

WESTFÄLISCHE GEOGRAPHISCHE STUDIEN

Herausgegeben von der Geographischen Kommission für Westfalen
durch Wilhelm Müller-Wille und Elisabeth Bertelsmeier

36

**Quartärgeologie
Vorgeschichte und Verkehrswasserbau
in Westfalen**

Vorträge und Exkursionen der 46. Tagung
der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen
in Münster vom 5. bis 8. Juni 1979

1980

Im Selbstverlag der Geographischen Kommission für Westfalen, Münster



**Schriftenreihe der Geographischen Kommission
im Provinzialinstitut für Westfälische Landes- und Volksforschung
Landschaftsverband Westfalen-Lippe**

WESTFÄLISCHE GEOGRAPHISCHE STUDIEN
Herausgegeben von der Geographischen Kommission für Westfalen
durch Wilhelm Müller-Wille und Elisabeth Bertelsmeier

36

**Quartärgeologie
Vorgeschichte und Verkehrswasserbau
in Westfalen**

Vorträge und Exkursionen der 46. Tagung
der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen
in Münster vom 5. bis 8. Juni 1979

1980

Im Selbstverlag der Geographischen Kommission für Westfalen, Münster

Anschriften der Autoren

Dr. G. von der Brèlie, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Dr. H.-D. Dahm, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Ing. (grad.) R. Eggeismann, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Bodentechnolog. Inst. Bremen, Friedrich-Mißler-Str. 46-50, 28 Bremen. – W. Finke M. A., Westf. Landesmuseum f. Vor- u. Frühgeschichte, Rothenburg 30, 44 Münster. – Dipl.-Ing. R. Frùke, Wasser- u. Schiffahrtsdirektion Mitte, Am Waterlooplatz 5, 3 Hannover. – Prof. Dr. W. Hartung, Weidamm 4, 29 Oldenburg. – A. Heinrich, Museum f. Ur- u. Ortsgeschichte, Im Stadtgarten 20, 4250 Bottrop. – Dr. H.-Chr. Höfle, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, 3 Hannover 51. – Dr. F. Hohenschwert, Lipp. Landesmuseum, Ameide 4, 4930 Detmold. – Dr. Ph. Hömberg, Westf. Landesmuseum f. Vor- und Frühgeschichte, Rothenburg 30, 44 Münster. – Dipl.-Ing. G. W. Keil, Wasser- u. Schiffahrtsamt Duisburg-Meiderich, Emmericher Str. 201, 41 Duisburg 12. – Dr. J.-S. Kühlbörn, Westf. Landesmuseum f. Vor- u. Frühgeschichte, Rothenburg 30, 44 Münster. – Dr. R. Lüders, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, 3 Hannover 51. – Dr. H.-M. Müller, Inst. f. Geographie d. Univ. Münster, Robert-Koch-Str. 26, 44 Münster. – Dr. H.-W. Rehagen, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Prof. Dr. R. Schüttrumpf, Inst. f. Ur- u. Frühgeschichte d. Univ. Köln, Weyertal 125, 5 Köln-Lindenthal. – Dr. J. Schwär, Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung, Bodentechnolog. Inst. Bremen, Friedrich-Mißler-Str. 46-50, 28 Bremen. – Dr. E. Th. Seraphim, Schäferweg 30, 4790 Paderborn. – Dr. Kl. Skupin, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Dipl.-Ing. H. Sommer, Neubauamt Datteln der Wasser- u. Schiffahrtsdir. West, Elisabethstr. 1, 4354 Datteln. – Dr. Eckhard Speetzen, Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Münster, Gievenbeker Weg 61, 44 Münster. – Dipl.-Ing. W. Strähler, Wasser- u. Schiffahrtsdirektion West, Cheruskerring 11, 44 Münster. – Dipl.-Ing. Th. Thielmann, Wasser- u. Schiffahrtsdirektion West, Cheruskerring 11, 44 Münster. – Dr. A. Thiermann, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Dr. K. N. Thome, Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greiff-Str. 195, 4150 Krefeld. – Mus.dir. Dr. B. Trier, Westf. Landesmuseum f. Vor- u. Frühgeschichte, Rothenburg 30, 44 Münster.

Inhalt

Vorwort	1
<i>W. Hartung</i> : Von Anfang und Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen	3

A. Vorträge

Quartärgeologie

<i>E. Th. Seraphim</i> : Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes	11
<i>K. N. Thome</i> : Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit	21
<i>H.-Ch. Höfle</i> : Glazialgeologische Untersuchungen im Transantarktischen Gebirge (Ost-Antarktis)	41
<i>Kl. Skupin</i> : Die Sanderablagerungen der südlichen Senne bei Paderborn	53
<i>H.-W. Rehagen</i> : Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem Pleistozän in Ostwestfalen-Lippe	57
<i>R. Schütrumpf</i> : Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold)	65
<i>J. Schwaar</i> : Vegetations- und siedlungsgeschichtliche Untersuchungen im Belmer Bruch bei Osnabrück	71
<i>R. Eggelsmann</i> : Hydrologie des Naturschutzgebietes Gildehauser Venn (Krs. Grafschaft Bentheim)	85
<i>R. Lüders</i> : Von den Anregungen und Plänen Justus Möser's bis zur Durchführung der modernen bodenkundlichen Aufnahme des Osnabrücker Landes	93
<i>A. Thiermann</i> : Zur Geologie der Erdfälle des Heiligen Meeres bei Hopsten im Tecklenburger Land	98

Vorgeschichte

<i>B. Trier</i> : Archäologische Bodendenkmalpflege in Westfalen	99
<i>J.-S. Kühlborn</i> : Die Lippe als Aufmarschlinie der Römer	107
<i>A. Heinrich</i> : Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop	113

Verkehrswasserbau

<i>W. Strähler:</i> Der Ausbau des westdeutschen Kanalnetzes	117
<i>Th. Thielemann:</i> Die Wasserbewirtschaftung des westdeutschen Kanalnetzes ..	129
<i>G.-W. Keil:</i> Baumaßnahmen zur Verhinderung und Beseitigung von Bergschäden an Schifffahrtskanälen	139
<i>H. Sommer:</i> Gründungsfragen bei den Schleusenbauten des Rhein-Herne-Kanals	147
<i>R. Früke:</i> Probleme beim Ausbau des Mittellandkanals in Hörstel und Kalkriese-Sicherung des Kanalbauwerkes gegen Subrosion	155

B. Exkursionen

A1 Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster	161
B1 Ausbau des Rhein-Herne-Kanals	177
B2 Quartär im östlichen Münsterland und in Südost-Westfalen	183

Vorwort

Vom 5. bis 8. Juni 1979 fand in Münster die 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen statt, die unter dem Hauptthema „Quartärgeologie, Vorgeschichte und Verkehrswasserbau in Westfalen“ stand. In diesem Heft der Reihe „Westfälische Geographische Studien“ sind die erweiterten Fassungen von Vorträgen und die Erläuterungen zu den Exkursionen dieser Tagung enthalten.

Schon 1937 wurden Beiträge zu einer Tagung der Nordwestdeutschen Geologen in Juist in einem Sonderheft veröffentlicht (Abh. Naturhist. Ver. Bremen, Bd. 30, H. 1/2, Bremen 1937). Mittlerweile besteht die Arbeitsgemeinschaft seit 52 Jahren, und es erscheint deshalb angebracht, im Rahmen dieser Veröffentlichung über die bisherige Entwicklung eine Bilanz zu ziehen. Aus diesem Grund sind dem vorliegenden Heft ein Beitrag von W. Hartung: „Von Anfang und Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen“ und eine tabellarische Aufstellung der bisherigen Tagungsorte vorangestellt.

Seit der Gründungstagung in Vechta im Jahre 1927 trat die Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen, abgesehen von einer Unterbrechung während der Jahre 1940–1946, jährlich zusammen. Aber erst nach 45 Tagungen und nach 52 Jahren ihres Bestehens fand im Juni 1979 mit der 46. Tagung in Münster erstmalig eine Zusammenkunft der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen auf westfälischem Boden statt.

Aus diesem Grund sollte diese Tagung eine doppelte Aufgabe erfüllen und neben dem allgemeinen Erfahrungsaustausch und der Mitteilung neuer Forschungsergebnisse zugleich einen grundlegenden Einblick in die westfälische Landschaft und ihren Werdegang im Quartär vermitteln.

Der Eröffnungsvortrag dieser Tagung (F. Mühlen, Münster: Nordwestdeutsche Wasserstraßen als Technische Kulturdenkmale) stand in engerer Beziehung zum Verkehrswasserbau und behandelte die frühen Bemühungen zur Schiffbarmachung der Ems, Lippe und Ruhr und das neue, zu Beginn dieses Jahrhunderts geschaffene Kanalnetz. Anhand von Lichtbildern wurden zahlreiche, heute schon nicht mehr vorhandene „Denkmale“ der Technikgeschichte dieser Wasserstraßen (erste Kanalbauten, alte Schleusen und Hebewerke, Kanalüberführungen) vorgeführt. Während der eigentlichen Vortragssitzungen wurden 21 Fachvorträge aus den Bereichen Geologie (12 Vorträge), Vor- und Frühgeschichte (4 Vorträge) und Verkehrswasserbau (5 Vorträge) gehalten. Die überwiegende Zahl dieser Vorträge bezog sich eng auf das Rahmenthema; sie befaßten sich mit den geologischen Vorgängen im Quartär, mit der vor- und frühgeschichtlichen Besiedlung und den Problemen moderner Bodendenkmalpflege und mit den frühen und modernen Verkehrswasserbauten Westfalens mit ihren technischen und wasserwirtschaftlichen Aspekten.

Auf drei anschließenden Exkursionen wurden quartärgeologische Aufschlüsse und vor- und frühgeschichtliche Fundplätze des westfälischen Raumes aufgesucht und Ausbauvorhaben des Rhein–Herne-Kanals besichtigt. Die Exkursionen standen in enger Beziehung zu den Fachvorträgen und wurden zum Teil durch diese vorbereitet.

Die drei Fachgebiete Geologie, Vor- und Frühgeschichte und Verkehrswasserbau waren auf der Tagung mit eigenständigen Beiträgen vertreten. Die Geologie, die sowohl Berührungspunkte mit der Vorgeschichte als auch mit dem Wasserbau hat, stellt das Bindeglied dieser drei Fachrichtungen dar. So kann die Geologie der Vorgeschichte Hinweise über Ausbildung und natürliche Veränderungen von Bodenprofilen im Ablauf der Zeit geben, während die Vorgeschichte wiederum der Geologie als Gegenleistung recht genaue Zeiteinstufungen jüngster Ablagerungen liefert. Zum Wasserbau ergeben sich direkte Verbindungen durch geologische Vorarbeiten und detaillierte geologische Boden- und Baugrundgutachten zu Baumaßnahmen des Wasserbaus und des Küstenschutzes, wobei auch die allgemeineren Ergebnisse der geologischen Küsten- und Meeresforschung (z. B. über Sedimentverteilung und -transport im Küstenraum) dem Küstenwasserbau zugute kommen oder sogar im Zusammenwirken mit diesem erarbeitet werden. Andererseits liefert aber auch der Wasserbau bei seinen zum Teil mit beträchtlichen Bodenbewegungen und Aushüben verbundenen Baumaßnahmen künstliche Aufschlüsse größerer Dimensionen, die den Geologen gute Einblicksmöglichkeiten in den tieferen Untergrund bieten und die Kontrolle der Voraussagen und weitere, eingehendere Untersuchungen ermöglichen.

Zwischen Wasserbau und Vorgeschichte bestehen zunächst keine unmittelbaren Beziehungen, aber gerade bei größeren Wasserbaumaßnahmen werden häufig vorgeschichtliche Fundplätze freigelegt oder Fundstücke zutage gefördert, die dann in kürzester Zeit von den Prähistorikern untersucht und geborgen werden müssen. Diese Arbeiten können nur mit der wohlwollenden Unterstützung und dem Verständnis der Wasserbaubehörden erfolversprechend durchgeführt werden. Auf dieser Ebene hat sich im allgemeinen im nordwestdeutschen Raum und auch in Westfalen ein gutes Einvernehmen zwischen Wasserbau und Vor- und Frühgeschichte herausgebildet. Von seiten des Wasserbaus besteht darüber hinaus ein deutliches Interesse an Information über die wissenschaftliche Auswertung bzw. Deutung und den Verbleib der Funde. Ein in dieser Hinsicht bemerkenswertes Beispiel für die Zusammenarbeit der drei Fachgebiete bot die Schiffs-Exkursion B1. Auf dieser Exkursion wurden neben dem hauptsächlichlichen Thema, dem Ausbau des Rhein-Herne-Kanals, auch geologische Untersuchungsergebnisse und deren Berücksichtigung bei der Bauausführung und schließlich die im Museum für Ur- und Ortsgeschichte in Bottrop ausgestellten und bearbeiteten Funde aus den Kanalbaustellen erläutert und besichtigt. Darüber hinaus ergaben sich während der Tagung weitere Beispiele für die zum Teil recht engen Beziehungen und die gute Zusammenarbeit zwischen Geologie, Vorgeschichte und Verkehrswasserbau, insbesondere bei der Planung und Durchführung von Ausbau- und Sanierungsmaßnahmen an den künstlichen Wasserstraßen Westfalens.

Die Tagung in Münster konnte wegen der weitgespannten Thematik nur aufgrund einer guten, reibungslosen und freiwilligen Zusammenarbeit vieler Personen durchgeführt werden. An der Organisation und wissenschaftlichen Gestaltung waren Mitarbeiter des Westfälischen Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte, der Wasser- und Schifffahrtsdirektion West, des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen und des Geologischen Instituts der Universität Münster maßgeblich beteiligt. Darüber hinaus setzten sich auch noch Angehörige anderer Institutionen und quartärforschende Privatpersonen mit Vorträgen und Exkursionsbeiträgen für diese Tagung ein und trugen wesentlich zu ihrem Gelingen bei. Sämtlichen Beteiligten sei an dieser Stelle nochmals der Dank für ihre Mitarbeit ausgesprochen. Neben diesem Personenkreis, der an der Tagungsgestaltung aktiv mitwirkte, gebührt auch dem Landschaftsverband Westfalen-Lippe besonderer Dank für die kostenfreie Überlassung der Tagungsräume im Westfälischen Landesmuseum für Kunst und Kulturgeschichte und vor allem auch der Geographischen Kommission des Landschaftsverbandes, die die Herausgabe dieses Sonderheftes ermöglichte.

Münster, August 1979

Eckhard S p e e t z e n

Von Anfang und Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen

Von Wolfgang Hartung, Oldenburg

Mit dem Tagungsort Münster 1979 ist eine neue Ausweitung des Blickfeldes der Arbeitsgemeinschaft auf die quartärgeologischen, wasserbaulichen und prähistorischen Probleme des westfälischen Raumes vor sich gegangen. Es war der Anlaß, über Anfang und Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen zu sprechen, zumal sich ergibt, daß vor 54 Jahren, nämlich 1925, gerade in Münster bei der damaligen Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft die erste Vorbereitung für das Entstehen der Arbeitsgemeinschaft geschehen ist.

Die Arbeitsgemeinschaft hat ihren Anfang genommen im bremisch-oldenburgisch-ostfriesischen Küstenraum, den wir jetzt kurz als Weser-Ems-Raum bezeichnen. Anfang und Entwicklung sind verknüpft mit der Auswirkung von Persönlichkeiten, die sich der geologischen Wissenschaft gar nicht hauptberuflich hingaben, sondern allein aus Liebe zur Sache und zu ihrem heimatlichen Raum es durch Begabung, vorzügliche Beobachtung und beharrlichen Einsatz ihrer Kräfte zu wesentlichen, von der Fachwelt anerkannten Leistungen gebracht haben. Es ist bemerkenswert, daß aus diesem Weser-Ems-Raum allein sechs Ehrendoktoren hervorgegangen sind, die sich den Fachgebieten der Arbeitsgemeinschaft verschrieben hatten und mit ihrer Entwicklung entscheidend verknüpft sind. Alle gehören sie einer Generation in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts an, die in den Jahren nach dem ersten Weltkrieg besonders wirksam wurde.

Zunächst ist das der oldenburgische Schulrektor Dr. h. c. Heinrich Schütte, der in der Sorge um seine Küstenheimat wegen der immer höher auflaufenden Fluten das Problem der „neuzeitlichen Küstensenkung“ aufwarf, es durch Wurtenforschung unterbaute, mit unzähligen Handbohrungen das Küstenholozän ergründete und mit der Vorstellung seiner „Senkungstreppe“ zu einer ersten Gliederung der Marschenschichten kam. – Weiter ist das der ostfriesische Konrektor Dr. h. c. Dodo Wildvang, der es sich zum Ziel setzte, durch geologisch-agronomische Kartierung der bäuerlichen Landwirtschaft seiner Heimat zu helfen. Frühzeitig kam er mit der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Verbindung und hat als deren freiwilliger Mitarbeiter 26 Meßtischblätter des Gebietes bearbeitet, dazu 56 Blätter für den Atlas der nutzbaren Lagerstätten des Wirtschaftsgebietes Niedersachsen. – Der Lehrer Dr. h. c. Christoph Brockmann in Bremerhaven-Wesermünde widmete sich der Diatomeenforschung, Dr. h. c. Otto Leege, der Lehrer auf Juist, lenkte die Aufmerksamkeit auf die ostfriesischen Inseln. Die beiden weiteren Ehrendoktoren gehören dem Wasserbau an: Hafenbaudirektor Dr. h. c. Wilhelm Krüger in Wilhelmshaven und Strombaudirektor Dr. h. c. Ludwig Plate in Bremen. Sie erkannten die Bedeutung der geologischen Forschung für den Wasserbau, sie stellten in der Arbeitsgemeinschaft die Verbindung von der Geologie zum Wasserbau her und sind aus der Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft nach ihrer Gründung nicht wegzudenken.

Der eigentliche Anstoß, Gründung und Beginn der Tagungen sind das Verdienst eines Mannes, der neben voll ausfüllender Tätigkeit an der höheren Schule sich aus Liebe und Begeisterung für die Geologie von Bremen aus der Erforschung der Quartärablagerungen im nordwestdeutschen Küstenraum widmete: Studiendirektor Dr. Ferdinand Dewers. Neben vielen Einzelarbeiten ist als eine große Leistung dieser nebenberuflichen Tätigkeit aus seiner Feder die Darstellung des Diluviums und Alluviums im Band 3 (Känozoikum) der Geologie von Niedersachsen als eine damals grundlegende Zusammenfassung hervorgegangen. Er ist der Gründer der Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen.

Das nordwestdeutsche Flachland mit seinen eintönig erscheinenden Quartärablagerungen war damals noch ein Stiefkind der Fachgeologie. Zwar hatte 1873 der Minister für öffentliche Arbeiten in Preußen verordnet, daß das Flachland in derselben Weise geologisch bearbeitet werden solle wie das Gebirgsland, und die Quartärgeologie hatte mit dem Durchbruch der Theorie der Inlandvereisung nach dem denkwürdigen Besuch Otto Torells an den Gletscherschliffen der Muschelkalkklippe von Rüdersdorf bei Berlin entscheidenden Anstoß bekommen, und führende Forscher wie Keilhack, Wahnschaffe, Behrendt waren darin tätig; aber doch war es nur allzu verständlich, daß sich das Interesse der Quartärgeologie unter den neu gewonnenen Aspekten vor allem den Jungmoränengebieten im Nordwesten, also dem östlichen Schleswig-Holstein und Mecklenburg, dann auch vor allem Ostpreußen zuwandte. Die Altmoränengebiete mit ihrer mehr ausgeglichenen Morphologie und den vielfach versandeten Böden ließen nicht viel erhoffen. Urstromtäler und Endmoränen standen im Vordergrund.

Von seiten der Fachgeologie waren im Weser-Ems-Raum nur von Friedrich Schucht wesentliche Arbeiten hervorgegangen, so mit seiner Dissertation 1903 „Zur Geologie der Wesermarschen“ eine erste Untersuchung der Marschenablagerungen, und aus seiner Hand das einzige geologisch kartierte Meßtischblatt Oldenburgs, das Blatt Jever. Es beruhte das auf seiner Tätigkeit bei der damaligen Kontroll- und Versuchstation der oldenburgischen Landwirtschaftsgesellschaft, die beschloß, eine geologisch-agronomische Bodenaufnahme durchzuführen. Schucht ging 1900 von Oldenburg nach Berlin, wo er zum Ordinarius für Geologie und Bodenkunde an der Landwirtschaftlichen Hochschule aufstieg. Mit wichtigen Arbeiten wie „Geologische Beobachtungen im Hümmling“ (1906), über den Lauenburger Ton als leitenden Horizont (1908) und „Zur Frage der Urstromverbindung zwischen Unterweser und Unterems“ (1912) sowie zur Frage der säkularen Senkung der Nordseeküste (1910), über die Harle-Bucht (1911) und die Entstehung der Ostfriesischen Inseln (1911) blieb er zunächst zwar dem Gebiet noch treu, doch ging das über den Weltkriegsbeginn nicht hinaus. Im Emsland hatte der Landesgeologe Otto Tietze mit seinen Arbeiten vom Artland ausgehend auch auf das südliche Oldenburg übergegriffen (geologisch-agronomische Karte der Umgebung von Quakenbrück 1913), aber auch das fand mit dem Beginn des ersten Weltkrieges ein Ende, durch den für die Arbeiten der Preußischen Geologischen Landesanstalt ganz andere Gebiete in den Vordergrund gebracht wurden.

So sah sich Dr. Ferdinand Dewers in Bremen allein, als er nach dem Weltkriegsende neben seiner beruflichen Tätigkeit im höheren Schuldienst die wissenschaftlich-geologische Erforschung seines nordwestdeutschen Heimatgebietes zu seinem Hauptanliegen machte. Er trat in den Naturwissenschaftlichen Verein Bremen ein und widmete ihm wesentliche Kräfte; er gründete eine biologische Arbeitsgemeinschaft zusammen mit dem Kustos für Botanik am Überseemuseum, Dr. Fahrenholtz, und schloß die zunächst selbständige Physikalische Gesellschaft an den Verein an, aber einen Geologen fand er nicht.

Allein auf sich selbst gestellt, erkannte er mit klarem Blick die „wesentlichen Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie“ (s. Dewers 1934), und seine weiten, mit dem Fahrrad durchgeführten Geländestudien gaben ihm den Ein-

blick in Zusammenhänge und die Fülle der Probleme, die im Altmoränengebiet und seinen periglazialen Veränderungen lagen. Als stets kritischer und zusammenfassender Kopf erkannte er, daß diese Probleme nur in Diskussion mit der hauptamtlichen Fachgeologie weiterzubringen waren, daß er in völliger Isolierung, in der er sich in Bremen als einziger Geologe befand, keine gedeihliche Arbeit leisten konnte.

So entstand bei ihm der Gedanke, eine Arbeitsgemeinschaft in Nordwestdeutschland arbeitender Geologen zusammenzubringen, und zielsicher ging er daran, die Fachgeologen auf den Nordwestraum aufmerksam zu machen und zur Mitwirkung zu gewinnen. Dazu ergab sich 1925 in Münster auf der damaligen Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft die Gelegenheit, bei der er eine Anzahl Geologen der Preußischen Geologischen Landesanstalt kennenlernte.

Bei seinen Feldarbeiten in den Dammer Bergen war Dewers mit dem in Vechta wohnenden Dominikanerpater Reginald Weingärtner bekannt geworden, der sich ebenso nebenberuflich und aus Liebe zur Sache dem Studium der südoldenburgischen Tonvorkommen und ihrer Einordnung in die Tertiär-Stratigraphie zugewandt hatte. Ihn gewann er für seine Idee und dazu den mit Weingärtner befreundeten damaligen Privatdozenten in Göttingen, Dr. Roland Brinkmann.

So waren Dewers, Weingärtner und Brinkmann die Einladenden zur ersten Tagung in Vechta am 25. und 26. Juni 1927. Jeder der drei Einladenden hielt einen Vortrag, die Exkursion führte in die Dammer Berge. Etwa 18 Teilnehmer waren vereint, sechs Teilnehmer aus der Preußischen Geologischen Landesanstalt, darunter Paul Woldstedt, Wilhelm Dienemann, W. Haack und O. Grupe. Der Gedanke einer Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen fand allgemeine Zustimmung. In jedem Jahr in den Tagen nach Pfingsten sollte eine Tagung mit Vorträgen und Exkursionen an wechselnden Orten Nordwestdeutschlands einschließlich Schleswig-Holsteins durchgeführt werden. So wurde die Tagung in Vechta 1927 zur Gründungstagung.

Für die zweite Tagung 1928 ergriff der Hafenbaudirektor Wilhelmshavens, Wilhelm Krüger, die Initiative. Wilhelm Krüger hatte bei seiner Lebensaufgabe, dem Fahrwasser der Jade Beständigkeit und Tiefe zu geben, die Notwendigkeit intensiver küstengeologischer Forschung erkannt; außerdem war ihm gewiß, welche ungeheure Bedeutung jegliche Veränderung im Verhältnis Meerespiegel/Festland hatte. Ebenso erkannt hatte er die Forscherpersönlichkeit des oldenburgischen Schullektors Heinrich Schütte und ihn mit gutachtlichen Aufträgen instandgesetzt, großzügige Untersuchungen über den Aufbau des Marschenholozäns im Jade-Weser-Gebiet durchzuführen. Sein Anliegen war es, die Ergebnisse Schüttes der Fachwelt zu präsentieren. Sie betrafen die Feststellung einer „neuzeitlichen Küstensenkung“ um einen für den Küstenschutz höchst relevanten Betrag als Folge – wie man damals meinte – abwärtiger Krustenbewegungen an der Nordsee. Die Tatsache, vor allem Senkungsmaß und Ursache waren umstritten; aber doch war das Problem ein Alarmruf für Wasserbau und Küstenschutz. Wilhelm Dienemann gebührt das Verdienst, die Beachtung der Schütte'schen Ergebnisse bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgesetzt zu haben. Es kommt zur Arbeit von Dienemann & Scharf 1931, zur geologischen Kartierung des Meßtischblattes Eckwarden und zur Nachprüfung der Senkungsfrage durch das „Nordseeküsten-Nivellement“ 1928 – 1931. Wenn wir auch heute die sog. „Küstensenkung“ als Wirkung postglazialen eustatischen Meeresspiegelanstiegs erkennen, so war Schütte mit seiner „Senkungstreppe“ doch der erste, der es herausstellte, daß diese „Senkung“ (= Meeresspiegelanstieg) im Zeitablauf nicht gleichbleibend war, und der durch die Beachtung eingelagerter Torfe und Humusböden bereits zu einer Marschenstratigraphie und Zeitgliederung kam (s. Hartung 1964).

So hat die zweite Tagung in Wilhelmshaven 1928 bereits große Bedeutung. Wir können sie als den Ausgangspunkt einer wesentlichen neuen Belebung der deutschen Küstenforschung werten, einer Belebung, die sich noch heute durch die Existenz der

Institute „Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung“ und „Forschungsinstitut Senckenberg am Meer“ in Wilhelmshaven dokumentiert. Sie gab den Bestrebungen von Dewers, die Forschungszweige zu koordinieren, wirkungsvollsten Auftrieb. Sie ist der Beginn der Tradition der Arbeitsgemeinschaft, Geologie und Wasserbau miteinander zu verbinden.

Die Exkursion bei der Wilhelmshavener Tagung führte zu den Oberahneschen Feldern, Restinseln zerstörten Marschenlandes im Jadebusen, wo ein freigespültes, ehemals gepflügtes Ackerland 1,40 m unter dem jetzigen Mitteltiedehochwasser eine „Senkung“ (Meeresspiegelanstieg) von 23 cm im Jahrhundert beweisbar machte. Um 1940 sind diese Restinseln durch die erodierende Strömung verschwunden und damit auch diese denkwürdige Stelle.

Zur dritten Tagung 1929 luden E. Koch und K. Gripp nach Hamburg ein. Hiermit nahm die durch über vier Jahrzehnte bedeutende Mitwirkung Karl Gripp's ihren Anfang. Durch seine Vermittlung nahmen erstmalig Studenten und Studentinnen an der Tagung teil, was weiter Tradition blieb. Zugleich schlossen sich ebenfalls aus dem Kreis um Gripp auch an der Geologie interessierte Laien, Angehörige anderer Berufe, vor allem des Schulfachs, der Arbeitsgemeinschaft an und sind ihr vielfach das ganze Leben hindurch, z. T. bis heute, treu geblieben.

Bei der vierten Tagung 1930 in Quakenbrück – ausgerichtet von Dewers – und der fünften 1931 in Varel (Oldenburg), ausgerichtet von Krüger und seinem Nachfolger K. Lüders, wuchsen die behandelten Probleme und zugleich der beteiligte Kreis.

Die sechste Tagung in Husum und Schleswig hatte Küstenprobleme Schleswig-Holsteins zugleich mit Periglazialerscheinungen und Gliederung des Jung-Pleistozäns zum Gegenstand. Die siebente Tagung 1933 wurde von dem Leiter der Geologischen Abteilung im Niedersächsischen Landesmuseum, Fritz Hamm, in Nienburg ausgerichtet und behandelte die geologische Geschichte der Weser. Hier begann die Mitwirkung des Lehrers Pfaffenberg aus Vorwohde bei Sulingen mit pollenanalytischen Beiträgen.

Die achte Tagung 1934 in Wilhelmshaven – ausgerichtet durch Krüger – ist wieder ganz dem Küstenholozän gewidmet. D. Wildvang tritt mit Ergebnissen seiner Forschungen in Ostfriesland hinzu, Schütte behandelt die Harle-Bucht, Chr. Brockmann den Anteil der Diatomeen an der Schlickbildung. Dewers spricht über Dünen-Studien, Backhaus über Werden, Veränderung und Erhaltung der Ostfriesischen Inseln. Krüger und Lüders zeigen die Hydrographie der südlichen Nordsee.

Die Tagungsorte pendelten zwischen Ostfriesland-Oldenburg, Hamburg und Schleswig-Holstein.

