©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen
Band 24, S. 39–62, 1998

Stauchungsstrukturen in der saalezeitlichen Grundmoräne von Oppenwehe bei Rahden (Nördliches Wiehengebirgsvorland, NW-Deutschland)

Klaus Skupin & Eckhard Speetzen

Zusammenfassung: In Oppenwehe, ca. 2 km östlich der Stemweder Berge, befindet sich zwischen dem Oppenweher Moor im Norden und dem Großen Dieckfluß im Süden eine ca. 3 km lange und 1 km breite Erhebung. Sie überragt das umgebende Flachland um ca. 5–6 m und bildet vermutlich das nordwestliche Ende einer bei Hille westlich von Minden verlaufenden saalezeitlichen Stauchungsstruktur, die sich anscheinend in einer Reihe von Rücken bis nach Oppenwehe fortsetzt. In der seit Herbst 1995 am Ostrand von Oppenwehe bestehenden Abgrabung der Fa. Lindemann, Lemförde, konnten detaillierte Beobachtungen zum inneren Aufbau und damit zum Entstehungsablauf dieser Struktur gewonnen werden. Es liegt hier eine glaziäre Abfolge („Serie") von Vorschüttsanden, Grundmoräne und Nachschüttbildungen vor, die verfaltet und verschuppt ist. Daraus läßt sich eine zweimalige Überfahrung dieses Raumes durch das saalezeitliche Inlandeis ableiten. Eine wenige Meter südlich der Sandgrube abgeteufte Rammkernbohrung erbrachte darüber hinaus Aufschluß über den tieferen Teil der Schichtenfolge des Quartärs. Sie umfaßt holsteinzeitliche Ablagerungen und endet mit einer elsterzeitlichen Grundmoräne, die unmittelbar auf Tonsteinen der Unterkreide liegt.

Abstract: At the southern margin of the North German Plain and north of the mountain range of the Wiehengebirge there are low ridges of glacial sediments with glacio-tectonic structures. In the Oppenwehe sandpit Saalian terrace and meltwater deposits including a till occur, which are strongly deformed by thrusting and folding. These structures give evidence of two early Saalian ice advances separated by a period of withdrawal and stagnation of inland ice. The Saalian sediments overlie meltwater deposits and a till of Elsterian age. Probably pedogenetic features (Fe- and Mn-precipitations) in the Elsterian meltwater deposits point to Holstein interglacial. The Quaternary sequence is underlaid by Lower Cretaceous mudstones.

Key words: Saalian glaciation, glacio-tectonic structure, meltwater deposit, Middle Terrace deposit, Elsterian glaciation, Northwest Germany

Autoren:
Dr. K. Skupin, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld
Dr. E. Speetzen, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Corrensstr. 24, 48149 Münster

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

1 Einleitung

Die im Wiehengebirgsvorland nördlich von Hille (TK 3618 Hartum) über eine E-W-Erstreckung von ca. 7 km auftretenden und im wesentlichen aus kiesigen Sanden bestehenden Rücken deutete Wortmann (1971) als Teile eines eiszeitlichen Stauchwalls. Er schlug in Anlehnung an Lüttig (1959) für diese Strukturen die Bezeichnung „Hiller Staffel" vor, was ein, einer übergeordneten Eisbewegung aufgesetztes, kleinräumiges Vorstoßen und Zurückweichen des Eisrandes mit Bildung einer Endmoräne impliziert. Endmoränen bestehen häufig aus dem Material, das aus der Gletscherstirn bzw. der Front des Inlandeises ausschmilzt und vor dem Eisrand angehäuft wird („Satzendmoräne"). Derartige Eisrandlagen (Halte bzw. „Staffeln") sind z.B. südlich des Wiehengebirges im Raum Herford – Bielefeld durch schmale Geländestreifen mit Grobgeschiebeanreicherungen belegt, die Relikte von Satzendmoränen darstellen (Seraphim 1972). Andererseits werden Endmoränen aber auch durch die Auflast und die Schubkraft des Inlandeises, bzw. durch Aufpressung und Aufstauchung der im Bereich des Eisrandes vorhandenen Sedimente gebildet („Stauchendmoräne"). Bei einem erneuten Vordringen des Inlandeises werden die Endmoränen überfahren und können dabei zusätzlich deformiert und von Grundmoräne überlagert werden.

Die von Wortmann (1971) beschriebenen Strukturen bestehen aus aufgestauchten Schichten des unmittelbaren Untergrundes, d.h. Sande der Weser-Mittelterrasse und Schmelzwasserbildungen der Elster-Kaltzeit, sowie eingeschuppten Schollen der im Liegenden folgenden Unterkreide-Tonsteine. Diese deformierte Schichtenfolge wird diskordant von Grundmoräne der Saale-Kaltzeit überlagert. Strukturbildung und Überfahrung durch das Inlandeis dürften somit in einem engen zeitlichen und räumlichen Zusammenhang stehen und gehen mit großer Wahrscheinlichkeit auf ein und denselben Eisvorstoß zurück. Die Deformationen sind im wesentlichen an die hochplastischen, teilweise oberflächennah anstehenden Tonsteine der Unterkreide gebunden, die vor dem herannahenden Inlandeis („proglaziär") aufgepreßt und mit den sandigen Ablagerungen des Quartärs verschuppt wurden.

Die Vorgänge haben sich vermutlich während des ersten saalezeitlichen Eisvorstoßes in diesen Raum ereignet. Ähnliche Verhältnisse liegen in den Stauchrücken der Dammer Berge vor, die jedoch bereits etwas früher während der Rehburger Phase im Zusammenhang mit den hier im Untergrund vorhandenen plastischen Tone der Tertiärs entstanden sein dürften (K.-D. Meyer 1980; H.-H. Meyer 1983,1987). Nach van der Wateren (1987) kommt dabei auch den im nördlichen Vorland des Wiehengebirges verbreiteten Sanden und Kiesen der Weser-Mittelterrasse eine große Bedeutung zu. Aufgrund ihres höheren Scherwiderstandes verlangsamten sie die Vorstoßgeschwindigkeit des Inlandeises, was wiederum zu einer Mächtigkeitszunahme am Eisrand und damit zu einer stärkeren Belastung des überfahrenen Untergrundes führte.

Bei der geologischen Kartierung des Blattes 3517 Rahden (Skupin, in Bearbeitung) ließen sich entsprechende, leicht über ihre Umgebung aufragende Rücken in nordwestlicher Richtung aus dem Raum Rahden bis nach Oppenwehe östlich der Stemweder Berge verfolgen. In den meisten dieser Rücken treten nach den bisher vorliegenden Beobachtungen einphasige Deformationen des Untergrundes auf, wie sie auch im Raum Hille vorkommen. So liegen im Höhenrücken von Wehe nur leichte Stauchungen unter-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

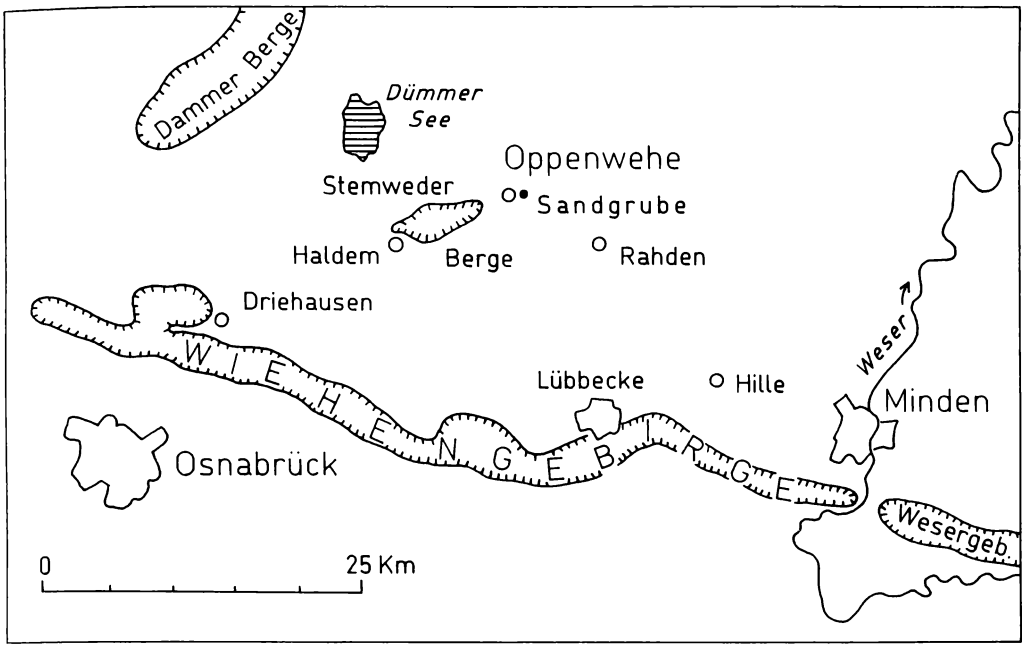


Abb. 1: Das nördliche Vorland des Wiehengebirges

halb der diskordant auflagernden Grundmoräne vor, während der Rücken von Rahden vermutlich sogar eine reine Erosionsform von Grundmoräne über nicht deformierten Schmelzwassersanden darstellt. In der Sandgrube Lindemann in Oppenwehe (TK 3517 Rahden R 3468350 H 5814650) liegt hingegen eine saalezeitliche Abfolge oder „glaziäre Serie" von Terrassenablagerungen, Vorschüttbildungen, Grundmoräne und Nachschüttbildungen vor, die insgesamt starke Deformationen wie Faltungen, Scherungen und Überschiebungen aufweist. Die Situation ist somit im Vergleich zu den Rücken bei Hille eine andere, da die Grundmoräne im Bereich Oppenwehe nicht nur diskordant über den Stauchungsstrukturen liegt, sondern selbst mit in die Deformation einbezogen wurde. Damit ist für diesen Raum der eindeutige Hinweis auf zwei Eisvorstöße während der frühen Saale-Kaltzeit gegeben.

