24. Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld, S. 319–344, 1979

Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse – Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne

Ernst Th. Seraphim, Paderborn

Mit 8 Abbildungen

Kurzfassung: Unter den mächtigen quartären Ablagerungen der Westfälischen Bucht haben besonders der post-moränale Terrassenkörper am oberen Sennerand und seine Stufung schon früh das Interesse zahlreicher Autoren auf sich gezogen. Sowohl die Deutung des Terrassenkörpers als Sander als auch die verschiedenen Erklärungen für die Entstehung der Stufung blieben jedoch bis heute reich an Widersprüchen und offenen Fragen. Der Verfasser erörtert die vorhandenen Lehrmeinungen und stellt ihnen aufgrund neuer Beobachtungen die These gegenüber, daß der sog. Senne-Sander und seine Stufe eine Kame-Terrasse darstellen, die vom Schmelzwasser eines drenthestadialen glazialen Haltes am Nordhang des Teutoburger Waldes gegen Toteis in der Westfälischen Bucht geschüttet wurde. Die Nachschüttungen im zentralen und südlichen Teil der Senne stellen dagegen flächenhafte sanderartige Bildungen desselben glazialen Haltes dar.

Abstract: Many authors have taken interest in the thick quaternary settlings of the Westfalian low-ground bay, especially in the post-morainic terrace at the upper edge of the Senne and its slope. But their explanations concerning the origin of the step within the slope as well as the interpretation of the sediments are contradictory up to this day.

The author undertakes to discuss the existing theories and contrasts them with a thesis of his own which is based on new observations: The so-called Senne-sandr and its step are interpreted as a kame-terrace piled up by a

Drenthe-glacier resting at the northern slope of the Teutoburger Wald mountains range. The sediments were deposited by the melt-water against dead ice in the Westfalian low-ground bay.

The post-morainic melt-water settlings in the central and southern part of the Senne prove, however, an outwash-plain of the glacier mentioned above.

Inhalt

1. Problemstellung 320
2. Kartierergebnisse und Bohrprotokolle 323
   2.1. Die drenthestadiale Grundmoräne und ihre Äquivalente 323
   2.2. Die Nachschüttungen der Oberen Senne 328
3. Diskussion und Deutung 331
   3.1. Diskussion der bisherigen Lehrmeinungen 331
      3.1.1. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) als drenthestadiale Stauseeterrasse(n) im Sander 334
      3.1.2. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) als Warmzeitbildungen 335
      3.1.3. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) und Einebnungsflächen als nach-drenthestadiale Kaltzeitbildungen 336
   3.2. Deutung aufgrund der neueren Beobachtungen 337
Schriftenverzeichnis 343

»Die Natur dieses ›Senne-Sanders‹ ist noch nicht in jeder Beziehung klargestellt.« WOLDSTEDT (1950: 174)

1. Problemstellung

Im Osten der Westfälischen Bucht lehnt sich an den Bielefelder Osning und den Lippischen Wald, Teilabschnitte des Teutoburger Waldes, die Senne an, eine vorwiegend von Sanden eingenommene Landschaft, die in der Abgrenzung durch P. SCHNEIDER (1952) etwa 250 km² umfaßt.

Der Nordwesten der Senne ist erdgeschichtlich ein Teil des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes (SERAPHIM 1973). Bei diesem handelt es sich um eine Gruppe von etwa 40 überwiegend SW-NE-streichenden, aus südwestlicher Richtung aufgeschobenen Moränenrücken, von denen etwa 15 in der Senne liegen.

Zwischen dem Friedrichsdorfer Drumlinfeld und dem Teutoburger Wald, vor allem aber östlich der Linie Augustdort – Stukenbrock – Verl, treten an Stelle der Moränenrücken die weiten, meist flach nach SW geneigten Sandebenen der Senne im engeren Sinne.

Dieses Gebiet, das etwa 175 km² einnimmt, läßt sich in zwei Landschaftsteile, die Obere und die Untere Senne, gliedern, wovon etwa drei Viertel auf die Obere Senne entfallen. Die Grenze zwischen Oberer und Unterer Senne liegt dort, wo die Bäche aus ihren Erosionstälern hervortreten und akkumulativ tätig werden, d. h. etwa im Bereich der 110-115-m-Isohypse (s. Abb. 1).

Mit Ausnahme der Dünen und Bachauen-Sedimente, die jünger sind, werden die Sande der gesamten Oberen Senne seit der geologischen Spezialkartierung der Blätter Lage (1911 bis 1915 durch KEILHACK, KRAISS und RENNER, erläutert durch HARBORT, KEILHACK und STOLLER 1917) und Senne (1912 bis 1913 durch KRAISS und RENNER, erläutert durch HARBORT und KEILHACK 1918) als Sedimente des saaleeiszeitlichen Schmelzwassers aufgefaßt, die von Norden durch die Quertäler des Teutoburger Waldes in das südliche Vorland des Gebirges geschüttet wurden. Eine Besonderheit, auf die schon HARBORT, KEILHACK und STOLLER aufmerksam machten, ist ihre parallel zum Gebirgsrand verlaufende Stufung, durch die sie in einen als »Sander« gedeuteten Terrassenkörper oberhalb und in »Einebnungsflächen« unterhalb der gebirgsnächsten Stufe gegliedert werden.

Unbefriedigend verlief jedoch bis heute die Diskussion um die Entstehung dieser Stufung, an der sich u. a. HARBORT, KEILHACK und STOLLER selbst (1917, 1918), MESTWERDT (1926 a, 1926 b), WEGNER (1927), MAASJOST (1933), P. SCHNEIDER (1952), WOLDSTEDT (1950, 1955), H. und E. SCHNEIDER (1960) sowie ARNOLD (1977) mit jeweils verschiedenen Ergebnissen beteiligt haben.

Widersprüche werden in konkreten Fällen auch bei der Beurteilung der Sande als Vor- oder Nachschüttungen, d. h. ihrer Position zur Grundmoräne sichtbar, womit eine Frage berührt wird, die vor allen weiteren Aussagen über die Natur der Sande beantwortet sein müßte. Der folgende Beitrag geht deshalb – vor der Erörterung der Ausbildung der post-moränalen glazifluviatilen Sedimente (sog. Nachschüttsande = Nachschüttungssande) – im einzelnen auf die bis heute wenig bekannte Verbreitung und das stratigraphische Niveau der drenthestadialen Grundmoräne und ihrer Äquivalente ein.

Die Textur der nachgeschütteten Sedimente führte ferner zu Zweifeln, ob die Sande der Oberen Senne überhaupt einen Sander darstellten, dessen noch ungestörte Wurzel man in dem Terrassenkörper am oberen Sennerand zu sehen hätte.

Angesichts der genannten, nicht hinreichend geklärten Fragen ist verständlich, daß sich auch in dem Abschnitt, den WOLDSTEDT (1950, 1955) bzw. WOLDSTEDT und DUPHORN (1974) der Senne gewidmet haben, eine gewisse Zurückhaltung bei der Beurteilung des pleistozänen Geschehens in diesem Raum erkennen läßt.

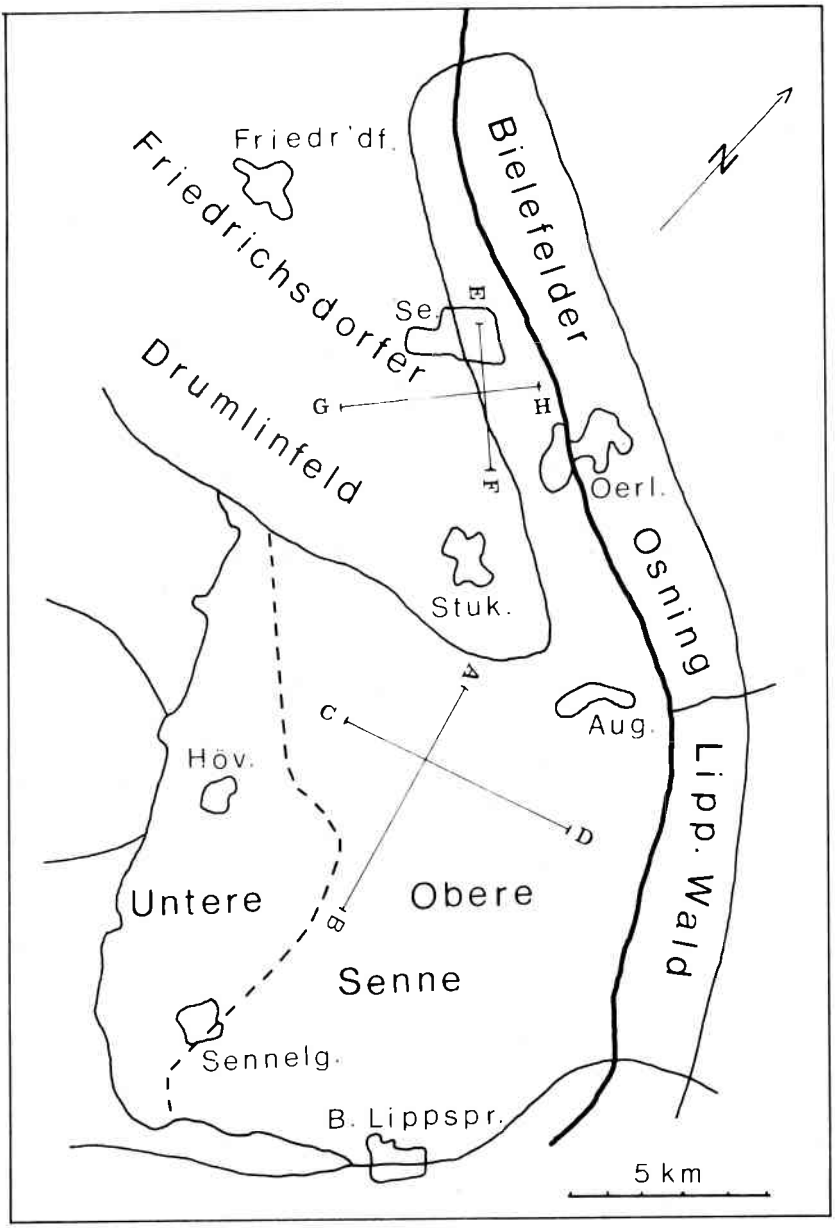


Abbildung 1: Situationsskizze (n. SERAPHIM 1977, Abb. 1)

Die ebenfalls sehr mächtigen und stark differenzierten prä-moränalen Sedimente (sog. Vorschüttsande = Vorschüttungssande) bedürfen einer eigenen Darstellung und werden im folgenden nur randlich behandelt.

