

Eine saaleiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge

Von ERNST TH. SERAPHIM, Paderborn

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. In der Arbeit wird erstmals für den nordwestdeutschen Raum eine saaleiszeitliche Mittelmoräne beschrieben. Ihre Bildung ist eine Folge des Einflusses des Reliefs, besonders der Pässe des Wiehengebirges, auf das von Norden in die Herforder Liasmulde vordringende Inlandeis.

Summary. The author gives the first description of a middle-moraine of the Saalian glaciation in northwestern Germany. The formation of it is a consequence of the relief, especially of the passages in the Wiehen-Mountains, which influenced the inland ice gaining ground from the north towards the Herford Lias depression.

1. Einleitung

Unter den pleistozänen Bildungen der Ravensberger Mulde hat der „Kiessandzug“ zwischen Vor dem Berge und Elverdissen, eine in langer Reihe angeordnete Gruppe niedriger Hügel aus Sanden, Kiesen und Geschiebelehm, bisher das stärkste Interesse der Fachwelt gefunden. Das liegt, abgesehen von der wirtschaftlichen Bedeutung für die Sand- und Kiesgewinnung, vor allem daran, daß der „Kiessandzug“ in dem Gebiet zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge eine Ausnahmerecheinung darstellt. Aber auch

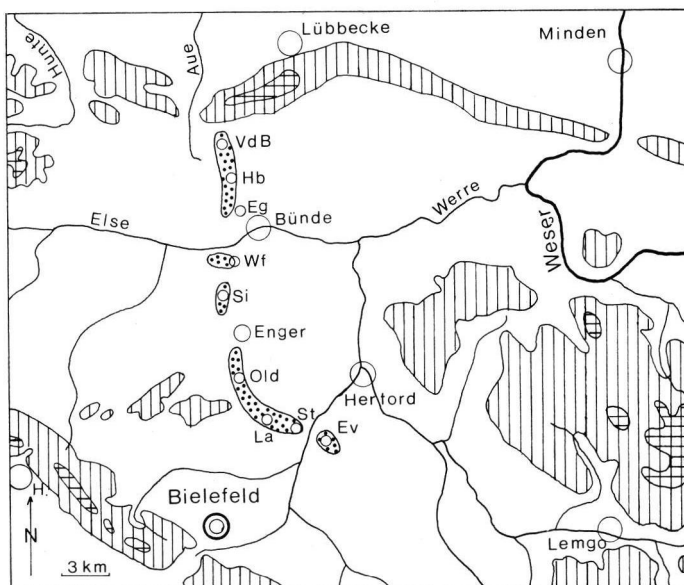


Abb. 1. Die Lage des Kiessandzuges in der Ravensberger Mulde. Es bedeuten: VdB Vor dem Berge, Hb Habighorst, Eg Ennigloh, Wf Werfen, Si Siele, Old Oldinghausen, La Laar, St Stedefreund, Ev Elverdissen. Die Höhen zwischen 150 und 300 m über NN sind einfach, über 300 m doppelt schraffiert.

die Tatsache, daß wohl keine der nach und nach erschienenen Bearbeitungen voll zu überzeugen und alle wesentlichen Fragen zu klären vermochte, spielte eine Rolle. Auch für den Verfasser waren Zweifel an der Richtigkeit der bisherigen Beurteilung, bedingt durch neue Beobachtungen, maßgeblich, das Problem des Kiessandzuges noch einmal aufzugreifen.

Die Einordnung des Kiessandzuges in das pleistozäne Geschehen ist aus folgenden Gründen schwierig:

1. Die fraglichen Kiese haben stellenweise einen außerordentlich hohen Gehalt an Wesergeröllen, der auf einen ehem. Ost—West gerichteten Weserlauf südlich des Wiehengebirges hinzuweisen scheint (DRIEVER 1921, KURTZ 1912, 1928).
2. Die vorkommenden anderen Gerölle lassen aber nur einen nord—südlichen Transport der Sedimente möglich erscheinen (GRUPE 1930, DIENEMANN 1939).
3. Die nach Nordosten offene Bogenform des Kiessandzuges legt die Annahme einer Beziehung zur Porta Westfalica nahe (BURRE 1924, 1926).
4. In die Kiese und Sande ist vielfach Grundmoräne eingelagert (BURRE 1924, 1926, DIENEMANN 1939), und außerdem scheint eine vertikale Differenzierung des Kiessandzuges zu bestehen (KURTZ 1928).

Jede Betrachtungsweise hat ihren wahren Kern, an dem der Versuch einer allgemein befriedigenden Deutung nicht vorbeigehen darf.

2. Die Merkmale

Der Kiessandzug erstreckt sich bei einer Breite von etwa 1 km und einer Länge von insgesamt etwa 22 km von Vor dem Berge (Bl. Quernheim) am Fuße des Wiehengebirges über Habighorst, Ennigloh bei Bünde, Werfen, Siele, Enger, Oldinghausen, Laar und Stedefreund bis Elverdissen südlich Herford (Abb. 1). Hiervon waren DRIEVER (1921) nur die Teilstücke bei Ennigloh und Enger, BURRE (1924, 1926) die südlichen drei Viertel zwischen Ennigloh und Elverdissen und erst DIENEMANN (1939) die gesamte Ausdehnung bekannt.

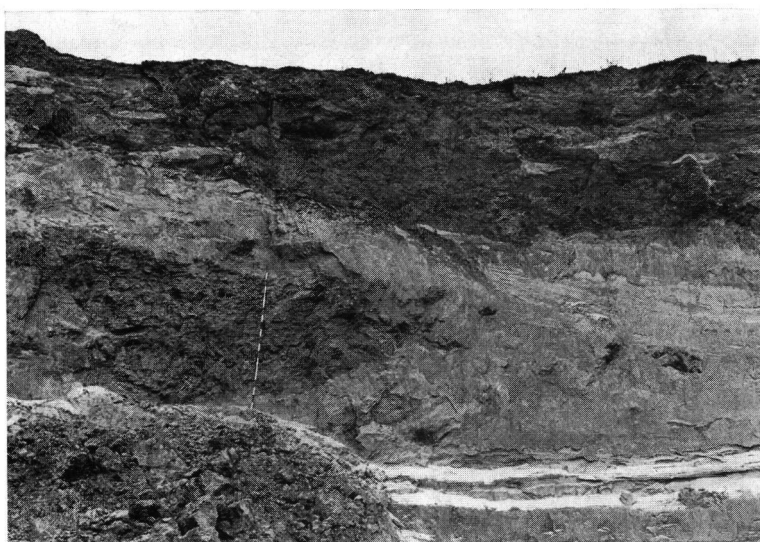


Abb. 2. Sandgrube Meyer, Habighorst. Teilansicht der NNE-Wand im Juni 1968. Moräne in Durchdringung und Wechsellagerung mit glazifluvialen Sedimenten.

Schon BURRE (1924, 310) macht darauf aufmerksam, daß der Kiessandzug einen weiten, nach NE zur Porta Westfalica geöffneten Bogen beschreibt. Die Bogenlinie ist an mehreren Stellen unterbrochen, so daß die einzelnen Hügel keinen unmittelbaren Zusammenhang miteinander haben. Die Lücken werden hier und dort von Bachläufen benutzt, doch besteht zwischen beiden keine gesetzmäßige Beziehung. Zwischen Enger und Siele klafft eine mit 4 km besonders breite Lücke, in der flächenhaft der Schiefer-ton des Lias zutage tritt.