2 Die Schichtenfolge der Oppenweher Stauchzone

2.1 Schichtenfolge in der Sandgrube Lindemann

In der Sandgrube Lindemann tritt unter einem wohl vorwiegend weichselzeitlich entstandenen Geschiebedecksand eine saalezeitliche Abfolge auf, die sich in verschiedene Einheiten untergliedern läßt und als „glaziäre Serie" angesprochen werden kann (Abb. 2). Im einzelnen sind für diese Einheiten folgende sedimentpetrographische Parameter festzustellen:

- Geschiebedecksand (5): Kiesiger Fein- bis Mittelsand, braun; Kiesanteil mehr oder weniger gleichmäßig verteilt, an der Basis häufig eine Steinsohle, Mächtigkeit bis 0,8 m.
- Nachschüttbildungen (4): Oberer Teil (4b) feinsandiger Mittelsand, gelbbraun bis

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

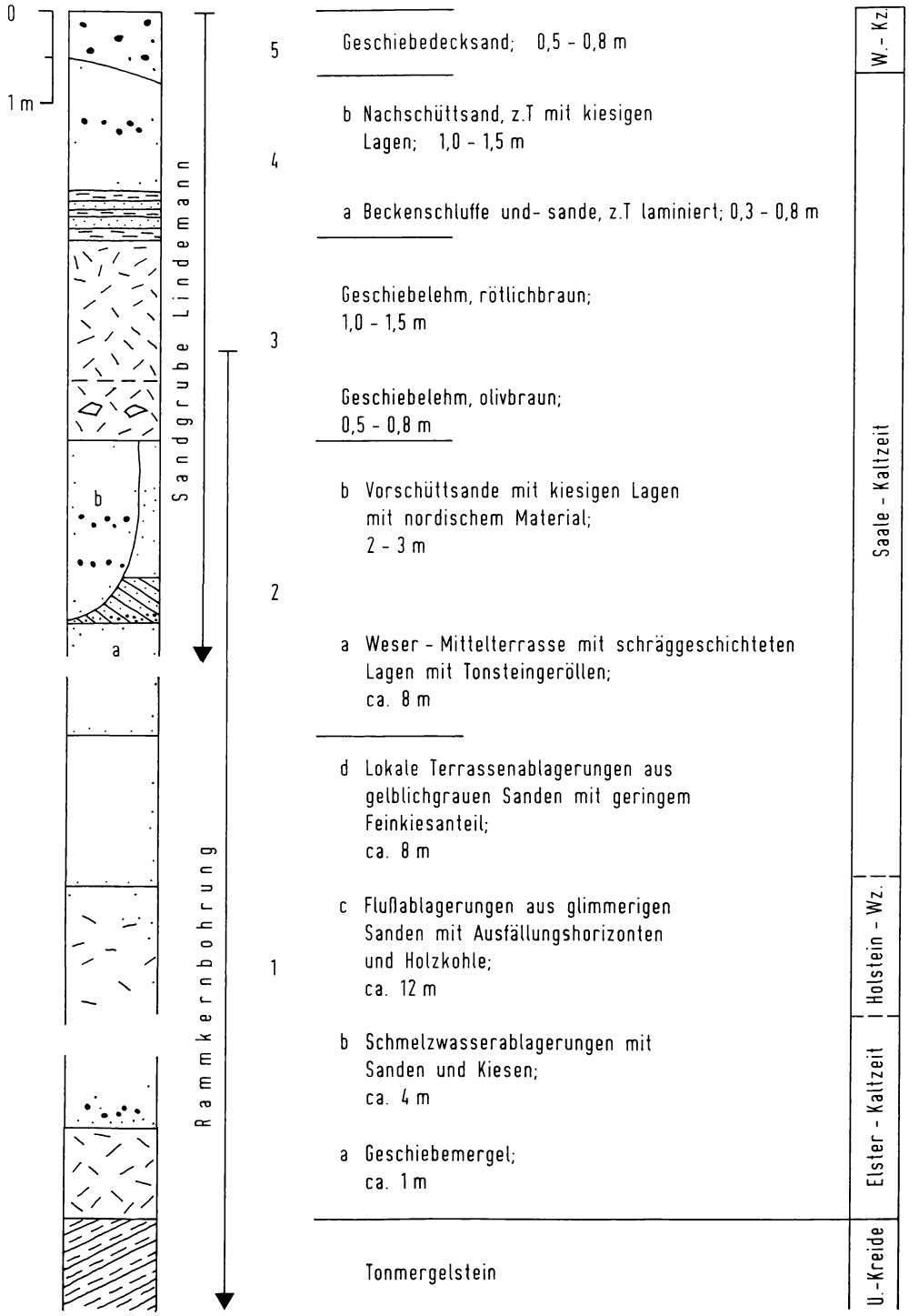


Abb. 2: Schichtenfolge des Quartärs im Bereich der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

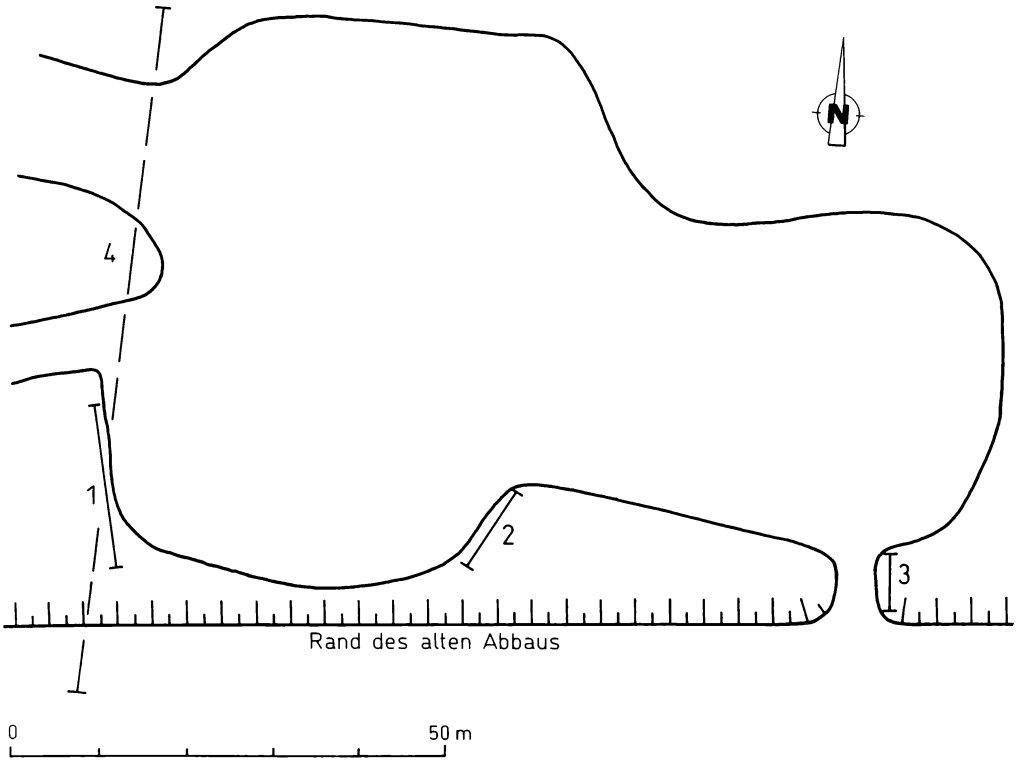


Abb. 3: Ausdehnung der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe (Stand: Juni 1996) mit Lage der Profilschnitte

braunbeige, gelegentlich schwache Kiesführung (Fein- bis Mittelkies mit nordischen Komponenten), stellenweise stark zerschert, Mächtigkeit ca. 1,0–1,5 m; darunter eine Schluff- oder auch Schluff-Sand-Wechselfolge (4a) aus Grobschluff, beige bis ockergelb, und Feinstsand, hellbeige, z.T. laminiert und von kleinen senkrechten Klüften durchzogen, vereinzelt „dropstones", Mächtigkeit 0,3 bis 0,8 m.

- Saalezeitliche Grundmoräne (3): Zweigeteilt in einen oberen, ausgesprochen geschiebearmen „rötlichbraunen" Geschiebelehm aus schluffigem, schwach mittelsandigem Feinsand (ca. 1,0–1,5 m) und einen unteren, schwach geschiebeführenden „olivbraunen" Geschiebelehm aus schluffigem, schwach tonigem Fein-Mittelsand (ca. 0,5–0,8 m); der untere Geschiebelehm ist nur lokal ausgebildet, die Gesamtmächtigkeit der Moräne schwankt zwischen 1,5 und 2,0 m.

Der grünliche Farbton des unteren Geschiebelehms geht auf Einlagerungen von Glaukonit, bzw. auf aufgearbeitete glaukonitführende Tertiär-Sedimente zurück. Der rötliche Farbton und der höhere Sandgehalt des oberen Geschiebelehms leiten sich von einem erheblichen Anteil aufgearbeiteter Sedimente der Weser-Mittelterrasse ab, die teilweise auch in Form eingeschuppter Sandlagen vorkommen. Ablagerungen der

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Weser-Mittelterrasse sind nördlich des Wiehengebirges in großer Ausdehnung vorhanden (Rohde 1994) und auch im Raum Oppenwehe unterhalb der jüngeren Schichten anzutreffen.

- Vorschüttbildungen bzw. Weser-Mittelterrasse (2): Mittelsandige Feinsande bis feinsandige Mittelsande mit Einlagerungen von feinsandigen Schluffen, rötlichbraun bis braungrau, nur 2–3 m aufgeschlossen; stellenweise treten fein- bis grobkiesige Einschaltungen mit einheimischem und nordischem Material oder grobsandige bis feinkiesige, teilweise schräggeschichtete Lagen mit zahlreichen Tonsteingeröllen auf.

An der Westwand der Sandgrube (Profil 1, Abb.4) stehen im Kern des südvergenten Grundmoränen-Sattels folgende Schichten an (von oben nach unten):

1,0–1,3 m	Fein- bis Mittelsand, rötlichbraun
ca. 0,2 m	sandiger Schluff, braun
0,5–0,7 m	Schräggeschichteter grobsandiger Mittelsand, braun bis schwarzgrau, mit Tongeröllen und Anreicherung von dunklen Tonsteinpartikeln an der Basis der Schrägschichtungsblätter
> 1,0 m	mittelsandiger Feinsand, braun

Schwermineral-Analysen dieser Sande weisen eindeutig auf eine überwiegend südliche Herkunft des Sedimentmaterials hin (s. Abschnitt 5). Eine ähnliche Schichtenfolge tritt auch im Kern des Sattels des Profils 2 (Abb.5) auf. In beiden Fällen handelt es sich um Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse mit einem hohen Gehalt einheimischen bzw. südlichen Materials und nur geringen nordischen Anteilen. Eine Feinkiesanalyse (Fraktion 3–5 mm) aus dem Profil 2 ergab folgende Zusammensetzung (Analyse: J.G. Zandstra, Heemskerk; vgl. Zandstra 1978):

Gesteinsart	Stückzahl gesamt	Stückzahl mit Herkunftsgebiet	
		inheimisch bzw. südlich	nördlich
Gangquarz	11	11	–
Restquarz	2	–	2
Feuerstein	–	–	
Kristallin	11	2	9
Lydit			
Kalkstein	4	4	
übrige Sedimente	270	266	4
gesamt	298	283 (95%)	15 (5%)

Die einheimischen Gesteine bestehen überwiegend aus Tonstein-Geröllen und Bruchstücken von Toneisenstein-Geoden aus den Unterkreide-Schichten des Wiehengebirgsvorlandes, demgegenüber treten Gesteine aus dem Einzugsgebiet der Weser (Buntsandstein, Porphyre, paläozoische Sedimente und Gangquarz) deutlich zurück. Der geringe Anteil nordischen Materials in den Terrassenablagerungen kann durch Aufarbeitung elsterzeitlicher Sedimente oder durch eine Beeinflussung des Weser-Abflußsystems durch Schmelzwässer des sich nähernden Saale-Inlandeises erklärt werden.