Den Stadtwerken Paderborn und Bielefeld, vertreten durch die Herren HEDERER, RAMSBROCK und STUTE, sei an dieser Stelle für die Genehmigung zur Einsicht in die Bohrakten und Sichtung von Bohrproben mein verbindlichster Dank ausgesprochen!

2. Kartierergebnisse und Bohrprotokolle

2.1. Die drenthestadiale Grundmoräne und ihre Äquivalente

Der stratigraphische Leithorizont auch der Sennesande ist die drenthestadiale Grundmoräne bzw. ihr aus Geschieben verschiedener Streuungsdichte und Größe bestehender Erosionsrückstand. An der Erosion der Moräne können sich sowohl fließendes Wasser als auch der Wind beteiligt haben. Soweit es gelingt, die Moräne oder ihre Äquivalente nachzuweisen, ist es möglich, die Vor- und Nachschüttsande zu identifizieren, ihren Aufbau zu studieren und daraus Schlüsse auf die Vorgänge in diesem Raum während der Eiszeiten zu ziehen.

Unsere bisherigen Kenntnisse von der Verbreitung der drenthestadialen Grundmoräne bzw. ihrer Erosionsrückstände in der Oberen Senne sind ebenso dürftig wie unsicher.

Nach den Geologischen Spezialkarten Blatt Lage und Blatt Senne ergibt sich der Eindruck, daß fast die gesamte Obere Senne südlich des Furl-Baches frei von solchen Ablagerungen ist. Lediglich W des Ausgangs der Dörenschlucht, in einem Schurf E Augustdorf, in der Eckelau und schießlich W des Freibades Schlangen sind Vorkommen verzeichnet. Sie liegen durchweg am Rande der Senne und stellen hochgelgene plänerreiche Lökalmoränen dar, in denen das nordische Element stark zurücktritt. Über diese Vorkommen hinaus geben HARBORT und KEILHACK (1918: 14) nur ein weiteres kleines Grundmoränenvorkommen in den Erläuterungen zu Blatt Senne im Hang des Hausen-Baches unterhalb des Dorfes Haustenbeck an, so daß sie den Eindruck hatten, daß der Kernraum der Senne zwischen Furl-Bach und Hausten-Bach allzeit eisfrei geblieben war.

In neuerer Zeit haben unsere Kenntnisse durch LOTZE (1951), der im Bohrgut von Bohrungen der Stadtwerke Bielefeld S Augustdorf in mehr als 23 m Tiefe nordische Geschiebe beobachtete, eine Erweiterung erfahren. Nach LOTZE werden die dort am ehemaligen Sigmarshof etwa 60 m (!) mächtigen Sennesande zudem in 32 bis 35 m unter Flur durch einen Verwitterungshorizont in eine Obere und eine Untere Folge geschieden, die den saaleeiszeitlichen und jüngeren Ablagerungen einerseits bzw. elstereiszeitlichen Sedimenten andererseits entsprechen sollen.



Abbildung 2: Tongrube der Zgl. Großekämper, Schloß Holte-Stukenbrock, Ortsteil Stukenbrock, Juli 1972. Drenthestadiale Grundmoräne, in sog. Vorschüttsande eingestaucht.

Auf der Grundlage der bisher nur wasserwirtschaftlich ausgewerteten Protokolle zahlreicher weiterer, zwischen 1948 und 1966 im Quartär niedergebrachter Bohrungen, der zwischen 1970 und 1977 durchgeführten Tiefbohrungen und auch jahrelanger eigener Beobachtungen in Aufschlüssen und im offenen Gelände ist es jetzt möglich, die oben zitierten Angaben so zu ergänzen, daß sich ein Gesamtbild abzeichnet:

Drenthestadiale Grundmoräne steht auch im mittleren Hang des Furl-Baches zwischen Augustdorf und der Gaststätte Mühlengrund sowie im unteren Hang der Ems zwischen der Quellnische und dem Emsweg an, wo sie den Quellhorizont bedingt. Die zuletzt genannten Beobachtungen werden durch die Bohrungen 23 und 31 südlich des Emstales gestützt, in denen Grundmoränenäquivalente als gelber Lehm bzw. gelber, fetter Sand in nur 5 bis 8,50 m unter Flur angetroffen wurden, während die Bohrungen 224, 229 und 230 bereits unterhalb des Ausbisses der Grundmoräne im Gelände stehen (vgl. Abb. 5).

An der Mündung der Ziegenstränge in den Kroll-Bach werden mehrere kräftige Überlaufquellen durch die im Talboden anstehende Grundmoräne bedingt.

Grundmoräne ist auch in Gestalt kleiner Schuppen im oberflächennahen Hangendabraum der Sandgrube Deppe (r = 3478.120; h = 5749.300) N des Furl-Baches in ca. 130 m über N. N. festzustellen. Grundmoräne ist ferner flächenhaft in 125 m über N. N. im Hövelhofer Wald E der B 68 verbreitet.

Vielfach wird auch eine lockere Bestreuung der Sande mit Geschieben als Resten der Grundmoräne beobachtet. Hierzu zählen einmal die Sandflächen der Eselsheide W der B 68 mit der neuen Sandgrube Weiser (r = 3476.750; h = 5748.800), ferner die weiten Ebenen der Wasserstrangsenne bei Hövelhof, die bereits den Übergang von der Oberen zur Unteren Senne darstellen. Demgemäß stehen hier nicht die Nachschüttsande, sondern Vorschüttsande an. Wie vereinzelte Geschiebefunde zwischen Grimke und Lutter im Bereich der Schlintgosse sowie zwischen Thune und Lippe vermuten lassen, ragen auch dort zwischen 135 und 150 m über N. N. stellenweise Vorschüttsande durch jüngere sandige Sedimente hindurch.

Flächen dieser Art finden sich ferner in dem etwa 1,5 km breiten Streifen, der sich in Dalbke, Lipperreihe und Bokel zwischen das Drumlinfeld und den sog. Sander am oberen Sennerand legt (vgl. Abb. 8). Auf das Fehlen der Nachschüttsande an vielen Stellen dieses Gebietes haben in einem wasserwirtschaftlichen Gutachten bereits H. und E. SCHNEIDER (1960) aufmerksam gemacht. In der Wistinghauser Senne und beim Bartholdskrug treten diese Flächen bis an den Fuß des hier 170 bzw. 160 m über N. N. ansetzenden Terrassenkörpers am oberen Sennerand heran.

In den Geologischen Spezialkarten sind die mit Geschieben bestreuten Sande überwiegend der sog. »mittleren Einebnungsstufe« (das sigma), zum Teil aber auch der »höchsten Einebnungsstufe« (das rho) oder der »unteren Einebnungsstufe« (das tau) des sog. Senne-Sanders zugeordnet. Die Bestreuung mit Geschieben wurde durch die kartierenden Geologen seinerzeit auf den Spezialkarten Lage und Brackwede – besonders in der Wistinghauser Senne –, nicht aber auf Blatt Senne gekennzeichnet. Daß zwischen der Bezeichnung der in den Karten vermerkten Geschiebe als »Reste der Grundmoräne« (Legende Bl. Lage) und der Deutung der Sande, auf denen diese Geschiebe liegen, als Einebnungsstufen eines nachgeschütteten Sanders ein Widerspruch besteht, ist bislang nicht aufgefallen.

Die drenthestadiale Grundmoräne taucht zwischen Furl-Bach und Hausten-Bach in etwa 130 bis 135 m über N. N. nach Nordosten unter zunehmend mächtigen Sanden ab, die wegen ihrer Lage zur Grundmoräne summarisch als Nachschüttsande bezeichnet werden können. Dabei setzt sich das wellige Relief der Grundmoräne der Drumlinrücken unter diesen Sanden südlich des Furl-Baches zunächst noch fort. Belege hierfür sind außer den in Profil A-B (Abb. 4) erfaßten Bohrungen und Brunnen der Mittelfassung des Wasserwerkes V auch die südlich des Furl-Baches gelegenen Boh-

rungen 33 – 35, 20, 201, 83 und 84 sowie die am Bären-Bach niedergebrachte Tiefbohrung 5. In größerer Entfernung vom Drumlinfeld läßt sich dagegen ein ziemlich ausgeglichenes Grundmoränen-Niveau beobachten (s. Abb. 4 u. 5). Im einzelnen wurde die Grundmoräne im Liegenden von Nachschüttsanden z. B. in den Sandgruben Weiser (r = 3479.250; h = 5749.200) und Johannhörster (r = 3479.160; h = 5749.450) knapp S des Furl-Baches in 8 bis 11 m unter Flur (6–8 m unter Dünenbasis) in etwa 130 bis 133 m über N. N. vorgefunden. Beobachtet wurden nordische Geschiebe verschiedener Größenordnung als Auswaschungsrückstand der Moräne. Der Wasseraustritt direkt unter dem geschiebeführenden Horizont dürfte auf feinkörnige Moränenreste zurückzuführen sein.

In den Bohrungen der Mittelfassung des Wasserwerkes V der Bielefelder Stadtwerke können die Grundmoräne und ihre Äquivalente eine Mächtigkeit von einigen Metern erreichen. Sie sind in den Bohrakten zu den Brunnen 6 und 10 als nordische Gesteine, zu Bohrung 3 (durch LOTZE) als Geschiebe eines Geschiebemergels bezeichnet. In anderen Bohrprotokollen erscheinen die entsprechenden Schichten als »hellbrauner Ton« (Brunnen 16), »Ton, gelb, sandig mit Steinen« (Br. 17), »Geröll«, »Ton braun« (Br. 18), »Ton hellbraun« (Br. 19), »Ton, gelb« (Br. 20), »Lehm, dunkelgrau« (Bohrung 7 tief), »Sand, gelb, lehmstreifig« (Bohrung 50) und »Sand, braungelb mit großen Kieselingen und Feuersteinen« (Brunnen 49).