9. Tagung 1935 in Ratzeburg (K. Gripp)
10. Tagung 1936 in Oldenburg (F. Dewers)
11. Tagung 1937 auf Juist
12. Tagung 1938 in Husum (K. Gripp)

Die Programme dieser Tagungen wurden ausgesprochen reich und umfassend. Ein Höhepunkt der Entwicklung der Arbeitsgemeinschaft war erreicht. Immer mehr Forscher traten in aktive Beteiligung ein, der Anteil der amtlichen Geologie wurde größer (Preußische Geologische Landesanstalt, Forschungsstelle Westküste in Nordfriesland). Ausgesprochen intensiv war die Zusammenarbeit mit dem Wasserbau durch W. Krüger und K. Lüders, in Nordfriesland durch Persönlichkeiten wie Lorenzen und Bahr. In Oldenburg 1936 kam die Vorgesichte mit Michaelsen (Oldenburg) und Asmus (Hannover) zu Wort, durch Tüxen wurden Pflanzengemeinschaften und Bodenprofile in Zusammenhang gebracht. 1937 kam der Gegensatz der Auffassungen von Schütte und Wildvang über den Verlauf der Küstenentwicklung und die Senkungsfrage zur Diskussion. Auf Juist (1937) waren es 88 Teilnehmer, ein Jahr später in Husum stieg die Zahl auf 115 an.

1939, die 13. Tagung, war die letzte vor dem Krieg, einberufen nach Soltau, vorbereitet von F. Dewers (Bremen) und P. Woldstedt (Berlin). Nochmal war die Tagung ein Höhepunkt an umfassender Vielseitigkeit und Beteiligung. Die Tagungsteilnehmer erhielten vom Naturwissenschaftlichen Verein Bremen den Teil 2 des Abhandlungsbandes 31 mit Arbeiten von Woldstedt, Hesemann, Dewers, Edelmann, Florschütz, Georgi, Carlé, Wildvang, Natermann, Pfaffenberg und Haack vorwiegend über diluvial-geologische Probleme Nordwestdeutschlands und Hollands. Außerdem sprach Schucht über „Geologische Beobachtungen auf den Blättern Soltau und Munster“, Dücker über „Grundsätzliches zum Bodenfrostproblem“, Selle über „Pollenanalytische Untersuchungen nordwestdeutscher Interglaziale“, Dienemann und Pfaffenberg über ihre Ergebnisse zur Geologie des Dümmer-Gebietes.

Nun kam die kriegsbedingte Pause von 1940 – 1946. Aber schon 1947 brachte die Initiative von Ferdinand Dewers die 14. Tagung auf Norderney zustande. Das unzerstörte Seebad bot Unterkunft und sogar etwas zum Essen: man war an der Nahrungsquelle Meer. Die Vorbereitung geschah zusammen mit Karl Lüders, jetzt Wasserbauer der Jade an der Spitze des Wasser- und Schifffahrtsamtes in Wilhelmshaven. Entscheidende Hilfe leistete die Forschungsstelle Norderney durch Otto Linke, den Verfasser der Arbeit über „Die Biota des Jadebusenwattes“ (1939). Die Anreise vollzog sich auf verschiedensten Wegen, wobei auch das Schiff des Senckenberg-Instituts in Wilhelmshaven, die „Auster“, eine hilfreiche Rolle spielte. Überraschend groß war der Teilnehmerkreis von 67. Das Wiedersehen nach dem Krieg ist dem Verfasser, der 1945 seine Tätigkeit in Oldenburg (Ol.) mit Übernahme des dortigen Staatlichen Museums für Naturkunde und Vorgeschichte begann, in denkwürdiger Erinnerung. Dort fand er den Eingang in die Quartärgeologie und die Freundschaft mit Ferdinand Dewers. Freilich waren drei der vertrauten „Klassiker“ aus der Anfangszeit der Arbeitsgemeinschaft nicht mehr dabei: Die Ehrendoktoren Heinrich Schütte († 10. Dezember 1939), Wilhelm Krüger († 29. Februar 1940) und Dodo Wildvang († 12. November 1940).

Die Vorträge dieser ersten Tagung nach dem Kriege seien hier noch genannt. Nordseeküste und Inseln standen vom Tagungsort her bedingt im Vordergrund.

- W. Tüxen: Über die Vegetation der Küstendünen des westeuropäischen Festlandes
- W. Gaye: Über die Hebung der Nordseewasserstände
- E. Wohlenberg: Die Entstehung und der Untergang der Insel Trieschen
- E. Dittmer: Die Küstensenkung an der Westküste Schleswig-Holsteins
- E. König: Das Spartina-Problem an der deutschen Nordseeküste
- F. Dewers: Die Frage der Hebungsmarken
- Schmidt: (Oberreg.- u. Baurat bei der Regierung in Oldenburg): Die Pflanzen-
decke der Insel und ihre Abhängigkeit vom Wasserhaushalt
- Pratje: Das Wandern von Norderney
- Niemeyer: Das Alter der nordwestdeutschen Plaggenböden
- Zylmann: Die Siedlungsspuren aus der südlichen Nordsee aufgrund der prähi-
storischen Funde
- O. Linke: Das Problem des Stoffhaushaltes an der ostfriesischen Küste
- K. Gripp: Entstehung und Bildung der deutschen Bucht.

Unter noch zeitbedingten Schwierigkeiten brachten die Vorbereitenden der nächsten Jahre Tagungsorte zustande, bei denen sich Unterbringung, Verpflegung und Vortragsraum in glücklicher Weise miteinander verbanden. Gerade dadurch erfuhr der persönliche Kontakt unter den Teilnehmern besondere Förderung, schuf in dieser

Arbeitsgemeinschaft das Gefühl einer „Familienzusammengehörigkeit“, und es schloß sich manches freundschaftliche Band, das bis heute noch anhält. Diese nächsten Tagungen waren:

1948 (15. Tagung) in der Neulandhalle in Friedrichskoog, Süderdithmarschen, einberufen von Dewers und Gripp, vorbereitet von Dittmer und Wohlenberg

1949 (16. Tagung) im Lehrerfortbildungsheim Dreibergen bei Bad Zwischenahn in Oldenburg, einberufen und vorbereitet von Dewers und Hartung

1950 (17. Tagung) im Volkshochschulheim in Rendsburg, vorbereitet von Gripp und Dittmer.

Bei dieser Tagung in Rendsburg war die Bahn zur beständigen Weiterentwicklung wieder eingeschlagen. Vor allem öffnete sich hier zum ersten Mal wieder der Kontakt in das benachbarte Ausland: unter den 123 Teilnehmern waren 4 holländische, 3 dänische, 1 schwedischer und 1 französischer Kollege gekommen. Besonders zu den benachbarten Niederlanden vertieften sich fortschreitend die Beziehungen und führten zu wertvollen und unvergeßlichen Exkursionen besonders bei den Tagungen, die deswegen in die Nähe der Grenze zu den Niederlanden gelegt wurden: 1956 in Leer und 1962 in Kleve.

Die Tagungsorte seit 1951 geben einen Anhalt für die behandelten Gebiete. Im traditionellen Turnus wechselte der Tagungsort zwischen niedersächsischem Küstengebiet und Binnengebiet, Bremen, Hamburg und Schleswig-Holstein, zugleich gliederten sich das Niederrheingebiet und Westfalen durch die Mitwirkung des Amtes in Krefeld und jetzt des Universitätsinstitutes in Münster in den Wirkungsbereich ein. Die Stellen des Wasserbaus in allen Regionen beteiligten sich.

Es hieße, im Äußerlichen stecken bleiben, von diesen Tagungen über Teilnehmerzahlen zu berichten oder nur Vortragende und Themen aufzuführen. Reizvoll wäre es, den Fortschritt der Quartärforschung an Hand der Tagungen darzustellen, Ergebnisse der Exkursionen zu schildern, aber das ist ein umfangreiches Unternehmen, das hier den gegebenen Rahmen sprengt.

Die Arbeitsgemeinschaft nordwestdeutscher Geologen bewahrt ihre Tradition im Zusammengehen von geologischer Wissenschaft und praktischem Wasserbau. Sie bewahrt ihr Familiengefühl in der Eigenart, nicht juristische Person wie ein eingetragener Verein zu sein, sie kennt keinen Vorsitzenden, keine Ämter. In hilfsbereiter Selbstverständlichkeit wird von einer Tagung zur anderen die Aufgabe der Vorbereitung weitergegeben und übernommen. Diejenigen, die die Entwicklung von Anfang her noch kennen, wissen dafür Dank, daß es so bleibt. Vor allem sei es dankbar vermerkt, daß trotz des Zeitdruckes, der sich leider allenthalben einstellt, am jährlichen Turnus festgehalten wird. Längst hätte sich das Band gelockert, das diese Arbeitsgemeinschaft so wertvoll macht, vor allem der Kontakt zu den Persönlichkeiten des Wasserbaus in den verschiedenen Regionen, wenn der Wechsel zwischen den Wirkungsbereichen statt im vierjährigen etwa im achtjährigen Turnus erfolgte. Allen mitwirkenden Kollegen in Niedersachsen, Bremen, Hamburg, Schleswig-Holstein und Nordrhein-Westfalen sei gedankt und den Gründern mit diesen Ausführungen ein Denkmal gesetzt.

Literatur

- Gripp, K.:** Entstehung und künftige Entwicklung der Deutschen Bucht. – Arch. d. Dtsch. Seewarte, 63, 2, 4–45, 27 Abb. Hamburg 1944
- Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. 411 S., Neumünster 1964
- Dewers, F.:** Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie – Abh. naturw. Verw. Bremen, 29, 33–47, Bremen 1935
- Diluvium und Alluvium. In: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens, Schr. wirtschaftsw. Ges. z. Stud. Nieders., N.F. 3, 53–454, Abb. 30–190, Oldenburg 1941.
- Hartung, W.:** Wilhelm Krüger 1870–1940, Lebensbild mit Schriftenverzeichnis. In: Nieders. Lebensbilder (I.A.d.Hist. Komm., herausg. von O. H. May) 3, 140–150, Hildesheim 1957. Ebenso in: Oldenb. Jb. 56 (1957), Teil 2, 15–24, Oldenburg 1957
- Heinrich Schütte 1863–1939, Lebensbild mit Ergänzung zum Schriftenverzeichnis. – In: Nieders. Lebensbilder (I.A.d. Hist. Komm., herausg. von O. H. May) 3, 276–290, Hildesheim 1957. Ebenso in: Oldenb. Jb. 56 (1957), Teil 2, 1–14, Oldenburg 1957
- Geologische Forschung im nordwestdeutschen Küstenraum. – Oldenb. Jb. 58 (1959), 129–137, Oldenburg 1959
- Vorgeschichte, Moor- und Marschenforschung in Oldenburg. – In: Oldenb. Heimatpflege im Wirkungsbereich der Oldenburg-Stiftung, Jever 1963
- Das Problem der sog. Küstensenkung. Schütte's wissenschaftliches Lebenswerk in seiner Bedeutung und der Sicht neuer Forschung. – Oldenb. Jb. 63 (1964), 131–153, Oldenburg 1965
- Schütte, H.:** Das Alluvium des Jade-Weser-Gebietes. Teil I Textband, Teil II Baggerprotokolle und Karten, 147 S. und 100 S., 8 Anlagen. – Wirtschaftsw. Ges. z. Stud. Nieders. Reihe B, 13, Oldenburg 1935
- Sinkendes Land an der Nordsee? Schr. Dtsch. Naturkundever. N.F. 9, 144 S., 164 Abb., Öhringen 1939
- Schucht, F.:** Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Inaug.-Diss. Univ. Rostock, 80 S., E. Karras, Halle a. S. 1903
- Weingärtner, R. M.:** Beitrag zur Geologie des Großherzogtums Oldenburg. Z. Dtsch. Geol. Ges. 70, Monatsber. 37–61, Berlin 1918
- Wildvang, D.:** Die Geologie Ostfrieslands. – Abh. Pr. Geol. L.-A., N.F. 181, 211 S., Berlin 1938

Tagungen der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen

A. 1927 – 1939

(nach Angaben von Dr. G. Gripp-Satow, Prof. Dr. K. Gripp und Prof. Dr. W. Hartung)

- | | | | |
|---------|--|----------|---------------|
| 1. 1927 | Vechta
(Gründungstagung am 25./26.
Juni. Einladender: Dr. Ferdi-
nand Dewers, Bremen) | 6. 1932 | Husum |
| 2. 1928 | Wilhelmshaven | 7. 1933 | Nienburg |
| 3. 1929 | Hamburg | 8. 1934 | Wilhelmshaven |
| 4. 1930 | Quakenbrück | 9. 1935 | Ratzeburg |
| 5. 1931 | Varel | 10. 1936 | Oldenburg |
| | | 11. 1937 | Juist |
| | | 12. 1938 | Husum |
| | | 13. 1939 | Soltau |

B. 1947 – 1980

- | | | | |
|----------|-----------------|----------|--------------|
| 14. 1947 | Norderney | 31. 1964 | Nienburg |
| 15. 1948 | Friedrichskoog | 32. 1965 | Flensburg |
| 16. 1949 | Bad Zwischenahn | 33. 1966 | Hamburg |
| 17. 1950 | Rendsburg | 34. 1967 | Husum |
| 18. 1951 | Rinteln | 35. 1968 | Bad Harzburg |
| 19. 1952 | Bremen | 36. 1969 | Helgoland |
| 20. 1953 | Barsbüttel | 37. 1970 | Krefeld |
| 21. 1954 | Meppen | 38. 1971 | Holzminden |
| 22. 1955 | Braunschweig | 39. 1972 | Rendsburg |
| 23. 1956 | Leer | 40. 1973 | Oldenburg |
| 24. 1957 | Rendsburg | 41. 1974 | Harburg |
| 25. 1958 | Alfeld | 42. 1975 | Wesel |
| 26. 1959 | Stade | 43. 1976 | Husum |
| 27. 1960 | Norderney | 44. 1977 | Bederkesa |
| 28. 1961 | Eutin | 45. 1978 | Hamburg |
| 29. 1962 | Kleve | 46. 1979 | Münster |
| 30. 1963 | Cuxhaven | 47. 1980 | Kiel |

G. von der Brölie, Krefeld

A. Vorträge

Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes

Von Ernst Theodor Seraphim, Paderborn

Wer über die Vereisungsgeschichte des Unteren Weserberglandes und der Westfälischen Bucht berichten soll, steht auch heute noch vor der Frage, ob die genannten Gebiete nur während des Saaleglazials oder auch des Elsterglazials vom nordischen Inlandeis bedeckt waren. Da diese Frage m. E. noch nicht widerspruchsfrei beantwortet wurde, erscheint es mir angebracht, die Erörterung hier im wesentlichen auf das Saaleglazial und innerhalb desselben auf das Drenthe-Stadium zu konzentrieren. Diese Beschränkung erscheint zudem zweckmäßig, weil das Material, das uns über diesen Abschnitt des Pleistozäns zur Verfügung steht, hinreichend umfangreich ist. Freilich wäre das Problem „Die Elstereiszeit westlich der Weser“ es durchaus wert, einmal gesondert behandelt und das hierüber vorhandene Material in einem Symposium gesichtet zu werden.

Im folgenden werde ich daher vor allem auf drei Punkte eingehen:

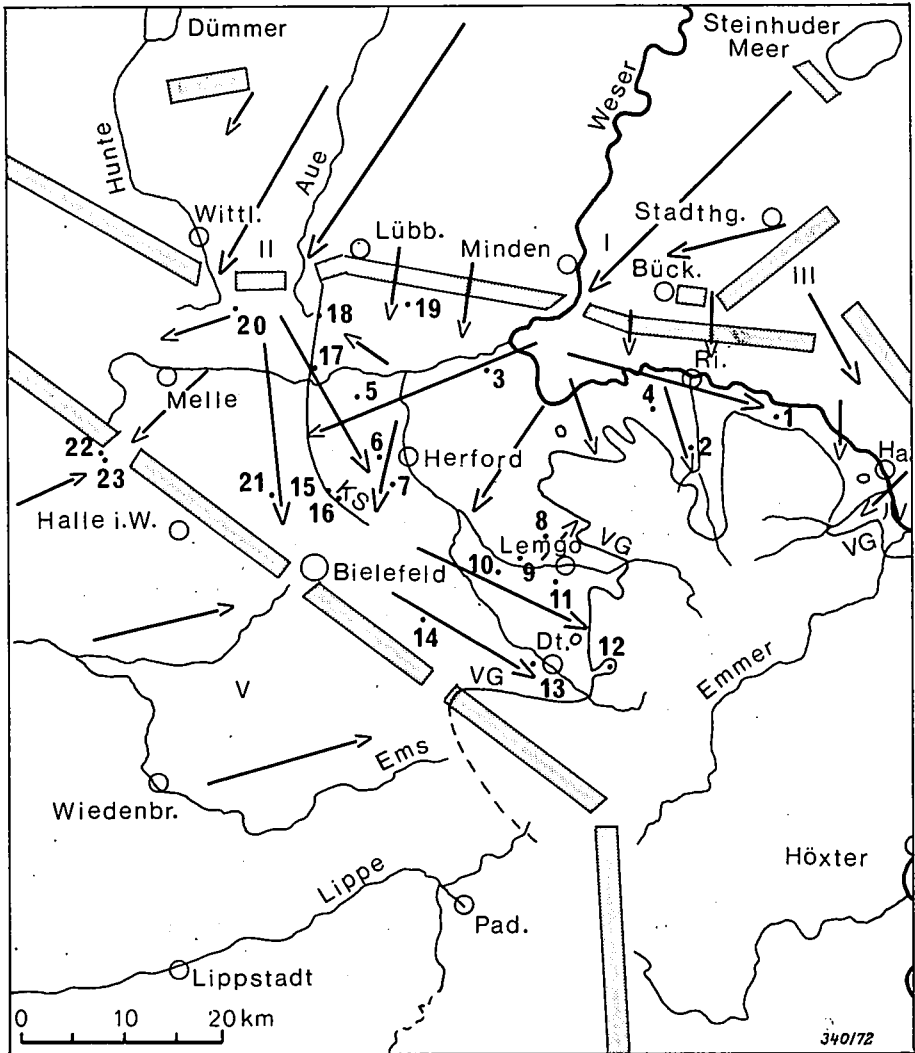
- nämlich den Prozeß der drenthestadialen Vereisung des Unteren Weserberglandes
- die mit der Vereisung der Westfälischen Bucht verbundenen Vorgänge und
- die Begleiterscheinungen des sog. Rückzuges des Inlandeises aus den genannten Gebieten.

Für die Mittelgebirgsschwelle, d. h. das Gebiet der herzynischen Achsen und Mulden zwischen dem Norddeutschen Tiefland und der Westfälischen Bucht, ergibt sich nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung folgendes Bild:

Die wichtigsten Zeugen des 20 bis 30 km nördlich des Mittelgebirgsrandes auf das Gebirge vorrückenden Inlandeises sind die vom Steinhuder Meer bis zur holländischen Grenze bei Itterbeck-Uelsen verfolgbaren Stauchmoränen der Rehburger Phase, deren bedeutendste Erhebungen die Rehburger-, Dammer- und Fürstenauer Berge darstellen. Die zunächst vertretene Lehrmeinung, es handelte sich um eine Rückzugsphase des Inlandeises, gilt nach dem neueren Stand der Forschung als überholt. Die Überwindung dieser von ihm selbst aufgetürmten Barriere brachte das Inlandeis im weiteren Vordringen an den Nordrand des Wiehengebirges, der Weserkette sowie des Harl und der Bückeberge.

Wie wir aus der Verbreitung der von ihm mitgeführten Moräne mit ihren nordischen Geschieben wissen, hat das Eis nach seinem Auftreffen auf die Mittelgebirgsschwelle die genannten Bergzüge überschritten, während die höchsten Lagen des Süntels und des Deisters eisfrei blieben.

Andererseits steht aber auch fest, daß diese Gebirge, wenigstens anfangs, auf die vom Eise eingeschlagenen Bahnen Einfluß genommen haben. So haben zunächst nur die größeren Pässe wie die Porta Westfalica und die Durchbruchstäler der Großen Aue



1-23 = Aufschlüsse mit leitenden südlichen Sedimentärgeschichten, VG = drenthstadiale Vereisungsgrenze, KS = Ravensberger Kiessandzug (Mittelmoräne, vgl. Seraphim 1973 b), I = Portagletscher, II = Aue-Hunte-Gletscher, III = Weststütelgletscher, IV = Hamelgletscher, V = Münsterlandgletscher (= Emslandgletscher, vgl. Seraphim 1979)

Abb. 1: Drenthstadiale Vereisungsgrenze und Bewegungsrichtung des Inlandeis zwischen Osning und Weser (aus Seraphim 1972, Abb. 12)

und der Hunte das Eis auf sich gezogen. Bei seinem Vordringen durch die Pässe nahm es vorzugsweise Gesteine aus dem Anstehenden an den Paßflanken auf, die dann später in der Moräne der Herforder Liasmulde und des Lipper Berglandes zusammen mit den nordischen Geschieben als sog. südliche oder heimische Geschiebe wieder abgelagert wurden.

Ein Beispiel hierfür ist der Portasandstein, dessen Verbreitung als Geschiebe im Verhältnis zur Verbreitung im Anstehenden vor allem auf Eisschub durch die Porta Westfalica weist. Entsprechendes gilt für den Hauptwealdensandstein aus dem Harra, den Bückebergen und dem Wölpinghauser Höhenzug südlich des Steinhuder Meeres. Demgegenüber muß der sog. Wiehengebirgsquarzit als ein Geschiebe gelten, das beim Eindringen des Inlandeises in die Herforder Liasmulde durch die Pässe der Großen Aue und der Hunte im Wiehengebirge aufgenommen wurde.

Es fällt ferner auf, daß der Portasandstein und alle anderen heimischen Leitgeschiebe, die durch den Portagletscher transportiert worden sind, in der Herforder Liasmulde ihre westliche Verbreitungsgrenze genau dort erreichen, wo sich ein Kiessandzug über 22 km vom Wiehengebirge über Ennigloh, Bünde und Enger bis Elverdissen NE Bielefeld erstreckt. Weiter westlich finden sich nur noch Geschiebe des Aue-Hunte-Gletschers, die dann aber südlich der Linie Herford-Lemgo auch im Gebiet des Portagletschers auftreten. Der Ravensberger Kiessandzug erweist sich also zunächst als Grenze zwischen Porta- und Aue-Hunte-Gletscher, bis beide Gletscher, miteinander verschmelzend, im südlichen Teil der Herforder Liasmulde durch den Teutoburger Wald nach SE abgelenkt werden (Abb. 1).

Die schon durch Verlauf und Geschiebegehalt begründete Deutung des Ravensberger Kiessandzuges als Mittelmoräne zwischen Porta- und Aue-Hunte-Gletscher wird durch die Struktur der Ablagerungen gestützt. Wie sich in den zahlreichen Aufschlüssen gezeigt hat, die besonders in den sechziger Jahren offen waren, besteht der Kiessandzug aus stark gestauchten Sanden und Kiesen mit stellenweise eingestauchter Grundmoräne.

Nachdem sich das Inlandeis im Ravensberger Hügelland und in der Wesertalung ausgebreitet und am Teutoburger Wald gestaut hatte, drang es im Osten stromauf in die Täler der Werre, Bega, Exter, Humme und Emmer ein, in denen es im Weserbergland seine weitesten Positionen erreichte. Sie wurden von mir, in enger Zusammenarbeit zuerst mit den Herren A. Deppe und Dr. H. Spiekerkötter, später mit den Herren A. Branzka und Dr. M. Büchner, u. a. auf der Grundlage der Grundmoräne und von Restgeschieben der Moräne kartiert. Dabei hat sich gezeigt, daß die drenthestadiale Vereisungsgrenze zwischen Teutoburger Wald und Weser sich eng an das Relief des Mittelgebirges anlehnt. Während das Eis in den Tälern der Flüsse zum Teil recht weit in das Innere des Weserberglandes gelangte, im Werretal z. B. bis kurz vor Horn-Bad Meinberg und im Tal der Bega bis wenige Kilometer vor Barntrup, springt die Vereisungsgrenze an den höheren Bergzügen des Piesberg-Pyrmonter Achsenfeldes weit nach Nordwesten bis südlich Vlotho zurück. Einige wenige Berge wurden auch umflossen und ragten als Nunatakker aus dem Eise heraus.

Wie die Kartierung gezeigt hat, wird die Vereisungsgrenze nicht selten durch Geländestreifen mit einer außerordentlich dichten Blockbestreuung aus großen nordischen Geschieben begleitet, in der wir die Erosionsreste einstiger Endmoränen erblicken dürfen.

Entsprechendes gilt auch für ebensolche Dichtestreifen weiter im Innern des Vereisungsgebietes, wo sie als Reste von Rückzugsstadien des Eises aufzufassen sind. Ein Beispiel hierfür aus der Nähe Bielefelds stellt der bogenförmige Lämershagener Dichtestreifen dar, der sich nördlich an den Sandsteinzug des Teutoburger Waldes anlehnt und dem Osning-Halt des Drenthe-Stadiums zuzuordnen ist. Wie später ausgeführt wird, steht dieser Halt in enger Beziehung zu den Schmelzwasserablagerungen im Bereich der Senne südlich des Gebirges.

Aufgrund dieser ausgeführten und weiterer Untersuchungen und Beobachtungen, über die ich im einzelnen nicht berichten kann, fasse ich den hoch-drenthestadialen Zeitabschnitt, in dem das aktive Inlandeis im Unteren Weserbergland zwischen Wiehen-Weser-Gebirge und Teutoburger Wald stand, als eine aus vier Staffeln bestehende Einheit auf, die ich – in zeitlicher Entsprechung zur Hamelner Phase Lüttig's (1958) östlich der Weser – als Herforder Phase bezeichnet habe (Seraphim 1972, 75). Für den westlichen Teil der Mittelgebirgsschwelle, d. h. das Osnabrücker und Tecklenburger Bergland, liegen bisher nur wenige Untersuchungen vor, darunter die Beschreibung einiger Kames durch Keller in den fünfziger Jahren, so daß es noch nicht möglich ist, über den Prozeß der drenthestadialen Vereisung dieses Raumes differenzierte Aussagen zu machen (Tabelle 1).

Bekanntlich ist auch die Westfälische Bucht vom Inlandeis des Drenthe-Stadiums eingenommen worden.

Der hohe Prozentsatz süd- und mittelschwedischer Geschiebe in den Moränen des Berglandes zwischen Osnabrück und Lemgo ebenso wie in den Moränen im Kern der Westfälischen Bucht veranlaßte Hesemann (1956) zu der Annahme, das saaleiszeitliche Inlandeis habe den Teutoburger Wald zwischen Lengerich und Bielefeld in breiter Front südwärts überschritten. Dort habe es sich unter Aufnahme elstereiszeitlicher, an ostfennoskandischen Geschieben reicher Moräne randlich gegen das Ardey-Gebirge, den Haarstrang und die Paderborner Hochfläche nach Süden und Osten sowie gegen die Baumberge nach Westen ausgebreitet.

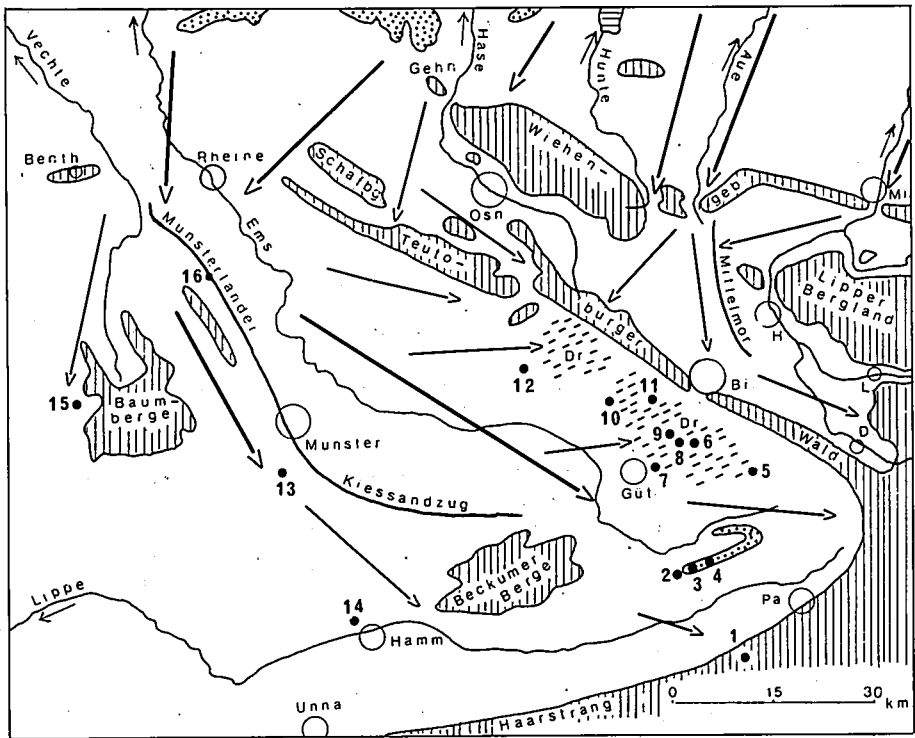
An diesen Auffassungen Hesemann's, die schlüssig sind, soweit sie sich als Folgerungen aus den nordischen Geschiebespektren ergeben, erscheinen freilich Bedenken angebracht wegen der hochgradigen Plastizität des Inlandeises, die, wie vorhin erwähnt, zu einer engen Anpassung an das Relief der Mittelgebirgsschwelle und, wie Hesemann selbst hervorgehoben hat, auch zum Einlenken an den Hindernissen der Beckumer Berge und der Hardt in der Westfälischen Bucht geführt hat. Anders ausgedrückt: Was hinderte den von Hesemann als „saaleiszeitlicher Hauptgletscher“ bezeichneten Eisstrom, nach Westen in den Raum Lingen-Rheinburgsteinfurt abzufließen?

Am Aufbau der Mittelgebirgsschwelle zwischen Wiehen-Weser-Gebirge und Teutoburger Wald sind zahlreiche Härtlinge beteiligt, von denen anzunehmen ist, daß ihre Gesteine, falls das Inlandeis von Norden direkt über die Gebirgsszüge hinweg in die Westfälische Bucht gelangte, eben dort heute als Geschiebe vorgefunden werden müßten – es sei denn, man nähme an, dieser Gletscher habe zu dem anstehenden Gestein des überfahrenen Mittelgebirges keinen Kontakt besessen, wie das aber nur für einen späten hoch-drenthestadialen Gletscher in Frage käme.

Die wichtigsten Härtlinge der Mittelgebirgsschwelle werden – in chronologischer Reihenfolge – vom Karbon und Zechstein des Schafberges, des Hügell und des Piesberges, ferner vom Unteren und Oberen Muschelkalk der herzynischen Achsen des Berglandes, von Schilfsandstein und Rhätsandstein des Keupers, Kalken und Sandsteinen des Bathonien, Sandsteinen und Kalksandsteinen des Oxford und Kimmeridge, den Sandsteinen der Unteren Kreide, den Kalken der Oberen Kreide des Teutoburger Waldes und schließlich Mergelkalken des Oligozän gebildet.

