermischt worden sein. Das spricht für eine Herkunft des nordischen Anteils aus elsterzeitlichen Ablagerungen.

In zwei Aufschlüssen – im Ortsteil Auf der Horst (TK 3617 Lübbecke: R³⁴⁷⁷¹⁷⁰, H⁵⁸⁰³⁶⁰⁰), circa 1 km nordwestlich von Frotheim, und im Ortsteil Stelleriege (TK 3618 Hille: R³⁴⁷⁸⁵⁶⁰, H⁵⁸⁰¹¹²⁰), etwa 1 km südlich von Frotheim – wurde aus den kiesigen Lagen nordisches Kristallin-

material für die Leitgeschiebeanalyse entnommen (D 256 Auf der Horst: HZ 3150 und D 247 Stelleriege: HZ 5230). Der deutliche Anteil an ostfennoskandischem Material (33 – 48 %) im Frotheimer Kiessandzug ist bereits seit längerem bekannt (s. WORTMANN 1971).

2.2.2 Raum südlich des Wiehengebirges

2.2.2.1 Wallenhorst

In der etwa 1,5 km nördlich von Wallenhorst gelegenen Sandgrube Brinkhege (TK 3414 Wallenhorst: R³⁴³²⁷⁰⁰, H⁵⁸⁰³⁷⁰⁰) stehen unter einer geringen Auflage von Geschiebedecksand eine bis 3 m mächtige sandig-schluffige Grundmoräne und darunter nur wenige Meter aufgeschlossene Schmelzwasserablagerungen (Fein- und Mittelsande mit zwei etwa 0,6 m dicken Schluffeinschaltungen) an.

Wegen der geringen Geschiebeführung und des spärlichen Anteils nordischer Gesteine wurden die Geschiebe für die Leitgeschiebeanalyse an mehreren Stellen aus der gesamten Grundmoränenabfolge entnommen und zu einer Probe vereinigt (D 285 Wallenhorst: HZ 0360). Es ergibt sich ein südschwedisches Geschiebespektrum mit deutlichem Anteil an Dalarna-Material, was für eine Ablagerung aus dem zweiten drenthezeitlichen Eisvorstoß spricht (Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft; s. auch Anh. 1).

2.2.2.2 Markendorf

Südlich der zwischen Buer und Rödighausen gelegenen Bauerschaft Markendorf gibt es auf dem Limberg (TK 3716 Melle: R³⁴⁶²⁰⁰⁰, H⁵⁷⁹⁰⁰⁰⁰) an mehreren Stellen große Gruben, in denen Sand und Kies

abgebaut wird. Es handelt sich dabei um Schmelzwasserablagerungen (bzw. „Vorschüttbildungen“) der Saale-Zeit. Die bis über 20 m mächtige Folge besteht aus Fein- bis Mittelsanden, in die sich zum Hangenden zunehmend Lagen mit Fein- bis Grobkies einschalten. Untersuchungen in einer Sandgrube am Südhang des Limbergs ergaben für die Kiesfraktion einen Anteil von etwa 80 % mesozoischer Komponenten (Jura-Gesteine, vor allem Wiehengebirgs-Quarzit) und circa 20 % nordischen Materials. Die Anteile von Buntsandstein und einheimischem paläozoischem Material (Lydit und Thüringer-Wald-Porphyr; s. Anh. 3: b, c, d) liegen jeweils bei etwa 1 % und sind aus der Weser-Mittelterrasse des Wiehengebirgsvorlandes abzuleiten (K.-D. MEYER & K.-J. MEYER 1992).

Die Schmelzwasserablagerungen sind bis zu einer Mächtigkeit von 10 m abgeschlossen. Im südlichen Abbaubereich werden sie nach oben von einer circa 1 m mächtigen Lage aus Schluff und Feinsand („Beckenschluffe bzw. -sande“) abgeschlossen, die wiederum von einer bis zu 5 m mächtigen Grundmoräne überlagert wird. Die Moräne lässt sich in zwei Einheiten untergliedern. Der untere Teil führt vorwiegend kleinere Geschiebe. Er ist stärker sandig ausgebildet und weist sandige Einschaltungen mit horizontalem Schergefüge auf. Der obere Teil enthält auch größere Geschiebe und ist stärker tonig ausgeprägt. Der Übergang wird durch eine geringfügige Anreicherung größerer Geschiebe angezeigt. Es kann sich dabei um eine Abfolge von Setz- und Ablationstill, also um Ablagerungen eines Eisvorstoßes, oder auch um zwei eigenständige Moränen handeln.

Die Abfolge wird durch eine bis 3 m mächtige Bedeckung aus weichselzeitli-

chem Löss abgeschlossen. Stellenweise sind zwischen Grundmoräne und Lössauflage geringmächtige warmzeitliche Ablagerungen des Eems (humose Schluffe, Mudden und Torfe) erhalten, die vermutlich in lokalen Senken gebildet wurden (K.-D. MEYER & K.-J. MEYER 1992).

Gesteine für die Leitgeschiebeanalyse wurden aus drei Bereichen entnommen: zunächst aus der gesamten Moräne im nördlichsten Teil des Abbaubereichs (D 252 Markendorf 1: HZ 1280), dann aus den Schmelzwassersanden im nördlichen und südlichen Abbaubereich (D 251 Markendorf 2: HZ 2170) und schließlich aus basisnahen Schichten der Moräne im südlichen Abbaubereich (D 295 Markendorf 3: HZ 4240). Die Proben Markendorf 1 und 2 passen gut zusammen, sie zeigen ein südschwedisch geprägtes Geschiebespektrum und weisen damit auf den ersten drenthezeitlichen Eisvorstoß hin. Die Probe Markendorf 3 fällt aus dem Rahmen – sie repräsentiert vermutlich eine lokale Schuppe der Grundmoräne mit aufgearbeitetem Elster-Material (s. Kap. 4.2.2.3).

2.2.2.3 Muckum und Eickum (Ravensberger Kiessandzug)

Südlich des Wiehengebirges sind im Bereich des Ravensberger Berglandes in einer Zone zwischen den Ortschaften Habighorst nördlich von Bünde und Elverdissen südwestlich von Herford mehrere Sand- und Kiesvorkommen anzutreffen. Die Aufreihung dieser Vorkommen wird als „Ravensberger Kiessandzug“ bezeichnet – ein in den zurückliegenden Jahrzehnten genetisch unterschiedlich interpretierter Sedimentkörper der Saale-Zeit. So wurden diese Vorkommen zunächst als Ablagerungen einer Weser-Terrasse (DRIE-

VER 1921), dann als Endmoräne (BURRE 1924, MESTWERDT & BURRE 1926), später als Kame (GRUPE 1930) und schließlich als Schmelzwasserablagerungen beziehungsweise als „Absätze stark bewegten Schmelzwassers aus der Nähe des Eisrandes“ angesehen (DIENEMANN 1939, 1944). Nach einer weiteren Deutung stellen die Sande und Kiese eine Art „Mittelmoräne“ dar, die an der Grenze von „Aue-Hunte-Gletscher“ und „Porta-Gletscher“ – lokalen Eisströmen des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes – gebildet wurde (SERAPHIM 1972, 1973 a). Als Begründung für diese Auffassung wird insbesondere das Vorkommen unterschiedlicher Sedimentär-geschiebe westlich und östlich des Kiessand-zuges herangezogen, wobei der Einflussbereich des Aue-Hunte-Gletschers durch das Vorkommen von Wiehengebirgs-Quarzit, der Einflussbereich des östlich anschließenden Porta-Gletschers durch das Auftreten von Porta-Sandstein geprägt sein soll. Erst südöstlich von Herford kam es vermutlich zu einer Verschmelzung der beiden Teilströme, was aus dem gemeinsamen Auftreten von typischen Geschieben sowohl des Aue-Hunte- als auch des Porta-Gletschers abzuleiten ist.

Heute sind von den ehemals zahlreichen Kiesgruben nur noch zwei Abbau-stellen offen: eine Grube bei Muckum (TK 3717 Kirchlengern: R³⁴⁶⁹⁰⁵⁰, H⁵⁷⁸⁸⁷⁵⁰), etwa 3 km nordnordwestlich von Bünde, eine andere bei Eickum (TK 3817 Bünde: R³⁴⁷²⁴⁰⁰, H⁵⁷⁷⁴³⁵⁰), circa 3 km südwestlich von Herford. Die Schichtenfolgen in den beiden Gruben weisen eine ähnliche Ausbildung auf. Unter einer etwa 2 m mächtigen Decke von weichselzeitlichem Löss folgt im Profil Eickum eine etwa 1 m mächtige, geschiebearme Grundmoräne, die zum Liegenden in bis zu 0,5 m mächtige, zum Teil

gebänderte Beckenschluffe und -tone übergeht. Im Profil Muckum finden sich unter dem Löss nur noch Relikte einer Moräne beziehungsweise ein Bereich mit starker Anreicherung nordischer Geschiebe. Der tiefere Teil der Abfolgen wird in beiden Lokalitäten von schräg geschichteten Sanden eingenommen, in die kiesige Lagen eingeschaltet sind. Bei diesen Ablagerungen scheint es sich um Schmelzwasserbildungen und nicht – wie von SERAPHIM angenommen – um Moränen zu handeln.

Für die Leitgeschiebeanalysen wurden in der zum Teil mit Bodenaushub verfüllten und nur noch zeitweise im Abbau befindlichen Grube bei Muckum eine Aufsammlung an einer Grubenwand durchgeführt (D 249 Muckum 1: HZ 3160) sowie eine weitere Probe aus einer Kieslage mit viel nordischem Material im obersten Teil der Folge entnommen (D 271 Muckum 2: HZ 3170). In der noch betriebenen Grube bei Eickum wurde an drei Stellen aus den kiesigen Lagen nordisches Material gesammelt und zu einer Probe vereinigt (D 270 Eickum: HZ 3070). Die Analysen sind nahezu identisch und zeigen jeweils einen hohen Anteil südschwedischer Geschiebe, sehr wenig mittelschwedisches Dalarna-Material und einen deutlichen Anteil ostfennoskandischer Geschiebe (s. Kap. 4.2.2.3).

2.2.3 Raum südlich des Wesergebirges

2.2.3.1 Vlotho

Im Steinbruch der Firma Obolith am Ostrand von Vlotho (TK 3819 Vlotho: R³⁴⁹¹⁵⁰⁰, H⁵⁷⁸¹¹⁰⁰) liegt über dem im Abbau stehenden Schilfsandstein des Mittleren Keupers zunächst eine Abfolge

glazilakustriner und glazifluviatiler Sedimente (bis 3,5 m feinsandige Schluffe und etwa 3 m sandige Kiese); darüber folgt eine bis circa 7 m mächtige Grundmoräne aus schwach sandigem Ton und Schluff mit geringer Geschiebeführung. Die Geschiebegemeinschaft im tieferen Teil der Moräne weist 24 % nordische, 73 % einheimisch-mesozoische und 4 % einheimisch-paläozoische Geschiebe auf (N:M:P-Verhältnis: 24:73:4), für den höheren Bereich ergibt sich ein Verhältnis von 32:66:2. In der mesozoischen Fraktion herrschen Gesteine aus dem Keuper und Jura vor, Porta-Sandstein wurde mit jeweils etwa 1 % nachgewiesen (WINTER 1998).

Die Analyse der kristallinen Leitgeschiebe aus der Grundmoräne zeigt eine südschwedische Geschiebegemeinschaft (D 264 Vlotho: HZ 1180).

2.2.3.2 Hausberge-Veltheim

Südöstlich der Porta Westfalica ist über der Weser-Mittelterrasse ein bis zu 70 m mächtiger Kiessandkörper entwickelt, der sich über eine Entfernung von etwa 6 km bei einer Breite von circa 2 km von Hausberge im Westen über Möllbergen bis nach Veltheim im Osten erstreckt. Die Begrenzung an seinem Südrand ist durch die heutige Weser gegeben, die Nordgrenze wird durch das Wesergebirge gebildet. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden ist stellenweise ein geringmächtiger „Geschiebemergel“ beziehungsweise eine Steinsohle mit Kristallineschieben anzutreffen (GRUPE 1933: S. 39).

Seit den Untersuchungen von STACH (1930) werden die Ablagerungen allgemein als Bildungen des zurückweichenden Saale-Eises angesehen. Nach einem ersten Vorstoß in den Oberweserraum soll sich

das Eis wieder bis an den Rand des Wesergebirges zurückgezogen und dabei seine Sand- und Kiesfracht als mächtige Talfüllung vor dem Gebirgsrand im Norden und mächtigen Toteisblöcken im Süden abgelagert haben. Nach neueren Untersuchungen werden die Kiessandkörper von Hausberge-Veltheim und Möllenbeck-Krankenhagen (Kap. 2.2.3.3) als Delta-Schüttungen eines verzweigten Schmelzwassersystems angesehen („Porta-Delta“), das von der Porta Westfalica her in einen im Oberweserraum gebildeten Stausee („Rintelner Eisstausee“) entwässerte (WINSEMANN & ASPRIEN 2001). Das Auftreten einer Grundmoräne im Hangenden des Kiessandkörpers deutet darauf hin, dass das Inlandeis die kurz zuvor gebildeten Schmelzwasserablagerungen noch einmal überfahren haben muss. Hinweise dafür finden sich im Bereich der Lokalitäten „Hausberger Schweiz“, „Im Thielosen“ und „Auf der Klinke“ (RÖHM 1985).

Zur Deutung des Vereisungsablaufs im Oberweserraum spielt die Genese der feinkörnigen Ablagerungen im Liegenden des Kiessandkörpers eine wichtige Rolle. Es ist allerdings bisher noch ungeklärt, ob es sich dabei um eine „terrestrische“ Grundmoräne – das heißt um Setztill oder subglaziären Ausschmelztill – oder um ein schichtungsloses diamiktisches Material mit „dropstones“ handelt, das aus Eisschollen auf dem Rintelner Eisstausee ausgeschmolzen und am Boden des Sees abgesetzt wurde. Wegen fehlender Aufschlüsse steht eine Entscheidung für die eine oder andere Version noch aus (s. Kap. 2.2.3.3).

In der Sandgrube Müller (TK 3719 Minden: R ³⁴96900, H ⁵⁷86600), wenig südlich der Autobahnanschlussstelle Porta Westfalica/Veltheim, ist im Ostteil der Grube unter einer Lössdecke eine Stein-

sohle entwickelt, die vermutlich ein Relikt der jüngeren Grundmoräne darstellt. Aus dem unteren Teil des Profils werden von RÖHM (1985: S. 39) „Geschiebemergelbrocken“ mit hohen Anteilen nordischer Komponenten beschrieben, die eventuell einer unteren, nachträglich aufgearbeiteten Moräne zugeschrieben werden können. Aus der Steinsohle und aus kiesigen Lagen im höheren Teil des Kiessandkörpers wurde eine Geschiebeprobe für die Leitgeschiebeanalyse entnommen (D 260 Veltheim: HZ 2160). Eine weitere Geschiebeprobe wurde im Bereich der Siedlung „Im Thielosen“ von Ackerflächen und aus Baugruben aufgesammelt (D 265 Hausberge: HZ 1180). Eine dritte Probe stammt aus der Kiesgrube Franke (TK 3719 Minden: R ³⁴99000, H ⁵⁷85400) westlich von Eisbergen. Dort folgen über Kiesen und Sanden der Weser-Mittelterrasse einige Meter saalezeitlicher Schmelzwassersande aus dem südlichen Randbereich des Kiessandkörpers von Hausberge-Veltheim. Sie werden von einer nur noch reliktisch erhaltenen Grundmoräne überlagert, die wiederum von einer dünnen Lössauflage überdeckt wird. Das Probenmaterial stammt im Wesentlichen aus einer kiesigen Lage im oberen Bereich der Schmelzwassersande, die einen deutlichen Anteil nordischer Gesteine aufweist (D 263 Eisbergen: HZ 1170). Die drei Proben ergeben eine Vorherrschaft des südschwedischen Geschiebespektrums (Småland-Granit-Gemeinschaft) und zeigen damit den ersten saalezeitlichen Eisvorstoß an.

2.2.3.3 Möllenbeck-Krankenhagen

Am Westufer des Wesertals bei Möllenbeck-Krankenhagen liegt ein weiterer großer Kiessandkörper, der eine Fläche von etwa 10 km² einnimmt und sich um fast

100 m über das Wesertal erhebt. Dieses Vorkommen von Schmelzwassersedimenten wird durch die heutige Weser von den gleichartigen Ablagerungen südlich der Porta Westfalica getrennt – die Lücke beträgt circa 3 km. Nach den Untersuchungen von WELLMANN (1990, 1998) bestehen die Ablagerungen im Bereich Möllenbeck-Krankenhagen aus einer über 60 m mächtigen Abfolge von Sand und Kies mit einem deutlichen Anteil an Weser-Material. Eine Reihe von Gerölluntersuchungen hinsichtlich der darin enthaltenen nordischen, mesozoischen und paläozoischen Komponenten (N:M:P-Verhältnis) ergab stark schwankende Anteile: N 2 – 17 %; M 47 – 99 %, P 0 – 45 %.

Sowohl an der Basis als auch im Hangenden der Schmelzwassersedimente sind lokal tonig-schluffige, diamiktische Ablagerungen nachzuweisen, wobei die unteren als Grundmoräne oder Beckentone, die oberen als periglaziär veränderte Grundmoräne oder auch als Fließstill angesehen werden. Aus der Kiesgrube Reese (TK 3820 Rinteln: R ³⁵03000, H ⁵⁷80000) südlich von Möllenbeck sind von der Basis des Kiessandkörpers seit langem tonig-schluffige Sedimente bekannt (NEUSS 1973, RAUSCH 1975, WELLMANN 1990). Sie waren in den vergangenen Jahren mehrfach, allerdings nur kurzfristig, im westlichen Teil der Grube über Schichten des Keupers aufgeschlossen. Danach handelt es sich um einen circa 0,5 m mächtigen, dunkel- bis schwarzgrauen, warvenartig geschichteten Ton und Schluff („Bänderton“), der zum Hangenden in einen etwa 0,5 – 1 m mächtigen, teilweise ungeschichteten, dunkel- bis schwarzgrauen Ton mit zahlreichen einheimischen Sedimentärgeschieben und einem geringen Anteil nordischer Kristallingeschiebe übergeht. Es ist bisher jedoch noch ungeklärt, ob es

sich dabei um eine echte Grundmoräne – das heißt um Setz- oder Ablationstill –, um einen subaquatischen Till (Abtropftill) oder um ein diamiktisches Sediment anderer Genese handelt. Der obere, 0,3 – 0,4 m mächtige verbrauchte Teil dieser Einheit leitet mit zunehmendem Sandgehalt in die Abfolge der Sande und Kiese über.

Im Westteil der Grube Reese wird der Kiessandkörper flächenhaft von einem maximal 3,0 m mächtigen Beckenschluff überdeckt, der seinerseits im Hangenden in eine kiesreiche „Grundmoräne“ beziehungsweise in einen Fließtill übergeht. Der untere Teil ist stellenweise undeutlich geschichtet, im oberen Teil sind die Kieskomponenten unregelmäßig in der schluffig-sandigen Grundmasse verteilt (WELLMANN 1990).

Die Untersuchung des Kristallinanteils in dem Kiessandkörper ergab ein Überwiegen südschwedischer Geschiebe (D 258 Möllenbeck: HZ 0280) – das deutet wie im Kiessandkörper von Hausberge-Veltheim auf den ersten saalezeitlichen Eisvorstoß hin.

2.2.3.4 Die Emme nördlich von Eisbergen

Etwa 4 km östlich des Kiessandkörpers von Hausberge-Veltheim ist unmittelbar am Südfuß des Wesergebirges vor dem Pass von Kleinenbremen ein schwemmfächerartiger Kiessandkörper entwickelt. In diesem nach einem Lokalnamen auch als „Emme-Schwemmfächer“ bezeichneten Vorkommen von 2 km Länge und 1,5 km Breite wird in mehreren Gruben Sand- und Kiesabbau betrieben (GRUPE 1930, MIOTKE 1971). Die Abfolge ist etwa 70 m mächtig. Im Liegenden des Schwemmkörpers tritt ein Geschiebelehm auf, der

aufgrund des starken Anteils von Tonsteinen des Juras als Lokalmoräne angesprochen wird (MERKT 1980).

Nach neueren Untersuchungen handelt es sich um einen glazilakustrinen Delta-komplex („Emme-Delta“) mit Sanden und zum Teil schlecht sortierten Kiesen, die überwiegend auf subaquatische Massenströme zurückgehen. Die Sedimente wurden mit Schmelzwässern der nördlich des Wesergebirges liegenden Eismasse durch den Pass nach Süden in den bereits genannten Rintelner Eisstausee verfrachtet. Innerhalb der Abfolge sind sechs Progradationszyklen zu erkennen, die vermutlich mit Schwankungen des Wasserstandes in dem Stausee zusammenhängen (JAREK & WINSEMANN 1998, WINSEMANN & ASPRION 2001).

Für die Leitgeschiebeuntersuchungen wurden in den Gruben Groh und Spier (TK 3720 Bückeberg: R ³⁵02200, H ⁵⁷86600 u. R ³⁵02325, H ⁵⁷87000) Kristallingerölle aus den Kieslagen gesammelt. Die Analysen (D 259 Emme/Groh: HZ 4330 und D 272 Emme/Spier: HZ 6220) zeigen einen hohen Anteil ostbaltischer Geschiebe, verhältnismäßig viel Dalarna-Material und einen auffallend geringen Anteil südschwedischer Geschiebe. Diese Geschiebebegesellschaft unterscheidet sich sehr deutlich von der südschwedisch geprägten Geschiebegemeinschaft des Porta-Deltas (s. Kap. 2.2.3.2) und stellt sehr wahrscheinlich eine durch sekundäre Zumischung veränderte Gemeinschaft dar (s. Kap. 4.2.2.3).

2.2.3.5 Heßlingen und Helpensen

In zwei Sand- und Kiesgruben bei Heßlingen und Helpensen am Westrand des Wesertals, etwa 10 km beziehungsweise

4 km nordwestlich von Hameln, sind im Hangenden der Weser-Mittelterrasse neben saalezeitlichen Beckenschluffen und Warviten auch Sedimente der saalezeitlichen Grundmoräne aufgeschlossen. Bei den Warviten handelt es sich um eine circa 2,5 m mächtige Abfolge von grauen bis rötlich grauen, millimeterdünnen Tonlagen und Millimeter bis Zentimeter messenden Schluff- und Feinsandlagen mit einzelnen „dropstones“ (KULLE 1985, WINTER 1998). Darüber folgt eine Moräne, die im Bereich der 400 m südöstlich von Heßlingen gelegenen Grube (TK 3821 Hessisch Oldendorf: R ³⁵15600, H ⁵⁷78950) zweigeteilt ist (WINTER 1998). Der untere, etwa 5 m mächtige Abschnitt besteht aus einem grauen bis dunkelgrauen, ton- und schluffreichen Geschiebemergel (ca. 85 % Ton und Schluff) mit einem N:M:P-Verhältnis von 47:39:14. Der obere, circa 2 m mächtige Abschnitt enthält etwas weniger feinkörnige Bestandteile (ca. 75 % Ton und Schluff) und weist ein N:M:P-Verhältnis von 55:21:24 auf. Innerhalb der mesozoischen Fraktion der Geschiebe stellen im unteren Bereich – neben 2 % Porta-Sandstein – Gesteine des Keupers den Hauptanteil; im oberen Bereich besteht der mesozoische Anteil vorwiegend aus Gesteinen des Juras, wobei Porta-Sandstein allerdings fehlt. In einer ehemals 250 m weiter südwestlich bestehenden Grube (TK 3821 Hessisch Oldendorf: R ³⁵15350, H ⁵⁷78750) mit einem bis 5 m mächtigen, nicht gegliederten Geschiebemergel ergab eine frühere Untersuchung (KULLE 1985) ein N:M:P-Verhältnis von 66:22:12 und einen Anteil von etwa 1 % Porta-Sandstein.

In der etwa 6 km weiter südöstlich gelegenen Grube Helpensen (TK 3821 Hessisch Oldendorf: R ³⁵20510, H ⁵⁷76250), 500 m westlich des Gutes Helpensen, zeigt

sich in der über den Beckenschluffen und Warviten liegenden, circa 8 m mächtigen Moräne ein N:M:P-Verhältnis von 78:8:14 (KULLE 1985). Im Jahr 2002 waren nur noch die oberen vier Meter des Profils aufgeschlossen. Es tritt dort, ähnlich wie in Heßlingen, eine zweigeteilte Moräne auf. Zuoberst liegt ein etwa 2 m mächtiger, graubrauner, bröckelig-scherbig zerfallender Geschiebemergel mit deutlichem Anteil nordischer Geschiebe (Kristallin, Feuerstein). Die Basis wird durch einige größere Geschiebe angezeigt, die in einer Ebene angeordnet sind. Vermutlich wegen einer geringeren Konsolidation wurde dieser Geschiebemergel durch Verwitterungsvorgänge stärker aufgelockert, durchgehend oxidiert und damit „verbraunt“ – er weist aber noch einen deutlichen Kalkgehalt auf. Im Liegenden folgt ein kompakter Geschiebemergel mit einer etwas geringeren Geschiebeführung. Im oberen Bereich zeigt er noch die gleiche braune Farbe wie der obere Geschiebemergel, im unteren Teil ist er grau bis dunkelgrau gefärbt. Auffallend ist dort ein merklicher Anteil an dunklen Tonstein-Geschieben, die vermutlich aus dem Unteren Jura stammen.

Aus dem Vergleich der Geschiebezählungen ist zu schließen, dass der Anteil nordischer Geschiebe im Bereich der Grube Helpensen höher ist als im Bereich Heßlingen. Der Porta-Sandstein, ein wichtiges einheimisches Leitgeschiebe, wurde in Helpensen nicht beobachtet, während er in der Grube Heßlingen etwa 1 – 2 % der Geschiebe ausmacht, dort aber anscheinend nur im unteren Geschiebemergel vorkommt. Das Vorkommen von Heßlingen wird deshalb dem Porta-Gletscher, dasjenige von Helpensen dem „Westtüntel-Gletscher“ (SERAPHIM 1972), der zwischen Wesergebirge und Süntel nach Süden in das Wesertal vorstieß, zugerechnet. Die

abweichende Geschiebeeinregelung der oberen Moräne in Heßlingen (s. Kap. 3.2) weist allerdings auch auf den Westsüntel-Gletscher hin (WINTER 1998). Da die Moränenabfolgen in Heßlingen und Helpensen deutlich übereinstimmen, kann man für diesen Raum einen gleichartigen Ablauf der Vereisung annehmen mit einer ersten, das Wesertal aufwärts vorstoßenden Eismasse (Porta-Gletscher) und einem zweiten, mit geringer zeitlicher Verzögerung von Norden in das Wesertal eindringenden Eisstrom (Westsüntel-Gletscher).

Aufsammlungen von kristallinen Leitgeschieben aus den Moränen der beiden Vorkommen ergaben sowohl für die Grube Heßlingen (D 273 Heßlingen: HZ 1180) als auch für die Grube Helpensen (D 318 Helpensen: HZ 1180) ein identisches, süd-schwedisch geprägtes Geschiebespektrum. Somit weisen sich Porta- wie auch Westsüntel-Gletscher als Teilströme derselben Eismasse beziehungsweise des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes aus.

2.2.4 Raum östlich der Weser

2.2.4.1 Afferde

In den Düt-Bergen zwischen Afferde und Rohrsen unmittelbar südöstlich von Hameln ist eine Reihe kameartiger Kuppen und Rücken vorhanden, die nach den Beschreibungen früherer Autoren aus einer Wechselfolge von glaziärem Sand und Kies bestehen. Stellenweise werden sie von Grundmoräne überdeckt. Auch im Liegenden der Sande und Kiese treten lokal geringmächtige Moränenablagerungen und Bändertone auf (BURRE 1919; NAUMANN & BURRE 1927; GRUPE 1930; LÜTTIG 1954, 1960).

Nach neueren Untersuchungen in einer circa 1 km östlich der Düt-Berge gelegenen Sandgrube (TK 3822 Hameln: R³⁵29250, H⁵⁷75100) werden die Kies-sande als glazifluviale Ablagerungen mit einem hohen Anteil von Geröllen der Leine-Mittelterrasse beziehungsweise als „Leine-Mischkies“ bezeichnet. Der Kieskörper weist ein N:M:P-Verhältnis von 8:54:39 auf, die auflagernde, 3 – 4 m mächtige Moräne („Ausschmelzmoräne“) zeigt mit Werten von 12:49:39 ein vergleichbares Verhältnis (DETERS 1999). Nach jüngsten Untersuchungen werden die Sand- und Kiesrücken von Afferde als älteste Teile eines nahe des Eisrandes gebildeten und mit dem Anstieg des Rintelner Eisstausees sich sukzessive nach Norden und Osten verlagernden Sedimentfächers gedeutet (WINSEMANN & ASPRION & MEYER 2002 a, 2002 b; s. Kap. 2.2.4.2).

Für die Analyse der kristallinen Leitgeschiebe wurde in zwei Gruben im Bereich der Düt-Berge Material gesammelt und zu einer Probe vereinigt (D 298 Afferde: HZ 2620).

2.2.4.2 Coppenbrügge

Im Bereich der Lokalität Felsenkeller (heute Heerburg) bei Coppenbrügge, circa 10 km östlich von Hameln, werden seit vielen Jahren in benachbarten Gruben Sand- und Kiesablagerungen abgebaut. Die in mehreren Rücken auftretenden Kiessande wurden zunächst als Kame (GRUPE 1930), dann als gestauchte Endmoräne (LÜTTIG 1954) und später als Satz-endmoräne (LÜTTIG 1960: „Felsenkeller-Endmoräne“) der Saale-Zeit gedeutet. Aufgrund geschiebekundlicher Erwägungen und geröllanalytischer Vergleiche – insbesondere wegen eines vermeintlich höheren Anteils an einheimisch-paläozoi-

schen Geröllen – sowie der intensiven karbonatischen Verkittung (Nagelfluhbildung) als Folge eines warmzeitlichen Klimas (Holstein-Zeit) stuft LÜTTIG den unteren Teil der Abfolge als elsterzeitlich ein. Es hat sich aber gezeigt, dass auch der obere Teil zahlreiche einheimisch-paläozoische Gerölle, insbesondere aus Kulm-Lyditen und Grauwacken, enthält (s. Tab. 2 u. Anh. 3: a, b, c, d). Zudem sind karbonatische Verkittungen („Zementationen“) nicht nur an Warmzeiten gebunden, sie können auch unter kaltzeitlichen Bedingungen entstehen und sogar unmittelbar vor oder auch unter dem Inlandeis gebildet werden (ELBRACHT 2002).

Nach Untersuchungen von DETERS (1999) liegen die quartärzeitlichen Schichten auf Tonsteinen des Unteren und Mittleren Juras. Die insgesamt als saalezeitlich angesprochene Schichtenfolge beginnt mit diamiktischen Sedimenten, die von glaziären Sanden und Kiesen überlagert werden. Zwei Bohrungen erschlossen circa 2 m grauen, schwach kalkhaltigen Ton und Tonsteingrus, darüber etwa 2 m tonig-sandige und Kies führende, stark kalkhaltige Schluffe (Grundmoräne bzw. Geschiebemergel) mit einem durchschnittlichen N:M:P-Verhältnis von 33:43:25. Darüber folgen 15 – 20 m mächtige, vermutlich eisrandnah abgelagerte Kiessande, die im Mittel ein N:M:P-Verhältnis von 6:51:43 aufweisen. Dabei ist allerdings – entgegen der Angabe von LÜTTIG (1960) – in den geröllanalytisch untersuchten Profilen „keine einheitlich zu- oder abnehmende Tendenz in der P-Komponente feststellbar“. In die Kiessande ist stellenweise Moränenmaterial eingeschaltet. Es soll sich dabei um Fließstill handeln, der von der Oberfläche des Inlandeises abgeflossen ist. Das N:M:P-Verhältnis dieser Ablagerung wird mit 79:14:8 angegeben (DETERS 1999).

Nach einer Neubearbeitung der Profile in den Sandgruben westlich von Coppenbrügge (TK 3823 Coppenbrügge – Grube Heerburg: R ³⁵36350, H ⁵⁷76100, Grube Steinbrink: R ³⁵35900, H ⁵⁷76600, Grube HBT: R ³⁵35400, H ⁵⁷75600) werden die dort anstehenden Sedimente – auch wegen der Ähnlichkeit mit den weiter weserabwärts vorhandenen Kiessandvorkommen (Porta- und Emme-Delta) – als saalezeitliche subaquatische „Eiskontaktfächer“ („Coppenbrügge-Fächer-Komplex“) des Rintelner Eisstausees gedeutet (WINSE-MANN & ASPRION & MEYER 2002 a, WINSEMANN & ASPRION & VICTOR 2002).