Neben den Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse kommen im südlichen Teil des Profils 1 unterhalb der Moräne helle, gelblichgraue bis graubraune Fein- bis Mittelsande mit vereinzelten kiesigen Lagen mit einheimischem und nordischem Material vor. Bei diesen Ablagerungen, die von einer Schlufflage durchzogen werden, dürfte es sich um saalezeitliche Vorschüttbildungen handeln. Der Hinweis auf eine überwiegend nordische Herkunft dieser Sedimente ergibt sich aus ihrer Schwermineralführung, die sehr deutliche Übereinstimmungen mit den SM-Spektren der Nachschüttsande zeigt (vgl. Abschnitt 5). Ähnliche Ablagerungen,

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

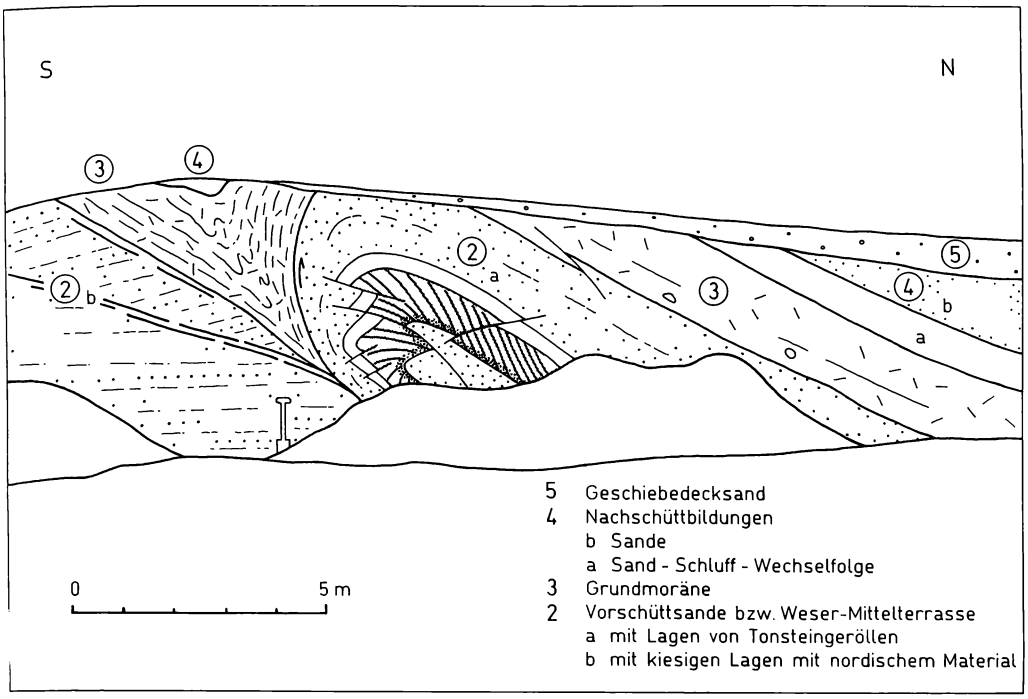


Abb. 4: Profilschnitt 1 (westliches Profil) in der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

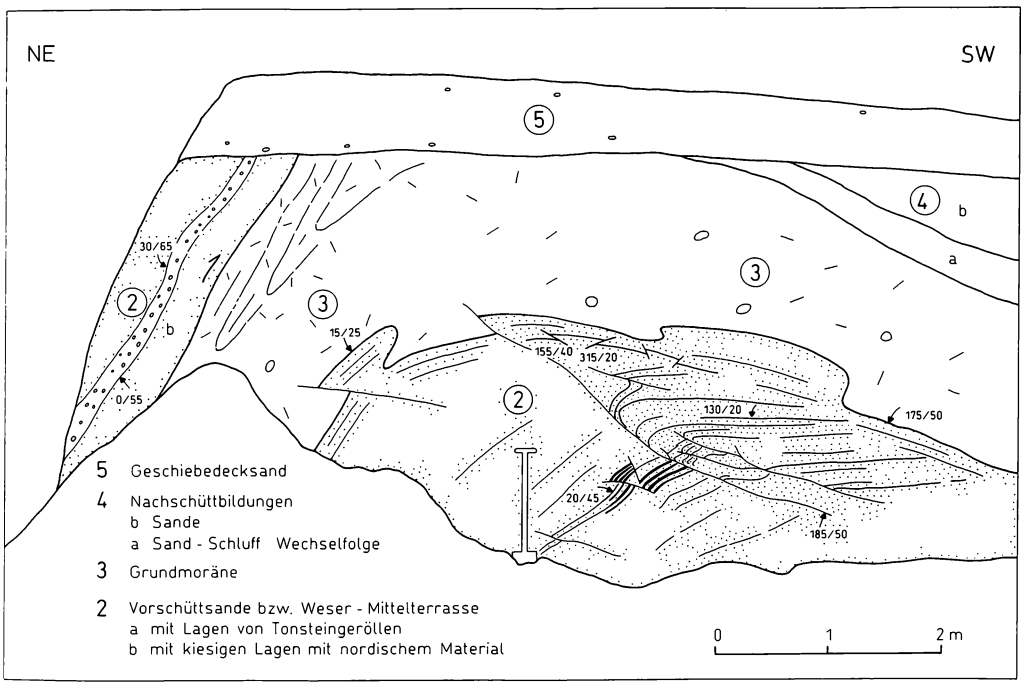


Abb. 5: Profilschnitt 2 (mittleres Profil) in der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

nämlich teilweise kiesige Fein- bis Mittelsande und Schlufflagen, treten auch im Nordteil des Profils 2 und im Profil 3 (Abb.7) auf. Aus den in diesen Sanden enthaltenen Kieslagen, die stellenweise auch „Glaukonitsandgerölle" führen, wurden die nordischen Geschiebe bzw. Gerölle für die Leitgeschiebeanalyse „Oppenwehe 2" entnommen (vgl. Abschnitt 4).

Die Einheit 2 setzt sich also aus zwei unterschiedlichen Sedimenttypen zusammen, einerseits aus Sanden der Weser-Mittelterrasse (2a), andererseits aus Schmelzwassersanden bzw. Vorschüttsanden (2b), die die Mittelterrassen-Sedimente überlagern oder auch rinnenartig in sie eingetieft sein können. Manchmal ist auch eine gewisse Vermischung beider Sedimenttypen zu erkennen, indem einerseits Sande der Mittelterrasse in aufgearbeiteter Form in den Vorschüttsanden enthalten sein können, andererseits die Terrassenablagerungen durch zuströmende Schmelzwässer mit nordischem Material vermengt worden sind.

2.2 Schichtenfolge in der Rammkernbohrung

Die Rammkernbohrung RK 4/96 (siehe Anhang) wurde nur wenige Meter südwestlich der Sandgrube Lindemann in einem bereits ausgesandeten Areal abgeteuft, das zum ehemaligen Kalksandsteinwerk Vegeler (1945–1975) gehörte. Die Bohrung erschließt die quartären Schichten im Liegenden der gefalteten und gestauchten saalezeitlichen Grundmoräne, d.h. die gesamte Mächtigkeit der Weser-Mittelterrasse, holsteinzeitliche Ablagerungen, sowie Nachschüttbildungen und Grundmoräne der Elster-Kaltzeit, und endet in Tonsteinen der Unterkreide (Abb. 2):

- Weser-Mittelterrasse (2a): Die zwischen 4,35 m und 11,90 m vorhandene, d.h. ca. 7,5 m mächtige Folge rötlichgrauer bis rötlichbrauner Sande ist aufgrund der Farbe sicher als Weser-Mittelterrasse anzusprechen. Darauf weist auch das Schwermineralspektrum der bei 10,65 m entnommenen SM-Probe 11 hin, das denen der in der Grube Lindemann aufgeschlossenen Terrassensande gleicht (vgl. Abschnitt 5). Die Abfolge besteht aus feinsandigem, stellenweise auch grobsandigem bis schwach feinkiesigem Mittelsand mit Einlagerungen von schluffigem Feinsand und einzelnen Lagen von feinsandigem Schluff.
- Glazifluviatile und fluviatile Sande (1b–1d): Zwischen 11,90 m und 36,70 m, d.h. in einer Mächtigkeit von 24,80 m treten Sande mit kiesigen und untergeordnet auch schluffigen Lagen auf. Dieser Sedimentkörper ist zwischen die saalezeitliche Weser-Mittelterrasse (2a) im Hangenden und eine geringmächtige Grundmoräne der Elster-Kaltzeit (1a) im Liegenden eingeschaltet. Die Schwermineralanalysen 2–10 zeigen ein sehr einheitliches Bild mit deutlicher nordischer Prägung (vgl. Abschnitt 5). Danach könnte es sich insgesamt um elsterzeitliche Schmelzwassersedimente handeln. Allerdings wurde durch pollenanalytische Untersuchungen zumindestens für den Bereich von 27–30 m ein holsteinzeitliches Alter nachgewiesen (Untersuchung: R. Stritzke, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen). Es scheint sich demnach um eine polygenetische Schichtenfolge zu handeln, die im tieferen Teil aus echten elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen (1b) besteht, während der mitttlere (1c) und der obere Abschnitt (1d) aus holsteinzeitlich und frühsaalezeitlich umgelagerten

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

elsterzeitlichen Sanden aufgebaut werden.

- Lokale Terrassenablagerungen (1d): Der Bereich zwischen 11,90 m und 20,20 m ist durch überwiegend hell- bis gelblichgraue, stellenweise grobsandige Fein- bis Mittelsande mit etwas Feinkies gekennzeichnet und weist deutliche Schrägschichtung auf.
- Flußablagerungen (1c): Zwischen 20,20 m und 32,55 m treten graue, glimmerführende Fein- bis Mittelsande auf. Im oberen Abschnitt, bis etwa 27,30 m, ist stellenweise eine schwache Feinkiesführung vorhanden und es zeigen sich häufiger ocker- bis rostbraune Verfärbungen durch ausfällte Fe- und Mn-Verbindungen. Diese lebhaften Verfärbungen scheinen für diese Schichten typisch zu sein, zumindest wurden sie auch an anderen Stellen des Blattgebietes in Bohrungen beobachtet. Sie gehen sehr wahrscheinlich auf Auswirkungen der Holstein-Warmzeit zurück und sind als Relikte bzw. Ausfällungshorizonte einer Bodenbildung zu deuten. Im unteren Abschnitt fehlen diese Verfärbungen, dafür sind in den Ablagerungen Holzkohlestückchen und dünne Bänder mit Holzkohlebröckchen enthalten. Mit diesen Schichten „ist offensichtlich das Klimaoptimum einer Warmzeit erfaßt, denn der Eichenmischwald ist ebenso wie *Corylus* markant vertreten. Eine durchgehende *Ilex*-Kurve dokumentiert ein gemäßigtes, warmes Klima. Alnus ist neben *Pinus* bedeutsam. In Verbindung des Nachweises von *Pterocarya, Carya* und *Tsuga* erlaubt diese Pollenassoziation eine Zuordnung zur Holstein-Warmzeit“ (Bericht: R. Stritzke, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- Schmelzwasserablagerungen (1b): Zwischen 32,55 m und 36,70 m treten graue bis dunkelgraue Sande und kiesige Sande mit Tonsteingeröllen aus der Unterkreide und nordischen Komponenten auf.
- Grundmoräne der Elster-Kaltzeit (1a): Von 36,70 m bis 37,85 m wurde ein grauer bis schwarzgrauer, stark sandiger, kiesiger Mergel mit nordischen Geschieben erbohrt. Der untere Teil dieses insgesamt nur 1,15 m mächtigen Geschiebemergels ist stärker tonig ausgeprägt und besteht neben kiesigen und sandigen Linsen im wesentlichen aus abgescherten Schollen der unterlagernden Tonsteine der Unterkreide. Eine Schwermineral-Analyse aus einer sandigen Lage dieses Bereichs (SM-Probe 1) zeigt ein deutlich nordisches Spektrum, das dem der überlagernden Sedimente entspricht.