Unter diesen besonders geschiebefähigen Gesteinen der Mittelgebirgsschwelle haben einige wiederum aufgrund ihrer lokalfaziellen Ausbildung für die Westfälische Bucht den Charakter von Leitgeschieben, die eine genauere Zurückführung bestimmter Geschiebe auf bestimmte Gebiete der Gebirgsschwelle gestatten. Dazu gehören u. a. die Macrocephalen-Schichten des Bathonien in der Fazies des Portasandsteins, die Sandsteine des Mittleren und Oberen Oxford in der Fazies des sog. Wiehengebirgs- und Gehnquarzites, die als Flammenmergel bezeichneten kieseligen Sandsteine des Ober-Alb des östlichen Teutoburger Waldes, die oligozänen

Mergelkalke des Doberges bei Bünde und von Astrup, der Wellenkalk des Osnabrücker Landes in der Bänderkalk-Fazies und schließlich die Gesteine der Karbonhorste des Tecklenburger und Osnabrücker Landes – unter ihnen vor allem die Karbonkonglomerate und -sandsteine sowie die Zechsteinkalke.



1-16 = Aufschlüsse mit südlichen Sedimentärgeschieben, Dr = Drumlins; punktiert = drenthstadiale Stauchmoränen

Abb. 2: Die Bewegungsrichtungen des drenthstadialen Inlandeises
(nach dem Vorkommen leitender südl. Sedimentärgeschiebe; Seraphim 1979 Abb. 1)

Die von mir seit Mitte der sechziger Jahre durchgeführte Aufsammlung von südlichen Geschieben in den Ziegeleigruben der Westfälischen Bucht führte zu der Beobachtung, daß hier in der Grundmoräne Portasandstein, Flammenmergel und oligozäne Mergelkalke ganz fehlen. Ebenso überrascht, daß die Grundmoräne in der Westfälischen Bucht anstelle der genannten erwarteten Geschiebe in großer Zahl solche aus dem Billerbecker Land, dem Nordwestmünsterland sowie den westlichen Ausläufern der Mittelgebirgsschwelle im Tecklenburger und Osnabrücker Land enthält. Solche bis in den östlichen Winkel der Westfälischen Bucht bei Paderborn und Geseke als Geschiebe auftretenden Gesteine sind die glaukonitischen Kalksandsteine und Kalkmergel des Santon und Campan der Gegend um Burgsteinfurt und Altenberge, der unterkretazische Rothenberg-Sandstein aus der Gegend von Schöppingen, die Karbonsandsteine vom Schaffberg bei Ibbenbüren, vom Hüggel und vom Piesberg, die Quarzite des Oberen Oxford vom westlichen Wiehengebirge und vom Gehr und schließlich massenhaft Wealdenkalke, wie sie im Raume nördlich Rheine im Gebiet der Ems anstehen. Für die Hilfe beim Bestimmen habe ich den

Herren Dr. Thiermann und Dr. Arnold vom Geologischen Landesamt NRW sowie Herrn Professor Siegfried in Münster und Herrn Museumsdirektor Dr. Klassen in Osnabrück herzlich zu danken. Von 315 aufgelesenen südlichen Sedimentärgeschieben wurden 268 hinreichend genau bestimmt, während 47 nicht näher bestimmt werden konnten.

Aus diesen Befunden ergibt sich, daß die Westfälische Bucht zuerst von solchem Inlandeiszungen eingenommen wurde, das die Mittelgebirgsschwelle westlich umgangen hatte. Dieser Eisstrom wird als Emsland-Gletscher bezeichnet. Demgegenüber ist der von Hesemann aufgrund seiner süd- bis mittelschwedischen Geschiebevormacht beschriebene Gletscher, den ich Osnabrücker Gletscher nenne, wenn überhaupt, dann erst später, nämlich nach Auffüllung der Tallagen des Mittelgebirges, in einer Phase der größten Mächtigkeit des Inlandeises in unserem Raum, zwischen Lengerich und Bielefeld in die mittlere Westfälische Bucht abgefließen (Abb. 2). Die Feststellung eines Emsland-Gletschers, der die Inlandvereisung der Westfälischen Bucht einleitete und seine Geschiebe bis in die Randgebiete der drenthestadialen Vereisung transportierte, zieht einige interessante Folgerungen nach sich:

1. Der in den östlichen Randgebieten der Bucht zunehmende Gehalt der drenthestadialen Moräne an ostfennoskandischen Geschieben ist nicht auf die Aufnahme von elstereiszeitlichem Material durch den Osnabrücker Gletscher zurückzuführen, sondern durch den Emsland-Gletscher bedingt. Ob die von Zandstra (1976) beobachteten Grundmoränen von Assen und Emmen in der niederländischen Provinz Drenthe, die ja ebenfalls saaleiszeitlich sind und über einen hohen Anteil ostfennoskandischer Geschiebe verfügen, aus dem gleichen Stammbecken wie der Emsland-Gletscher hervorgegangen sind, bedürfte aber einer Überprüfung.
2. Die Feststellung des Emsland-Gletschers hat für das Verständnis des eiszeitlichen Geschehens in der Westfälischen Bucht auch insofern Bedeutung, als der Münsterländer Kiessandzug, der schon mehrfach als Os, d. h. als Bildung eines Schmelzwasserflusses auf, im oder (und) unter dem Eise, angesprochen worden ist, jetzt auch in seiner Erstreckung im Sinne der Eisbewegung der Vorstellung eines Os entspricht.

Weitere Argumente, die für die Deutung wesentlicher Teile des Kiessandzuges als Os sprechen, sind:

Auch die Schüttung der Sande und Kiese erfolgte entsprechend der Bewegungsrichtung des Eises zum Eisrand hin. – Die Sedimente sind im proximalen Teil des Kiessandzuges gröber als im distalen, wo sie, wie Lotze (1951) feststellte, mit einer Fläche ausgedehnter sanderartiger Grobsandablagerungen bei Ennigerloh verbunden sind. – Die Gerölle sind stark abgerollt und bleiben, entsprechend der begrenzten Transportkraft des sedimentierenden sub-, intra- oder supraglazialen Flusses, auch in groben Fraktionen im allgemeinen unter 20 cm Durchmesser. – Die glazifluvialen Sande und Kiese sind stellenweise mit der Grundmoräne verzahnt und daher etwa gleichalt wie diese. Das ist verständlich, wenn man annimmt, daß sie in einem Tunnel in und unter dem Eise abgelagert wurden, wie es für viele Oser üblich ist. – Im Untergrund des Kiessandzuges befinden sich zahlreiche Auskolkungen, die durch Schmelzwasser des Inlandeises hervorgerufen wurden.

Die im Vergleich zu den Osern Skandinaviens im ganzen gesehen ungewöhnlich feine Körnung, die in den meisten Aufschlüssen zu beobachten ist, ließe sich m. E. mit der in Westfalen bereits weit fortgeschrittenen Zerkleinerung der meisten skandinavischen Geschiebe und mit der Aufnahme leicht zerreiblichen Materials im Nordwestdeutschen Tiefland erklären, Faktoren, die ja auch bei der Grundmoräne

zu einer im Vergleich zu Skandinavien auffallend feinkörnigen Ausbildungsform geführt haben.

3. Zu den interessantesten Erscheinungen, die in der Westfälischen Bucht unmittelbar auf Eiswirkung zurückzuführen sind, zählen die am Nordostrand der Bucht gelegenen beiden Drumlinfelder von Versmold und Friedrichsdorf. Die bereits 1973 von mir aus der Form und der Struktur der fraglichen Geländerrücken abgeleitete Bewegungsrichtung des Eises in der Westfälischen Bucht ist durch die heimischen Leitgeschiebe in der Moräne dieser Rücken voll bestätigt worden.

Unter Drumlins versteht man bekanntlich stromlinienförmige Körper, die das Inlandeis während seines langsamen Vorangeitens aus dem Untergrund aus Moräne, Schottern und Sanden herausmodellerte. Sie bilden sich vorzugsweise und in ganzen Feldern dort, wo das Eis gegen ansteigendes Gelände in der Nähe der Eisgrenze mit dem mitgeführten Schutt nicht mehr fertig wird und daher zu stagnieren beginnt.

Diese Situation ergab sich auch in der Westfälischen Bucht. Das unter Umgehung der Mittelgebirgsschwelle in die Bucht von Westen eingedrungene Eis des Emsland-Gletschers kroch zunächst im breiten Tal der Urems aufwärts. Von dort breitete es sich dann südwärts in das Kernmünsterland und südliche Münsterland, aber auch nordwärts gegen den Fuß des Teutoburger Waldes aus. Hierbei sind die beiden Drumlinfelder entstanden, das Versmolder Feld mit etwa 20 und das Friedrichsdorfer Feld mit etwa 40 charakteristischen Höhenrücken.

In ihrer Form variieren die Drumlins je nach ihrer Entfernung vom Gebirge. Dort, wo das Eis noch relativ schnell vorankam, bildeten sich die längeren Formen, die „elongated ridges“ der englischen Literatur; dort, wo es – bereits in Gebirgsnähe – nur noch mühsam vorankam, entwickelten sich die gedrungenen Drumlins, die „mammillary hills“, wie wir sie z. B. in Stukenbrock finden. Zwischen beiden Typen vermitteln Übergangsformen, die „lenticular hills“. Im Gelände sind die Drumlinrücken leicht erkennbar, wenn auch längst nicht mehr so frisch wie in den Jungmoränengebieten der Voralpen und des Ostseeraumes.

Abschließend komme ich auf die Begleiterscheinungen des Abschmelzens des Inlandeises in den behandelten Gebieten zu sprechen. Nachdem das Inlandeis im Weserbergland und am Rande der Westfälischen Bucht seine weitesten Positionen erreicht hatte, kam es in Nord- und Mitteleuropa zu einer spürbaren Erwärmung, so daß der aktive Eisrand nach Norden zurückschmolz. Im Bereich des Mittelgebirges – wahrscheinlich auch des Nordwestdeutschen Tieflandes – geschah dies nicht allmählich, sondern durch sog. Totfallen von Eis in großen Flächen infolge Unterbrechung des Nachschubs aus den skandinavischen Nährgebieten der Gletscher. Eine besondere Rolle spielten dabei die NW-SE-streichenden Mittelgebirgszüge, besonders der Teutoburger Wald und das Wiehengebirge, die als erste durch das abtauende Eis hindurchschmolzen, so daß das südlich dieser Gebirgszüge in der Westfälischen Bucht bzw. in der Herforder Liasmulde noch vorhandene Inlandeis in Toteis, d. h. zerfallendes Eis umgewandelt wurde.

Nach dem Durchschmelzen des Teutoburger Waldes wurde außerdem zumindest der östliche Teil der Westfälischen Bucht von Schmelzwassermassen durchströmt, die anfangs auf der Möhne-Ruhr-Linie, später auf der Lippe-Linie nach Westen abflossen.

Durch die Ablagerung von Sanden aus Schmelzwasser, das durch die Pässe im Teutoburger Wald südwärts abfloß, entstanden zu dieser Zeit die Sandmassen der Senne, soweit sie das Hangende der saaleeiszeitlichen Grundmoräne bilden. Die ebenfalls sehr mächtigen Sande im Liegenden dieser Moräne sind älter und stammen zum Teil sogar aus früheren Kaltzeiten des Pleistozäns.

Westlich der Dörenschlucht sind die spät-drenthestadialen Sande in einem nur wenige hundert Meter breiten Streifen am Gebirgsrand entlang zu finden. Sie lagern

hier in 10–15 m Mächtigkeit auf der drenthestadialen Grundmoräne oder ihren Auswaschungsrückständen und sind fast ebenschiebig, so daß man auf eine ruhige Wasserführung zur Zeit der Sedimentation schließen darf. Ein Charakteristikum dieser Sande liegt ferner darin, daß sie nach SW, d. h. zum Inneren der Bucht, mit einer auch heute noch deutlich sichtbaren Steilkante abbrechen, an der die fast planen Schichten austreichen. Aus den genannten Merkmalen muß man auf ein ehemals vorhandenes Widerlager schließen, gegen das die Schmelzwassersande geschüttet wurden. Als Widerlager aber kommt nur das in der Bucht noch vorhandene Toteis in Frage.

Aus dieser Situation ergibt sich die Deutung der gebirgsnahen Nachschüttands der Oberen Senne westlich der Dörenschlucht als *Kames-Terrasse*. Im östlichen Teil der Senne konnten sich die Schmelzwasser mit ihrer Sandfracht dagegen anscheinend bereits flächenhaft ausbreiten, so daß die hier abgelagerten Schmelzwassersande eher dem Typus eines *Sanders* entsprechen. Das für die Schmelzwasserschüttungen in der Oberen Senne maßgebliche Inlandeis lag nördlich der Sandsteinrippe des Teutoburger Waldes, wo sein Rand als Lämershagener und Wistinghauser Bogen des *Osning-Haltes* (Osning-Staffel) kartiert wurde. Die Schmelzwassersande der Senne wurden später zum Teil durch verschiedene Kräfte umgelagert.

Ein anderes Gebiet im östlichen Westfalen mit besonders mächtigen Schmelzwasserablagerungen ist bekanntlich die *Hausberger Schweiz* südlich vor der Porta Westfalica mit ihren bis Möllenbeck an der Weser reichenden Ausläufern. In ihrem zentralen Teil stellen die dortigen Kiesberge nach Attig (1956) ein *Os* dar, das in der Grube am Bokshorn bei Veltheim lange Jahre gut aufgeschlossen war. Beiderseits des *Os* befinden sich vielfach feinerkörnige kamesartige, ebenfalls spät-drenthestadiale Sedimente, die sich nicht selten durch die für Kames typische Pseudotektonik auszeichnen. Sie kommt bekanntlich dadurch zustande, daß die auf Toteis geschütteten Schmelzwassersande später, wenn das Eis im Liegenden weiter abtaut, sich randlich verbiegen oder in ganzen Blöcken nachstürzen. Am besten ließ sich dieses Phänomen bei den ebenfalls aus der Abschmelzphase des Drenthe-Eises stammenden Kames in der Salzetaling bei Bad Salzuflen beobachten.

Weitere Beziehungen zwischen Eisbewegung, Eisrand und Schmelzwasserabfluß behandelt der Vortrag von Thome.

Literatur

- Attig, K.:** Das Quartär südöstlich der Porta Westfalica unter besonderer Berücksichtigung der glazifluviatilen Sedimente. – Unveröff. Dipl.-Arbeit T. H. Braunschweig, Braunschweig 1965
- Arnold, H.:** Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh der Geolog. Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. – Mit Beitr. von Hoyer, P., und Vogler, H., Krefeld 1977
- Arnold, H., Bode, H., Wortmann, H.:** Erläuterungen zu Bl. Münster C. 4310 der Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. – Mit Beitr. von Karrenberg, H., und Teichmüller, R., Krefeld 1960
- Baecker, P.:** Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 117, 59–88, Stuttgart 1963
- Grupe, O.:** Die Kamesbildungen des Weserberglandes. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1930, 51, 350–370, Berlin 1930
- Hempel, L.:** Saaleeiszeitliche Eisrandlagen und ihre Formen am Haarstrang. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1957, 241–249, Stuttgart 1957
- Hesemann, J.:** Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1956, 49–54, Stuttgart 1956

- Keller, G.:** Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. XV. Die Kames im Becken von Hagen (Bez. Osnabrück). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1952, 356–364. Stuttgart 1952
Die Beziehung des Rehburger Stadiums südlich Ankum (Krs. Bersenbrück) zur saaleiszeitlichen Grundmoräne. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 3, 58–64. Öhringen 1953
- Liedtke, H.:** Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. dtsh. Landeskd., 204, (1973), Bonn-Bad Godesberg 1975
- Lotze, F.:** Neue Ergebnisse der Quartärgeologie Westfalens. X. Zur Entstehung der Münsterländer Hauptkiessandzone. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1951, 321–328, Stuttgart 1951
Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. – Natur u. Heimat, 14, 3–12, Münster 1954
- Lüttig, G.:** Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – Geol. Jb., 70, 43–125, Hannover 1954
Eiszeit – Stadium – Phase – Staffel. Eine nomenklatorische Betrachtung. – Geol. Jb., 76, 235–260. Hannover 1958
- Meyer, K.-D.:** Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. – Abh. natw. Ver. Bremen, 37, 227–246, Bremen 1970
- Seraphim, E. Th.:** Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 17, 125–130, Öhringen 1966
Wege und Halte des saaleiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., A, 3, Hannover 1972
Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker natw. Mitt., 2, 41–87, Osnabrück 1973 (a)
Eine saaleiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 116–129, Öhringen 1973 (b)
Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale- (Riß-) Glazial. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 47, 1–51, Münster 1979
- Stach, E.:** Die Eisrandbildung an der Porta Westfalica. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1930, 51, 174–187, Berlin 1930
- Wolstedt P., Duphorn, K.:** Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – Mit Beitr. von Bosinski, G., Müller, H., Roeschmann, G., Schirmer, W., Schirrig, H., Schneekloth, H., Sindowski, K.-H., und Streif, H., Stuttgart (Koehler) 1974³
- Zandstra, J. G.:** Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmer-schans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 27, 30–52, Öhringen 1976

Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit

– Strukturelle, mechanische und morphologische Zusammenhänge –

von Karl N. T h o m e , Krefeld

Zusammenfassung

Die Gletscherspuren im Münsterland lassen sich in einen logischen genetischen Zusammenhang bringen, wenn man die Abhängigkeit von der Geländegestalt und die durch den Hochstau der Mittelgebirgsflüsse bedingten besonderen Eigenschaften des randnahen Inlandeises berücksichtigt und zwei Eisvorstöße annimmt, die beide aus gleicher Richtung kamen und unter ähnlichen Formen abließen.

Die Gletscher drangen beide Male von Norden vor, der Kiessandzug verläuft in der Fließspur des Eises, die von verdeckten Nunataks im Raum Rheine-Bentheim-Gronau bewirkt wurde. In ihr bildete sich ein großer subglazialer Fluß, der von Eisrandstauseen östlich des Osninges gespeist wurde, da der Aufstau deren Wasser teilweise unter den Eisrand drückte. Auch die Vor-Osning-Rinne entstand durch subglaziale Erosion eines Stroms, der sich in der Gletscherflanke am Osning entwickelte.

Während des Eismaximums lag der Eisrand hoch am Haarstrang, der dadurch bedingte Wasser-rückstau ermöglichte eine intensive Erosion an der Eisbasis über Lippe-Hellweg- und Emstal durch Druckwasser und Gletschereis. In den sperrenden Gebirgswällen des Osninges und Haarstrangs gibt es mehrere Überläufe, durch die zeitweise ein Teil des hochgestauten Wassers abfließen konnte. Ein weiterer Überlauf liegt am Neustädter Sattel bei Marburg.

Die Reichweitenunterschiede von Elster- und Saale-Vereisung sind durch Aufstauunterschiede am Gebirgsrand infolge geringer Mächtigkeitsunterschiede der beiden Inlandeise erklärbar.

Summary

During the Saalian and also during the Elsterian period of the Pleistocene the Münsterland became glaciated by an ice-sheet, which entered from the North. The Münsterländer Kiessandzug is the sediment-filled trace of a subglacial stream, which was formed in ice-flow-direction, beginning in the valley of the Steinfurter Aa between the hills of Rheine-Bentheim-Gronau, which acted as dormant Nunataks.

The rivers in the mountainous regions east of the Osning-Ridge (Elbe, Weser) became dammed up to lakes along the ice-front, they had overflows in several parts of the ridge, while a part of the lake-water was forced among the peripheral ice, forming subglacial streams into the Münsterland. At least, the ice ascended the Haarstrang, a ridge along the southern border of the Münsterland-Plain. Now the outflow of subglacial water became more and more prohibited, until it could overflow the Haarstrang Ridge in about 200 m and more above sea-level. The updamming of water changed the ice-flow-conditions because it diminished the pressure of the ice on the ground, enlarged the hydrostatic pressure of the subglacial water, that now had to flow below the ice. Ice- and water-erosion together formed the wide valleys of Lippe, Hellweg and Ems. The different extensions of the Elsterian and Saalian Ice-Sheets between the Rhine and Silesia are caused by the combination of a slightly thicker Elsterian Ice and the influence of icedammed lakes with and without free overflows.

Einleitung

Trotz zahlreicher Gletscherspuren ist der Ablauf des Eisvorstoßes in das Münsterland noch wenig geklärt. Das liegt vor allem daran, daß hier keine weitreichenden Endmoränenbögen erhalten sind, an denen sich in anderen Gebieten die Gestalt der Gletscher und damit wichtige Informationen über Vorstoßrichtungen und innere Strukturen ableiten lassen. Sogar die Hauptstoßrichtung ist strittig, sie wird zum einen von Norden nach Süden in das Münsterland (u.a. Harbort & Keilhack 1918), zum anderen von Osten über den Osning nach Westen (Hesemann 1956) oder sowohl von Norden nach Süden in einem frühen Stadium und dann von Osten nach Westen (Seraphim 1979) angenommen. Zwischen zahllosen Funden von Grundmoränen und Schmelzwassersedimenten, aus denen nur kleinregionale Abläufe, die sich manchmal noch widersprechen, abgeleitet werden, gibt es nur eine Großform – den Münsterländer Kiessandzug, dessen Genese für eine Einsicht in den Gesamtverlauf von entscheidender Bedeutung ist.

Der von Gripp (1978, S.51) gezogene Schluß, daß aktuogeologischer Vergleich wenig für die Rekonstruktion der großen pleistozänen Inlandeise gebracht hat, gilt in ganz besonderem Maße für das nordeuropäische Inlandeis, das über die Norddeutsche Tiefebene entgegen dem Gefälle in die Mittelgebirge hinein nach Süden vorstieß. Solche Vorstoßbedingungen sind heute an keinem großen Gletscher verwirklicht. Dennoch ermöglicht ein Vergleich mit heutigen großen Gletschern und ihren Änderungen infolge verschiedenen Wassergehalts brauchbare Folgerungen über die Randverhältnisse dieses Inlandeises. Die sich hieraus und aus den hinterlassenen Spuren ergebenden Einsichten erlauben eine weitgehend widerspruchsfreie Einordnung der Befunde in den Gesamtverlauf.

1. Der Münsterländer Kiessandzug

Als bedeutendste – vom Eisvorstoß hinterlassene – Großform im Münsterland gilt mit Recht der Münsterländer Kiessandzug, wegen seiner überragenden Länge von ca. 80 km auch als „Hauptkiessandzug“ bezeichnet. Er besteht aus Schmelzwasserablagerungen, die als flacher auf- und niedersteigender Rücken von ca. 500 – 1000 m Breite in mehrfach geschwungener Linie mit hauptsächlich nordwestlich-südöstlicher Richtung von Haddorf, westlich Rheine, bis Ennigerloh-Hoest, am Nordrand der Beckumer Berge, das Münsterland durchziehen.

Früher als Endmoräne gedeutet (u.a. Wegener 1911, Bärtling 1920), gilt er, seit sein Aufbau besser bekannt ist, als Os bzw. Os-ähnliche Form, weil nicht alle seine Eigenheiten in die Vorstellung eines normalen Oses passen (Wolff 1927, Schneider 1938, Arnold 1960). An der Basis des Kiessandzuges liegen vorwiegend gröbere Sedimente (Schotter), die nach oben allmählich in immer feinere übergehen. Die höheren Lagen bestehen aus feingeschichteten Feinsanden mit Lagerungsstörungen. Nordisches Gestein ist in geringer, aber deutlicher Menge beigemischt, gefroren eingelagerte Sedimentbrocken kommen vor.

Dieser Kiessandrücken liegt in einer etwas breiteren Rinne, die in den festen Untergrund aus Oberkreidestein eingetieft ist (Rosenfeld-Wyrich 1977). Die Rinne hat Gefälle nach Nordwesten und ist stellenweise übertieft; Kiese und Sande des Wallzuges sind aber entgegengesetzt zum Rinnengefälle von Nordwesten nach Südosten geschüttet. Als weitere Besonderheit trennen sich Rinne und Rücken im südlichen Teil – im Raum Münster, Albersloh und Sendenhorst. Dort ist die Rinne einige hundert Meter nach Süden gegen den Wallberg verschoben (Thiermann 1973, S. 69).

Zur Deutung werden verschiedenartige Prozesse angeführt: Entstehung der Rinne vor dem saaleiszeitlichen Eisvorstoß entweder durch fluviale Erosion im Holsteininterglazial, möglicherweise auch elsterzeitliche Gletschererosion; die Aufschüttung des Kiessandzuges wird allgemein, zumindest teilweise, in die Abschmelzphase der saaleiszeitlichen Vergletscherung gestellt (Lotze 1954, Baecker 1963, Thiermann 1970, 1973, 1974, 1975, Rosenfeld-Wyrich 1977, Seraphim 1979).

Zweifel an der Deutung des Kiessandzuges als Os werden begründet mit dem Fehlen eines Sanderschwemmkegels am Ende und mit der absonderlichen Richtung (Arnold 1960, S. 46), wobei wohl eine Vorstoßrichtung des Eises über den Osning von Osten vorausgesetzt wird.

Die Einsicht in die Entstehungsbedingungen subglazialer Wasserläufe in heutigen großen Gletschern ermöglicht aber eine schlüssige Deutung aller Erscheinungsformen des Kiessandzuges durch ein von Norden in das Münsterland eindringendes Inlandeis.

2. Subglaziale Wasserläufe in heutigen großen Gletschern

Im Breidamerkur-Jökull in Island bilden sich unter dem Eis Wasserströme in und parallel zu Mittelmoränen heraus, die in Fließrichtung des Eises verlaufen. Als Ursache ist das im Bereich der Nunataks, von denen die Mittelmoränen ausgehen, versinkende Schmelzwasser anzusehen, das im und unter dem Eis Wasserkammern bildet, die sich infolge der Eisfließbewegung zu Reihen anordnen. Sie liegen oft in den Mittelmoränen selbst, manchmal aber auch in einem deutlichen Abstand zu ihnen, und

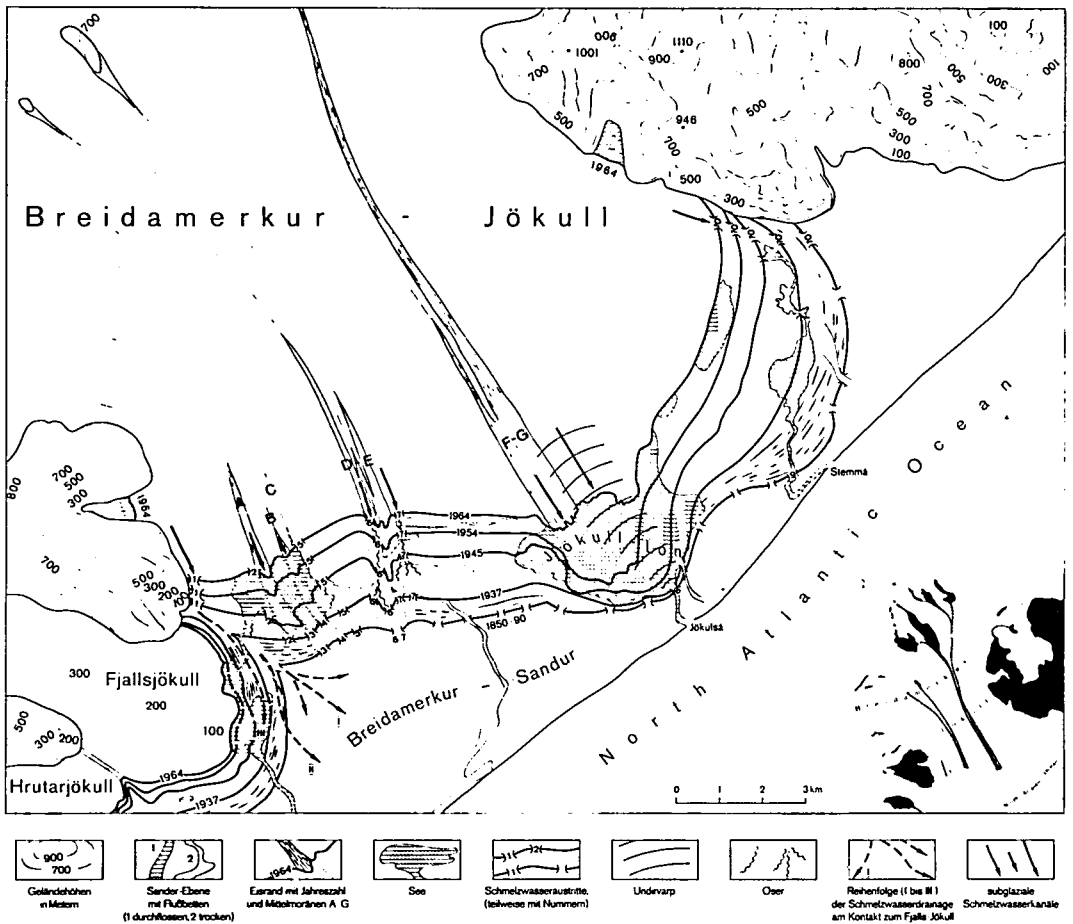


Abb. 1: Breidamerkur-Jökull, Island (aus Thome 1976)

Grundriß

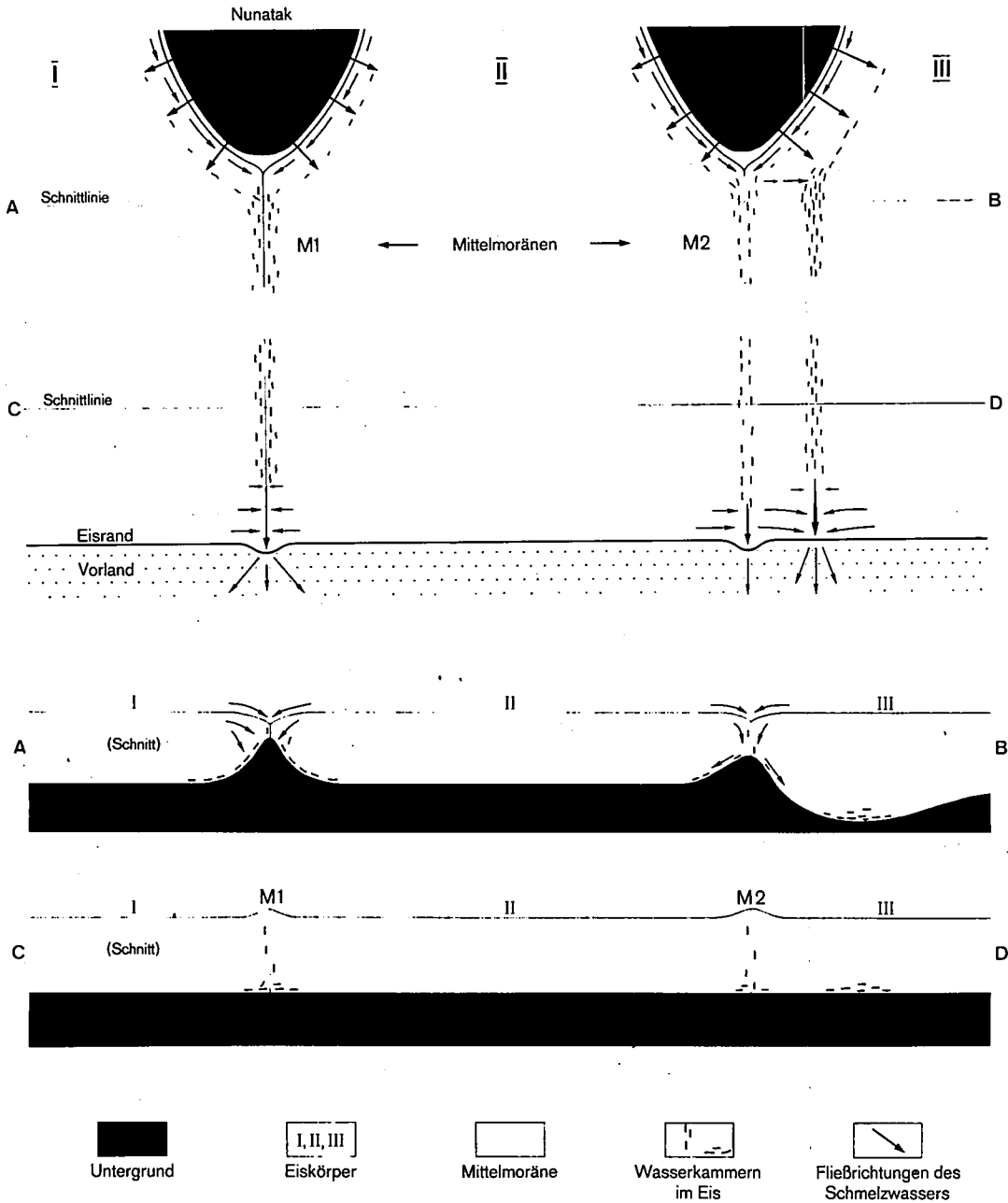


Abb. 2: Fließstrukturen und subglaziale Schmelzwasserströme in Gletschern, schematisch (aus Thome 1976)

zwar in den Fällen, in denen im Bereich der Nunataks das Wasser unterirdisch tieferen Bereichen außerhalb der Mittelmoränen zuströmen konnte. (Da Wasser schwerer als Eis ist, sucht es, soweit es Wege findet, unter dem Eis die tiefsten Zonen der Eisbasis auf). Unter dem verstärkten Schmelzen in Nähe des Eisrandes verbinden sich die Wasserkammern zu subglazialen Strömen. Bei großen Wassermengen aber können subglaziale Ströme viele Kilometer weit unter das Eis reichen, gelegentlich sogar bis zu den Nunataks, von denen die Fließstrukturen ausgehen, wie Beispiele von Gletscherläufen an isländischen Gletschern, aber auch der Yahrtse-Strom am Malaspina-Gletscher in Alaska zeigen (Abb. 1 u. 2).