Wiederum BURRE weist als erster darauf hin, daß sich der Kiessandzug „ohne Rücksicht auf die Oberflächenform des Geländes dahinzieht“ (1924, 309). Das Höhengniveau des Hügelzuges liegt in Vor dem Berge bei 170 m über NN, Habighorst bei 80, Ennigloh (Halloh) bei 105, Werfen bei 75, Enger (Liesberg) bei 118, Oldinghausen bei 131 und Elverdissen bei 108 m. Die Niveauschwankung beträgt also fast 100 m. Hierbei ist das mehrfache Auf und Ab der Gipfelhöhe besonders bemerkenswert. In diesem Verhalten drückt sich die Abhängigkeit der Sedimentation vom präsaaleiszeitlichen Relief und damit auch von der Oberfläche des liassischen Untergrundes aus.

Die Aufschlüsse im Kiessandzug finden sich aus Gründen der Wirtschaftlichkeit vorwiegend in den großen Sand- und Kiesnestern, während die stärker mit Geschiebelehm und Schluffen versetzten Vorkommen vom Abbau möglichst ausgespart bleiben und nicht selten Anlaß für die Stilllegung von Gruben sind. In der Beschreibung der Sedimente wird wegen des selektiven Abbaues die sandige bis kiesige Beschaffenheit meist stärker betont als der Gehalt an anderen Bestandteilen, und auch die in der Literatur üblich gewordene Bezeichnung der Hügelkette als „Kiessandzug“ ist hierauf zurückzuführen.

Es liegt in der Natur des Kiessandzuges, daß bei allen Vorkommen die sandige und die lehmig-kiesige Ausbildung ständig wechseln, so daß sich auch das Aussehen der Aufschlüsse beim fortschreitenden Abbau immer wieder ändert (DIENEMANN 1944, 21). So hat DRIEVER (1921, 67) die Ablagerungen bei Ennigloh und Enger als „gröbere und feinere Sande in diskordanter Parallelstruktur“ beschrieben, „die mit mächtigen Schotterbänken wechsellagern“, während BURRE vom Liesberg bei Enger gerade das Auftreten von „Blockpackungen“ (1924, 310) sowie „Fetzen und Lagen von Geschiebelehm“ hervorhebt (1926, 24), die in die Sande und Kiese eingebettet sind. KURTZ (1928, 468) hat die Blockpackungen vor allem im Hangenden der Sande und Kiese beobachtet. Auch DIENEMANN hat beobachtet, daß die Deckschichten des Kiessandzuges von Moräne gebildet werden (1939, 53), doch bestehe auch auf ganz geringe Entfernung nach oben, unten oder nach den Seiten eine „enge Verknüpfung“ der Kiese und Sande mit der Grundmoräne und ein „Übergang von lehmigem Kies in Geschiebelehm“ (1944, 20). Ferner ließen sich vielfach „kleine Flatschen von echtem Geschiebelehm“ im lehmigen Kies oder dem damit zusammen vorkommenden Sand beobachten. Die Schichtung der Kiese wechsele; vielfach sei sie aber sehr unregelmäßig, wenig ausgebildet oder fehle überhaupt. „In diesem Falle erinnert die Struktur stark an die einer von Schmelzwässern stark durchspülten Grundmoräne. Eine Packung der Gerölle wie bei Flußschottern ist nur ganz vereinzelt zu beobachten (z. B. stellenweise in der großen Grube auf dem Halloh), meist liegen die Gerölle wild durcheinander, einzelne stehen auch senkrecht. Auch an Blockpackung erinnernde Lagerung kommt vor (Habighorst, Liesberg).“ Auch nach GRUPE schließlich sind die Ablagerungen des Kiessandzuges „im allgemeinen sehr wirr gelagert“ und gehen zuweilen, besonders bei Enger, „in eine regelrechte Blockpackung bzw. Geröllpackung“ über (1930, 367).

GRUPE (1930, 366 f.) und DIENEMANN (1939) weisen übereinstimmend darauf hin, daß die Sande des Kiessandzuges stets die helle Farbe typischer Glazialsande zeigen, dies im Gegensatz zu den roten Sanden der Weser-Terrassenschotter.

Es ist hier nicht möglich, auf alle Aufschlüsse im einzelnen einzugehen; ich verweise deshalb vor allem auf DIENEMANN, bei dem sich genaue Darstellungen der Textur vieler Gruben vorwiegend zwischen Vor dem Berge und Ennigloh finden. Auch in den Gruben, die ich selbst während vieler Jahre kontrolliert habe, fanden sich immer wieder die zitierten Beobachtungen, d. h. die innige Vermengung der fraktionell und genetisch verschiedenartigsten glaziären Sedimente, bestätigt.

Ein Charakteristikum des Kiessandzuges ist der hohe Anteil der Weserschotter:

Vom Liesberg gibt DRIEVER an, daß die Ablagerungen „im wesentlichen... dieselben Zusammensetzungen wie bei Veltheim“ an der Weser hätten (1921, 68); bemerkenswert sei nur die geringe Größe der Buntsandsteingerölle gegen jene bei Veltheim. Vom Halloh bei Bünde betont auch KURTZ das Zurücktreten der nordischen Geschiebe, während außer den Buntsandsteinen u. a. auch „der übergroße Reichtum an Werraporphyren und Kieselschiefern“ die Sande und Kiese in nichts von denen an der Weser unterscheiden ließe (1928, 469). Ebenfalls nach KURTZ (1912, 27) sollen die Ablagerungen am Liesberg bei Enger noch mehr Wesermaterial enthalten als beim Halloh.

Auch von allen anderen Autoren (BURRE, GRUPE, DIENEMANN) wird der hohe Gehalt aller Aufschlüsse an Wesermaterial hervorgehoben. Nach DIENEMANN (1944, 21) sollen Gesteine aus der unmittelbaren Nachbarschaft in den Ablagerungen des Kiessandzuges an erster Stelle stehen,

gefolgt von den Weserflußgeröllen und schließlich den nordischen Geschieben. Allerdings wechselt der Anteil dieser drei Geröllgruppen bei den einzelnen Vorkommen, oft schon in derselben Grube, sehr stark. Im allgemeinen jedoch sollen die Wesergerölle von Ost nach West und mit zunehmender Entfernung vom Wiehengebirge abnehmen.

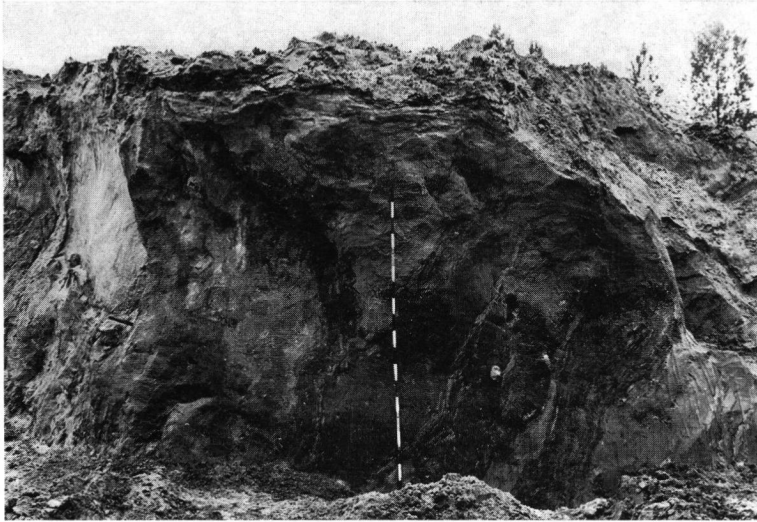


Abb. 3. Sandgrube Meyer, Habighorst, Juni 1968. Prä-moränale Basisschichten des Kiessandzuges, etwa 15 m unter Flur, gestaucht und mit Grundmoräne verknüchtet.