Zur Bestimmung der kristallinen Leitgeschiebe wurden jeweils Proben aus den glaziären Kiesen der Lokalität HBT

Tabelle 2

Zusammensetzung der Kiesbestandteile aus dem oberen Teil der „Felsenkeller-Endmoräne“ bei Coppenbrügge (nach ZANDSTRA 1979)

Gesteinstypen	Fraktion 5 – 20 mm
Gangquarz, trüb	0,9 %
transparenter Quarz (Restquarz)	1,3 %
Feuerstein, nicht gerundet	1,2 %
einheimischer Porphy	0,4 %
übriges einheimisches Kristallin	0,7 %
nördliches Kristallin	2,2 %
Verkieselungen (mesozoisch)	0,4 %
Buntsandstein	2,0 %
übrige Trias-Sandsteine	1,3 %
Unterkreide-Sandsteine	4,2 %
Grauwacken	12,6 %
übrige Sandsteine	4,4 %
Jaspis	0,4 %
Lyditgruppe	11,8 %
sedimentäre Restgruppe (ohne Kalksteine)	0,3 %
Pläner-Kalkstein (Oberkreide)	39,7 %
Korallen-Oolith (Jura)	5,5 %
Muschelkalk (Trias)	1,6 %
diverse einheimische Kalksteine	9,1 %
nordische Anteile	ca. 4 %

(D 291 Coppenbrügge 1: HZ 3520) und Steinbrink (D 299 Coppenbrügge 2: HZ 1450) entnommen.

2.2.4.3 Freden/Leine

Bei Freden im Leinetal, ungefähr 10 km südlich von Alfeld, sind in einem etwa 2 km nordwestlich des Ortes gelegenen Rücken bis zu 60 m mächtige glazifluviale Sedimente aufgeschlossen, die in mehreren Gruben (TK 4025 Freden: R³⁵59650, H⁵⁷56100) abgebaut werden. Es handelt sich um teilweise schräg geschichtete Fein- und Mittelsande mit gelegentlichen dünnen Schluffeinlagerungen. Besonders im südlichen Teil des Vorkommens sind kiesige Lagen eingeschaltet, die im Mittel ein N:M:P-Verhältnis von 16:70:14 aufweisen (HARMS 1984). Die Schichtenfolge zeigt stellenweise Verwerfungen und Deformationen, die auf eine Sedimentation im Zusammenhang mit Toteis hinweisen. Wegen ihrer Lage im Hangenden der Mittelterrasse werden diese Schichten in die Saale-Zeit gestellt und zunächst als ein nahe dem Eisrand gebildetes Kame angesehen, später als Satzendmoräne gedeutet (LÜTTIG 1954, 1960).

Neuerdings werden die Ablagerungen wieder als Kame interpretiert, das sich zwischen der Stirn des Leinetal-Gletschers und vorgelagerten Toteismassen gebildet

haben soll (FELDMANN 2002 a). Möglicherweise handelt es sich auch, ähnlich wie bei Afferde und Coppenbrügge, um einen eisrandnahen, in einen Stausee geschütteten Sedimentkörper – die Lagerungsstörungen wären dann als synsedimentäre Rutschungen oder Abgleitungen zu erklären.

Die Probe für die Leitgeschiebeanalyse wurde aus kiesigen Einschaltungen am Südrand des Abbaugebiets entnommen (D 266 Freden: HZ 2450).

2.2.4.4 Brelingen/Wedemark

Bei Brelingen, circa 10 km nördlich von Hannover, ist in Kies- und Sandgruben in diskordanter Lagerung über glazitektonischen Schuppen aus Tonsteinen der Unterkreide, Terrassenkiesen und Schmelzwassersedimenten eine saalezeitliche Grundmoräne aufgeschlossen. An der Ostwand der etwa 500 m nordöstlich des Ortes gelegenen, bereits stark verfüllten Grube Brelingen NE (TK 3424 Wedemark: R³⁴47325, H⁵⁸25350; ITES 1996) steht über Kiesen mit Weser-Material (Buntsandstein- und Lyditgerölle) und einem geringen nordischen Anteil eine sehr homogene, über 3 m mächtige Grundmoräne an. Aus dieser Moräne wurde eine Geschiebeprobe für die Leitgeschiebeanalyse gesammelt (D 267 Brelingen NE: HZ 1450).

3 Beobachtungen zur Eisbewegung

Neben den glazigenen, glazifluvialen und glazilakustrinen Ablagerungen sind im ehemaligen Vereisungsgebiet auch zahlreiche glazitektonische Spuren und andere Hinweise überliefert, aus denen sich neben der Ausdehnung des skandinavischen Inlandeises auch Vorstoßrichtung und Dynamik der Eismassen ablesen lassen (Abb. 4). Diese Merkmale sind aus dem Kontakt des Eises mit dem Gesteinsuntergrund entstanden und bestehen aus so charakteristischen Erscheinungen wie vom bewegten Eis erzeugten Gletscherschrammen und gekritzten Geschieben oder aus

Geländeformen wie Drumlins und Endmoränen, die während des Eisvorstoßes oder bei stationärem Eisrand gebildet wurden. Weitere Hinweise ergeben sich aus dem tektonischen Inventar der Moränen in Form von Falten, Klüften und eingeregelteten Geschieben. Daneben existieren indirekte Hinweise auf die ehemalige Eisbewegungsrichtung in Form langgestreckter Sedimentkörper aus Schmelzwassersedimenten wie zum Beispiel Oser und Kames, die sich an Spalten des damaligen Inlandeises ausrichteten, welche wiederum ein Abbild der Eisdynamik darstellen.

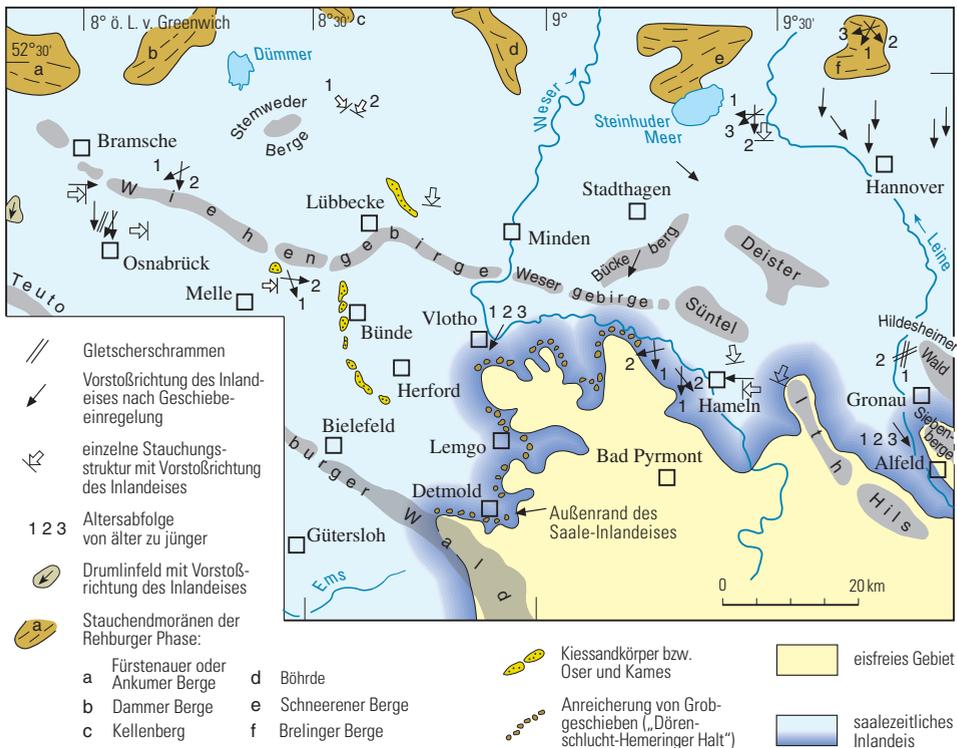


Abb. 4 Hinweise und Daten zur Eisbewegung

3.1 Gletscherschrammen und gekritzte Geschiebe

Bei der Überfahung durch das in seinem unteren Bereich stark mit Gesteinsmaterial durchsetzte Inlandeis wurde der Untergrund an manchen Stellen geglättet, geschrammt oder mit größeren Furchen versehen. Gletscherschrammen sind im Allgemeinen nur an wenigen Stellen erhalten. Dies gilt auch für das Untersuchungsgebiet, in dem derartige Bildungen nur von zwei Stellen belegt sind. Auf den Karbonsandsteinen des Piesbergs unmittelbar nördlich von Osnabrück wurden gegen Ende des 19. Jahrhunderts bei etwa 170 m ü. NN Gletscherschrammen entdeckt, die überwiegend in NNO-SSW-Richtung ($10 - 15^\circ$) verlaufen und eine Fläche von circa 60 m^2 bedecken (HAMM 1882, HARMS & BRÜNING 1980).

Ein weiteres Vorkommen von Gletscherschrammen ist von Burgstemmen bei Gronau östlich der Leine bekannt (vgl. EHLERS 1990: Abb. 33). Dort wurden auf Gesteinen des Oberen Muschelkalks zwei sich überkreuzende Systeme mit Richtungen von NNO – SSW (10°) und ONO – WSW (60°) nachgewiesen, von denen das letztgenannte das jüngere ist. Die Schrammen werden von saalezeitlichen Kiesen überlagert – somit ist nicht zu entscheiden, ob sie durch das Elster- oder das Saale-Eis gebildet wurden (JORDAN & MEYER 1969).

Wenig außerhalb des Untersuchungsgebiets sind Gletscherschrammen noch von Velpke östlich von Wolfsburg bekannt (WAHNSCHAFFE 1880; RICHTER 1961, 1962 b). Dort liegen auf Rät-Sandsteinen zwei Systeme mit Ausrichtungen in $25 - 27^\circ$ und $80 - 84^\circ$ vor, die vermutlich beide als elsterzeitlich einzustufen sind. Die in NNO-SSW-Richtung verlaufenden

Schrammen dürften sehr wahrscheinlich früher entstanden sein als die nahezu O – W ausgerichteten.

Relativ häufig werden in Grundmoränen auch gekritzte Geschiebe beobachtet. Ihre Registrierung ist allerdings nur von untergeordneter Bedeutung, da die Geschiebe im aktiven Eis ihre Lage ständig verändern können. Sie repräsentieren unter Umständen mit ihrer letzten Ausrichtung nicht mehr die Bewegungsrichtung, bei der die Kritzung entstanden ist. Gekritzte Geschiebe geben somit im Wesentlichen nur Hinweise auf das besondere Transportmedium, aber nicht unbedingt auf die ursprüngliche Bewegungsrichtung selbst.

3.2 Geschiebeeinregelungen

Geschiebeeinregelungsmessungen sind eine gebräuchliche Methode zur Rekonstruktion der Vorstoßrichtung des Eises (RICHTER 1962 b). Sie beruhen auf der Erkenntnis, dass die Längsachsen von ellipsoidischen Geschieben im allgemeinen parallel zur Eisbewegungsrichtung eingeregelt werden. Die in Diagrammen dargestellten Messergebnisse zeigen im Idealfall eine enge Bündelung der Richtungen. Allerdings können Kompressionszustände im fließenden Eis, hervorgerufen durch die Geländemorphologie oder Änderungen der Untergrundverhältnisse, auch zu schief oder quer zur Eisbewegung ausgerichteten Geschieben führen (SPEETZEN & WIXFORTH 2002). Außerdem werden Einregelungsgefüge in Moränen durch erneute Eisvorstöße oder auch durch periglaziäre Vorgänge nach dem Zerfall des Eises – wie zum Beispiel durch den ständigen Wechsel von Tauen und Gefrieren in den oberflächennahen Bodenschichten – häufig über-

prägt. In diesen Fällen treten neben einem Hauptmaximum meist schief zur Hauptrichtung angeordnete Nebenmaxima auf.

Für eine Reihe von Moränenvorkommen des Untersuchungsgebiets wurden derartige Einregelungsmessungen von Geschiebelängsachsen durchgeführt und mit Angaben aus der Literatur ergänzt, um Hinweise auf die lokalen Bewegungsrichtungen des Eises zu bekommen. Der am weitesten westlich gelegene Untersuchungspunkt befindet sich in der Sandgrube Brinkhege bei Wallenhorst nordwestlich von Osnabrück (s. Kap. 2.2.2.1). In der etwa 3 m mächtigen Grundmoräne wurden Längsachsen von 72 Geschieben eingemessen. Die Streichrichtungen zeigen ein Einregelungsmaximum in W-O-Richtung, wobei das überwiegend nach Westen gerichtete Einfallen der Achsen auf einen Eisschub aus Westen hinweist.

Vom Piesberg nördlich von Osnabrück werden neben dem Nachweis von Gletscherschrammen auch Geschiebeeinregelungsmessungen aus der im südwestlichen Aufschlussbereich über den Karbon-Sandsteinen erhaltenen saalezeitlichen Grundmoräne mitgeteilt. Die Einregelungen in eine N-S- und eine NNO-SSW-Richtung zeigen eine mehr oder weniger deutliche Übereinstimmung mit der Ausrichtung der Gletscherschrammen im darunter anstehenden Festgestein (HARMS & BRÜNING 1980). In den Sandgruben des Bramhügels bei Pye westlich des Piesbergs verzahnt sich die Grundmoräne mit den Schmelzwassersanden. Die in diesem Bereich durchgeführten Einregelungsmessungen ergaben eine generelle Orientierung der Geschiebe in N-S-Richtung (BRÜNING 1980: S. 28).

Für die etwa 25 km östlich von Osnabrück in der Bauerschaft Markendorf

unmittelbar südlich des Wiehengebirges gelegenen Gruben (s. Kap. 2.2.2.2) ergaben sich aus den Messungen der Geschiebeeinregelung im Südteil des Abbaubereichs zwei Richtungen (SPEETZEN & WIXFORTH 2002). Der untere Teil der Grundmoräne zeigt einen Vorstoß des Eises aus NNW, der obere Teil hingegen einen Vorstoß aus WNW an. Die ältere Richtung weist in rückwärtiger Verlängerung auf den Durchlass der Hunte durch das Wiehengebirge und dürfte mit dem Eisstrom des Aue-Hunte-Gletschers in Verbindung stehen (s. Kap. 4.2). Die Richtungsänderung im oberen Teil der Moräne deutet auf eine zweite Eismasse südlich des Wiehengebirges hin, die mit geringer zeitlicher Verzögerung aus dem Raum Wallenhorst – Osnabrück nach Osten vorstieß.

Aus dem Gebiet unmittelbar nördlich des Wiehengebirges liegen Einregelungsmessungen aus der Sandgrube Bockbreder in der etwa 13 km nordöstlich von Osnabrück gelegenen Bauerschaft Driehausen vor (s. Kap. 2.2.1.1). Im unteren Teil der bis 5 m mächtigen, in Setz- und Ablationstill zu untergliedernden Grundmoräne ergibt sich eine ONO-WSW-Richtung, für den oberen Abschnitt eine ausgeprägte NNO-SSW-Richtung. Daraus ist zu schließen, dass nach Ablagerung des Setztills die Eisbewegung noch andauerte und sich in ihrer Richtung um etwa 50 – 60° änderte, bevor die Eismassen stagnierten und sich der Ablationstill bildete (SPEETZEN 1993). Die Richtungsänderung hängt sehr wahrscheinlich mit der besonderen Reliefausbildung im Vorland des Wiehengebirges zusammen. Dort erhebt sich der dem Höhenzug vorgelagerte Kalkrieser Berg um etwa 100 m über seine Umgebung. An ihm staute sich das aus nördlicher Richtung vorstoßende Eis bereits,

während es an der Ostflanke zunächst noch ungehindert weiter nach Süden fließen konnte. Wenig später wurde dieses Eis dann am Wiehengebirge aufgehalten und teilweise in den Winkel zwischen Höhenzug und Kalkrieser Berg, das heißt nach Westen bis Südwesten, abgedrängt. Ähnliche Ablenkungen des Inlandeises sind auch vom Piesberg bekannt (BRÜNING 1980).

Einregelungsmessungen an der vermutlich elsterzeitlichen Grundmoräne im Bereich der Obernkirchener Sandsteinbrüche auf dem Bückeberg (s. Kap. 2.1.1.4) ergaben eine klare Orientierung der Längsachsen in Richtung NNO – SSW (THON 2001: S. 18).

Auch aus dem Oberweserraum liegen einige Einregelungsmessungen vor. Sie wurden von WINTER (1998) im Rahmen von Untersuchungen an den Grundmoränenvorkommen bei Vlotho und Heßlingen vorgenommen. In der Grundmoräne des Obolith-Steinbruchs in Vlotho (s. Kap. 2.2.3.1) ergaben Messungen in drei Horizonten eine einheitliche Eisvorstoßrichtung von NO nach SW. In dem etwa 25 km weiter östlich gelegenen Vorkommen bei Heßlingen (s. Kap. 2.2.3.5) wurden jeweils zwei Einregelungsmessungen in der unteren und oberen Moräne durchgeführt. Im unteren Teil ergibt sich eine Eisvorstoßrichtung von NNW nach SSO. Ein ähnliches Ergebnis wird auch von KULLE (1985: S. 65) mitgeteilt. Im oberen Teil der Moräne sind die Geschiebe in ONO-WSW-Richtung orientiert, woraus sich ein Eisvorstoß nach WSW ableiten lässt. Der Vorstoß in SSO-Richtung wird dem Eisstrom des Porta-Gletschers, der Vorstoß in WSW-Richtung dem etwas später vorrückenden Westsüntel-Gletscher zugeordnet. Für die etwa 6 km flussaufwärts westlich von Hameln gelegene

Grube Helpensen (s. Kap. 2.2.3.5) ergab sich aus zwei im Rahmen dieser Untersuchungen in dem verbliebenen Restaufschluss durchgeführten Einregelungsmessungen für die untere Moräne gleichfalls eine Vorstoßrichtung nach Süden, für die obere Moräne allerdings ein von den Verhältnissen in Heßlingen abweichender Eisvorstoß nach Südosten. Diese divergierenden Richtungen – in Heßlingen nach WSW, in Helpensen nach SO – können durch ein seitliches Ausfließen der zunächst in südlicher Richtung in das Wesertal eindringenden Zunge des Westsüntel-Gletschers erklärt werden. In den Dütbergen unmittelbar östlich von Hameln (s. Kap. 2.2.4.1) sind die Geschiebelängsachsen in der im Hangenden der Kiessande entwickelten Moräne in O-W-Richtung orientiert (DETERS 1999), was auf eine zwischen Süntel und Ith nach Westen vorstoßende Eismasse beziehungsweise auf den „Hamel-Gletscher“ (SERAPHIM 1972) zurückzuführen ist (vgl. Kap. 3.3).

Im nordöstlichen Bereich des Untersuchungsgebiets liegen Messungen der Geschiebeeinregelung aus einer Sandgrube bei Poggenhagen nordwestlich von Hannover (WINTER 1998) und aus den Aufschlüssen bei Brelingen nördlich von Hannover (ITES 1996) vor. In der etwa 3,5 m mächtigen Moräne bei Poggenhagen sind Eisvorstöße in westliche, südliche und südwestliche Richtung nachzuweisen. In der Kies- und Sandgrube Brelingen NE (s. Kap. 2.2.4.4) liegen in der circa 3 m mächtigen Grundmoräne ebenfalls drei Richtungen vor. Der untere Bereich der Moräne zeigt eine NO-SW-, der mittlere eine NW-SO- und der obere wiederum eine NO-SW-Ausrichtung der Geschiebe – allerdings mit einer stärkeren Streuung. Die Ursachen für diese markanten Änderungen der Fließrichtung des Inlandeises

sind aus der petrografisch einheitlich aufgebauten Moräne nicht abzuleiten.

Etwa 10 – 15 km weiter südlich, am Nordrand der Stadt Hannover, liegen mehrere Geschiebeeinregelungsmessungen vor, die überwiegend eine Eisbewegung in südliche Richtung anzeigen (WINTER 1998: Abb. 32). Auch südlich von Hannover wurden in einer bei Brüggen im Leinetal (zwischen Gronau und Alfeld) gelegenen ehemaligen Sandgrube Einregelungsmessungen durchgeführt (WINTER 1998). Drei über die dort circa 2 m mächtige Moräne verteilte Messbereiche ergeben einheitlich einen dem Leinetal folgenden Eisvorstoß nach Südosten.

3.3 Scherflächen und Klüfte

Ähnlich den Festgesteinen besitzen auch die Lockersedimente vielfach gut ausgebildete Kluftsysteme, die vor allem in dem der Verwitterung ausgesetzten Material deutlich sichtbar werden. Sie sind ein Abbild von Spannungskräften im Sediment, die verschiedene Ursachen haben können, im Wesentlichen aber auf vertikal und horizontal wirkende Druck- und Schubspannungen des Inlandeises zurückzuführen sind.

Angaben hierzu liegen aus dem Gebiet östlich der Weser vor. So wurden in den Kiesgruben der Düt-Berge östlich von Hameln (s. Kap. 2.2.4.1) steil nach NNO einfallende Zerrsprünge beschrieben, die senkrecht zu flachen, nach OSO einfallenden Aufschiebungen angeordnet sind. Beide Störungsflächen werden einem Kräfteplan zugeordnet und mit einem nach Westen gerichteten Eisvorstoß in Verbindung gebracht (LÜTTIG 1954: S. 111). Bei den Zerrsprüngen (Abschiebungen) könnte es sich allerdings auch um synsedimentäre

Abgleitungen von Sedimentstapeln in Rinnen oder im Außenbereich eines subaquatischen Schüttungskörpers handeln. Hinweise dazu liefern Untersuchungen von DETERS (1999), nach denen in einer benachbarten Grube flach bis steil einfallende Abschiebungen ohne einheitliche Orientierung und mit Sprunghöhen bis zu einigen Dezimetern auftreten. In zwei Fällen wurde eine verwerfungsfreie Überlagerung dieser Abschiebungen beobachtet (DETERS 1999).

3.4 Stauchungen und Verschuppungen

Durch das nach Süden oder Südwesten vorrückende Inlandeis ist der aus lockeren Sedimenten aufgebaute Untergrund an verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebiets zu teilweise beträchtlichen, morphologisch deutlich hervortretenden und in der Regel senkrecht zum Eisvorstoß ausgerichteten Strukturen zusammengeschieben worden.

Am deutlichsten ist die Stauchendmoräne der Rehburger Phase ausgebildet (s. Abb. 4). Sie besteht aus einer Reihe von Rücken, die sich von den Uelsen-Itterbecker Höhen nahe der Grenze zu den Niederlanden im Westen über eine Entfernung von circa 200 km nach Osten bis zu den Brelinger und Mellendorfer Bergen nördlich von Hannover erstrecken und in den Dammer Bergen durch den Eisdruck bis zu einer Höhe von 145 m ü. NN aufgeschoben worden sind (WOLDSTEDT 1928, K.-D. MEYER 1980, H.-H. MEYER 1983). Dieser Endmoränenzug ist sehr wahrscheinlich während des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes in diesen Raum entstanden, da auf den deckenartig übereinander liegenden Stauchschuppen Grund-

moränenreste angetroffen wurden (KELLER 1976, KLUIVING 1994, K.-D. MEYER 1987), die eine nachträgliche Überfahung durch das Inlandeis anzeigen (s. Kap. 4.2.2.2).

Südlich der Rehburger Endmoräne sind derartige Stauchungsstrukturen wesentlich seltener, auch kleiner und häufig nur im Aufschluss als solche eindeutig zu identifizieren. Die Untersuchungen für die geologische Erstaufnahme des Blattgebiets 3517 Rahden im Wiehengebirgsvorland zeigten einzelne Grundmoränenvorkommen mit Stauchungserscheinungen. Ein möglicher größerer, durchgehend entwickelter Stauchmoränenrücken fand sich jedoch nicht (SKUPIN, in Vorb.). Detaillierte Untersuchungen zum Gefügeinventar einer Stauchungsstruktur bei Oppenwehe östlich der Steweder Berge, bei der sowohl die Moräne als auch der Untergrund verformt sind, ergaben zwei unterschiedliche Beanspruchungen, die auf zwei Vorstöße des Inlandeises zurückgehen, wobei der erste Eisvorstoß aus nordwestlicher, der zweite aus nordnordöstlicher Richtung kam (SKUPIN & SPEETZEN 1998).

Innerhalb der Stauchungsstruktur in der „Höchte“ bei Hille nordöstlich von Lübbecke („Hiller Staffel“) sind nur die Sedimente im Liegenden der Moräne gestaucht (WORTMANN 1971). Aufgrund der generellen Richtung der Aufschuppung ergibt sich eine Vorstoßrichtung des Eises nach Süden.

Zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald sind Stauchungserscheinungen nur noch selten anzutreffen. In der Sandgrube Brinkhege bei Wallenhorst (s. Kap. 2.2.2.1) ist die Abfolge aus Moränen- und Schmelzwassersedimenten durch eine etwa in Nord-Süd-Richtung streichende sattelartige Struktur gekennzeichnet. Auf der Westflanke dieser Struk-

tur sind an der Basis der Moräne kleinere, schwach nach Osten geneigte Falten im Meterbereich zu erkennen, die auf einen Eisschub von Westen nach Osten zurückgehen. Auf der Ostflanke der Struktur zeigen die im Liegenden der Moräne anstehenden Schmelzwassersande und -schluffe stellenweise gegen Westen gerichtete Verschuppungen, die vermutlich durch vertikalen Eisdruck im bereits stagnierenden und zerfallenden Eis erzeugt wurden. Im Bereich der Gemeinde Belm nordöstlich von Osnabrück treten in saalezeitlichen Vorschüttungen komplizierte Sedimentstrukturen auf, die offensichtlich durch die Belastungen und Verformungen des vorrückenden Eises hervorgerufen wurden (THÖLE 1984: S. 28). Im Einzelnen sind dort normale bis überkippte Falten festzustellen, die mit der auflagernden Grundmoräne verschuppt sind. Die Strukturen lassen vermuten, dass das Eis aus Westen gekommen ist (vgl. Kap. 3.2). Kleinere, flach nach Westen einfallende Überschiebungen und Verschuppungen wurden auch im südlichen Abbaubereich der Kies- und Sandgruben bei Markendorf nordöstlich von Melle (s. Kap. 2.2.2.2) an der Basis der überdeckenden Moräne beobachtet. Diese Strukturen weisen auf eine Eisbewegung aus westlicher Richtung hin, die allerdings nicht im Einklang mit der Geschiebeeinregelung im unteren Teil der Moräne steht. Deswegen kann für die Aufschuppung nur der jüngere Eisvorstoß, der nach der Geschiebeeinregelung im oberen Teil der Moräne aus westlicher Richtung vordrang, in Frage kommen (vgl. Kap. 3.2).

Auch östlich der Weser sind Stauchungen des Untergrundes bekannt. Entsprechende Bildungen werden vom Basberg nordöstlich von Hameln, von den Düt-Bergen östlich von Hameln und von der Loka-

lität „Felsenkeller“ (Heerburg) bei Copenbrügge am Nordende des Iths mitgeteilt (LÜTTIG 1954). Nach diesen Beobachtungen sind die Sedimente im Bereich des Basbergs in SSO-Richtung, im Bereich der Düt-Berge in WNW-Richtung und im Bereich Heerburg in SSW-Richtung gestaucht.

3.5 Kiessandkörper (Oser und Kames)

Im Untersuchungsgebiet sind an zahlreichen Stellen Schmelzwasserablagerungen vorhanden, die in Form lang gestreckter oder mehr rundlich begrenzter Sedimentkörper vorkommen. Sie wurden von früheren Bearbeitern teils als Endmoränen, teils als Oser oder Kames oder auch als Terrassenablagerungen der Weser gedeutet. Unter dem Einfluss des saalezeitlichen Inlandeises, das der Weser den Weg durch die Porta Westfalica versperrte, soll der Fluss ursprünglich am Südrand des Wiehengebirges nach Westen geflossen sein und zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge kiesige Ablagerungen hinterlassen haben (DRIEVER 1921). Später wurde in einer zusammenfassenden Darstellung der fluviatilen Sedimente im Weserbergland nachgewiesen, dass es sich bei diesen Sand- und Kiesvorkommen nicht um fluviale Ablagerungen der Weser, sondern um Schmelzwasserablagerungen des Saale-Eises handelt (DIENEMANN 1944). Der mehr oder weniger große Anteil an Weser-Material in diesen Sedimenten stammt aus älteren Terrassenablagerungen im nördlichen Vorland des Wiehengebirges. Dort ist es vom Eis aufgenommen und südlich des Höhenzuges von den Schmelzwässern wieder abgesetzt worden.

Aus dem Raum zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald sowie auch aus den Längstälern des Teutoburger Waldes werden kleinere Kiessandkörper beschrieben und als Kames gedeutet – so zum Beispiel nordöstlich von Westerkapeln (THIERMANN 1983), im Raum Tecklenburg (THIERMANN 1970) und östlich von Halle (HESEMANN 1971). Diese Vorkommen weisen allerdings entweder rundliche Formen auf oder sind an den Verlauf von Gebirgstälern gebunden – sie geben deshalb kaum Hinweise auf die ehemalige Eisbewegungsrichtung. Zwischen Bünde-Habighorst und Herford-Elverdissen reihen sich über eine Entfernung von etwa 22 km einzelne Kiessandvorkommen auf, die in ihrer Gesamtheit als Ravensberger Kiessandzug bezeichnet werden (s. Kap. 2.2.2.3 u. Abb. 4). Diese Struktur zeigt überwiegend eine N-S- bis NNW-SSO-Ausrichtung. Westlich von Herford biegt sie, vermutlich wegen der Ablenkung der zunächst nach Süden vorstoßenden Eismassen am Teutoburger Wald, in eine SO-Richtung um. Obwohl die Genese der räumlich isolierten, durch ihren ähnlichen Aufbau dennoch als gleichartige Bildungen aufzufassenden Kiessandkörper noch nicht zufrieden stellend erklärt ist und weitere sedimentologische Untersuchungen notwendig sind, ist eine Herkunft des kiesigen Materials aus nördlichen Richtungen anzunehmen. Anzeichen dafür sind das Vorkommen von Geröllen aus Wiehengebirgs-Quarzit, der im Wiehengebirge beiderseits der Eis- und Schmelzwasserdurchlässe von Aue- und Huntetal ansteht, und der deutliche Anteil ostfennoskandischer Gesteine in den Kiesen, die weder östlich noch westlich der Kieskörper in dieser Menge vorkommen. Bei dem nordischen Kristallin handelt es sich wahrscheinlich um elsterzeitliches Material, das nördlich des Wiehengebirges durch

Schmelzwässer in Rinnen aufgearbeitet und durch die Talkerben von Aue und Hunte nach Süden transportiert wurde. Allerdings scheinen diese Kiesvorkommen – nach den bisher vorliegenden Bohrdaten – nicht über einer Rinnenstruktur zu liegen (Abb. 5, S. 38) und können damit nicht als Os gedeutet werden (s. auch Kap. 5.6).

Nördlich des Wiehengebirges tritt zwischen Espelkamp und Hille der so genannte Frotheimer Kiessandzug auf, der als kameartige Ablagerung angesprochen wurde (WORTMANN 1971). Es handelt sich um einen circa 7 km langen und 700 – 1000 m breiten, schwach über die Geländeoberfläche aufragenden Geländerücken (s. Kap. 2.2.1.3). Die in NW-SO- bis WNW-OSO-Richtung verlaufende Struktur liegt ausnahmslos über einer langgestreckten tiefen Rinne, die sich als so genannte Espelkamp-Mindener Rinne (Abb. 5) von Frotheim aus in südöstlicher Richtung bis nach Minden und in nordwestlicher und nördlicher Richtung über Rahden hinaus bis nach Preußisch Ströhen verfolgen lässt (WORTMANN 1968, SKUPIN, in Vorb.). Die Bildung der Rinne steht sicherlich in Zusammenhang mit einem starken, an große Eisspalten gebundenen sub- bis inglaziären Schmelzwasserabfluss und wird in der aktiven Phase des Inlandeises erfolgt sein. Die Sedimentfüllung ist sehr wahrscheinlich erst in der Stagnations- und Abschmelzphase des Eises entstanden. Zunächst wurden in der Rinne Sande und Kiese abgesetzt, und es entstand ein osartiger Sedimentkörper. Mit dem weiteren Abschmelzen des Eises füllten die sandig-kiesigen Sedimente auch das sich allmählich nach oben erweiternde Spaltensystem und lagerten sich schließlich in einem offenen Bereich zwischen den zurückschmelzenden Eisrändern ab. Dieses Endstadium ist als Kame anzusehen.

3.6 Drumlins

Morphologisch auffällige Relikte der ehemaligen Vereisung sind die so genannten Drumlins – flache, etliche hundert Meter lange, in Richtung der ehemaligen Eisbewegung ausgerichtete stromlinienförmige Rücken, die überwiegend aus Moränenmaterial bestehen. Die häufig in Gruppen auftretenden Drumlins werden am Außenrand der Eisschilde im Bereich abnehmender Eismächtigkeit und vor allem bei leicht ansteigendem Untergrund gebildet.

Bei Mettingen, etwa 15 km westnordwestlich von Osnabrück, treten am Nordhang des Schafbergs innerhalb der saalezeitlichen Grundmoräne bis 1000 m lange und um 400 m breite Drumlins auf (THIERMANN 1980). Sie sind in NNO-SSW-Richtung gestreckt und weisen damit auf einen nach SW gegen den Schafberg verlaufenden Eisvorstoß hin.