Während am Breidamerkur-Jökull die Eisfließlinien (sichtbar an den Mittelmoränen) in gerader, ungestörter Richtung bis zum Eisrand verlaufen und damit ein ungestörtes Fließen des Eises bis zum Gletscherende anzeigen, werden an anderen Gletschern die von Nunataks ausgehenden Fließlinien gegen das Gletscherende hin verbogen, weil sich die Fließgeschwindigkeit verlangsamt. Sind die Verbiegungen gering, machen die unterirdischen, in den Fließstrukturen angeordneten Wasserkanäle diese mit; führen die Verbiegungen aber zu starker „Verfaltung“ der ehemaligen Fließstrukturen, wird der Wasserabfluß gesperrt oder er bricht sich einen neuen Weg (Thome 1976). Als Beispiele für Verfaltung der Fließstrukturen seien der Klutlan-, Susitna-, Bering- und Malaspina-Gletscher (Abb. 3), alle in Nordamerika, erwähnt (Russel 1893, Tarr & Martin 1914, Post 1972).

3. Entstehung des Münsterländer Kiessandzuges

Ebenso wie am Breidamerkur-Jökull die Bildung der subglazialen Ströme mit den von Nunataks ausgehenden Mittelmoränen zusammenhängt, finden sich auch beim Münsterlandgletscher am Ausgangspunkt des Kiessandzuges Erhebungen, die die Rolle von Nunataks spielten. Es sind die Höhen zwischen Rheine, Bentheim und Gronau. Zwar wurden sie vom Eis völlig überfahren, waren also verdeckte Nunataks, aber sie kanalisiert die im Eis eingeschlossenen Schmelzwässer an eine tiefe Kerbe unter dem Tal der Steinfurter Aa westlich des Thie-Berges.

Das von Norden kommende Eis enthielt beträchtliche Wassermengen, die sich, der Schwere folgend, an den tiefsten Stellen zwischen den Felsauftragungen konzentrierten und in dem dort durchströmenden Eis enthalten waren, während das über die Höhen kriechende Eis wasserfrei wurde und nach dem Überschreiten der Höhen auch blieb, da sich die beim Überschreiten der Höhen sicherlich gebildeten Spalten rasch wieder schlossen.

Die Fließspur des Eises aus der Kerbe westlich des Thie-Berges blieb auf dem ganzen weiteren Weg des Gletschers wasserreich, so daß sich ein subglazialer Tunnel ausbildete, der zwar möglicherweise zeitweise durch hereinsinkendes Eis verstopft gewesen sein könnte, dann aber durch die laufend ankommenden wasserreichen Eispartien wieder geöffnet worden wäre. Wahrscheinlich aber waren die zur Verfügung stehenden Wassermengen und ihr Druck groß genug, um einen großen Kanal weithin lange Zeit offen zu halten. Der hierin fließende subglaziale Strom erodierte zuerst eine Rinne und hinterließ, als seine Kraft erlahmte, die als Kiessandzug bezeichneten Sedimente (Abb. 4). Während des Erlahmens der Strömung sank die Decke des Eistunnels auf die Ränder der Rinne und verhinderte ihre Zuschüttung. Das Erlahmen der Strömung dürfte mit der Änderung der subglazialen Fließbedingungen beim Erreichen des Eismaximums zusammenhängen (s. S. 33).

Größe und Länge der Rinne sind ein Anhalt für die zur Verfügung stehenden Wassermengen. Es gibt in Gebieten großer Inlandeise Beispiele ähnlicher Rinnen; erwähnt seien die Finger-Lakes südlich des Ontario-See in USA, Tunneltäler und Rinnentäler in Norddeutschland und Jütland.

Möglicherweise hat aber schon das Erreichen der Beckumer-Berge den Strom zum Erlöschen gebracht, denn an dessen Nordhang endet der Kiessandzug.



Abb. 3: Malaspina-Gletscher, Alaska

(nach Top.Kte. 1:250 000 US Geol.Surv.; Landsat-Aufnahmen, NASA; I. C. Russel 1893, Mittelmoränen nach A. Post)

Die Grundrißform des Kiessandzuges als Eisfließspur gedeutet, erlaubt die Erkennung weiterer Details an den Verbiegungen dieser Spur: Bei Reckenfeld (nördlich Greven) biegt der Kiessandzug auf kurze Erstreckung nach Osten, um dann wieder – wie vorher – nach Süden weiterzuziehen. Darin äußert sich die Ablenkung durch einen seitlichen Eisstrom, der aus der Niederung bei Borghorst von Westen herandrängte. Noch aufschlußreicher ist das Umbiegen südlich Münster – zunächst nach Westen – infolge größeren Druckes des weiter östlich über der Emsebene sich ausbreitenden Eises, das aus der Ems-Niederung östlich Rheine vorgestoßen war. Dann biegt der

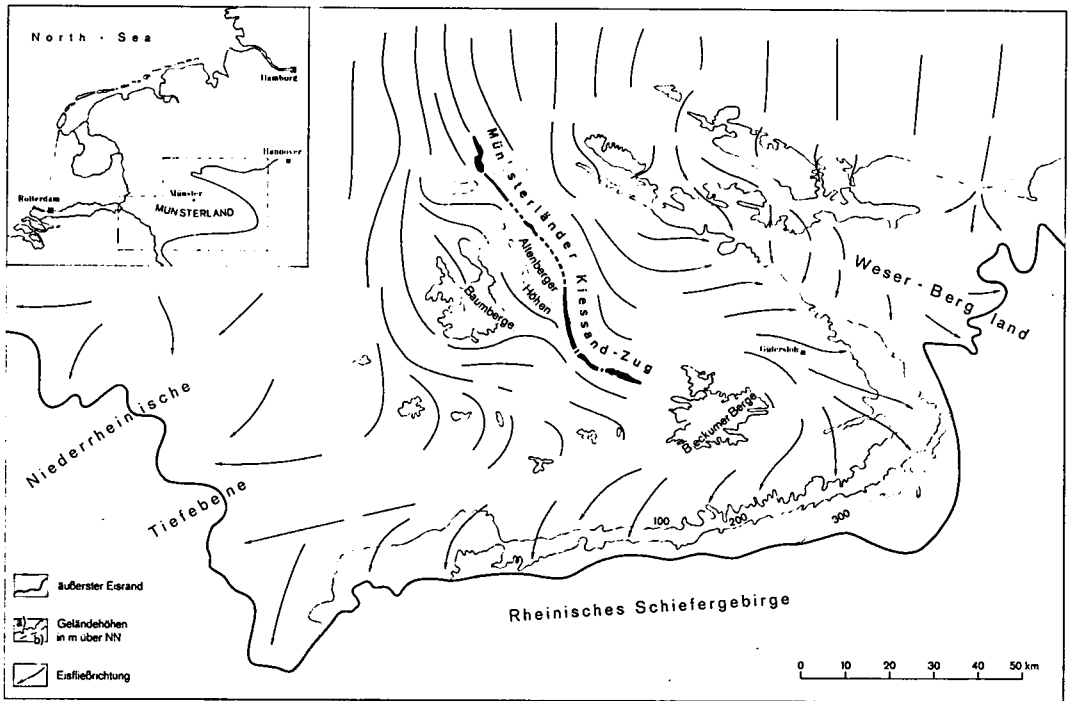


Abb. 4: Münsterland-Gletscher während des Eismaximums (aus Thome 1976)

Kiessandzug nach Südosten um, hierdurch Änderungen der Fließbedingungen anzeigend, deren Ursachen noch nicht auseinanderzuhalten sind. Sicherlich spielte die an Gletscherenden beobachtbare „Faltung“ früher gebildeter Fließlinien eine Rolle. Darauf deutet z.B. das Auseinanderweichen von Rinne und Kiessandrücken. Doch scheint der ostwärtige Trend der Fließlinien auch durch einen leichteren Eisabfluß östlich der Beckumer Berge bedingt gewesen zu sein – vielleicht infolge leichteren Abfließens nach Westen über dem Lippetal oder (und) verstärkten Eisabschmelzens im Senne-raum: dort traf das durch die Dörenschlucht aus dem Weserberglandstausee überlaufende Wasser auf den Eisrand und verursachte zweifellos verstärktes Abschmelzen.

4. Wasserverhältnisse in und vor dem Inlandeis während des Vorstoßes in das Münsterland

Die Entstehung des Kiessandzuges ist nur vorstellbar, weil beträchtliche Wassermengen für einen großen subglazialen Fluß zur Verfügung standen. Das Wasser stammte aus Stauseen, die sich östlich des Osnings bildeten, als das Eis dessen Nordrand erreichte. Damals waren die Mittelgebirgsabflüsse des gesamten Elbe- und Wesersystems, die heute einen jährlichen Abfluß von ca. 16 km³ haben, durch das Eis gesperrt. Die während der Eiszeit hauptsächlich auf wenige Sommermonate beschränkten Abflußmöglichkeiten dürften, auch wenn der damalige Niederschlag

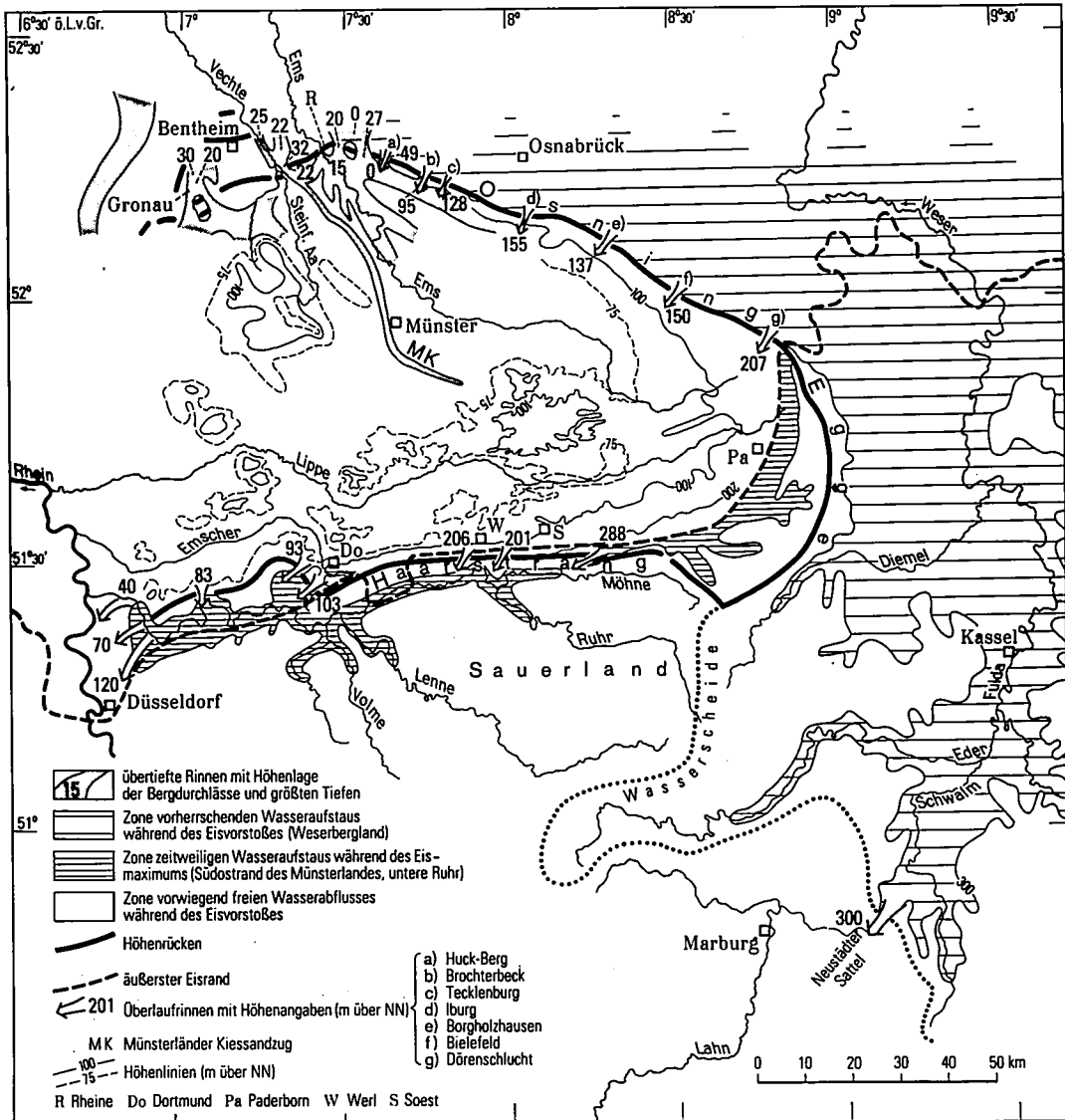


Abb. 5: Geomorphologischer Rahmen des Eisvorstoßes in das Münsterland

geringer als der heutige war, doch Hochwasserspitzen mit Abflussmengen von einigen tausend cbm/s ergeben haben. Dieses Wasser konnte teilweise durch Talkerben im Osning ins Münsterland frei ausfließen und so die Stauseehöhen begrenzen. Die Höhe der Überlaufkerben beträgt heute (in m über NN): 95 m bei Brochterbeck, 128 m bei Tecklenburg (Leedener Mühlenbach), 137 m bei Borgholzhausen, 150 m bei Bielefeld, 155 m bei Iburg und 207 m an der Dörenschlucht. Infolge des allmählichen Vorrückens des Eises durch das Münsterland von Norden nach Süden wurden nacheinander diese Überläufe durch das Eis überdeckt und teilweise gesperrt. Der maximale Eisrand der Saaleeiszeit verlief im Bereich der Dörenschlucht, so daß diese Kerbe vielleicht nur teilweise gesperrt wurde. Wäre auch sie ganz gesperrt worden, und wahrscheinlich trat dieser Fall in der Elster-Eiszeit ein, dann lag der nächsthöhere ungesperrte Überlauf weit südlich am Neustädter Sattel bei Marburg in 300 m über NN (Abb. 5; Überlauf der Fulda in die Lahn).

Das Wasser wurde aber nicht nur hochgestaut und floß durch die vor dem Eis befindlichen Kerben ab, sondern der durch den Hochstau bewirkte hydrostatische Druck preßte auch Wasser unter die randnahen Zonen des Inlandeises, die noch nicht mächtig genug waren, um das eindringende Wasser wie bei randferneren Zonen aufzuhalten. Das unter das Eis gepreßte Wasser floß subglazial um den Osning herum und trat westlich von ihm frei aus. Es müssen sich am Nordrand des Münsterlandes mehrere große subglaziale Ströme gebildet haben. Einer davon war der des Münsterländer Kiessandzuges, ein weiterer, noch wasserreicherer, strömte östlich der Höhen von Rheine durch die breite und tiefe Kerbe zwischen Rheine und Rodde, und noch ein weiterer starker Strom entwickelte sich östlich des letzteren auf der linken (östlichen) Flanke des Münsterlandgletschers, auf dem Westhang des Osning-Rückens. Fast alle großen heutigen Gletscher haben solche Flankenströme, weil dort das Eis stärker zerklüftet, geringmächtiger und damit wasserwegsammer ist. Dieser Flankenstrom erodierte die Vorosning-Rinne. Diese tiefe Rinne dicht auf dem Osningwesthang ist durch reine subärische Flußerosion nicht erklärbar, weil die Osninghangentwässerung sie weiter abgedrängt hätte. Sie kann nur durch subglaziale Erosion entstanden sein. Vermutlich dürfte die starke Erosion unter der Gletscherflanke durch Wasser und Eis auch das Herausarbeiten der Härtlingsrücken des Osnings verstärkt haben.

Je weiter das Eis nach Süden ins Münsterland gelangte, desto höher wurde auch der Osning von Norden her mit Eis überdeckt und der freie Wasserausfluß aus den darin befindlichen Kerben ins Münsterland behindert. Die Behinderung dürfte ausgereicht haben, den Aufstau im Weserbergland zu erhöhen. Aber diese Erhöhung der Stauseespiegel bedingte gleichzeitig eine Erhöhung des hydrostatischen Drucks, so daß das Wasser unter dem Eis nicht nur durch die tiefsten Kerben, sondern wahrscheinlich auch über den niedrigen Teil der dazwischen liegenden Höhen ins Münsterland gelangen konnte und sich dort mit den von Norden kommenden subglazialen Strömen vereinigte.

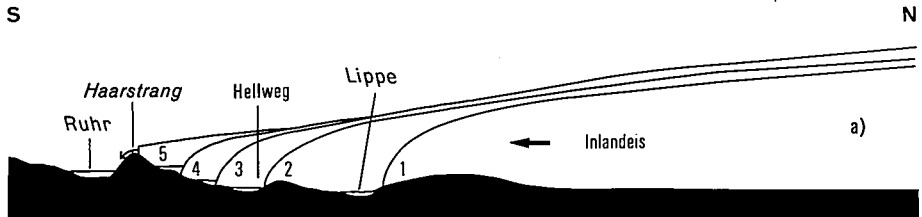
Der subglaziale Kanal des Kiessandzuges liegt übrigens randlich zu den unter dem Emstal anzunehmenden Hauptentwässerungsrinnen des Münsterlandgletschers. Auch im Breidamerkur-Jökull sind Kiessandrücken als Oser nur an Schmelzwasseraustritten erhalten, die eine mehr randliche Position haben, sie liegen auf einer subglazialen Wasserscheide, während die Hauptströme in Vertiefungen münden, die als Seen in Erscheinung treten.

5. Vorstoß-Phase und Eismaximum des Münsterlandgletschers

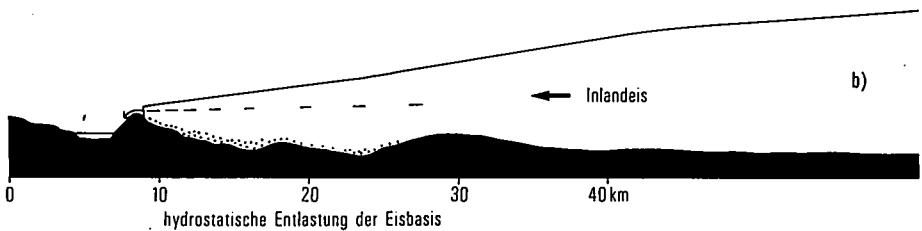
Das Inlandeis drang von Norden auf breiter Front in das Münsterland ein. Aus seiner Stirn strömten starke Schmelzwasserflüsse, die durch Wasser des Weser-Elbe-Systems angereichert waren. Sie schütteten vor den Eisrand einen Saum aus Sanderschwemmkegeln, dessen einsnächste Teile zu Endmoränen zusammengeschoben wurden. Außerhalb des Sandersaums vereinigten sich die aus dem Eis austretenden Wässer mit denen, die aus den noch eisfreien Überlaufnassen des Osnings flossen, zu

einem großen, nach Westen zum Rhein strömenden Fluß. Infolge des Fortschreitens der Eisfront nach Süden zerstörte der Gletscher die eisnächsten Teile dieser Sedimente, während seine Schmelzwässer den Sandersaum weiter nach Süden ausbreiteten. Das ganze System der eisrandnahen Ablagerungen aus Moränenwall, Sandersaum und Randfluß wanderte also mit dem Eisrand nach Süden bis ins Lippe-Tal.

Die außergewöhnlichen Bedingungen, unter die der Münsterland-Gletscher dann aber nach dem Durchschreiten des Lippetal bei dem Aufsteigen auf den Haarstrang



1-5: Stadien des Eisvorstoßes mit jeweiligem Randfluß



a): während des Vorstoßes über Lippe- und Hellwegtal (Stadien 1-3) bildet sich vor dem Eisrand ein starker, nach Westen fließender Schmelzwasserstrom.

Stadium 4: Der Eisrand steigt auf den Fuß des Haarstrangs, der Randstrom erodiert Stufen in den Hang.

b) = Stadium 5: Der Eisrand erreicht den Haarstrangsscheitel; ein Teil des hochgestauten Schmelzwassers fließt über den Scheitel ins Ruhrtal, ein weiterer Teil preßt sich unter Aufstaudruck zwischen Eisbasis und Untergrund nach Westen hindurch; die Gletscheroberfläche ist infolge des Wasserrückstaus stark ausgedünnt.

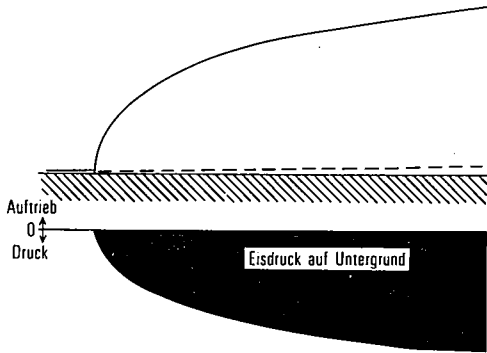
Abb. 6: Eisvorstoß aus dem Lippe-Tal auf den Haarstrang

geriet, verhinderten den Bau deutlicher Endmoränen und Sanderschwemmkegel während des nun eintretenden Eismaximums und sind daher Ursache für die Undeutlichkeit des Eisvorstoßes:

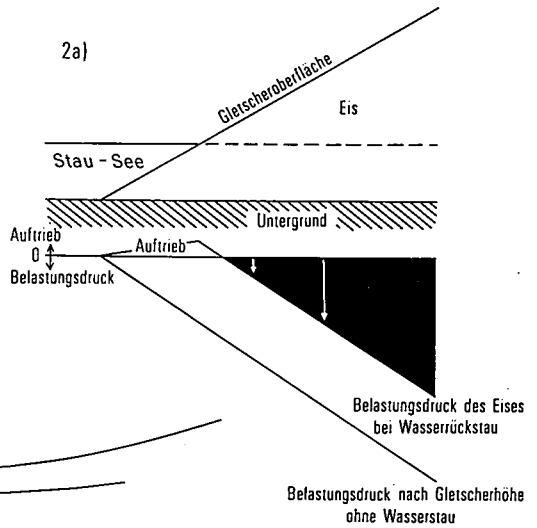
Als das Eis den Nordhang des Haarstrangs erreichte, begann es langsam an diesem emporzusteigen. Hierbei wurde der Randstrom immer mehr eingeeengt, so daß er zwangsläufig fast sämtliches Lockermaterial nach Westen entfernte, in den Hang Terrassenstufen erodierte (vgl. Verebnungsstufen Hempels 1962, 1978) und dem Eisrand eine steile Stirn gab, wodurch der Eisschurf wesentlich verstärkt wurde (Abb. 6).

Schließlich erreichte der Eisrand im Raum Werl die Scheitelhöhe des Haarstrangs; südlich Dortmund schob sich eine Eiszunge noch bis ins Ruhrtal, weiter westlich wurde das Ruhrtal kräftig überschritten und zeitweise gestaut. Von Dortmund nach Osten aber scheint der Haarstrang den äußersten Südrand des Eises zu bezeichnen. Die Schmelzwässer wurden im Raum Werl-Soest etwa bis zum Haarstrangsscheitel hoch-

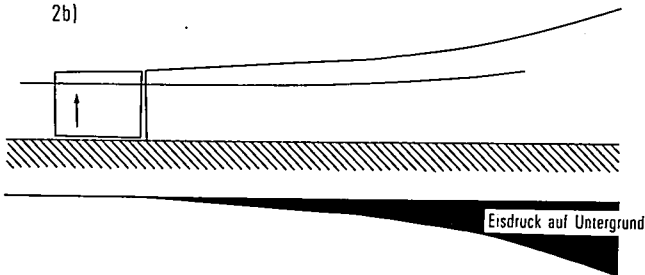
1) bei freiem Wasserabfluß



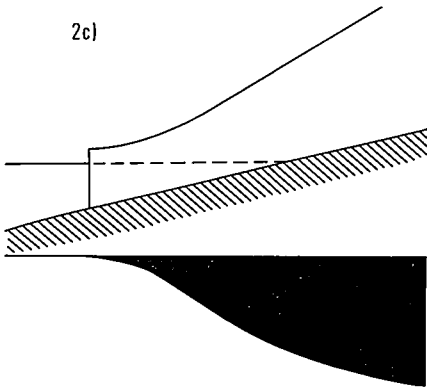
2) bei Rückstau des Wassers in den Gletscher



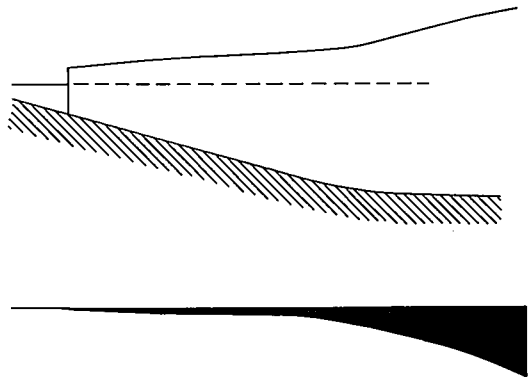
2b)



2c)



2d)



1) Bei freiem Wasserausfluß steigt Belastung proportional zur Eismächtigkeit

2a) Bei Wasserrückstau herrscht in zu dünnem Eis Auftrieb; mit zunehmender Eisdicke stellt sich zunächst ein Gleichgewicht ein - d. h. der Auftrieb ist gleich der Eisbelastung. (Dann ist die Bodenpressung = Null, die Reibung äußerst gering.) Bei weiter zunehmender Eisdicke nehmen Bodenpressung und Reibung zu, aber vermindert um die Eismächtigkeit, die dem Auftrieb entspricht.

2b-d) Die Zone der „Null-Reibung“ (Eisbelastung = Auftrieb) wird in Gletschern weit gestreckt infolge der starken Reduzierung der Fließwiderstände. Daraus resultieren je nach Neigungswinkel des Untergrundes verschiedene Formen von Gletscherzungen.

Abb. 7: Belastung des Untergrundes durch Gletschereis (Schema)

gestaut und flossen durch einige flache, aber deutlich erkennbare Kerben (Überlauf-
rinnen) ins Ruhr- bzw. Möhnetal ab. Solche Rinnen sind erkennbar südwestlich Werl
am Werler Wald (207 m ü. NN), bei Bremen südöstlich Werl (201 m ü. NN) und an den
Haarhöfen südlich Altenmellrich, östlich Soest, in 288 m ü. NN. Der Überlauf bei
Altenmellrich war vielleicht nur in der Elster-Eiszeit in Funktion (Abb. 5).

Bedeutsamer als die Erosion kleiner Überlaufkerben auf dem Haarstrang wurde
aber die durch die Aufstauhöhe des Wassers veränderte Dynamik der randnahen
Gletscherteile. Der Wasseraufstau (südlich Werl bis über 200 m ü. NN, nach Osten
mehr) bewirkte eine beträchtliche Entlastung des Untergrundes im Bereich des Hell-
weg- und Lippetals von der auf ihm ruhenden Eislast, so daß das dort befindliche Eis
eine geringere innere Reibung erhielt und leichter beweglich wurde. Es war daher
dünner, als es ohne hochstehendes Wasser hätte fließen können. Auch sein Oberflä-
chengefälle war geringer (Abb. 6 u. 7).