Zwischen der Mittelfassung des Wasserwerkes V und dem ehemaligen Heimathof nimmt die Mächtigkeit der Nachschüttsande über der Grundmoräne weiter zu. Dabei bleibt das Relief der Moräne selbst bei allmählichem Anstieg des Meeresspiegel-Niveaus auf 135 bis 142 m weiterhin ziemlich ausgeglichen (s. Abb. 5). Lediglich in der am nördlichsten gelegenen Bohrung 69 (r = 3482.960; h = 5748.350) steigt das Niveau, offenbar in Abhängigkeit vom Relief der prä-moränalen Sedimente in der Nähe des Lippischen Waldes, auf etwa 150 m über N. N. Die größten Mächtigkeiten der post-moränalen Sande werden im Bereich der von LOTZE (1951) kommentierten Bohrungen 68, 69 und 72 sowie der Bohrung 75 am Sigmarshof und Heimathof mit Werten zwischen 24 und 37 m erreicht. Die Einstufung der in dieser Tiefe vorgefundenen Grundmoräne und ihrer Äquivalente in das Saale-Glazial durch LOTZE erfolgte zu Recht.

Südlich und östlich des Sigmarshofes wurden bis zum oberen Kroll-Bach bei den Bohrungen 60, 67, 62, 63, 64, 57 und 58 nur Mächtigkeiten der Nachschüttsande zwischen 10 und 15 m ermittelt.

Mit Hilfe der Grundmoräne und ihrer Äquivalente ließ sich auch im Bereich des Terrassenkörpers zwischen Brackwede und Augustdorf unmittelbar vor dem Gebirgsrand eine Abtrennung der Nachschüttsande von den Vorschüttsanden durchführen (s. Abb. 8). In der ehemaligen Sand- und Kiesgrube Wullenkord oberhalb des Hellwegs in Senne I (r = 3469.850; h = 5759.900) fanden sich geschiebereiche Schichten 12 m unter Flur bei ca. 163 m über N. N., wo sie mächtigen Kalkblöcken auflagerten, bei denen es

sich bereits um das anstehende Turon handeln könnte. Im SW-Teil der Grube Hanning unmittelbar unterhalb des Senne-Hellwegs in Lipperreihe (r = 3475.600; h = 5756.300) lag die Grundmoräe etwa 10 m unter Flur bei ca. 150 m über N. N. und in der Sandgrube F. Möller in Augustdorf (r = 3482.900; h = 5753.700) ihr Auswaschungsrückstand 15 m unter Flur bei ca. 177 m über N. N. Die Unterlagerung der sog. »Sanderhochfläche« (MESTWERDT 1926 a: 17) durch die Grundmoräne wurde auf Blatt Halle i. W., wohin sich die Sandmassen der Senne noch in einem zuletzt auslaufenden schmalen Streifen fortsetzen, schon von MESTWERDT (1926 b) beobachtet.

Nach wie vor gering mangels Bohrungen und geeigneter Aufschlüsse ist unsere Kenntnis des Untergrundes der südöstlichen Oberen Senne zwischen Hausten-Bach und Thune. Wahrscheinlich ist die drenthestadiale Grundmoräne von nur geringmächtigen Nachschüttungen bedeckt, wie auch das Gesamtquartär nicht mehr die Mächtigkeit wie zwischen Furl-Bach und Hausten-Bach erreicht. Der von KOCH und MICHEL (1972: 21) erwähnte Zufluß von Quellwasser aus den Böschungen des Hausten-Baches dürfte auf die hier anstehende, schon von HARBORT und KEILHACK (1918) beobachtete Grundmoräne zurückzuführen sein.

Bei der Tiefbohrung 22 des Wasserwerkes Paderborn nördlich des Diebesweges zwischen Thune und Lippe (r = 3483.655; h = 5736.780), deren Proben von Dr. SCUPIN vom Geologischen Landesamt untersucht wurden, sind 17, bei der TB 5 im gleichen Gebiet nur 12,9 m Quartär durchsunken worden. Ein Grundmoränenäquivalent wurde dabei nicht beobachtet. Vermutlich stehen hier Niederterrassen-Sande und -Schotter der Lippe über Vorschüttsanden an.

Faßt man alle Beobachtungen zusammen, so ergibt sich:

1. Die drenthestadiale Grundmoräne oder ihre Erosionsrückstände sind in der gesamten Oberen Senne, d. h. auch innerhalb des ursprünglich für eisfrei gehaltenen Dreiecks Stukenbrock – Schlangen – Paderborn, nachweisbar. Sie steigen von etwa 115 m über N. N. allmählich gegen den Gebirgsrand bis etwa 180 m über N. N. an.
2. Im Hangenden der drenthestadialen Moräne befinden sich außerhalb des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes oberhalb etwa der 130-m-Isohypse bis 37 m mächtige Nachschüttsande.

Die beschriebene Situation läßt sich auch aus den in dieser Arbeit abgebildeten Profilen ablesen. Darüber hinaus sind in ihnen aber auch zahlreiche Daten aus dem Vorschüttungskomplez verarbeitet, auf deren wichtigste Aspekte im folgenden noch kurz eingegangen werden soll:

So wurden im Liegenden der drenthestadialen Moräne bereits durch LOTZE (1951) in einigen Bohrungen in der Augustdorfer Senne Bodenbildungen beobachtet. Hinweise auf warmzeitliche Bildungen sind auch in einigen Bohrungen der Mittel- und der Südfassung des Wasserwerkes V der

Stadtwerke Bielefeld vorhanden, darunter organische Schichten (Torf, Holz).

In einem stratigraphisch anscheinend noch tieferen Niveau liegen in den Endteufen mancher älteren Bohrungen steinige Ton- und Mergellagen, in denen man die Verwitterungsrinde der Oberen Kreide (tertiäre Landoberfläche), aber auch Geschiebemergel (Kommentierung u. a. der Bohrungen 2, 5 und 7 vom Jahre 1948 durch LOTZE; s. Bohrakten) gesehen hat. Aus jüngeren Bohrungen im Quartär und vor allem aus den in den letzten Jahren niedergebrachten Tiefbohrungen ergibt sich, daß diese Schichten nochmals von mehrere Meter mächtigen Sanden unterlagert werden. Hierdurch entstand ein erweitertes (wenn auch immer noch lückenhaftes) Bild von der Ausbildung der tertiären Landoberfläche (Rinnensysteme) sowie der Mächtigkeit der quartären Lockersedimente in der Senne, durch welches die »Hydrogeologische Karte des Kreises Paderborn und der angrenzenden Gebiete« (1971) eine gewisse Revision erfährt.

Nimmt man hinzu, daß sich der Geschiebemergel dieses stratigraphischen Niveaus mit jenem des Drenthe-Stadiums nur schwerlich – nämlich nur durch die Annahme eines ungewöhnlich lebhaften eigenen Reliefs und unter Vernachlässigung der als Warmzeitbildungen gedeuteten Erscheinungen – in Beziehung setzen läßt, so liegt die Vermutung nahe, es handelte sich um Reste einer elstereiszeitlichen Moräne.

Diese und andere offene Fragen machen deutlich, daß der Vorschüttungskomplex dieses Gebietes noch intensiver Forschung bedarf, wozu in erster Linie eine gründlichere Auswertung der auch künftig bei den Bohrungen anfallenden Proben beitragen könnte!

2.2. Die Nachschüttungen der Oberen Senne

Wie sich aus dem stratigraphischen Niveau der drenthestadialen Grundmoräne und ihrer Erosionsrückstände ergibt, sind die Nachschüttsande zwischen Brackwede und der Dörenschlucht im wesentlichen auf einen bis 15 m mächtigen Terrassenkörper beschränkt, der sich in einem schmalen Streifen längs des Gebirgsrandes erstreckt und mit einer deutlichen Stufe gegen die Vorschüttsande oder geringmächtige Nachschüttungen abgesetzt ist (s. Abb. 8). Diese Feststellung steht im Widerspruch zur Deutung durch die kartierenden Geologen, durch die – zwischen 1917 und 1926 – alle zutageliegenden Sande der Oberen Senne den Nachschüttungen zugeordnet wurden.

Östlich der Dörenschlucht wird die Zone der Nachschüttsande, die sich auch dort südwestlich an den Gebirgsrand anlehnt, erheblich breiter, während die fensterartig aus jüngeren Sedimenten hervorschauenden sog. Vorschüttsande, locker mit Geschieben aus Resten der Grundmoräne bestreut, erst weitab vom Gebirge in der Eselsheide, Moosheide, Wasserstrangsenne, bei Klausheide und an einigen weiteren, noch nicht genau bekannten Stellen zutagetreten. Die Mächtigkeit der drenthestadialen Nachschüttungen

in der Senne östlich der Dörenschlucht schwankt beträchtlich. Sie beträgt dort, wo die Grundmoräne oder ihre Äquivalente unter den Nachschüttsanden untertauchen, im allgemeinen zunächst nur wenige Meter, nimmt dann aber gegen den Gebirgsrand allmählich zu und kann mehr als 30 m erreichen. SE Haustenbeck nimmt die Mächtigkeit der Nachschüttsande bis gegen den Rand der Senne bei Lippspringe jedoch wieder ab.

Verfolgt man die Stufe in den Nachschüttsanden, die schon HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917, 1918) bekannt war, vom Heimathof S Augustdorf – wo sie nur noch undeutlich in Erscheinung tritt – nach NW, so stellt man ein Absinken von etwa 180 m über N. N. auf Blatt Senne bis auf 120 m auf Blatt Halle i. W. fest. Auf Blatt Brackwede, wo die Stufe von MESTWERDT beobachtet wurde, liegen die Werte zwischen 170 m im SE und 140 m im NW (s. Abb. 8). Andere Autoren, welche diese Stufe ebenfalls beschreiben, sind MAASJOST (1933), P. SCHNEIDER (1952) und zuletzt auch ARNOLD (1977).