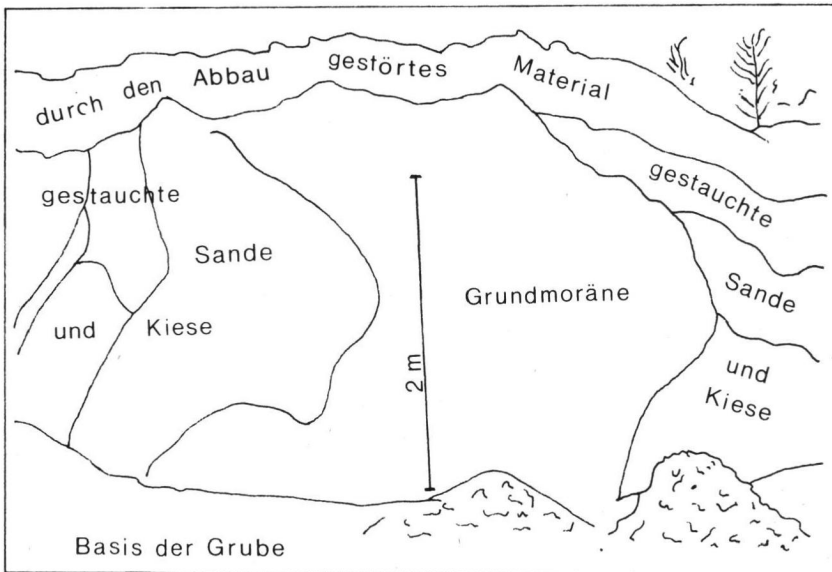


Abb. 4. Sandgrube Meyer, Habighorst, Juni 1968. Nähere Angaben über Substrat und Lagerung der in Abb. 3 dargestellten Grubenwand.

Tabelle 1

Die Zusammensetzung der Gerölle des Kiessandzuges Vor dem Berge — Elverdissen. Es bedeuten: a = heimisch, b = nordisch, c = Wesergerölle; die unterschiedlich mächtige Deckschicht aus Grundmoräne, Solifluktionsschutt und Lößlehm im Hangenden des Kiessandzuges ist bei den Niveaugaben nicht berücksichtigt.

Aufschluß: Bezeichnung, TK 1 : 25 000	Rechts- und Hochwert	Entnahmetiefe/m	Horizontmerkmale	Zählergebnisse in						
				absoluten Zahlen			Prozent			
				a	b	c	Sa.	a	b	c
Ehem. Grube in Vor dem Berge, TK 3717 Quernheim	r = 3469.460 h = 5790.880	1	Kies 0,5 bis 7 cm, geschichtet	39	7	8	54	72	13	15
Grube Meyer, Habighorst, TK 3717 Quernheim	r = 3469.300 h = 5788.080	5	vorw. Grobkiese, un- gesch.-turbulent geschichtet	44	13	43	100	44	13	43
Grube Pöning (Pächter Schneider) in Habighorst. TK 3717 Quernheim	r = 3469.350 h = 5787.900	12	geschichtete Kiese und Grobkiese	41	12	47	100	41	12	47
Ehem. Grube Buschmann, Halloh, TK 3717 Quernheim	r = 3468.860 h = 5786.750	1	geschichtete Kiese mit Sanden	21	8	71	100	21	8	71
		12	turb. gesch. Grobkiese	36	6	62	104	34,5	6	59,5
Grube Baustoffwerke Minden- Ravensberg, Oldinghausen, TK 3817 Herford-West	r = 3471.300 h = 5776.150	7	Kiese, turb. gesch.- ungeschichtet	66	17	23	106	62	16	22
Ehem. Grube Bartling, Voßkuhle Ober-Eickum, TK 3817 Herford- West	r = 3471.400 h = 5775.150	1,5	Grobkies, turb. geschichtet 70 % > 3 cm ϕ	57	43	13	113	50	38	12
		3	dgl. ungeschichtet, 70 % > 5 cm ϕ	79	26	7	112	70,5	23	6,5
		4	Kies, turbulent 90 % < 1 cm ϕ	77	12	20	109	71	11	18
Grube Tiemann, Laar, TK 3917 Bielefeld; SW-Wand 1963	r = 3471.650 h = 5773.900	1	Kiese, ϕ < 3 cm, bes. 0,4—0,6 cm	25	75	—	100	25	75	—
		4,5	dgl.	43	30	27	100	43	30	27
dgl. SE-Wand 1967	dgl.	3	ungeschicht. Grobkiese	31	11	8	50	62	22	16
		7	dgl. turb. geschichtet	25	15	1	41	61	37	2

Der Verfasser dieses Beitrages hat mit Rücksicht auf diese sehr allgemeinen Angaben während der Jahre 1962 bis 1967, zum Teil zusammen mit den Herren A. DEPPE und Dr. H. SPIEKERKÖTTER, Bielefeld, Zählungen durchgeführt, bei denen auch die Bedingungen der Entnahme des Materials (Siebmaterial oder Anstehendes, Fraktionen usw.) berücksichtigt wurden. Die übliche Einteilung der Gerölle wurde, da sie zweckmäßig erschien und Vergleiche mit den Ergebnissen anderer zuläßt, beibehalten. Unter „heimischen“ Geröllten werden demgemäß Gesteine des Wiehengebirges, seiner nördlichen Abdachung bis zur Unteren Kreide und der Ravensberger Mulde verstanden, unter „nordisch“ sämtliche magmatischen Gesteine außer dem Thüringerwaldporphyr, unter „Wesergeröllten“ alle Gerölle aus Buntsandstein, Muschelkalk, Lyditen, Grauwacken, Hämatit und Thüringerwaldporphyr. Blaue Quarze wurden dem nordischen Anteil, Milchquarze dem Wesergeröllanteil zugezählt. Ferner treten reichlich Flint und vereinzelt auch andere nordische Sedimentite (Hardebergasandstein, Nexösandstein, verschiedene Kalke) auf, die dem übrigen nordischen Anteil zugezählt wurden. Ein kleiner Anteil der Gerölle ($< 5\%$) blieb wegen fortgeschrittener Verwitterung oder problematischer Stellung unberücksichtigt (Tab. 1). Die für Geröllzählungen geeigneten Kiesbänke liegen in gänzlich verschiedenem Niveau unter Oberkante der Gruben, ja selbst der verschiedenen Wände desselben Aufschlusses. Immerhin ergibt sich, daß der Anteil der Kiese an Wesergeröllten — dies im Gegensatz zu der Behauptung DIENEMANNs — mit zunehmender Entfernung vom Wiehengebirge nicht ständig abnimmt. Die höchsten Werte sowohl in oberflächennahen als auch tieferen Bänken werden am Halloh bei Bünde erreicht, und erst in dem Abschnitt zwischen Oldinghausen und Laar ist eine deutliche Abnahme erkennbar.

In fast allen Zählungen stehen die heimischen Gerölle prozentual an erster und die nordischen erst an dritter Stelle; doch treten nordische Bestandteile regelmäßig in einem so hohen Prozentsatz auf, daß man noch nicht von einer Lokalfazies sprechen darf. Als Regel ist erkennbar, daß die nordische Komponente vom Liegenden zum Hangenden zunimmt. Die höchsten Werte für nordische Gerölle erscheinen in Kiesen der Gruben in Ober-Eickum und Laar 1,5 bzw. 1 m unter Oberkante, also in den jüngsten Kiestestern. Dort gehen die Wesergeröllanteile zugleich recht weit zurück.