Wenn in der sommerlichen Schnee- und Eisschmelze das aus dem Weserbergland
kommende Hochwasser sich durch die Überlaufkerben des Osnings hindurchdrückte,
dürfte es das Eis über dem Hellweg- und Lippe-Tal schwach angehoben haben. Dann
schloß das Wasser durch schmale Spalten zwischen Eisbasis und Untergrund mit einem
Druck von ca. 15 bis 20 Bar nach Westen hindurch. Die kombinierte Eis- und Druck-
wasser-Erosion führte zur Bildung breiter Wannen, wie sie die subarische Flußerosion
bei der Kleinheit der Flüsse in der zur Verfügung stehenden Zeit kaum hätte formen
können. So entstanden die ohne scharfe Grenze ineinander übergehenden Wannen des
Lippe- u. Hellwegtals, östlich von Dortmund. Eine ähnliche Erosion muß auch für das
Emstal angenommen werden; denn auch dieses lag in Eisrandnähe. Während des
Vorrückens des Münsterlandgletschers befanden sich im Raum des Emstals die größe-
ren subglazialen Ströme, die sowohl um das Nordende des Osnings herum, als auch
durch den Überlauf über diesen Bergrücken gespeist wurden. Auch wenn während
des Eismaximums der Zufluß um den Osnig herum wegen der weiten Entfernung
nachließ, blieb der Gletscher im Emstal wasserreich, weil er nun stärker durch die
Überläufe über den Osnig gespeist wurde. Die breiten, ohne scharfe Grenze ineinan-
der übergehenden Wannen von Ems, Lippe und Hellwegtal sind also im wesentlichen
auf subglaziale Erosion unter besonders wasserreichen Teilen des Münsterlandglet-
schers zurückzuführen, während die Höhen des westlichen Münsterlandes unter was-
serärmeren Gletscherteilen lagen und daher weniger dieser Erosion ausgesetzt waren.

Die im Hellweg- und Lippetal stellenweise vorhandenen niedrigen Höhen sind
drumlinartige, unter dem Eis entstandene Formen mit kleinen Talkerben, die sowohl
nach Osten und Westen entwässern und über die niedrigen Höhenscheitel durch
Kerben bzw. Geländesättel miteinander verbunden sind. Ihre Formung geschah durch
das unter dem Eis über die Drumlins fließende Druckwasser. Die Fließrichtung des
Wassers war vorwiegend nach Westen gerichtet, während die Fließrichtung des Eises
mehr nach Süden bis Südwesten – gegen den Haarstrangsheitel – gerichtet war. In
der Nähe des Randes stellen sich die Eisfließlinien stärker gegen den Rand.

Die zahlreichen kleinen, schräg zum Hanggefälle in den Haarstrangnordhang einge-
tieften Tälchen dürften vorwiegend aus Rinnen und Rücken entstanden sein, die der
starke Eisschurf auf dem Hang in der Eisfließrichtung hinterließ. Möglicherweise
spielte auch das Aufreißen langer offener Spalten im Eisrand eine Rolle, die das
Fließen des Wassers und damit seine Erosion erleichterten; denn manche Tälchen
scheinen an Drumlinhöhen im Hellwegtal anzusetzen, an denen das Gletschereis
hängen geblieben sein könnte. Große grönländische Gletscher, die in Fjorden im
Schwimmgleichgewicht mit dem Wasser fließen, zeigen solche langen offenen Eispal-
ten.

Der hohe Rückstau am Haarstrang verlieh dem Münsterlandgletscher während des
Eismaximums einen verstärkten Fließtrend nach Westen. Jetzt erreichte das Eis am
Niederrhein seine größte Ausdehnung. Die untere Ruhr wurde – von der Mündung her
– bis mindestens 120 m über NN hochgestaut.

Die im Niederrheingebiet erkennbaren Oszillationen des Eisrandes (Thome 1959) dürften auf Pulsationen des Münsterlandgletschers zurückzuführen sein, die durch dessen Wasserrückstau ausgelöst wurden.

Die Aufschüttung des Münsterländer Kiessandzuges wurde wohl durch das langsame Erlahmen des dort fließenden, großen subglazialen Stroms infolge des zunehmenden Wasserrückstaus während des Aufsteigens des Eisrandes am Haarstrang verursacht (s. S. 25).

Auch beim Zerfall der Inlandeise äußerte sich die durch den Wasserrückstau veränderte Eisdynamik, indem nun die durch den Rückstau verdünnten randnahen Inlandeiszonen sehr rasch zum Toteis wurden, weil das sie mittragende Wasser andere Wege fand und auslief. Aus diesem Grund gibt es keine weitaushaltenden Rückzugsstadien im Bereich der Mittelgebirge und ihrer Randzonen, während außerhalb der Gebirge - in der Norddeutschen Tiefebene - vermutlich auch die Inlandeise der Elster- und Saale-Eiszeit Rückzugsstadien hinterlassen hatten, die später von den jüngeren Vorstößen überdeckt wurden.

6. Stausee- und Fluß-Sedimente am Eisrand

Die oben dargestellten Vorgänge erfordern zwingend die Existenz von Aufstaugebieten vor dem Eisrand überall dort, wo dieser entgegen dem Gefälle in Täler vorstieß.

Als typische Stausee-Ablagerungen gelten dünngeschichtete Schluffe und Tone ähnlich den Warven Schwedens. Doch werden diese nicht überall gefunden.

Die Stauseen des Weserberglandes dürften, korrespondierend mit dem Eisvorstoß, langsame, große Schwankungen der Wasserspiegelhöhe gehabt haben, die durch jährliche kleinere Schwankungen überlagert waren. Die Stauseen der unteren Ruhr bestanden nur während des Eismaximums und unterlagen sehr starken Spiegelschwankungen infolge sporadischer gewaltsamer Ausbrüche auf die Niederrheinebene (Gletscherläufe). Sie waren daher viel kurzlebiger. Auch auf dem Südwesthang des Osning entstanden während des Eisvorstoßes zeitweise kleine Stauseen.

An isländischen Stauseen, die während des Gletscherrückzuges der letzten Jahrzehnte ausliefen und deren Spuren daher in allen Teilen zugänglich sind, läßt sich beobachten, daß maximale Stauseehöhen nicht lange überlieferbar sind. Im Bereich ehemaliger Höchstwasserstände finden sich, oft mehrere hundert Meter über den Talböden, an den Talhängen noch spärliche Reste von Kerben, die einst vom Wellenschlag in den Hangschutt gegraben wurden und die rascher Zerstörung unterliegen.

Typische Stauseeablagerungen finden sich erst viel tiefer auf den Talböden und auf Terrassenstufen, manchmal auch als schmale Leisten am unteren Teil von Hängen. Es sind dünngeschichtete Schluffe und Tone, oft mit eingelagerten Kies- und Sandschichten und fast immer von Flußschottern oder Hangschutt überlagert.

Nicht immer aber sind die Stauseeablagerungen so typisch. In Tälern mit starker Schutttzufuhr überwiegen reine Sand- und Kiesbänke, die manchmal im Innern eine deutlich geneigte Schichtung (Delta-Schichtung) aufweisen, oft aber nur die Schichtung eines verwilderten Flusses enthalten. Im letzteren Fall hielt die Aufschotterung mit dem Seeaufstau Schritt.

Oft sind also die durch den Aufstau bedingten Sedimente nicht als typische Stauseesedimente ausgebildet. In solchen Fällen werden sie auch nicht als mit Aufstauvorgängen in Verbindung stehend erkannt, zumal, wenn in eisferner Lage nicht mit Stauseeablagerungen gerechnet wird. So scheint mir die Vermutung gerechtfertigt, daß z. B. die Aufschotterungen an Elbe und Moldau im böhmischen Becken als Fernwirkungen des Aufstaus der Elbe vor dem weit im Norden liegendebliebenen Inlandeis zu verstehen sind (vgl. Paluska 1976).

Während in Randgebieten des Münsterlandes (Weserbergland, untere Ruhr, Paderborner Raum) vorwiegend Stauseebildungen vor dem Inlandeis entstanden, unterlag das Münsterland selbst, während des Eisvorstoßes, vorwiegend (glazi-) fluviatilen Vorgängen, von Eis-Erosion und Akkumulation abgesehen. Die dort von Schmelzwässern hinterlassenen Sedimente bestehen zum weitaus größten Teil aus Sanden, wie sie der Münsterländer Kiessandzug und die Senne überliefern. Aber auch die stärker umgelagerten Sandvorkommen auf dem Terrassensporn bei Kettwig und in den weiten Talebenen des Münsterlandes dürften auf die Sandüberschüttung durch die Eisschmelzwasser zurückzuführen sein.

In der Dörenschlucht reichen die Sande aus dem Münsterland in das Weserbergland hinein. Als Ursache wird Windtransport vermutet, zumal sie äolisch überformt sind. Es gibt aber noch einen anderen hier zu erwägenden Aspekt: Wenn das Inlandeis im südöstlichen Teil des Münsterlandes das Wasser höher als 300 m aufstauen konnte (die höchsten Moränenreste liegen dort anscheinend über 300 m über NN; von Dechen, 1878, gibt bei Atteln eine Höhe von 325 m über NN an), dann konnte in den Hochwasserzeiten der sommerlichen Schmelzperioden zeitweise eine Umkehrung der ostwestlichen Wasserströmung aus dem Weserbergland ins Münsterland eintreten, sobald durch den Überlauf am Neustädter Sattel bei Marburg die Stauseehöhe im Weserbergland auf 300 m ü. NN reduziert war. Kurzfristig konnte also in der Dörenschlucht während des Eismaximums eine west-östliche Fließrichtung eintreten und den Sand der Senne ein Stück weit mitführen.

7. Eisvorstoß in das Münsterland auch in der Elster-Eiszeit

Neben sicheren und weit verbreiteten Spuren des saaleeiszeitlichen Gletschervorstoßes finden sich im Münsterland an vielen Stellen Reste eines älteren Vorstoßes, der der Elster-Eiszeit zugeschrieben werden kann. Doch ist der Befund der meisten dieser älteren Spuren nicht eindeutig. Am leichtesten lassen sich in oberflächennahen Ablagerungen noch unterschiedliche Geschiebespektren unterscheiden. Nach Hesemann 1957 gehören Spektren mit eindeutig ostfennoskandischer Vormacht zu Moränen der Elster-Eiszeit, während die Moränen der Saale-Eiszeit eine schwedische Geschiebevormacht enthalten. In der jahrelangen Diskussion um die Deutung der Funde werden mehrere Meinungen vertreten und zwar weniger die, daß die Gletscher der Elster-Eiszeit selbst die Moränen hinterlassen hätten, sondern daß die saaleeiszeitlichen Gletscher Moränen der Elster-Eiszeit aufgenommen und mitgeschleppt hätten oder daß Teile des saalezeitlichen Inlandeises ebenfalls eine ostfennoskandische Geschiebevormacht besaßen. Jedenfalls können die Funde ostfennoskandischer Geschiebevormacht im Münsterland zwischen anderen mit schwedischer nicht als Beweis für die Anwesenheit elsterzeitlicher Gletscher gelten.

Es gibt aber noch andere Spuren, die nach meiner Meinung einen solchen Vorstoß beweisen. In mehreren Bohrungen wurden zwei Grundmoränen übereinander angetroffen, die durch mächtige fluviatile Sedimente voneinander getrennt sind. Sie beweisen zumindest zwei getrennte Eisvorstöße in das Münsterland. Für die Anwesenheit elstereiszeitlicher Gletscher im Münsterland gibt es aber noch weitere wichtige Beweise in den tiefen Rinnen, die am Nordrand des Münsterlandes zwischen dem Nordwestende des Osnings und den Höhen bis Gronau in die Kreideoberfläche eingeschnitten sind (Koch 1968, 1970, 1973) und die zumindest teilweise nur durch subglaziale Erosion entstanden sein können. Da über ihren tiefsten quartären Sedimentfüllungen stellenweise aber das Holstein-Interglazial liegt (Baecker 1963), können sie nur in der davor liegenden Eiszeit, der Elster-Eiszeit, entstanden sein.

Der stark verwitterte Rest einer elsterzeitlichen Grundmoräne auf dem Steinberg bei Kettwig, ca. 8–10 m unter saalezeitlichen Schmelzwasserablagerungen gelegen, die ihrerseits von einer wesentlich frischeren saalezeitlichen Grundmoräne überdeckt sind, zeigt zudem, daß selbst am Rheintal, also am äußersten Rand der saalezeitlichen Eisverbreitung, elsterzeitliche Gletscherspuren vorkommen (Thome 1979). Nirgendwo

sind bisher elsterzeitliche Gletscherspuren außerhalb saalezeitlicher im Münsterland gefunden worden; so ist der Schluß berechtigt: die elstereiszeitliche Eisverbreitung erreichte im Münsterland ungefähr die gleiche Ausdehnung, wie die saaleeiszeitliche.

Die oben für den Gletschervorstoß der Saaleeiszeit abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten, die sich aus Geländegestalt und Fließgesetzen des Eises ergeben, müssen auch für den Vorstoß der Elster-Eiszeit gelten. Das bedeutet: Beide Vorstöße liefen ungefähr nach dem gleichen Schema ab, ihre Spuren überdecken sich, so daß sie oft nicht zu unterscheiden sind. Der jüngere Vorstoß hat natürlich mehr Sedimente hinterlassen, der ältere tiefere Erosionshohlformen.

Der Gletschervorstoß der Elstereiszeit ist auch sonst nur in solchen Gebieten klar erkennbar, in denen er den der Saaleeiszeit an Reichweite übertraf (Liedke 1975). Da zudem ein mechanischer Grund für die Reichweitenunterschiede beider Eisränder gegeben ist, kann der elsterzeitliche Eisvorstoß in das Münsterland als gesichert gelten.

8. Unterschiedliche Reichweiten von elster- und saaleeiszeitlichem Inlandeis in den Mittelgebirgen

Im Bereich Erfurt-Dresden erreicht die elstereiszeitliche Vergletscherung ihren größten Randabstand gegenüber der saaleeiszeitlichen. Auch weiter östlich und westlich gibt der elstereiszeitliche Eisrand die größte jemals vom nordeuropäischen Inlandeis

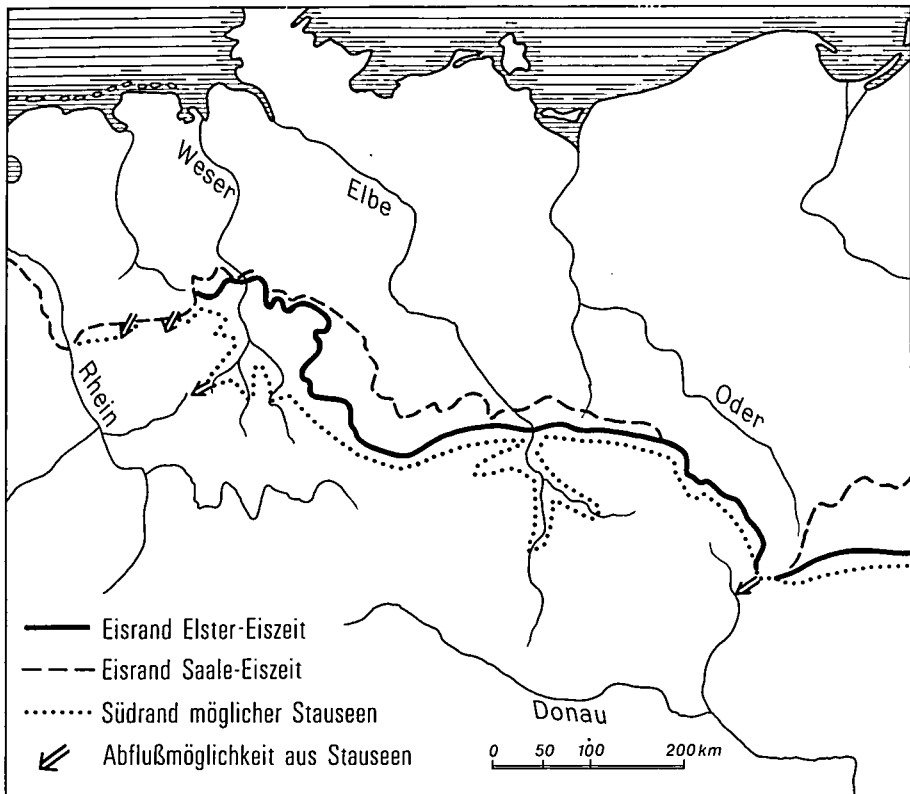
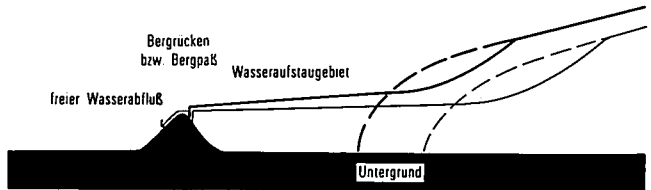


Abb. 8: Äußerste Reichweiten von Elster- und Saale-Vereisung in Mitteleuropa mit Randzone möglicher Stauseen und deren Überlaufmöglichkeiten

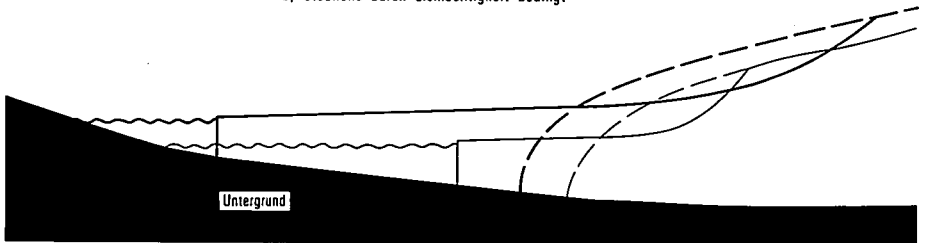
erreichte Ausbreitung wieder, während der äußerste Rand der saaleeiszeitlichen Vergletscherung dahinter zurückbleibt. Nicht überall ist aber der unterschiedliche Randabstand gleich groß. Es versteht sich von selbst, daß an hohen steilen Gebirgen die Randabstände näher aneinander rücken, da in der Vertikalen die verschiedenen Eishöhen wesentlich geringer als die Reichweiten in der Horizontalen der etwas verschieden mächtigen Gletscher waren. Aber fast immer liegt – ob an hohen Gebirgen oder in Ebenen – der Rand des Elstereises außerhalb des vom Saaleeis erreichten Gebietes. Von dieser Regel gibt es zwei Ausnahmen: In der Mährischen Pforte und im Münsterland reicht der Eisrand der Saalevergletscherung bis zur äußersten Grenze der maximalen Vereisung, dadurch gilt in beiden Gebieten der Rand der Elstervereisung als nicht bekannt (Abb. 8).

Veränderung des Inlandeissaumes durch Wasserrückstau

a) Stauhöhe durch Geländehöhen vor dem Eisrand vorbestimmt



b) Stauhöhe durch Eismächtigkeit bedingt



größeres Inlandeis:	— — — — —	bei freiem Wasserabfluß	—————	bei Wasseraufstau	} Stausee Stausee
kleineres Inlandeis:	— — — — —	bei freiem Wasserabfluß	—————	bei Wasseraufstau	

Abb. 9: Reichweiten verschieden mächtiger Gletscherzungen bei Wasseraufstau (schematisch)

Für das Münsterland wird aus diesem Befund gefolgert, daß die Elstervereisung es gar nicht erreicht hat (u. a. Woldstedt & Duphorn 1974).

Diese Reichweitenunterschiede können nicht auf großregionale Unterschiede in der Gestalt der die Eisränder ausschickenden Inlandeise zurückzuführen sein, sonst würden sie wohl an einer Seite, nicht aber wechselnd an verschiedenen Stellen auftreten. Es gibt aber einen mechanischen Grund für unterschiedliche Reichweiten; er liegt in der – etwas – verschiedenen Eismächtigkeit beider Inlandeise und dem davon verursachten unterschiedlichen Aufstau der Mittelgebirgsflüsse mit unterschiedlichen Überlaufmöglichkeiten begründet (Abb. 9):

- a) Wenn die Stausee-Höhe vor dem Eisrand durch eine vorgegebene Geländeform (Bergsattel, Bergrücken) begrenzt ist, so daß bei höherem Anstau Wasser überfließt, reichen sowohl das etwas mächtigere als auch das kleinere Inlandeis gleich weit – höchstens bis zum Überlauf, solange beide Eisränder vor dem Gebirgsriegel eine durch den Wasseranstau bedingte Verdünnungszone besitzen.

b) Wenn die Stausee-Höhe aber allein von der Eismächtigkeit abhängt – das ist der Fall, wenn die Berge so hoch sind, daß die Stauseen keinen Überlauf finden –, dann stößt das mächtigere Eis weiter vor als das kleinere. Die Reichweitenunterschiede hängen dann wesentlich von der Geländegestalt ab.

Fall a) war an der Mährischen Pforte und im Münsterland, Fall b) im Elbegebiet verwirklicht.

Beide Eisvorstöße erscheinen wegen ihrer geringen Reichweitenunterschiede als fast gleich groß. Dennoch hat die Erosionswirkung des etwas mächtigeren elstereiszeitlichen Vorstoßes die des saaleeiszeitlichen schon allein aus mechanischen Gründen weit übertroffen. Nicht nur das Schurfvermögen des etwas mächtigeren Eises war größer, sondern im Bereich der Eisränder übertraf die Erosionsdauer des elstereiszeitlichen Eises die des saaleeiszeitlichen um das Mehrfache, weil die Aufbauzeit wesentlich größer gewesen sein muß.

Literatur

- Arnold, H.:** Morphologische Probleme an der oberen Möhne. – Z. deutsch. geol. Ges., 111:746, Hannover 1960
- Arnold, H.:** Mit Beiträgen von Hoyer, P. & Vogler, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh, Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl., Krefeld 1977
- Aseev, A. A.:** Dynamik und geomorphologische Wirkung der europäischen Eisschilde. – Pet. Geogr. Mitt., 112, 112–115, Gotha 1968
- Baecker, P.:** Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 117, 59–88, Stuttgart 1963
- Benthaus, F.:** Die Eiszeit in Essen. – Mitt. Geol. Ges. Essen, 8, 19–37, Essen 1978
- Bolsenkötter, H. & Hilden, H. D.:** Die Grundwasserlandschaften und die Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen, dargestellt an zwei Karten im Maßstab 1:500 000. – Nachr. dt. geol. Ges., 4, 66–74, Hannover 1971
- Braun, F. J.:** Über Bild und Alter der Stauchmoräne bei Ladbergen im nördlichen Münsterland. – Z. dt. geol. Ges., 104; 531–532, Hannover 1953
- Dechen, H. von:** Über das Vorkommen nordischer Geschiebe oder erratischer Blöcke in Rheinland und Westfalen. – Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., 36, Corresp. Bl. 2, 82–87, Bonn 1879
- Deutloff, O.:** Karte Geologie 1:500 000, – Dt. Planungsatlas 1, Nordrh.-Westf., Lieferung 8, Hannover 1976
- Deutloff, O.:** Hydrogeologie 1:500 000. – Dt. Planungsatlas 1, Nordrh.-Westf., Lieferung 18 mit Erl., Hannover 1978
- Erlinghagen, L.:** Geologischer Bau und Entwicklung des Ruhrtales. – Diss. TH Stuttgart, Manuskript, Stuttgart 1953
- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:** 100 000, C 4318 Paderborn mit Erl. 55 S. Krefeld 1978
- Gripp, K.:** 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. – Eiszeitalter u. Gegenw. 26, 31–73, 1975
- Harbort, E. & Keilhack, K.:** Erläuterungen zu Blatt Senne. – Geol. Kt. Preußen u. dt. Bundesstaaten 1:25 000, Berlin 1918
- Hempel, L.:** Pleistozäne Pseudorumpfflächen am Haarstrang. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 83–89, Stuttgart 1962
- Hesemann, J.:** Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, XXXI, H. 2, 247–285, 1939
- Hesemann, J.:** Elster- und Saale-Eiszeit in Westfalen und anschließendem Rheinland nach ihrer Geschiebeführung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1956, 49–54, Stuttgart 1957
- Hesemann, J.:** Das Münsterland als pleistozäne Erosionslandschaft. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969, 530–534. Stuttgart 1969

- Hesemann, J.:** Geologie Nordrhein-Westfalens. Paderborn 1975
- Hesemann, J.:** Norddeutsches Quartär. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 11/12, 1115–1139. Stuttgart 1977
- Kalterherberg, J. & Kühn-Velten, H.:** Klüfte und Talrichtungen im Turon des südöstlichen Münsterlandes. – Geol. Rdsch. 56, 726–748. Stuttgart 1967
- Keller, G.:** Sand- und Kieshügel vor dem Teutoburger Wald bei Lengerich (Westf.) und Lienen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1952, 433–441. Stuttgart 1952
- Keller, G.:** Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1952, 71–79, Stuttgart 1952
- Keller, G.:** Fluviatile Feinsande des Saale-Weichsel-Interglazials an der Münsterlandseite des nordwestlichen Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1953, 350–357. Stuttgart 1954
- Keller, G.:** Fluviatile Sand- und Kieshügel des Saale-Weichsel-Interglazials am Teutoburger Wald und die Bildung des Brochterbecker Durchbruchtales. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 8–15. Stuttgart 1954
- Koch, M.:** Karte der Quartärbasis, in: Thiermann 1968
- Koch, M.:** Karte der Quartärbasis, in: Thiermann 1970
- Koch, M.:** Karte der Quartärbasis, in: Thiermann 1973
- Kühn-Velten, H.:** Asymmetrische Talquerschnitte im Bereich der Schichtstufenlandschaft zwischen Haarstrang und Hellweg. – Z. f. Geomorphologie, N. F. 11, 1967, H. 4:499–505. Berlin 1967
- Kurtz, E.:** Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe. – Beilage z. Progr. des Gymnasiums zu Düren, Nr. 604, 30. 1912
- Liedke, H.:** Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Erl. zu einer farbigen Übersichtskarte 1:100 000. – Forsch. z. dt. Landeskde., 204; Bonn-Bad Godesberg 1975
- Lotze, F.:** Gerölle des Sauerlandes am Nordfuße des Haarstranges (Westf.) – Z. dt. geol. Ges., 85, 461–463. Berlin 1933
- Lotze, F.:** Das Quartär der Hellwegebene bei Geseke. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1951, 33–38. Stuttgart 1951
- Lotze, F.:** Das Diluvium der Delbrücker Höhe im Zwischengebiet zwischen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1951, 193–201. Stuttgart 1952
- Lotze, F.:** Zur Stratigraphie des Senne-Diluviums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1951, 97–102, Stuttgart 1951
- Lotze, F.:** Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 306–311. Stuttgart 1953
- Lotze, F.:** Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. – Natur u. Heimat, 14, 3–12, Münster 1954
- Lüttig, G.:** Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – Geol. Jb. 70, 43–105, Hannover 1954
- Lüttig, G.:** Geological history of the river Weser (North-West Germany) – Cent. Soc. Géol. de Belg. L' évolution Quaternaire des Bassins Fluviaux de la Mer Du Nord Meridionale, 21–34, Liège 1974
- Lüttig, G. & Meyer, K.-D.:** Geological History of the River Elbe, Mainly of its Course. – Cent. Soc. Géol. de Belg. L' évolution Quaternaire des Bassins Fluviaux de la Mer du Nord Meridionale, 1–19 Liège 1974
- Maas, H.:** Die geologische Geschichte der westfälischen Dünen aufgrund der Bodenbildung. – Z. dt. geol. Ges. 105, 137–238, Hannover 1955
- Mertens, H. & Bolsenkötter, H.:** Abflußverhältnisse an der Wasserscheide zwischen Ems und Lippe im Raum Rietberg-Mastholte aus heutiger und früherer Sicht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. West., 17, 379–392. Krefeld 1970
- Müller, E.-H.:** Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, 225–266. Krefeld 1959

- Müller-Wille, W.:** Bodenplastik und Naturräume Westfalens. – Spieker, Festband, 14, u. 1 Kartenband. Münster 1966
- Paluska, A.:** Sedimentologisches Modell pleistozäner fluvialer Sedimente der Moldau. – Geol. Jb. A 31, S. 3–96. Hannover 1976
- Picard, K.:** Beobachtungen im Diluvium des Stadtgebietes von Essen. – Geol. Jb. 65, 571–588. Hannover 1951
- Post, A.:** Perodic Surge Origin of folded Medial Moraines on Bering Piedmont Glacier, Alaska. – Journal of Glaciology Vol. 11, No. 62, 219–226. London 1972
- Rosenfeld, & Wyrich, D.:** Quartär-Basis, saalezeitliche Ablagerungen und Terrassensedimente der Ems zwischen Münster und Greven (Westfalen, NW-Deutschland). – Münster. Forsch. Geol. Paläont. 43, 1–18. Münster 1977
- Russel I.C.:** Second Expedition to Mount Saint Elias in 1891. – 13th Annual Report U.S.Geolog. Surv. 1891–92, 1–91. Washington 1893
- Semmler, W.:** Neue Aufschlüsse der Grundmoräne im Stadtkerngebiet von Essen. – Mitt. Geol. Ges. Essen 8, 9–18. Essen 1978
- Seraphim, E. Th.:** Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., A. 3, 85 S. Hannover 1972
- Seraphim, E. Th.:** Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker Naturw. Mitt. 2., 41–87. Osnabrück 1973
- Seraphim, E. Th.:** Eine saaleeiszeitliche Mittelmoräne zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge – Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 116–129. Öhringen 1973
- Seraphim, E. Th.:** Die Senne – Begriff und räumliche Abgrenzung im Rahmen der Landschaftsplanung und –entwicklung. – Spieker, 25, 123–135. Münster 1977
- Seraphim, E. Th.:** Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. – Münster. Forsch. Geol. Paläont. 47, 1–51. Münster 1979
- Skupin, Kl:** Senne. – In Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, C 4318 Paderborn, 42–45. Krefeld 1979
- Tarr, R. S. & Martin, L.:** Alaskan Glacier Studies. – The National Geographic Soc. Washington 1914
- Thiermann, A. mit Beitr. von Rehagen, H. & Schraps, W.G.:** Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrücke/3708 Gronau und 3709 Ochtrup. – Geol. Kt. Nordrh.–Westf. 1: 25 000, 177 S. Krefeld 1968
- Thiermann, A. mit Beiträgen von Koch, M. & Will, K. H.:** Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern. – Geol. Kt. Nordrh.–Westf. 1: 25 000, 120 S. Krefeld 1970
- Thiermann, A. mit Beitr. von Dahm-Arens, H.:** Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf., 1: 25 000, 243 S. Krefeld 1970
- Thiermann, A. mit Beitr. von Dubber, H.-J. & Kalterherberg, J. & Koch, M. & Rehagen, H.-W.:** Erläuterungen zu Blatt 3710 Rheine – Geol. Kt. Nordrh. Westf., 1: 25 000, 174 S. Krefeld 1973
- Thiermann, A.:** Zur Flußgeschichte der Ems/Nordwestdeutschland – Cent. Soc. Géol. Belg., L'évolution quaternaire des Bassins fluviaux de la Mer du Nord Meridionale, 35–51. Liège 1974
- Thiermann, A. mit Beitr. von Braun, F. J. & Kalterherberg, J. & Rehagen, H.-W. & Suchan, K.H. & Will, K.H. & Wolburg, J.:** Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten. – Geol. Kt. Nordrh. Westf., 1: 25 000, 214 S. Krefeld 1975
- Thome, K.N.:** Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. – Geol. Jb. 76, 261–308. Hannover 1958
- Thome, K.N.:** Eisvorstoß und Flußregime am Niederrhein und der Zuider See im Jungpleistozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 197–246. Krefeld 1959
- Thome, K. N.:** Asymmetries in glacier structure and their influence on glacier movement and glacier deposits. – C. R. 24 th Intern. Geol. Congr., 198–211. Montreal 1972
- Thome, K. N.:** Development of Composite Glaciers and their Traces in Glacier Deposits. – 25 th. Int. Geol. Congr. a) Abstracts, 513–514, Sydney 1976, b) Manuskript, im Druck

- Thome, K. N.:** Der Steinberg. Gletscherablagerungen aus zwei Kaltzeiten (Elster- und Saale-Kaltzeit), Geol. Kt. 1: 100 000, Blatt Nr. C 4706. Düsseldorf-Essen. Im Druck (1979)
- Wegener, Th.:** Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. Paderborn 1926
- Wegener, Th. W.:** Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterlande – Z. dt. geol. Ges. 62, 387–405. Berlin 1911
- Wiegel, E.:** mit Beitr. von Dietz, C. & Fricke, K. & Karrenberg, H. & Quitzow, H.W. & Friedrich, W. & Schnell, K.: Erläuterungen zu Blatt Münster. – Hydrogeol. Übersichtskarte 1 : 500 000, 172 S. Remagen 1957
- Woldstedt, P. & Duphorn, K.:** Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – Mit Beitr. von Bosinski, G. & Müller, H. & Roeschmann, G. & Schirmer, W. & Schirring, H. & Schneekloth, H. & Sindowski, K.-H. & Streif H., 500 S. Stuttgart 1974

Glazialgeologische Untersuchungen im Transantarktischen Gebirge (Ost-Antarktis)

Von Hans-Christoph Höfle, Hannover

Zusammenfassung

Im Bereich der Trockentäler des mittleren Transantarktischen Gebirges wurden verschiedene Gletschertypen (Lokal-, Piedmont- und Talgletscher) auf ihren Sedimenttransport hin untersucht. Mit Hilfe der Forschungsergebnisse neuseeländischer, amerikanischer und englischer Glazialgeologen und Glaziologen wird die Glazialentwicklung im größten eisfreien Gebiet der Antarktis beschrieben.