3.7 Interpretation der Richtungshinweise

3.7.1 Allgemeine Bemerkungen

Die Vorstoßrichtung einer Inlandeismasse wird zunächst durch ein mehr oder weniger radiales Abfließen aus dem Bereich der maximalen Mächtigkeit oder der höchsten Erhebung des Eisschildes bestimmt. Dieser Ausgangspunkt der Eisströme kann sich allerdings im Lauf einer Eiszeit verschieben, wodurch ein Wechsel in der Eisdynamik hervorgerufen wird. So hängen die unterschiedlichen Vorstoßrichtungen des saalezeitlichen Inlandeises in der Norddeutschen Tiefebene sehr wahrscheinlich mit einer allmählichen Verlagerung des Eismaximums beziehungsweise mit einer Verschiebung der

Eisscheide aus dem westskandinavischen Raum in Richtung Osten zusammen. Aufgrund dieser Veränderungen im Ursprungsgebiet dürften sich auch die Hauptfließwege des Inlandeises verlagert haben. So stieß das Eis der Saale-Zeit zunächst aus nordwestlicher Richtung – aus dem Bereich der heutigen Nordsee –, dann aus Nordosten und schließlich mehr aus ostnordöstlicher Richtung in den Raum zwischen Elbe und Niederrhein vor (EHLERS 1990).

Neben diesen übergeordneten Einflüssen, die maßgeblich das Fließverhalten des Inlandeises im norddeutschen Tiefland bestimmen, wirkt auch die Oberflächengestalt der durchflossenen Landschaft auf die Eisbewegung ein. Besonders in den Randbereichen des Inlandeises gewinnen mit abnehmender Eismächtigkeit die Ausbildung des Reliefs (Flach- oder Hügelland) sowie auch die physikalischen Eigenschaften (Temperatur, Scherfestigkeit) des Eises und des vom Eis überfahrenen Untergrundes an Bedeutung. So führen der Rückstau und das Ausweichen des Eises vor bestehenden Höhen oder selbst geschaffenen Hindernissen – wie Stauchendmoränen oder stagnierenden Eismassen eines älteren Vorstoßes – zu Ablenkungen der Eisströme. Auch die Erniedrigung oder Erhöhung der Fließgeschwindigkeit des Eises beim Überfahren von Substraten mit unterschiedlichen Scherwiderständen können Änderungen der Fließrichtung bewirken. Aufgrund dieser Einflüsse zeigt der Außenrand des Inlandeises häufig eine Gliederung in einzelne zungenförmige Vorsprünge („Loben“). An der Stirnseite dieser Loben ist die Fließrichtung mit der übergeordneten Fließbewegung der Eismasse identisch, an den Seitenrändern treten dagegen auch mehr oder weniger quer zur Hauptrichtung verlaufende Fließbe-

wegungen auf. Nähert sich das Inlandeis also in Form eines Lobus, wird die resultierende Moräne auf geringe Distanzen unterschiedliche Geschiebeeinregelungen aufweisen.

3.7.2 Eisbewegungen im Vorland der Mittelgebirge

Die am Nordrand des Untersuchungsgebiets auftretenden Rücken der Rehburger Stauchendmoräne (Abb. 4) markieren den vorläufigen Halt beziehungsweise den durch eine Reihe von Gletscherloben gegliederten Außenrand eines frühen drenthezeitlichen Eisvorstoßes (K.-D. MEYER 1980, H.-H. MEYER 1983). Aus der Anordnung und Ausbildung der Stauchungskörper ergibt sich eine generelle Vorstoßrichtung des Eises nach Süden. Innerhalb der einzelnen Rücken treten allerdings erhebliche Richtungsabweichungen auf wie beispielsweise in den Brelinger Bergen – vermutlich stehen diese Abweichungen mit der Aufschuppung von Schollen des Untergrundes (Tonsteine der Unterkreide) und der Umfahrung dieser Hindernisse in Zusammenhang. Beim weiteren Vorstoß des Eises wird die Südrichtung zunächst beibehalten – wie im Raum nördlich von Hannover. Erst mit der Annäherung an die Höhenzüge des Mittelgebirges ergeben sich weitere deutliche Abweichungen von der generellen Richtung.

Die östlich von Oppenwehe bei Rahden beobachtete ältere Stauchungsstruktur wurde offensichtlich durch die Stemweder Berge beeinflusst. Der dort nach Südosten gerichtete Eisschub steht in Widerspruch zu der überregionalen Fließrichtung nach Süden. Dies ist sehr wahrscheinlich durch eine Ablenkung der Eisfront an dem bis 181 m ü. NN und damit um etwa 140 m über die Umgebung aufragenden Höhen-

rücken zu erklären. Die zweite, nach Südwesten gerichtete Stauchungsstruktur weist auf einen jüngeren, wenig später und aus anderer Richtung erfolgten Eisvorstoß hin (SKUPIN & SPEETZEN 1998).

Unmittelbar nördlich des Wiehengebirges ergibt sich aus der Geschiebeeinregulierung in der unteren Moräne der Sandgrube Bockbreder eine Eisfließrichtung nach Südwesten. Sie ist offensichtlich ebenfalls vom Relief bedingt und steht mit dem vorgelagerten Kalkrieser Berg in Zusammenhang.

Auch die NW-SO-Ausrichtung des Frotheimer Kiessandkörpers sowie der Verlauf der nach Südosten abbiegenden Espelkamp-Mindener Rinne (Abb. 5) zeigen vermutlich eine Ablenkung des Inlandeises an. An dem nach Südosten verlaufenden östlichen Teil des Wiehenge-

birges und dem östlich der Weser gelegenen, in NO-SW-Richtung gestreckten Bückeberg ist das von Norden anströmende Inlandeis zunächst in südöstliche beziehungsweise in südwestliche Richtung abgelenkt und wie in einem Trichter auf die Porta Westfalica geleitet worden. Infolge der starken Einengung der Eismassen muss es zu einem erheblichen Aufstau und damit zu einem starken Druck auf den engen Durchlass in den Oberweserraum gekommen sein.

3.7.3 Eisbewegungen im Bergland

Mit dem Eindringen des Inlandeises in das Bergland ergeben sich zum Teil deutlich unterschiedliche Fließrichtungen – dennoch lassen sich generelle Bewegungsmuster erkennen.

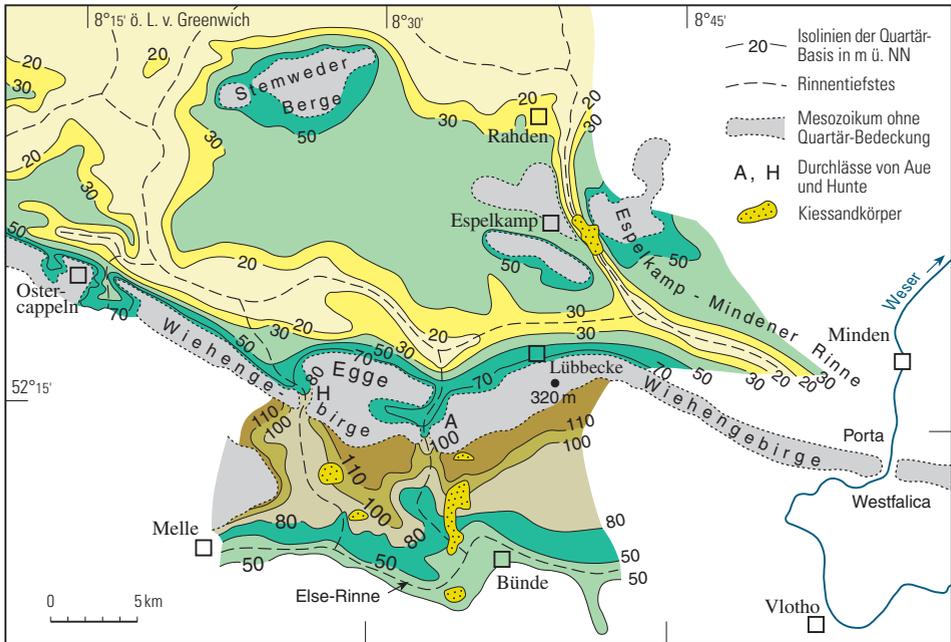


Abb. 5 Quartär-Basis und Rinnenstrukturen nördlich und südlich des Wiehengebirges zwischen Ostercappel und Minden (nach WORTMANN 1971 und Archivdaten Geol. Dienst NRW, Krefeld)

Im westlichen Teil, im Raum Osnabrück – Melle, treten sowohl südliche als auch östliche Vorstoßrichtungen auf. Die mehr nach Süden (Südwesten bis Südosten) weisenden Richtungen entstammen sehr wahrscheinlich einem ersten Eisvorstoß, der von Norden her zunächst durch die Pässe des Wiehengebirges (z. B. bei Ostercappeln nördlich von Osnabrück und bei Markendorf) in das Osnabrücker Bergland eindrang. Mit dem Stau der Eismassen am Teutoburger Wald wurde die Fließrichtung stellenweise nach Südosten abgelenkt. Die durch Stauchungen und auch durch Geschiebeeinregelungen nachgewiesene Vorstoßrichtung nach Osten geht vermutlich auf einen zweiten Eisvorstoß zurück, der im Wesentlichen von Westen her – sozusagen über die offene Flanke – in den Raum zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald eindrang.

Der Ravensberger Kiessandzug zeichnet sehr wahrscheinlich die Grenze von zwei größeren Eismassen nach – einer westlichen, die als Aue-Hunte-Gletscher nach Süden und Südosten vordrang, und einer östlichen, die als Teilstrom des Porta-Gletschers nach Westen und Südwesten vorstieß. Aus der bogenförmigen Anordnung der einzelnen Kiessandkörper ergeben sich Hinweise über den Bewegungsablauf des Inlandeises. Der zuerst auf den Teutoburger Wald auftreffende westliche Eisstrom bog vermutlich an dem

Höhenzug in eine südöstliche Fließrichtung um und drängte dabei das von der Porta Westfalica nach Südwesten in das Bergland vorgestoßene Eis ab.

Das Vereisungsgeschehen im Oberweserraum wird im Wesentlichen von drei regionalen Eisströmen bestimmt, die über die Lücken der vorgelagerten Mittelgebirgskette in das Wesertal eindringen. Die größte Eismasse stellte der Porta-Gletscher dar, der auch nach Süden und Südosten gegen das Lippische Bergland und nach Osten in das obere Wesertal bis in den Raum Heßlingen vorstieß. Sein Außenrand wird durch streifenartige Anreicherungen von Grobgeschieben angezeigt („Dörenschlucht-Hemeringer Halt“, Abb. 4). Weitere Eismassen strömten über den Durchlass zwischen Wesergebirge und Süntel (Westüntel-Gletscher) und in stärkerem Umfang auch über die heute von der Hamel benutzte Gebirgspforte zwischen Süntel und Ith (Hamel-Gletscher) in das Wesertal ein (SERAPHIM 1972). Diese Eismassen dokumentieren sich besonders durch westliche, dem Porta-Gletscher entgegengesetzte Fließrichtungen. Die Eisvorstöße erfolgten mit einem geringen zeitlichen Abstand, denn im Bereich nordwestlich von Hameln (Raum Heßlingen – Helpensen) überlagert eine Moräne des von Norden her in das Wesertal eintretenden Eisstroms des Westüntel-Gletschers eine etwas ältere Moräne des Porta-Gletschers.

4 Eisvorstöße und Geschiebegemeinschaften

4.1 Die nordischen kristallinen Leitgeschiebegemeinschaften

Bei der Benennung und Unterscheidung von Geschiebegemeinschaften sowie den zugehörigen Moränen wurde die von J. G. ZANDSTRA in den Niederlanden entwickelte Methode angewendet (ZANDSTRA 1983; s. Kap. 4.1.3), die auch für die Westfälische Bucht und angrenzende Bereiche brauchbar ist (ZANDSTRA 1993). In diesen Gebieten sind Ablagerungen aus der Saale-Zeit oberflächlich weit verbreitet.

Eine nennenswerte Beeinflussung ihrer Geschiebegemeinschaften durch mögliche Aufarbeitung und Umlagerung der während der Elster-Zeit weiter nördlich in den Niederlanden und im ostfriesischen Raum abgelagerten Kiessande und Moränen ist nicht festzustellen (s. Kap. 4.3.2). Aus diesem Grund erscheint es statthaft, die aus den Verhältnissen in den Niederlanden und der Westfälischen Bucht abgeleiteten Ergebnisse auch als Basis für die Untersuchungen der saalezeitlichen Vereisung im östlich anschließenden Gebiet zu verwenden. Eine weitere Korre-

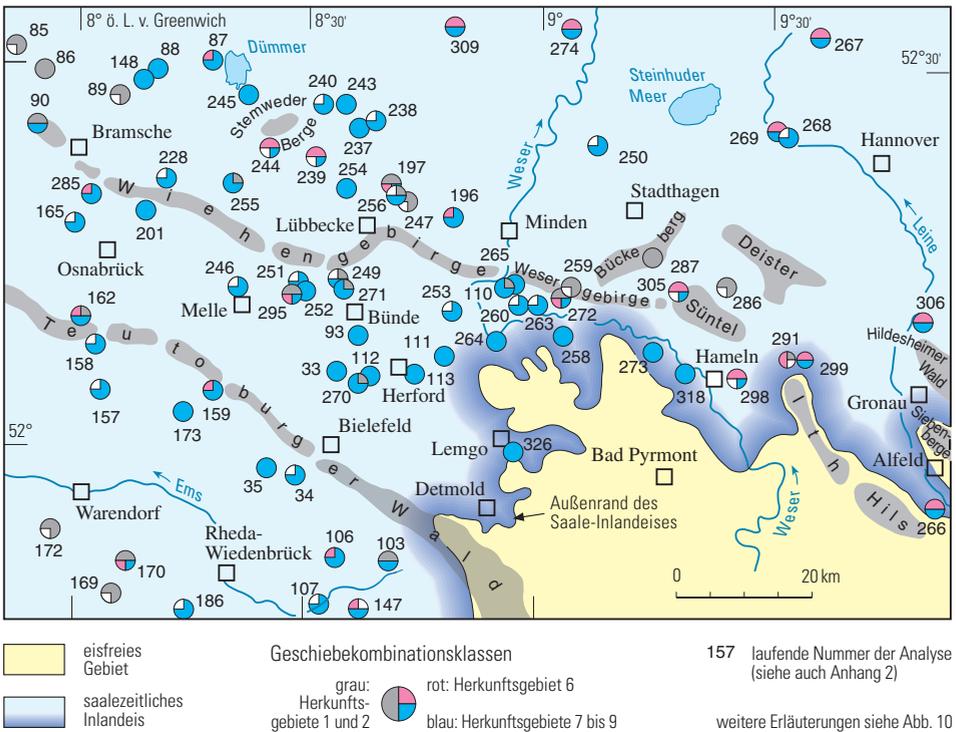


Abb. 6 Verbreitung kristalliner Leitgeschiebegemeinschaften von der Westfälischen Bucht über das Weserbergland bis in das norddeutsche Tiefland (dargestellt als Geschiebekombinationsklassen nach ZANDSTRA 1983)

lation zwischen dem hier betrachteten Raum und dem weiter östlich anschließenden Teil Niedersachsens ist allerdings wegen der dort verbreitet im Liegenden und auch in gleicher Höhenlage der saalezeitlichen Ablagerungen vorkommenden elsterzeitlichen Terrassensedimente, Moränen und glazifluviatilen Kiese problematisch und ohne zusätzliche Hinweise nicht möglich (s. Kap. 4.2.2.4).

Zur Bestimmung der kristallinen Leitgeschiebeführung der untersuchten Abfolgen wurden neben der Auswertung von älteren Geschiebezählungen zusätzlich etliche Aufsammlungen für weitere Geschiebeanalysen durchgeführt. Das Gebiet der Leitgeschiebeuntersuchungen reicht vom Weserbergland im Süden bis zu den saalezeitlichen Stauchendmoränen der Rehburger Phase im Norden und erstreckt sich von den Fürstenaue und Dammer Bergen im Westen bis in den Raum Hannover im Osten. Die Ergebnisse wurden übersichtsmäßig in Form der Geschiebekombinationsklassen dargestellt, die Art und Häufigkeit der verschiedenen nordischen kristallinen Leitgeschiebegruppen anzeigen (Abb. 6 u.10, Kap. 4.1.3.1). Auch ältere Analysen (ZANDSTRA 1993) sind mit in die Darstellungen einbezogen worden. Zur Ergänzung und Abrundung des Gesamtbildes wurden darüber hinaus Leitgeschiebezählungen aus dem nördlichen und südöstlichen Niedersachsen berücksichtigt (s. Kap. 4.2.1). Allerdings ist die Mehrzahl der niedersächsischen Geschiebeanalysen nach der Methode von J. HESEMANN (s. Kap. 4.1.1) und später nach der Methode von G. LÜTTIG (s. Kap. 4.1.2) ausgeführt worden. Soweit eine Umrechnung anhand der ursprünglichen Daten oder Zähllisten in die Einteilung nach J. G. ZANDSTRA möglich war, wurden diese Analysen in die aktuelle Darstellung über-

nommen. Für alle in dieser Veröffentlichung aufgeführten, mit D (für Deutschland) gekennzeichneten und fortlaufend nummerierten Geschiebeanalysen existieren ausführliche Inventarlisten.

4.1.1 Die Gruppeneinteilung der kristallinen Leitgeschiebe nach HESEMANN

J. HESEMANN führte die quantitative Leitgeschiebeanalyse mittels einer großen Zahl von charakteristischen fennoskandischen Geschieben aus glazigenen Ablagerungen des Quartärs in Deutschland ein (HESEMANN 1930 a, 1930 b). Zunächst wurden gut 100 Leitgeschiebe unterschieden, später nahm die Anzahl auf etwa 200 zu. In den ersten 25 Jahren nach Einführung der Methode nahm HESEMANN verschiedene Änderungen in der Begrenzung der von ihm unterschiedenen vier Hauptherkunftsgebiete (I – IV) vor. Ein direkter Vergleich der Ergebnisse aus diesem Zeitraum mit denen aus der Periode nach 1956 ist deshalb nicht möglich. Für den Zeitraum seit 1956 gelten die nachfolgende Einteilung und Untergliederung der Herkunftsgebiete (s. auch Abb. 7 u. Tab. 3):

- I Åland, Finnland, Nordschweden, Finnischer und Bottnischer Meeresbusen und nördliche Ostsee
- II Mittleres Schweden und mittlere Ostsee
- III Süd- und Südwestschweden, südliche Ostsee und Bornholm
- IV Südliches Norwegen

Zur Darstellung des Geschiebeinhalts einer Probe wird der jeweilige prozentuale Anteil der Hauptherkunftsgebiete auf volle Zehnerprozente auf- oder abgerundet. Die vier Ziffern der jeweiligen Zehnerwerte

ergeben dann die so genannte „Verhältniszahl“, später auch als HESEMANN-Zahl (HZ) bezeichnet.

Nach HESEMANN (1931, 1939, 1961) zeichnen sich die Ablagerungen jeder Vereisung durch spezifische Geschiebeführungen aus. So sollen zum Beispiel in der Elster-Vereisung die ostfennoskandischen („ostbaltischen“), in der Saale-Vereisung die westlichen, hauptsächlich die süd- und mittelschwedischen, Geschiebegruppen vorherrschen. In den Randgebieten der ehemaligen Vereisung nahm HESEMANN ein Nebeneinander von elster- und saalezeitlichem Material an, obwohl ihm bekannt war, dass in diesen Gebieten keine elsterzeitlichen Moränen nachgewiesen sind (HESEMANN 1950). So postuliert er auch für den südwestlichen Rand der pleistozänen Vereisung in Norddeutschland eine elster- und eine saalezeitliche Eisbedeckung: „In den Randgebieten tritt elsterzeitliches Material ostfennoskandischer Herkunft hervor, so daß in Übereinstimmung mit den elsterzeitlichen Fundpunkten bei Ülsen, Emsbüren, Soest, Beckum,

Herford, Geseke und Buer eine etwa gleich weite Ausdehnung von Elster- und Saale-Eiszeit angenommen werden kann“ (HESEMANN 1956). Später stellte sich heraus, dass eine zweimalige Vereisung der Westfälischen Bucht unwahrscheinlich ist, da unter den saalezeitlichen Ablagerungen keine elsterzeitlichen Moränen nachgewiesen werden konnten und die ostfennoskandische Geschiebegemeinschaft in diesem Gebiet der letzten Vereisungsphase der Saale-Zeit zuzuordnen ist (ZANDSTRA 1993).

Für die Eisrandlagen zwischen Weser und Harzvorland werden von LÜTTIG (1954) Geschiebezählungen nach der HESEMANN-Methode mitgeteilt. Allerdings erfuhr die Methode dabei eine Abwandlung bezüglich der Abgrenzung der vier Herkunftsgruppen; zudem wurden auch Sedimentgesteine – insbesondere Sandsteine und Kalksteine – mit in die Analysen einbezogen. Wegen dieser Abänderungen sind die 29 Zählungen zwischen Weser und Innerste (LÜTTIG 1954: Abb. 1) nicht ohne weiteres mit Zählungen von

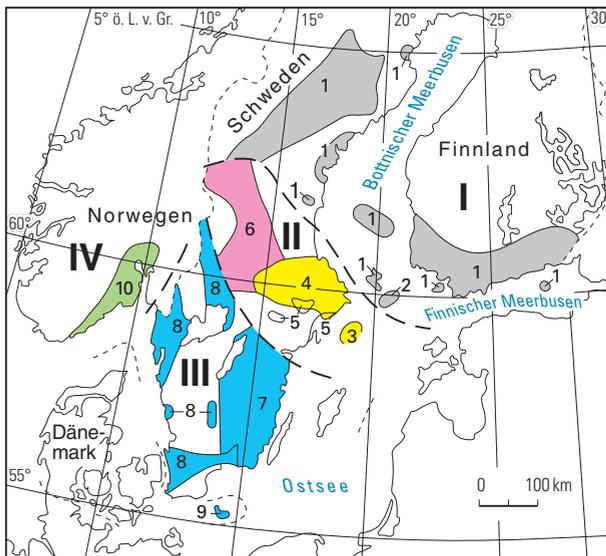


Abb. 7
Einteilung der Herkunftsgebiete fennoskandischer kristalliner Leitgeschiebe (I – IV nach HESEMANN 1930 a, 1930 b, 1956; 1 – 10 nach ZANDSTRA 1983, 1988)

HESEMANN zu vergleichen, zumal dieser, wie bereits erwähnt, noch 1956 die Begrenzungen seiner Herkunftsgebiete veränderte. Aus der Umgebung des Harzes werden von LÜTTIG für zwei Phasen der Elster-Vereisung Mittelwerte für die Leitgeschiebeführung von „etwa HZ 7210“ für den so genannten Bornhäuser Lobus („Elster I“) und „etwa HZ 4240“ für den späteren Vorstoß über den Hildesheimer Wald

4.1.2 Das „Theoretische Heimatzentrum der Geschiebe“ nach LÜTTIG

Im Jahr 1956 stellte G. LÜTTIG in einem Vortrag vor der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen in Leer eine weitere Methode zur Bestimmung der Leitgeschiebeführung vor. Dabei wird für möglichst viele Geschiebetypen der Mittelpunkt ihrer Heimatgebiete in geografischer Länge und Breite erfasst und unter Berücksichtigung der Anzahl der einzelnen Typen für die gesamte Probe ein Mittelwert aus den Längen- und Breitenangaben errechnet. Diese Zahlen geben das Theoretische Heimatzentrum oder das Theoretische Geschiebezentrum (TGZ) an (LÜTTIG 1957).

In einer Veröffentlichung von 1958 wird die Anwendung dieses Verfahrens näher erläutert und eine Liste von Gesteinen mit ihren TGZ-Werten vorgestellt, die neben kristallinen Leitgeschieben auch eine große Anzahl sedimentärer Leitgesteine enthält (LÜTTIG 1958 a). Eine spätere Arbeit fasst die bis dahin zwischen Harz und Weser durchgeführten quantitativen Geschiebeanalysen zusammen (LÜTTIG 1964). Für die Moränen der Elster-Vereisung wird angenommen, dass sie sich durch eine relativ einheitliche Geschiebeführung auszeichnen, da das Inlandeis der ersten Vorstöße noch keine Geschiebe aus älteren Ablagerungen aufnehmen konnte: „In den Gebieten Niedersachsens und Westfalens, in denen Elsterablagerungen stratigraphisch sicher belegt sind, weisen diese eine starke ostfennoskandische Geschiebe-Prädominanz auf.“ (Wie sich später zeigte, trifft die Annahme von elsterzeitlichen Moränen in der Westfälischen Bucht nicht zu; s. Kap. 4.1.1.) Darüber hinaus stellt LÜTTIG fest, dass in einem

Tabelle 3
Bezeichnung der Herkunftsgebiete
fennoskandischer kristalliner Leitgeschiebe

HESEMANN (1930 a, b, 1939)		ZANDSTRA (1983, 1988, 1993)	
I	Ostfennoskandien	1 Ostfennoskandien	Ostfennoskandien
		2 Ostsee südlich von Åland	
II	Mittelschweden und angrenzende Ostsee	3 Ostsee bei Stockholm	östliches Mittelschweden
		4 Uppland und Umgebung	
		5 Stockholm und Umgebung	
		6 Dalarna und Umgebung	westliches Mittelschweden
III	Südschweden und angrenzende Ostsee	7 Småland/Värmland	Südschweden und Bornholm
		8 übriges Südschweden	
		9 Bornholm	
IV	Südnorwegen	10 Südnorwegen	Südnorwegen

(„Elster II“) genannt. Für die Ablagerungen der Saale-Vereisung in diesem Raum beträgt die HESEMANN-Zahl „etwa 2350“. Durch spätere Untersuchungen hat sich allerdings gezeigt, dass in einigen Bereichen die als elsterzeitlich angesprochenen Schichten in die Saale-Zeit zu stellen sind (DUPHORN et al. 1973).

Gebiet mit den Ausmaßen von 100 x 100 km das Geschiebeinventar einer Moräne relativ gleich und von denen anderer Moränen unterscheidbar ist, während die Geschiebeführung längs des ehemaligen Eisrandes größere Variationen aufweist. Diese Aussagen können aufgrund der Erfahrungen im westlichen Teil des Vereisungsgebiets bestätigt werden.

4.1.3 Die Zählung kristalliner Leitgeschiebe nach ZANDSTRA

4.1.3.1 Erläuterungen zur Methode

Die von J. G. ZANDSTRA im Jahr 1983 eingeführte Methode basiert auf der Einteilung nach HESEMANN (s. Kap. 4.1.1). Die relativ weit gefassten Herkunftsgebiete HESEMANNs wurden allerdings in zehn kleinere Teilgebiete untergliedert, um die Leitgeschiebespektren differenzierter bewerten zu können und damit detailliertere Aussagen über unterschiedliche Eisströme und ihre Moränen zu erhalten (ZANDSTRA 1983; Abb. 7 u. Tab. 3). Eine Gegenüberstellung der beiden Methoden anhand von zwei Zählungen aus dem aktuellen Untersuchungsgebiet zeigt, dass die Einteilung nach ZANDSTRA im Vergleich zu der von HESEMANN genauere Aussagen erlaubt (Tab. 4). So geben die Gruppen II und III von HESEMANN nur eine Herkunft aus „Mittelschweden und angrenzender Ostsee“ beziehungsweise aus „Südschweden und angrenzender Ostsee“ an, obwohl es sich bei den Liefergebieten fast ausschließlich um Dalarna und Småland handelt.

Die Ursprungsgebiete der einzelnen Leitgeschiebe sind allerdings nicht immer eindeutig abzugrenzen. Eine Ausnahme in dieser Hinsicht bilden der braune Ostsee-Quarzporphyr und der Ostsee-Syenitporphyr. Sie weisen ein kleines, gut definier-

tes Herkunftsgebiet auf. Deshalb werden diese Gesteine, die oft zusammen mit Uppland- und Stockholm-Graniten auftreten, als selbstständige Untergruppe 3 innerhalb der Gruppe „Östliches Mittelschweden“ dargestellt. Wo höhere Anteile an Geschieben dieser Untergruppe gefunden werden, fehlen die roten Ostsee-Quarzporphyre nahezu vollkommen. Dieser Gesteinstyp wird als Untergruppe 2 dem ostfennoskandischen Herkunftsgebiet zugeordnet (s. Abb. 7 u. Tab. 3).

Für die Leitgeschiebeanalyse werden nur gut erkennbare kristalline Gesteine mit einem Durchmesser von über 2,5 cm verwendet. Diabase und fast alle Gabbro- und Hällefliint-Typen bleiben wegen ihrer weiten Verbreitung und ihrer auch mit der Lupe meistens nicht eindeutig identifizierbaren Ausbildung unberücksichtigt. Für eine aussagekräftige Analyse sollte die Anzahl der gezählten Geschiebe möglichst über 50, besser noch um 100 liegen.

Die nach der Methode von ZANDSTRA durchgeführten Geschiebeanalysen lassen sich mit ihren zehn Untergruppen sehr übersichtlich in Häufigkeitsdiagrammen darstellen (Abb. 8 u. 9). Für Kartenübersichten werden die Ergebnisse der Zählungen zu besonderen kreisförmigen Symbolen komprimiert. Dazu werden die zehn Untergruppen entsprechend den fünf farblich gekennzeichneten Hauptherkunftsgebieten (s. Abb. 7 u. Tab. 3) zu Gruppen zusammengefasst und in den Kreissymbolen – je nach Größe des Anteils am Geschiebespektrum – durch einen oder auch mehrere Quadranten der entsprechenden Farbe angezeigt. Daraus ergeben sich die so genannten „Geschiebekombinationsklassen“ (Abb. 10). So zeigt zum Beispiel die Geschiebekombinationsklasse 23 an, dass eine betreffende Geschiebegemeinschaft zu annähernd gleichen Anteilen aus

Tabelle 4

Geschiebeanalysen D 254 Fabbenstedt (Småland-Granit-Gemeinschaft) und D 285 Wallenhorst (Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft) – zwei Beispiele der Heerenveen-Moränengruppe (eingeteilt nach den Methoden von HESEMANN und ZANDSTRA; vgl. Anh. 1 u. 2)

Einteilung						
I – IV (HESEMANN 1930 a, b, 1939)				1 – 10 (ZANDSTRA 1983)		
Gruppe	Geschiebegruppen	D 254	D 285	Gruppe	D 254	D 285
		Leitgeschiebe (Anzahl)			Leitgeschiebe (%)	
I	Åland-Granit und Åland-Granophyr	17	1	1	13	5
	Åland-Granit und Quarzporphyr	4				
	Haga-Granit	1	1			
	ostbaltischer Rapakivi-Granit	1	1			
	roter Ostsee-Quarzporphyr	1		2	1	
	Summe	24	3			
	%	13,5	4,8			
II	brauner Ostsee-Quarzporphyr	4		3	2	
	Uppsala-Granit	1	2			4
	Geschiebe von Stockholm und Umgebung			5		
	Siljan-Granit		2		6	3
	übrige Dala-Granite		1			
	Bredvad-Porphyr	1	4			
	übrige Dala-Feldspatporphyre	3	2			
	Dala-Quarzporphyre		3			
	Grönklitt-Porphyr	1				
	Digerberg-Tuffit	1				
	Summe	11	14			
	%	6,2	33,3			
III	Småland-Granite	127	22	7	80	59
	Småland-Porphyre	16	3			
	Blekinge-Granite		1	8		3
	Bornholm-Granite				9	
	Summe	143	26			
	%	80,9	61,9			
IV	Geschiebe aus dem Oslogebiet	0	0	10		
	Gesamt	178	42			
	auf-/abgerundet (%)	I	14	5		
		II	6	33		
		III	80	62		
		IV	0	0		
	Verhältniszahl	1180	0360			
	Geschiebekombinationsklasse				19	16

ostfennoskandischen, mittelschwedischen und südschwedischen Leitgeschieben zusammengesetzt ist, während Geschiebe aus den übrigen Herkunftsgebieten kaum

oder gar nicht beteiligt sind. ZANDSTRA unterteilt die kristallinen Leitgeschiebegemeinschaften insgesamt in etwa 60 Kombinationsklassen (in Abbildung 10 sind nur

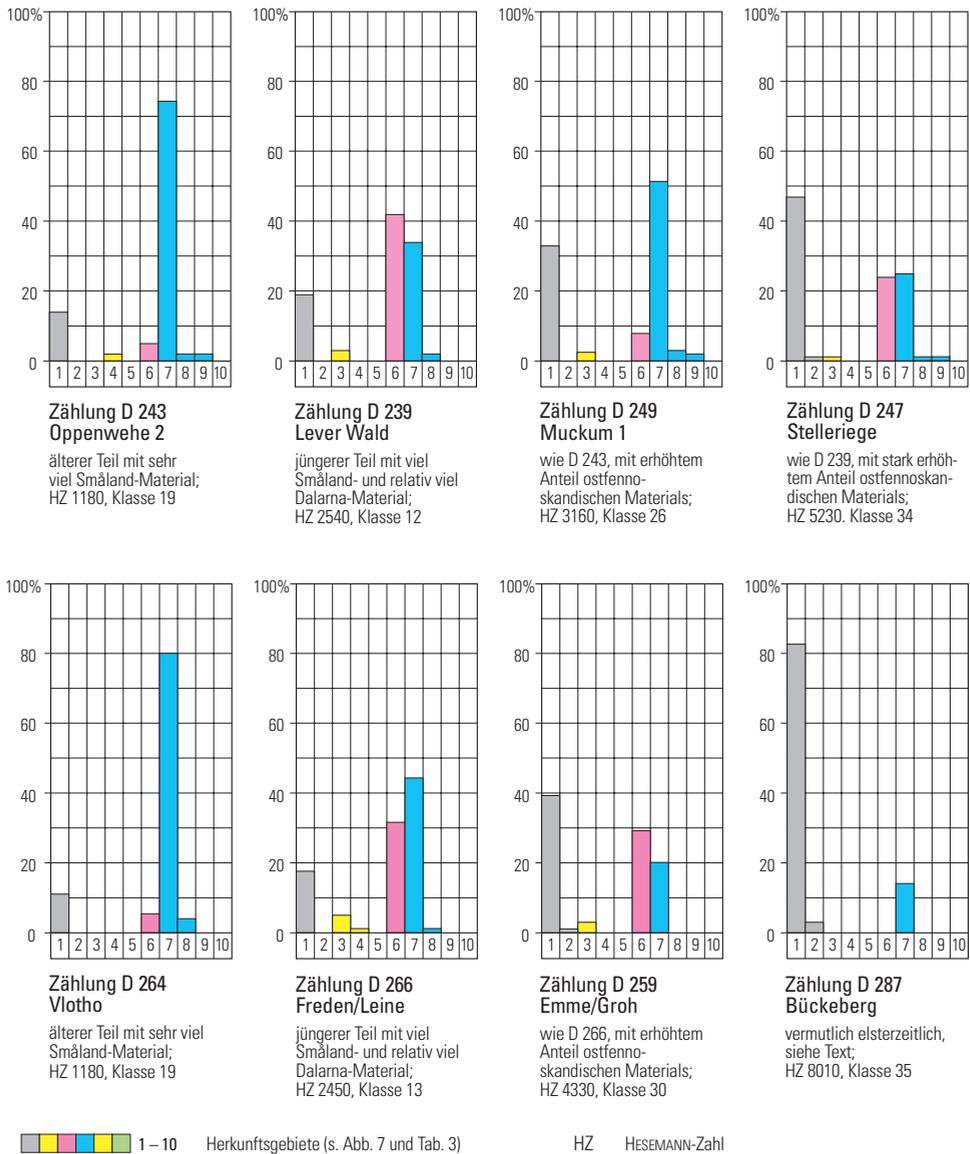


Abb. 8 (oben)

Zusammensetzung kristalliner Leitgeschiebegemeinschaften der Heerenveen-Moränengruppe (D 243, D 239) und vermutlich lokaler Mischungen (D 249, D 247) zwischen Osnabrück und Minden

Abb. 9 (unten)

Zusammensetzung kristalliner Leitgeschiebegemeinschaften der Heerenveen-Moränengruppe (D 264, D 266) und vermutlich lokaler Mischung (D 259) zwischen Minden und Alfeld im Vergleich mit einer ostfennoskandischen Leitgeschiebegemeinschaft (D 287)

Herkunftsgebiete					Geschiebe- kombinations- klassen
1 + 2	3 + 4 + 5	6	7 + 8 + 9	10	
%	%	%	%	%	
< 25	< 15	> 30	25 – 45	< 15	 12
			> 45		 13
		15 – 30	45 – 60		 15
			> 60		 16
		< 15	60 – 75		 18
			> 75		 19
25 – 35	< 15	> 30	< 25	 21	
			25 – 45	 23	
		15 – 30	> 45	 24	
			45 – 60	 26	
		< 15	> 60	 27	
			25 – 45	 30	
35 – 45	< 15	25 – 45	 32		
		> 45	 34		
45 – 65				 35	
> 65				 35	

Abb. 10

Geschiebekombinationsklassen nach unterschiedlichen Anteilen der kristallinen Leitgeschiebe aus den Herkunftsgebieten 1 – 10 (nach ZANDSTRA 1983). In dieser Darstellung sind nur die in Abb. 6 enthaltenen Geschiebekombinationsklassen aufgeführt!

solche aufgeführt, die im Gebietsausschnitt der Abbildung 6 vorkommen). Diese speziell für Karten gewählte Darstellungsform hat sich in den Niederlanden und in der Westfälischen Bucht inzwischen bewährt. Sie ist sehr übersichtlich und hat zudem den Vorzug, gut lesbar und ausdeutbar zu sein.