Außer den Wesergeröllten haben GRUPE und DIENEMANN auch bestimmten Gesteinen des Wiehengebirges besondere Beachtung geschenkt und mit deren Vorkommen einen Transport der Sedimente des Kiessandzuges aus nördlicher Richtung verbunden. So zieht GRUPE (1930, 367) diese Folgerung aus dem Vorkommen von Wiehengebirgsquarzit in den Kiesen am Halloh bei Bünde, der mit Rücksicht auf die fazialen Verhältnisse im Ober-Oxford tatsächlich nur aus dem westlichen Wiehengebirge zwischen Lübbecke und Hüsede, d. h. beiderseits der Pässe von Aue und Hunte stammen kann (Abb. 1). Entsprechend hat sich auch DIENEMANN geäußert.

Der Verfasser hat sich in einer kürzlich erschienenen Arbeit (SERAPHIM 1972) mit dem Gehalt aller moränen und fluviatilen saaleiszeitlichen Ablagerungen zwischen Teutoburger Wald und Weser an Geschieben aus heimischen Gesteinen, soweit diese Rückschlüsse auf die Wege des Inlandeises im Mittelgebirge zulassen, näher befaßt. Außer dem Wiehengebirgsquarzit werden dort auch Portasandstein der Macrocephalen-Schichten beiderseits der Porte Westfalica, Hauptwealdensandstein des Typus der Bückeberge, des Harrl und des Wölpinghauser Bergzuges, Planicosta-Sandstein der Herforder Liasmulde, oligozäne Dobergkalk, Kalksandsteine des Campan der Steweder Berge und Ankerit-Dolomite vom Typus Isenstedt bei Espelkamp als heimische Leitgeschiebe aufgeführt. Aus dem Vorkommen dieser und — untergeordnet — auch anderer Gesteine als Geschiebe ergeben sich detaillierte Vorstellungen von der Ausdehnung und der Fließrichtung der durch das Wiehen- und Wesergebirge vorgedrungenen Gletscherströme.

Als solche wurden vom Verfasser für das Gebiet der Herforder Mulde einerseits ein durch die Porta Westfalica eingedrungener Gletscher mit Portasandstein und Haupt-

wealdensandstein sowie später noch aufgenommenem Dobergkalk und Planicosta-Sandstein, andererseits ein durch die Pässe von Aue und Hunte eingedrungener Gletscher mit Wiehengebirgsquarzit und Ankerit-Dolomit unterschieden. Der Kiessandzug von Vor dem Berge—Elverdissen nimmt insofern eine besondere Position ein, als hier in den Aufschlüssen die heimischen Leitgeschiebe beider Gletscher zusammen auftreten. Dabei finden die Leitgeschiebe des Portagletschers ihre westliche Verbreitungsgrenze, während die Leitgeschiebe des Aue-Hunte-Gletschers südlich der Linie Herford—Schötmar auch noch weiter östlich, d. h. beispielsweise im Gebiet von Lemgo und Detmold, zu beobachten sind. Im einzelnen wird hier auf die erwähnte Arbeit verwiesen.

Das Liegende des Kiessandzuges wird von einem bis 1 m mächtigen, stark verkrusteten Eisen-Mangan-Horizont gebildet, der als Äquivalent einer älteren Warmzeit angesehen werden kann. Das intensiv rostrot gefärbte Material ist vom Inlandeis an vielen Stellen aufgenommen worden und findet sich als Trümmer in den tieferen Lagen des Kiessandzuges. Diese Trümmer sind im Normalfall als scharf begrenzte, unregelmäßig gestaltete Brocken in den hellen, sie umgebenden Sand oder in Grundmoräne eingebettet. Wo der Kiessandzug nur geringmächtig entwickelt ist, stehen sie unter dem Einfluß der nahen Oberfläche, so daß sie randlich angewittert sind und die freigewordenen Eisen-Mangan-Lösungen sich sekundär in den vorgegebenen Sedimentstrukturen horizontal und vertikal ausgebreitet und niedergeschlagen haben. In diesem Zusammenhang wird auf Abb. 5 verwiesen.



Abb. 5. Sandgrube Bartling, Ober-Eickum, Bl. Herford-West, Juli 1968. Basisschichten des Kiessandzuges mit eingestauchter Grundmoräne (1), Trümmern des glaziär zerstörten Eisen-Mangan-Krustenhorizontes (2) und Fe-Mn-Bändern als jüngeren in situ-Bildungen (3), ferner durch den Abbau gestörtes Material (4).

3. Deutungsversuche

3.1 Ältere Deutungsversuche

Ein erster Versuch, die Entstehungsbedingungen des Kiessandrückens zu klären, wurde von DRIEVER (1921) unternommen. DRIEVER orientierte sich dabei wesentlich an HOFF-

MANN (1830, 203), nach dem die Weser vor der Bildung der Porta die zwischen Bad Oeynhaus und Osnabrück verlaufende Talung benutzt haben sollte, sowie an Veröffentlichungen von ROEMER (1857, 584), PENCK (1887, 304 u. 334), KOKEN (1901, 123), STRUCK (1904, 92) und BIELEFELD (1906, 379), die ebenfalls mehr oder minder bestimmt die Meinung vertreten hatten, daß der heute von Werre und Else benutzte Ausräum mit einem älteren Flußlauf in Verbindung gebracht werden könne. Mit Rücksicht auf den hohen Anteil der Kiese an Wesergeröllen und in Anlehnung an GRUPE (1905, 1909, 1913), der die Kiesberge zwischen Hameln und der Porta Westfalica für Weser-Oberterrassenschotter hielt, kam DRIEVER zu dem vermeintlichen Ergebnis, daß die ihr bekannten Teile des Kiessandzuges bei Bünde und Enger ebenfalls Terrassenschotter in situ, und zwar der vor- und nachsaaleeiszeitlichen Weser, seien.

Die von DRIEVER und — in etwas abgewandelter Form — auch von KURTZ (1912, 1928) vertretene Deutung des Kiessandzuges als Weserterrasse ist schon daran gescheitert, daß die Gefälleverhältnisse in der Talung während des Pleistozäns unsicher sind, besonders aber auch an der DRIEVER noch nicht bekannten Anbindung der Vorkommen von Bünde und Enger an die übrigen Teile des Kiessandzuges (Abb. 1). Auch ließ, worauf GRUPE (1930, 366 ff.) und DIENEMANN (1939) hingewiesen haben, die helle Farbe der Kiese und Sande keine Deutung als Wesersediment zu. Ferner stehen die Blockpackungen und Geschiebelehmenschlüsse mit Flußterrassen „gar nicht in Einklang“ (BURRE 1924, 310). Schließlich widerspricht auch die Mitteilung des Profils des Mittelland-Kanals durch HARBORT und MESTWERDT (1915), aus der ein bereits vor-saaleeiszeitliches Alter der Porta und die Benutzung dieses Passes durch die früh-saaleeiszeitliche Weser hervorgeht, der DRIEVERSchen Bildungstheorie. Die nach DRIEVER unternommenen Deutungsversuche legen teils auf die immer wieder zu beobachtenden Blockpackungen, Geschiebelehmsetzen, Stauchungen und wirren Lagerungsverhältnisse besonderes Gewicht (BURRE), teils gerade umgekehrt auf die Verbreitung der glazifluvialen Sedimente (DIENEMANN). Entsprechend hat BURRE den Kiessandzug als saaleeiszeitliche Endmoräne, DIENEMANN jedoch als „Kamesbildungen in gewissem Sinne“ (1944, 23) bezeichnet. BURRE hat als weitere Stütze für seine Auffassung die Anordnung der einzelnen Teilhügel des Kiessandzuges „in einer langen, schmalen, bogenförmigen Linie, die sich ohne Rücksicht auf die Oberflächenform des Geländes dahinzieht“ (1924, 309 f.) angeführt, ferner die „Lage und Richtung“ des Bogens, die deutlich auf die Porta Westfalica weisen. Durch sie soll jener Gletscherarm des Inlandeises in die Ravensberger Mulde eingedrungen sein, dem der Kiessandzug als Endmoräne zugeordnet wird. Für den Gehalt an Buntsandstein und anderen typischen Wesergeröllen gibt BURRE die einleuchtende Erklärung, daß der Gletscher zuvor Gebiete passierte, „in denen die Weser dieses Material abgesetzt hatte, das dann von ihm aufgenommen und weiter geschafft wurde“ (S. 310).