Eine Darstellung der Arbeitsmethoden unter antarktischen Bedingungen soll den Einstieg in die zukünftige deutsche glazialgeologische Forschung auf dem sechsten Kontinent erleichtern.

Einleitung

Auf Einladung des neuseeländischen „Department of Scientific and Industrial Research“ (DSIR) habe ich im Auftrage der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe vom 3.11.1978 bis 18.1.1979 an den sommerlichen Forschungsaktivitäten der Neuseeländer in der Antarktis teilgenommen. In diesem Zeitraum wurde ich an drei Expeditionen in den Bereich der Trockentäler des mittleren Transantarktischen Gebirges und an den westlichen Rand des McMurdo-Sundes beteiligt. Durch Untersuchungen an mehreren Gletschern in dieser Region und durch das Kennenlernen vor allem neuseeländischer und amerikanischer Arbeitsmethoden wurden Erfahrungen gesammelt, die für die zukünftige glazialgeologische Arbeit von der geplanten deutschen Antarktis-Station aus nützlich sein werden.

Seit über 20 Jahren wird im Bereich des mittleren Transantarktischen Gebirges (Süd-Victoria-Land) geologisch geforscht. Glazialgeologische Arbeiten sind vor allem von den Neuseeländern in enger Verbindung mit amerikanischen Wissenschaftlern unternommen worden. Der erste Versuch, glazigene Ablagerungen zu ordnen, stammt von Pewe (1960). Er glaubte, fünf spätquartäre Vereisungen erkannt zu haben. Mc Crow (1962) sah als erster die Möglichkeit, die Glazialentwicklung mit Hilfe des seit über 6 Mill. Jahren existierenden Vulkanismus zu klären. Er erkannte, daß zahlreiche Basaltgänge erst nach der glazialen Formung der Trockentäler entstanden waren. Die Ablagerungen der „Taylor-Vereisung“ haben nach Pewe die Basalte z.T. überfahren. Mit Hilfe von Basaltasche, die ungestört auf den glaziären Sedimenten lag, waren radiometrische Datierungen möglich, die das Alter der Vereisung einengten. Angino et al. (1962) haben im Taylor-Tal die Endmoränen und Vulkanite kartiert. Denton & Armstrong (1968) gelang es, mehrere Vorstöße des Taylor-Gletschers und von Lokalgletschern nachzuweisen, so daß in Verbindung mit zahlreichen Datierungen bereits ein relativ genaues Bild der Glazialentwicklung im Taylor-Tal entstand. Bull et al. (1962) und Calkin et al. (1970) haben mit der gleichen Methode die Glazialentwicklung im Wright-Tal untersucht und ihre Ergebnisse 1972 gemeinsam veröffentlicht. In den

letzten Jahren waren es vor allem Vucetich & Robinson (1978), die durch ihre detaillierten Untersuchungen im Taylor-Tal die Glazialgeschichte vervollständigen konnten.

1. Regionaler Überblick

Der nördliche, als Viktoria-Land bezeichnete Teil des Transantarktischen Gebirges ist über 1000 km lang und zwischen 40 und 150 km breit. Die Berge sind im allgemeinen zwischen 2000 und 3000 m hoch und erreichen nur vereinzelt Höhen über 4000 m. Das Gebirge wird quer zum Streichen von zahlreichen Tälern durchschnitten, in denen das Eis vom Polarplateau zum Ross-Eismeer abfließt. Eine Ausnahme bildet das Gebiet der „Trockentäler“ im südlichen Viktoria-Land (Abb. 1 u. 2). Zwischen dem Ferrar- und

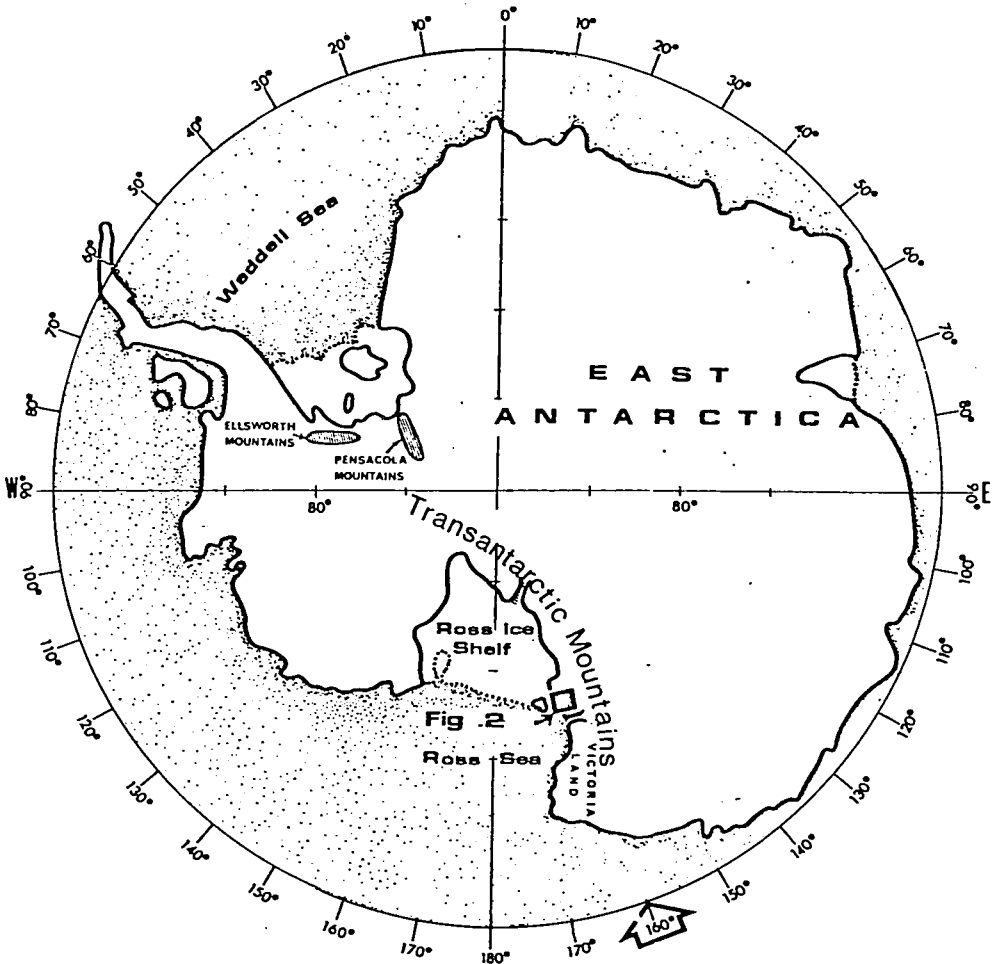


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes

dem Mackay-Gletscher liegen drei Täler (Taylor-, Wright- und Victoria-Tal), die durch Gesteinsriegel gegen das Polarplateau abgeschirmt sind, so daß nur relativ geringe Mengen von Eis in die oberen Talbereiche einfließen können. Ob dies durch eine

Hebung des Gebirges in dieser Region oder durch eine Erniedrigung des Polarplateaus bewirkt wurde, ist noch nicht geklärt. Fest steht (Calkin & Bull 1972), daß auch die Trockentäler vor mehr als 3,7 Mill. Jahren durch glaziale Überformung entstanden sind. Stellenweise Übertiefung und U-förmige Querschnitte sind dafür eindeutiger Beweis.

Das Gebiet der Trockentäler stellt den größten zusammenhängenden eisfreien Bereich am Rand des Polarplateaus dar und ist daher für glazialgeologische Forschungen besonders gut geeignet.

2. Glazialgeologische Untersuchungen

a) Fragestellung

Bei allen untersuchten Gletschern standen folgende Fragen im Mittelpunkt:

Findet z. Zt. in den Gletschern ein Materialtransport statt?

In welchem Umfang sind in der Vergangenheit Endmoränen gebildet oder andere Sedimente abgelagert worden, die mit Eisvorstößen im Zusammenhang stehen? Besteht ein glazialer Formenschatz?

Sind Parallelen zur pleistozänen Vereisung in Europa erkennbar?

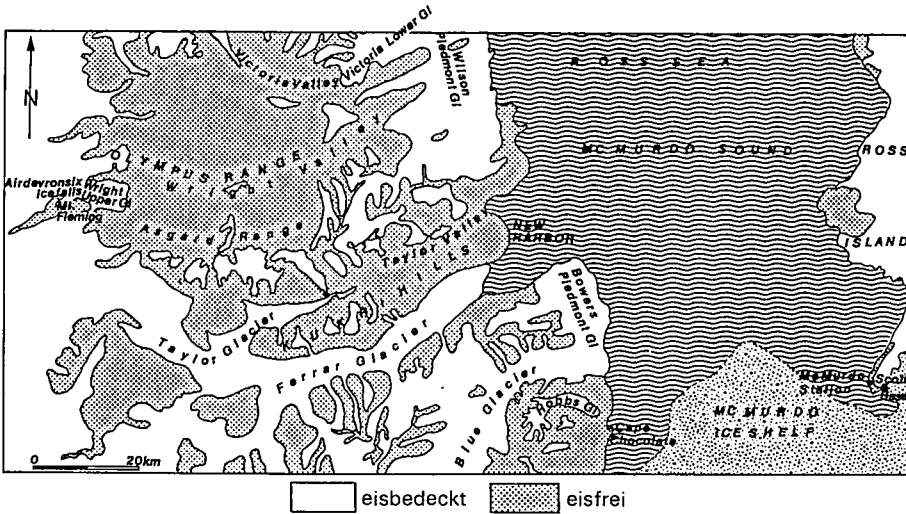


Abb. 2: Das Gebiet der Trockentäler im Transantarktischen Gebirge

b) Die Gletschertypen im Bereich der Trockentäler

In den Arbeitsgebieten wird zwischen drei Arten von Gletschern unterschieden.

– Lokalgletscher („Alpine“ Gletscher)

Sie werden von Firnfeldern gespeist, die sich vorzugsweise auf Verebnungsflächen oberhalb 1000 m ü. NN gebildet haben und dort ungewöhnlich lange und schmale Kare ausfüllen. Die Lokalgletscher liegen auf den Talflanken und erreichen nur selten die Talböden.

– Piedmont-Gletscher

Sie bedecken einen häufig mehr als 10 km breiten Küstenstreifen am östlichen Gebirgsrand. Der Eisabfluß findet zum McMurdo-Sund und in die Trockentäler (Wright- und Victoria-Tal) hinein statt.



Foto 1: Der Commonwealth-Gletscher am Ausgang des Taylor-Tales



Foto 2: Der Double-Curtain-Gletscher am Ausgang des Ferrar-Tales

– Talgletscher

Sie werden vom Polarplateau und teilweise auch von Lokalgletschern gespeist, enden aber wegen zu geringen Eisnachschubs in den oberen Talbereichen (Taylor- und Wright-Gletscher).

c) Lokalgletscher am westlichen Rand des McMurdo-Sundes und im Taylor-Tal

Es wurden untersucht der Commonwealth-Gletscher am Ausgang des Taylor-Tales (Foto 1), der Double-Curtain-Gletscher am Ausgang des Ferrar-Tales (Foto 2), der Hobbs-Gletscher am Cape Chocolate und der Lacroix-, Hughes- und Sollus-Gletscher im mittleren Taylor-Tal.

Im Gegensatz zu den europäischen Gletschern weisen die Lokalgletscher im untersuchten Bereich außerordentlich steile, meist senkrechte Ränder auf, die zwischen 15 und 25 m hoch sind. Die Steilkanten werden hauptsächlich durch die starke Unterkühlung des Eises verursacht. Die Temperaturen der max. etwa 30 – 50 m mächtigen Gletscher entsprechen im Innern selbst im antarktischen Hochsommer noch den winterlichen Durchschnittstemperaturen um -25°C . Die Wärmeeinstrahlung reicht meist nur an wenigen Wochen für ein geringes Schmelzen des Eises aus. Wichtiger ist die Verdunstung, und sie ist dort am stärksten, wo das umgebende dunkle Gestein zu einer stärkeren Wärmeaufnahme fähig ist und durch Wärmestrahlung die Ablation (Verdunstung und Schmelzen) im Randbereich der Gletscher gefördert wird. Die starke Unterkühlung beeinflusst auch das Fließvermögen des Eises negativ, so daß sich die Gletscher trotz Hangneigungen bis 45° nur wenige Meter pro Jahr vorwärts bewegen würden, wenn dieser Zuwachs nicht durch Ablation wieder verschwände.

Die Unterkühlung ist auch der Grund dafür, daß an den Gletscherunterseiten kein Wasser durch Druckschmelzen freigesetzt wird und das Eis daher am Untergrund festgefroren ist. Dadurch wird nicht nur die Fließgeschwindigkeit, sondern auch die Aufnahmefähigkeit für Material aus dem Untergrund so stark vermindert, daß z.Z. kein nennenswerter Materialtransport an den Unterseiten der Gletscher stattfindet. Lediglich auf Scherflächen, die häufig in den untersten 0,5 – 1,5 m des Eises auftreten, sind millimeterdicke Lagen von feinkiesigem Mittel- bis Grobsand enthalten. Nur vereinzelt waren gröbere Kiese oder Steine mit eingepreßt.

Bei allen untersuchten Lokalgletschern enthielten die randlichen Steilkanten dunkle Bänder, die in unregelmäßigen Abständen parallel zur Oberfläche angelegt waren. Es handelte sich dabei um bis zu 15 cm mächtige Lagen aus Mittel- bis Grobsand, in die vereinzelt geringe Feinkiesanteile eingeschaltet waren. Die Ursache der Bänderung ist Flugsandeinwehung im Einzugsbereich, also im Nährgebiet der Gletscher. Der im Winter meist mit Sturmstärke wehende Südwind (katabatischer Wind) bläst aus dem die Firnfelder umgebenden Gesteinsschutt die feinen Bestandteile heraus und lagert sie auf dem Firn ab. Durch Neuschnee wird der Flugsand von weiterer Zufuhr abgeschnitten und nach nochmaliger Wiederholung dieses Vorganges entsteht schließlich die Bänderung. In den Lokalgletschern waren sie bei unterschiedlicher Zahl und Mächtigkeit vom Firnfeld bis an das Ende der Gletscherzunge größtenteils ungestört erhalten geblieben. Ein Ausapern (Aus-schmelzen) dieser Schuttbänder an der Oberfläche im Endbereich der Gletscherzungen, wie es bei den alpinen Gletschern die Regel ist, konnte nirgends beobachtet werden.

An den Rändern der Lokalgletscher wird der Flugsand durch Ablation freigesetzt und sammelt sich am Fuß der Steilkanten an. Vor allem im Randbereich des relativ flach endenden Commonwealth- und Hobbs-Gletschers wurden vereinzelt bis zu 1,0 m hohe Anhäufungen dieses Materials festgestellt.

Der Transport von Gesteinsschutt, der im Randbereich der Nährgebiete auf den Firn oder seitlich auf die Gletscher gefallen ist, spielt bei den untersuchten Lokal-

gletschern keine Rolle. Der Grund ist die meist relativ geringe Hangneigung in der Umgebung der Nährgebiete. Wegen des Mangels an Schmelzwasser findet z. Z. keine Erweiterung oder Vertiefung der Kare statt.

Obwohl heute kein nennenswerter Sedimenttransport in den Lokalgletschern stattfindet, sind in ihrem unmittelbaren Vorland in Entfernungen zwischen 50 und 300 m große Mengen glaziären Schutts angehäuft. Teilweise handelt es sich wie beim Double-Curtain-Gletscher (nördlich oberhalb vom Ende des Ferrar-Gletschers Foto 2) und beim Hobbs-Gletscher um Endmoränenwälle, die parallel zu den heutigen Gletscherrändern verlaufen. Bei den übrigen Gletschern sind es Schuttfelder, die mit einer steil zum Eis hin einfallenden Kante (10–25 m Höhenunterschied) enden. Das Endmoränenmaterial ist kaum verwittert, die Geschiebe weisen nur Windpolitur und wenig Windschliff auf; auch zu einer Salzkrustenbildung (Kältewüste!) an der Unterseite der Geschiebe ist es noch nicht gekommen. Die Ablagerungen müssen also einem Eisvorstoß zugeordnet werden, der in einem deutlich wärmeren Klima wesentlich günstigere Transportbedingungen aufwies. Von Black & Bowser (1968) sind am Rand des Hobbs-Gletschers unter Moränenschutt Algen gefunden worden, deren 14C-Datierung ein Alter von 12 200 Jahren ergab. Die unter der Bezeichnung „Alpine Glaciation I“ zusammengefaßten jüngsten Vorstöße der Lokalgletscher müssen also jünger sein (siehe Übersicht).

Vergletscherungsphasen im Bereich der Trockentäler
(nach Calkin & Bull, 1972, u. Vucetich & Robinson, 1978)

Gebiet und Phasen	Zeitraum in Jahren vor heute
Taylor-Tal	
Taylor-Gletscher (Talglletscher)	
Taylor I	
Taylor II	
Taylor III	1,6 – 2,1 Mio
Taylor IV	2,7 – 3,5 Mio
Wright-Tal:	
a) Oberer-Wright-Gletscher (Talglletscher)	
Wright-Upper I	
Wright-Upper II	
Wright-Upper III	
Wright-Upper IV	2,1 – 3,7 Mio
b) Unterer Wright-Gletscher (Piedmont-Gletscher)	
Wright-Lower I	9500 – 34 800
Wright-Lower II	
Wright-Lower III	
Wright-Lower IV	0,8 – 1,2 Mio
c) Meserve-Gletscher (Lokalglletscher)	
Alpine I	? – 12 200
Alpine II	0,4 – 2,1 Mio
Alpine III	2,1 – 3,5 Mio
Ross-Eisschelf: Vorrückphasen	
Ross I	9500 – 34 800
Ross II	
Ross III	
Ross IV	1,2 – 3,1 Mio

Im Unteren-Wright-Tal haben Calkin & Bull (1972) den Meserve-Lokalgletscher detailliert untersucht und dabei drei Eisvorstöße festgestellt. Aufgrund von radiometrischen Datierungen, mit Hilfe der Verwitterung des Geschiebematerials und durch die Stärke der Salzanreicherungen in den Böden war eine ungefähre zeitliche Einengung der Vorstöße möglich. Der älteste (Alpine III) muß zwischen 2,1 und 3,5 Mill. Jahren stattgefunden haben, also im Pliozän.

d) Piedmont-Gletscher an der Westküste des McMurdo-Sundes

Die Piedmont-Gletscher im südlichen Teil des McMurdo-Sundes stagnieren zur Zeit oder gehen sogar leicht zurück. Das dürfte wesentlich mit der sogar in historischer Zeit zunehmenden Vereisung der Bucht zusammenhängen. Nur noch selten bricht das Meereis auf und gibt die Bucht frei, zuletzt 1975. Das hatte zur Folge, daß die Niederschläge im Bereich der südlichen Piedmont-Gletscher abgenommen haben und sich die Eisneubildung verlangsamte.

Auch diese Art Gletscher weist steile bis über 25 m hohe Ränder auf, die aber nur zum Teil wie beim südlichen Wilson-Gletscher auf dem Festland und ansonsten im Meer liegen (Abb. 2). An den auf dem Festland liegenden Eisrändern ist zu erkennen, daß ein Schutttransport an der Gletscherbasis z. Z. nicht stattfindet, da das Eis am Untergrund festgefroren ist.

Die durch Einwehung von Sand entstandene Bänderung war vor allem beim Bowers-Piedmont-Gletscher sehr gut zu beobachten. Auch hier bestanden sie hauptsächlich aus Lagen (max. 0,3 m mächtig) von Mittel- bis Grobsand, in die vereinzelt kiesige Anteile eingeschaltet waren (Foto 3).

In Zeiten verstärkter Eisneubildung hat sich der Wilson-Piedmont-Gletscher nicht nur nach E, sondern auch nach W ausgebreitet und ist in das in seinem mittleren Teil stark übertiefte Wright-Tal eingeflossen. Nicols (1964) konnte drei, Calkin & Bull (1972) konnten vier Eisvorstöße unterscheiden (Wright Lower Glaciation I bis IV, Abb. 3). Sehr wahrscheinlich hängen diese Eisbewegungen mit weltweiten Meeresspiegelschwankungen zusammen, die durch eine kaltzeitlich bedingte Bindung großer Eismassen auf den Kontinenten der Nordhalbkugel verursacht wurden. Die Absenkung hat in weiten Teilen des Ross-Eisschelfs ein Aufsetzen des Eises auf dem Untergrund und dadurch ein erheblich weiteres Vordringen der Eisfront nach N bewirkt. Der Mc Murdo-Sund war mit mächtigen Schelfeismassen erfüllt; ein Abfließen der Piedmont-Gletscher nach E war unmöglich, so daß nur die Ausbreitung nach W blieb. Der Wright Lower I-Gletscher-Vorstöß (9500 - 34 800) erlaubt eine Parallelisierung mit der nordeuropäischen Weichsel-Vereisung (Hollin 1962).

e) Talgletscher (Taylor- und Oberer-Wright-Gletscher)

Es wurden das Ende des über 30 km langen Taylor-Gletschers und der Obere-Wright-Gletscher (8 km Länge) untersucht. Beide werden vom Polarplateau gespeist, unterscheiden sich aber sehr stark, was den Materialtransport an der Basis anbetrifft.

Der Taylor-Gletscher ist der einzige von allen im Bereich der Trockentäler an ihrer Unterseite aufgeschlossenen Talgletscher, der in größerem Umfang Geschiebe antransportiert. Diese sind in kiesigen Sand eingelagert, der auf Scherflächen und als eine Art Grundmoräne an der Unterseite des Gletschers vorkommt (Foto 4). Schluff und Ton fehlen weitgehend. Der „Geschiebesand“ ist von Eis durchsetzt, das fest mit dem oberen sedimentfreien Teil verbunden ist. Das durch Ablation freigesetzte Material wird vor dem Gletscherende teilweise bis zu mehr als 3 m Höhe aufgehäuft.

Die Gründe für die Materialaufnahme des Taylor-Gletschers an seiner Basis (Druckschmelzen!) sind erst in jüngerer Zeit nach den Untersuchungen von Calkin



Foto 3: Bowers-Piedmont-Gletscher, vom Meereis des McMurdo-Sundes aus gesehen, Eisrand etwa 25 m hoch

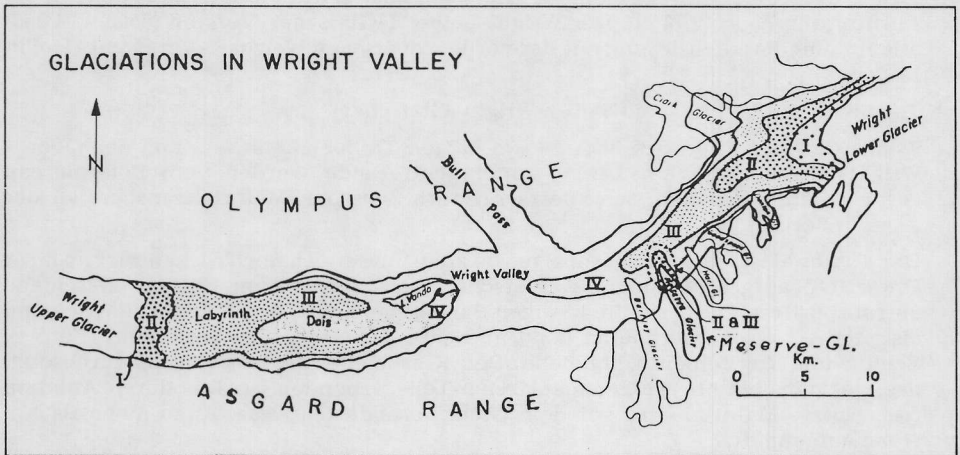


Abb. 3: Gletschervorstöße im Wright-Tal
(nach Calkin & Bull, 1972)

(1974), Drewry (1977) und Robinson (1979) erkennbar: eine relativ niedrige geothermische Tiefenstufe im Bereich der Trockentäler (stärkerer Wärmefluß im „Basement“) und ein stellenweises Anschwellen der Eismächtigkeiten des Taylor-Gletschers auf über 800 m.

Robinson (1979 b) glaubt, daß der gegenwärtig am Gletscherende ausgeschiedene Schutt etwa vor 2000 bis 6000 Jahren vom Eis in einer wärmeren Phase aufgenommen wurde und daß die heutigen Schmelzvorgänge nicht ausreichen, um an der Basis eine Grundmoräne auszubilden.

Nach Armstrong et al. (1968) und Denton et al. (1968) hat sich der Taylor-Gletscher viermal talwärts ausgebreitet. Der älteste Vorstoß liegt zwischen 2,7 und 3,5 Mill. Jahren (vergl. Übersicht) vor heute. Das Eis hat im mittleren und unteren Taylor-Tal mehrere Grundmoränen abgelagert und einen reichhaltigen subglazialen Formenschatz hinterlassen (Oser, kamesähnliche Hügel, Rinnen). Es muß also eine hohe Aufnahmekapazität an der Basis vorhanden gewesen sein, und es müssen große Schmelzwassermengen als Folge eines wärmeren Klimas zur Verfügung gestanden haben.

Der Obere-Wright-Gletscher fließt über die Airdevronsix-Eisfälle (300 m Höhendifferenz) in das Wright-Tal ein. Er erreicht in dem teilweise über 5 km breiten Tal nicht annähernd die Mächtigkeiten des Taylor-Gletschers und endet bereits nach 7 – 8 km mehr durch Verdunstung als durch Abschmelzen. Die vor allem an seinem südlichen Ende sehr gut aufgeschlossene Steilkante läßt keinen nennenswerten Schutttransport an der auf dem Untergrund festgefrorenen Basis erkennen. Mehr Bedeutung hat der Transport von Gesteinsschutt, der von den steilen Talflanken auf die Gletscheroberfläche fällt und dort als Seitenmoräne bis zum Gletscherende transportiert wird (Foto 5). Auch im Bereich der Eisfälle lösen sich Gesteinsbrocken von häufig mehreren Metern Durchmesser und werden ebenfalls an der Eisoberfläche bis zum Gletscherende transportiert. Die sogar im Sommer in dieser Höhe (1100 m) noch extrem tiefen Eistemperaturen verhindern ein Einsinken selbst tonnenschwerer Blöcke. Der Obere Wright-Gletscher befindet sich z. Z. in einem Gleichgewicht, d. h. die Ablation wird vom Eisnachschub (wenige Meter pro Jahr) ausgeglichen.

Nach Calkin & Bull (1972) hat der Obere-Wright-Gletscher vier Ausbreitungsphasen gehabt, von denen die weiteste und älteste (Upper Wright IV) bis über den „Lake Vanda“ im mittleren Wright-Tal hinausreichte (Abb. 3). Radiometrische Datierungen engen diesen Vorstoß auf die Zeit zwischen 2,1 und 3,7 Mill. Jahren ein. Für alle vier Eisvorstöße ist gemeinsam, daß sie selten durch Endmoränen und mehr durch Geschiebegrenzen charakterisiert werden. Im Bereich des „Labyrinth“ (Abb. 3) konnte ich in 2 – 3 km Entfernung vom Rand des Oberen-Wright-Gletschers eine deutliche Verbreitungsgrenze der gelbbraun verwitternden Geschiebe aus Beacon-Sandstein und eines schwarzgrauen feinkörnigen Diabases erkennen. Da vor allem der Beacon-Sandstein relativ schnell aus dem Geschiebespektrum bis zum völligen Verschwinden herauswittert, ist seine Anwesenheit ein sicheres Zeichen, daß hier der Schutt eines jungen Gletschervorstoßes vorliegt („Wright-Upper-Glaciation“ II nach Calkin, Behling & Bull 1970).