Aus kiesigen Lagen der Schmelzwasserablagerungen (1b) und aus der Grundmoräne (1a) wurden Proben für Kiesanalysen entnommen. Die Auszählung der Mittelkiesfraktion (6,3–20,0 mm) nach nordischen Gesteinen (N), einheimischen Gesteinen des Mesozoikums (M), Paläozoikums (P) und Quarz (Q) erbrachte folgende Anteile (Untersuchung: J. Rother, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen; zur Einteilung und Beschreibung vgl. Ites 1996):

Teufe	N	M	P	Q
32,6-33,8 m	25,5%	28,9%	32,7%	12,9%
35,8-36,6 m	11,9%	78,3%	6,3%	3,5%
36,7-37,2 m	6,3%	88,0%	3,8%	1,9%

Es ist auffällig, daß in den Kiesfraktionen der Grundmoräne im Vergleich zu den Schmelzwasserbildungen nur ein sehr geringer nordischer Anteil vorhanden ist (6,3% bzw. 12,0%). Unabhängig von der Korngröße nimmt das nordische Material in beiden Fraktionen, bei nur geringen Schwankungen in der Zusammensetzung, nach oben zu. Gleichzeitig nimmt

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Die Untersuchung der Feinkiesfraktion (3–5 mm) ergab folgende Verteilung (Analyse: J.G. Zandstra, Heemskerk):

Teufe	Nördliche Komponenten				Anteil an der
	Restquarz	Feuerstein	Kristallin	Sedimente	Gesamtfraktion
32,6-33,8 m	30,8%	7,1%	50,9%	11,2%	56,3%
35,8-36,6 m	17,3%	15,3%	56,1%	11,3%	16,7%
36,7-37,5 m	32,0%	13,0%	45,0%	10,0%	12,0%

die Summe der einheimischen und südlichen Gesteine ab. Diese Tendenz beruht allerdings ausschließlich auf einer starken Reduzierung der lokalen Gesteine (im wesentlichen Tonsteine der Unterkreide), während die aus dem Wesergebiet stammende „südliche" Komponente (z.B. Buntsandstein, Lydit, Thüringerwald-Porphyr) leicht zunimmt. Diese Verhältnisse deuten auf eine starke Aufnahme von lokalen Sedimenten in die basisnahen Bereiche des Inlandeises und ihre schnelle Resedimentation als Absetzmoräne („lodgement till"). Erst in den überlagernden Schmelzwassersedimenten, deren Material sich vorwiegend aus den höheren Bereichen des zerfallenden Inlandeises ableitet, nehmen die nordischen Bestandteile und die vom Inlandeis aus den Terrassenablagerungen aufgenommen südlichen Komponenten, insbesondere die paläozoischen Gesteine, deutlich zu.

- Tonsteine der Unterkreide: An der Basis der Quartär-Schichtenfolge wurde ein dunkelgrauer bis schwarzer Tonmergelstein erbohrt, der biostratigraphisch in den Grenzbereich Obervalangin-Unterhauterive einzustufen ist. Altersgleiche Gesteine sind im Bereich Rahden – Oppenwehe in großer Verbreitung im Untergrund vorhanden (Untersuchung: K. Rescher, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen).

3 Die Strukturen

Die Sandgrube Lindemann wurde als Flachabgrabung mit Abbaumächtigkeiten von 3–5 m betrieben. Daraus ergibt sich ein schneller Abbaufortschritt mit ständig veränderten Aufschlußverhältnissen. Aus diesem Grund waren die einzelnen glaziodynamischen Deformationserscheinungen nie über einen längeren Zeitraum der Beobachtung und Bearbeitung zugänglich, so daß zur Erfassung und Analyse der Strukturen nur eine schnelle Aufnahme von Momentbildern durchgeführt werden konnte. Dazu wurde die Sandgrube Lindemann im Sommer 1996 in Abständen von wenigen Wochen mehrfach besucht und die jeweils neu entstandenen Aufschlußverhältnisse aufgenommen und dokumentiert (Abb.3). Durch dieses Verfahren ergab sich letztlich ein schlüssiges Bild des Stauchungskomplexes und seiner Entstehung.

3.1 Einzelprofile

3.1.1 Westlicher Bereich (Profil 1, Abb.4)

In diesem Bereich liegt eine stark südvergente Falte vor, die aus einer engen, disharmonisch deformierten Mulde aus gestauchtem Geschiebelehm und einem etwas weiteren Sattel mit überwiegend sandigen, stark zerscherten Terrassenablagerungen im Kern

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

gebildet wird. Die Deformations- bzw. Faltenachse verläuft in W-E-Richtung, die Falteneinengung erfolgte also in N-S-Richtung. Auffallend ist der Gegensatz zwischen einer mehr plastischen Verformung durch Stauchung im Geschiebelehm und einer Biegescherfaltung mit Ausbildung beider Scherflächenscharen in den vorwiegend sandigen Sedimenten des Sattelkerns. Die gesamte Struktur ist an einer flach nach Norden einfallenden Verschiebungsbahn abgeschert und leicht nach Süden aufgeschoben.

3.1.2 Mittlerer Bereich (Profil 2, Abb.5)

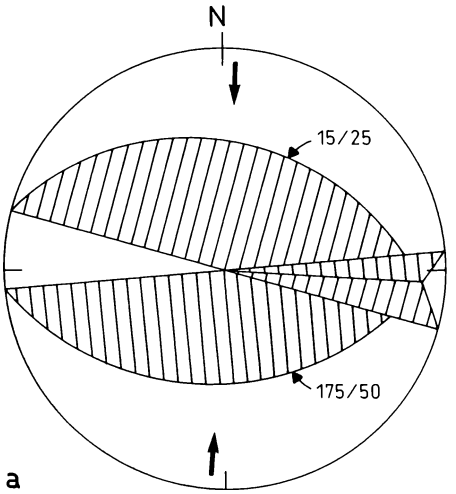
Hier liegt eine Faltenstruktur im Geschiebelehm mit enger, gestauchter, deutlich südvergenter Mulde und einem etwas weiter gespannten Sattel vor. Die sandigen Sedimente im Sattelkern, mit den Terrassenablagerungen im Profil 1 vergleichbar, zeigen länger durchhaltende, nach Süden einfallende Scherbahnen mit leichten Überschiebungsbewegungen nach Norden. Zeitweilig war in diesem Bereich in einem etwas tieferen Aushub auch die zweite, nach Norden einfallende Scherflächenschar mit leichter Aufschiebungstendenz nach Süden aufgeschlossen. Die Vorschüttsande auf der überkippten Nordflanke der Mulde gleichen mit ihren kiesigen Einschaltungen den Vorschüttbildungen des Profils 3 (Abb. 7). Sie zeigen stellenweise eine intensive kleinräumige Zerscherung, allerdings ohne bevorzugte Bewegungsrichtungen. Auffallend ist auch hier, ähnlich wie im Profil 1, der Unterschied zwischen dem im wesentlichen gestauchten Geschiebelehm und den durch Scherung verformten Sanden, insbesondere die gegen die Faltenvergenz verlaufende Aufschiebungsbewegung in den Terrassensanden des Sattelkerns.

Die Richtung der Faltenstruktur des Profils 2 wird durch die Diagramme der Abb. 6 wiedergegeben. Die Schichtflächen auf den Flanken des Sattels, sowohl auf die Unterfläche des Geschiebemergels als auch auf die Schmelzwassersande bezogen (Abb. 6 a und b) ergeben eine Deformationsachse mit einer Streichrichtung von 92° bzw. 94°, was einer Einengung in N-S-Richtung entspricht. Auch die Scherflächen in den Schmelzwassersanden (Abb. 6 c) zeigen eine Einengung in N-S-Richtung an. Unmittelbar unterhalb der Grundmoräne, im oberen Teil der Sande, ist ein parallel zur Unterfläche des Geschieblehms ausgerichtetes System von Scherflächen ausgebildet, das durch die Eisbewegung angelegt wurde. Eine dieser Scherbahnen war durch einen tonigen Belag deutlicher hervorgehoben und zeigte eine durch den Eisschub hervorgerufene, zusätzliche kleinräumige Zerscherung. Aus den beiden Scherflächenscharen (Abb. 6 d) ergibt sich eine Einengung in NW-SE-Richtung oder ein Eisschub aus NW. Die Faltenverformung innerhalb der Grundmoräne und die Scherflächen an der Basis dieser Moräne zeigen also unterschiedliche Richtungen der Einengung oder des Eisschubs an. Sie sind deshalb sehr wahrscheinlich nicht durch den gleichen Deformationsvorgang entstanden, sondern gehen anscheinend auf zwei unterschiedliche Eisvorstöße zurück. Die Diskordanz von ca. 30° zwischen den Terrassensanden und der auflagernden Grundmoräne im Südwest-Teil des Profils spricht zudem für eine lokale Aufschuppung der Sande vor dem heranrückenden Eis des ersten Vorstoßes mit anschließender Überfahrung und Überdeckung durch Grundmoräne.