Volle Zustimmung hat BURRES Auffassung bei STACH (1930, 182) gefunden, der den „Endmoränenbogen bei Herford und Bünde“ mit den von ihm selbst beschriebenen Kiessandbergen in der Wesertalung zwischen Hausberge und Veltheim vergleicht und aufgrund der Unterschiede BURRES Deutung „weiter zu Recht bestehen“ läßt.

Die Kritik an BURRES Auffassungen hat dennoch einen Angriffspunkt: Wegen des Auftretens von Wiehengebirgsquarzit als Geröll bzw. als Geschiebe aus dem westlichen Teil des Wiehengebirges ist es nicht möglich, alle Ablagerungen des Kiessandzuges allein auf die Porta Westfalica zurückzuführen. Wenigstens ein Teil der Sedimente muß aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung herantransportiert worden sein. Diese Transportrichtung wird besonders von GRUPE (1930, 1934) und DIENEMANN (1939) hervorgehoben. Dabei beschränken sich beide Autoren freilich nicht auf den Wiehengebirgsquarzit, sondern nehmen auch für die Wesergerölle wie überhaupt alle Sedimente des Kiessandzuges „eine von Norden kommende Zufuhr“ (GRUPE 1934, 797) an. Hiergegen muß jedoch der durch den Verfasser beobachtete Gehalt der Kiese und eingelagerten Moräne an Portasandstein,

Hauptwealdensandstein und Dobergkalk geltend gemacht werden. Auch das Wesergeröll-Maximum im mittleren statt nördlichen Teil des Bogens (Tab. 1) steht der Annahme entgegen, daß als Herkunftsgebiet dieser Gerölle „in erster Linie die Mittlere Weserterrasse an der Nordseite des Wiehengebirges“ (GRUPE 1930, 368) in Frage kommt. Damit soll allerdings nicht abgestritten werden, daß der Transport von Wesergeröllen durch das Inlandeis auch über das Wiehengebirge und durch seine westlichen Pässe durchaus denkbar erscheint und sicher auch stattgefunden hat.

Anfechtbar ist an der DIENEMANNschen Deutung des Kiessandzuges als Kames auch die Beurteilung der Bildungssituation. Die Lage der einzelnen Vorkommen wird von DIENEMANN in der Weise charakterisiert, daß „dies alles Stellen sind, an denen sich im Inlandeis leicht größere Spalten bilden konnten“ (1944, 20). Solche Spalten bildeten sich vorzüglich „am Südausgang von Querpässen schmaler Gebirgskämme“. Der Kiessandzug soll sich als Ausfüllung der Spalten, und zwar im „Toteisgebiet“ (S. 23) gebildet haben.

Freilich sollen dann aber eben doch nicht alle Vorkommen dieser Regel folgen, „so z. B. nicht die von Bünde über Enger bis Elverdissen“ (S. 20) — dies aber sind 16 km des insgesamt 22 km langen Bogens! Hinzu kommt, daß auch das Teilstück von Vor dem Berge bis Bünde nicht am Südausgang eines Querpasses, sondern gerade umgekehrt südlich der höchsten Erhebungen des Wiehengebirges an den Gebirgsfuß ansetzt. Grundsätzliche Bedenken ergeben sich gegen die Annahme DIENEMANNs, daß auch der „Südhang dieser Kämme beim Übergang in mehr ebenes Gelände“ und schließlich selbst „enge Täler und Schluchten“ Orte bevorzugter Spaltenbildung im Inlandeis seien. Gerade an diesen Stellen unterliegt das Inlandeis starker Kompression, während Spaltenbildung dort zu erwarten ist, wo ein Eisstrom Gelegenheit zu fächerartiger Ausbreitung findet bzw. Zerrung ausgesetzt ist (HEIM 1885, 209 u. 212). Wichtig ist auch, daß die Spaltensysteme, von denen DIENEMANNs Überlegungen ausgehen, nur dem lebenden Gletscher zukommen.

Weiterhin gibt DIENEMANN selbst bereits zu bedenken, daß bei den durch ihn beschriebenen Vorkommen gegenüber den typischen Kames „ein gewisser Unterschied“ insofern vorhanden sei, „als für diese meist eine wenig gestörte Schichtung angegeben wird, während in unserem Gebiet das Gegenteil der Fall ist“ (1944, 23). Gerade für das nördliche Ostwestfalen sind zahlreiche typische Kames bereits beschrieben worden (STACH 1930, GRUPE 1930, KELLER 1954 u. a.). Der Unterschied zwischen diesen Kames und dem Kiessandzug ist mit Rücksicht auf die wirre Lagerung der Kiese und Sande und den Einschluß von Grundmoräne nicht zu übersehen. Auch die für Kames typische Gewölbetextur ist bisher nicht beobachtet worden. Auch pseudotektonische Störungen treten in dem für Kames üblichen Umfang nicht auf.

Eine weitere Abweichung gegenüber Kames ist die ebenfalls bereits von DIENEMANN vermerkte Tatsache, daß die Teilstücke des Kiessandzuges auch morphologisch „nicht immer so ausgesprochene Kuppen und Rücken bilden, wie es sonst für Kames kennzeichnend sein soll“ (1944, 23). Für diese Abweichung führt DIENEMANN das Alter der Bildungen als mitverantwortlichen Faktor an. Hierzu ist zu bemerken, daß die ebenfalls saaleiszeitlichen Kames an der Porta Westfalica („Hausberger Schweiz“), bei Möllenbeck und Krankenhagen sowie bei Hameln durchweg wohlerhaltene Kuppen und Rücken mit einem auffällig frischen Relief bilden, während das im Bereich des Kiessandzuges für kein einziges Teilstück gilt.

In jüngerer Zeit hat der Kiessandzug noch zweimal Erwähnung gefunden, nämlich durch POELMANN (1953) und ZIERCKE (1960), ohne daß neue Gesichtspunkte erkennbar würden. Beide Autoren äußern sich im Sinne der DIENEMANNschen Kames-Theorie. Dabei geht POELMANN (S. 147) insofern noch über DIENEMANN hinaus, als er gerade für die Sand- und Kiesrücken im Abschnitt zwischen Ennigloh und Everdissen (Anm. d. Verf.:

damit kann nur Elverdissen gemeint sein) den „inneren Bau einer Kame“ behauptet. Nähere Angaben fehlen.