4.1.3.2 Einige Probleme bei der Leitgeschiebestimmung

Bei einigen kristallinen Leitgeschieben, wie zum Beispiel bei Vertretern der ostfennoskandischen Rapakivi-Familie, kann das genaue Ursprungsgebiet nicht immer

angegeben werden. Bei den normalen Åland-, Finnland- und Rödö-Rapakivi und den zugehörigen Rapakivi-Graniten gibt es keine Schwierigkeiten in der Zuordnung – dagegen ist eine Unterscheidung der sehr zahlreichen anderen Erscheinungsformen der Rapakivi-Granite und Rapakivi-Porphyre (aus Finnland, Åland, dem Bottnischen Meerbusen, Ångermannland, Rödö und Ragunda), besonders wenn es sich um kleinere Geschiebe handelt, oft unmöglich. Wenn eine Herkunftsbestimmung zu verantworten ist, werden in den Zähllisten Eigennamen wie Åland- oder Rödö-Rapakivi gebraucht. Bei Zweifeln über den genauen Ursprung eines Geschiebes dieser Familie werden neutrale Namen wie beispielsweise „ostfennoskandischer Rapakivi-Granit“ verwendet.

Probleme gibt es auch mit nicht eindeutig definierten Gesteinstypen. So wird zum Beispiel in Dalarna eine Abfolge von klassischen und pyroklastischen Gesteinen präkambrischen Alters unter dem Begriff „Digerberg-Serie“ zusammengefasst. Die häufig verwendete Umschreibung „Digerberg-Sandstein“ stiftet Verwirrung und führt zudem zu Verwechslungen. Die zugehörigen Sedimentgesteine reichen von feinkörnigen Sandsteinen bis zu grobkörnigen Konglomeraten (HJELMQVIST 1966). Bei Konglomeraten mit sehr feinkörniger Grundmasse und hohem Tuffgehalt sollte man von tuffitischen Konglomeraten sprechen, bei Sandsteinen mit reichlichem Tuffanteil ist die Bezeichnung „tuffitischer Sandstein“ zu empfehlen. Beispiele derartiger Gesteine, die gute, aber nie massenhaft auftretende Leitgeschiebe bilden, zeigen die Abbildungen 31 und 33 bei HJELMQVIST 1966. Außerdem liefert auch der reine Digerberg-Tuffit mit dichter Grundmasse (ZANDSTRA 1988: Abb. 75, ZANDSTRA 1999 a: Abb. 116) brauchbare Leit-

geschiebe. Die Größe dieser Digerberg-Gesteine geht selten über 20 cm hinaus.

Ein manchmal in Geschiebeengesellschaften auftretender violetter, fein- bis sehr grobkörniger Sandstein präkambrischen Alters wird oft mit Digerberg-Gesteinen verwechselt. Er führt bisweilen feinkonglomeratische Lagen aus Quarz- und Felspatkörnern und kommt in dieser Ausbildung zum Beispiel in den Niederlanden bei Utrecht sowie in der Veluwe massenhaft vor. Das Herkunftsgebiet dieser Sandsteine, die häufig zahlreiche kleine oder größere, unregelmäßig begrenzte Entfärbungsflecken aufweisen, aber nie



Abb. 11

J. G. ZANDSTRA bei der Vorsortierung kristalliner Geschiebe für eine Leitgeschiebeanalyse (Sand- und Kiesgrube auf der Nordseite des Limbergs bei Markendorf, 1997)

tuffitisch sind, ist wahrscheinlich auf dem Ostseeboden in der Nähe von Stockholm und in einem schmalen Streifen zwischen Gävle und Sandviken in Gästrikland (Mittelschweden) zu suchen (NORLING 1994: Kt. S. 32, 33, 42 u. 43). Es handelt sich um ein Äquivalent des Dala-Sandsteins außerhalb Dalarna.

Wegen der unsicheren Zuordnung stellen Dala-Sandsteine keine brauchbaren Leitgeschiebe dar. Rezente Beobachtungen an Findlingen dieses Sandsteins in einer Sandgrube in Maarn (Provinz Utrecht) zeigen, dass der Einfluss des lokalen Gesteinszerfalls (Vervielfältigung durch „Schrapnellbildung“) auf die Häufigkeit der Geschiebe überschätzt wird (u. a. ZANDSTRA 1993). Das Vorkommen von eckigen Geschieben mit rauher Oberfläche, beziehungsweise von Gesteinsgrus, weist auf an Ort und Stelle gebildete Zerfallsprodukte hin. In Maarn sind aber derartige Gesteinsstücke nicht sehr verbreitet, dagegen treten zahlreiche normale Geschiebe dieses Gesteins in Form großer, unregelmäßig gerundeter Blöcke auf (ZANDSTRA 1999 b).

Es ist eigentlich müßig, darauf hinzuweisen, dass Zählungen im Gelände, das heißt am Fundort, nur sehr flüchtig und oberflächlich ausgeführt werden können. Sie erreichen nicht die erforderliche Genauigkeit, besonders wenn es sich um schwierig zu bestimmende Leitgeschiebe, um stark angewittertes Material oder überwiegend um Geschiebe geringer Größe handelt. In solchen Fällen werden bestimmte Gesteinstypen, insbesondere aus der ostfennoskandischen Herkunftsgruppe (wie Rapakivi-Gesteine oder Perniö-Granit) und auch Småland-Granite, häufig nicht erkannt. Aus diesen Gründen können aussagekräftige Analysen eigentlich nur im Labor an sauber gewaschenen Geschie-

ben und unter Verwendung eines Binokulars durchgeführt werden. Je nach dem Umfang der Probe und der bereits im Gelände geleisteten Vorarbeiten (s. Abb. 11) erfordern Leitgeschiebeanalysen einen Zeitaufwand, der zwischen etlichen Stunden und zwei Tagen liegen kann.

4.2 Leitgeschiebeuntersuchungen in Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen

4.2.1 Ergebnisse von Leitgeschiebeanalysen nach HESEMANN und LÜTTIG

Im Folgenden werden einige Ergebnisse der nach den Methoden von HESEMANN und LÜTTIG durchgeführten Leitgeschiebeanalysen aus dem nördlich und östlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Raum (nördliches Niedersachsen, Hamburg, südöstliches Niedersachsen) mitgeteilt, die für die vorliegende Untersuchung von Bedeutung sind.

4.2.1.1 Nördliches Niedersachsen

SCHUDEBEURS (1967) führte in Ostfriesland drei Zählungen nach der HESEMANN-Methode durch. Zwei Proben betreffen Kiessande, die sehr wahrscheinlich elsterzeitlich einzustufen sind. Sie enthalten zahlreiche Gesteine aus dem Oslogebiet und Dalarna (HZ 1315 und HZ 2413) und entsprechen in etwa dem Barnten-Typ (Anh. 1). Bei der dritten Zählung (D 62 Langefeld: HZ 6220) handelt es sich um saalezeitlichen Geschiebelehm oberhalb der Kiessande mit einer ostfennoskandischen Geschiebegemeinschaft der Assen-Moränengruppe.

K.-D. MEYER (1970) berichtet über den Geschiebeinhalt des oldenburgisch-ostfriesischen Geestrückens. Die Zählungen nach der Methode von LÜTTIG an Saugbagger-Material, das aus größeren Tiefen und damit sehr wahrscheinlich aus elsterzeitlichen Ablagerungen stammt, ergaben einen ungewöhnlich hohen Anteil an Gesteinen aus dem Oslogebiet. Auch Gesteine aus Dalarna sind mit 26 – 44 % der kristallinen Leitgeschiebe sehr reichlich vertreten (nach Umrechnung: HZ 0334, HZ 0443, HZ 0523, HZ 0533, HZ 0361; s. auch Tab. 5: D 67 u. D 72).

HÖFLE (1976, 1979) stellt heraus, dass sich die elsterzeitliche Moräne im Elbe-Weser-Dreieck wegen ihres merklichen Anteils an westskandinavischen Geschieben – insbesondere aus dem Bereich des Oslo-Fjords – deutlich von den saalezeitlichen Moränen (Drenthe 1, Drenthe 2, Warthe) unterscheiden lässt. Im Übrigen ist der Geschiebeinhalt der Moränen – mit dem Vorherrschen von Gesteinen aus Mittel- und Südschweden sowie dem Zurücktreten ostfennoskandischer Geschiebe – nahezu identisch. Eine Ausnahme stellen rot gefärbte Geschiebemergel mit ostfennoskandisch geprägten Geschiebegemeinschaften dar, die stellenweise sowohl auf der Elster- als auch auf der älteren Saale-Moräne (Drenthe 1 bzw. „Haupt-Drenthe-Moräne“) liegen. Die Zählung Spelshausen (D 274 Spelshausen: HZ 1550; Tab. 6 u. Anh. 2) westlich der Mittelweser bei Stolzenau, die neben reichlich südschwedischen Gesteinen (47 %) und viel Dalarna-Material (46 %) nur einen geringen Anteil ostfennoskandischer Geschiebe (7 %) aufweist, wird als kennzeichnend für saalezeitliche Ablagerungen angesehen (HÖFLE 1981).

Bedeutsam ist auch eine gut dokumentierte Zählung aus einer elsterzeitlichen

Tabelle 5
Auswahl älterer Analysen kristalliner Leitgeschiebe
aus elsterzeitlichen Ablagerungen östlich und nördlich des Arbeitsgebiets (nach Umrechnung)

Nr.	Bezeichnung	HZ	KI	Herkunftsgebiete					Bemerkungen
				1+2	3+4+5	6	7+8+9	10	
D 284	Wartjenstedt (bei Hildesheim)	5230	34	50	4	16	30	0	jüngere Phase
D 306	Barnten (bei Hildesheim)	1450	13	8	8	36	48	0	ältere Phase
D 67	Marx (Ostfriesland)	0361	15	4	2	26	55	13	Tiefe etwa 15 m
D 72	Astederfeld (Ostfriesland)	0443	39	4	2	41	27	26	Tiefe etwa 24 m
D 150	Scharnhorst (bei Verden/Aller)	0460	6a	0	18	24	56	2	Tiefrinne (237 – 241 m)
D 278	Heeßel (bei Lamstedt)	1441	12	5	6	37	44	8	Tiefe 6 – 8,5 m
D 302	Hamburg (Billbrook)	1342	45	12	0	32	38	18	Tiefrinne (275 – 300 m)
D 303	Hamburg (Elbtunnel)	1531	12	12	3	47	29	9	15,1 m unter NN

HZ = HESEMANN-Zahl, KI = Geschiebekombinationsklasse nach ZANDSTRA, Angaben zu den Herkunftsgebieten in %; D 284: J. P. GROETZNER in RAUSCH 1977; D 306: K.-D. MEYER in ROHDE 1998; D 67, D 72: K.-D. MEYER 1970; D 150: SULING 1982; D 278: K.-D. MEYER in WANSA 1994; D 302: RICHTER 1962 a; D 303: K.-D. MEYER in EHLERS 1983

Tiefrinne bei Scharnhorst nördlich von Verden/Aller (SULING 1982). Die in einer Tiefe von 237 – 241 m gewonnene Probe enthielt 53 kristalline Leitgeschiebe, wobei die Geschiebe aus Småland mit 50 % und aus Dalarna mit 24 % den Hauptteil ausmachen (D 150: HZ 0460; s. Tab. 5). In der nächsten Umgebung, bei Walle, wurden Geschiebe aus saalezeitlichem Geschiebelehm analysiert. Es zeigte sich ein Vorherrschen der südschwedischen Herkunftsgruppe mit einem starken Anteil von Småland-Material (D 151: HZ 1270).

WANSA (1994) berichtet über die Ergebnisse von zwei Zählungen aus elsterzeitlichen und sechs Zählungen aus saalezeitlichen Ablagerungen im westlichen Elbe-Weser-Dreieck zwischen Bremen und Lamstedt. Die elsterzeitliche Geschiebeassoziation ist stark mittel- bis südschwedisch betont mit 33 – 37 % Dalarna-Geschieben neben 2 – 8 % Oslo-Gesteinen (nach Umrechnung: D 278 Heeßel: HZ

1441, s. Tab. 5; D 280 Heeßel: HZ 1360). Moränenablagerungen mit dieser Zusammensetzung werden auf eine von Norden nach Süden fließende Eismasse zurückgeführt. Der Geschiebeinhalt der saalezeitlichen beziehungsweise drenthezeitlichen Ablagerungen zeigt größere Schwankungen und teilweise einen starken Einfluss des ostfennoskandischen Herkunftsgebiets (nach Umrechnung: D 282 Vollersode: HZ 1260; D 279 Heeßel: HZ 1270; D 281 Wallhöfen: HZ 2340; D 276 Vollersode: HZ 3340; D 277 Vollersode: HZ 5230. Die Analyse D 275 Vollersode: HZ 2360 vertritt möglicherweise den jüngeren Abschnitt des Drenthe-Stadiums).

4.2.1.2 Raum Hamburg

RICHTER (1962 a) gibt eine Geschiebezählung an elsterzeitlichem glazigenem Material aus einer Tiefrinne in Hamburg-Billbrook an. Die Geschiebe wurden aus einer Anzahl von Bohrungen in Tiefen

zwischen 257 und 300 m entnommen. Es ergaben sich Anteile von 38 % aus Småland, 32 % aus Dalarna, 18 % aus dem Oslogebiet und 11 % aus dem ostfennoskandischen Herkunftsgebiet (D 302: HZ 1342; s. Tab. 5).

K.-D. MEYER (1983) beschreibt die Zusammensetzung der sedimentären und kristallinen Leitgeschiebe einer elsterzeitlichen Moräne, die in der Baugrube des Elbtunnels für die Autobahn A 7 aufgeschlossen war. Bei ausschließlicher Betrachtung der kristallinen Leitgeschiebe ergibt sich dort eine Zusammensetzung aus 29 % Småland-, 47 % Dalarna-, 12 % ostfennoskandischem und 9 % Oslo-Material (D 303: HZ 1531; s. Tab. 5).

VINX et al. (1997) berichten unter anderem über die Geschiebeführung von Elster-I-Moränen bei Lieth und Hemmoor, die durch 40 – 50 % Dalarna- und etwa 10 % Oslo-Material gekennzeichnet sind (VINX et al. 1997; nach Umrechnung: D 314: HZ 0451; D 315: HZ 2521).

SCHÖNE (2002) teilt das Ergebnis einer Zählung der kristallinen und sedimentären Leitgeschiebe einer saale- beziehungsweise drenthezeitlichen Moräne bei Wedel-Schulau westlich von Hamburg mit. Bei ausschließlicher Betrachtung der kristallinen Geschiebe macht dort das Småland-Material 40 % aus, die ostfennoskandische Komponente ist mit 21 % vertreten, während der Anteil der Oslo-Gesteine nur 1 % beträgt (SCHÖNE 2002: Zählung 4/4a; nach Umrechnung D 324: HZ 2260).

4.2.1.3 Südöstliches Niedersachsen

RAUSCH (1977) stellt die Ergebnisse von zwei Zählungen kristalliner Leitgeschiebe aus elster- und saalezeitlichen Ablagerungen am Rande des Innerstetals

südöstlich von Hildesheim vor. Eine Probe aus Schmelzwasserkiesen unterhalb von Mittelterrassenablagerungen enthält eine Geschiebegemeinschaft mit verhältnismäßig viel ostfennoskandischem Material (nach Umrechnung: D 284 Wartjenstedt: HZ 5230; s. Tab. 5 u. Anh. 2). Die Überlagerung der Kiese durch Sedimente der Mittelterrasse spricht für ein elsterzeitliches Alter der Geschiebeprobe. Die zweite Zählung betrifft eine saalezeitliche Grundmoräne, die unmittelbar auf der Mittelterrasse liegt. Sie zeigt neben merklichen Anteilen ostfennoskandischen und mittelschwedischen Materials ein Vorherrschen der südschwedischen Geschiebe (D 311 Rhene: HZ 3240; s. Anh. 2).

Weiter im Osten, im Hannoverschen Wendland, untersuchte K.-D. MEYER (2000) neben elsterzeitlichen Kiessanden auch zwei Elster-Moränen. Die Ablagerungen sind durch ein süd- bis mittelschwedisches Geschiebespektrum mit hohen Anteilen von Dalarna-Gesteinen (bis 39 %) gekennzeichnet, während Åland-Gesteine sehr stark zurücktreten oder gänzlich fehlen. Auch Geschiebe aus Norwegen (z. B. Rhombenporphyr) kommen in diesem Bereich – im Gegensatz zum nordwestlichen Niedersachsen – nur sehr untergeordnet vor.

4.2.2 Neue Leitgeschiebeuntersuchungen im nordöstlichen Westfalen und angrenzenden Niedersachsen

4.2.2.1 Vorbemerkungen

Die neuen Leitgeschiebezählungen im nordöstlichen Westfalen umfassen sowohl saale- als auch elsterzeitliche Ablagerungen. Die stratigrafische Zuordnung der er-

mittelten Geschiebespektren stützt sich in hohem Maß auf die bisherigen Untersuchungen in der Westfälischen Bucht und im angrenzenden Niedersachsen. Deshalb wird diesem Abschnitt eine Zusammenfassung der Ergebnisse aus diesem Gebiet vorangestellt, in dem drei Vorstoßphasen des saalezeitlichen Inlandeises zu unterscheiden sind (ZANDSTRA 1993: Tab. 19).

Die Moränen und die glazifluviatilen Kiessande der ersten Phase enthalten einen extrem südschwedisch geprägten Geschiebebestand. Er entspricht der Småland-Granit-Gemeinschaft des älteren Teils der Heerenveen-Moränengruppe in den Niederlanden (Tab. 4 u. Anh. 1). Die zweite Phase zeichnet sich durch eine mittelschwedische Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft aus, wie sie für den jüngeren Teil der Heerenveen-Moränengruppe kennzeichnend ist (Tab. 4 u. Anh. 1). Schließlich bildete sich eine Moräne mit einer ostfennoskandischen Åland-Rapakivi-Gemeinschaft. Sie entspricht der Assen-Moränengruppe der Niederlande (Anh. 1), in der sich eine ältere Unterphase mit 6 – 14 % Feuerstein und eine jüngere mit 0 – 2 % Feuerstein unterscheiden lassen. Diese Untergliederung der letzten Phase wurde in der Westfälischen Bucht und im aktuellen Untersuchungsgebiet nicht durchgeführt, zumal sich die Ablagerungen der Nachphase mit geringem oder fehlendem Feuersteingehalt auf wenige schmale oder fleckenartige Bereiche zu beschränken scheinen. Sie wurden vorwiegend zwischen Emmerschans (Drenthe) und Gronau (Westfalen) beobachtet.

Das unterschiedliche Spektrum kristalliner Leitgeschiebe dieser drei saalezeitlichen Eisvorstöße bietet die Möglichkeit, auch die Vorstoßrichtungen zu rekonstruieren. Während der „Småland-Phase“ kam

das Eis aus Norden, überfuhr das Mittelgebirge und drang über das Emstal in die Westfälische Bucht ein. Es stieß auch bis an den Niederrhein vor und hinterließ dort eine aus Mittelterrassen-Sedimenten des Rheins und eigenen Schmelzwasserablagerungen gebildete Stauchendmoräne. Diese durch ihre südschwedische Geschiebegemeinschaft gekennzeichnete Endmoräne ist heute nur noch in Resten innerhalb der Niederterrasse des Rheins erhalten – ein Beispiel ist der etwa in Nord-Süd-Richtung verlaufende Höhenrücken unmittelbar östlich von Uedem, der ein Teilstück des ehemaligen Sonsbecker Lobus darstellt (KLOSTERMANN 1989). Während der „Dalarna-Phase“ näherte sich das Eis von Nordosten, umging den nach Nordwesten gerichteten Sporn des Berglandes (Wiehengebirge und Teutoburger Wald) und floss dann in südlicher Richtung in die Westfälische Bucht. Es drang lokal wohl auch noch in das Bergland ein, stagnierte aber sehr bald in diesem Gebiet. Das Eis der dritten Phase, der „Åland-Phase“, kam mehr aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen. Es floss zwar auch nach Süden in die Westfälische Bucht und stieß bis über die Ruhr sowie an den Niederrhein vor, erreichte aber nicht das Wiehen- und Wesergebirge.

Die ostfennoskandische Geschiebeassoziation in der Westfälischen Bucht ist also nicht als elsterzeitlich anzusehen, wie von HESEMANN, LÜTTIG und THOME angenommen (s. Kap. 4.1.1 u. Kap. 4.1.2), sondern entspricht dem letzten saalezeitlichen Eisvorstoß in diesen Raum. Auch die an oder nahe der Oberfläche anstehenden Grundmoränenvorkommen ostfennoskandischer Prägung in einem weiter nördlich, zwischen Oldenburg und Lingen gelegenen Gebiet werden als saalezeitliche Bildungen aufgefasst (RICHTER 1958). Die

bereits in Kapitel 4.2.1.1 erwähnte Zählung D 62 in Ostfriesland erbrachte ein vergleichbares Ergebnis.

Anscheinend trat zwischen der ersten und zweiten Phase, deren Geschiebeinhalte eine unverkennbare Verwandtschaft zeigen, nur eine Stagnation des Inlandeises auf. Vor der dritten Phase hat es in einigen Bereichen ein stärkeres Zurückschmelzen des Eises gegeben, wie zum Beispiel im zentralen Teil der Westfälischen Bucht (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: S. 112 u. Abb. 49). Diese Phase ist nur ausnahmsweise durch eine Übergangsassoziation mit der Moräne der zweiten Phase verbunden (s. Anh. 1).

Leider sind in dem hier beschriebenen Untersuchungsgebiet keine Moränenvorkommen bekannt, bei denen eine Untergliederung durch unterschiedliche Leitgeschiebeassoziationen nachgewiesen ist. Als Bezug für die Ausdeutung der vorgefundenen Leitgeschiebeassoziationen mussten deshalb zwei Typlokalitäten gegliederter Moränen aus der Westfälischen Bucht herangezogen werden:

- Gut Ringelsbruch bei Paderborn

Der untere Teil der Moränenfolge enthält eine Småland-Granit-Gesellschaft, der obere Teil eine Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft. Beide Assoziationen sind kennzeichnend für die saalezeitliche Heerenveen-Moränengruppe (ZANDSTRA 1993: Abb. 26).

- Coesfeld-Flamschen

Dort liegt eine Abfolge von zwei durch Schmelzwassersande getrennte Moränen vor. Die untere Moräne entspricht dem unteren Teil der Heerenveen-Moränengruppe, die obere enthält eine Åland-Rapakivi-

Gemeinschaft mit viel Feuerstein und entspricht der Assen-Moränengruppe (ZANDSTRA 1993: Abb. 30).

4.2.2.2 Leitgeschiebezählungen im nördlichen Vorland des Wiehengebirges

Die meisten Leitgeschiebezählungen aus dem Gebiet zwischen den Stauchwällen der Rehburger Phase – einer früh-drenthezeitlichen Eisrandlage (WOLDSTEDT 1928) – und dem Nordrand des Wiehengebirges zeigen einen hohen Anteil an Material aus Südostschweden, insbesondere aus Småland. Es handelt sich um die Småland-Granit-Gesellschaft der Heerenveen-Gruppe des ersten saale- beziehungsweise drenthezeitlichen Eisvorstoßes in dieses Gebiet (Tab. 6 u. Anh. 1). Drei neue und einige bereits früher veröffentlichte Zählungen zeigen die Dalarna-Porphyr-Gesellschaft des oberen Teils der Heerenveen-Gruppe und weisen damit auf den zweiten drenthezeitlichen Eisvorstoß hin. Die geringere Verbreitung dieser Geschiebeassoziation in diesem Raum mag darin begründet sein, dass dieser Eisvorstoß gegenüber dem ersten eine untergeordnete Bedeutung hatte und sich gegen dessen stagnierende Eismassen nicht recht durchsetzen konnte.

Die zweite Moränengruppe (Assen-Moränengruppe) ist in den Niederlanden und im angrenzenden Deutschland durch die ostfennoskandische Åland-Rapakivi-Gesellschaft gekennzeichnet. In dem hier beschriebenen Gebiet tritt sie ausschließlich im Nordwesten in den morphologisch hervortretenden Fürstenaue (Ankumer) und Dammer Bergen auf, die Teilbereiche der bereits beim ersten drenthezeitlichen Eisvorstoß entstandenen Stauchmoräne der Rehburger Phase darstellen (u. a. D 86 Brickwedde: HZ 7310, nach SCHUDE-

Tabelle 6
Zählungen von kristallinen Leitgeschieben aus saalezeitlichen Ablagerungen
im Gebiet nördlich des Wiehengebirges, dargestellt in der Reihenfolge
abnehmender Prozentanteile von Dalarna-Material (Herkunftsgruppe 6)

Nr.	Bezeichnung	HZ	KI	Herkunftsgebiete					Bemerkungen
				1+2	3+4+5	6	7+8+9	10	
D 274	Spelshausen	1550	13	7	4	42	47	0	Heerenveen 2
D 239	Lever Wald	2540	12	19	3	42	36	0	Heerenveen 2
D 247	Stelleriege	5230	34	48	1	24	27	0	Heerenveen 2 + E
D 244	Blumenhorst	1270	16	10	0	23	67	0	Heerenveen 2
D 86	Brickwedde	7310	35	67	3	22	8	0	Assen
D 256	Auf der Horst	3150	26	33	0	15	52	0	Heerenveen 1 + E
D 228	Driehausen	1270	18	9	2	15	74	0	Heerenveen 1
D 245	Hüde	1180	19	10	2	11	77	0	Heerenveen 1
D 240	Oppenwehe 1	2170	18	20	1	9	70	0	Heerenveen 1
D 238	Wehe	2170	18	18	3	7	72	0	Heerenveen 1
D 243	Oppenwehe 2	1180	19	14	2	5	79	0	Heerenveen 1
D 237	Rahden	1180	19	12	4	4	80	0	Heerenveen 1
D 254	Fabbenstedt	1180	19	14	3	3	80	0	Heerenveen 1
D 255	Bohmte	3070	27	26	0	2	72	0	Heerenveen 1 + E

HZ = HESEMANN-Zahl

KI = Geschiebekombinationsklasse nach ZANDSTRA, Angaben zu den Herkunftsgebieten in %; D 86: SCHUDEBEURS 1983; D 228: ZANDSTRA 1993

E = Elster-Material

BEURS 1983, 1985; Tab. 6). Die untersuchte Grundmoräne lagert diskordant auf den Sedimenten der Stauchendmoräne. Das Inlandeis dieses letzten Vorstoßes überfuhr also auch noch die Stauchwälle, erreichte aber nicht mehr den Rand des Wiehengebirges. Der westliche Teil dieser Eismasse drang allerdings über das holländisch-deutsche Grenzgebiet (Ostgroningen, Ostdrenthe, Emsland) tief in die Westfälische Bucht ein und entspricht dort dem dritten saalezeitlichen Vorstoß (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 48).

Nördlich des Wiehengebirges bei Frotheim, in einem Bereich mit überwiegend südschwedischem Geschiebespektrum, zeigt sich in einigen Zählungen (D 247 Stelleriege: HZ 5230, s. Abb. 8; D 197 Frotheim: HZ 4330; D 256 Auf der Horst: HZ 3150) ein stark erhöhter Anteil ostfenoskandischen Materials, der 33 – 48 % der kristallinen Leitgeschiebe ausmacht. Derartige Prozentsätze sind für die Heerenveen-Moränengruppe sehr ungewöhnlich. Es scheint dort eine Vermischung mit Fremdmaterial vorzuliegen. Die gleiche Ansicht drückt WORTMANN (1971: S. 62)

aus: „Bei Frotheim handelt es sich wahrscheinlich um umgelagerte Aufarbeitungsprodukte, welche durch die damalige Weser in der Gegend von Hameln aus glazigenen und glazifluviatilen Sedimenten der Elster-Kaltzeit aufgenommen und als Flussgeschiebe durch die Porta Westfalica hindurch nach hier verfrachtet wurden.“ Für die Erkennung dieser fluviatil transportierten Fremdkomponente ist ihre Geröllform von großer Bedeutung (s. Kap. 4.2.2.3).

LÜTTIG (1958 b, 1999) beschreibt Zählungen im Gebiet von Liebenau und im Bereich der Stauchwälle der Rehburger Phase westlich der Weser – also in einem Raum, der unmittelbar nördlich an das Untersuchungsgebiet anschließt. Auch für diese Region wird angenommen, dass die Leitgeschiebezusammensetzung der saalezeitlichen Moränen und der glazifluviatilen Ablagerungen häufig durch Aufnahme von elsterzeitlich angeliefertem Material aus der unterlagernden Mittelterrasse beeinflusst ist. Diese Annahme wird aus einem erhöhten Anteil der ostfennoskandischen Komponente abgeleitet, der zwischen 30 und 60 % liegt (nach Umrechnung der dankenswerterweise von Prof. LÜTTIG überlassenen Zähllisten: HZ 3250, HZ 4420, HZ 5230, HZ 5320, HZ 6220).