Die Verbreitung des nächst älteren Vorstoßes („Wright-Upper Glaciation“ III) wird nach Calkin, Behling & Bull (1970) durch die Überreste von Doleritgeschieben gekennzeichnet. Über die Geschiebeverbreitung hinaus werden einzelne Ausbreitungsphasen auch durch subglazial angelegte Schmelzwasser-Rinnen dokumentiert. Das älteste Rinnensystem ist im Bereich des Labyrinth in den aus Dolerit bestehenden Untergrund eingesenkt. Es besteht aus bis über 100 m tiefen Cañons, die häufig übertieft sind und an deren Böden mehrere kolkartige Depressionen vorkommen. Calkin et al. (1970) nehmen an, daß die Rinnen beim Abschmelzen des pliozänen Gletschers entstanden sind, durch den die Ausformung des gesamten Wright-Tales vorgenommen wurde.

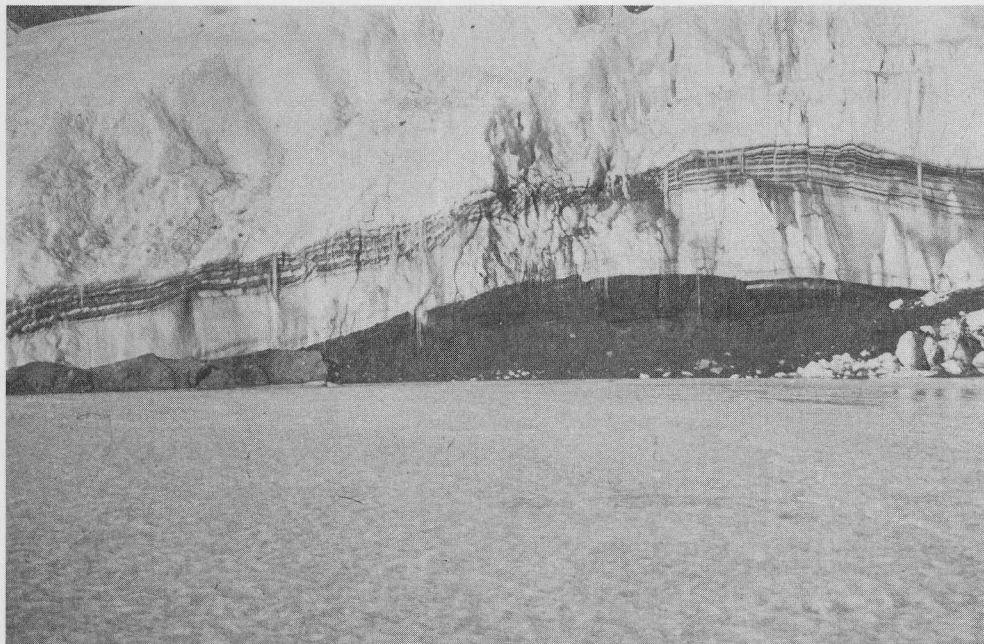


Foto 4: Ende des Taylor-Gletschers mit Grundmoräne; gesehen vom zugefrorenen Lake Bonney, Eisrand etwa 20 m hoch (Aufnahme Robinson 1977)



Foto 5: Oberer Wright-Gletscher, Seitenmoräne abgedrängt durch seitlich einfließenden Lokalgletscher

3. Ergebnisse und Ausblick

Seit fast vier Millionen Jahren ist das Gebiet der Trockentäler weitgehend eisfrei. Sowohl vom Polarplateau als auch vom Küstenbereich aus sind aufgrund von Klima-Veränderungen mindestens viermal Gletscher in die Täler eingedrungen. Die ältesten Vorstöße waren die weitesten und die jüngsten relativ unbedeutend. Die Transportbedingungen der meisten dieser Gletscher müssen besser und die Schmelzwassermengen erheblich größer gewesen sein als es z. Z. der Fall ist. Dem Alter der Eisvorstöße entsprechend kommt der Verwitterung des Moränenmaterials unter den Bedingungen der Kältewüste eine wesentlich höhere Bedeutung zu als in Mitteleuropa. Neben radiometrischen Datierungen sollten vor allem die folgenden Punkte bei der Entwicklung einer Glazialstratigraphie beachtet werden:

1. Eine genaue Kenntnis des Geschiebematerials und dessen Verhalten bei lang anhaltender Verwitterung (selektive Herauswitterung, europäischen Verhältnissen kaum vergleichbar)
2. Ein Vergleich der Salzkonzentrationen in den moränen Böden. Unter den Bedingungen der Kältewüste steigen die Salzgehalte mit dem Alter
3. Eine stärkere Berücksichtigung der äolischen Formung. Windpolitur, teilweiser und vollständiger Windschliff geben Hinweise auf das Alter des Geschiebematerials.

Wahrscheinlich wird im Winter 1981/82 von der dann bereits fertiggestellten deutschen Antarktis-Station aus die wissenschaftliche Forschung beginnen. In Anbetracht der Tatsache, daß 95 Prozent des Kontinents mit Eis bedeckt sind, ist die Glazialgeologie von allen dort tätigen Nationen von Beginn an in die Arbeitsprogramme eingebaut worden. In die deutschen Antarktisaktivitäten ist sie ebenfalls mit eingeplant. Die Übersicht über die Glazialentwicklung in einem besonders wichtigen Raum soll mit den Problemen vertraut machen und den Beginn einer deutschen glazialgeologischen Forschung erleichtern.

Literatur

- Angino, E. E. & Turner, M. D. & Zeller, E. J.:** Reconnaissance geology of Lower Taylor Valley, Victoria Land, Antarctica. – Geological Society of America Bulletin 73, 1553–62. New York 1962
- Armstrong, R. L. & Hamilton, W. & Denton, G. H.:** Glaciation in Taylor Valley, Antarctica, older than 2,7 million years. – Science, 159, 187–189. Washington 1968
- Black, R. F. & Bowser, C. J.:** Salts and associated phenomena of the termini of the Hobbs and Taylor Glacier, Victoria Land, Antarctica. – Assoc. Internat. d'Hydrology Scientifique, Publication 79, 226–238. Gentbrugge 1968
- Bull, C. & Mc Kelvey, B. C. & Webb, P. N.:** Quaternary glaciations in southern Victoria Land, Antarctica. – Journal of Glaciology, 4, 63–78. Cambridge 1962
- Calkin, P. E.:** Subglacial geomorphology surrounding the ice free valleys of southern Victoria Land, Antarctica. – Journal of glaciology, 13, 415–429. Cambridge 1974
- Calkin, P. E. & Behling, R. E. & Bull, C.:** Glacial History of Wright Valley, Southern Victoria Land, Antarctica. – Antarctic Journal of the U.S., 5, 22–27. Washington 1970
- Calkin, P. E. & Bull, C.:** Interaction of the East Antarctic Ice Sheet, Alpine Glaciations and Sea Level in the Wright Valley Area, Southern Victoria Land. – Antarctic Geology and Geophysics, Series B, No 1, 435–440. Oslo 1972
- Denton, G. H. & Armstrong, R. L.:** Glacial geology and chronology of the McMurdo Sound Region. – Antarctic Journal of the U.S., 3, 99–100. Washington 1968
- Drewry, D. J.:** Geophysical investigations of ice sheet and bedrock inland of McMurdo Sound, Antarctica. – Antarctic Geology and Geophysics Symposium, September 1977, Madison, Wisconsin (im Druck)

- Hollin, J. T.:** On the glacial history of Antarctica. – *Journal of Glaciology*, 4 (32), 173–193. Cambridge 1962
- McCraw:** Volcanic detritus in Taylor Valley, Victoria Land, Antarctica. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 5 (5), 30–35. Wellington 1962
- Nichols, R. L.:** Present status of Antarctic glacial geology. – In: Adie, R. J.: *Antarctic Geology*, 123–135. Amsterdam 1964
- Péwé, T. L.:** Multiple glaciation of the McMurdo Sound region, Antarctica – a progress report. – *Journal of Geology*, 68, 498–514. Chicago 1960
- Robinson, P.:** Transport of glacial debris. – Immediate Report of Victoria University of Wellington Antarctic Expedition 23, 1978–79, 6–7. Wellington 1979 (a)
- Robinson, P.:** Taylor glacier research programme on glaciology 1975–78. – *New Zealand Antarctic Record*, 1, H. 3, 51–57. Wellington 1979 (b)
- Vucetich, C. G. & Robinson, P. H.:** Quaternary stratigraphy and glacial history of the Lower Taylor Valley, Antarctica. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 5 (4), 467–482. Wellington 1978

Die Sanderablagerungen der südlichen Senne bei Paderborn

Von Klaus Skupin, Krefeld

Vor den Gebirgskämmen von Teutoburger Wald und Egge-Gebirge breitet sich die Sandlandschaft der Senne mit schwach nach SW-W geneigter Oberfläche bis unweit Paderborn hin aus, um dort ihre Begrenzung durch die Schotterablagerungen der Flüsse Strothe, Lippe und Beke am Fuße der Paderborner Hochfläche zu finden. Gegen die Talniederungen von Lippe und Ems im Westen ist eine deutliche Abgrenzung zwischen Sennelandschaft und Münsterscher Ebene nicht gegeben. Dort ist die Abgrenzung noch am ehesten entlang der Bahnlinie Paderborn-Bielefeld oder in Höhe der 110 m-Isohypse zu ziehen (Schneider 1952).

Generell werden als Liefergebiet für die Senne-Sande des nordöstlichen Münsterlandes die Höhen des Teutoburger Waldes angesehen. Sowohl Aue-Hunte- wie Portagletscher, die mit ihren Eisloben bis an den Südrand des Teutoburger Waldes vorgezogen waren, sandten ihre Schmelzwässer über die Gebirgspforten der Dörenschlucht, Wistinghausen, Oerlinghausen und Gräfinhagen in das tieferliegende Vorland und lagerten ihre Sand- und Gesteinsfracht entlang des Abfalles zum Münsterland ab (Seraphim 1972).

Dies klassische Bild eines eiszeitlichen Sanders ist seit den Tagen Harbort & Keilhack's (1918) nicht unwidersprochen geblieben. Auf Grund verschiedener Einzelbeobachtungen oder in späteren Jahren durchgeführten Untersuchungen schienen wiederholt Zweifel angebracht, ob es sich bei den Ablagerungen der Senne insgesamt tatsächlich um echte Sander-Bildungen der saalezeitlichen Vereisung handele oder nur um Bildungen, die wie echte Sander aussehen.

Lotze (1951), auf den sich die Gliederungsversuche der Senne-Ablagerungen über den genetisch und zeitlich eng gefaßten Begriff des „Sanders“ hinaus beziehen, glaubt, auch prä- und postsaalezeitliche Abschnitte erkennen zu können.

Allen Beschreibungen gemeinsam und besonders für den oberhalb der Grundmoräne gelegenen, jüngeren Teil der Sand- und Kiesabfolge ist der Hinweis auf eine Zusammensetzung, die so gar nicht für eine Herkunft aus dem Inlandeis oder seiner Moränen spricht. Vielmehr wird an eine fluviatile Natur und eine Herkunft im wesentlichen aus dem Osning gedacht.

In ähnlicher Weise haben sich zur Frage des sog. Senne-Sanders in jüngster Zeit Braun & Thiermann (1972) derart geäußert, daß die geneigten Sandbildungen am Fuße der Höhen des Teutoburger Waldes zumindest zwischen Lengerich und Bielefeld nicht als saalekaltzeitliche Schmelzwasserbildungen, sondern vielmehr als weichselzeitliche Fließerden zu deuten seien. Ausgangspunkt dafür war unter anderem der Nachweis durch Keller (1952), daß eine Endmoräne bei Iburg lediglich reliktdartig vorhanden sei.

Neuerdings wird die Entstehung des Senne-Sanders durch die jahrelangen Untersuchungen von Seraphim im Weser-Wiehengebirge (1972) und westlichen Münsterland (1977) dahingehend beantwortet, daß nur der eigentliche, über den Einebnungsstufen von Renner & Kraiss (1915) gelegene Teil des Senne-Sanders als echter Schüttungskörper des drenthezeitlichen Inlandeises aufzufassen sei. Als Kame-Terrasse wurde dieser höchstgelegene Teil des Senne-Sanders gegen den Toteisblock eines von SW aus der Münsterschen Bucht herangerückten „Emsland-Gletschers“ geschüttet (Seraphim 1979 a,b). Die verschiedenen Einebnungsstufen des Sanders, die nach Harbort & Keilhack (1918) als Bildungen eines rhythmisch auslaufenden Eisstausees noch während der ausgehenden Saale-Kaltzeit entstanden sind, könnten hiernach zumindest teilweise als schon primär angelegte Geländestufen gemäß den damaligen Eisrandverhältnissen aufgefaßt werden.

Eine differenziertere Untergliederung dieser Sedimente erlaubt die ihnen bereichsweise eingelagerte Grundmoräne des Emslandgletschers (Drenthe-Stadium), die in mergeliger, sandig-toniger oder auch sandig-kiesiger Ausbildung, nämlich als Steinsohle vorliegt. Dadurch ist eine Untergliederung der Senne-Ablagerungen in „Vorschütt- und Nachschüttbildungen“ möglich. Wie man dabei sieht, ist die Grundmoräne im Bereich des Sanders sowie der oberen und mittleren Einebnungsstufe am stärksten von den Ablagerungen des Senne-Sanders bedeckt. In der Nähe der Grenze mittl./untere Einebnungsstufe sowie untere Einebnungsstufe/Niederterrasse kommt die Grundmoräne mehrfach dicht an die Geländeoberkante heran, um jenseits dieser Grenzen wieder unter die jüngere Quartärbedeckung abzutauchen oder in der Luft auszustreichen (Skupin 1979 a). Unter Umständen sind damit die einzelnen Einebnungsstufen des Senne-Sanders, soweit sie im Gelände sichtbar sind, auf nahe unter der Geländeoberkante anstehende Grundmoränenreste zurückzuführen, die als „Härtlinge“ wirkend Geländestufen bilden.

Soweit die Grundmoräne als Quellhorizont wirksam wird (z. B. Emsquelle), erscheint einem die Meinung Bärtling's (1921) gar nicht so abwegig, daß die Einebnungsstufen durch bloßes Rückwärtseinschneiden der Bäche entstanden sind. So erkennt man beim Betrachten der morphologischen Verhältnisse ganz deutlich, daß sich der im Bereich der Senne vorhandene Dünengürtel, der sich aus einzelnen, entlang der Bäche vorhandenen Uferbegleitdünen zusammensetzt, überwiegend an die Zone der sog. Einebnungsstufen hält. Das heißt, die Dünen sind eine Folge der Erosion und zeigen somit das Rückwärtseinschneiden der Bäche verdeutlichend zur rückwärtig liegenden Erosionsfront an (Dahm et. al. 1979).

Dort, wo sich die Flüsse und Bäche tiefer in den Untergrund eingeschnitten haben, kam es nicht nur stellenweise, sondern auch flächenhaft zu einer Erosion der ehemals vorhandenen Grundmoräne, so etwa im Bereich der Lippe-Niederterrasse südlich des Truppenübungsplatzes Sennelager.

Neben der Abtragung von Sedimenten des Emslandgletschers (z. B. Grundmoräne - Steinsohle, Lotze (1951) und der Gletscher des Osninghaltes müssen seit der Ablagerung der Senne-Sande, die einen Zeitraum von wenigstens drenthezeitlich bis heute umfaßt, auch Überlagerungen durch jüngere Sedimente in Betracht gezogen werden.

Dafür kommen sowohl fluviatil als auch äolisch umgelagerte Sedimente der genannten Gletscherablagerungen, aber auch periglaziale Fließberden und junge Hangschuttmassen in Frage.

Nachdem sich durch den Nachweis verschiedener, der Grundmoräne des Emslandgletschers direkt auflagernde Torfhorizonte das Alter der an der Oberfläche anstehenden Sande südlich der Lippe mehrfach als recht jung erwiesen hat, mußte dies auch aus weiter senneeinwärts liegenden Bereichen zu erwarten sein.

Von den in größeren Aufschlüssen des Meßtischblattes Senne angetroffenen Sedimenten erwiesen sich die anstehenden Sande so zumeist als Flugsande des ausgehen-

den Pleistozäns – Holozäns. Eingelagerte Bodenbildungshorizonte des Alleröd, Präboreal, Boreal und Atlantikum (Skupin 1979 b) gestatteten dabei eine Einstufung hauptsächlich in die Jüngere Dryaszeit – Holozän. Sowohl nach van der Hammen (1951) als auch nach Dahm-Arens (1970) sind die beobachteten Flugsandablagerungen damit in die Gruppe der jüngeren Flugsandablagerungen zu stellen. Unter der Flugsandbedeckung folgen im Falle der Sandgrube Wolf, vorm. Heuwinkel, an der Strothe bei Schlangen (R 34 87 720; H 57 42 725) Sand- und Kiesablagerungen der Strothe. In der Sandgrube Weiser am Furlbach bei Stukenbrock (R 34 78 270; H 57 49 200) handelt es sich um Nachschüttbildungen von 5–6 m Mächtigkeit des Emslandgletschers, wie aus der in unmittelbarer Nähe anstehenden Grundmoräne des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes (Seraphim 1973) zu schließen ist.

Im Bereich von Sennelager, in dem die Grundmoräne dicht unter der Geländeoberfläche ansteht, wird die sandige Auflage ebenfalls von Flugsanden eingenommen. Nachschüttbildungen scheinen hier ähnlich den Sandvorkommen südlich der Lippe zu fehlen oder wurden vor Aufwehung des Flugsandes abgetragen. In nordöstlicher Richtung entzieht sich die Grundmoräne der Beobachtung. Sie scheint jedoch, dem allgemeinen Trend folgend, nach dem Inneren der Senne zu in größere Tiefe abzutauchen, wodurch die nachfolgende Sandbedeckung an Mächtigkeit kontinuierlich zunimmt. Manche etwas größeren Partien unter der jüngeren äolischen Bedeckung scheinen hier das Einsetzen von Nachschüttungen gegen Norden hin anzuzeigen. Wie in dem einzigen zugänglichen größeren Aufschluß am Güsenhof (R 34 79 800; H 57 39 250) zu erkennen war, sind die Sedimente dabei durch zwischengelagerte schluffigere Partien deutlich geschichtet und durch eingelagertes nordisches Material, z. T. bis Kopfgröße, gekennzeichnet. Die Mächtigkeit dieser Nachschüttbildungen beträgt ca. 2–3 Meter. Die Grundmoräne unmittelbar darunter ist lediglich reliktiert vorhanden. Sie ist periglazial stark überprägt und liegt in Form von saalezeitlich entstandenen Taschen- und Tropfenböden vor.

Soweit es sich um gröbere Partien innerhalb der sandigen Schichtfolge der Senne handelt, scheinen diese also in Beziehung zur Grundmoräne des Emslandgletschers zu stehen. Inwieweit es sich um Sandablagerungen des Osninggletschers handelt, muß in diesem Zusammenhang offen bleiben. Eventuell muß angenommen werden, daß die Sanderablagerungen im Bereich der südlichen Senne, weit entfernt von ihrem Ausgangspunkt am Rande des Teutoburger Waldes, infolge des langen Transportweges nur sehr feinkörnig zur Ablagerung gelangt sind, so daß sie von den jüngeren äolischen Ablagerungen nicht mehr zu unterscheiden sind.

Vielleicht sind sie aber auch gar nicht bis in den Bereich der Lippe gelangt oder durch die Tätigkeit der Bäche und Flüsse bereits wieder abgetragen worden.

Die Vorschüttablagerungen aus dem Bereich der südlichen Senne zeigen, soweit sie durch ihre Lage unter der Grundmoräne eindeutig als solche anzusprechen sind, einen stärkeren Sand- und Schluffgehalt, der sie besonders hinsichtlich ihres lagenweise höheren Schluffgehaltes in die Nähe von Eisstauseeablagerungen rückt.

Sie sind zweifellos als sandigere randliche Bildungen zu den mächtigen und ausgedehnten Eisstauseeablagerungen zu stellen, die in den Sockelschichten des Delbrücker Höhenzuges aufgeschlossen sind. Die Ausdehnung der von Harbort & Keilhack (1918) in den geologischen Erläuterungen zum Meßtischblatt Senne vor über 60 Jahren postulierten Ablagerungen des Eisstausees im Raum Schlangen, Haustenbeck und Stukenbrock dürfte über diesen engeren Bereich also weit hinausgegangen sein und sich vor dem aus SW heranrückenden Emslandgletscher und den Gebirgshöhen von Teutoburger Wald und Eggegebirge gebildet haben.

Schriften

- Bärtling, R.:** Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. – Z. dt. geol. Ges., 72, Mber., 3–23. Berlin 1921
- Braun, F. J. & Thiermann, A.:** Fließerden der Weichsel-Kaltzeit im Tecklenburger Land. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 21, 297–302. Krefeld 1972
- Dahm-Ahrens, H.:** Die quartären Sande im nördlichen Westfalen und ihre Bodenbildungen. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., 10, 318–322. Göttingen 1970
- Hammen, T. van der:** Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. – Leidse Geol. Med., 17, 71–183, Diss. Leiden 1951
- Harbort, E & Keilhack, K.:** Erläuterungen zu Blatt 4118 Senne. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder 1:25 000. Berlin 1918
- Keller, G.:** Zur Frage der Osning-Endmoräne bei Iburg. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1952, 71–79. Stuttgart 1950
- Lotze, F.:** Zur Stratigraphie des Senne-Diluviums. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1951, 97–102. Stuttgart 1951
- Schneider, P.:** Natur und Besiedlung der Senne. – Spieker, 3, 5–42. Münster 1952
- Seraphim, E. Th.:** Wege und Halte des saaleeiszeitlichen Inlandeises zwischen Osning und Weser. – Geol. Jb., A 3, 85. Hannover 1972
- Seraphim, E. Th.:** Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale – (RiB) Glazial. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 47: 1–51, Münster 1979 a
- Seraphim, E. Th.:** Der sog. Sennesander, eine Kame-Terrasse. – Drenthestadiale Grundmoräne und postmoränale Schmelzwassersedimente der Oberen Senne. – Ber. des Naturwiss. Vereins Bielefeld, 24; Bielefeld. (Im Druck, 1979 b)
- Seraphim, E. Th.:** Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker Naturw. Mitt., 2, 41–87. Osnabrück 1973
- Skupin, K.:** Erl. Übersichtkt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Bl. C 4318 Paderborn 1979 a
- Skupin, K.:** Quartär im östlichen Münsterland und in Südost-Westfalen. – Exkursionsführer 46. Tagung Nordwestdeutscher Geologen, Exk. A 1, B 1, B 2, 45 S., 13 Abb., 3 Anl., 2 Tab., Münster 1979 b
- Skupin, K.:** Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, m. Erl., Bl. 4218 Paderborn (In Vorbereitung)

Karten

- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, m. Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.: Berlin. Blatt Senne (1915), Bearb. Renner, O. & A. Kraiss
- Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld, Blatt C 4318 Paderborn (1979), Bearb. Dahm, H. D. & Deutloff, O. & Knapp, G. & Koch, M. & Michel, G. & K. Skupin

Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem Pleistozän in Ostwestfalen-Lippe

Von Hans-Wolfgang Re h a g e n , Krefeld

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen wurde in den vergangenen Jahren bei einer Reihe von Bohrungen auf den Blättern TK 25 Bad Salzuflen, Detmold und Blomberg sowie in angrenzenden Gebieten benachbarter Blätter das anstehende Pleistozän durchteuft (Dahm, 1979). Um das Alter dieser pleistozänen Schichten enger eingrenzen zu können, sind bei einigen dieser Bohrungen pollenanalytische Untersuchungen vorgenommen worden. Erste Ergebnisse liegen jetzt vor, doch sind die Arbeiten noch nicht als abgeschlossen anzusehen. Dies gilt besonders für die Bohrung Mosebeck 1/76. Ihre pleistozänen Ablagerungen weisen mit über 140 m nicht nur die größte Mächtigkeit auf, sondern umfassen auch mehrere Thermomere und Kryomere, die z. T. in das älteste Quartär einzustufen sind.

Die Aufbereitung des Materials erfolgte nach der Acetolyse-Methode ggf. unter Vorbehandlung mit kalter HF. Gezählt wurden in einem Glycerin/Wassergemisch bei 400-facher Vergrößerung 100–200 BP (Baumpollen) pro Präparat. Als Berechnungsbasis gilt die Summe aller BP = 100 % ohne *Corylus*; die Prozentangaben für *Corylus*, die NBP (Nichtbaumpollen) und Sporenpflanzen sind auf diese Grundsumme bezogen.

1. Bohrung Mosebeck 1/76

Die Bohrung Mosebeck 1/76 (TK 25, Blatt 4019, Detmold, R 96 880 / H 57 520) wurde im Jahre 1976 etwa 5 km ostwärts von Detmold in einer Subrosionssenke niedergebracht (Becker, 1975).

Bis zu einer Tiefe von 141,3 m stand hier das Pleistozän an. Der Abstand der für die pollenanalytischen Untersuchungen bestimmten Proben war unterschiedlich. In den Sanden betrug er 0,5 und 1,0 m, in den humosen Schluffen und Tonen sowie den Mudden und Torfen meist 0,2 und 0,1 m. Die Ablagerungen mit ausreichender Pollenführung setzen bei 134 m ein.

In der ersten Pollenzone (134–123 m) – der Beginn des Interglazials, die Wiederbewaldungsphase, wurde nicht erfaßt – herrschen *Picea* (maximal 52%) und *Pinus* (maximal 41,5 %) ganz eindeutig vor (Tab. 1). *Betula* steigt vorübergehend bis 18,5 % an, und die NBP erreichen 35,4 %. Die Summe der thermophilen Gehölze bleibt unter 5 %. Altpleistozäne Florenelemente fehlen völlig. Auf diese klimatisch kühle Phase, während der auch *Larix* regelmäßig vorkam, folgt eine deutliche Erwärmung. *Alnus glutinosa* steigt auf 15,5 % an, *Carpinus* auf 7 %, *Quercus* auf 6 % und *Ulmus* auf 5 %. Jetzt kommen auch *Tsuga*, *Pterocarya*, *Carya* und cf. *Ostrya* ständig mit 1–3 % vor. Insgesamt erreichen die wärmeliebenden Bäume im Durchschnitt fast 40 %. Dieser Anteil würde noch höher liegen, wenn nicht *Picea* offenbar lokal bedingte Schwankungen zeigte. Inzwischen sind die NBP unter 5 % zurückgefallen. Als Folge einer

Tabelle 1

Schema der Pollenzonen aus Mosebeck 1/76 (vereinfacht)

(vgl. Text zu Tabelle 2; BP = Baumpollen; NBP = Nichtbaumpollen; EMW = Eichenmischwald)

m	Pollenzonen	Su.NBP	BP und NBP	altpleistozäne BP	Sporen	
Mosebeck 1/76						
17	Pinus	40 %	Larix 1-2%, Ericales 3-5%	Tsuga +, Pterocarya +, Ostrya +, Eucommia + -, -	Sphagnum 5-20% Osmunda 5%	
	Picea-Pinus	10-20 %	Quercus 3%			
	Picea-Quercus	5 %	Quercus 22%, Ulmus 1%, Carpinus 2-6%			
	Pinus-Betula	30 %	Picea 10%, Larix 1%			
32					Osmunda 3-5% Sphagnum 10-40% Osmunda 7%	
pollenarm						
38	Pinus-Betula	20-40 %	Artemisia 2-6%, Ericales 3%, Larix 1%	Tsuga +	Sphagnum 50% Osmunda 3-10% Osmunda 5%	
	Pinus-Quercus-Picea	12 %	Quercus 20%, Tilia 1-5%, Carpinus u. Abies 1-2%	Pterocarya +, Ostrya +		
	Pinus-Betula	7-82 %	Alnus 9%, EMW +, Corylus +, Carpinus +			
52					Sphagnum 40% Osmunda 5%	
pollenarm						
Bavel	57	Carpinus-Tsuga	15 %	Quercus 7%, Ulmus 1%	Tsuga 12%, Pterocarya 18%, Eucommia u. Ostrya	Osmunda 3-97%
	64	Picea-EMW	60-15 %	Quercus 20%, Ulmus 2%, Alnus 8% (-40)	Pterocarya u. Eucommia + Ostrya +	
		Pinus-Picea	50 %	Quercus 2%, Ulmus +		
pollenarm						
Bavel	72	Pinus-Betula	25 %	Larix 1%, Quercus u. Carpinus +	Tsuga u. Pterocarya 2%, Eucommia, Carya u. Ostrya + Tsuga 25%, Pterocarya 9%, Eucommia, Carya u. Ostrya 2% Tsuga 3%, Pterocarya 1% Tsuga, Pterocarya u. Ostrya +	Sphagnum 50% Sphagnum 20-40% Osmunda 5-10%
		Pinus-Picea	10 % (-50)	Quercus, Corylus u. Carpinus 4%		
		Carpinus-Tsuga	10 %	Abies 7%, Picea 8%		
		Picea-EMW	10 %	Quercus 18%, Ulmus 3%		
		Pinus-Picea	15 %	Quercus 3%, Corylus 3%, Abies u. Carpinus +		
94						
pollenarm						
Menap						
Waal	123	Pinus-Betula	23 %	Ericales u. Artemisia 2-4%	Tsuga 2%, Ostrya 3%, Pterocarya 2%	Farne 10-45%
	U	EMW-Carpinus	5 %	Quercus 6%, Ulmus 5%, Alnus glut. 16%		
	D	Picea-Pinus	35 %	Thermophile 5% Larix 2-1%		
134						

deutlichen Abkühlung treten die Thermophilen wie auch *Picea* nahezu völlig zurück. *Pinus* und *Betula* dominieren mit Anteilen jeweils um 50 %. Anzeichen einer sich auflockernden Bewaldungsdichte ist der Anstieg der NBP. Sie erreichen zwar zunächst nur etwas mehr als 20 %, sind jedoch artenreich vertreten, wobei weder die *Ericales* noch *Artemisia* 4 % überschreiten.