3.2 Neue Wesensbestimmung als Mittelmoräne

Nach den vorstehenden Erörterungen kennen wir die Gründe, die einer Annahme der bisher entwickelten Theorien im Wege stehen. Bei einem Versuch, das Wesen des Kiessandzuges besser zu bestimmen, müssen möglichst alle genannten Beobachtungen Berücksichtigung finden. Dieser Forderung entspricht die Auffassung, daß es sich bei dem sogenannten Kiessandzug um eine Mittelmoräne bzw. eine Längsmoräne handelt.

Nach der auf der Gletscherkonferenz 1899 beschlossenen Morännennomenklatur (RICHTER 1901) und in enger Anlehnung an das Handbuch der Gletscherkunde von HEIM (1885) versteht man unter einer Längsmoräne einen Typ der „Abgelagerten Moränen“ (Stapelmoränen), der nach dem Abschmelzen des Eises aus einer Mittelmoräne hervorgeht. Mittelmoränen aber sind Bildungen, die sich aus den inwendigen Seitenmoränen zweier Gletscher bei ihrer Vereinigung entwickeln (WOLDSTEDT 1961, 27; MURAWSKI 1963, 135).

Wenn es sich um eine Mittelmoräne handelt — dieser Bezeichnung wird hier gegenüber dem wenig gebräuchlichen Terminus „Längsmoräne“ der Vorzug gegeben —, dann bedeutet dies, daß sich der Kiessandzug im Berührungsfeld zweier verschiedener Gletscher des Inlandeises bildete. Dies ist nach dem Gehalt an heimischen Leitgeschieben sowohl des Porta- als auch des Aue-Hunte-Gletschers tatsächlich der Fall (SERAPHIM 1972).

Die in der einschlägigen Literatur am Beispiel der Alpen erläuterte Beschaffenheit des Inhaltes der Mittelmoränen kann selbstverständlich nicht ohne weiteres auf die Verhältnisse im Ravensberger Hügelland übertragen werden. Wohl bestehen auch die Ablagerungen des Kiessandzuges „z. T. aus eckigen, scharfkantigen, regellos zusammengehäuften Gesteinstrümmern verschiedenster Größe, z. T. . . . auch aus gerundetem Material des Grundschuttes“ (WOLDSTEDT 1961, 27); doch ist zu berücksichtigen, daß gerade in unserem Kiessandzug auch ein hoher Anteil stark abgeflachter und gerundeter Gerölle und Geschiebe enthalten ist. Dieser ist einmal durch die zahlreichen abgeflachten (Buntsandstein) oder doch stark kantengerundeten (Lydite, Porphyre) Wesergerölle bedingt, zum anderen durch die weichen Schiefertone des Lias und Dogger, die einen beträchtlichen Anteil der heimischen Sedimente stellen und schon nach kurzem Transportweg kantengerundet und abgeflacht sind. Auch der nordische Anteil der Gerölle bzw. Geschiebe zeigt selbstverständlich eine starke Abrundung. Eckig und scharfkantig können in diesem Sortiment nur die Gesteine des Wiehengebirges erhalten sein, und sie sind es denn auch, vor allem der Wiehengebirgsquarzit und die Sandsteine des Kimmeridge, die tatsächlich eine solche Beschaffenheit zeigen.

Weitere Argumente für die Deutung als Mittelmoräne sind: Nur diese Deutung wird der nach NE geöffneten Bogenform des Kiessandzuges und zugleich dem hohen Anteil an Geröllen aus dem westlichen Teil des Wiehengebirges gerecht. In der Bogenform spiegelt sich der Verlauf des Eisrandes des durch die Porta und die Nebenspässe bis Lübbecke nach Süden vorgedrungenen Portagletschers zur Zeit der Kontaktaufnahme mit dem westlich von Lübbecke durch die Pässe von Aue und Hunte vorgedrungenen Aue-Hunte-Gletscher. Zwischen diesen Gletschern, die in nächster Nachbarschaft nebeneinander herfließen, kam es zu Ablagerungen mit einem hohen Anteil an glazifluvialen Sedimenten, der für echte Endmoränen atypisch wäre. Auch die für Kames zu turbulente Sedimentation wird jetzt verständlich. Die erwähnte Einknetung von Grundmoräne in die Sande und Kiese ist ein Zeichen dafür, daß das Inlandeis beider Gletscher oszillierend gegeneinander und in seine Randbildungen vorgestoßen ist. Dabei blieben neben eigentlicher Moräne auch Eisreste zurück, die später langsam austauten. Auf sie sind die weit-

welligen Schlufflagen zurückzuführen, die in dem Kiessandzug nicht selten auftreten und Geschiebe aller Größenordnungen enthalten. Übergänge dieser meist geschichteten Bildungen zur echten, schichtungslosen Grundmoräne sind vorhanden.

Da nicht der Aue-Hunte-Gletscher, sondern der Portagletscher dem Kiessandzug seine Bogenform gab, dürfen wir schließen, daß der zuletzt genannte früher in die Ravensberger Mulde eingedrungen ist. Für seine Priorität spricht auch die erheblich größere Breite und Eintiefung der Porta Westfalica im Verhältnis zu den Pässen von Neue Mühle (Aue) und Barkhausen (Hunte). Andererseits wissen wir aus der Verbreitung und Häufigkeit des Auftretens der einheimischen Leitgeschiebe beider Gletscher (SERAPHIM 1972), daß der Aue-Hunte-Gletscher in einem späteren Stadium der hochdrenthestadialen Vereisung unseres Raumes mit dem Portagletscher völlig verschmolzen ist und der gemeinsame Strom die bis dahin noch eisfreien südöstlichen Randgebiete der Ravensberger Mulde erfüllt hat.

Die Aktivität des Gletschers zur Zeit der Bildung des Kiessandzuges spiegelt sich einmal in den echten Moränenfetzen, die in die Kiese und Sande in ganz unterschiedlichem Niveau hineingeknetet sind, andererseits auch in der bei vielen Autoren wiederkehrenden Beobachtung, daß die Kiese und Sande im Hangenden von einer Grundmoränendecke abgeschlossen werden. Kames tragen, da sie im Toteisgebiet gebildet werden, im allgemeinen keine Moränendecke. Von dieser Regel abweichende Verhältnisse finden sich nur dann, wenn der Toteisphase ein neuer Eisvorstoß folgt, durch den eine weitere Grundmoräne bedingt würde. Auch die Lücken im Kiessandzug resultieren nach Meinung des Verfassers nicht allein aus der postsaaleiszeitlichen Abtragung, wie es BURRE (1924, 309) sieht, sondern ebensowohl aus der Erosion durch den weiter vorstoßenden Gletscher. Während BURRE die Bildung des Kiessandzuges in ein Rückzugsstadium des Inlandeises stellte, weil die lockeren Geröllmassen andernfalls „der abhobelnden Wirkung des Gletschers wohl restlos zum Opfer gefallen“ wären (1924, 310), sind die Grundmoränendecke, Stauchungen und größere Lücken im Verlauf des Bogens meines Erachtens gute Gründe, eher eine Bildung während der Vorstoßphase anzunehmen. Zudem darf man, wie u. a. Beobachtungen von SIEGERT und WEISSERMEL im Gebiet zwischen Halle a. S. und Weissenfels gezeigt haben, die Rolle der Gletschererosion im Inneren des Mittelgebirges und unweit der Vereisungsgrenze nicht zu hoch veranschlagen. Wie die Autoren berichten, blieben auch dort Lockermassen des Pleistozäns, über die das Inlandeis sogar wiederholt hinwegging, wegen der „verhältnismäßig kraftlosen Bewegung“ des Eises erhalten. „Hier am Rande des Glazialdiluviums besaß das Eis . . . nur noch einen ungemein zahmen Charakter. Selbst in den leicht beweglichen Sanden und Schottern hat es selten Störungen hervorbringen können, welche tiefer als 1½ m in die Unterlage eingreifen“ (1911, 221 u. 226).