Die Zählung D 228 Driehausen aus der Sandgrube Bockbreder verdient eine spezielle Erwähnung (s. Tab. 6). Die Geschiebeprobe wurde aus der an der Geländeoberfläche anstehenden, nicht gestauchten Grundmoräne und aus unmittelbar unterlagernden Schmelzwassersanden entnommen (s. Kap. 2.2.1.1). Beide Teilproben waren eindeutig identisch und enthielten als Beimischung monotone braungraue, stark bröckelige und zu Grus zerfallende Geschiebe aus atypischem Granit sowie

glimmerreichem Gneis. Diese Geschiebe stellen eine unbekannte Gruppe dar. Von der Erhaltung und den Gesteinstypen ist diese Gruppe nahezu identisch mit den Geschieben vom Steinberg bei Kettwig südlich der Ruhr (THOME 1991) und von Getelo bei Nordhorn (RUEGG 1980, ZANDSTRA 1980). In allen Fällen handelt es sich vermutlich um aufgearbeitetes Material aus Ablagerungen einer älteren Vereisung.

Die drei Vorkommen von mürbem nördlichem Kristallin sind nicht zu verwechseln mit den Gesteinen der Hattem-Schichten (Menap-Zeit) aus der frühpleistozänen Enschede-Formation in den Niederlanden und den angrenzenden Bereichen von Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen (ZANDSTRA 1993). Die einzige Stelle mit nachgewiesenen Hattem-Schichten in der Nähe des Untersuchungsgebiets ist eine Sandgrube bei Gut Hengholt nahe Berge in den Fürstenauer Bergen. Dieser Aufschluss im Bereich der Stauchmoräne der Rehburger Phase zeigt ein verschupptes Sandpaket. Eine dieser Schuppen enthielt von 9,0 – 9,5 m Tiefe ein „Basiskonglomerat“ aus abgerundeten Tonbrocken, Sphaerosideriten, Phosphoriten, Weser-Sandsteinen, einheimischen Porphyren und meist rötlichen nördlichen Kristallineschieben (darunter ein ostfennoskandischer Biotitrapakivi). Das einheimische Material stammt vorwiegend aus dem Einzugsgebiet der Weser (vgl. Anh. 3: a, b, c, d, e). Das Ergebnis der Feinkiesanalyse der weißen Sande oberhalb dieser groben Einheit (Tab. 7) deutet auf Enschede-Formation hin, die Lage an der Basis dieser Formation macht für die grobe Einheit, nach einem früher geäußerten Vorbehalt (ZANDSTRA 1987 b u. 1993: S. 60 – 64), eine Einstufung als Hattem-Schichten wahrscheinlich (s. Anh. 1).

Tabelle 7

Zusammensetzung der Kiesbestandteile aus den weißen Kiessanden (Enschede-Formation, Altpleistozän) in einer Sandgrube bei Gut Hengholt/Fürstenaue Berge

Gesteinstypen	Fraktion	
	3 – 5 mm	5 – 20 mm
Gangquarz, trüb	16,0 %	18,7 %
transparenter Quarz (Restquarz)	61,3 %	52,5 %
Feuerstein, nicht gerundet	0 %	0,6 %
einheimischer Porphy	2,3 %	4,3 %
übriges Kristallin	8,7 %	4,3 %
Lyditgruppe	1,7 %	4,3 %
Buntsandstein	0,3 %	3,4 %
sedimentäre Restgruppe (ohne Kalksteine)	9,7 %	11,9 %
Kalksteine	0 %	0 %
davon nordische Anteile*	ca. 60 %	ca. 50 %

* Feuerstein, ein Teil des übrigen Kristallins und der überwiegende Teil des Restquarzes

Die in diesem Kapitel genannten Zählungen vertreten hauptsächlich den ersten saalezeitlichen Eisvorstoß mit viel Småland-Material. Der zweite Vorstoß, der eine Geschiebeegesellschaft mit viel Dalarna-Material hinterließ, erreichte nur an wenigen Stellen den nördlichen Fuß des Wiehengebirges und ist vermutlich kaum über die Pässe in das südlich gelegene Bergland vorgedrungen. Ein Einfluss des dritten Vorstoßes mit viel Rapakivi-Material ist ausschließlich im äußersten Nordwesten im Bereich der Fürstenaue (Ankumer) und Dammer Berge zu erkennen. Viele Zählungen zeigen einen Mischbestand, der sich nicht aus der Vermengung von saalezeitlichen Zufuhrgemeinschaften erklären lässt. Die Ursache scheint vielmehr elsterzeitliches Material – unter anderem aus Dalarna und Åland – zu sein, das von saale-

zeitlichen Eisvorstößen aufgenommen wurde. Diese Komponenten können aus der Mittelterrasse, aber auch aus elsterzeitlichen Moränen oder glazifluviatilen Sedimenten stammen, die in nicht allzu großer Tiefe unter den saalezeitlichen Ablagerungen anstehen (SKUPIN & SPEETZEN 1998). Eine direkte Beprobung der elsterzeitlichen Sedimente war leider nur in einem Fall möglich (s. Kap. 2.1.1.4), da sie im Untersuchungsgebiet sonst nicht aufgeschlossen sind.

4.2.2.3 Leitgeschiebezählungen im Raum südlich des Wiehen- und Wesergebirges

Alle 17 für die hier vorgestellten Untersuchungen durchgeführten Geschiebezählungen sowie alle älteren Geschiebeanalysen (ZANDSTRA 1993) zeigen die Småland-Granit-Gesellschaft und weisen damit auf den ersten saalezeitlichen Eisvorstoß hin. Die einzige Ausnahme bildet die Grundmoräne in der Kiesgrube Brinkhege nördlich von Wallenhorst, die eine Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft aufweist (D 285 Wallenhorst: HZ 0360; Abb. 6, Tab. 4 u. 8). Dies deutet darauf hin, dass dort das Inlandeis des zweiten saalezeitlichen Vorstoßes noch ein Stück in östlicher Richtung in das Bergland zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald eingedrungen ist, wie auch Messungen der Geschiebeeinregelung zeigen (s. Kap. 3.2).

Der Anteil ostfennoskandischer Geschiebe liegt in den Proben der Småland-Granit-Gemeinschaft zwischen 3 und 36 %. Die höchsten Werte ergeben die Zählungen D 295 Markendorf 3, D 249 Muckum 1, D 271 Muckum 2 und D 270 Eickum (Tab. 8). Bei diesen Vorkommen handelt es sich nicht mehr um reine, von einem Eisstrom zugeführte Geschiebe-

meinschaften, sondern um Mischbestände mit Fremdmaterial vorwiegend ostfennoskandischer Herkunft. Da der dritte saalezeitliche Vorstoß mit deutlicher ostfennoskandischer Prägung dort keinen Einfluss gehabt haben kann, liegt es nahe, den ostfennoskandischen Geschiebeanteil auf elsterzeitliches Material zurückzuführen, das nördlich des Wiehengebirges aufgenommen wurde. Als Beispiel für derartige Zu-

mischungen werden die drei Zählungen vom Limberg bei Markendorf aufgeführt (s. Kap. 2.2.2.2):

Die Probe **D 295 (Markendorf 3)** aus dem unteren Teil der Grundmoräne enthält überwiegend kantige bis schwach gerundete kristalline Geschiebe, die – wie üblich – leicht verwittert und etwas gebleicht sind. Die Mehrheit der ostfennoskandi-

Tabelle 8

Neue Analysen kristalliner Leitgeschiebe aus saalezeitlichen Ablagerungen im Gebiet zwischen Wiehen-/Wesergebirge und Teutoburger Wald in der Reihenfolge abnehmender Prozentanteile von Dalarna-Material (Herkunftsgruppe 6)

Nr.	Bezeichnung	HZ	KI	Herkunftsgebiete					Bemerkungen
				1+2	3+4+5	6	7+8+9	10	
D 285	Wallenhorst	0360	16	5	5	28	62	0	Heerenveen 2
D 295	Markendorf 3	4240	30	36	4	17	43	0	Heerenveen 1+ E
D 252	Markendorf 1	1280	19	6	3	15	76	0	Heerenveen 1
D 246	Melle	1270	18	13	2	14	71	0	Heerenveen 1
D 258	Möllenbeck	0280	19	3	2	14	81	0	Heerenveen 1
D 263	Eisbergen	1170	18	12	0	14	74	0	Heerenveen 1
D 260	Veltheim	2160	18	23	1	13	63	0	Heerenveen 1
D 326	Brake	1280	19	8	3	13	76	0	Heerenveen 1
D 253	Westerholz	2270	18	16	4	12	68	0	Heerenveen 1
D 251	Markendorf 2	2170	18	24	0	10	66	0	Heerenveen 1 + E
D 249	Muckum 1	3160	26	33	2	8	57	0	Heerenveen 1 + E
D 265	Hausberge	1180	19	11	0	7	82	0	Heerenveen 1
D 273	Heßlingen	1180	19	8	1	7	84	0	Heerenveen 1
D 318	Helpensen	1180	19	10	0	6	80	0	Heerenveen 1
D 264	Vlotho	1180	19	11	0	5	84	0	Heerenveen 1
D 271	Muckum 2	3170	27	26	2	5	67	0	Heerenveen 1 + E
D 270	Eickum	3070	27	28	0	2	70	0	Heerenveen 1 + E

HZ = HESEMANN-Zahl

KI = Geschiebekombinationsklasse nach ZANDSTRA, Angaben zu den Herkunftsgebieten in %

E = Elster-Material

Tabelle 9
Zusammensetzung der Kiesbestandteile
der oberen Moräne in der Kiesgrube Reese
bei Möllenbeck

Gesteinstypen	Fraktion	
	3 – 5 mm	5 – 20 mm
Gangquarz, trüb	8,0 %	8,5 %
transparenter Quarz (Restquarz)	4,0 %	1,5 %
Feuerstein, nicht gerundet	2,0 %	1,0 %
einheimischer Porphyry	12,5 %	14,5 %
übriges einheimisches Kristallin	12,5 %	9,5 %
nördliches Kristallin	11,0 %	8,0 %
Lyditgruppe	6,5 %	8,5 %
Verkieselungen	1,0 %	2,0 %
Buntsandstein	6,5 %	11,5 %
übrige Trias-Sandsteine	11,5 %	16,5 %
sedimentäre Restgruppe (ohne Kalksteine)	24,5 %	18,5 %
Kalksteine	0 %	0 %
davon nordische Anteile*	ca. 15 %	ca. 12 %

* Feuerstein, nördliches Kristallin und ein Teil des Restquarzes

schen Gesteine ist dagegen abgerundet bis deutlich gerundet, sehr frisch und nicht entfärbt. Es handelt sich dabei offensichtlich um überwiegend fluviatil transportiertes Material.

Die Probe **D 251 (Markendorf 2)** stammt aus kiesig-sandigen Schmelzwasserablagerungen unterhalb der Moräne. Sie zeigt dieselben Erscheinungen wie Probe D 295; außerdem wurden Gerölle einheimischer („südlicher“) Porphyre nachgewiesen.

Die Probe **D 252 (Markendorf 1)** aus dem höheren Teil der bis etwa 4 m mächtigen Moräne enthält keine abgerollten nordischen Gesteine und auch keine einheimischen Porphyrgerölle.

Als Schlussfolgerung ergibt sich, dass in den Geschiebebeständen von Markendorf, Muckum und Eickum fluviatil und glaziär umgelagertes und vom Ursprung her sehr wahrscheinlich elsterzeitliches Material vorkommt. Das Auftreten von „südlichen“ Porphyrgesteinen und anderen einheimischen Geröllen ist ein zusätzlicher Beweis für die Aufnahme von fluviatil transportierten Komponenten aus Terrassenablagerungen. Sie sind unter anderem auch im Raum Hausberge-Veltheim nordöstlich von Vlotho in den Proben D 258 Möllenbeck, D 260 Veltheim und D 263 Eisbergen vorhanden. Dort handelt es sich um saalezeitliche Schmelzwasser-sande beziehungsweise um Deltaschüttungen in den Rintelner Eisstausee, die von der nördlich der Porta Westfalica liegenden Eismasse ausgingen (WINSEMANN & ASPRION 2001). In der Fein- und Mittelkies-Fraktion dieser Sedimente kann die lokale Komponente sogar überwiegen, wie zwei Kiesanalysen aus der Grube Reese bei Möllenbeck belegen (Tab. 9).

Neben dem Vorkommen von Hausberge-Veltheim wurde auch die Emme, ein saalezeitlicher Schwemmfächer am Südfuß des Wesergebirges nordwestlich von Rinteln, untersucht (s. Kap. 2.2.3.4). Auch dort handelt es sich um Ablagerungen von Schmelzwässern einer nördlich des Wesergebirges liegenden Eismasse (WINSEMANN & ASPRION 2001). Der Emme-Schwemmfächer enthält eine gemischte Geschiebegesellschaft mit erhöhtem Anteil ostfennoskandischer Gruppen (D 259 Emme/Groh: HZ 4330, Abb. 9; D 272 Emme/Spier: HZ 6220, Tab. 10). Ursache könnte eine lokale Aufarbeitung elsterzeitlichen Materials während des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes sein. Des Weiteren ergab auch die außerhalb des Untersuchungsgebiets gelegene Zählung D 311 Rhene (südöstlich

von Hildesheim) einen Mischbestand (HZ 3240). Bei der entsprechenden Ablagerung handelt es sich um eine saalezeitliche Bildung (RAUSCH 1977; vgl. Kap. 4.2.1.3 u. Anh. 2).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass nur der erste saalezeitliche Eisvorstoß weit in den Raum südlich des Wiehen- und Wesergebirges vordrang. Dabei nahm das Eis neben einheimischen Gerölln auch nordische Gesteine vorwiegend ostfennoskandischer Herkunft auf, die aus elsterzeitlichen glazigenen Ablagerungen oder deren Umlagerungsprodukten stammen. Derartige Zumischungen treten allerdings nur lokal auf – wie zum Beispiel bei Markendorf und Muckum südlich des Wiehengebirges (D 295, D 271, D 249) und in der Emme südlich des Wesergebirges (D 272, D 259; s. Abb. 13). Der zweite Eisvorstoß ist im Bergland nicht recht nachzuweisen, zumindest ist er nicht durch seine typische Geschiebegemeinschaft belegt (s. Kap. 5.3).

4.2.2.4 Leitgeschiebezählungen im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets

Im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets liegt in den meisten Zählungen eine Dalarna-Porphyr-Gesellschaft vor. In einigen Analysen ist das Dalarna-Material sogar außergewöhnlich stark vertreten: 55 % in D 305 Riesenberg/Süntel und in D 298 Afferde, 52 % in D 291 Coppenbrücke 1, 43 % in D 267 Brelingen NE und 40 % in D 299 Coppenbrücke 2 (Tab. 10). Während die Proben D 267, D 291, D 298 und D 299 ein saalezeitliches Alter haben, ist die Einstufung der Probe D 305 fraglich. Sie wurde im Steinbruch am Riesenberg im Westteil des Süntels aus Füllungen von Karsthohlräumen

gesammelt. Das Geschiebespektrum ist identisch mit dem einer Probe vom Gipfelbereich des Riesenbergs (BARTHOLOMÄUS & ELBRACHT & WELLMANN 2001: Abb. 7 a). Eine sichere stratigrafische Zuordnung dieser Geschiebefunde in die Elster- oder Saale-Zeit ist allerdings weder über die Geschiebeanalysen noch über die regionalgeologische Situation oder über die Lage möglich. Für eine weitere, nachfolgend noch beschriebene Zählung, die ebenfalls eine Dalarna-Porphyr-Gesellschaft zeigt, ist ein elsterzeitliches Alter gesichert (D 306 Barnten).

Die Leitgeschiebezählung aus einem saalezeitlichen Geschiebelehm bei Brelingen, etwa 15 km nördlich von Hannover, ergab eine Dalarna-Porphyr-Gesellschaft des jüngeren Teils der Heerenveen-Moränengruppe (D 267 Brelingen NE: HZ 1450, s. Tab. 10). Diese Geschiebezusammensetzung der feuersteinreichen Moräne ist nahezu identisch mit entsprechenden Vorkommen westlich der Weser. Der einzige Unterschied ist der höhere Anteil an Dalarna-Geschieben.

ROHDE (in FELDMANN & MEYER 1998: S. 107 – 108) beschreibt eine 4,5 m mächtige, ebenfalls feuersteinreiche Moräne aus einer Baugrube bei Barnten, etwa 12 km nordnordöstlich von Gronau an der Leine. Die Lage unterhalb der Mittelterrasse der Leine weist auf ein elsterzeitliches Alter hin (nach Umrechnung D 306 Barnten: HZ 1450, s. Tab. 5). Die Leitgeschiebegemeinschaft dieser Moräne ist fast identisch mit derjenigen der saalezeitlichen Moräne bei Brelingen – oder anders gesagt: Östlich der Weser ist die Zusammensetzung der kristallinen Leitgeschiebe in Moränen aus verschiedenen Eiszeiten oft nahezu gleichartig! Aus diesem Grund ist die Aufnahme von primär elsterzeitlich

Tabelle 10

Neue Analysen kristalliner Leitgeschiebe aus saale- und elsterzeitlichen Ablagerungen nördlich und östlich der Weser in der Reihenfolge abnehmender Prozentanteile von Dalarna-Material (Herkunftsgruppe 6)

Nr.	Bezeichnung	HZ	KI	Herkunftsgebiete					Bemerkungen
				1+2	3+4+5	6	7+8+9	10	
D 305	Riesenberg/Süntel	1640	12	10	0	55	35	0	Elster (ältere Phase) oder Saale
D 298	Afferde	2620	12	21	0	55	24	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 291	Coppenbrügge 1	3520	21	29	3	52	16	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 267	Brelingen NE	1450	13	10	0	43	47	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 299	Coppenbrügge 2	1450	13	13	0	40	47	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 266	Freden/Leine	2450	13	17,5	6	31,5	45	0	Heerenveen 2
D 259	Emme/Groh	4330	30	40	3	29	28	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 272	Emme/Spier	6220	34	57	0	19	24	0	Heerenveen 2 + Elster-Material
D 250	Büchenberg	2170	18	18	4	10	68	0	Heerenveen 1
D 287	Bückeberg	8010	35	83	0	3	14	0	Elster (jüngere Phase)
D 286	Eilenberg	5050	34	53	0	0	47	0	Heerenveen 1 + Elster-Material

HZ = HESEMANN-Zahl

KI = Geschiebekombinationsklasse nach ZANDSTRA, Angaben zu den Herkunftsgebieten in %

zugeführtem Material in saalezeitliche Ablagerungen häufig nicht nachzuweisen. Diese auswechselbaren Geschiebegemeinschaften sind seit langem bekannt. Eine stratigrafische Zuordnung von Moränen nach der Leitgeschiebeführung bleibt deshalb in diesem Gebiet ohne Aufschlüsse mit gegliederten Profilen und ohne zusätzliche Datierungsmöglichkeiten unsicher.

Bei einem Grundmoränenvorkommen auf dem Bückeberg bei Obernkirchen bietet sich eine Datierungshilfe an. Dort wurden aus einer sandigen bis kiesigen Mo-

räne im Bereich der Obernkirchner Sandsteinbrüche Leitgeschiebe entnommen, die eine ostfennoskandische Gemeinschaft mit 83 % Rapakivi-Geschieben darstellen (D 287 Bückeberg: HZ 8010, Abb. 9 u. Tab. 10). Ein solches Ergebnis ist einzigartig östlich der Weser. Die Moräne ist allerdings nur noch in Resten vorhanden und nicht weiter gliederbar (s. Kap. 2.1.1.4). Die bis zu 12 cm großen kristallinen Geschiebe sind extrem verwittert und weiß gebleicht; zudem enthalten sie fast alle tiefe und breite Auslaugungsnarben.

Derartig intensiv korrodierte („angefressene“) Geschiebe sind von präholsteinischen Ablagerungen, insbesondere von den menapzeitlichen fluviatilen Hattem-Schichten, bekannt.

Ein weiteres Beispiel bildet die untere Elster-Moräne im Elbe-Weser-Dreieck, bei der Anwitterung, Zersetzung und Zerfall der Geschiebe eine bedeutend größere Rolle spielen als in den frühen saalezeitlichen Moränen (WANSA 1994). Schon RICHTER (1962 a) berichtete über das Vorkommen stark zersetzter Kristallgesteine in einem Profil in Lüneburg – die entsprechende Ablagerung deutet er als „eventuell Alt-Elster oder Prä-Elster“.

Wegen der vergleichbaren Erscheinungen ist auch für die Moräne auf dem Bückeberg ein präholsteinzeitliches beziehungsweise ein elsterzeitliches Alter anzunehmen. Die Holstein-Warmzeit bewirkte lokal eine starke Verwitterung und Bodenbildung. Die Auswirkungen späterer eemzeitlicher und rezenter Verwitterungsphasen scheinen durchweg geringer gewesen zu sein. Zudem deutet auch der Fund eines stark verwitterten Feuersteingeräts des ausgehenden Altpaläolithikums oder des frühen Mittelpaläolithikums auf ein elsterzeitliches Alter hin (s. Kap. 2.1.1.4). Die 12 km weiter im Südosten gesammelte Probe D 286 Eilenberg setzt sich aus 53 % ostfennoskandischen und 47 % südschwedischen Kristallin-Geschieben zusammen (Tab. 10). Da Dalarna-Material gar nicht vertreten ist, kann es sich nicht um eine elsterzeitliche Zufuhrgemeinschaft handeln. Allem Anschein nach liegt dort eine Mischung von ostfennoskandischem Material des jüngeren Elster-Vorstoßes und Geschieben der ältesten saalezeitlichen Phase mit der Småland-Granit-Gemeinschaft vor.

4.3 Ergebnisse der Leitgeschiebeuntersuchungen

4.3.1 Saale- und elsterzeitliche Zufuhrgemeinschaften

Über 1200 Analysen kristalliner Leitgeschiebegemeinschaften aus dem Raum zwischen Amsterdam im Westen und Hannover im Osten (u. a. ZANDSTRA 1983, 1993) zeigen, dass die Zufuhrgemeinschaften über größere Entfernungen keine grundsätzlichen Änderungen der Zusammensetzung aufweisen. Geringfügige oder allmählich verlaufende Veränderungen sind allerdings zu erwarten und wurden auch beobachtet. Die saalezeitliche ostfennoskandische Åland-Rapakivi-Gemeinschaft liefert dazu schöne Beispiele – einerseits mit allmählicher Abnahme der Leitgeschiebe aus Südwest-Finnland von der Westfälischen Bucht bis in die östlichen Niederlande, andererseits mit plötzlicher Häufung von rotem Ostsee-Quarzporphyr in einem schmalen Gebiet von den östlichen Niederlanden bis in das zentrale Münsterland (ZANDSTRA 1993: Abb. 39). Derartige Erscheinungen sind wahrscheinlich allgemein verbreitet und deshalb auch in anderen Gebieten und anderen Geschiebegemeinschaften zu erwarten.

Der erste saalezeitliche Eisvorstoß in das Untersuchungsgebiet ist durch starke Beteiligung von Geschieben aus Südschweden, besonders aus Småland, gekennzeichnet (Småland-Granit-Gemeinschaft, s. Anh. 1). Der zweite Eisvorstoß zeigt neben südschwedischen Geschieben einen deutlichen Anteil an mittelschwedischem Dalarna-Material (Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft). Die dritte Eismasse wird durch einen hohen Anteil ostfennoskandischer Geschiebe, besonders aus

Åland, charakterisiert (Åland-Rapakivi-Gemeinschaft).

Nicht nur während der Saale-, sondern schon während der Menap- und Elster-Zeit sind ostfennoskandisch betonte Geschiebegemeinschaften zugeführt worden (s. Anh. 1). Auf derartige Wiederholungen wurde schon früher hingewiesen, unter anderem von STEPHAN (1980) und EHLERS (1983). Im allgemeinen bilden ostfennoskandische Geschiebeassoziationen den Abschluss von Moränensequenzen, was auch für die vermutlich zweigliederige elsterzeitliche Sequenz östlich der Weser gelten dürfte. Belegt ist diese Abfolge im Raum östlich von Braunschweig. Dort ist die erste Elster-Moräne durch eine süd- bis mittelschwedische Geschiebevormacht und einen deutlichen Anteil von Dalarna-Gesteinen gekennzeichnet. Åland-Gesteine sind nur geringfügig vertreten, ihr Anteil nimmt nach Westen ab (HOFFMANN & MEYER 1997). In Schleswig-Holstein zeigt sich ein ähnliches Bild. Dort hat LÜTTIG in verschiedenen Bohrungen in elsterzeitlichen Ablagerungen westfennoskandische Geschiebeassoziationen im Liegenden von ostfennoskandischen Geschiebegemeinschaften nachgewiesen (LÜTTIG & MEYER 2002).

4.3.2 Mischungen von elster- und saalezeitlichen Geschiebegemeinschaften

Elster- und Saale-Moränen sind im Allgemeinen durch mächtigere Ablagerungen von Schmelzwassersanden oder auch durch Einschaltungen von spätelsterzeitlichen Schluffen und Tonen („Lauenburger Ton“) getrennt. Die Aufarbeitung elsterzeitlicher Moränen durch das Saale-Eis spielt deshalb im Flachland keine große

Rolle. Als Beispiel können die elsterzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Niedersachsen und im Hamburger Raum angeführt werden, die häufig Geschiebe aus dem Oslogebiet enthalten. In Ostfriesland machen sie 2 – 52 %, im westlichen Elbe-Weser-Dreieck 2 – 8 % und im Raum Hamburg 9 – 18 % der kristallinen Leitgeschiebe aus (s. Kap. 4.2.1.1 u. Kap. 4.2.1.2; Tab. 5). Im westlichen Teil des hier beschriebenen Gebiets – zwischen den Stauchwällen der Rehburger Phase und dem Teutoburger Wald – fehlen aber Vertreter dieser Gruppe in allen neuen Zählungen des saalezeitlichen Materials. Folglich können in den nördlich angrenzenden Regionen Umlagerung und Aufnahme elsterzeitlichen Materials während der Saale-Zeit keinen nennenswerten Umfang gehabt haben. Allerdings sind in der Westfälischen Bucht und in den angrenzenden östlichen Niederlanden, das heißt im Gebiet zwischen dem Münsterländer Kiesandzug und der Twente-Achterhoek-Rinne, Zählungen mit einem geringen Anteil von Oslo-Material (1 – 2 %) nicht selten. Diese Vorkommen muss man aber mit dem letzten saalezeitlichen Vorstoß in diese Region in Verbindung bringen, da das Verbreitungsgebiet der für diesen Eisstrom typischen ostfennoskandischen Geschiebe mit dem der Oslo-Gesteine nahezu identisch ist (ZANDSTRA 1993: Abb. 36 u. 43). Das würde allerdings bedeuten, dass dieser letzte Vorstoß lokal (in geschuppten Bereichen?) Kontakt mit elsterzeitlichen Ablagerungen hatte (s. Kap. 4.1.5.2).

Während also im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets der Einfluss durch direkte Aufarbeitung von Geschieben aus älteren – in diesem Fall aus elsterzeitlichen – Moränen im allgemeinen gering ist, dürften Aufarbeitungen und Umlagerungen im östlichen Teil, besonders im Berg-

land, einen erheblichen Umfang aufweisen. Es ist seit längerem bekannt, dass im nordöstlichen Westfalen und den angrenzenden Gebieten Niedersachsens und vor allem auch im östlich anschließenden Harzvorland saale- und elsterzeitliche glazigene Ablagerungen vorkommen. Lokale Umlagerung oder sogar mehrfache Aufarbeitung und Resedimentation, bei denen neben dem Inlandeis selbst auch Schmelzwasserströme und Flüsse eine Rolle gespielt haben, machen eine stratigrafische Zuordnung nach dem Geschiebeinhalt oft unmöglich. Zudem liegen im Bergland die unterschiedlich alten glazigenen Ablagerungen häufig in demselben Niveau, und wegen der Erosion sind oft nur Reste der ursprünglich ausgedehnten Sedimente erhalten geblieben (LÜTTIG 1958 a). Aus diesem Grund ist es schwierig und ohne gegliederte Profile und Detailkenntnisse

der Geländebeziehungen kaum möglich, Moränen stratigrafisch zuzuordnen.

Die Vorgänge der Aufarbeitung und Umlagerung elsterzeitlichen Materials haben indirekt auch die saalezeitlichen Ablagerungen im norddeutschen Flachland beeinflusst. So wurde vermutlich auch Dalarna-Material aus elsterzeitlichen Moränen des südlich anschließenden Berglandes mit dem Zerfall des Elster-Eises mittels Schmelzwasser- und Flusstransport nach Norden und Nordwesten befördert und dort später von den saalezeitlichen Eisströmen wieder aufgenommen. Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets, nördlich des Mittelgebirgszuges von Wiehen- und Wesergebirge, treten in etlichen Geschiebeprobe deutlich erhöhte Dalarna-Anteile auf (s. Abb. 12). Die größere Anzahl dieser Proben stammt eindeutig aus dem Bereich östlich der Weser. Das

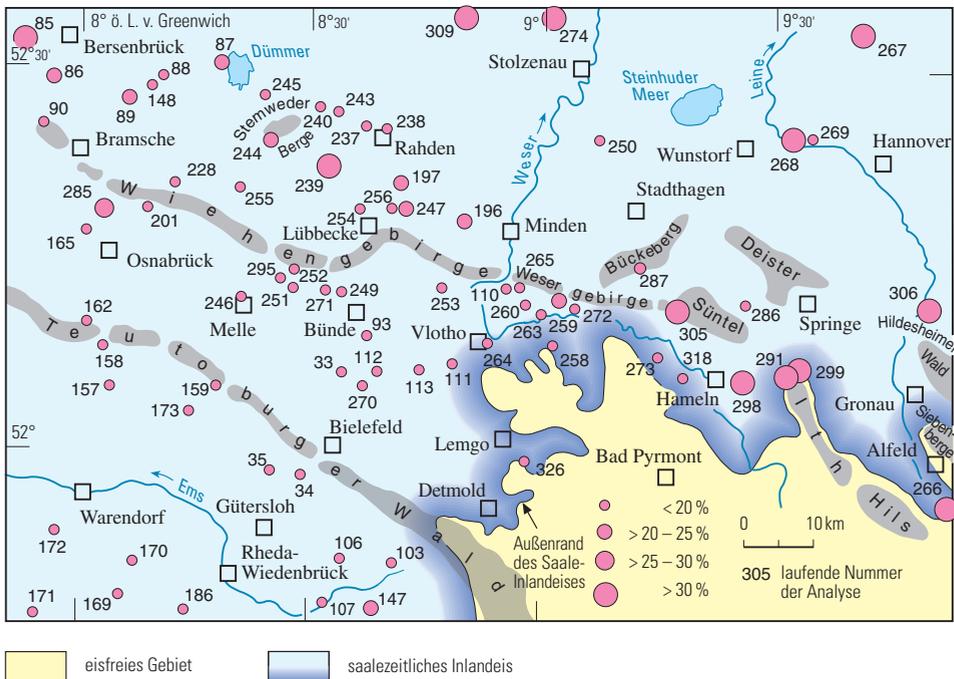


Abb. 12 Verbreitung und Anteil von kristallinen Leitgeschieben aus Dalarna

Untersuchungsgebiet nimmt deshalb gegenüber den Niederlanden und der Westfälischen Bucht eine Sonderstellung ein, wie ein Vergleich der Geschiebezählungen mit mehr als 35 % Dalarna-Material zeigt: Im Raum nördlich des Wiehen- und Wesergebirges liegt der Anteil dieser Zählungen bei 30 %, während er in der Westfälischen Bucht und in den Niederlanden nur 1 % beziehungsweise 2 % beträgt.

Auch die Umlagerung von Material aus elsterzeitlichen Moränen mit einer ostfennoskandischen Geschiebeegesellschaft (wie D 287 Bückeberg) hat die Zusammensetzung jüngerer Ablagerungen hier und da beeinflusst – wie zum Beispiel östlich der Weser zwischen Springe und Minden (D 286), westlich der Weser in der Umgebung von Frotheim (D 197, D 247) und schließlich südlich des Wiehengebirges zwischen Markendorf und Muckum

(D 295, D 271, D 249; s. Abb. 13). Die auffallende Konzentration ostfennoskandischer Geschiebe im Nordwesten (südlich von Bersenbrück) und im Münsterland (südlich von Warendorf) hat dagegen keinerlei Beziehung zu elsterzeitlichen Ablagerungen, sie steht vielmehr mit dem letzten saalezeitlichen Vorstoß in Verbindung, der die Moränen mit der Åland-Rapakivi-Gemeinschaft hinterließ (s. Kap. 4.2.2.1 u. Kap. 4.2.2.2, Anh. 1).