Weitere Stufen, die auf den Blättern Lage und Senne nach Auffassung der seinerzeit kartierenden bzw. kommentierenden Geologen bei etwa 150 und zwischen 160 und 170 m über N. N. in die Nachschüttsande eingeschnitten sein sollen, sind nach MAASJOST (1933: 12) dagegen »nur schwer zu erkennen« und nach P. SCHNEIDER (1952: 10) »nicht eindeutig zu erkennen, ... durchaus untergeordnet und häufig überhaupt nicht erkennbar.« Auch der Verfasser vermag solche unteren Stufen, soweit sie durchgängige Bildungen sein sollen, nicht zu bestätigen (vgl. Abb. 5). Da das fragliche Gebiet der Augustdorfer und Haustenbecker Senne innerhalb des Truppenübungsplatzes Senne liegt, ist das Relief jedoch durch militärische Anlagen und Nutzung stellenweise bereits stark verändert und daher nur schwer zu beurteilen.

Da der Terrassenkörper oberhalb der unbestrittenen obersten Stufe zwischen Brackwede und der Dörenschlucht seit Jahrzehnten in zahlreichen Sandgruben aufgeschlossen ist, ergibt sich bis heute Gelegenheit, Gefüge und Textur der Gemengteile zu studieren.

Der an seiner Oberfläche mit 6–10 % (ARNOLD 1977: 76) nach SW geneigte Terrassenkörper besteht in erster Linie aus stark eisenschüssigen, in unverwittertem Zustand auch glaukonithaltigen Sanden, die aus zerfallenem oder zerriebenem Osningsandstein und Flammenmergel hervorgegangen sind, in denen sich jedoch stets, wenn auch untergeordnet, auch nordische Bestandteile bis zur Kiesfraktion und Plänergrus befinden.

In den meisten Gruben, z. B. der großen Sandgrube der Bielefelder Hartsteinwerke in Senne I (jetzt Müllkippe), den Gruben Hanning und Pörtner in Lipperreihe, den Gruben Haßler KG und Hanning in Oerlinghausen und schließlich auch den Gruben Funke und Möller in Augustdorf, handelt es sich um einen ziemlich reinen Fein- bis Mittelsand, dessen recht strenge Parallelschichtung allgemein auffällt und auf eine bemerkenswert ruhige

Sedimentation schließen läßt. Die mit weniger als 1 % nach SW einfallenden Schichten streichen frei an der erwähnten Stufe aus.

Einen Sonderfall wegen seines höheren Gehalts an Plänerkalk-Einlagerungen beschreiben DEPPE und FEZER (1959: 161) beim Brackweder Sennefriedhof: »Der Sand wird immer von dünnen Bänkchen unterbrochen, die aus bis zu 5 cm langen, schwach kantengerundeten Kreidekalksplittern, vereinzelten rosa Kalken, wenigen Graniten (1 %) und viel Sand bestehen. Die Bänkchen werden nach unten häufiger und mächtiger, schließlich nehmen sie so zu, daß sich die Sandgewinnung nicht mehr lohnt. Die Kalksplitter liegen annähernd waagrecht . . .« DEPPE und FEZER beobachteten weiterhin, daß die Kalksplitterbänke vor der Einmündung eines Quertales in die Senne seltener, vor den Turonkalkkämmen – wie in dem zitierten Beispiel und auch der ehem. Grube Wullenkord oberhalb des Hellwegs in Senne I – aber häufiger werden.

Nach den Beobachtungen des Verfassers findet der Terrassenkörper in den Quer- und Längstälern des Teutoburger Waldes, z. B. dem Markengrund, dem Tal des Menkhauser Baches und der Dörenschlucht, seine Fortsetzung. Die Auffassung von H. und E. SCHNEIDER (1960: 5 f.), daß die sandigen Sedimente in den Quertälern des Gebirges (soweit sie nicht äolischen Ursprungs sind) den Vorschüttsanden zuzuordnen seien, wird vom Verfasser wegen des beachtlichen Gehalts dieser Sedimente an nordischen Bestandteilen und des direkten Anschlusses an den nachgeschütteten Terrassenkörper nicht geteilt.

Zwar bereits außerhalb der Senne, in sonst aber vergleichbarer Position, wurden durch HESEMANN (1971) bei Amshausen auf Blatt Halle i. W. in den Tälern des Teutoburger Waldes ebenfalls glazifluviatile Nachschüttungen beschrieben, die denen im Senneabschnitt des Gebirges entsprechen.

Die Nachschüttsande sind auch östlich der Linie Augustdorf – Stukenbrock in einigen Sandgruben aufgeschlossen, unter denen die Trockengruben – sie liegen alle knapp südlich des Furl-Baches – wiederum gute Einblicke in Gefüge und Textur der Sedimente gestatten. Bei den regelmäßigen Begehungen der Gruben Johannhörster (r = 3479.160; h = 5749.450), Weiser (r= 3479.250; h = 5749.200), der neuen Grube der BTSG (r = 3478.500; h = 5748.800) und der früheren Grube Waltemathe (r = 3478.100; h = 5748.800) wurde folgendes festgestellt:

Der Abbau der Sande erfolgt bis etwa 1 m oberhalb des Grundwasserspiegels, der z. Zt. etwa mit der Grundmoräne und ihren Äquivalenten (Gruben Johannhörster und Weiser) oder aber schluffhaltigen Schichten der höchsten Lagen der sog. Vorschüttsande zusammenfällt. Die abgebauten Nachschüttsande sind fein- bis mittelkörnig. Ihr Gehalt an nordischen Partikeln, besonders an feinen Feuersteinsplittern und Feldspäten, kann lagenweise recht hoch sein. Gröbere nordische Einschlüsse fehlen ebenso wie Gerölle aus Plänerschotter und Flammenmergel, die in den Nachschüttsanden fast ganz auf die gebirgsnahen Ablagerungen beschränkt zu sein scheinen.

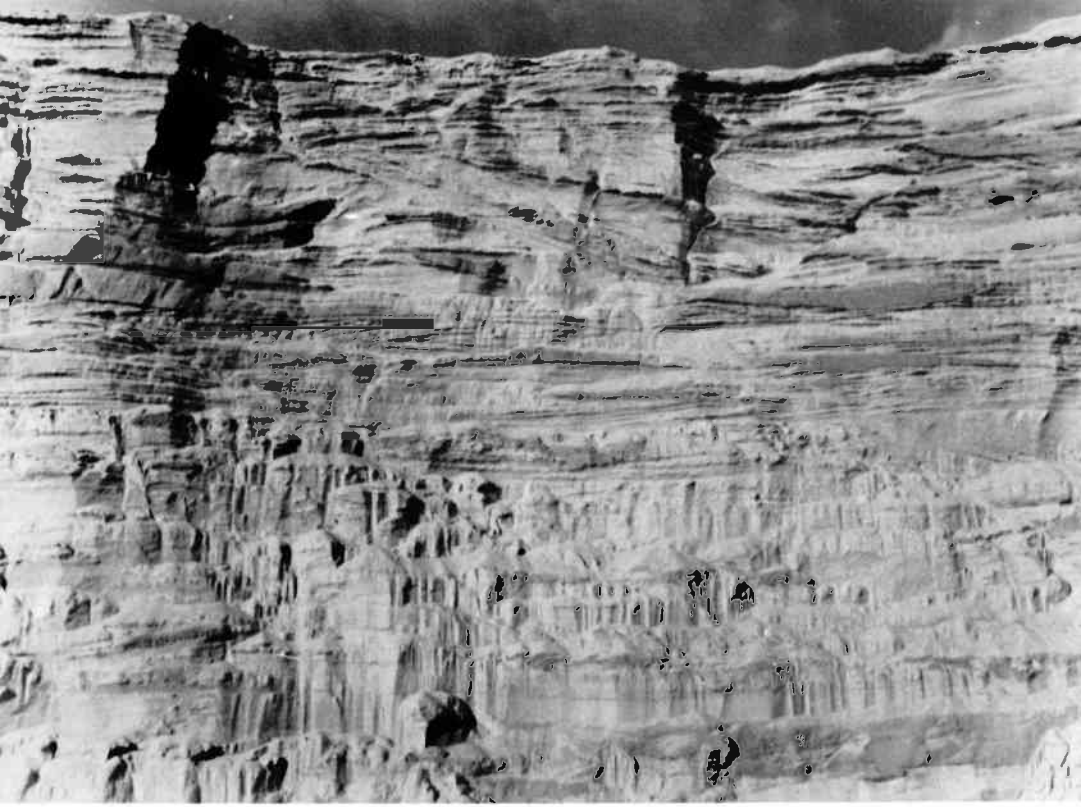


Abbildung 3: Sandgrube der BTSG, Schloß Holte-Stukenbrock, Ortsteil Senne, Sept. 1977. Kreuzparallelschichtige Nachschüttsande. Blick nach NE.

Gegenüber den Sedimenten des Terrassenkörpers am oberen Sennerand fällt die zwar im ganzen ebenfalls ruhige, dabei aber doch kreuz-parallele Schichtung der Sandlagen auf, die auf Sedimentation durch die Gerinne eines breiten, flachen, häufig sein Bett wechselnden Schmelzwasserstromes schließen läßt.