3.1.3 Östlicher Bereich (Profil 3, Abb. 7)

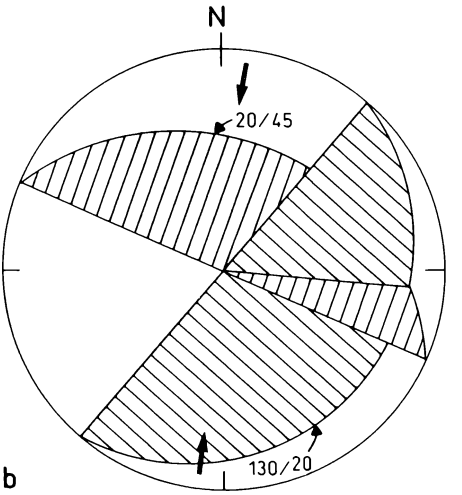
Der Geschiebelehm ist hier an zwei relativ steilen und teilweise listrisch gebogenen Aufschiebungen staffelartig herausgehoben. Die unterlagernden Schmelzwasserbildun-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



a

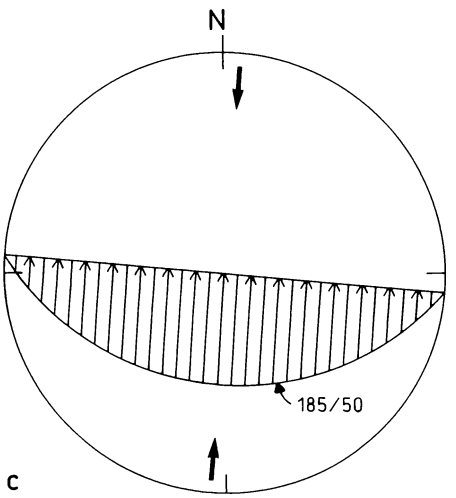
Basisfläche Geschiebelehm
(Einheit 3)
Deformationsachse: 92/8



b

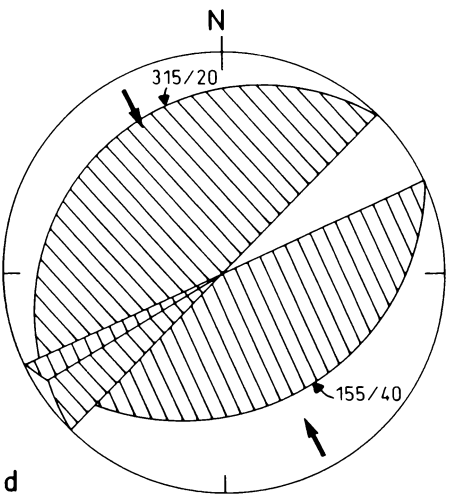
Schichtung Terrassensande
(Einheit 2a)
Deformationsachse: 94/18

→ Einengungs bzw Schubrichtung



c

Hauptscherfläche Terrassensande
(Einheit 2a)
Deformationsachse: 95
Aufschiebung gegen Norden



d

Scherflächen unterhalb des
Geschiebelehms (Einheit 2a)
Deformationsachse: 240/4

→ Einengungs bzw Schubrichtung

Abb. 6: Darstellung der Schicht- und Scherflächen des Sattelkerns von Profil 2 im Schmidt'schen Netz (die Zahlen stellen Gradangaben dar, z.B. 15/25 = Richtung des Einfallens 15° und Einfallswinkel 25°)

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

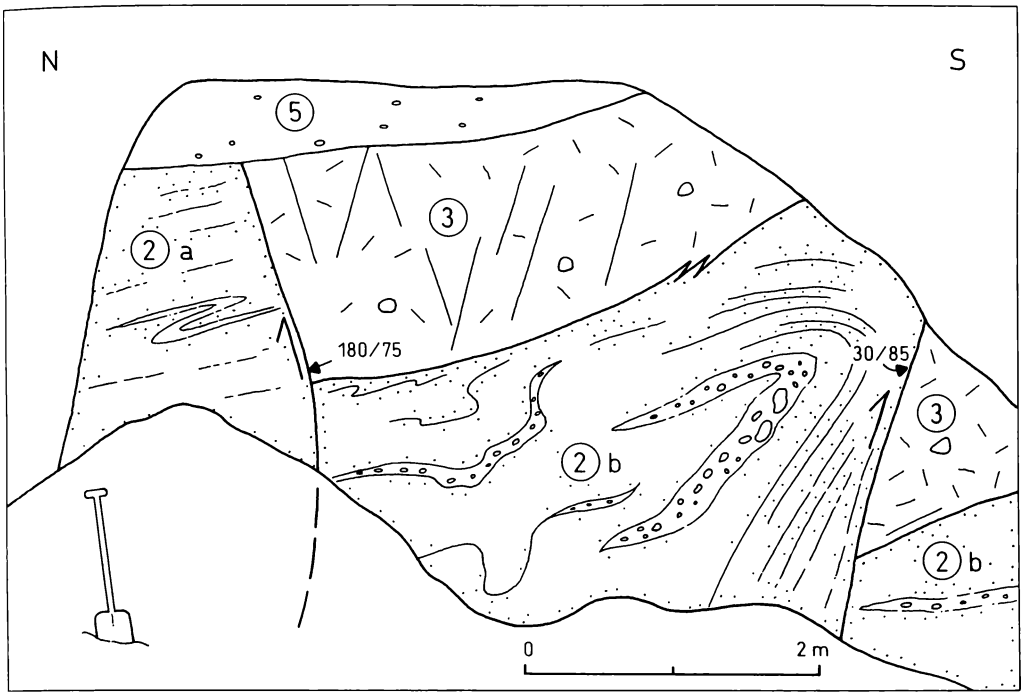


Abb. 7: Profilschnitt 3 (östliches Profil) in der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

gen (Sande mit kiesigen Lagen und auch Schluffe) wurden dabei mehr plastisch verformt, während die Grundmoräne relativ starr reagierte, angedeutet durch die ausgeprägte Klüftung, die parallel zu den Hauptscherbahnen angelegt ist. Aus der Anordnung und dem Verlauf dieser Scherflächen ergibt sich auch hier eine Einengung in NNE-SSW-Richtung, die mit den übrigen Profile nahezu identisch ist.

3.2 Gesamtprofil und Kartendarstellung

Die gesamte Schichtenfolge in der Sandgrube Lindemann wurde intensiv glaziodynamisch deformiert. Sie weist Faltungen, Verschuppungen, Scherungen und Überschiebungen auf. Dabei nimmt die Intensität der Verformung vom nördlichen Teil mit flacher Verbiegung zum südlichen Teil der Grube mit enger, stark vergenter Verfaltung erheblich zu (Profil 4; Abb. 8). Die Achsen der Falten streichen etwa in W-E-Richtung, d.h. die Deformation erfolgte in N-S- bzw. NNE-SSW-Richtung (Abb. 9). Aufgrund der deutlichen Südvergenz muß der Schub oder die Überfahrung durch das Inlandeis aus nördlicher Richtung erfolgt sein. Die unmittelbare Fortsetzung der Struktur nach Süden ist wegen der erwähnten älteren Abgrabung nicht mehr zu beobachten. Am Südfuß des Oppenweher Rückens steht allerdings bereits wieder normal gelagerter, teilweise mit Flugsand überdeckter Geschiebelehm an. Die Verbreitung der Stauchungsstrukturen, in denen die saalezeitliche Folge von Terrassenablagerungen, Schmelzwassersanden und Grundmoräne über ihr normales Niveau

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

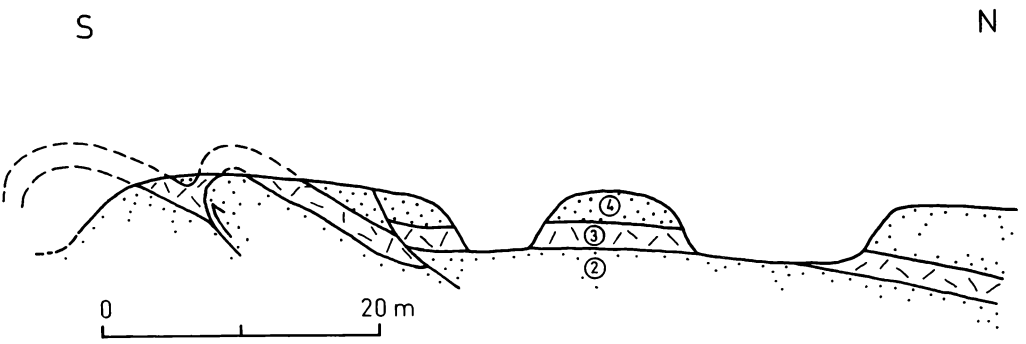


Abb. 8: Profilschnitt 4 – Gesamtprofil am Westrand der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

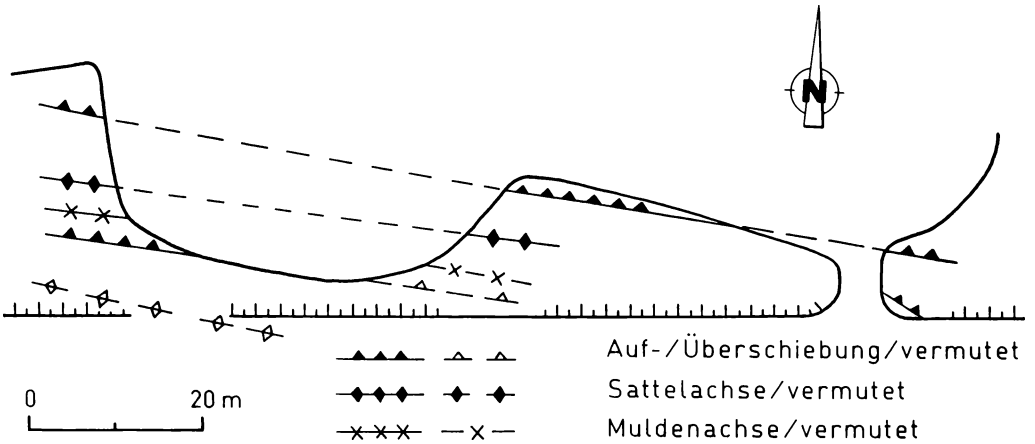


Abb. 9: Strukturkarte für den Südwestrand der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

herausgehoben wurde, dürfte mit der ehemaligen Ausdehnung des Höhenrückens zusammenfallen.

3.3 Genese der Struktur

Aus der Analyse der glaziodynamischen Strukturelemente des Oppenweher Rükkens lassen sich zwei zeitlich unterschiedliche Bewegungsabläufe erkennen. Zunächst wurden bei der Annäherung des Inlandeises durch die Belastung des Untergrundes Schollen aus Schmelzwassersanden und Terrassenablagerungen über Tonen der Unterkreide aufgepreßt und durch den Eisschub geringfügig verlagert. Hinweise dafür sind die diskordante Auflagerung von Grundmoräne auf Terrassensande im Profil 2 und die schräggestellten und leicht überschobenen Abfolgen der Schmelzwassersande im Profil 1. In der Schlufflage, die diese Schmelzwasserpakete trennt, sind steile, nach Südosten gerichtete Aufschiebungsbewegungen zu erkennen, die einen Eisschub aus nordwestlicher Richtung anzeigen. Unmittelbar nach der leichten Verstellung wurden die sandigen Ablagerungen vom Inlandeis überfahren. Dabei entstanden in ihren oberen Bereichen zur Eisunterfläche

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

parallel ausgerichtete Scherbahnen, die sich heute als leicht schluffige Bänder unterhalb der Moräne abzeichnen. Im Profil 2 ist eine derartige Scherbahn durch kleine steilere Scherflächen zerlegt, die einen Aufschiebungscharakter haben und eine Einengung in NW-SE-Richtung anzeigen, und somit ebenfalls auf einen Eisschub aus Nordwesten hinweisen (Abb. 6 d).