Zusammensetzung und Verteilung der elsterzeitlichen Zumischungen erlauben Rückschlüsse auf die (ehemalige) Verbreitung elsterzeitlicher Moränen im Arbeitsgebiet. Im nördlichen Vorland von Wiehen- und Wesergebirge, zwischen Stemweder Bergen und Deister, scheint unterhalb der saalezeitlichen Ablagerungen nur eine ostfennoskandisch geprägte Elster-Moräne (Elster II) vorzuliegen. Wieweit

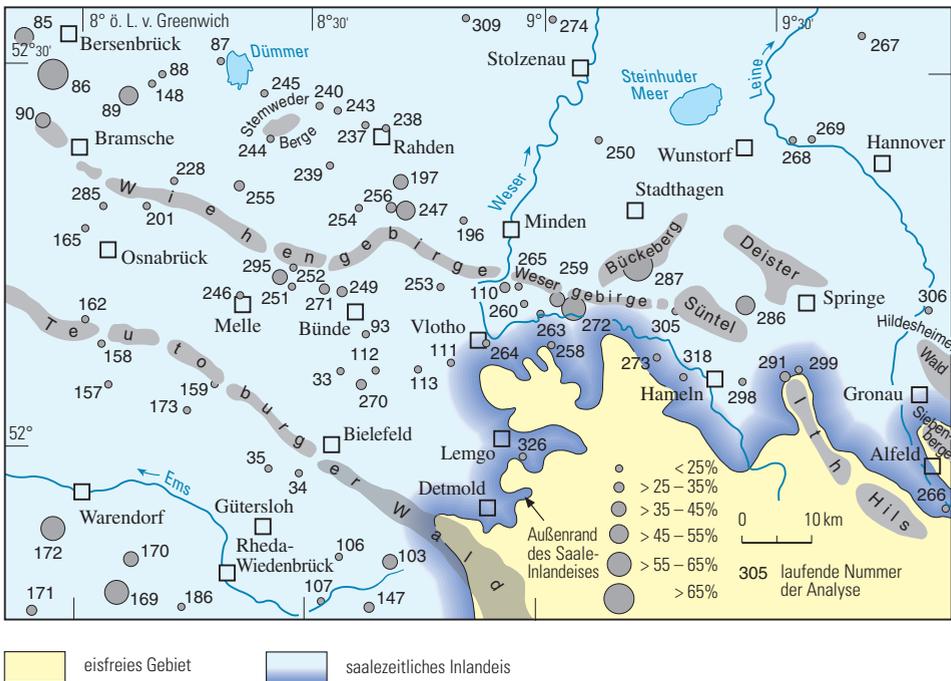


Abb. 13 Verbreitung und Anteil von kristallinen Leitgeschieben aus Ostfennoskandien

sie Ablagerungen des ersten Elster-Vorstoßes überdeckt, bleibt dahingestellt – bisher gibt es dafür keine Hinweise. Auf dem Bückeberg liegt diese Moräne zutage. Sie überlagert dort geringmächtige glazifluviatile Sedimente, die wiederum direkt auf Schichten der Unterkreide liegen (s. Kap. 2.1.1.4).

Der hohe Anteil von Dalarna-Gesteinen in den saalezeitlichen Geschiebeprobe- n der östlich anschließenden Gebiete ist wahrscheinlich auf eine Zumischung elsterzeitlicher Ablagerungen mittelschwedischer Prägung zurückzuführen. Das bedeutet, dass in diesem Bereich der erste elsterzeitliche Vorstoß (Elster I) weiter nach Süden reichte und nicht mehr von der Moräne mit ostfennoskandischer Geschiebeführung überlagert wurde. Während der Holstein-Zeit haben die von Süden kommenden Flüsse die Moränenablagerungen aufgearbeitet und das Geschiebematerial weit in das nördlich anschließende Flachland verfrachtet. Dort wurde es vom Saale-Eis aufgenommen und schließlich in Form von Mischgemeinschaften wieder abgesetzt.

Die deutliche Unterteilung in einen ersten drenthezeitlichen Eisvorstoß mit überwiegend südschwedischer Geschiebegesellschaft und einen zweiten Vorstoß mit viel Dalarna-Material beweist indirekt die von ZANDSTRA postulierten unterschiedlichen Herkunftsrichtungen der Eismassen (ZANDSTRA 1983, SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993).

Das Eis des ersten Vorstoßes, das aus nördlichen Richtungen in die Westfälische Bucht und das Weserbergland vordrang, hat das Gebiet mit umgelagertem Dalarna-Material kaum berührt, während der folgende, von Nordosten kommende Vorstoß diesen Bereich überfahren haben muss.

4.3.3 Die Rolle der südlichen Flüsse bei der Mischung von Geschiebegesellschaften

Im norddeutschen Vereisungsgebiet liefen Aufarbeitungs- und Umlagerungsvorgänge mehrfach im Wechsel der Kalt- und Warmzeiten ab. Sie führten im norddeutschen Tiefland zu einer intensiven Vermischung von quarzreichen nordischen Kiese- sanden eines altpleistozänen, nach Westen gerichteten Flusssystemes, fennoskandischem Kristallin, das vom Eis antransportiert wurde, und einheimischem Material, das Flüsse aus den südlich gelegenen Mittelgebirgen anlieferten. So treten zum Beispiel an mindestens drei Stellen in Niedersachsen in Kiessanden unterhalb der saalezeitlichen Grundmoräne oberflächlich weiß verwitterte, ansonsten schwarzgraue Phonolithgerölle auf: bei Scharrel nordwestlich von Hannover (GENIESER 1964: Taf. II, Fig. 4; s. auch Anh. 3: f), bei Steinfeld in den Dammer Bergen (GENIESER 1970) und bei Wipplingen im Emsland (SCHUDEBEURS 1987). GENIESER nimmt an, dass die Vorläufer von Saale und Mulde sowie vermutlich auch der Elbe die Gerölle im Altpleistozän nach Norden bis zu einem nach Westen gerichteten Hauptabflusssystem transportiert haben. Bereits in der Menap-Zeit lässt sich eine fluviatile Schüttung von Kiesen der mitteldeutschen Flüsse (unter anderem Buntsandstein-Material) nach Westen bis in die Niederlande nachweisen (Enschede-Formation; ZANDSTRA 1971). LÜTTIG und MEYER nehmen allerdings an, dass eine frühe Elbe an einem derartigen Flusssystem des Altpleistozäns noch nicht beteiligt gewesen ist – sie leiten das fluviatile Material von der Weser und der damals mit ihr verbundenen Saale ab (LÜTTIG 1974, LÜTTIG & MEYER 1974).

Auch im mittleren Pleistozän transportierten von Süden kommende Flüsse „südliches“ Material nach Norden, wo es dann von elster- und saalezeitlichen Schmelzwasserströmen umgearbeitet und von den Inlandeismassen aufgenommen wurde. Während des Eistransports kam es zur Durchmischung mit nordischem Material. In den Warmzeiten fanden durch die von Süden kommenden Flüsse erneut Aufarbeitungen und Umlagerungen statt. Da die Schmelzwasserströme während der Elster- und Saalezeit im Wesentlichen nach Westen gerichtet waren und die südlichen Flüsse in den Warmzeiten mit Erreichen des Tieflandes ebenfalls nach Westen flossen, kam es insgesamt zu einem westwärts gerichteten Materialtransport. Das ergibt

sich zum Beispiel aus dem Verbreitungsgebiet südlicher Lydit- und Radiolarit-Gerölle (Anh. 3: d), das von Hannover bis weit in die Niederlande reicht und nach Norden durch die etwa über Nienburg, Nordhorn, Apeldoorn und Amsterdam verlaufende so genannte Lydit-Linie (oder auch „Maarleveld-Linie“) abgegrenzt wird (MAARLEVELD 1954: Abb. 1).

Aufgrund der beschriebenen Vorgänge von Umlagerung und Vermischung von nordischem, einheimischem und südlichem Gesteinsmaterial ist eine stratigraphische Einstufung der pleistozänen Ablagerungen im norddeutschen Raum allein nach ihrer Geschiebe- oder Geröllführung nicht durchführbar.

5 Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

5.1 Verbreitung von Elster- und Saale-Eis

Die Kenntnis der Fließwege des Inlandseises während der Elster- und der frühen und mittleren Saale-Zeit sind im Bereich nördlich des Untersuchungsgebiets – in Schleswig-Holstein und der westlich anschließenden Deutschen Bucht – noch sehr unvollständig. Das erschwert natürlich die Rekonstruktion der Hauptfließbahnen in dem südlich anschließenden Gebiet. Es hat sich aber gezeigt, dass die in den Niederlanden, der Westfälischen Bucht, in Ostwestfalen und den angrenzenden Bereichen Niedersachsens vorgefundenen Leitgeschiebeassoziationen mit Hilfe der von J. G. ZANDSTRA entwickelten Methode (s. Kap. 4.1.3.1) befriedigend

definiert und abgegrenzt werden können. Aus Verbreitung und Abfolge der unterschiedlichen Leitgeschiebegemeinschaften ergibt sich ein relativ deutliches Bild des eiszeitlichen Geschehens in diesem Raum.

Nach den bisher bekannten Aufschlüssen scheinen glaziäre Ablagerungen der Elster-Zeit, stellenweise mit holsteinzeitlichen Deckschichten, nur nördlich des Gebirgszuges von Wiehen- und Wesergebirge flächenhaft verbreitet zu sein. Südlich des Höhenzuges gibt es kaum Hinweise auf Ablagerungen des Elster-Eises. Das einzig sichere Vorkommen einer elsterzeitlichen Moräne befindet sich nördlich von Vlotho (DEUTLOFF & STRITZKE 1999); der Fundpunkt eines vermutlich elsterzeitlichen Geschiebemergels liegt etwa 20 km weiter

südwestlich bei Holzhausen (s. auch Kap. 2.1.2). KALTWANG (1992: Kt. 33) legt den Außenrand der Elster-Vereisung in diesem Bereich allerdings etwa 30 km weiter nach Südosten an eine als „allgemeine Vereisungsgrenze“ bezeichnete Linie, die das letzte Vorkommen nordischer Gesteine anzeigt. Er sieht die weit südlich gelegenen Funde nordischer Gesteine als überwiegend autochthon an und schließt eine fluviatile Verlagerung durch Schmelzwasserströme weitgehend aus. Auch die Möglichkeit eines elsterzeitlichen Eisstausees im Oberweserraum, auf dem nordische Geschiebe mit treibenden Eisschollen weit nach Süden verfrachtet worden sein könnten, wird nicht in Betracht gezogen. Es bleibt somit offen, ob diese Grenzziehung wirklich den Rand des Elster-Eises markiert oder ob dieser doch weiter im Norden, in der Nähe des saalezeitlichen Eisrandes, gelegen hat.

Das in der Saale-Zeit vordringende Inlandeis hat den Gebirgsriegel aus Wiehen- und Wesergebirge zunächst über die Pässe, später dann auch in breiter Front überwunden und ist weit in das südlich gelegene Bergland und darüber hinaus bis in die Westfälische Bucht vorgedrungen. Das Eis wurde dabei entsprechend der Hauptdurchlässe in einzelne Ströme („Gletscher“) aufgeteilt. Diese nahmen als weitere Geschiebefracht lokale Gesteine vor allem aus den Schichten des Juras auf, von denen einige wegen ihrer spezifischen Ausbildung gute Leitgeschiebe darstellen. Diese charakteristischen einheimischen Sedimentärgeschiebe ermöglichen eine Abgrenzung der lokalen Eisströme und führen damit zu einer differenzierten Darstellung des saalezeitlichen Vorstoßes sowie zur Rekonstruktion seiner im Weserbergland benutzten Wege.

5.2 Saalezeitliche Eisströme im Weserbergland

Die genaue Kenntnis über die Ausbreitung des Inlandeises im Weserbergland haben wir vor allem E. TH. SERAPHIM zu verdanken, der über lange Jahre die Vereisungsgeschichte dieses Raumes und insbesondere die Verbreitung der Lokalgleschiebe erforschte (SERAPHIM 1962, 1966, 1972, 1980).

Bei seinem Vorstoß in das Weserbergland hat das Inlandeis besonders die benachbarten Täler von Hunte und Aue, das Durchbruchstal der Weser („Porta Westfalica“) sowie die breiten Gebirgsöffnungen zwischen Bückeberg, Süntel und Ith benutzt. Entsprechend werden diese Teilströme als Aue-Hunte-, Porta-, Westsüntel- und Hamel-Gletscher bezeichnet (SERAPHIM 1972; s. auch Abb. 14).

Als das von Norden kommende Eis auf das stellenweise mehr als 250 m über das nördliche Vorland aufsteigende Hindernis des Wiehengebirges stieß, wurde es zunächst aufgestaut und an exponierten Stellen des Höhenzuges aus seiner bisherigen Strömungsrichtung abgelenkt. An dem nach Norden konvexen Bogen des Wiehengebirges mit der höchsten Erhebung, dem 320 m hohen Heidbrink südlich von Lübbecke, teilte sich das Eis in einen westlichen und einen östlichen Eisstrom.

Der westliche Teilstrom staute sich in dem zwischen Ostercappeln und Lübbecke gelegenen, nach Süden gerichteten Bogen des Höhenzuges sehr stark auf. Aus dieser Eismasse, die durch den im Inneren des Bogens dem Wiehengebirge vorgelagerten Höhenrücken der Egge nochmals geteilt wurde, leitete sich der in das südliche Bergland eindringende Eisstrom des Aue-

Hunte-Gletschers ab, dessen Passhöhe bei etwa 90 – 100 m ü. NN liegt (s. Abb. 5). Der östliche Teilstrom wurde in südöstliche Richtung abgelenkt. Diese Eismasse floss zunächst parallel zum Höhenzug und drang an der Porta Westfalica mit dem direkt aus Norden kommenden Eis als Porta-Gletscher in den Oberweserraum ein.

Der westliche Teilstrom, der Aue-Hunte-Gletscher, hat das an das Wiehengebirge nach Süden anschließende Bergland vollständig durchquert und im Bereich des Teutoburger Waldes nahezu Anschluss an das gleichzeitig von Norden in die Westfälische Bucht eindringende und dort nach Südosten und Osten vorstoßende Eis gefunden. Auf dem Weg nach Süden wurde der Aue-Hunte-Teilstrom von den Meller Bergen und vermutlich auch durch den

Zustrom einer westlich, im Raum Osnabrück, aufgestauten und sich weiter nach Süden und auch nach Südosten ausbreitenden Eismasse („Osnabrücker Gletscher“) in südöstliche Richtung abgedrängt.

Der Porta-Gletscher, der die Durchbruchstelle der Weser zwischen Wiehen- und Wesergebirge benutzte, stellte den Hauptstrom des in den Oberweserraum eindringenden Inlandeises dar. Das hat einerseits mit der Tiefe des Einschnitts, der bei etwa 40 m ü. NN liegt, andererseits aber auch mit der Konzentration der von Norden anströmenden Eismassen auf diesen Durchlass zu tun (s. Kap. 3.7.2). Südlich der Porta Westfalica breitete sich dieser Eisstrom radial aus und stieß nach Südwesten, Süden und Südosten vor. Im Süden kam das Eis nur bis an den Teutoburger Wald heran, seine feinkörnige

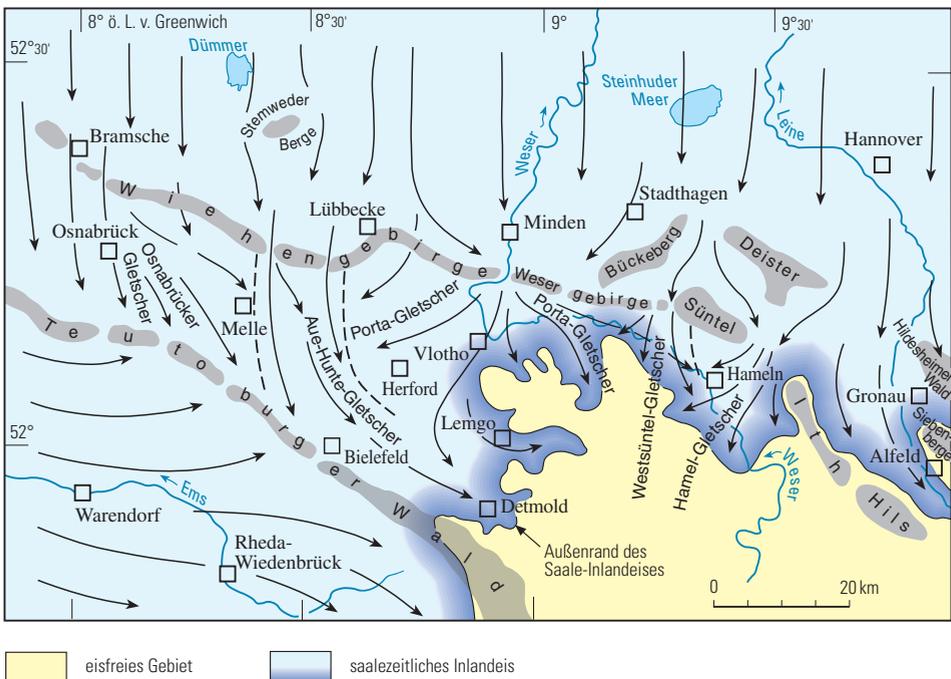


Abb. 14 Teilströme („Gletscher“) und Hauptfließwege des ersten saale- beziehungsweise drenthezeitlichen Eisvorstoßes in das Weserbergland und in die Westfälische Bucht

Fracht wurde allerdings mit den Schmelzwässern über die Gebirgspässe (z. B. Dörenschlucht bei Detmold, Bielefelder Pass) in die Westfälische Bucht transportiert und am Westrand des Teutoburger Waldes in einem großen Aufschüttungskörper („Senne-Sander“) abgelagert (SERAPHIM 1979). Im Wesertal lässt sich der Porta-Gletscher, gekennzeichnet durch einen erhöhten nordischen Geschiebeannteil und durch Geschiebe des Porta-Sandsteins, bis südlich von Hessisch Oldendorf nachweisen (SERAPHIM 1972).

Ehemalige Randlagen des Porta-Gletschers sind noch innerhalb des Weserberglandes in Form mehrerer hintereinander liegender reliktscher Satzendoränen beziehungsweise durch schmale Streifen mit einer höheren Anzahl grober Geschiebe belegt. Sie sind, ausgehend von der Maximalausdehnung des Eises, während des Abtauens und Zurückschmelzens des Inlandeises in Zeiten stationärer Eisränder entstanden und werden entsprechend ihrer Lage von außen nach innen als Dörenschlucht-Hemeringer Halt, Osning-Halt, Bielefeld-Vlothoer Halt und Löhner Halt bezeichnet. Aus dem Verlauf dieser „Grobgeschiebestreifen“ lässt sich heute noch sehr deutlich die an die Morphologie des Berglandes angepasste Kontur der damaligen Eismasse ablesen (SERAPHIM 1972: Abb. 13; s. auch Abb. 4).

Weststütel- und Hamel-Gletscher stießen westlich und östlich des Stütels nach Süden und Südwesten in das Wesertal vor und erreichten am südlichen Talrand zwischen Hemeringen und Kirchohse die Hänge des Lippischen Berglandes. Der Hamel-Gletscher markiert mit seinen Ablagerungen den südöstlichsten Punkt des saalezeitlichen Inlandeises im Wesertal.

5.3 Eisvorstöße und kristalline Leitgeschiebegesellschaften

Die Untersuchungen der kristallinen Leitgeschiebe weisen, wie in der Westfälischen Bucht, auch im nördlichen Vorland des Wiehengebirges auf zwei größere saalezeitliche Eisvorstöße hin, die durch süd- und mittelschwedische Geschiebevor-macht gekennzeichnet sind. Allerdings lässt sich aufgrund fehlender Aufschlüsse keine zeitliche Reihenfolge angeben. Entsprechend der in der Westfälischen Bucht ermittelten Abfolge (s. Kap. 4.2.2.1) wird deshalb die südschwedische Geschiebegemeinschaft dem älteren Vorstoß zugeordnet. Aus der Verbreitung der Leitgeschiebe ergibt sich jedoch, dass nur der erste Vorstoß weit in das Bergland eindrang, seinen nordwestlichen Teil überquerte und sich teilweise mit dem von Norden in die Westfälische Bucht vorgestoßenen Eis vereinte. Der zweite Vorstoß scheint insgesamt eine geringere Intensität gehabt zu haben und konnte sich gegenüber den zu diesem Zeitpunkt bereits stagnierenden Eismassen des ersten Vorstoßes nur lokal durchsetzen. In der Westfälischen Bucht und weniger deutlich auch im nördlichen Vorland des Wiehengebirges ist der zweite Vorstoß als eigenständige Eismasse zu erkennen, während innerhalb des Weserberglandes die für diesen Vorstoß spezifische Leitgeschiebegesellschaft nahezu vollständig zu fehlen scheint.

Im Oberweserraum wurden die glazialkustrinen Ablagerungen des sich entwickelnden Rintelner Stausees von der südschwedisch geprägten Eismasse des Porta-Gletschers überfahren und mit Grundmoräne bedeckt. Nach Abschmelzen des ersten Eiskörpers im Oberweserraum (s. Kap. 5.7) bildeten sich an dem nach

Norden verlegten Eisrand beziehungsweise an den Durchlässen des Wiehen- und Wesergebirges subaquatische Schüttungskörper wie zum Beispiel der Kies- und Sandkörper des „Porta-Deltas“. Dieser wurde, wie die Überdeckung durch Grundmoräne belegt, von einem erneuten Eisvorstoß überfahren. Allerdings zeigt sich in allen untersuchten Moränenvorkommen dieses Raumes immer nur eine südschwedische Leitgeschiebesellschaft – folglich könnte es sich bei dem zweiten Eisvorstoß um ein erneutes Vorrücken der ersten Eismasse handeln. Ein derartig starkes „Oszillieren“ der südschwedisch geprägten Eismasse wurde aber bisher nirgends beobachtet. So ist zu vermuten, dass das erneute Vordringen des Eises südlich der Porta Westfalica doch auf den zweiten, mittelschwedisch geprägten Eisvorstoß zurückgeht. Diese Eismasse ist zwar südlich des Wiehen- und Wesergebirges mit ihrer spezifischen Leitgeschiebeführung bisher nur bei Wallenhorst im nordwestlichen Teil des Berglandes nachgewiesen worden (s. Kap. 2.2.2.1), sie hat vermutlich aber auf breiter Front einen Anschlag gegeben, der das stagnierende Eis des ersten Vorstoßes erneut in Bewegung setzte.

Die jüngsten Moränenablagerungen im westlichen Teil des saalezeitlichen Vereisungsgebiets gehen auf einen ostfennoskandisch geprägten Eisstrom zurück, der westlich der Elbe eine Hauptvorstoßrichtung nach Südwesten einhielt (EHLERS 1990: Abb. 36). Am südlichen Rand dieser Eismasse hat es auch nach Süden bis in den Bereich der Stauchendmoränen der Rehburger Phase vorstoßende Loben gegeben. Diese Vorstöße machen sich noch in den Fürstenauer und Dammer Bergen im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebiets bemerkbar (s. Kap. 4.2.2.2). Auch die bei Liebenau westlich der Weser vor-

kommenden ostfennoskandisch geprägten Moränen der Heisterberg-Phase sind möglicherweise diesem Vorstoß zuzuordnen (s. Kap. 5.8). Scheinbar haben sich die nach Süden abgeflossenen Teile dieser Eismasse zwischen Bramsche und der Weser an den Stauchendmoränenrücken der Rehburger Phase festgefahren. Östlich der Weser bleibt diese Eismasse, beziehungsweise die Heisterberg-Randlage, um etwa 10 km gegenüber der Randlage der Rehburger Phase zurück (FELDMANN 2002 a: Abb. 27). Der weitere Eisschub wurde entlang dem Nordrand des stagnierenden Eises, der ungefähr auf der Linie Bremen – Bassum – Diepholz – Bramsche gelegen haben dürfte, nach Südwesten abgelenkt.

In Nordwestniedersachsen sind Moränen dieses Vorstoßes ebenfalls bekannt. Schon MILTHERS (1913) fand dort einen sandigen, ostfennoskandisch geprägten roten Geschiebelehm und wies auf mehrere Stellen hin – unter anderem in der Umgebung von Cloppenburg und Wildeshausen –, an denen ostfennoskandische Geschiebe vorherrschen. Auch später wurde immer wieder über Vorkommen ostfennoskandischen Materials in diesem Raum berichtet (z. B. RICHTER 1958, K.-D. MEYER 1976, HÖFLE 1979, ZANDSTRA 1993: Abb. 16). Nahezu identische Bildungen sind auch in den östlichen Niederlanden, insbesondere in Ostdrenthe, häufig (Emmen-Morärentyp, s. Anh. 1). Weiter nach Westen schwindet der Einfluss dieses Vorstoßes – in den mittleren und westlichen Niederlanden ist er nicht mehr zu erkennen. Seit den achtziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts wird angenommen, dass stagnierende Eismassen oder Toteis der ersten Vorstöße im Raum östlich von Leeuwarden ein weiteres Ausfließen nach Südwesten unmöglich machten (u. a. RAPPOL 1991) und den Eis-

strom in südliche Richtung ablenkten (vgl. ZANDSTRA 1987 a: Abb. 1).

In einem von Toteismassen umgebenen und nach Süden zunehmend eingeengten Gebiet, dessen Lage durch die Städte Groningen und Bremen im Norden sowie Enschede und Rheine im Süden gekennzeichnet ist, wurde der dritte Vorstoß kanalisiert und durch zunehmende Einengung, aber vermutlich auch durch lokal aufgestaute Schmelzwässer in südwestliche und südliche Richtung sehr stark beschleunigt. Er stieß mit großer Kraft durch die Westfälische Bucht, in der Moränen und Schmelzwasserablagerungen mit einer ostfennoskandischen Geschiebegemeinschaft sehr verbreitet sind (s. auch Kap. 4.2.2.1), bis an den Nordrand des Sauerlandes und an den Niederrhein vor (SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 48). Dieser Vorstoß hat am Niederrhein neben Schmelzwasserablagerungen mit ostfennoskandisch geprägter Geröllführung ebenfalls Stauchendmoränen hinterlassen – wie beispielsweise den Schaephuysener Höhenzug nordwestlich von Krefeld als Teil des Moerser Lobus oder den Höhenzug aus Hochwald und Balberger Wald westlich von Xanten als Teil des Xantener Lobus, der den während des ersten drenthezeitlichen Eisvorstoßes an den Niederrhein entstandenen Sonsbecker Lobus (s. Kap. 4.2.2.1) teilweise überlagert (KLOSTERMANN 1989).

5.4 Mächtigkeit des Inlandeises

Die Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises wird im skandinavischen Raum, im Bereich der Eisscheide, mit 2000 bis 3000 m angegeben (EHLERS 1990); in den Randbereichen wie zum Beispiel im nord-

westdeutschen Raum dürfte sie nur noch einige hundert Meter betragen haben. Aus Drucksetzungsversuchen zur Ermittlung der „Vorbelastung“ bindiger Ablagerungen, erzeugt durch die Auflast des ehemaligen Inlandeises, ergaben sich im Bereich der Rehburger Endmoräne Eismächtigkeiten von 300 – 350 m (BERNHARD 1963).

Für die Zentren der randlichen Loben werden Eisdicken von 200 – 400 m angenommen (KELLER 1974). Diese Angaben korrespondieren mit den Werten, die man aus der Eisverbreitung im Bergland ableiten kann. Im südöstlichen Teil des Teutoburger Waldes, der wahrscheinlich vom Inlandeis nicht mehr überfahren wurde, zeigt sich zwischen dem nördlichen Vorland und dem Höhenzug eine Höhendifferenz von etwa 180 – 200 m, die sich wenig weiter nach Südosten auf über 200 m vergrößert. Auch der Dörenberg bei Osnabrück und der südöstliche Teil des Wiehengebirges sollen eisfrei geblieben sein (VON DECHEN 1879). Dort zeigen sich ebenfalls Höhendifferenzen von 180 bis 200 m. Daraus lässt sich ableiten, dass die Mächtigkeit des Inlandeises an den betreffenden Stellen sehr wahrscheinlich unter 200 m gelegen hat. Zum Höchststand des ersten Eisvorstoßes dürfte das Wiehengebirge allerdings vollständig von Inlandeis bedeckt gewesen sein. Dieser Ansicht ist auch SERAPHIM (1972), der aufgrund der südlich des Wiehen- und Wesergebirges in einer Höhe von mehr als 200 m ü. NN liegenden Vereisungsgrenze annimmt, dass in einer Art Rückstau „diese Gebirgszüge zeitweise in ihrer ganzen Erstreckung vom Inlandeis bedeckt worden sind“. Auch THOME (1983) kommt wegen der im Vergleich zu anderen Höhenzügen auffallend schwach entwickelten Deckschichten aus lockeren Verwitterungsprodukten zu dem Schluss, dass das Wiehengebirge und

auch Teile des Teutoburger Waldes unter Eisbedeckung lagen und damit dem Eisschurf ausgesetzt waren. Für den Außenrand des saalezeitlichen Eises am Südrand der Westfälischen Bucht rechnet er immerhin noch mit Mächtigkeiten von etwa 130 – 170 m. Aus diesen Erwägungen heraus kann man auch für das saalezeitliche Inlandeis im Oberweserraum eine maximale Mächtigkeit von etwa 200 m annehmen.

5.5 Fließgeschwindigkeit des Inlandeises

Nach theoretischen Berechnungen der Fließgeschwindigkeiten in Eisschilden sind für den zentralen Teil einer fließenden Eismasse Werte von 15 – 40 m pro Jahr, für die Randbereiche Geschwindigkeiten von über 100 – 600 m pro Jahr anzunehmen. Für das Inlandeis der letzten Kaltzeit (Weichsel-Zeit) werden im norddeutschen Vereisungsgebiet Fließgeschwindigkeiten zwischen 75 und 150 m pro Jahr angegeben (EHLERS 1994 b). Für die Randbereiche des Inlandeises der Saale-Zeit ist die mittlere Vorstoßgeschwindigkeit wohl mit etwa 200 m pro Jahr anzusetzen. Diese höhere Geschwindigkeit lässt sich aus der im Vergleich zum Weichsel-Eis größeren Mächtigkeit der saalezeitlichen Eisdecke ableiten. Mit der Annäherung des Eises an die Mittelgebirge haben sich zwischen dem Eisrand und den Höhenzügen ausgehende Stauseen gebildet (FELDMANN 2002 b). Auch nördlich des Wiehengebirges wird ein derartiger Stausee vermutet, in dem sich das Schmelzwasser des Inlandeises und der Zustrom der von Süden kommenden Flüsse sammelten (THOME 1983, KLOSTERMANN 1992: Abb. 20 c). Beim Überfahren dieser Stauseen

hat die Fließgeschwindigkeit des Eises sehr wahrscheinlich stark zugenommen.

Vergleichbare Verhältnisse lagen im Bereich südlich des Wiehen- und Wesergebirges vor, in dem sich der so genannte Rintelner Eisstausee gebildet hatte. Dort dürfte die Fließgeschwindigkeit wegen des Auftriebs der Eismasse und des Aufschwimmens der randlichen Zonen des Eises maximale Werte von 500 – 600 m pro Jahr erreicht haben. Das Wasser, das die Eismasse in einem gewissen Grad vom Untergrund entkoppelte, wirkte sozusagen als Schmiermittel. Es setzte die Reibungs- und Schwerwiderstände herab und führte damit zu einer deutlich schnelleren Bewegung des Eises. Bei einer Fließgeschwindigkeit von 500 m pro Jahr hätte der Porta-Gletscher auf seinem Vorstoß nach Osten – das Wesertal aufwärts bis in die Gegend von Hameln – etwa 60 Jahre benötigt. Dieser Wert stimmt in der Größenordnung gut mit der vermuteten Dauer der ersten Phase des Rintelner Eisstausees überein (s. Kap. 5.7).

5.6 Schmelzwasserrinnen und Kiessandkörper

In Gletschern oder an den Rändern von Inlandeismassen sind häufig sowohl senkrecht zum Außenrand, das heißt in Fließrichtung des Eises verlaufende, als auch mehr oder weniger quer dazu, das heißt parallel zum Eisrand, angeordnete Spalten ausgebildet. Diese Spaltensysteme stellen die Hauptabflussbahnen der Schmelzwässer dar. In ihrem Bereich kommt es deshalb häufig zu rinnenartigen Ausspülungen des Untergrundes. An der Struktur der Espelkamp-Mindener Rinne (s. Kap. 3.5), die nördlich von Espelkamp ein mehr nordsüdlich ausgerichtetes Teilstück und

zwischen Espelkamp und Minden ein nach Südosten verlaufendes Teilstück aufweist, scheinen beide Spaltenrichtungen beteiligt zu sein. Allerdings spricht der gleichmäßig ausgebildete Bogen der Rinne gegen diese Annahme. Es handelt sich dort vermutlich eher um ein in Fließrichtung des ehemaligen Inlandeises ausgerichtetes Spaltensystem, das durch seinen bogigen Verlauf in Annäherung an den Höhenzug des Wiehengebirges eine allmähliche Richtungsänderung des zunächst generell nach Süden vordringenden Inlandeises anzeigt (Abb. 5).

Die Ableitung der Schmelzwässer der westlich von Minden gelegenen Eismasse erfolgte im Wesentlichen über das Spalten- und Rinnensystem der Espelkamp-Mindener Rinne nach Südosten in Richtung Porta Westfalica. Die Wassermassen wurden über den bei nur etwa 40 m ü. NN gelegenen Durchlass in den Oberweserraum abgeführt und trugen wesentlich zum Entstehen des Rintelner Eisstausees bei. Auch die zwischen Lübbecke und Ostercappeln auf das Wiehengebirge zuströmende Eismasse dürfte ihre Schmelzwässer wegen der dort etwa 60 m höher gelegenen Gebirgsdurchlässe zu einem gewissen Teil über eine unmittelbar nördlich vor dem Wiehengebirge in westöstlicher Richtung verlaufende Nebenrinne in die Espelkamp-Mindener Rinne eingespeist haben. Ein großer Teil strömte aber auch direkt über die Talkerben der heutigen Aue und Hunte in das südlich gelegene Bergland.