3. Diskussion und Deutung

3.1. Diskussion der bisherigen Lehrmeinungen

Wer es unternimmt, die verschiedenen Lehrmeinungen zur Entstehung der Oberen Senne zu beurteilen, stößt im wesentlichen auf zwei Fragestellungen:

1 Unter welchen Bedingungen kam es zur Ablagerung der Nachschüttsande?

2. Wodurch ist die Stufung der Sande bedingt?

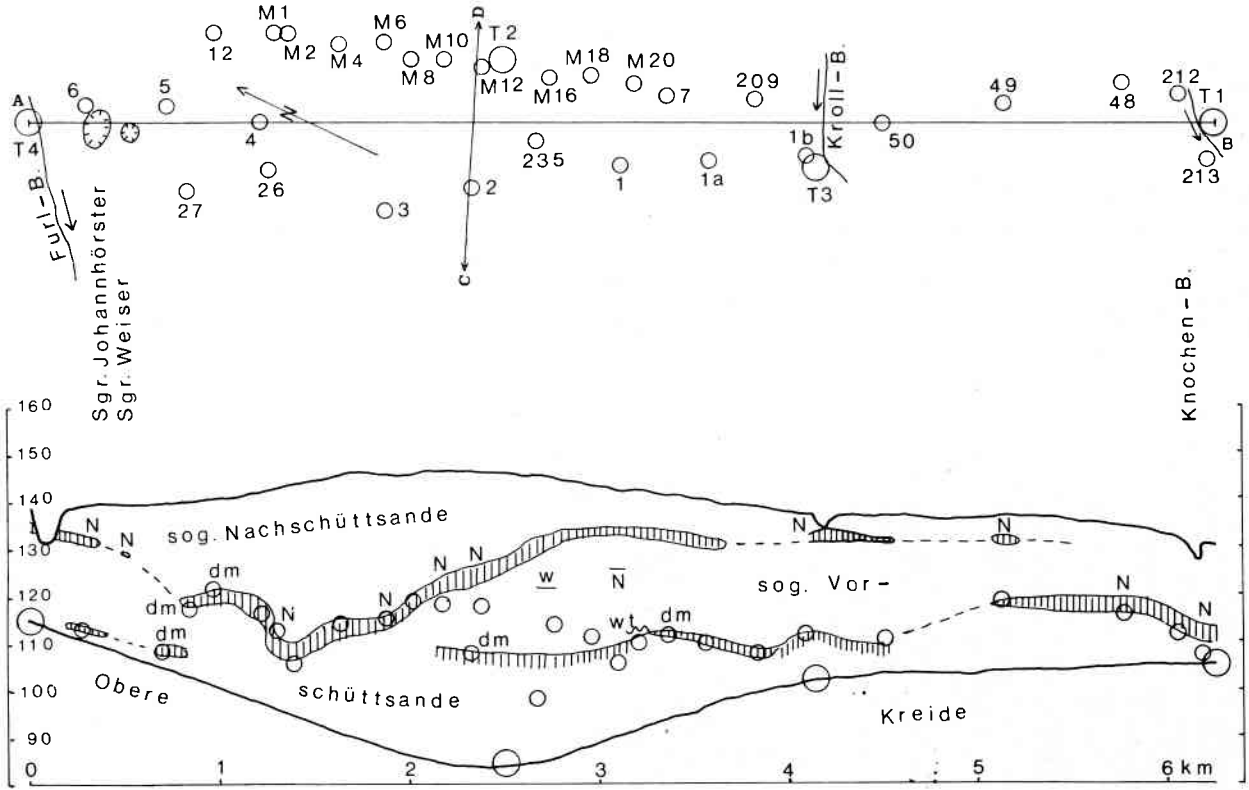


Abbildung 4: Längsprofil (A–B) durch die zentrale Obere Senne auf der Linie Furl-Bach – Moosheide – Hövelsenne. Überhöhung 25fach. Es bedeuten: T 1 – 4 Tiefbohrungen der Stadtwerke Bielefeld; M 1 . . . M 20 Brunnen der Mittelfassung des Wasserwerkes V; weitere Ziffern verweisen auf sonstige Bohrungen der Stadtwerke Bielefeld; N nordische Geschiebe; schraffierte Flächen Grundmoräne; (dm Geschiebemergel Deutung des Bohrgutes in den Bohrakten durch LOTZE 1951); w vermutlich warmzeitliche Bodenverfärbungen durch Humus und Eisenverbindungen (s. bereits LOTZE 1951); wt warmzeitliche organische Horizonte. Die Dünen sind nicht berücksichtigt.

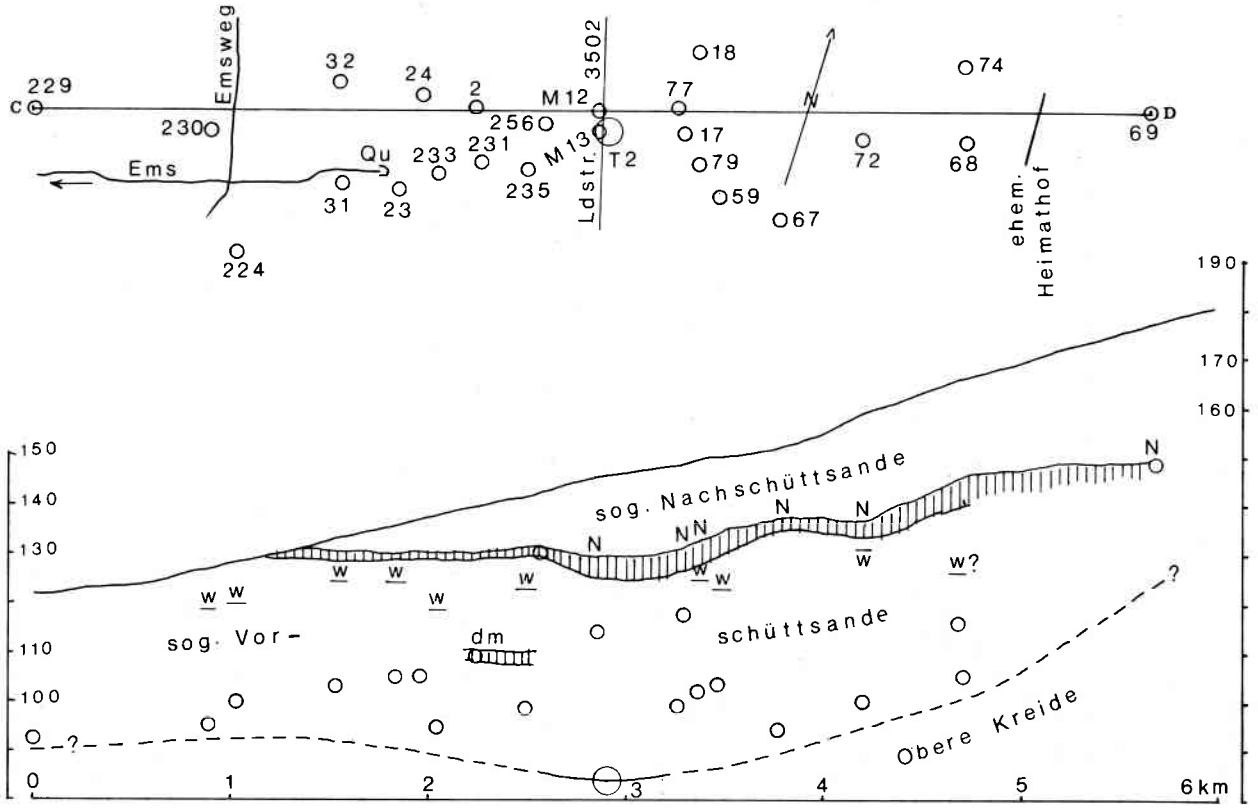


Abbildung 5: Querprofil (C–D) durch die Obere Senne auf der Linie Emskrug – Emsquelle – Moosheide – ehem. Heimathof – ehem. Wagnerhof. Überhöhung 25fach. Nähere Bezeichnung der Signaturen s. Unterschrift zu Abbildung 4.

Der Gang der Forschung war dadurch gekennzeichnet, daß zunächst eine enge Beziehung zwischen Ablagerung und Stufung, später aber überwiegend eine unabhängige Entwicklung beider Erscheinungen angenommen wurde.

3.1.1. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) als drenthestadiale Stauseeterrasse(n) im Sander

LANDWEHR, der sich sich als erster mit der Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Bielefeld befaßte, nahm an, daß »der Heidesand der Senne wahrscheinlich die Ablagerung eines Sees oder Flusses am Ende der Eiszeit« (1909: 144) darstellte.

An diese noch recht unbestimmte Vermutung knüpften bald darauf im Zuge der geologischen Spezialkartierung HARBORT, KEILHACK und STOLLER (1917) sowie nochmals HARBORT und KEILHACK (1918) mit der Lehrmeinung an, die Sande der Senne stellten den Sander eines Gletscherhaltes auf der südlichen Flußfläche des Teutoburger Waldes dar.

Während die Deutung der Sande als Sander auch heute noch nachwirkt, konnten sich andere Bestandteile dieser Lehrmeinung nicht behaupten. Dazu gehört die Annahme, der Sander sei in einen glaziären Stausee geschüttet worden, der sich in einem eisfrei gebliebenen Dreieck Stukenbrock – Schlangen – Paderborn ausdehnte, und die Stufe(n) sei(en) durch die ruckweise Absenkung des Wasserspiegels dieses Sees entstanden. Diese Auffassungen kamen einerseits durch die Beobachtung von Grundmoräne im tieferen Untergrund der zentralen Senne durch LOTZE (1951) zu Fall, lassen sich aber auch angesichts der Tatsache nicht halten, daß sich die oberste Stufe von 190 m über N. N. auf Blatt Senne bis 120 m auf Blatt Halle i. W. um etwa 70 m senkt. Von der Uferterrasse eines Stausees müßte man ein ausgeglichenes Meeresspiegelniveau erwarten.

Auch in der Beurteilung der Lage des Eisrandes, von dem die Sandschüttungen in die Senne ausgingen, kam es zu einem Wandel. Während BÄRTLING noch die Vermutung geäußert hatte, daß der Eisrand »lange mit den südlichsten Kämmen des Gebirges zusammenfiel« (1920: 11), wurden durch SERAPHIM (1962, 1966, 1972) die Reste eines grobgeschiebereichen Haltes des Drenthe-Stadiums nördlich des Sandsteinkammes des Gebirges kartiert und mit den Nachschüttsanden der Senne in Beziehung gebracht.

Zu den Autoren, die sich später mit den Auffassungen von HARBORT, KEILHACK und STOLLER weitgehend identifizierten, gehören vor allem WEGNER (1927) und MAASJOST (1933). Besonders WEGNER steht noch ganz auf dem Boden der von HARBORT et al. vertretenen Thesen: »Der vom Wind bewegte Spiegel des Stausees lag bei rund 180 m N. N. Er schlug in die Oberfläche des Sanders in der Höhe jener Spiegellage eine Kerbe, d. i. jene . . . obere Stufe« (1927: 31).