Auch die unmittelbare Unterlagerung durch den als Warmzeitmarke wichtigen Fe-Mn-Krustenhorizont ist ein Argument für die Bildung des Kiessandzuges zu Beginn der Vereisung unseres Raumes.

Auch andere Beobachtungen werden erst durch die Mittelmoränen-Theorie verständlich. Dazu zählen die Ergebnisse der quantitativen Erfassung der Wesergerölle. Die Herkunft der Wesergerölle allein aus der Mittelterrasse nördlich des Wiehengebirges ist unwahrscheinlich; da das Wesergeröll-Maximum bei Bünde und Enger im Mittelabschnitt des Bogens liegt, kann ein großer Teil dieser Gerölle eher auf die Mittelterrasse der Weser in der Nähe der Porta Westfalica zurückgeführt und damit als Beitrag des Portagletschers verstanden werden. Der Transport dieses Anteils ist — zusammen mit dem hier ebenfalls reichlich vorhandenen Hauptwealdensandstein und Portasandstein — danach nicht aus nördlicher Richtung, wie DIENEMANN und GRUPE glaubten, sondern aus östlicher Richtung erfolgt.

Hiermit stimmt gut überein, daß die Mittelterrasse der Weser im Gebiet der Porta Westfalica, wie GRUPE (1933, 43) selbst betont hat, durch das Inlandeis völlig erodiert ist. Weshalb diese Schotter, wie GRUPE meint, in den Kiezhüngeln von Hausberge, Veltheim und Möllenbeck verblieben und nicht auch westwärts in den Raum Bünde transportiert sein sollten, bedürfte einer Begründung, die GRUPE jedoch nicht gegeben hat.

Ein weiterer interessanter Punkt ist die Beziehung des Kiessandzuges zu den Erhebungen des Wiehengebirges. Die Nahtlinie zwischen Porta- und Aue-Hunte-Gletscher liegt nämlich nicht auf etwa halber Strecke zwischen den diesen Gletschern zugeordneten Pässen, sondern erheblich weiter westlich. Der Kiessandzug beginnt auf dem Südfuß des Wiehengebirges gerade dort, wo das Gebirge in einem nach Süden vorspringenden Abschnitt zugleich seine höchsten Erhebungen besitzt. Diese ziehen sich über eine Distanz von etwa 6 km vom Glösinghauser Berg (292 m über NN) bis zum Heid-Brink (319,6 m über NN) bei Lübbecke. Als das Inlandeis, aus nordöstlicher bis nordnordöstlicher Richtung kommend (SERAPHIM 1972), auf das Wiehengebirge traf, mußte es sich vor diesen Erhebungen, die teilweise mehr als 100 m über die anderen Kuppen und die Kammlinie des Gebirges hinausragen, in zwei Teilströme aufspalten. Von DECHEN (1879, 86) hat sogar in Erwägung gezogen, daß dieses Stück des Wiehengebirges von der „diluvialen Überflutung“ (Drift-Theorie) inselartig ausgespart blieb.

Auch dürfte das Inlandeis nach Durchtritt durch die Porta Westfalica an den über 300 m erreichenden Höhen südlich von Vlotho und an den Höhen des Herforder Keupervorsprungs eine kräftige Ablenkung nach Westen erfahren haben, wie dies schon BURRE angenommen hat, wenn auch erst für einen sehr späten Abschnitt der Vereisung. Schließ-lich mag die Unterstützung des Portagletschers durch kleinere Eiszungen aus der Wallücke und weniger egetieften Pässen für die Verlegung der Kommissur westwärts bis Vor dem Berge eine Rolle gespielt haben. Ein weiterer Faktor ist endlich die Tatsache, daß der besonders hohe Teil des Wiehengebirges südwestlich Lübbecke nicht der üblichen herzynischen Richtung des Gebirges folgt, sondern fast senkrecht dazu verläuft (Abb. 1), so daß das Inlandeis, soweit es seinen Weg westlich von Lübbecke nehmen mußte, nach der Überwindung des Wiehengebirges eine südwestliche Tendenz beibehielt. Deshalb dürfte der Aue-Hunte-Gletscher zunächst vorwiegend in Richtung auf Buer und die Meller Berge vorgestoßen sein.

Kurz sei noch erörtert, weshalb die Deutung des Kiessandzuges als Os abzulehnen wäre. Ebenso wie mit Kames haben Mittelmoränen nämlich auch mit Osern Gemeinsamkeiten — wie es ja auch Übereinstimmungen zwischen Osern und Kames gibt. Als Argumente gegen eine Deutung als Os sind hier zu nennen:

Die Breite des Kiessandzuges, die etwa 1 km beträgt, übertrifft die Breite, die von Osern erreicht wird, um ein Vielfaches. Da kiesig-sandige Bildungen selbst der Saaleiszeit bis in die Gegenwart ein sehr frisches Relief behalten können, wie z. B. die Kames der Wesertalung und einige Kiessandhügel des Hümlings, ist nicht anzunehmen, daß der Kiessandzug ursprünglich jene schmale Dammform hatte, wie sie für Oser typisch ist.

Weiterhin fehlt am Südennde des Kiessandzuges bei Elverdissen ein Sander, der bei Osern vor dem Austritt des subglaziären Flusses aus dem Inlandeis nicht selten ist. Und auch längs des gesamten Zuges fehlen sanderartige Bildungen durchaus. Sie wären hier an einem Os zu erwarten, wenn sich dieses aus mehreren Teilstücken zusammensetzte, die einander linear folgen. Oser dieses Typus sind z. B. durch DE GEER (1897) und KRAUSE (1913) beschrieben worden. Auch die Höhenschwankungen des Kiessandzuges zwischen Vor dem Berge und Elverdissen wären für ein Os ganz ungewöhnlich. Selbst unter der Annahme, daß das Schmelzwasser subglaziär unter starkem Druck geflossen ist, wie dies BÄRTLING (1905) bei einem Os angenommen hat, ist die Höhendifferenz der einzelnen Teilstücke des Kiessandzuges zu groß. Der Schwankungsbetrag des von BÄRTLING dar-

gestellten Os beträgt 24 m, der des Kiessandzuges — bei mehrfachem Auf und Ab — fast 100 m. Ferner läßt die Korngröße der Sedimente des Kiessandzuges keine Verteilungsregel erkennen, während die Korngröße bei Osern vom proximalen zum distalen Ende im allgemeinen abnimmt. Die Häufung von Wassergeröllen im mittleren Teil des Kiessandzuges ist mit der Deutung als Os nicht erklärbar, und die Lücken im Kiessandzug sind, soweit sie nicht durch postglaziale Erosion entstanden, für ein Os zu breit, besonders die Lücke zwischen Siele und dem Liesberg bei Enger.

Der Verfasser kennt zahlreiche Oser von Studienreisen in Skandinavien. Die dort von den maßgebenden Glazialforschern, u. a. A. SCHOU, Å. HILLEFORS, E. MOHRÉN und N. NIELSEN, bei Führungen als Oser bezeichneten Kiessandzüge unterscheiden sich von der hier beschriebenen Mittelmoräne in so vielen Erscheinungen, daß auch aus diesem Grunde die Deutung unseres Kiessandzuges als Os abwegig wäre.