Mit der Überfahrung durch das Inlandeis und der Auflagerung der Grundmoräne war die erste Deformationsphase abgeschlossen. Die Obergrenze dieser Deformation ist mit der Basisfläche des Grundmoräne identisch. Nach unten wird der deformierte Bereich durch Abscherungsbahnen begrenzt, die sich aus den Tonsteinen der Unterkreide entwickeln und damit im Bereich von Oppenwehe in Tiefen von über 40 m ansetzen. Nach diesen glaziodynamischen Vorgängen muß es zu einem Eisstillstand und zu einem partiellen Eiszerfall gekommen sein. Zumindest im Bereich der Sandgrube Oppenwehe wurden über der Grundmoräne Nachschüttbildungen, zunächst feinkörnige Sedimente („Beckenschluffe und -sande“) und anschließend reine Schmelzwassersande abgelagert. Danach erfolgte ein erneuter Eisvorstoß, diesmal aus nördlicher Richtung. Er erfaßte die gesamte, aus Weser-Mittelterrasse, Vorschüttsanden, Grundmoräne und Nachschüttbildungen bestehende Schichtenfolge und verformte sie zu südvergenten, stark zerscherten und gestauchten Faltenstrukturen. Falten können allerdings auch bei subglaziären Stauchungsvorgängen entstehen und somit bereits unter dem Eis des ersten Vorstoßes gebildet worden sein. Wenn aber neben der Grundmoräne auch noch Nachschüttbildungen in die Deformation einbezogen wurden, muß eine Abschmelzphase und ein erneuter Eisvorstoß und damit ein zweiter Deformationsvorgang angenommen werden. Diese jüngere Deformation wird nach unten wiederum durch einen Abscherungshorizont begrenzt, der aber vermutlich etwas flacher angelegt ist als der der ersten Deformationsphase (vgl. Profile 1 und 4: Abb. 4 und 8). Die obere Grenzfläche der zweiten Deformation ist wegen der Abtragung der höheren Schichten im Bereich des Oppenweher Höhenrückens nicht mehr erhalten.

4 Analyse der kristallinen Leitgeschiebe

Über den Gehalt an kristallinen Leitgeschieben kann man Grundmoränen, aber auch die entsprechenden Inlandeisvorstöße charakterisieren und unterscheiden. Die Leitgeschiebespektren weisen auf verschiedene Entstehungs- oder Herkunftsgebiete der Eismassen hin, lassen aber auch gewisse Schlüsse über die Vorstoßrichtungen im Bereich des norddeutschen Tieflandes zu. Zandstra (1993) unterscheidet im nordrhein-westfälischen Raum drei (früh)saalezeitliche Eisvorstöße. Der erste Eisvorstoß ist südschwedisch geprägt und kam aus nördlicher Richtung, der zweite mit einem hohen Anteil mittelschwedischer Geschiebe aus Nordosten, und der letzte, ostfennoskandisch geprägte Vorstoß kam aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung.

Da die sehr geschiebearme Grundmoräne im Bereich der Sandgrube Lindemann keine für eine Leitgeschiebeanalyse ausreichende Zahl von Geschieben lieferte, wurde eine erste Aufsammlung auf einer Grundmoränenfläche ca. 2 km westlich der Sandgrube durchgeführt (Probe „Oppenwehe 1“, s. Abb.10a). Eine zweite Probe stammt aus der Grube selbst, und zwar aus den kiesigen Lagen der Vorschüttbildungen (Einheit 2b) unmittelbar unterhalb der Grundmoräne (Probe

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

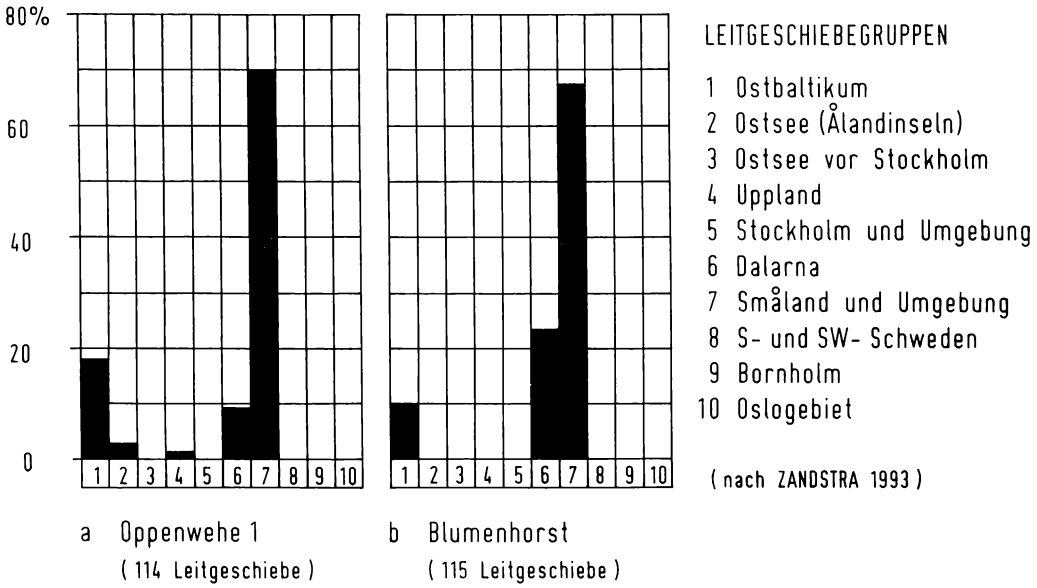


Abb. 10: Analysen kristalliner Leitgeschiebe aus dem Bereich von Opppenwehe – Haldem
a) Oppenwehe 1: überwiegend südschwedische Leitgeschiebe mit Anteil ostfennoskandischer Geschiebe
b) Blumenhorst/südl. Haldem: überwiegend südschwedische Leitgeschiebe mit deutlichem Anteil mittelschwedischer Dalarna-Geschiebe

„Oppenwehe 2"). Beide Proben lieferten ein fast identisches Ergebnis und ordnen die Grundmoräne aufgrund der deutlichen Vormacht südschwedischer Leitgeschiebe dem ersten früh-saalezeitlichen Vorstoß zu.

Leitgeschiebeanalysen aus der weiteren Umgebung von Oppenwehe (Zandstra 1993: Kt. 2 sowie neue Aufsammlungen bei Hüde/Lemförde, Rahden, Wehe, Blumenhorst/Haldem und Lever Wald) ergeben sowohl Hinweise auf die südschwedisch geprägte als auch auf eine mittelschwedisch beeinflußte Eismasse (Abb. 10b). Aufgrund der zweiphasigen Deformation der Sedimente in der Sandgrube Lindemann dürfte sich auch hier der zweite, mittelschwedisch geprägte Eisvorstoß ausgewirkt haben (vgl. Abschnitt 6). Eine entsprechende Grundmoräne wurde allerdings bisher in Oppenwehe nicht nachgewiesen. Sie ist im Bereich der stauchungsbedingten Höhenlage vermutlich abgetragen. Sie müßte aber dennoch außerhalb der Stauchungsstrukturen vorhanden sein, und zwar in direktem Kontakt mit der älteren Moräne, d.h. ohne Zwischenschaltung von Schmelzwasserablagerungen. Die Identifizierung derartiger „doppelter" Moränen ist allerdings auch in Tagesaufschlüssen oder Bohrungen schwierig. Sie sind aber aus der Westfälischen Bucht bekannt (z.B. Gut Ringelsbruch bei Paderborn; Zandstra 1993) und dürften auch nördlich des Wiehengebirges vorhanden sein.

5 Schwermineralanalysen

Zur Untersuchung der Schwermineralführung wurden aus der Sandgrube Lindemann und der unmittelbar südlich gelegenen Rammkernbohrung insgesamt 26 Proben entnommen. Von diesen Proben wurden je

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

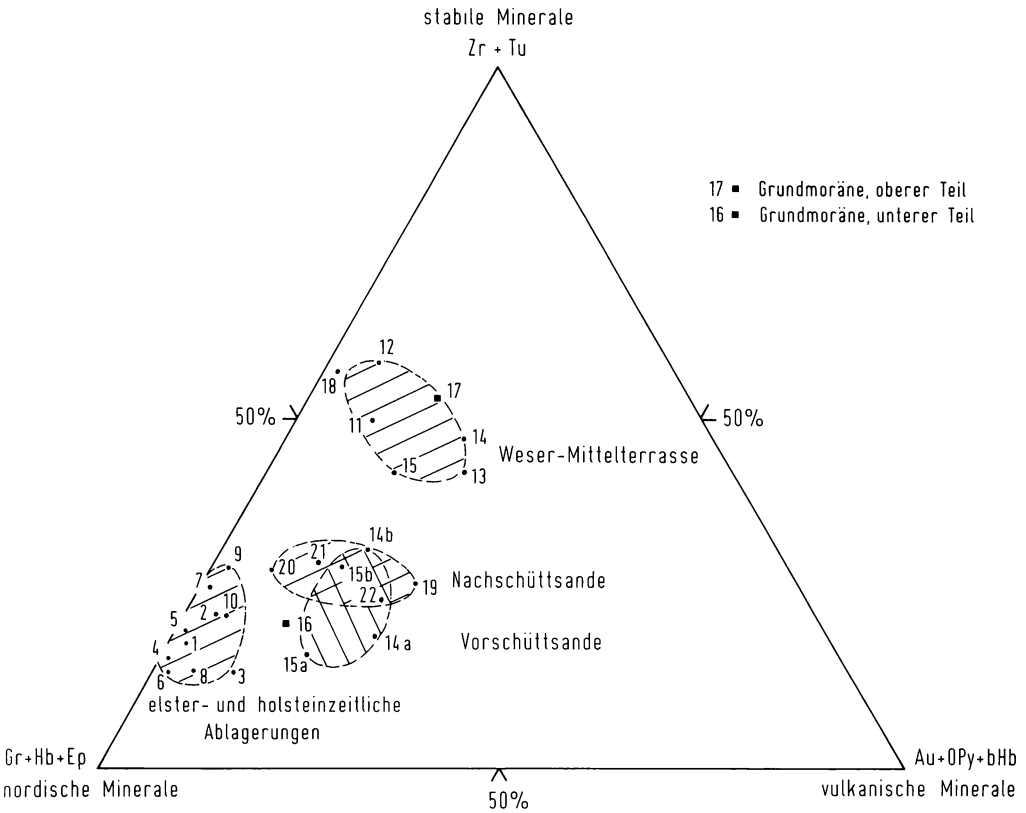


Abb. 11: Verhältnis kennzeichnender Schwermineralgruppen in den saalezeitlichen und elsterzeitlichen Ablagerungen im Bereich der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe

5 g der Fraktion 0.036–0.25 mm abgesiebt, die Schwerminerale mit Bromoform abgetrennt und aus den Schwermineral-Konzentraten 300–400 durchsichtige Schwerminerale bestimmt (Analyse: D. Henningsen, Hannover). Während sich die Proben aus der Sandgrube (12–22; Abb. 12) nur über die ca. 5 m mächtige Schichtenfolge von Vorschüttsanden bzw. Weser-Mittelterrasse, Grundmoräne und Nachschüttbildungen verteilen, repräsentieren die Proben der Rammkernbohrung (1–11) insgesamt 27 m Schichtenfolge und weisen im Mittel Abstände zwischen 3 und 4 m auf.