Die erwähnten Einwände führten seit dem Erscheinen der Erläuterungen zu den Blättern Brackwede und Halle i. W. (MESTWERDT 1926 a, 1926 b)

zu mehreren Versuchen, die Stufe – unter Beibehaltung der Deutung des Terrassenkörpers als Sander – auf andere Weise zu erklären. Darunter sind ebenso Versuche, die Bildung der Stufe mit Prozessen in Warmzeiten wie mit solchen in Kaltzeiten zu begründen.

3.1.2. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) als Warmzeitbildungen

MESTWERDT selbst erklärte die Entstehung der Stufe und der sich an diese anschließenden Verebnungsfläche mit »dem Grundwasser, seiner Quellbildung und mit rückschreitender Erosion« (1926 a: 17). Diese Erosion soll zwar schon während der Aufschüttung des Sanders eingesetzt haben, doch wird die heutige Form der Flächen und Stufen im wesentlichen auf die letzte Interglazialzeit, also des Eem-Interglazial, zurückgeführt. MESTWERDT weist in diesem Zusammenhang auch besonders auf Beziehungen hin, die zwischen den Einebnungsflächen unterhalb der Stufe und den Quertälern des Gebirges bestehen.

Zu ähnlichen Ergebnissen kommt auch P. SCHNEIDER (1952: 11 f.). SCHNEIDER, der die Stufe im Gelände vom Heimathof in der Augustdorfer Senne über die Stapelager Senne am Gebirge entlang nach Nordwesten verfolgte, führt den scharfen Rand gegen die Einebnungsfläche auf »jüngere Abtragungen« zurück, in deren Folge heute vom »Sander oder doch von sinngemäß gleichartigen Bildungen . . . nur noch die letzten Reste erhalten sind«. Diese »jüngeren Abtragungen« seien nicht vom gegenwärtigen Gewässernetz geschaffen, das, wie SCHNEIDER zutreffend feststellt, selbst mit seinen Trockentälern in dem untersuchten Abschnitt nicht den Sanderrand erreicht. SCHNEIDER schließt hieraus, daß, bevor das heutige Gewässernetz sich ausbildete, mindestens schon einmal eine Einebnungsfläche gebildet worden ist. Bei der Stufung zwischen den Einebnungsflächen handele es sich vermutlich um »Vorgänge komplizierterer Art mit mehreren Wiederholungen«. Das leicht bewegliche Material des Untergrundes reagiere sicher rasch auf jede kräftigere Klimaänderung, und die heutigen Erosionsvorgänge bewiesen, wie wenig Zeit im Grunde erforderlich sei, um weiträumige Abtragung zu erzielen. Einen engeren Zusammenhang der »summarisch als Einebnungsstufen lokaler Natur zu bezeichnenden Vorgänge« mit den großen Terrassen des Ems- und Lippegebietes hält SCHNEIDER jedoch für kaum vertretbar. Mit Bezug auf die »Eisstauseevorstellung nebst ihren Hilfshypothesen der Einebnungsstufen« heißt es, daß sie sich in dieser Form nich halten ließen.

Zu der Annahme von MESTWERDT, die Stufe(n) hätte(n) sich vorwiegend im Eem-Interglazial ausgebildet, ist kritisch einzuwenden, daß sie sich nur unter Voraussetzungen rechtfertigen läßt, die im konkreten Fall nicht erfüllt sind. Bei der Beurteilung der Bedingungen für die Bildung der Stufe ist zu bedenken, daß ja auch das Gewässernetz der gegenwärtigen Warmzeit, das sich spätestens seit dem Präboreal entwickelt hat, den Stufenrand im allgemeinen nicht einmal mit seinen Spitzen erreicht hat. (Eine Aus-

nahme stellt nur der Menke-Bach dar, dessen Bildung aber mit der Existenz wasserreicher, zur Senne entwässernder Quellen im Inneren des Teutoburger Waldes zusammenhängt.) Die wichtigsten Gründe für die Beschränkung des gegenwärtigen Gewässernetzes der Oberen Senne, die auch für das Eem-Interglazial gelten, sind die Wasserdurchlässigkeit der Nachschüttsande und, da die Grundmoräne vielfach nur noch in ihren groben Erosionsresten angetroffen wird, das Fehlen eines durchgängig entwickelten wasserstauenden Basishorizontes dieser Sande. Die Quellen der Bäche liegen in der Oberen Senne daher – wie bei Buller-Bach, Furl-Bach und Ems – als Schichtquellen erst in einiger Entfernung vom Gebirge dort, wo eine noch intakte und nicht zu tief gelegene Grundmoräne vorhanden ist, oder sie markieren als Überlaufquellen (Sonderform der Schichtquellen) den Ausbiß des wasserstauenden Coniac-Mergels an der Basis der sog. Vorschüttsande.

Weiterhin ist zu beachten, daß wir im Eem-Interglazial und sogar in den Interstadialen des Jungpleistozäns bei uns mit einer geschlossenen Vegetaionsdecke rechnen müssen (vgl. WOLDSTEDT und DUPHORN 1974; LIEDTKE 1975), so daß die Erosion selbst auf den leichten Senneböden nur relativ unbedeutend gewesen sein kann. Wahrscheinlich hat sie in den letzten 4000 Jahren des Holozäns in der Oberen Senne infolge der Zerstörung der den Boden bindenden Wälder durch die Hudewirtschaft und infolge der Freilegung der Sande durch einen frühen Feldbau sogar größere Ausmaße erreicht als jemals in den Warmzeiten des Pleistozäns. Ohne diese Eingriffe wäre zumindest das Trockental-System in der Senne nicht so stark entwikkelt wie es heute ist. Daher dürfen auch die durch P. SCHNEIDER (1952) im Truppenübungsplatz mit seinen Kahlflächen beobachteten rezenten Erosionsprozesse nicht dem Vergleich mit erdgeschichtlichen Perioden dienen, in denen die Senne von Wäldern oder auch nur einer geschlossenen Zwergstrauch-Tundra bedeckt war.

Auch ist zu bedenken, daß das warmzeitliche Gewässernetz in der Oberen Senne gar nicht zu einer flächenhaften Einebnung, sondern, soweit sie überhaupt von der Erosion des Bachsystems betroffen ist, nur zu einer linearen, den Bächen folgenden Versteilung des Reliefs beizutragen vermag.

3.1.3. Terrassenkörper als Sander, Stufe(n) und Einebnungsfläche(n) als nach-drenthestadiale Kaltzeitbildungen

Schließlich gibt es die Auffassung, daß sich die Stufe(n) oder doch wenigstens die sich an diese abwärts anschließenden Ebenen in einer nach-drenthestadialen Kaltzeit bildeten.

So sind die ursprünglich als Stausee-Terrassen gedeuteten Flächen nach WOLDSTEDT (1955: 174) »offenbar Ausräumungsflächen, die in der Weichsel-Eiszeit gebildet wurden«.

Demgegenüber hat jüngst ARNOLD (1977: 77 f.) – wenn auch nur unter Vorbehalt – die Vermutung geäußert, daß die Einebnungsfläche südlich des Geländeknicks bei Sennestadt aus früheren Sandersedimenten bestehe, die

im Warthe-Stadium umgelagert wurden. Weiter buchteinwärts, bereits im Bereich der feuchten Unteren Senne, schlössen sich an diese Flächen ohne scharfe Grenze die Sandebenen der Niederterrasse der Ems und ihrer Nebenbäche an (ARNOLD 1977: 82, Abb. 18).

Tatsächlich ist ja – auch aufgrund aktuogeologischer Beobachtungen – bekannt, daß humid-periglaziale Klimaperioden eine Nivellierung des Reliefs herbeiführen. An ihr sind ebenso Abtragungsprozesse an den bestehenden Vollformen wie Akkumulation in den die Sedimente aufnehmenden Hohlformen der Landschaft beteiligt. Aus dieser Sicht kann die Obere Senne während aller feuchtkalten Perioden des Pleistozäns nur ein Gebiet bevorzugter Abtragung, die Untere Senne aber der Akkumulation von Sanden gewesen sein.

Der Umfang der Umlagerung war natürlich auch in den Kaltzeiten in besonderem Maße von dem Vorhandensein bzw. Fehlen einer den Boden bindenden Pflanzendecke abhängig. Je geringer die Entfernung des Inlandeises war, umso lückenhafter konnte sich die Vegetation auf dem langfristig gefrorenen Boden ausbilden. Dies könnte in unserem Raum mehr für die Zuordnung der einebnenden Prozesse zum Warthe-Stadium sprechen; aber es besteht – schon wegen der Mächtigkeit und Ausdehnung der Niederterrasse der Ems – kein Zweifel, daß an der Einebnung der Sennesande auch die verschiedenen Kaltzeiten des Weichsel-Glazials, zum Teil nur in Form einer gebundenen, zum Teil aber auch der freien Solifluktion (Hochweichsel), beteiligt waren.

Über der Betonung der nivellierenden Rolle des feuchtkalten Periglazialklimas darf man freilich nicht übersehen, daß Einebnung gerade das Gegenteil der Stufenbildung darstellt, die es zu erklären gilt! Da die Stufe, mit der der gebirgsparallele Terrassenkörper westlich der Dörenschlucht abbricht, fluviatiler (Trockentäler), solifluidaler, äolischer und schließlich auch anthropogener Abtragung unterlag (und noch unterliegt), war sie früher sogar noch deutlicher ausgebildet als heute, so daß sie umso mehr einer eigenen Deutung bedarf. Ebenso wichtig wie die feuchtkalten waren für das Landschaftsbild der Oberen Senne auch die trockenkalten Klimaperioden. Es gibt gute Gründe zu der Annahme, daß die Aufwehung der in der Senne verbreiteten älteren Binnendünen, die umgekehrt zu einer Belebung des Reliefs geführt hat, bereits in die Weichseleiszeit fiel. Auffällig ist, daß diese Dünen auf dem exponierten, gebirgsnahen Terrassenkörper im allgemeinen fehlen. Die dort stellenweise zu beobachtende Anreicherung der Oberfläche mit Geröllen spricht sogar für eine starke äolische Abtragung in diesem Landschaftsstreifen.

3.2. Deutung aufgrund der neueren Beobachtungen

Die Fülle verschiedener Deutungen der Stufe, mit welcher der Terrassenkörper gegen die tiefer gelegenen Teile der Senne abbricht, ist ein Zeichen dafür, daß keine der älteren Erklärungen voll zu überzeugen vermochte.