Bei der schmalen und tief eingeschnittenen Espelkamp-Mindener Rinne handelt es sich in der ersten Anlage sehr wahrscheinlich um ein von Schmelzwässern geformtes subglaziäres Tunneltal. Auch die nördlich des Wiehengebirges gelegenen Zuführungen zu den Pässen der heutigen Aue und Hunte sind noch relativ deut-

lich eingetieft und dürften ebenfalls subglaziär entstanden sein. Südlich des Höhenzuges sind die Abflussrinnen allerdings viel breiter ausgebildet – das deutet auf eine Erosion durch subaerisch abfließendes Schmelzwasser hin. Die Sedimentkörper des Ravensberger Kiessandzuges und auch das Kiessandvorkommen am Limberg bei Markendorf nehmen eine überwiegend randliche Position in diesen Abflussrinnen ein und scheinen demnach keine osartigen Ablagerungen darzustellen. Es könnte sich um frühe, sanderartige Schüttungen am Südhang des Wiehengebirges oder um spätere, in Spalten des zerfallenden Berglandeises abgelagerte kameartige Bildungen handeln. Gegen die erste Deutung spricht allerdings das mehr oder weniger lokale Vorkommen der Kiessande, gegen die zweite Deutung ihre häufig zu beobachtende Bedeckung durch Grundmoräne. Für die Kiessandkörper des Ravensberger Kiessandzuges gibt es noch eine weitere Erklärungsmöglichkeit (s. Kap. 5.7).

5.7 Bemerkungen zum Rintelner Eisstausee

Der Rintelner Eisstausee stellt eine Besonderheit unter den glaziären Bildungen der Saale-Zeit im Untersuchungsgebiet dar. Der während des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes im Oberweserraum entstandene, westöstlich gestreckte See hatte eine Breite von etwa 5 – 10 km und eine Länge von deutlich über 50 km (WINSE-MANN & ASPRION & MEYER 2002 a: Abb. 1). Die nördliche Begrenzung wurde im Wesentlichen durch das Wiehen- und Wesergebirge, die südliche durch das Lippische Bergland gebildet. Die Ostgrenze des Stausees lag im Wesertal oberhalb von

Hameln; sein Westrand wird bei Melle (KLOSTERMANN 1992) beziehungsweise westlich von Bad Oeynhausen vermutet (WINSEMANN & ASPRION 2001). Eine Randlage bei Melle ist nicht durch entsprechende Ablagerungen belegt. Das bisher westlichste Vorkommen von typischen Stauseesedimenten wurde am Ostrand von Kirchlengern, das heißt etwa 9 km westlich von Oeynhausen, beobachtet. Dort waren im Jahr 1998 beim Bau einer Umgehungsstraße bei etwa 90 m ü. NN über Tonsteinen des Lias noch 0,7 – 1,0 m mächtige, gebänderte tonige Schluffe („Bändertone“) aufgeschlossen, die von einer über 4 m mächtigen Moräne überlagert werden. Der Rand des Eisstausees ist also sehr wahrscheinlich noch etwas weiter westlich zu suchen – er hat vermutlich in der Gegend von Bünde gelegen.

Es ist auffallend, dass der Bereich der Westgrenze des Stausees nahezu mit dem Verlauf des Ravensberger Kiessandzuges beziehungsweise mit der von SERAPHIM angenommenen Nahtlinie zwischen dem Aue-Hunte- und dem Porta-Gletscher zusammenfällt (s. Kap. 2.2.2.3). Somit könnte der Westrand des Rintelner Stausees weitgehend mit dem Ostrand des Aue-Hunte-Gletschers identisch sein. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob es sich bei den Kiessandkörpern des Ravensberger Kiessandzuges nicht auch um subaquatische Schüttungen in den Rintelner Stausee handelt, die sich am Rand des Aue-Hunte-Gletschers bildeten und, wie der Kiessandkörper des Porta-Deltas, während des zweiten saalezeitlichen Vorstoßes vom Eis überfahren wurden. Eine endgültige Entscheidung für oder gegen diese Deutung kann allerdings erst nach weiteren sedimentologischen Untersuchungen dieser Kiesvorkommen getroffen werden.

Aus der Abfolge der quartärzeitlichen Ablagerungen und deren unterschiedlichen Bildungsbedingungen lässt sich das Geschehen im Oberweserraum während der Saale-Zeit – insbesondere die Bildung des Rintelner Eisstausees – weitgehend rekonstruieren. Die Entwicklung des Sees begann mit einem allmählichen Anstieg des Wassers und einer sich vergrößernden offenen Wasserfläche vor der zunächst über die Pässe in das Bergland eindringenden Eismasse. In dieser Zeit wurden Warvite, Bändertone und -schluffe sowie subaquatischer Till („waterlain till“) im Seebecken abgelagert. Dieser Abschnitt ging mit fortschreitender Verdrängung des Seewassers und der Einengung der Seefläche durch das schnell in den Oberweserraum vordringende Inlandeis in eine glaziäre Phase über, in der eine terrestrische Grundmoräne (Setztill) mit deutlicher Einregelung der Geschiebe gebildet wurde. Nach der Anzahl der Warven in einer Grube bei Heßlingen nordwestlich von Hameln hat die erste Phase wenigstens 66 Jahre gedauert (KULLE 1985). Vergleichbare Verhältnisse bestanden weiter im Südosten am Harzrand und in Ostdeutschland, wo Warvenzählungen an Beckensedimenten ehemaliger Eisstauseen Zeitspannen von 30 Jahren oder aber auch von 70 bis 200 Jahren ergaben (FELDMANN 2002 b).

Das relativ schnelle Vorstoßen des Inlandeises in den Oberweserraum, beziehungsweise über den Bereich des Rintelner Eisstausees, liegt einerseits an dem starken Druck des von Norden anströmenden Eises auf den Bereich der Porta Westfalica (s. Kap. 5.2), andererseits aber auch an der erhöhten Beweglichkeit der Eismasse im Seebereich. Der Spiegel des Stausees stieg in der ersten Phase relativ rasch von etwa 50 m bis über 160 m ü. NN

(WINSEMANN & ASPRION 2001) – im Zentrum des Sees erreichte die Wassersäule damit eine Höhe von etwa 110 m. Bei der Einstellung des Seewasserspiegels hat vermutlich ein Überlauf im Teutoburger Wald bei Bielefeld mit einer Höhe von etwa 150 m ü. NN steuernd mitgewirkt.

Zum Maximum des saalezeitlichen Hauptvorstoßes erreichte der Rintelner Stausee wohl kurzfristig eine Spiegelhöhe von etwa 180 m ü. NN (WINSEMANN & ASPRION & MEYER 2002 b). Zu dieser Zeit standen das Wasser des Stausees und das aktive Inlandeis in einem Druckgleichgewicht. Als der Eisschub nachließ und die Eismasse des ersten saalezeitlichen Vorstoßes stagnierte, setzte ein schneller Abbau ein, bei dem die Eisdecke auf dem Stausee aufschwamm und in kurzer Zeit abgeschmolzen wurde.

Der Stausee dehnte sich im Norden bis an den Höhenzug des Wiehen- und Wesergebirges aus, im Westen reichte er vermutlich bis an die außerhalb des eigentlichen Seebeckens gelegene und deshalb nicht aufgeschwommene, noch stabile Eismasse des Aue-Hunte-Gletschers. Auf der Südseite des Gebirgsriegels bildeten sich vor den Pässen subaquatische Sedimentkörper aus Sand und Kies wie beispielsweise das „Porta-Delta“. Sehr wahrscheinlich sind zu dieser Zeit auch am Ostrand des Aue-Hunte-Gletschers subaquatische Kiessandkörper entstanden, die heute wegen ihrer Aufreihung den Eindruck eines osartigen Kiessandzuges erwecken.

Während eines erneuten Eisvorstoßes in den Bereich des Rintelner Eisstausees, der vermutlich mit dem zweiten saalezeitlichen Vorstoß in Westfalen identisch ist, wurde dann der Kiessandkörper des „Porta-Deltas“ (und wahrscheinlich auch

die Sedimente des Ravensberger Kiessandzuges) vom Eis überfahren. Auch weiter südlich bei Holzhausen im Werretal sind zwei saalezeitliche Eisvorstöße belegt, deren Moränen durch Einschaltungen von bis zu 20 m mächtigen Sanden und Kiesen getrennt werden (s. Kap. 2.1.2.2).

Die letzte Phase des Eisstausees setzte mit dem weiträumigen Abschmelzen der Eisdecke im Bergland ein. Im zerfallenden Eis öffneten sich neue Abflusswege, die zu einem allmählichen, zeitweilig auch spontanen Absinken des Seespiegels führten.

In neueren Bearbeitungen wird die Ansicht vertreten, dass es sich bei den meisten diamiktischen Sedimenten im Oberweserraum nicht um Grundmoränen oder Setztill („lodgement till“), sondern eher um Fließerden oder auch um subaquatische Massenstromablagerungen vor den deltaartigen Schüttungskörpern handelt (WINSEMANN & ASPRION 2001). Daraus leitet sich die Frage ab, ob der Bereich des Rintelner Eisstausees wirklich von Inlandeis bedeckt war. Die Beantwortung hängt einerseits von der Deutung beziehungsweise von der Genese der diamiktischen Ablagerungen ab, andererseits lassen sich auch aus theoretischen Erwägungen über Eismächtigkeiten und Höhe der Wassersäule des damaligen Eisstausees wesentliche Hinweise über die Ausdehnung der ehemaligen Eisdecke gewinnen.

Neben dem von WINSEMANN & ASPRION (2001) als einzig sicher anerkanntem Grundmoränenvorkommen im Steinbruch der Firma Obolith bei Vlotho könnte es sich bei den weiter im Wesertal aufwärts gelegenen Vorkommen von Heßlingen und Helpensen ebenfalls um echte Grundmoräne oder um auf festem Untergrund abgelagerten Setztill („lodgement till“) handeln. Dafür sprechen die auch dort

deutlich ausgeprägte Einregelung der Geschiebe (s. Kap. 3.2) und die Gefügeauswertungen nach den Eigenwerten S_1 und S_3 (vgl. SPEETZEN & WIXFORTH 2002: Abb. 12), die überwiegend auf Setztill hinweisen. Einschränkend ist allerdings festzuhalten, dass diese Gefügemerkmale für sich allein noch keine absolut sichere Einstufung ergeben.

Aus dem Vergleich der im Weserbergland vermuteten Eismächtigkeit mit der Höhe der Wassersäule im Rintelner Stausee wird eine ehemalige Ausfüllung des Seebereichs mit Inlandeis ebenfalls wahrscheinlich.

Bei einer Wassersäule von 110 m und reinem Eis, dessen Dichte um etwa 10 % geringer als Wasser ist, würde eine Eismächtigkeit von circa 120 m für einen Kontakt mit dem Seeboden notwendig sein. Da das Inlandeis aber besonders in seinen unteren Bereichen sehr stark mit Bodenpartikeln und Geschieben durchsetzt ist und dadurch eine Dichte von 1,8 bis 2,2 g/cm³ erreichen kann, würde bereits eine Eismächtigkeit von etwa 100 m (z. B. 20 m mit 2 g/cm³ + 80 m mit 0,9 g/cm³) für eine Bodenberührung, eine Mächtigkeit von über 100 m für einen festen Bodenkontakt ausreichen. Da der Maximalwert der Wassersäule nur allmählich und auch nur in Teilbereichen des Stausees erreicht wurde – und zudem die Eismächtigkeit deutlich größer als 100 m gewesen sein dürfte (s. Kap. 5.4) –, sind die Voraussetzungen für die Bildung einer auf festem Untergrund abgesetzten „terrestrischen“ Grundmoräne mit ausgeprägter Geschiebeeinregelung gegeben. Man kann deshalb mit großer Sicherheit annehmen, dass auch der zentrale Bereich des ehemaligen Eisstausees zeitweilig vom Inlandeis eingenommen und großflächig mit Setztill bedeckt wurde.

5.8 Versuch einer Korrelation der saalezeitlichen („drenthestadialen“) Eisvorstöße in Westfalen und Niedersachsen

Die im deutsch-holländischen Grenzgebiet und in der Westfälischen Bucht aufgestellte, auf die spezifische Leitgeschiebeführung der Moränen bezogene Gliederung der saalezeitlichen Vereisung in drei Vorstöße (ZANDSTRA 1993) lässt sich relativ gut auf das hier beschriebene Gebiet übertragen. Eine direkte Parallelisierung mit dem östlich anschließenden Niedersachsen ist allerdings zunächst nicht möglich. Die Gründe liegen in der wiederholten Aufarbeitung und Resedimentation, die sowohl im Bergland als auch im nördlich vorgelagerten Flachland teilweise zu einer Angleichung der Geschiebespektren der elster- und saalezeitlichen Moränen führten. Über Geschiebeanalysen allein sind deshalb keine verlässlichen Aussagen über stratigrafische Einstufungen der glazigen Ablagerungen zu erhalten (s. Kap. 4.2.2.4).

Es soll dennoch der Versuch unternommen werden, den Ablauf der saalezeitlichen Eisbewegung in der Westfälischen Bucht mit dem schon vor langer Zeit von LÜTTIG (1958 b, c) im Leine- und Weserraum aufgestellten Gliederungsschema zu vergleichen (Abb. 15). Er unterteilt die verschiedenen Eisvorstöße nach ihrer Reichweite und Dauer in Phasen und Staffeln. Im Drenthe-Stadium, dem ersten kalten Abschnitt der Saale-Zeit, hat es mehrere kräftige Eisvorstöße gegeben. Die Zeitspannen dieser Hauptvorstöße (Phasen) wurden oft durch kurzfristige Erwärmungszeiten unterteilt, die ein lokales Rückschmelzen des Inlandeises bewirk-

ten. Aus diesem Grund setzen sich die Phasen häufig aus mehreren untergeordneten Eisvorstößen (Staffeln) zusammen. Bleibt der Rand des Inlandeises für eine gewisse Zeit stationär, spricht man von einem Halt.

Eine vermittelnde Stellung beziehungsweise eine Art Brückenfunktion in dem Vergleich zwischen Westfalen und Niedersachsen nehmen die Untersuchungen von SERAPHIM (1972) ein, der eine zeitliche Einteilung des saalezeitlichen Geschehens im Oberweserraum vornahm und sie mit der Gliederung von LÜTTIG (1958 c) parallelisierte. Die saalezeitliche Vereisung des Weser-

berglandes erfolgte demnach mit dem ersten und weitesten Eisvorstoß „in einem Zuge bis zur Vereisungsgrenze“, die überwiegend mit dem Dörenschlucht-Hemeringer Halt identisch ist. Die übrigen Halte stellen nur relativ kurzfristige Gleichgewichtszustände zwischen Nachschub und Abtauen des Eises im zeitlichen „Anschluß an das Vereisungsmaximum“ dar. Lediglich dem Bielefeld-Vlothoer Halt wird „ein größeres Maß an Eigenständigkeit“ zugemessen. Er zeigt ein erneutes Aufleben der Eisaktivität nach kurzer Stagnations- und Abschmelzzeit an, die mit der von LÜTTIG in Niedersachsen angenommenen kurzfristigen Erwärmung gleichgesetzt wird, die dort den Haupteisvorstoß (Hamelner Phase) in einen älteren und einen jüngeren Teilvorstoß (Alfelder und Fredener Staffel) untergliedert. Damit ergibt sich auch ein deutlicher Bezug zu der westfälischen Gliederung.

Zeit	Niederlande / Westfalen (ZANDSTRA 1983, 1987 a, 1993)	Oberweserraum (SERAPHIM 1972)	Niedersachsen (LÜTTIG 1958 b, c)	
Drenthe-Stadium	Haupt-Drenthe	Westfälische Bucht 4. Vorstoß 3. Vorstoß 2. 1. Vorstoß	H Hamelner Phase A	außerhalb des Mittelgebirges im Mittelgebirge I n l a n d e i s
	Früh-Drenthe	Eisrandlage der Rehburger Phase (Endmoränen bei Uelsen-Itterbeck, Lingen, Fürstenau, Damme, Uchte, Rehburg, Schneeren)		

DH	Dörenschlucht-Hemeringer Halt	A	Alfelder Staffel
O	Osning-Halt	F	Fredener Staffel
BV	Bielefeld-Vlothoer Halt	H	Heisterberg-Phase
L	Löhner Halt		

Abb. 15
Korrelation der saalezeitlichen („drenthestadialen“) Eisvorstöße zwischen Westfalen und Niedersachsen

Vergleicht man die Einteilung der saalezeitlichen Eisvorstöße nach ihrer Leitgeschiebeführung (ZANDSTRA 1983, 1987 a, 1993) mit ihrer Gliederung in Phasen und Staffeln (LÜTTIG 1958 a, b, c, 1960), so kann es sich bei dem ersten, südschwedisch geprägten Vorstoß um die Alfelder Staffel und bei dem zweiten, mittelschwedisch gekennzeichneten Vorstoß um die Fredener Staffel der Hamelner Phase handeln. Allerdings ist die von LÜTTIG (1958 b) angegebene Beweiskette für die Existenz der Fredener Staffel nicht unbedingt zwingend. Es gibt aber auch an anderen Stellen im Leine-Weser-Raum Hinweise für zwei kurz aufeinander folgende saalezeitliche Vorstöße, die zum Teil von LÜTTIG selbst und auch von anderen beschrieben wurden. Die Bezeichnung „Fredener Staffel“ sollte deshalb beibehalten werden. Zudem sind die Ähnlichkeiten im Ablauf der Eisvorstöße so auffällig, dass

man in Anlehnung an LÜTTIG und SERAPHIM auch im Westen von einer in zwei Staffeln untergliederten Phase („Münsterland-Phase“) sprechen kann. SERAPHIM (1980: Tab. 1) hat diese Bezeichnung bereits verwendet, fasst darunter aber zwei lokale Eisströme („Emsland-Gletscher“ und „Osnabrücker Gletscher“) des ersten, südschwedisch geprägten Eisvorstoßes zusammen (vgl. SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993: Abb. 46).

Der letzte Vorstoß des saalezeitlichen Inlandeises im westlichen Verbreitungsgebiet ist ostfennoskandisch geprägt und erfolgte nach einem deutlichen Stagnations- und Rückschmelz-Intervall. Er kann mit der Heisterberg-Phase parallelisiert werden, die von dem saalezeitlichen Hauptvorstoß durch einen Zeitabschnitt mit wahrscheinlich geringfügiger Erwärmung („Liebenauer Intervall“) abgesetzt ist. LÜTTIG (1958 b) nimmt deshalb an, dass es nach der Hamelner Phase einen deutlichen Eisrückzug gegeben hat. Die Heisterberg-Phase ist deshalb keine einfache Stillstandslage, sondern stellt einen eigenständigen Vorstoß dar, der wie die Moräne des dritten Vorstoßes nach ZANDSTRA (1993) gleichfalls durch einen merklichen Anteil ostfennoskandischer Geschiebe gekennzeichnet ist.

In einer späteren Veröffentlichung wird die von LÜTTIG postulierte Heisterberg-Phase allerdings in Frage gestellt (LÜTTIG & MEYER 1980). K.-D. MEYER sieht die entsprechende Endmoräne als ältere, während der Rehburger Phase entstandene Stauchmoräne an, die in der Hamelner Phase vom Eis überfahren wurde. Er äußert sich allerdings nicht zu dem von LÜTTIG ausdrücklich erwähnten ostfennoskandischen Geschiebeinventar, das für den Eisvorstoß der Hamelner Phase völlig untypisch, im südwestlichen Teil des saa-

lezeitlichen Vereisungsgebiets aber kennzeichnend für den letzten Eisvorstoß ist.

Auch für die an Feuersteinen arme Nachphase – also für die zweite Staffel des dritten, durch die Åland-Rapakivi-Gemeinschaft angezeigten Vorstoßes – scheint es zumindest in Drenthe, Groningen und auch am Niederrhein eine Entsprechung zu geben. Dort ist in dem durch die ostfennoskandisch geprägte Eismasse erzeugten Moerser Lobus neben der äußeren Randlage des Schaephuysener Höhenzuges (s. Kap. 5.3) etwa 5 km weiter östlich eine zweite, jüngere Randlage zu erkennen (THOME 1958). Damit zeigt sich auch im äußersten Südwesten des drenthezeitlichen Vereisungsgebiets eine Gliederung des dritten Eisstroms – der dort als „Moerser Phase“ bezeichnet wird – in zwei als Neusser und Kamper Staffel benannte Vorstöße. Östlich der Weser ist das Bild unklar. In der Gliederung von LÜTTIG (1958 c) wird der auf die Heisterberg-Phase folgende Eisvorstoß als Soltauer Phase bezeichnet. Dabei scheint es sich allerdings bereits um einen Vorstoß der jüngeren Drenthe-Zeit zu handeln. Vermutlich hat sich der zweite Vorstoß der ostfennoskandisch geprägten Eismasse des Haupt-Drenthe nur noch im Westen und Südwesten des Vereisungsgebiets ausgewirkt.

In der Westfälischen Bucht, das heißt nahe dem Außenrand des saalezeitlichen Vereisungsgebiets, haben die drei durch unterschiedliche Geschiebegemeinschaften gekennzeichneten Eisvorstöße nur in Ausnahmefällen deutlich voneinander abgesetzte („gegliederte“) Moränen hinterlassen (s. Kap. 4.2.2.1). Im Allgemeinen bildete sich eine einheitliche Grundmoräne, die in Niedersachsen dem „Hauptdrenthe-Vorstoß“ entspricht. Diese Moräne setzt sich also im nördlichen Nieder-

sachsen, in der Westfälischen Bucht und am Niederrhein aus zwei Phasen zusammen (Hamelner Phase und Heisterberg-Phase bzw. „Münsterland-Phase“ und „Moerser Phase“), während sie südlich der Heisterberg-Randlage sowie im Weser- und Leinebergland nur einer Phase entspricht (Hamelner Phase bzw. „Herforder Phase“).

Während die auf die Hamelner Phase folgenden Eisvorstöße östlich der Weser eine immer geringere Reichweite hatten und damit einen allgemeinen Rückzug des Inlandeises anzeigen, ist die Dynamik des

Inlandeises im südwestlichen Vereisungsgebiet bis zum Ende des Haupt-Drenthe noch ungebrochen. Ein Grund ist darin zu sehen, dass das Inlandeis auf dem Weg nach Südwesten zum Niederrhein keine nennenswerten Höhen überwinden musste, während es in südlicher Richtung in ein Bergland eindrang. Ein anderer, wesentlichlicher Grund ist sicherlich die generelle Änderung der Hauptvorstoßrichtung des drenthezeitlichen Inlandeises, das zunächst aus nördlichen Richtungen, dann mehr aus nordöstlichen und schließlich aus östlichen Richtungen in den Raum westlich der Elbe vorstieß.

6 Schriften und Karten

6.1 Schriften

- BARTHOLOMÄUS, W. A.; ELBRACHT, J.; WELLMANN, P. L. (2001): Eiszeitliche Ablagerungen in Hochlagen des Süntels (Süd-Hannover) und seinen Karstschloten. – Geol. Beitr. Hannover, **2**: 113 – 126, 7 Abb.; 5 Tab.; Hannover.
- BERNHARD, H. (1963): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. – Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover, **1**: 168 S., 11 Abb., 1 Tab, 67 Taf., 5 Anl.; Hannover.
- BRÜNING, U. (1980): Die Saale-eiszeitlichen Sedimente am Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 7 – 42, 18 Abb.; Osnabrück.
- BURRE, O. (1919): Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Kartierung auf Blatt Hameln. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40** (Tl. II): LII – LX; Berlin.
- BURRE, O. (1924): Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **44**: 306 – 311; Berlin.
- DECHEN, H. VON (1879): Über das Vorkommen nordischer Geschiebe oder erratischer Blöcke in Rheinland und Westfalen. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., **36**: 82 – 87; Bonn.
- DETERS, H.-B. (1999): Internbau und Genese von zwei pleistozänen Kiessand-Vorkommen östlich von Hameln (Afferde, Copenbrügge) im Niedersächsischen Bergland. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 100 S., 61 Abb., Anh.; Hannover. – [Unveröff.]
- DEUTLOFF, O. (1995), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 3818 Herford. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3838**, 2. Aufl.: 182 S., 13 Abb., 17 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- DEUTLOFF, O.; MICHEL, G. (1986): Das Hücker Moor und andere Feuchtgebiete südlich der Else. – In: DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000, Erl., **C 3914**: 86 – 90, 1 Abb.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; STRITZKE, R. (1999): Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subrosions-senken Ostwestfalens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 84 – 101, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- DIENEMANN, W. (1939): Erläuterungen zu den Blättern Melle, Quernheim, Oeynhaus. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3716, 3717, 3718**: 145 S., 6 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Berlin.
- DIENEMANN, W. (1944): Über vermeintliche Weserablagerungen im Längstal Porta–Osnabrück. – Jb. R.-Amt Bodenforsch. [für 1941], **62**: 1 – 30, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- DRIEVER, E. (1921): Die Entwicklung des Längstales Porta–Osnabrück. – Ber. naturwiss. Ver. Osnabrück, **18**: 88 S., 4 Abb., 4 Taf.; Osnabrück.
- DUPHORN, K.; GRUBE, F.; MEYER, K.-D.; STREIF, H.; VINKEN, R. (1973): Area of Scandinavian Glaciation. 1. Pleistocene and Holocene. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 222 – 250, 1 Abb.; Öhringen.
- EHLERS, J. [Hrsg.] (1983): Glacial Deposits in North-West Europe. – 482 S., 504 Abb., 18 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- EHLERS, J. (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. – Bremer Beitr. Geogr. u. Raumpl., **19**: 166 S., 84 Abb.; Bremen.
- EHLERS, J. (1994 a): Kames in North Germany. – Acta Univ. Nicolai Copernici, **92**: 161 – 171, 6 Abb.; Torun.
- EHLERS, J. (1994 b): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- ELBRACHT, J. (2002): Kalzitcementation unter kaltzeitlichen Bedingungen. – Terra nostra, **2002** (6): 100 – 101; Potsdam.
- FELDMANN, L. (2002 a): Das Quartär zwischen Harz und Allertal – mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. – Clausthaler Geowiss., **1**: X + 149 S., 72 Abb., 7 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- FELDMANN, L. (2002 b): Die Entwässerung der nordischen Eismassen während ihrer maximalen Ausdehnung. – Terra nostra, **2002** (6): 104 – 109, 3 Abb.; Potsdam.
- FELDMANN, L.; MEYER, K.-D. [Hrsg.] (1998): Quartär in Niedersachsen. – Exkursionsführer zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover. – deuqua-Exk.-Führer: 205 S., 88 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- GENIESER, K. (1964): Zur Herkunft und Verbreitung von Elbe-Leitgeröllen im Norddeutschen Flachland. – Lauenburgische Heimat, **45** (Juni/Juli): 38 – 48, 4 Abb., 2 Taf.; Lauenburg.
- GENIESER, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. – Grondboor en Hamer, **2**: 35 – 64, 4 Abb., 3 Tab.; Enschede.
- GRUPE, O. (1930): Die Kamesbildungen des Weserberglandes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 350 – 370, 1 Abb., 7 Taf.; Berlin.
- GRUPE, O. (1933), mit Beitr. von IHNEN, K.: Erläuterungen zu Blatt Kathrinshagen. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3721**: 56 S., 3 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Berlin.

- HAMM, H. (1882): Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Osnabrück. – Z. dt. geol. Ges., **34**: 629 – 636; Berlin.
- HARMS, F.-J. (1984): Erläuterungen zu Blatt Nr. 4025 Freden. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **4025**: 168 S., 20 Abb., 18 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- HARMS, F.-J.; BRÜNING, U. (1980): Gletscherschrammen auf dem Piesberg bei Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 43 – 48, 6 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.
- HESEMANN, J. (1930 a): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe?. – Sitz.-Ber. geol. L.-Anst., **5**: 188 – 196; Berlin.
- HESEMANN, J. (1930 b): Statistische Geschiebeuntersuchungen. – Z. Geschiebeforsch., **6**: 158 – 162; Leipzig.
- HESEMANN, J. (1931): Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom geschiebekundlichen Standpunkt aus. – Geol. Rdsch., **22**: 145 – 155; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1939): Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31** (2): 247 – 285, 3 Abb.; Bremen.
- HESEMANN, J. (1950): Über die Geschiebeverteilung im Jungdiluvium und geschiebekundliche Hinweise auf eine zweimalige Vereisung Nordwestdeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **101**: 79 – 85, 3 Abb.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1956): Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1956**: 49 – 54, 1 Abb.; Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1961): Geschiebeforschung im Rück- und Ausblick. – Ber. geol. Ges. DDR, **5** (3): 191 – 205; Berlin.
- HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand- und Kieszug im Raum Bielefeld–Halle (Westf.). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **20**: 61 – 65, 4 Abb.; Bielefeld.
- HINZE, C. (1979): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3614 Wallenhorst. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **3614**: 154 S., 20 Abb., 8 Tab., 6 Kt.; Hannover.
- HINZE, C. (1982): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3615 Bohmte. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **3615**: 128 S., 20 Abb., 4 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- HJELMQVIST, S. (1966): Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. – Sveriges geol. Unders., Ser. Ca **40**: 217 S., 123 Abb., 2 Kt.; Stockholm.
- HÖFLE, H.-CHR. (1976): Die Geologie des Elbe-Weser-Winkels. – Führer zu vor- u. frühgesch. Denkmälern, **29**: 30 – 41, 1 Abb.; Mainz.
- HÖFLE, H.-CHR. (1979): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. – Verh. naturwiss. Ver. Hamburg (N. F.), **23**: 81 – 91, 3 Abb., 1 Tab.; Hamburg.
- HÖFLE, H.-CHR. (1981): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3420 Stolzenau. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **3420**: 79 S., 3 Abb., 10 Tab., 6 Kt.; Hannover.
- HOFFMANN, K.; MEYER, K.-D. (1997): Leitgeschiebezahlungen elster- und saalezeitlicher Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. – Leipziger Geowiss., **5**: 115 – 128, 7 Abb., 3 Tab.; Leipzig. – [Festschr. Prof. L. Eissmann]
- ITES, R. (1996): Lagerungsverhältnisse und Schichtaufbau in Quartäraufschlüssen der östlichen Brelinger Berge (N Hannover). – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **36**: 99 S., 32 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Hannover.

- JAREK, M.; WINSEMANN, J. (1998): Die Emme: Ein glaziolakustrines Delta am Südhang des Weser-gebirges. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 137 – 148, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- JORDAN, H.; MEYER, K.-D. (1969): Gletscherschrammen bei Burgstemmen südlich von Hannover. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 198 – 203, 2 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **33**: 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Kt.; Hannover.
- KELLER, G. (1951): Der stratigraphische Aufbau des Diluviums im nördlichen Vorland der Osnabrücker Mittelgebirgsschwelle. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1951**: 161 – 169, 3 Abb.; Stuttgart.
- KELLER, G. (1974): Glazitektonik im Wirkungsfeld exogener Dynamik. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 48 – 53; 1 Tab.; Öhringen.
- KELLER, G. (1976): Neue Beobachtungen im Stauchmoränengebiet des Rehburger Stadiums bei Ankum, Krs. Bersenbrück (Niedersachsen). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1976** (2): 65 – 72, 1 Tab.; Stuttgart.
- KLOSTERMANN, J. (1989): Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4304**: 153 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KLUIVING, S. J. (1994): Glaciotectonics of the Itterbeck-Uelsen push moraines, Germany. – Journ. Quat. Sci., **9** (3): 235 – 244, 13 Abb., 1 Tab.; Harlow.
- KNAUFF, W. (1978), mit Beitr. von DEUTLOFF, O.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; WILL, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3918 Bad Salzuffen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3918**: 143 S., 17 Abb., 18 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KULLE, S. (1985): Drenthestadiale (pleistozäne) Staubeckensedimente und ihr Lagerungsverband in zwei Aufschlüssen im Wesertal zwischen Rinteln und Hameln. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 82 S., 18 Abb., 8 Tab., 4 Taf., 23 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- KURTZ, E. (1928): Die Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit. – Z. dt. geol. Ges., **79**: 457 – 514, 1 Taf.; Berlin.
- LOTZE, F. (1952): Quartärstratigraphie und Geschichte der Werretalung bei Holzhausen (Blatt Salzuffen). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1952**: 161 – 168, 2 Abb.; Stuttgart.
- LUDWIG, R. R. (1981): Quartärgeologische und hydrogeologische Untersuchungen im Raum Preussisch Oldendorf. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover, Textbd.: 100 S., 18 Abb., 6 Tab., Anlagenbd.: 121 S., 1 Taf., 4 Kt.; Hannover. – [Unveröff.]
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – Geol. Jb., **70**: 43 – 125, 16 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1957): Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. – Umschau, **13**: 403 – 405; Frankfurt/Main.
- LÜTTIG, G. (1958 a): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – Geol. Jb., **75**: 361 – 418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1958 b): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. – Geol. Jb., **75**: 419 – 430, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

- LÜTTIG, G. (1958 c): Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. – Geol. Jb., **76**: 235 – 260, 3 Abb.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld–Hameln–Elze. – Geol. Jb., **77**: 337 – 390, 11 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1964): Die Aufgaben des Geschiebeforschers und des Geschiebesammlers. – Lauenburgische Heimat, N. F., **45**: 6 – 26, 3 Abb., Lauenburg.
- LÜTTIG, G. (1974): Geological history of the river Weser (Northwest Germany). – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale: 21 – 34, 1 Abb., 1 Tab.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- LÜTTIG, G. (1999): Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 144 – 163, 10 Abb.; Hannover.
- LÜTTIG, G.; MEYER, K.-D. (1974): Geological history of the river Elbe, mainly of its lower course. – In: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale: 1 – 19, 1 Abb., 1 Tab.; Liège (Soc. géol. Belg.).
- LÜTTIG, G.; MEYER, K.-D. (1980): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3320 Liebenau. – Geol. Kt. Niedersachsen 1 : 25 000, Erl., **3320**: 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- LÜTTIG, G.; MEYER, K.-D. (2002): Geschiebezählungen in der nördlichen Lüneburger Heide. – Geschiebesammler, **34**: 155 – 172, 2 Abb., 1 Tab.; Wankendorf.
- MAARLEVELD, G. C. (1954): Über fluviatile Kiese in Nordwestdeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 10 – 17, 2 Abb.; Öhringen.
- MERKT, J. (1980): Zur Bildung der Quellmoore bei Todenmann/Wesergebirge: Die geologischen Voraussetzungen. – Mitt. flor.-soz. Arb.-Gem., N. F., **22**: 135 – 138, 3 Abb.; Göttingen.
- MESTWERDT, A.; BURRE, O. (1926): Erläuterungen zu Blatt Bielefeld. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3917**: 39 S.; Berlin.
- MEYER, H.-H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg–Hoher Sühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage). – Jb. geogr. Ges. Hannover, **1983**: 271 S., 81 Abb., 11 Tab.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1970): Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **37**: 227 – 246, 4 Abb., 1 Tab.; Bremen.
- MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenaauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). – In: Festschrift G. KELLER: 83 – 104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Wenner).
- MEYER, K.-D. (1983): Indicator pebbles and stone count methods. – In: EHLERS, J. [Hrsg.]: Glacial Deposits in North-West Europe: 275 – 287, 29 Abb., 2 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- MEYER, K.-D. (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony. – In: VAN DEN MEER, J. J. M. [Hrsg.]: Tills and Glaciotectonics: 197 – 204, 10 Abb., 2 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- MEYER, K.-D. (2000): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). – Brandenburgische geowiss. Beitr., **7**: 115 – 125, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kleinmachnow.
- MEYER, K.-D.; MEYER, K.-J. (1992): Das Eem-Interglazial von Buer bei Melle/Osnabrück. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **18**: 81 – 90, 5 Abb., 1 Tab.; Osnabrück.