In den Schwermineralspektren kommen neben dem häufigsten (stabilen) Mineral Zirkon vor allem Granat, Epidot und Hornblende vor, die überwiegend nordischen Ursprungs sind (Henningsen 1978). Aber auch die von vulkanischen Gesteinen abzuleitenden Minerale Augit, Orthopyroxen und basaltische Hornblende, Minerale mit überwiegend südlichem Ursprung, sind in manchen Proben deutlich vertreten. Zur weiteren Auswertung wurden die Schwermineralspektren der einzelnen Proben in die Hauptgruppen „Stabile Minerale“ (Zirkon und Turmalin), „Nordische Minerale“ (Granat, Epidot und Hornblende) und „Vulkanische Minerale“ (Augit, Orthopyroxen, basaltische Hornblende) unterteilt. Trägt man die Anteile der Hauptgruppen gegeneinander auf (Abb. 11),

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

so ergibt sich eine deutliche Konzentration der Analysenpunkte in drei Bereichen. Sie entsprechen der Weser-Mittelterrasse, den saalezeitlichen Schmelzwassersanden (Vorschütt- und Nachschüttbildungen), und der tieferen, nur durch die Bohrung erschlossenen Abfolge der holstein- und elsterzeitlichen Ablagerungen.

Eine Einordnung der Proben nach ihrer Tiefenlage spiegelt sehr genau die lithostratigraphische oder lithofazielle Untergliederung wider (Abb. 12). Die Proben 1–10 zeigen ein sehr einheitliches, durch die nordische Komponente dominiertes Spektrum; sie entsprechen elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen und ihren Umlagerungsprodukten, nur die unterste Probe repräsentiert die elsterzeitliche Grundmoräne. Die nächsthöhere Einheit beginnt mit Probe 11 und endet mit Probe 15. Sie zeigt einen deutlich höheren Anteil der vulkanischen Komponente, bei gleichzeitiger Abnahme der nordischen Schwerminerale. Es handelt sich um fluviatile Ablagerungen der saalezeitlichen Weser (Weser-Mittelterrasse). Im oberen Teil werden sie durch Sedimente der Schmelzwässer (Vorschüttsande) des herannahenden Saale-Eises überprägt, was sich deutlich im Schwermineralspektrum der Probe 15 zu erkennen gibt. Lokal werden die Terrassenablagerungen auch von reinen Vorschüttsanden überlagert (Proben 14 a, b und 15 a, b), die ein ähnliches Schwermineralspektrum wie die oberen Schmelzwassersande (Nachschüttsande) aufweisen. Beide Verteilungsfelder überdecken sich weitgehend.

Über den Terrassenablagerungen und Vorschüttbildungen folgt die zweigeteilte Grundmoräne, die im unteren Teil nordisch geprägt ist und sich damit gut an die Vorschüttsande anschließt. Der obere Teil der Moräne und die zum Hangenden anschließende Schluffeinheit zeigen demgegenüber deutliche Beziehungen zur Weser-Mittelterrasse. Diese Diskrepanz erklärt sich dadurch, daß die untere „grünliche“ Moräne im Bereich der Sandgrube nur stellenweise vorhanden ist. In größeren Teilbereichen liegt die obere, stärker sandige „rötliche“ Einheit direkt auf den Vorschüttbildungen bzw. auf der Weser-Mittelterrasse. Dementsprechend sind die Ablagerungen der Grundmoräne relativ inhomogen und bestehen teils überwiegend aus Material nordischen Ursprungs, teils aus aufgearbeitetem Weser-Material. Die Nachschüttbildungen (Einheit 4a) zeigen zunächst noch deutliche Beziehungen zum oberen Teil der Grundmoräne. Allerdings ist ein direkter Vergleich aufgrund der geringen Korngrößen in der Probe 18 nicht möglich. Erst die reinen Nachschüttsande weisen wieder ein mehr nordisch geprägtes Schwermineralspektrum auf, obwohl auch hier ein gewisser Einfluß von Weser-Material zu erkennen ist. Sie gleichen in ihrer Zusammensetzung den Vorschüttsanden und dem unteren Teil der Moräne.

6 Ergebnisse und ihre regionale Einordnung

In Oppenwehe liegt eine „glaziäre Serie“ mit Vorschüttsanden, Grundmoräne und Nachschüttsanden vor. Die Folge wurde von einem Eisvorstoß mit südschwedischem Geschiebeinhalt abgelagert. Diese Eismasse stellt für den westfälischen Raum den Hauptvorstoß dar, der bis in die Westfälische Bucht und an den Niederrhein vordrang (Skupin, Speetzen & Zandstra 1993). Er kam generell aus nördlicher, im Bereich von Oppenwehe aber aus nordwestlicher Richtung und führte überwiegend lokales Sedimentmaterial des vorher überfahrenen Untergrundes (Tonsteine der Unterkreide, sandig-glaukonitische Sedimente des Tertiärs

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

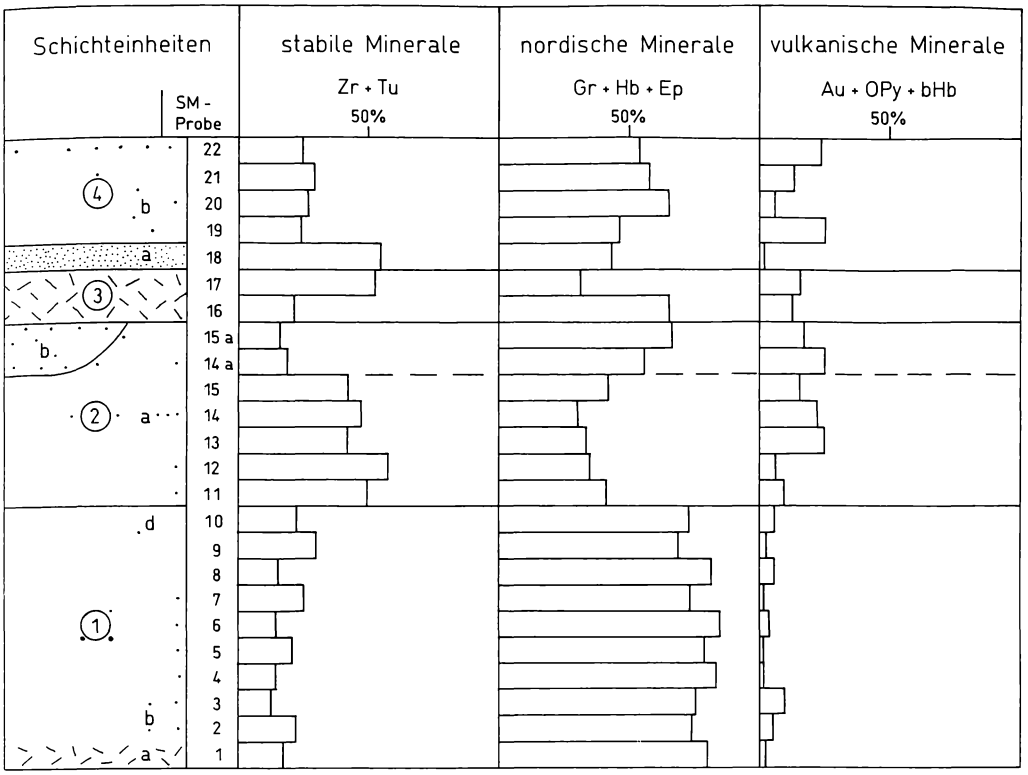


Abb. 12: Die lithofaziellen Einheiten der Quartär-Schichtenfolge im Bereich der Sandgrube Lindemann / Oppenwehe und ihre Kennzeichnung durch Schwerminerale
1 SM-Pr. = Schwermineralprobe

und Sande und Kiese der Weser-Mittelterrasse) mit sich. Die Grundmoräne liegt im Bereich der Sandgrube Lindemann in Oppenwehe im wesentlichen konkordant über Vorschüttbildungen und Ablagerungen der Weser-Mittelterrasse, nur stellenweise scheint es vor dem herannahenden Eis geringfügige Aufpressungen und leichte Verstellungen des Untergrundes gegeben zu haben. Vergleichbare Vorgänge sind im Höhenrücken von Wehe abgelaufen. Der Eisvorstoß aus nordwestlicher Richtung steht zunächst im Widerspruch zu der überregionalen Nord-Süd-Richtung, er ist aber sehr einfach durch eine Ablenkung der Eisfront an den bis 181 m und damit um etwa 140 m über die Umgebung aufragenden Stemweder Bergen zu erklären. Ähnliche Verhältnisse liegen unmittelbar nördlich des Wiehengebirges bei Driehausen vor, wo der erste Eisvorstoß am Kalkrieser Berg auch eine lokale Ablenkung erfuhr (Speetzen 1993).

Nach dem ersten Eisvorstoß kam es zu einer Stagnation und einem partiellen Abschmelzen und Zerfall des Inlandeises. Während dieses Intervalls wurden Schmelzwassersande („Nachschüttsande") der ersten Eismasse direkt auf der Grundmoräne abgelagert. Danach setzte ein erneuter Eisschub, beziehungsweise ein zweiter Eisvorstoß ein, der zu Stauchungen und Verfaltungen der vom ersten Eisvorstoß hinterlasse-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

nen Ablagerungen führte. Diese Vorgänge können mit kurzfristigem „Rückzug“ und erneutem Vordringen des Inlandeises im Sinn einer Oszillation des Eisrandes erklärt werden. Andererseits weisen die veränderte Richtung des jüngeren Eisvorstoßes, der jetzt aus Norden bis Nordosten kommt, und das Auftreten von Moränen mit einem erheblichen Anteil mittelschwedischer Leitgeschiebe aus Dalarna auf eine längerfristige Stagnation mit einer überregionalen Umorientierung der Eisbewegung hin. Es wird deshalb angenommen, daß der jüngere Vorstoß der zweiten früh-saalezeitlichen Eismasse entspricht, die durch Dalarna-Geschiebe gekennzeichnet ist und mindestens bis zum Fuß des Wiehengebirges und stellenweise vermutlich auch noch bis in das südwestlich anschließende Bergland vordrang (Skupin, Speetzen & Zandstra 1993).