Tatsächlich erweist sich nicht nur die Lehrmeinung vom glaziären Stausee als unrichtig. Zu sehr widersprechen auch die heutigen Quellverhältnisse in der Senne der Annahme einer warmzeitlichen Bildung der Terrasse. Demgegenüber vermag die Annahme periglazialer Bedinungen nur die Einebnungsflächen unterhalb der Stufe bis einschließlich der Niederterrasse, nicht aber die Bildung der Stufe selbst zu erklären, zumal diese Bedingungen eher geeignet waren, die Konturen einer bereits vorhandenen Stufe zu verwischen.

Eine Ursache für manche Widersprüche oder offen gebliebene Fragen liegt in dem Festhalten an der Deutung aller glazifluviatilen Sande der Senne als Sander, d. h. an der Vorstellung, vom oberen Sennerand habe sich ursprünglich allgemein ein ungestufter Sedimentationskörper senneabwärts bis zur Emstalung erstreckt, in den die Stufe erst später eingeschnitten wurde.

Ein typischer Sander liegt schon insofern nicht vor, als Gefüge und Textur der Ablagerungen am oberen Sennerand, wo man die Sanderwurzel zu sehen hätte, durch Feinkörnigkeit, geringe Schichtneigung und strenge Parallelschichtung von der üblichen Ausbildung eines Sanders auffällig abweichen. Zudem ist zu berücksichtigen, daß sich die erwähnte Stufung nur nordwestlich der Dörenschlucht bis Brackwede, nicht aber im südöstlichen Teil der Senne zwischen Augustdorf und Schlangen einwandfrei beobachten läßt.

Abbildung 6: Sandgrube F. Möller, Augustdorf, Sept. 1977. Parallelschichtige, fast plane Nachschüttsande der Kame-Terrasse. Blick nach NW.



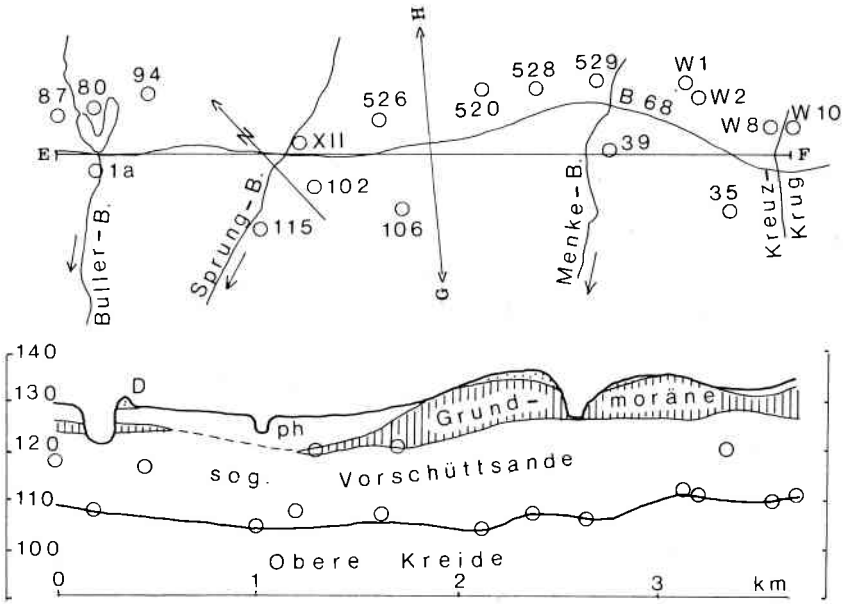


Abbildung 7: Profil (E–F) Sennestadt – Kreuzkrug im Randgebiet des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes. Überhöhung 25fach. Es bedeuten: W 1 . . . W 10 Brunnen des Wasserwerkes IV; weitere Ziffern verweisen auf sonstige Bohrungen der Stadtwerke Bielefeld. D Dünen; ph pleistozäne und holozäne Sande aus umgelagerten Nachschüttungen.

Um die beschriebenen Beobachtungen verständlich zu machen, muß man zunächst von der bekannten Tatsache ausgehen, daß die Westfälische Bucht auf der Höhe des Drenthe-Stadiums mit Inlandeis angefüllt war. Als das Eis abzuschmelzen begann, tauten zuerst die Kämme und Kuppen des Teutoburger Waldes aus, der in dem Abschnitt zwischen der Dörenschlucht und Rheine zeitweilig völlig vom Inlandeis bedeckt war. Durch das Austauen des Gebirges wurde der Rand des aktiven Eises in den Raum nördlich des Sandsteinkammes verlegt, wo er in seinen groben nordischen Erosionsrückständen nachweisbar ist (SERAPHIM 1962 u. a.). Das in der Westfälischen Bucht noch vorhandene Inlandeis wurde im Zuge des Abtauens des Gebirges nach und nach, von SE nach NW fortschreitend, von seinem Nachschub abgeschnitten und fiel tot.

Schmelzwässer des Inlandeises nördlich des Gebirges schütteten in dieser Zeit ihre Sedimente, die aus nordischen Gemengteilen, vor allem aber fein zerriebenem Osningsandstein und Flammenmergel sowie Scherben aus Plänerkalk bestanden, gegen diesen Toteisblock. Der relativ geringe Anteil

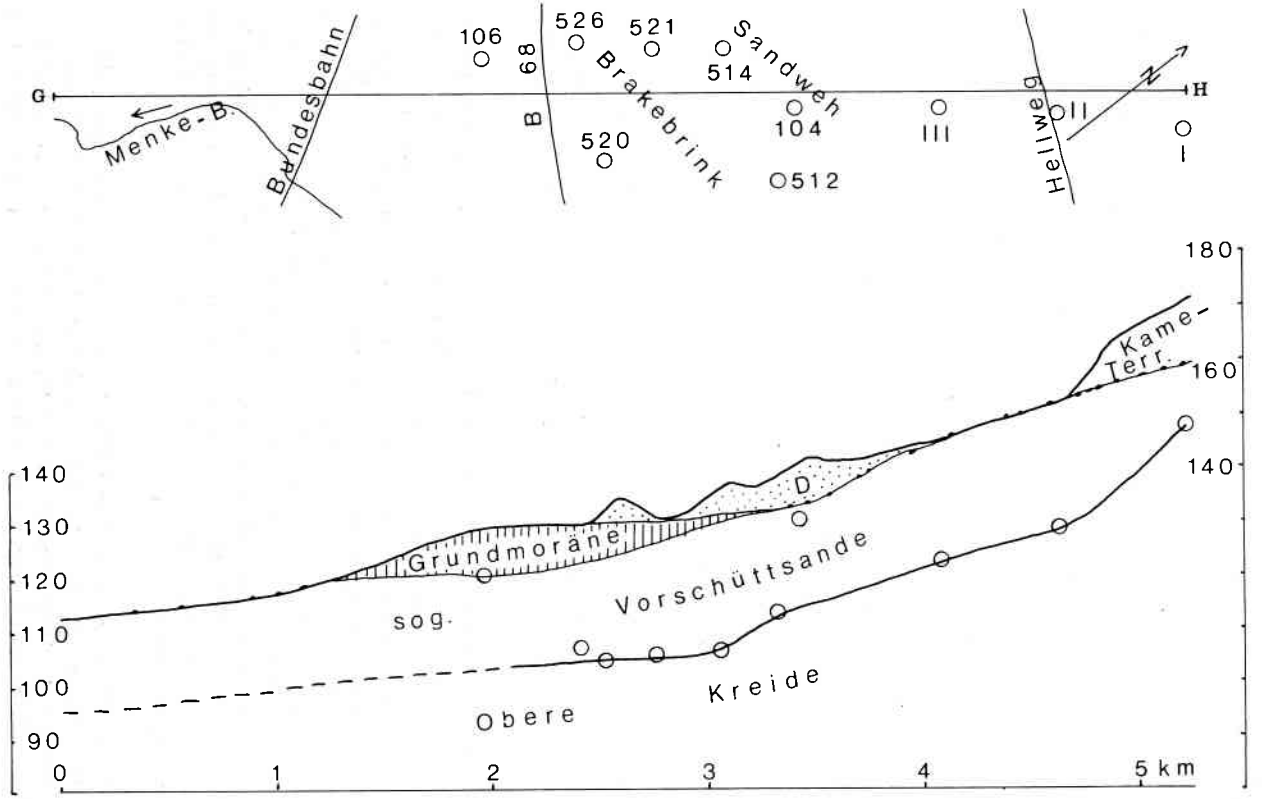


Abbildung 8: Querprofil (G–H) durch die nordwestliche Senne auf der Linie Sende – Sennestadt – Teutoburger Wald. Überhöhung 25fach. D Dünen.

nordischer Bestandteile könnte durch eine Vorklärung des Schmelzwassers vor dem Überschreiten der Sandsteinkette bedingt sein, wie dies auch schon DEPPE und FEZER (1959: 164) angenommen haben. Die gröberen, kaum kantengerundeten Plänerkalkscherben, die sich in dem Terrassenkörper vor den Oberkreidekuppen häufen, dürften dagegen, wie auch DEPPE und FEZER meinen, durch Solifluktion an den besonders warmen Südwesthängen des Gebirges abwärtsgewandert und dabei in die Schmelzwässer und ihre Sedimentfracht gelangt sein.

Aufgrund der Verbreitung und Mächtigkeit sowie der auf den Nordwesten begrenzten Formung der Nachschüttsande als Terrassenkörper darf man schließen, daß das Toteis im südlichen Teil der Oberen Senne schon frühzeitig zerfiel, so daß sich die nachgeschütteten Schmelzwassersedimente flächenhaft ausbreiteten, während es im nordwestlichen Teil noch ein kompaktes Widerlager für die aus den Quertälern des Gebirges südwärts geschütteten Sedimente bildete. Durch die Schüttung gegen das Widerlager des Toteises lassen sich die Feinkörnigkeit, die kaum wahrnehmbare Schichtneigung und die Paralleltextur der Sedimente erklären. Beim weiteren Abtauen des Toteisblockes in der Westfälischen Bucht wurde die einstige Toteiskante durch eine Stufe in den Nachschüttungen markiert, an der die Sedimente fast waagerecht ausstreichen.