- MILTHERS, V. (1913): Ledeblokke i de skandinaviske Nedisningers sydvestlige Graenseegne. – Medd. dansk geol. Foren., **4**: 115 – 182, 2 Abb., 1 Tab.; Kopenhagen.
- MIOTKE, F.-D. (1971): Die Landschaft an der Porta Westfalica, Tl. 1: Die Naturlandschaft. – 265 S., 182 Abb., 1 Kt.; Hannover (Selbstverl. Geogr. Ges.).
- NAUMANN, E.; BURRE, O. (1927): Erläuterungen zu Blatt 3822 Hameln. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1 : 25 000, Erl., **3822**: 77 S., 1 Taf.; Berlin.
- NEUSS, M. (1973): Gliederung pleistozäner Deckschichten im Raum Krankenhagen-Möllenbeck. – Dipl.-Kart. Univ. Hannover: 12 S., 1 Abb., 3 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- NORLING, E. (1994): Bedrock of the Swedish continental shelf. – In: FREDÉN, C. [Hrsg.]: National Atlas of Sweden: 38 – 43, 10 Abb.; Uppsala (Geol. Surv. Sweden).
- RAPPOL, M. (1991): De landijsbedekking van Nederland in het Saalien. – K.N.A.G., Geogr. Tijdschr., N. S., Bd. XXV (4): 371 – 383, 13 Abb; Amsterdam.
- RAUSCH, M. (1975): Der „Dropstein-Laminit“ von Bögerhof und seine Zuordnung zu den Drenthezeitlichen Ablagerungen des Wesertals bei Rinteln. – Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover, **12**: 51 – 84, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RAUSCH, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und der Innerste. – Mitt. geol. Inst. techn. Univ. Hannover, **14**: 84 S., 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER, K. (1958): Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. – Geol. Jb., **76**: 223 – 234, 1 Taf.; Hannover.
- RICHTER, K. (1961): Das Alter der Gletscherschrammen von Velpke. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **12**: 125 – 130, 3 Abb.; Öhringen.
- RICHTER, K. (1962 a): Geschiebekundliche Gliederung der Elster-Eiszeit in Niedersachsen. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 309 – 343, 4 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- RICHTER, K. (1962 b): Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. – Z. Geschiebeforsch., **8**: 62 – 66, 2 Abb.; Leipzig.
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge-Veltheim (Weser). – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 107 S., 53 Abb., 7 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- ROHDE, P. (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **44**: 106 – 113, 2 Abb.; Hannover.
- ROHDE, P. (1998): Aufgelassene Kiesgrube an der Mühle bei Barnten. – In: FELDMANN, L.; MEYER, K.-D. [Hrsg.]: Quartär in Niedersachsen. – dequa-Exk.-Führer, Exk. C: 107 – 110, 2 Tab.; Hannover.
- RUEGG, G. H. J. (1980): Sedimentologische gegevens van een gestuwde afzetting bij Getelo (Dld.) nabij Vasse. – Ber. Nr. 19 sed.-petrogr. Abt.: 2 S., 3 Beil.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst). – [Unveröff.]
- SCHÖNE, G. (2002): Geschiebezählung am Schulauer Ufer (Tl. II) – Der saalezeitliche Till von Tinsdal bis Wedel-Schulau. – Geschiebekunde aktuell, **18** (4): 113 – 127, 16 Abb., 2 Tab., 2 Kt.; Hamburg.
- SCHUDEBEURS, A. P. (1967): Opnieuw over de verspreiding van de zwerfstenen uit het Oslogebied. – Grondboor en Hamer, **21** (3/4): 121 – 129; Oldenzaal.

- SCHUDEBEURS, A. P. (1983): Geschiebezählungen in den Ankumer und Dammer Bergen. Verschiedene Geschiebegemeinschaften. – 50. Tag. Arb.-Gem. nordwestdt. Geologen in Vechta, Votr.-Kurzfass.: 1 – 3, 1 Abb., 1 Tab.; Vechta.
- SCHUDEBEURS, A. P. (1985): Zijn de Nederlandse en Duitse stuwwallen met elkaar te correleren met behulp van zwerfsteentellingen?. – Grondboor en Hamer, **39** (1): 25 – 32, 3 Abb.; Oldenzaal.
- SCHUDEBEURS, A. P. (1987): De verspreiding over Europa van gidsgesteenten uit het Oslogebied en begeleidende zwerfstenen. – Grondboor en Hamer, **41** (5): 114 – 144, 29 Abb., 7 Tab.; Maastricht.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. – Spieker, **12**: 45 – 80, 1 Abb.; Münster.
- SERAPHIM, E. TH. (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 125 – 130, Öhringen.
- SERAPHIM, E. TH. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., **A 3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SERAPHIM, E. TH. (1973 a): Eine saalezeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 116 – 129, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- SERAPHIM, E. TH. (1973 b): Kames in der Salztalung. – Mitt. lippische Gesch. u. Landeskd., **42**: 145 – 156, 3 Abb., 2 Tab.; Detmold.
- SERAPHIM, E. TH. (1979): Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse – Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **24**: 319 – 344, 8 Abb.; Bielefeld.
- SERAPHIM, E. TH. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes. – Westf. geogr. Stud., **36**: 11 – 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster.
- SKUPIN, K. (in Vorbereit.), mit Beitr. von KRAHN, L.; WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 3517 Rahden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3517**; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E. (1998): Stauchungsstrukturen in der saalezeitlichen Grundmoräne von Oppenwehe bei Rahden (nördliches Wiehengebirgsvorland, NW-Deutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **24**: 39 – 62, 12 Abb.; Osnabrück.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland – Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SPEETZEN, E. (1993): Saalezeitliche Grundmoräne bei Driehausen am Nordrand des Wiehengebirges (Kreis Osnabrück, NW-Deutschland). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **19**: 57 – 70, 8 Abb.; Osnabrück.
- SPEETZEN, E. (1998): Findlinge in Nordrhein-Westfalen und angrenzenden Gebieten. – 172 S., 43 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SPEETZEN, E.; WIXFORTH, O. (2002): Geschiebeeinregelung und Gefügetypen am Beispiel saalezeitlicher Moränen im Münsterland und im Osnabrücker Land (NW-Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **93**: 139 – 157, 12 Abb., 1 Tab.; Münster.
- STACH, E. (1930): Die Eisrandbildungen an der Porta Westfalica. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **51**: 174 – 187, 2 Abb., 3 Taf.; Berlin.

- STEPHAN, H.-J. (1980): Glaziologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. – Schr. naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst., **50**: 1 – 36, 17 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- SULING, K.-H. (1982): Die Scharnhorster Bohrungen: Schichtenfolge und Gesteinszusammensetzung in einer eiszeitlichen Rinne. – Heimatkal. Landkr. Verden, **1982**: 156 – 165, 3 Abb., Verden.
- THIERMANN, A. (1970), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3712**: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1980), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KALTERHERBERG, J.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3612**: 200 S., 23 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1983), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; KALTERHERBERG, J.; SUCHAN, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt 3613 Westerkappeln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **3613**: 144 S., 16 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THÖLE, R. (1984): Beobachtungen an pleistozänen Sedimenten in der Gemeinde Belm. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **11**: 27 – 30, 4 Abb.; Osnabrück.
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. – Geol. Jb., **76**: 261 – 308, 11 Abb.; Hannover.
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166** (1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- THOME, K. N. (1991): Die Basis der quartären Schichten am Niederrhein (zwischen Neuss, Rheinberg, Geldern) und ihre Entstehung durch Rhein- und Gletschererosion. – Niederrhein. Landeskd., **10**: 109 – 130, 9 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- THON, A. (2001): Die Quartär-zeitlichen Deckschichten im Werksteinbruch („Obernkirchener“ Sandstein – Berrias) auf dem Bückeberg bei Obernkirchen. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 37 S., 16 Abb., 1 Tab., 5 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- VINX, R.; GRUBE, A.; GRUBE, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn. – Leipziger Geowiss., **5**: 83 – 103, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Leipzig.
- WAHNSCHAFFE, F. (1880): Über Gletschererscheinungen bei Velpke und Danndorf. – Z. dt. geol. Ges., **32**: 774 – 798, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- WANSA, S. (1994): Zur Lithologie und Genese der Elster-Grundmoräne und der Haupt-Drenthe-Grundmoräne im westlichen Elbe-Weser-Dreieck. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **34**: IV + 77 S., 27 Abb., 5 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- WELLMANN, P. (1990): Aufbau und Genese des Saale-eiszeitlichen Kies-/Sandkörpers von Krankenhagen-Möllenbeck. – Dipl.-Arb. Univ. Hannover: 84 S., 45 Abb., 1 Tab., 13 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- WELLMANN, P. (1998): Kies-/Sandkörper im Wesertal zwischen Rinteln und Porta Westfalica. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 203 – 212, 6 Abb.; Hannover.
- WINSEMANN, J.; ASPRION, U. (2001): Glazilakustrine Deltas am Südhang des Wesergebirges: Aufbau, Entwicklung und Kontrollfaktoren. – Geol. Beitr. Hannover, **2**: 139 – 157, 19 Abb.; Hannover.
- WINSEMANN, J.; ASPRION, U.; MEYER, T. (2002 a): Faziesarchitektur eines subaquatischen Eiskontaktfächers: der Coppenbrügge-Fächer des Rintelner Eisstausees. – Terra nostra, **2002** (6): 416 – 421, 3 Abb.; Potsdam.

- WINSEMANN, J.; ASPRION, U.; MEYER, T. (2002 b): Saale-zeitliche Eisstauseen in Süd-Niedersachsen: Ableitung neuer Vorstellungen zur Paläogeographie und Gletscherdynamik. – *Terra nostra*, **2002** (6): 422 – 424, 1 Abb.; Potsdam.
- WINSEMANN, J.; ASPRION, U.; VICTOR, P. (2002): Eisberg-Erosionsmarken: Ein diagnostisches Merkmal für glazilakustrine Ablagerungssysteme. – *Terra nostra*, **2002** (6): 425 – 429, 3 Abb.; Potsdam.
- WINTER, S. (1998): Petrographie und Interngefüge Drenthe-zeitlicher Grundmoränenkörper im niedersächsischen und sachsen-anhaltischen Bergland zwischen Vlotho (Weser) und Hoym (nordöstliches Harzvorland). – *Dipl.-Arb. Univ. Hannover*: 70 S, 38 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Anh.; Hannover. – [Unveröff.]
- WOLDSTEDT, P. (1928): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. – *J.-Ber. niedersächs. geol. Ver.*, **21**: 10 – 17, 1 Abb.; Hannover.
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 227 – 239, 4 Abb., 1 Tab, 1 Taf.; Öhringen.
- WORTMANN, H. (1971), mit Beitr. von MICHEL, G.; REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu den Blättern 3617 Lübbecke und 3618 Hartum. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1 : 25 000, Erl., **3617 u. 3618**: 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- WORTMANN, H.; WORTMANN, A. (1987): Glaziäre Ablagerungen und Terrassengliederung der Weser im Raum zwischen Eisbergen und Porta Westfalica (Nordwestdeutschland). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **37**: 93 – 98, 2 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- ZANDSTRA, J. G. (1971): Geologisch onderzoek in de stuwwal van de oostelijke Veluwe bij Hattem en Wapenveld. – *Meded. Rijks geol. Dienst, N. S.*, **22**: 215 – 260, 23 Abb., 4 Tab., 2 Beil.; Maastricht.
- ZANDSTRA, J. G. (1979): Grind- en zware mineraalonderzoek van een monster uit een fluvioglaciale afzetting bij Coppenbrügge. – *Ber. Nr. 620 sed.-petr. Abt.*: 2 S., 3 Anl.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst). – [Unveröff.]
- ZANDSTRA, J. G. (1980): Sedimentpetrologisch onderzoek van een niveau met stenen en een onderliggende gestuwde afzetting in een ontsluiting bij Getelo (Nedersaksen, Dld.). – *Ber. Nr. 710 sed.-petr. Abt.*: 2 S., 9 Anl.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst). – [Unveröff.]
- ZANDSTRA, J. G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. – *Geol. en Mijnb.*, **62**: 455 – 469, 6 Abb., 5 Tab.; 's-Gravenhage.
- ZANDSTRA, J. G. (1987 a): Explanation to the map 'Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands'. – In: VAN DER MEER, J. J. [Hrsg.]: *Tills and Glaciotectonics*: 127 – 132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Kt.; Rotterdam (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1987 b): Sedimentpetrologisch onderzoek van enkele monsters uit een zandgroeve nabij Berge in de Fürstenaue Berge (Dld.). – *Ber. Nr. 886 sed.-petr. Abt.*: 3 S., 1 Abb., 3 Anl.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst). – [Unveröff.]
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim 200 gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandiavië. – 469 S., 83 Abb., 43 Tab., 1 Taf.; Leiden (Brill).
- ZANDSTRA, J. G. (1993): Nördliche kristalline Leitgeschiebe und Kiese in der Westfälischen Bucht und angrenzenden Gebieten. – In: SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G.: *Die Eiszeit in Nordwestdeutschland – Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete*: 43 – 106, 34 Abb., 15 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

ZANDSTRA, J. G. (1999 a): Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten. – XII + 412 S., 31 Abb., 5 Tab., 284 farb. Taf.; Leiden (Backhuys).

ZANDSTRA, J. G. (1999 b): Noordelijke zwerfblokken in de zandgroeve te Maarn. – Grondboor en Hamer, **53** (5): 101 – 105, 11 Abb.; Maastricht.

6.2 Karten

Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.; Hannover.

Blatt 3614 Wallenhorst (1978), Bearb. HINZE, C.; MENGELING, H.

Blatt 3615 Bohmte (1982), Bearb. HINZE, C.; MENGELING, H.

Blatt 3616 Preußisch Oldendorf (1983), Bearb. HINZE, C.; MENGELING, H.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf. bzw. Geologischer Dienst Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 3517 Rahden (in Vorbereitung.), Bearb. SKUPIN, K.

Blatt 3618 Hartum (1965), Bearb. WORTMANN, H.

Blatt 3918 Bad Salzuflen (1977), Bearb. JÄGER, B.; KNAUFF, W.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.

Blatt 3716 Melle (1938), Bearb. DIENEMANN, W.

Blatt 3719 Minden (1933), Bearb. GRUPE, O.; KOERT, W.; STACH, E.

Blatt 3720 Bückeberg (1933), Bearb. GRUPE, O.

Blatt 3721 Kathrinhagen (1933), Bearb. GRUPE, O.

Blatt 3817 Herford-West (1926), Bearb. BURRE, O.

Blatt 3819 Vlotho (1925), Bearb. NAUMANN, E.

Blatt 3820 Rinteln (1925), Bearb. NAUMANN, E.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 3910 Rheine (1987), Bearb. THIERMANN, A.

Blatt C 3914 Bielefeld (1986), Bearb. DEUTLOFF, O.

Blatt C 3918 Minden (1982), Bearb. DEUTLOFF, O.; SKUPIN, K.; unter Mitarb. von DAHM, H.-D.

Blatt C 4318 Paderborn, 2. Aufl. (1985), Bearb. DAHM, H.-D.; DEUTLOFF, O.; KNAPP, G.; KOCH, M.; MICHEL, G.; SKUPIN, K.

Dank

Die Autoren bedanken sich bei Frau Barbara Fister und Herrn Maik Sligtenhorst, Münster, für die Anfertigung der Zeichnungen und die Herstellung der Tabellen, bei Frau Ruth Hilde Fröhlich, Tecklenburg-Brochterbeck, für die Durchsicht des Manuskripts, bei Herrn Dr. Rainer Wolf, Krefeld, für die Fachredaktion sowie bei Frau Elke Faßbender und Frau Ursula Amend, Krefeld, für die Erstellung der Druckvorlage.

Anhang

Anhang 1

Moränen und fennoskandische Geschiebegemeinschaften in den Niederlanden, der Westfälischen Bucht und Westniedersachsen (Einteilung nach ZANDSTRA 1983, abgeändert)

Kaltzeit	Moränen- gruppe	Moränentyp (Beispiele)	Feuerstein 3 – 5 mm (%)	HESEMANN-Zahl (Beispiele)	Geschiebe- kombinations- klasse
Saale	Voorst	Voorst	0	ostfennoskandisch	35
Saale (Drenthe- Stadium)	Rhene	Rhene Amersfoort	0 – 2 (örtlich 3 – 7)	0730 0820 0640 1630	1, 2, 3
	Assen	Emmen	0 – 2	10000 9010 8110 7210 6130	34, 35
		Assen	6 – 14	5410 4240 3250	28 – 34
	Heerenveen	Heerenveen	6 – 20	2440 1360	12 – 16
				2260 2170 1180 1090	15 – 19
	Markelo	4 – 8			
Elster	Bückerberg		viel	8010	35 (u. a.)
	Barnten ²⁾			1450	13 (u. a.)
Menap	Hattem-Schichten ³⁾ (fluviatil)		0 (selten 1 – 2)	5500 7300	34, 35

**Anhang 1
(Fortsetzung)**

wichtigste Geschiebe-gemeinschaft	Vorkommen im Arbeitsgebiet	Vorkommen westlich und nördlich des Arbeitsgebiets sowie Bemerkungen
Åland-Rapakivi-Gemeinschaft	unbekannt	tonreiche Moränenschollen („schollenkeileem“) in den Niederlanden; in Niedersachsen vereinzelt ¹⁾
Brauner-Ostsee-Porphyr-Gemeinschaft	fehlt	Niederlande (Veluwe, Utrecht); wahrscheinlich ungefähr gleiches Alter wie Assen-Moränengruppe
Åland-Rapakivi-Gemeinschaft	unbekannt	östliche Niederlande und angrenzendes Deutschland (nicht allgemein)
Å.-R./D.-P.-Übergangsgemeinschaft	Ankumer Berge	östliche Niederlande und angrenzendes Deutschland; Westfälische Bucht; örtlich zwischen Bremen und Lingen/Ems (sehr verbreitet)
Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft	hauptsächlich nördlich des Mittelgebirges	Niederlande; Westfälische Bucht; Niedersachsen (sehr verbreitet)
Småland-Granit-Gemeinschaft	fast im ganzen Gebiet	
Åland-Rapakivi-Gemeinschaft	östlich der Weser (wenig Daten)	unbekannt
Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft	hauptsächlich östlich der Weser	u. a. in Ostfriesland und im Elbe-Weser-Dreieck (dort teilweise zusammen mit Oslo-Material)
Rapakivi-/Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft	nur im Nordwesten bekannt; keine Zählungen	Grenzgebiet zwischen den Niederlanden und Deutschland (nicht allgemein)

¹⁾ Die stratigrafische Lage wechselt; die Schollen bilden isolierte Einlagerungen in der Heerenveen-Moränengruppe (z. B. Typlokalität Voorsterbos in der niederländischen Provinz Flevoland) und in der Assen-Moränengruppe (z. B. Noorderstation in der Stadt Groningen)

²⁾ ROHDE (1998)

³⁾ Unterer Teil der Enschede-Formation (ZANDSTRA 1993)

Anhang 2

Zusammenstellung der Analysen kristalliner Leitgeschiebe aus saale- und elsterzeitlichen Ablagerungen in Nordost-Westfalen und im angrenzenden Niedersachsen (weitere Analysen in SKUPIN & SPEETZEN & ZANDSTRA 1993)

Zählung	Lokalität	Topografische Karte 1 : 25 000, Blatt	Lage	
			R	H
D 237	Rahden	3517 Rahden	3473 350	5811 780
D 238	Wehe	3517 Rahden	3476 000	5812 900
D 239	Lever Wald	3517 Rahden	3467 050	5870 700
D 240	Oppenwehe 1	3517 Rahden	3466 680	5815 000
D 243	Oppenwehe 2	3517 Rahden	3468 350	5814 660
D 244	Blumenhorst	3516 Lemförde	3459 925	5810 325
D 245	Hüde	3516 Lemförde	3456 900	5817 550
D 246	Melle	3716 Melle	3454 725	5787 275
D 247	Stelleriege	3618 Hille	3478 560	5801 120
D 249	Muckum 1	3717 Kirchlengern	3469 050	5788 750
D 250	Büchenberg	3520 Loccum	3507 650	5810 250
D 251	Markendorf 2	3716 Melle	3461 920	5790 380
D 252	Markendorf 1	3716 Melle	3461 920	5790 380
D 253	Westerholz	3718 Bad Oeynhausen	3484 100	5788 300
D 254	Fabbenstedt	3617 Lübbecke	3471 850	5803 175
D 255	Bohmte	3615 Bohmte	3453 700	5803 750
D 256	Auf der Horst	3617 Lübbecke	3477 170	5803 600
D 258	Möllenbeck	3820 Rinteln	3502 500	5780 600
D 259	Emme/Groh	3720 Bückeberg	3502 200	5786 600
D 260	Veltheim	3719 Minden	3496 550	5787 000
D 263	Eisbergen	3719 Minden	3499 000	5785 400
D 264	Vlotho	3819 Vlotho	3491 500	5781 130
D 265	Hausberge	3719 Minden	3495 000	5788 740
D 266	Freden/Leine	4025 Freden/Leine	3559 575	5755 950
D 267	Brelingen NE	3424 Wedemark	3547 000	5825 500
D 268	Garbsen 1	3523 Garbsen		unbekannt
D 269	Garbsen 2	3523 Garbsen		unbekannt
D 270	Eickum	3817 Bünde	3472 000	5774 200
D 271	Muckum 2	3717 Kirchlengern	3469 050	5788 800
D 272	Emme/Spier	3720 Bückeberg	3502 325	5787 000
D 273	Heßlingen	3821 Hessisch Oldendorf	3515 500	5778 750
D 274	Spelshausen	3420 Stolzenau	3505 080	5828 990
D 284	Wartjenstedt	3827 Lesse	3582 230	5775 100
D 285	Wallenhorst	3614 Wallenhorst	3433 250	5804 200
D 286	Eilenberg	3722 Lauenau	3529 900	5786 000
D 287	Bückeberg	3721 Auetal	3514 150	5792 000
D 291	Coppenbrügge 1	3823 Coppenbrügge	3535 320	5775 550
D 295	Markendorf 3	3716 Auetal	3462 280	5789 880
D 298	Afferde	3822 Hameln	3529 750	5775 000
D 299	Coppenbrügge 2	3823 Coppenbrügge	3536 350	5776 000
D 305	Riesenberg / Süntel	3721 Auetal	3519 650	5785 400
D 306	Barnten	3724 Pattensen	3556 620	5785 720
D 309	Scharringhausen	3418 Ströhen	3487 650	5829 270
D 311	Rhene	3827 Lesse	3582 550	5774 850
D 318	Helpensen	3821 Hessisch Oldendorf	3520 650	5776 250
D 326	Brake	3919 Lemgo	3494 580	5763 980

Anhang 2
(Fortsetzung)

Code*	Leit- geschiebe	Herkunftsgebiete										HZ	KI	Alter	Bearbeiter, Autor		
		I		II				III		IV							
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10					%	%
c	95	12		3	1		4	80						1180	19	Saale	ZANDSTRA
b	107	18		1	2		7	70	2					2170	18	Saale	ZANDSTRA
c	62	19		3			42	34	2					2540	12	Saale	ZANDSTRA
c	114	18	2		1		9	70						2170	18	Saale	ZANDSTRA
a, g	42	14			2		5	75	2	2				1180	19	Saale	ZANDSTRA
c	115	10					23	67						1270	16	Saale	ZANDSTRA
c	149	9	1	2			11	76	1					1180	19	Saale	ZANDSTRA
c	83	12	1	2			14	71						1270	18	Saale	ZANDSTRA
a	135	47	1	1			24	25	1	1				5230	34	Saale	ZANDSTRA
a, g	87	33		2			8	52	3	2				3160	26	Saale	ZANDSTRA
a	136	16	2	1	2	1	10	66	1	1				2170	18	Saale	ZANDSTRA
a, g	91	24					10	65	1					2170	18	Saale	ZANDSTRA
a, e	95	6		2	1		15	65	11					1280	19	Saale	ZANDSTRA
b	70	16		4			12	65	3					2270	18	Saale	ZANDSTRA
c	178	13	1	2	1		3	80						1180	19	Saale	ZANDSTRA
b	53	24	2				2	72						3070	27	Saale	ZANDSTRA
c	88	33					15	51		1				3150	26	Saale	ZANDSTRA
a	78	3		2			14	77	4					0280	19	Saale	ZANDSTRA
a	72	39	1	3			29	28						4330	30	Saale	ZANDSTRA
a	75	23				1	13	63						2160	18	Saale	ZANDSTRA
a, h	49	12					14	74						1170	18	Saale	ZANDSTRA
a, e	55	11					5	80	4					1180	19	Saale	ZANDSTRA
b, c, e	85	11					7	79	3					1180	19	Saale	ZANDSTRA
a, g	80	17,5		5	1		31,5	44	1					2450	13	Saale	ZANDSTRA
a, e	53	10					43	32	15					1450	13	Saale	ZANDSTRA
a, g, h	130	7	1	5			39	48						1450	13	Saale	HESEMANN 1939
a, g, h	75	12		9			12	67						1270	18	Saale	HESEMANN 1939
a, g	43	28					2	70						3070	27	Saale	ZANDSTRA
a, g	46	26		2			5	67						3170	27	Saale	ZANDSTRA
a, g	58	54	3				19	24						6220	34	Saale	ZANDSTRA
a	122	8		1			7	84						1180	19	Saale	ZANDSTRA
a, g	28	7			4		42	36	7	4				1550	13	Saale	HÖFLE 1981
a, g	56	45	5	2		2	16	30						5230	34	Elster	RAUSCH 1977
a, e	42	5			5		28	59	3					0360	16	Saale	ZANDSTRA
a, g	32	50	3					44	3					5050	34	Saale	ZANDSTRA
a	29	83					3	14						8010	35	Elster	ZANDSTRA
a	68	28	1	3			52	16						3520	21	Saale	ZANDSTRA
a, e	30	36		4			17	43						4240	30	Saale	ZANDSTRA
a	29	18	3				55	24						2620	12	Saale	ZANDSTRA
a	46	13					40	47						1450	13	Saale	ZANDSTRA
a	20	10					55	35						1640	12	Elster?	ZANDSTRA
b, e	25	8			8		36	36	8	4				1450	13	Elster	ROHDE 1998
b, e	37	8		5			35	30	16	3	3			1450	13	Saale	MEYER 1966
a, e	27	27				3	29	41						3240	23	Saale	RAUSCH 1977
a	80	10			4		6	80						1180	19	Saale	ZANDSTRA
c	121	8		2	1		13	76						1280	19	Saale	ZANDSTRA

* a Ton-, Lehm-, Sand- oder Kiesgrube; b Baugrube; c Ackerauflese; d Fundumstände unbekannt;
e Geschiebemergel, Geschiebelehm; f Grundmoräne (allgemein); g Kiese und Sande mit Geschieben; h Steinsohle

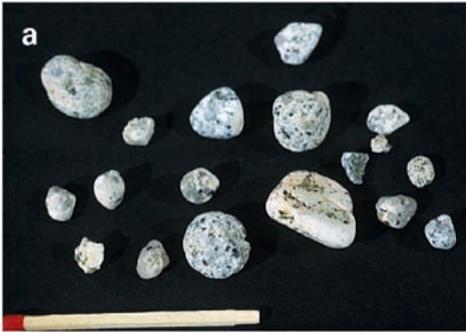
HZ = HESEMANN-Zahl; KI = Geschiebekombinationsklasse

Anhang 3

Einige Beispiele für einheimische beziehungsweise „südliche“ Gerölle

a	weißer Granit
Alter und Herkunft:	Paläozoikum; Thüringer Wald südöstlich von Eisenach
Fundorte:	Aufschlüsse und Bohrungen in Nordwest-Niedersachsen und in den Niederlanden
Ablagerungen:	alt- und mittelpleistozäne fluviatile Kiessande (u. a. Weser-Mittel-terrasse) sowie mittelpleistozäne Schmelzwasserablagerungen
b	violettbrauner und brauner Quarzporphyr
Alter und Herkunft:	Paläozoikum; Thüringer Wald
Fundort:	Coppenbrügge, Aufschluss Felsenkeller, oberer Teil (s. Kap. 2.2.4.2)
Ablagerungen:	saalezeitliche Schmelzwasser-sande und -kiese
c	blassroter Quarzporphyr
Alter und Herkunft:	Paläozoikum; Thüringer Wald
Fundorte:	wie a
Ablagerungen:	wie a
d	Lydit und Radiolarit
Alter und Herkunft:	Paläozoikum; Harz, Rheinisches Schiefergebirge
Fundorte:	wie a
Ablagerungen:	wie a
e	Jaspis (roter Eisenkiesel)
Alter und Herkunft:	Paläozoikum; Harz
Fundorte:	wie a
Ablagerungen:	wie a
f	trachytischer Phonolith
Alter und Herkunft:	Tertiär; Zwickauer Mulde, Böhmen (GENIESER 1964)
Fundort:	Scharrel nordwestlich von Hannover (s. Kap. 4.3.3)
Ablagerungen:	Kiessande unterhalb der saalezeitlichen Grundmoräne

Anhang 3
(Fortsetzung)



Geologische Regionalbeschreibung

Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland

Verschiedene Autoren

November 2003

220 S., 59 Abb., 18 Tab., 6 Farbtaf.
ISBN 3-86029-932-8; Preis € 14,50

Dieser dritte Band geologischer Regionalbeschreibungen widmet sich im Wesentlichen der Region zwischen den Flüssen Weser und Ems. Mit Teutoburger Wald, Weser- und Wiehengebirge sowie dem Egge-Gebirge ist diese Landschaft ebenso abwechslungsreich wie die Gesteine in ihrem Untergrund. So sind hier die Schichten von der Karbon- bis zur Quartär-Zeit fast lückenlos aufgeschlossen – damit sind über 300 Mio. Jahre der Erdgeschichte dokumentiert.

Aber nicht nur die Gesteine und ihre Entstehungsbedingungen werden beschrieben, sondern auch die gebirgsbildenden Prozesse, die die Landschaft modelliert haben, die Lagerstätten, die sich im Untergrund verbergen, und die unterschiedlichen Böden, die aus den Gesteinen hervorgegangen sind. Durch die chemische Zusammensetzung der Gesteine haben sich hier Grundwässer bilden können, die seit Jahrhunderten für Bäderkuren genutzt werden. Nicht umsonst nennt man den Raum den „Heilgarten Deutschlands“. Weiter werden die Besiedlungsgeschichte des Raums und interessante geowissenschaftliche Objekte vorgestellt.

Abgerundet wird das Buch durch ein ausführliches Literaturverzeichnis, ein Glossar und eine Zusammenstellung der geowissenschaftlichen Einrichtungen der Region.

Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland richtet sich mit seiner allgemein verständlichen Sprache und seinen vielen attraktiven Abbildungen sowohl an den natur- und heimatkundlich interessierten Leser als auch an den Geowissenschaftler, der sich einen raschen Überblick über ein Gebiet verschaffen will.