Aus diesen Ergebnissen und ihren Folgerungen leitet sich notgedrungen die Frage ab, warum die jüngeren Stauchungs- und Faltungsstrukturen nur lokal entstanden sind, während weite Gebiete eine nahezu ungestörte glaziäre Abfolge zeigen, wie z.B. auch der Höhenrücken von Rahden. Diese Erscheinung hängt vermutlich mit dem partiellen Zerfall der ersten Inlandeismasse während der Stagnationsphase zusammen. In Gebieten mit großen Toteisfeldern, die bei dem erneuten Eisvorstoß umflossen oder auch reaktiviert und damit wieder in die Bewegung einbezogen wurden, kam es zu keinen weiteren glaziodynamischen Deformationen. Diese sind vermutlich nur in Eiszerfallszonen entstanden, wo zwischen Toteiskörpern die glazigenen Ablagerungen teilweise hochgepreßt und von den erneut vordringenden Eismassen gestaucht und verfaltet wurden. Die älteren und die jüngeren Deformationsstrukturen in Oppenwehe sind also nicht an ehemalige Eisrandlagen gebunden und repräsentieren somit auch keine „Staffel“ Vielmehr handelt es sich um lokale, von besonderen Untergrundverhältnissen abhängige Stauchungsstrukturen, die während der Vorstoßphasen der ersten und zweiten Eismasse entstanden sind. Dahingegen stellt die von Wortmann (1971) im Wiehengebirgsvorland bei Hille beschriebene Stauchungszone sehr wahrscheinlich eine Bildung an einem Eisrand dar, ist aber nicht als Staffel, sondern höchstens als kurzfristiger Halt während einer Vorstoßphase des Inlandeises (? Hamelner Phase nach Lüttig 1958, 1959, 1964) aufzufassen (s.a. Abschnitt 1). Diese Struktur ist wegen der diskordant auflagernden, südschwedisch geprägten Grundmoräne während der ersten Vorstoßphase nach Zandstra (1993) entstanden. Allerdings hat auch der zweite, mittelschwedisch geprägte Eisvorstoß diesen Raum noch erreicht, an der Bildung der Stauchungszone aber keinen Anteil gehabt. Zwischen den Stauchungsstrukturen von Hille und Oppenwehe bestehen somit keine direkten genetischen Beziehungen. Darauf deuten auch die unterschiedlichen Bautypen der zwischengeschalteten Höhenrükken hin, die keiner einheitlichen Struktur angehören und zum Teil vermutlich nur reine Erosionsformen darstellen.

Aus der vorliegenden Untersuchung ergeben sich über die regionalen Ergebnisse hinaus auch überregionale Aspekte. Der Raum Oppenwehe – Rahden – Hille liegt am Ostrand des von Zandstra untersuchten Gebiets (Zandstra 1993: Kt. 2) und ist nur 80 km von den südöstlich im Leinetal zwischen Hannover und Göttingen gelegenen Typuslokalitäten der von Lüttig beschriebenen südlichsten Eisrandlagen entfernt. Aus diesem Grund erscheint der Versuch einer Korrelation gerechtfertigt. Vergleicht man die Einteilung der früh-saalezeitlichen Eisvorstöße nach ihrer Leitgeschiebeführung (Zandstra 1983, 1987, 1993) mit ihrer Glie-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

derung in Phasen und Staffeln (Lüttig 1958, 1959, 1964), so könnte 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. Der letzte Vorstoß im westlichen Verbreitungsgebiet des saalezeitlichen Inlandeises ist nach Zandstra ostfennoskandisch geprägt und erfolgt nach einer deutlichen Stagnations- und Rückschmelzphase (Skupin, Speetzen & Zandstra 1993). Er kann mit der ebenfalls durch ostfennoskandische Geschiebe gekennzeichneten Heisterberg-Phase parallelisiert werden, die von dem saalezeitlichen Hauptvorstoß der Hamelner Phase durch einen wärmeren Zeitabschnitt („Liebenauer Intervall") abgesetzt ist (Lüttig 1964). Diese deutlichen Übereinstimmungen weisen auf eine gleichartige Vereisungsgeschichte hin und zeigen Möglichkeiten auf, die glaziären Ablagerungen der Saale-Kaltzeit in Westfalen und in Niedersachsen miteinander in Beziehung zu setzen, wie zum Beispiel über den direkten Vergleich vorhandener, aber nicht in der ursprünglichen Form veröffentlichter, oder noch durchzuführender Geschiebeanalysen.

Dank

Für die Durchführung der Schwermineralanalysen und der Leitgeschiebe- und Feinkiesanalysen an Proben aus dem Bereich Oppenwehe sei den Herren D. Henningsen, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, und J.G. Zandstra, Heemskerk (ehemals Rijks Geologische Dienst der Niederlande, Haarlem), herzlich gedankt. Unser Dank gilt auch Frau B. Fister, Münster, die sämtliche Zeichnungen ausführte.

Literatur

Henningsen, D.(1978): Schwermineral-Untersuchungen in quartär-zeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover. – Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, 15: 120-144, 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.

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

Lüttig, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. – Geol. Jb., 75: 419-430, 6 Abb., 1 Tab.; Hannover.

Lüttig, G. (1959): Eiszeit – Stadium – Phase – Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung.- Geol. Jb.; 76: 235-260, 3 Abb.; Hannover.

Lüttig; G. (1964): Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie.- Geol. Jb., 82: 177-202, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.

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., 8 Tab.; Hannover.

Meyer, H.-H. (1987): Die Stauchendmoränen der Rehburger Eisrandlage und ihre Entstehung.- Osnabrücker naturwiss. Mitt., 13: 23-42, 10 Abb., Osnabrück.

Meyer, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums).- In: Festschrift für Gerhard Keller: 83-104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Wenner).

Rohde, P. (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit.- Eiszeitalter und Gegenwart, 44: 106-113, 2 Abb.; Hannover.

Seraphim, E. Th. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser.- Geol. Jb., A3: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.

Skupin, K. (in Bearbeitung): Erläuterungen zu Blatt 3517 Rahden.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 25.000, Erl. 3517 Rahden; Krefeld.

Skupin, K., Speetzen, E. & Zandstra, J.G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland –

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete.- 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld.

Speetzen, E. (1993): Saalezeitliche Grundmoräne bei Driehausen am Nordrand des Wiehengebirges (Kreis Osnabrück, NW-Deutschland).- Osnabrücker naturwiss. Mitt., 19: 57-70, 8 Abb.; Osnabrück.

Wateren, F.M. van der (1987): Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine, FRG.- In: Meer, J.J.M. van der (Hrsg.): Tills and Glaciotectonics: 157-182, 32 Abb.; Rotterdam/Boston (Balkema).

Wortmann, H. (1971): Erläuterungen zu den Blättern 3617 Lübbecke und 3618 Hartum.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 25.000, Erl., 3617 Lübbecke u. 3618 Hartum: 214 S., 24 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

Zandstra, J.G. (1978): Einführung in die Feinkiesanalyse.- Geschiebesammler, 12 (2/3): 21-38, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., 2 Beil.; Hamburg.

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): Explanation to the map 'Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands'. – In: Meer, J.J. van der [Hrsg.]: Tills and Glaciotectonics: 127–132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Rotterdam.

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., 2 Taf.; Krefeld.

Karten

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen
1 : 25.000 (Hrsg.: Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld)
Blatt 3517 Rahden (1965), Bearb.: K.-H. Will

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen
1 : 25.000 (Hrsg.: Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld)
Blatt 3617 Lübbecke (1967), Bearb.: H. Wortmann
Blatt 3618 Hartum (1965), Bearb.: H. Wortmann

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen
1 : 100.000 (Hrsg.: Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld)
Blatt C 3914 Bielefeld (1985), Bearb.: O. Deutloff
Blatt C 3918 Minden (1982), Bearb.: O. Deutloff & K. Skupin, unter Mitarb. von H.-D. Dahm

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Anhang

Rammkernbohrung RK 4/96 Oppenwehe
Lage: TK 3517 Rahden (R 3468330, H 5814600, + 42 m NN)
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung der quartären Schichtenfolge und der Kreide-Oberfläche
Zeit: 8. – 10.5.1996

bis	2,40 m	Schluff, sandig, tonig, steinig, gelbbraun bis dunkelbraun	Auffüllung
bis	3,55 m	Sand, schluffig, schwach kiesig	Schmelzwassersand (Saale-Kaltzeit)
bis	4,35 m	Sand, schluffig bis stark schluffig oder Ton, stark schluffig, sehr schwach sandig, vereinzelt nordische Geschiebe, graubraun	Grundmoräne (Saale-Kaltzeit)
bis	5,30 m	Sand, sehr schwach feinkiesig, rötlichbraun bis rötlichgrau	Weser-Mittelterrasse (Saale-Kaltzeit)
bis	5,55 m	Schluff, schwach tonig, feinsandig, unregelmäßig geschichtet, gelbgrau bis gelbbraun	Weser-Mittelterrasse (Saale-Kaltzeit)
bis	6,75 m	Fein- bis Mittelsand, stellenweise Schluffbänder und Feinkies, z.T. schräggeschichtet	Weser-Mittelterrasse (Saale-Kaltzeit)
bis	7,50 m	Feinsand, schwach schluffig, hellbraun bis rötlichbraun	Weser-Mittelterrasse (Saale-Kaltzeit)
bis	11,90 m	Fein- bis Mittelsand, z.T. schwach schluffig vereinzelt Feinkies, schräggeschichtet, hellbraun bis rötlichbraun (SM-Pr. 11)[1]	Weser-Mittelterrasse (Saale-Kaltzeit)
bis	20,20 m	Fein- bis Mittelsand, stellenweise grobsandig, vereinzelt Feinkies, gelblichgrau bis hellgrau	Terrassenablagerungen (Saale-Kaltzeit)
bis	27,30 m	Fein- bis Mittelsand, stellenweise grobsandig, feinkiesig, glimmerig, gelblichgrau bis hellgrau, mit gelb- bis rostbraunen Fe- und Mn-Ausfällungen und einzelnen Schluffbändern, feinsandig, schwach tonig, schwach humos, dunkelgrau bis schwarzgrau (SM-Pr. 7, 8, 9, 10)	Flußablagerungen (Holstein-Warmzeit)

1) SM-Pr. = Schwermineralprobe

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

bis	32,55 m	Fein- bis Mittelsand, hellgrau- bis dunkelgrau, glimmerig, mit Holzkohlestückchen oder dünnen Lagen mit Holzkohlebröckchen, schwarz (SM-Pr. 4, 5, 6)	Flußablagerungen (Holstein-Warmzeit)
bis	33,80 m	Fein- bis Mittelkies, stark sandig, schwach schluffig, nordische Geschiebe, grau bis schwarz	Schmelzwasserablagerungen (Elster-Kaltzeit)
bis	36,20 m	Sand, z.T. schwach kiesig, einzelne Lagen von Tonsteinbröckchen, grau bis dunkelgrau (SM-Pr. 3)	Schmelzwasserablagerungen (Elster-Kaltzeit)
bis	36,60 m	Kies, stark sandig, schwach schluffig, nordische Geschiebe (SM-Pr. 2)	Schmelzwasserablagerungen (Elster-Kaltzeit)
bis	36,70 m	Schluff, grau bis dunkelgrau	Schmelzwasserablagerungen (Elster-Kaltzeit)
bis	37,25 m	Mergel, stark sandig, schluffig, kiesig (nordische Geschiebe), grau bis schwarzgrau	Grundmoräne (Elster-Kaltzeit)
bis	37,50 m	Sand, dunkelgrau, z.T. kiesig	Grundmoräne (Elster-Kaltzeit)
bis	37,85 m	Tonmergel, einzelne Kieseinlagerungen und Sandlinsen, schwarzgrau (SM-Pr. 1)	Grundmoräne (Elster-Kaltzeit)
bis	39,00 m	Tonmergelstein, dunkelgrau bis schwarz	Unterkreide (Obervalangin – Unterhauterive)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: 24

Autor(en)/Author(s): Skupin Klaus, Speetzen Eckhard

Artikel/Article: Stauchungsstrukturen in der saalezeitlichen Grundmoräne von Oppenwehe bei Rahden (Nördliches Wiehengebirgsvorland, NW-Deutschland) 39-62