Während die flächenhaften Nachschüttungen in der zentralen und südlichen Oberen Senne, folgt man den Ausführungen des Verfassers, auch weiterhin als Sanderbildungen gelten können, ist der im NW der Senne zu beobachtende, gebirgsnahe Terrassenkörper nach der Gesamtheit seiner Merkmale, die auf eine ruhige Ablagerung in enger Beziehung zu einem Toteisblock schließen lassen, eine Kamesbildung. Insofern, als Kames mit Sandern in Entstehung und Ausbildung auch Gemeinsamkeiten aufweisen, so daß LIEDTKE sie als eine »Sonderform der Sanderbildung« bezeichnet hat (1975: 34), entfernt sich der Verfasser mit dieser Deutung nicht sehr weit von der traditionellen Auffassung.

Die Ansicht, der drenthestadiale Terrassenkörper der Oberen Senne stelle eine Kamesbildung dar, wurde vom Verfasser zuerst anläßlich der 149. Wissenschaftlichen Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens in Münster im Juni 1971 vorgetragen und in einem Exkursionsführer, der freilich keine genaueren Angaben zuließ, vorgelegt (SERAPHIM 1971: 4 f.). Zur gleichen Deutung kam, ebenfalls ohne die Möglichkeit zu einer eingehenden Darstellung, auch HESEMANN (1975: 319), der das Phänomen des sog. Senne-Sanders wie folgt kennzeichnete: »Die auffallendste Erscheinung ist . . . die Schüttung gegen ein heute nicht mehr vorhandenes Widerlager im Münsterland, so daß mit dem Schichtenausstrich in der Luft eine Abgrenzung gegen die damalige Toteismauer im Münsterland angezeigt wird . . .«

Bei einer näheren typologischen Zuordnung erweist sich der Sedimentationskörper oberhalb der Stufe als spezieller Fall einer Kame-Terrasse. Für

Kame-Terrassen ist kennzeichnend, daß sie sich auf »Stagnierendem Eis oder angrenzend an dieses am Rand gegen ein höheres, bereits eisfreies Gelände« bilden. »Das eine Ufer des Kames wurde dabei von dem eisfreien Gebiet gebildet, das andere vom Stagnierenden Eis« (LIEDTKE 1975: 35).

Die Kame-Terrasse der Oberen Senne stellt insofern einen Spezialfall dar, als der Terrassenkörper nicht gegen den eisfreien Südhang des Teutoburger Waldes, sondern durch die Pässe des Gebirges von Norden gegen den Rand des Toteises in der Westfälischen Bucht geschüttet wurde. Hierauf ist auch das horizontale Ausstreichen der Schichten zurückzuführen. Da der Rand von Kames häufig von pseudotektonischen Störungen durchsetzt ist (Gewölbetextur u. a.), diese bei der Kame-Terrasse der Senne aber bisher nicht festgestellt wurden, darf man annehmen, daß sich die Sande und Kiese im allgmeinen nicht auf, sondern gegen das Toteis legten, das eine gelappte, hohe, steile und scharf begrenzte Kante bildete.

Die recht gute Erhaltung der Steilstufe am unteren Rand des Terrassenkörpers seit dem Drenthe-Stadium mag überraschen, ist aber kein Einzelfall. Sie ist damit begründet, daß der Terrassenkörper annähernd frei von Sedimenten der Schluff- und Tonfraktion ist, so daß er für periglazial-solifluidale Vorgänge, wie sie sich im Warthe-Stadium und im Weichsel-Glazial abspielten, relativ unanfällig war.

Schriftenverzeichnis

ARNOLD, H. (1977): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen, 1 : 100 000, Blatt C 4314 Gütersloh. – 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrhein-Westfalen).

BÄRTLING, R. (1920): Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. Dtsch. Geol. Ges., 72, Jg. 1920, M.-Ber.: 3–23, 2 Fig., 1 Karte; Berlin.

DEPPE, A., & FEZER, F. (1959): Jahreswarven im Sennesander? – Eiszeitalter und Gegenwart, 10: 161–164, 4 Abb.; Öhringen (Rau).

DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland usw. s. WOLDSTEDT & DUPHORN (1974).

FEZER, F. (1959): Jahreswarven usw. s. DEPPE & FEZER (1959).

HARBORT, E., KEILHACK, K., & STOLLER, J. (1917): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Lieferung 197, Blatt Lage. – 58 S., 2 Abb.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. L.-A.).

HARBORT, E., & KEILHACK, E. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1 : 25 000, Lieferung 197, Blatt Senne. – 28 S., 1 Abb.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. L.-A.).

HEDERER, Th. (1977): Trinkwasser aus Tiefem Karst der Paderborner Hochfläche. – 72 S., 10 Abb., 10 Tab.; Paderborn (Schöningh).

HESEMANN, J. (1971): Über einen eiszeitlichen Sand- und Kieszug im Teutoburger Wald bei Halle (Westfalen). – Ber. Nat. Ver. Bielefeld u. Umgeg., 20: 61–65, 4 Abb.; Bielefeld (Selbstverlag Nat. Ver.).

HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. – Bochumer Geogr. Arbeiten, Sonderreihe Band 2, 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh).

KEILHACK, K. (1917): Erläuterungen Bl. Lage s. HARBORT, KEILHACK & STOLLER (1917).

KEILHACK, K. (1918): Erläuterungen Bl. Senne s. HARBORT & KEILHACK (1918).

KOCH, M., & MICHEL, G. (1972): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte des Kreises Paderborn und der angrenzenden Gebiete, 1 : 50 000 (1971). – 84 S., 15 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-A. Nordrhein-Westfalen).

LANDWEHR, F. (1909): Die Gliederung des Diluviums und Alluviums in der Gegend von Bielefeld. – Ber. Nat. Ver. Bielefeld u. Umgeg., 1, 142–144; Bielefeld (Selbstverlag des Nat. Ver.).

LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. z. dtsch. Landeskd., 204, 160 S., 37 Abb., 13 Tab., 1 Karte; Bonn-Bad Godesberg (Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung).

LOTZE, F. (1951): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens, V. Zur Stratigraphie des Senne-Diluviums. – N. Jb. Geol. Pal., 1951: 97–102, 1 Abb.; Stuttgart.

MAASJOST, L. (1933): Landschaftscharakter und Landschaftsgliederung der Senne. – Diss. Phil. u. Naturwiss. Fakultät d. Univers. Münster, 68 S., 21 Abb., 3 Karten; Emsdetten (Lechte).

MESTWERDT, A. (1926 a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1 : 25 000, Lieferung 256, Blatt 2219 Brackwede. – 45 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-A.).

MESTWERDT, A. (1926 b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, 1 : 25 000, Lieferung 256, Blatt 2148 Halle i. W. – 41 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-A.).

MICHEL, G. (1972): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte usw. s. KOCH & MICHEL (1972).

SCHNEIDER, E. (1960): Geohydrologisches Gutachten usw. s. SCHNEIDER & SCHNEIDER (1960).

SCHNEIDER, H., & SCHNEIDER, E. (1960): Geohydrologisches Gutachten über die

Möglichkeit einer Wassergewinnung zwischen den bestehenden Wasserwerken I und IV der Stadt Bielefeld. – Ungedr. Manuskript (Stadtwerke Bielefeld).
SCHNEIDER, P. (1952): Natur und Besiedlung der Senne. – Spieker, Landeskdl. Beitr. u. Ber., 3: 5–42, 5 Abb.; Münster (Selbstverlag d. Geogr. Kommission im Provinzialinst. f. westfäl. Landes- u. Volkskunde).
SERAPHIM, E. Th. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. Zwischenbericht. – Spieker, Landeskdl. Beitr. u. Ber., 12: 45–80, 1 Tab., 1 Karte; Münster (Selbstverlag d. Geogr. Kommission im Provinzialinst. f. westfäl. Landes- u. Volkskunde).
SERAPHIM, E. Th. (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter und Gegenwart, 17: 125–130, 1 Abb.; Öhringen (Rau).
SERAPHIM, E. Th. (1971): Führer zur Exkursion »Teutoburger Wald und Senne« der 149. Wissenschaftlichen Tagung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens im Juni 1971 in Münster/Westf. – Maschinenschriftl. Manuskript, 7 S., 4 Skizzen; Paderborn.
SERAPHIM, E. Th. (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., Reihe A, 3, 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover (Bundesanstalt f. Bodenforschung u. Geol. Landesämter der Bundesrep. Deutschland).
SERAPHIM, E. Th. (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker Naturwiss. Mitt., 2: 41–87, 10 Abb., 2 Tab.; Osnabrück (Naturwiss. Museum).
SERAPHIM, E. Th. (1977): Die Senne – Begriff und räumliche Abgrenzung im Rahmen der Landschaftsplanung und -entwicklung. – Spieker, Landeskdl. Beitr. u. Ber., 25, Band I: Beiträge zur speziellen Landesforschung: 123–135, 1 Abb.; Münster (Selbstverlag d. Geogr. Kommission für Westfalen).
STOLLER, J. (1917): Erläuterungen Bl. Lage s. HARBORT, KEILHACK & STOLLER (1917).
WEGNER, Th. (1927): Geologie der Münsterschen Ebene. – In: Westfalenland. Eine Landes- und Volkskunde Westfalens, Bd. IV: Beiträge zur Westfälischen Heimatkunde: 1–44, 21 Abb., 3 Taf.; Paderborn (Schöningh).
WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 1. Aufl., 467 S.; Stuttgart (Koehler).
WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 2., neu bearb. Aufl., 467 S., 97 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Koehler).
WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 3. Aufl., völlig neu bearb. u. herausgeg. von K. DUPHORN, 500 S., 90 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Koehler).

Anschrift des Verfassers:
Dr. Ernst Th. Seraphim, Schäferweg 30, D-4790 Paderborn

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte des Naturwissenschaftlichen Verein für Bielefeld und Umgegend

Jahr/Year: 1979

Band/Volume: 24

Autor(en)/Author(s): Seraphim Ernst Theodor

Artikel/Article: Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse - Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser- Sedimente der Oberen Senne 319-344