4. Schlußfolgerungen

Der Kiessandzug von Vor dem Berge bis Elverdissen ist das Ergebnis einer kontinuierlichen Entwicklung im Grenzsäum zweier Gletscher, die hier zu Beginn der Inlandvereisung der Ravensberger Mulde ihre spezifische Grundmoräne und Schmelzwassersedimente ablagerten. Er ist daher als eine Mittelmoräne aufzufassen. Für die Bildung der Mittelmoräne waren die Pässe und höchsten Erhebungen des Wiehengebirges maßgeblich. Vor den mehr als 300 m über NN erreichenden Bergkuppen südwestlich Lübbecke teilte sich das von Norden vordringende Inlandeis in zwei Teilströme (Portagletscher und Aue-Hunte-Gletscher). Diese nahmen südlich des Gebirges miteinander wieder Kontakt auf, flossen unter mehrfachem Vorstoß in ihre Randbildungen etwa 20 km nebeneinander her und verschmolzen schließlich im Drenthe-Maximum unter Auffüllung der Ravensberger Mulde mit Inlandeis. Die zuvor gebildete Mittelmoräne wurde dabei vom Inlandeis völlig überdeckt und morphologisch als 1 km breiter, flachkuppiger Hügelzug gestaltet.

Nachweis der Abbildungen

Sämtliche Zeichnungen sind Originalentwürfe des Verfassers. Die photographischen Aufnahmen wurden von Dr. BÜCHNER, Bielefeld, Naturkunde-Museum, angefertigt, wofür der Verfasser herzlich dankt.

Verzeichnis der zitierten Literatur

- BÄRTLING, R.: Das Äs am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Grenze. — Jb. Preuß. Geol. L. A., **26**, 15—25, Berlin 1905.
- BIELEFELD, R.: Die Geest Ostfrieslands. — Forsch. z. dtsh. Landes- u. Volkskunde, **16**, Stuttgart 1906.
- BURRE, O.: Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. Westf. — Jb. Preuß. Geol. L. A., **44**, 306—311, Berlin 1924.
- : Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern 1 : 25 000, Bl. Herford-West, Lieferung 256, Nr. 2082, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1926.
- : Erl. Bl. Bielefeld s. MESTWERDT & BURRE 1926.
- DECHEN, H. v.: Über das Vorkommen nordischer Geschiebe und erratischer Blöcke in Rheinland und Westfalen. — Verh. Naturhist. Ver. Rheinlde. u. Westf., **36**, C.-Bl., 82—87, Bonn 1879.
- DIENEMANN, W.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsh. Ländern 1 : 25 000, Blätter Melle, Quernheim, Oeynhausien, Lieferung 347, Nr. 2013, 2014, 2015, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1939.
- : Über vermeintliche Weserablagerungen im Längstal Porta—Osnabrück. — Jb. Reichsamtes f. Bodenforsch., **62**, 1—30, Berlin 1944.
- DRIEVER, E.: Die Entwicklung des Längstaales Porta—Osnabrück. — Ber. Nat. Ver. Osnabrück, **18**, Osnabrück 1921.
- GEER, G. DE: Om rullstenäsarnas bildningssätt. — Geol. Förening. Förhandl., **19**, Stockholm 1897.

- GRUPE, O.: Zur Entstehung des Wesertales zwischen Holzminden und Hameln. — Z. deutsch. Geol. Ges., **57**, M.-Ber., 43—51, Berlin 1905.
- : Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihrer Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. deutsch. Geol. Ges., **61**, M.-Ber., 470—490, Berlin 1909.
- : Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Z. deutsch. Geol. Ges., **64**, Abh., 265—298, Berlin 1913.
- : Die Kamesbildungen des Weserberglandes. — Jb. Preuß. Geol. L. A., **51**, 350—370, Berlin 1930.
- : Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1 : 25 000, Bl. Minden, Lieferung 330, Nr. 2016, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1933.
- : Zur Frage des Verlaufes der Weser im Gebiete der älteren Vereisungen. — Z. deutsch. Geol. Ges., **85**, 1933, 796—799, Berlin 1934.
- HARBORT, E. & MESTWERDT, A.: Vorläufige Mitteilungen über das geologische Profil des Mittel-land-Kanals. — Z. deutsch. Geol. Ges., **66**, 161—191, Berlin 1915.
- HEIM, A.: Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
- HOFMANN, J.: Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig 1830.
- KELLER, G.: Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, XX. Das Fluvioglazial am Teuto- burger Wald zwischen Hilter und Borgholzhausen. — N. Jb. Geol. Paläont., **1953**, Mh., 193—198, Stuttgart 1954.
- KOKEN, J.: Beiträge zur Kenntnis des schwäbischen Diluviums. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **14**, 120—170, Stuttgart 1901.
- KRAUSE, P.: Über Oser in Ostpreußen. — Jb. Preuß. Geol. L. A., **32**, Teil I, 76—91, Berlin 1913.
- KURTZ, E.: Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe. — Beil. z. Progr. d. Gymn. in Düren, Düren 1912.
- : Die Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit. — Z. deutsch. Geol. Ges., **79**, Abh., 457—514, Berlin 1928.
- MESTWERDT, A. & BURRE, O.: Erl. z. Geol. Karte von Preußen u. benachbarten dtsch. Ländern 1 : 25 000, Bl. Bielefeld, Lieferung 256, Nr. 2149, Preuß. Geol. L. A., Berlin 1926.
- MESTWERDT, E.: Vorläufige Mitteilungen etc. s. HARBORT & MESTWERDT 1915.
- MURAWSKI, H.: Geologisches Wörterbuch. Begr. von C. Ch. BERINGER, 5. Aufl., Enke-Verl., Stuttgart 1963.
- PENCK, A.: Das Deutsche Reich. Kirchoffs Länderkunde von Europa, 1. Teil, 1. Hälfte, Leipzig 1887.
- POELMANN, H.: Westfalen. Erd- und Vorgeschichte. — Münster 1953.
- RICHTER, E.: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. — Pet. Mitt., Erg.-H. **132**, 1900, Perthes-Verlag, Gotha 1901.
- ROEMER, F.: Die jurassische Weserkette. — Z. deutsch. Geol. Ges., **9**, 581—728, Berlin 1857.
- SERAPHIM, E. Th.: Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. — Geol. Jb. A 3, 85 S., Hannover 1972.
- SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W.: Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. — Abh. Preuß. Geol. L. A., N. F., **60**, Berlin 1911.
- SPREITZER, H.: Die Pässe und Durchbruchstäler der Weserkette und des Wiehengebirges. Ihre morphologische Entwicklung und ihre anthropogeographischen Auswirkungen. In: Zur Wirtschaftsgeographie d. dtsch. Westens, **5**, Volk u. Reich-Verlag, Berlin 1939.
- STACH, E.: Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. — Jb. Preuß. Geol. L. A., **51**, 174—187, Berlin 1930.
- STRUCK, R.: Der baltische Höhenrücken in Holstein. — Mitt. Geogr. Ges. u. naturhist. Mus. Lübeck, 2. Reihe, Heft 19, Lübeck 1904.
- WEISSERMEL, W.: Das Diluvium zwischen Halle a. S. etc. s. SIEGERT & WEISSERMEL 1911.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinie einer Geologie des Quartärs. 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. 3. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart 1961.
- ZIERCKE, I.: Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teuto- burger Wald und Wiehengebirge. — Forsch. z. dtsch. Landeskunde, **116**, Bad Godesberg 1960.

Manusk. eingeg. 26. 4. 1972.

Anschrift des Verf.: Studiendirektor Dr. Ernst Th. Seraphim, 4790 Paderborn, Schäferweg 30.