Zwischen 122–95 m stehen pollenarme Sedimente an, die sich als kalkreich erwiesen. Sie enthalten hauptsächlich Pollen von *Pinus* und *Betula* sowie eine gleichgroße Menge an NBP, unter denen die *Ericales* zahlenmäßig nicht hervortreten. Diese überwiegend sandigen bis kiesigen Ablagerungen dürften während einer Kaltzeit entstanden sein.

Ab 94 m nimmt die Pollendichte wieder kräftig zu. Als erstes wird eine von *Pinus* (48 %) beherrschte Vegetationsperiode erfaßt. *Betula*, *Alnus* und *Picea* folgen um 10 % herum mit weitem Abstand. *Quercus* und *Corylus* weisen sogar nur 3 % auf. Der Anteil der NBP beträgt noch 15 % im Durchschnitt. Im weiteren Verlauf treten dann vereinzelt *Abies*, *Carpinus*, *Tsuga*, *Pterocarya* sowie cf. *Ostrya* auf. Mit dem Rückgang von *Pinus* auf 5 % dehnt dann *Picea* (29 %) vorübergehend ihr Areal aus. Während dieser Phase beginnt der Anteil einiger thermophiler Hölzer schon deutlich anzuwachsen. So erreicht der EMW (Eichenmischwald), überwiegend durch *Quercus* (18 %) repräsentiert, hier seine höchsten Werte. Nach dem Fichtenabfall entwickelt sich die für diese Warmzeit charakteristische Pollenassoziation: hohe *Tsuga*-Werte bei gleichzeitigem Auftreten von *Eucommia*, *Pterocarya* und *Carpinus* u. a. In Mosebeck erreichen in dieser Pollenzone *Tsuga* 25 %, *Pterocarya* und *Carpinus* je 9 %, während *Eucommia*, cf. *Ostrya* und *Carya* zwischen 1–2 % verbleiben. Während dieses Abschnittes steht im Profil ein Torf an.

Ein sich abkühlendes Klima zeichnet sich im Rückgang der Thermophilen ab. *Quercus*, *Carpinus* und *Corylus* erreichen jetzt gerade noch je 4 %, *Ulmus*, *Pterocarya* und *Tsuga* lediglich noch 2 %. *Eucommia*, cf. *Ostrya* und *Carya* treten sogar nur sporadisch auf. *Pinus* ist mit fast 50 % wieder der dominierende Baum. Stark wechselnde Anteile von *Betula* (15–70 %) lassen diejenigen von *Alnus*, *Picea* und der NBP entsprechend kräftig variieren. Hierin dürfte sich vor allem die Vegetationsdynamik der lokalen Moorentwicklung widerspiegeln. Nach Rückgang von *Alnus* und *Picea* unter 5 % dominieren *Pinus* (um 65 %) und *Betula* (um 60 %). Der Anteil der NBP liegt jetzt bei 25 %; die *Ericales* spielen mit 2 % auch hier eine sehr bescheidene Rolle.

Ab 72 m geht die Pollendichte wieder merklich zurück. BP und NBP sind meist gleichstark vertreten; am häufigsten finden sich *Pinus*, *Betula* und *Cyperaceae*. Es scheint ein nur mehr oder weniger schwächer ausgeprägtes Kryomer vorzuliegen.

Bei 64 m steigt die Pollendichte wieder kräftig an. *Pinus* dominiert mit durchschnittlich 50 % und erreicht maximal 72 %. Häufig wechselnde Anteile von *Betula*, *Alnus* und *Picea* verursachen starke Schwankungen im Pollenbild dieses Abschnittes, wobei die Fichte (15 %) am wenigsten variiert. Die Thermophilen überschreiten 5 % nicht. Als Folge des Kiefernabfalls unter 10 % weitet der EMW, vor allem *Quercus*, sich vorübergehend auf fast 20 % aus. Mit dem allmählichen Rückgang des EMW sowie dem abrupten *Picea*-Abfall von 25 auf 2 % stellt sich wieder die aus der vorigen Warmzeit bekannte *Carpinus*-*Tsuga*-Zone ein. Nur weist *Tsuga* mit 12 % gerade noch die Hälfte des damaligen Anteiles auf. Dagegen erreichen *Carpinus* (12,5 %) und *Pterocarya* (18 %) höhere Werte. Mit 1 % bleiben die Anteile von *Eucommia*, cf. *Ostrya* und *Carya* nur sehr bescheiden. Gegen Ende dieses Vegetationsabschnittes, der im Profil als Torf ansteht, breitet sich *Alnus* stark aus; parallel schnell die *Osmunda*-Kurve von 3 auf 97 % empor. Bei 57 m endet der Torf, und es folgen bis 52 m wiederum pollenarme minerogene Sedimente, die jedoch kalkfrei sind.

Von 52–38 m stehen wiederum Ablagerungen mit guter Pollenführung an. Im unteren Drittel dominiert stark schwankend *Pinus* (36–80 %) mit *Betula* (9–48 %) in Subdo-

minanz. Dieses Erscheinungsbild gilt pollenfloristisch gesehen für das gesamte Thermomer. Ebenso kräftig variieren auch die NBP (7–82 %), die artenreich auftreten. *Artemisia* liegt zwischen 3 und 6 %. Die Ericales überschreiten 2 %. Der EMW tritt während dieser Phase nur vereinzelt auf wie auch *Corylus*. *Picea* erreicht zwar wiederholt mehr als 5 %, doch ist die Kurve nicht geschlossen. Auch *Alnus* und *Carpinus* kommen vor. Im mittleren Drittel gehen *Pinus* auf 40 % und *Betula*, von zwei steilen Gipfeln abgesehen, auf etwa 20 % zurück. Der EMW, fast ausschließlich durch *Quercus* repräsentiert, liegt bei 6 %. Auch *Carpinus* und *Abies* sind mit 1–2 % anwesend. Gegen Ende dieser Phase, während der *Alnus* stark variierte, steigt *Picea* von anfangs 4 auf 15 % an. Mit Beginn des letzten Drittels breitet sich für eine Zeitlang der EMW, vor allem *Quercus*, mit 20 % auf Kosten von *Alnus* und *Picea* stark aus, die dann aber mit dem Rückgang des EMW unter 5 % wieder ihre vorherigen Anteile (um 20 %) einnehmen. Während dieser Entwicklung nimmt *Carpinus* nur leicht von 1,5 auf 3 % zu. Mit dem endgültigen Rückgang der Thermophilen stellt sich eine *Pinus-Betula*-Dominanz ein sowie zunehmend sippenreichere NBP-Anteile. *Tsuga*, *Pterocarya*, cf. *Ostrya* und *Carya* traten während der gesamten Vegetationsentwicklung nur sporadisch auf. Von 38–32 m schließen sich erneut pollenarme Sedimente an, die sich diesmal wieder als kalkreich erwiesen.

Zwischen 32–12 m zeigt sich, pollenfloristisch betrachtet, ein ähnlicher Verlauf wie im vorherigen Thermomer. *Pinus* (60–70 %) ist der klar dominierende Baum; die Durchschnittswerte liegen sogar noch höher als vorher. Dafür bleibt der Anteil von *Betula* entsprechend geringer; er liegt meist zwischen 10–20 %, erreicht aber in zwei Gipfeln 40 %. Das Verhalten des EMW, von *Picea*, *Alnus* und *Corylus* entspricht auch quantitativ weitgehend dem im vorhergehenden Thermomer, nur *Abies* fehlt völlig. Als *Pinus* auf 15 % abfällt, steigen zunächst *Carpinus*, *Picea* und *Alnus* auf über 20 % an. Sie werden dann ihrerseits unter 5 % zurückgedrängt durch den sich kräftig ausbreitenden EMW (22 %), fast ausschließlich *Quercus*. *Picea* erreicht noch einmal auf Kosten des EMW bzw. *Quercus* 30 %, um dann der Kiefer (60–80 %) sowie einer ihr Areal ausweitenden Birke zu weichen. Ein ansteigender sippenreicher NBP-Anteil läßt auf eine abnehmende Bewaldungsdichte schließen; auch hier überschreiten die Ericales wiederum nicht die 5 %-Marke. Wie im vorhergehenden Thermomer waren *Tsuga*, *Pterocarya*, *Carya*, cf. *Ostrya* und *Eucommia* nur sporadisch zu finden.

Aus pollenanalytischer Sicht sind Pollenassoziationen mit reichlich *Tsuga*, *Pterocarya*, *Eucommia*, cf. *Ostrya* und *Carya* dem ältesten Quartär (Känozan sensu Menke, 1975) zuzurechnen. Derartige Pollenspektren waren in der *Carpinus-Tsuga*-Zone der beiden interglazialen Ablagerungen zwischen 95–72 m und 64–57 m gefunden worden. Sie entsprechen weitgehend Vorkommen aus den Niederlanden, die bei dortigen Bohrungen mehrfach erschlossen und als „Interglazial von Bavel“ bezeichnet wurden. Man stellte dabei fest, daß dieses Interglazial jünger als die Menap-Kaltzeit war. Sie mußte aber auch älter als das Cromer-Interglazial von Osterholz (Grüger, 1967) sein, wengleich der direkte Beweis hierfür noch nicht vorliegt. Schließlich ist nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen aus den Niederlanden anzunehmen, daß zwischen der Menap-Kaltzeit und einer prä-Cromer I-Kaltzeit wahrscheinlich zwei Warmzeiten vorhanden sind (Zagwijn, mdl. Mtlg.). Danach könnten die im Profil Mosebeck 1/76 unter dem Interglazial von Bavel anstehenden kaltzeitlichen Ablagerungen dem Menap zugeordnet werden. Die untersten warmzeitlichen Abschnitte zwischen 134–123 m würden dann dem kühleren Waal B und dem wärmeren Waal C entsprechen (Zagwijn, 1960, 1963). Die beiden Thermomere zwischen 52–38 m und 30–17 m lassen sich z. Z. noch nicht einstufen; möglicherweise sind sie Teile eines der cromerzeitlichen Interglaziale.*

* Herrn Dr. H. W. Zagwijn, Haarlem, vom Rijks Geologischen Dienst der Niederlande sei sehr herzlich gedankt für seine Auskünfte und den Einblick in bisher unveröffentlichte Unterlagen, die jedoch zur baldigen Veröffentlichung vorgesehen sind.

2. Bohrung Hohedömsen 1 (Tab. 2)

Die Bohrung Hohedömsen 1 (TK 25, Bl. 4020 Blomberg R 07 795 / H 54 910) wurde in einer Ziegeleigrube 2 km südöstlich von Blomberg niedergebracht.

Die für eine pollenanalytische Untersuchung bestimmten Proben sind zwischen 13,5–4,0 m humosen und torfigen Lagen in einem Abstand von 0,5 m entnommen. Einige weitere bis zu einer Tiefe von 23,9 m geborgene Proben glichen weitgehend dem zwischen 13,5–9 m erfaßten Vegetationsabschnitt, in dem *Alnus* (meist über 50 %) klar vorherrscht (s. Tab. 2). *Abies* steht in Subdominanz; ihre Anteile schwanken zwischen 10–30 %. Gleichmäßiger ist der EMW vertreten (um 10 %); *Ulmus* besitzt jedoch ein kleines Übergewicht gegenüber *Tilia* und *Quercus*. *Corylus*, meist unter 10 %, verhält sich parallel zum EMW. *Pinus* und *Picea* liegen anfangs noch bei 10 %, gehen dann unter 5 % zurück. Der Anteil der NBP ist unbedeutend. *Myrica* ist während dieser Epoche regelmäßig mit 5–15 % zu finden. Dagegen treten *Eucommia*, cf. *Ostrya* und *Carya* nur vereinzelt auf; auch *Taxus* kam in geringer Anzahl vor. *Viscum* fand sich zweimal und *Ligustrum* einmal.

Völlig verändert ist das Vegetationsbild des anschließenden Abschnittes zwischen 9–4 m. Anfangs gipfelt *Tilia* noch mit 15 %, fällt dann aber ebenso wie *Abies* rasch unter 5 % ab, um danach wie die übrigen Thermophilen zu verschwinden. *Pinus* (30–40 %) und *Picea* mit etwas geringeren Werten dominieren klar. Zweimal bildet *Alnus* noch einen Gipfel. Im weiteren Verlauf tritt *Larix* (1–5 %) regelmäßig auf. *Betula* nimmt mäßig zu, *Lycopodium* und *Sphagnum* breiten sich aus. Das Klima ist deutlich kühler und feuchter gegenüber der vorhergehenden Vegetationsphase geworden.

Eine Datierung anhand dieser beiden Vegetationsabschnitte ist kaum möglich. Eine Zuordnung aufgrund der spärlichen Funde von *Eucommia* und cf. *Ostrya* ins „Cromer“ ist nicht auszuschließen, bleibt aber fraglich.

3. Bohrung Wöhren 1

Etwas 3 km nordwestlich von Blomberg wurde die Bohrung Wöhren 1 niedergebracht (TK 25, Blatt 4020 Blomberg R 02 035 / H 58 155).

Pollenführende pleistozäne Ablagerungen standen von 46,2–10,0 m an. In den überwiegend minerogenen Sedimenten betrug der Probenabstand 0,8 m, in den Mudden und Torfen war er mit 0,4 und 0,2 m entsprechend enger. Der erste erfaßte Vegetationsabschnitt ist eine EMW-Zeit, in der *Ulmus* mit 20 % klar über die anderen EMW-Glieder dominiert (s. Tab. 2). Kurze steile Gipfel von *Alnus*, *Pinus* und *Betula* übertreffen mehrfach die EMW-Vorherrschaft. Die gleichen Vorgänge ereignen sich auch im nächsten Vegetationsabschnitt, in dem zunächst *Carpinus* mit 16 % sein Optimum erreicht und dann bis auf 3 % abfällt, während umgekehrt *Abies* sich von 2 auf 10 % ausbreitet. Zu Beginn gipfelt *Corylus* mit 31 %, fällt danach aber rasch unter 3 % ab. Sporadisch sind in diesen beiden Abschnitten auch *Tsuga*, *Pterocarya* und cf. *Ostrya* zu finden wie auch ein Pollenkorn von *Fagus*. Nach einer kurzen Vorherrschaft von *Picea* (49 %) gehen die thermophilen Hölzer stark zurück und liegen summiert bei 10 % und schließlich unter 5 %. Endlich wird auch *Picea* durch *Pinus* und *Betula* fast völlig verdrängt. Die NBP-Anteile steigen von anfangs 50 % auf über 200 % und weisen einen zunehmenden Artenreichtum auf. Das Vegetationsbild nimmt einen parktundraartigen Charakter an. Bei 26 m gehen die NBP-Anteile auf 20–15 % zurück. *Pinus* dominiert mit mehr als 50 %. *Betula* und *Picea* befinden sich in Subdominanz (15–30 %). Auch *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus* und *Abies* kommen mit 2–5 % wieder vor. Die Entwicklung läßt sich nicht weiter verfolgen, da zwischen 20–15 m pollenarme Schichten anstehen. Ab 15 m zeichnet sich wieder eine *Pinus*-*Betula*-Zone ab, die in der Mitte einen steilen *Alnus*-Gipfel (40 %) aufweist. Während dieser Zwischenphase kommen auch *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus* und *Abies* mit Werten um 2 % vor. Mit rasch ansteigenden NBP-Anteilen enden die pollenführenden Ablagerungen bei 10 m.

Tabelle 2 Schema der Pollenzonen aus Hohedömsen, Blomberg 21 und Wöhren 1 (vereinfacht)
 (Die Zahlenangabe in % der Baumpollensumme (BP), Durchschnittswerte.
 Zwei Zahlen = ansteigende bzw. fallende Tendenz, eine Zahl in () Maximalwert, + außerhalb der Grundsumme)

m	Pollenzonen	Su.NBP	BP und NBP	altpleistozäne BP	Sporen
Wöhren 1					
10	<i>Pinus-Betula</i>	30-80 %	<i>Picea</i> 10%, <i>Abies</i> 2%, <i>Carpinus</i> 2%, EMW +		<i>Sphagnum</i> 30-160%
15					
pollenarm					
20	<i>Pinus-Betula-Picea</i>	15 %	<i>Abies</i> 5%, EMW 3%, <i>Corylus</i> 2%, <i>Carpinus</i> +		<i>Sphagnum</i> 5-60% Farne 2-50%
26	<i>Pinus-Betula</i>	150-200 %	<i>Picea</i> 2-4%		
30	<i>Pinus-Betula-Picea</i>	50 %	<i>Picea</i> (48-) 8%, <i>Carpinus</i> 2-4%, <i>Abies</i> 3%, EMW 2%		
40	<i>Carpinus-Abies</i>	5 %	<i>Picea</i> 5-10%, EMW 8%, <i>Corylus</i> 3 (-30)%	<i>Ostrya</i> 2-3%, <i>Pterocarya</i> +	<i>Sphagnum</i> 30%
46	EMW	10 %	<i>Ulmus</i> 20%, <i>Quercus</i> 10%	<i>Ostrya</i> 2%, <i>Pterocarya</i> 1%	
46,2					
Blomberg 21					
2,1	EMW	20-10 %	<i>Ulmus</i> 22%, <i>Tilia</i> 4%, <i>Quercus</i> 2%, <i>Alnus</i> 20 (-55)%, <i>Abies</i> 2%, <i>Corylus</i> 5%		Farne 30 (-140)%
	<i>Pinus</i>	30 (-200)%	<i>Picea</i> 10-20%, <i>Alnus</i> 9%, EMW 2-3%, <i>Abies</i> +		
0,0					
Hohedömsen 1					
4	<i>Pinus-Picea</i>	10-20 %	<i>Abies</i> 15-2%, <i>Tilia</i> 15-1%, <i>Larix</i> 1-5%		Farne 10-180%
9	(<i>Tilia-Abies</i>) EMW- <i>Abies</i> (- <i>Alnus</i>)	10 % 5-10 %	<i>Corylus</i> 10-20%, <i>Ulmus</i> 15%, <i>Tilia</i> 5%, <i>Quercus</i> 3%, <i>Acer</i> 1%, <i>Myrica</i> 5-15%	<i>Carya</i> u. <i>Ostrya</i> 1-2%, <i>Eucommia</i> +	
13,5					

Auch in diesem Fall ist eine sichere Einstufung nicht möglich. Die relativ hohen Ulmenwerte, die Anwesenheit von *Ostrya* (2–3 %) und das Vorkommen von *Pterocarya* lassen die Vermutung auf ein cromerzeitliches Interglazial zu.

4. Aufschluß Blomberg 21

Ebenfalls auf TK 25, Blatt 4020 Blomberg, R 07 100 / H 56 100, befindet sich am Südostrand der Stadt der Aufschluß „Blomberg 21“.

Ein 2,1 m mächtiges Profil spiegelt den Beginn einer Warmzeit wider (s. Tab. 2). Die humos-torfige Ablagerung setzt mit einer *Pinus*-Dominanz (60–70 %) ein. *Picea* hat auch schon 20 % erreicht; *Alnus* und der EMW sind anwesend. Als *Pinus* und *Picea* stark abfallen, breiten sich *Alnus* und der EMW kräftig aus, in dem *Ulmus* mit über 20 % das deutlich dominierende Element ist. Auch *Abies* kommt bereits vor, während *Carpinus* fehlt. Hier brechen die pollenführenden Torfe ab. Eine Einstufung dieser Ablagerungen ist nicht möglich.

5. Bohrung Holzhausen

In der Bohrung Holzhausen (TK 25, Blatt 3918 Bad Salzuflen R 83 060 / H 65 510) 2 km südlich von Bad Salzuflen wurde das ausklingende Holstein-Interglazial erfaßt (Knauff, 1978).

Die pollenführenden Ablagerungen setzen bei 36 m mit einer *Pinus*-*Betula*-Zone ein, in der *Alnus* und *Picea* bereits mit jeweils 5–10 % vertreten sind. Regelmäßig kommen noch *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus* und *Pterocarya* mit 1–3 % vor. Vereinzelt findet sich *Buxus*. Nachdem der Anteil der NBP von 10 auf 70 % angestiegen ist, bricht bei 29,3 m die Pollenführung ab. Zwischen 26 und 20 m sind dann noch drei interstadiale Bildungen zu erkennen. Neben *Pinus*, *Betula* und *Salix* kommen *Larix*, *Picea* und *Alnus* mit Werten unter 4 % vor. Die Anwesenheit von *Juniperus* und *Populus* sowie hohe NBP-Werte weisen auf eine recht lockere Bewaldungsdichte hin.

6. Weitere Bohrungen

Weitere Bohrungen wie Wöbbel 28c (TK 25, Blatt 4120 Steinheim R 06 280 / H 51 065), Pottenhausen B 2 und Waddenhausen (TK 25, Blatt 3918 Bad Salzuflen R 81 850 / H 64 780 und R 83 370 / H 65 160) (Knauff 1978), Seebruch (TK 25, Blatt 3819 Vlotho R 90 260 / H 77 970) und die Brunnenbohrung in Brakel (TK 25, Blatt 4221 Brakel R 12 360 / H 30 650) erbrachten nur Pollenspektren, in denen *Picea*, *Pinus*, *Betula* und ggf. *Alnus* mehr oder weniger deutlich vorherrschen. Der EMW mit seinen Gliedern *Carpinus*, *Corylus* und *Abies* wurde nur in niedrigen Prozentsätzen angetroffen. Eine Datierung war hier in keinem Fall möglich. Es konnte nur konstatiert werden, daß es sich um Ablagerungen pleistozänen Alters handelte und nicht um Tertiär, wie es in manchen älteren Arbeiten vermutet worden war.

Zusammenfassung

Anhand einer Reihe von Bohrungen in Ostwestfalen-Lippe auf den Blättern 3819 Vlotho, 3918 Bad Salzuflen, 4019 Detmold, 4020 Blomberg, 4120 Steinheim und 4221 Brakel konnte festgestellt werden, daß die dort anstehenden humosen Sedimente und Torfe kein tertiäres, sondern pleistozänes Alter besaßen. In der Bohrung Mosebeck 1/76 wurden Ablagerungen aus dem ältesten Quartär erschlossen, u. a. das Waal B und C, die Menap-Kaltzeit sowie das Interglazial von Bavel.

Literatur

- Becker, L.:** Das Vahlhäuser Senkungsfeld, eine mittelpleistozäne Subrosionsenke im Meinberger Graben (östlich Detmold). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 150, 3, 373-388. Stuttgart 1975
- Dahm, D.:** Das Pleistozän des Blomberger Beckens. - Westf. Geogr. Studien, 36. Münster 1979
- Grüger, E.:** Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. - Eiszeitalter und Gegenwart, 18, 204-235. Öhringen 1968
- Knauff, W.:** mit Beitr. von Deutloff, O., Jäger, B., Michel, G., Will, K.-H.: Erl. geol. Karte Nordrhein-Westf. 1:25 000, Bl. 3918 Bad Salzuflen. Krefeld 1978
- Menke, B.:** Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-Frühglazials. - Geol. Jb., A 26, 3-151. Hannover 1975
- Zagwijn, W. H.:** Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. - Meded. geol. Sticht., Ser. C - III - 1, 5: 78 S. Maastricht 1960
- Pollen-analytical investigation in the Tiglian of the Netherlands. - Meded. Geol. Sticht., N.S., 16, 49-71. Maastricht 1963

Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold)

Von Rudolf Schürumpf, Köln

1. Zur Forschungsgeschichte

Das Peistozän-Profil, über das im folgenden berichtet wird, ist seit rund 65 Jahren bekannt. Es liegt am Steilufer der Werre, einem Nebenfluß der Weser, im nördlichen Vorland des Teutoburger Waldes. Bei der geologischen Aufnahme des Meßtischblattes Lage wurde es von dem kartierenden Geologen Renner aufgefunden. Da der Entdecker jedoch im 1. Weltkrieg gefallen ist, hat J. Stoller von der Preußisch Geologischen Landesanstalt, Berlin, später eine genaue geologische Profilaufnahme und die paläobotanische Bearbeitung der Torfschichten durchgeführt (Abb. 1). Über die Ergebnisse hat er im Geologischen Jahrbuch berichtet (1916). Diese Befunde hat 1 Jahr später Keilhack (1917) in die Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Lage übernommen.

Der stratigraphische Profilaufbau und seine geologisch-chronologische Ausdeutung war nach Stoller kurz folgender:

Düne	Postglazial
Flußsand	
Vermoorte Landoberfläche	Glazial 3 (= Weichsel)
Windschliffsohle	
Schichtlücke	Interglazial II (= Eem)
Flußsand	
Geschiebemergel	Glazial 2 (= Saale)
Torflager	Interglazial I (= Holstein)
Flußsand	Glazial 1 (= Elster)
Schotter	

Somit lieferte damals dieses Profil eine wichtige Grundlage für die Gliederung des Pleistozäns im Lippeschen Raum.

Da die paläobotanische Fossilienbeute infolge hoher Zersetzung der pflanzenführenden Schichten recht gering war und nur wenige Reste \pm indifferenten Arten bestimmbar waren, konnten die beiden Interglaziale nur aufgrund der Schichtenfolge erschlossen werden.

2. Die Neuuntersuchung vom Jahre 1975

Es wurde eine Neuuntersuchung mit Einsatz der quantitativen Pollenanalyse, die zur Zeit der Erstbearbeitung noch nicht erfunden war (von Post 1916), angestrebt.

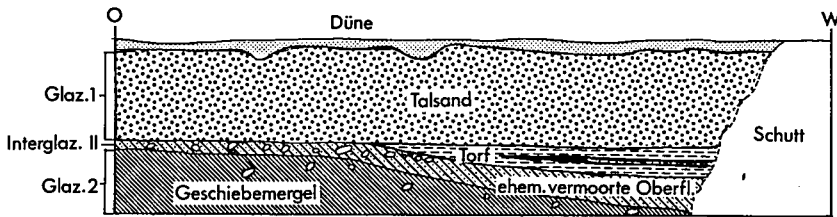
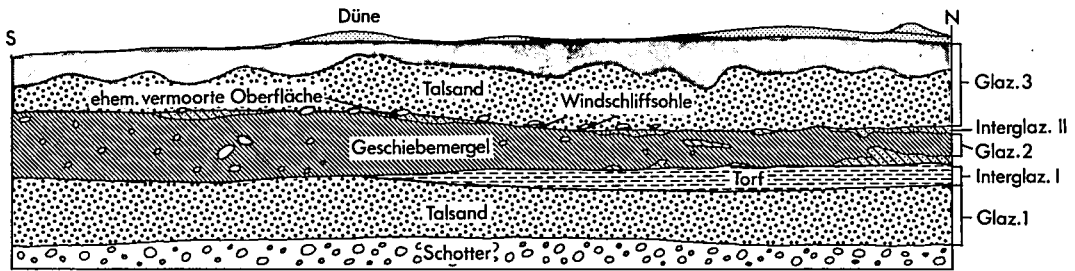


Abb. 1: Profilschnitte bei Nienhagen 1916, von Stoller (umgezeichnet von Schütrumpf)

Gelegentlich von Grabungsarbeiten im benachbarten Gebiet bei Heidenoldendorf zum Zwecke der Bergung fossiler Eichenstämme für dendrochronologische Untersuchungen haben wir zusätzlich auch die Fundstelle der interglazialen Torfbildungen von Nienhagen neu aufgeschlossen. Zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse und zur Gewinnung von Untersuchungsmaterial für die Pollenanalyse wurden ein SO-NW verlaufender Profilschnitt von 9 m Länge (Abb. 3) und in einigen Metern Abstand davon nach links und rechts zwei Schürfe von 1,40 bzw. 1,20 m Breite angelegt (Abb. 2).

a) Der stratigraphische Aufbau

Über kalkhaltigem, stark sandigem, gelb-braunem Geschiebemergel unbekannter Mächtigkeit, z. T. mit größeren Geschieben, der an der Oberkante stark kryoturbat verwürgt ist, liegt eine nicht zusammenhängende windgeschliffene Steinsohle in einer dünnen Sandschicht. Darüber folgt eine untere Torfschicht von 20 bis 30 cm Mächtigkeit. Diese wird von gut einem $\frac{1}{2}$ m gelben Sand überdeckt. An der Grenze Oberkante Torf/Unterkante Sand ist eine Eisenanreicherung zu beobachten. Es schließt sich ein oberer Torf von durchschnittlich 20 bis 30 cm Mächtigkeit an. Darüber folgt gelber Mittelsand, der im unteren Teil leicht gebändert ist. Das Ganze ist von feinem Dünen-Flugsand überdeckt, der auch die rezente mit Heidekraut bewachsene Oberfläche bildet.

Die beiden Schürfe (Abb. 2) reichen etwas tiefer in das Liegende hinein als der große Profilschnitt. Im Schurf I folgt unter dem Geschiebemergel ein heller graugelber fluviatiler Sand mit Geröllen, der z. T. schräg geschichtet ist. Darunter schließen sich ein brauner (Fe!) und ein grün-grauer Schluff an. Im Schurf II wird der Geschiebemergel von eisenhaltigen Sanden zweimal unterbrochen. Am Grunde des Mergels fand sich ein besonders großes Geschiebe. Die oberen Schichten in beiden Schürfen sind mit denjenigen des Profilschnittes identisch.

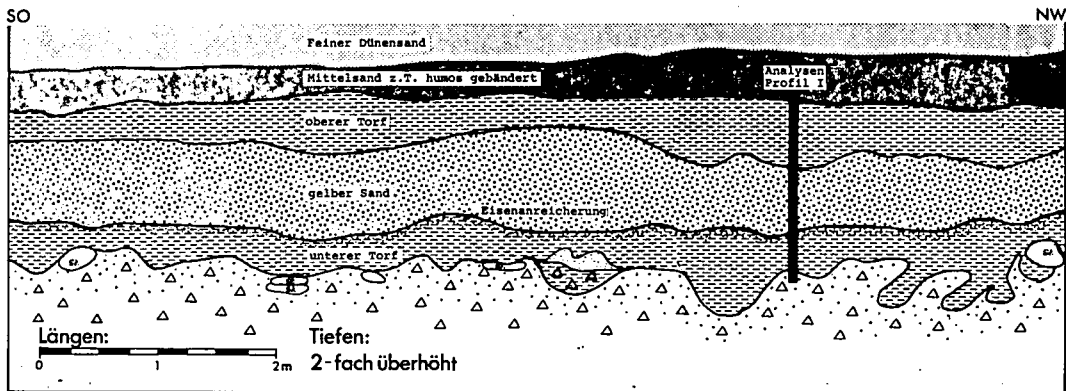


Abb. 2: Profilschnitt bei Nienhagen 1975

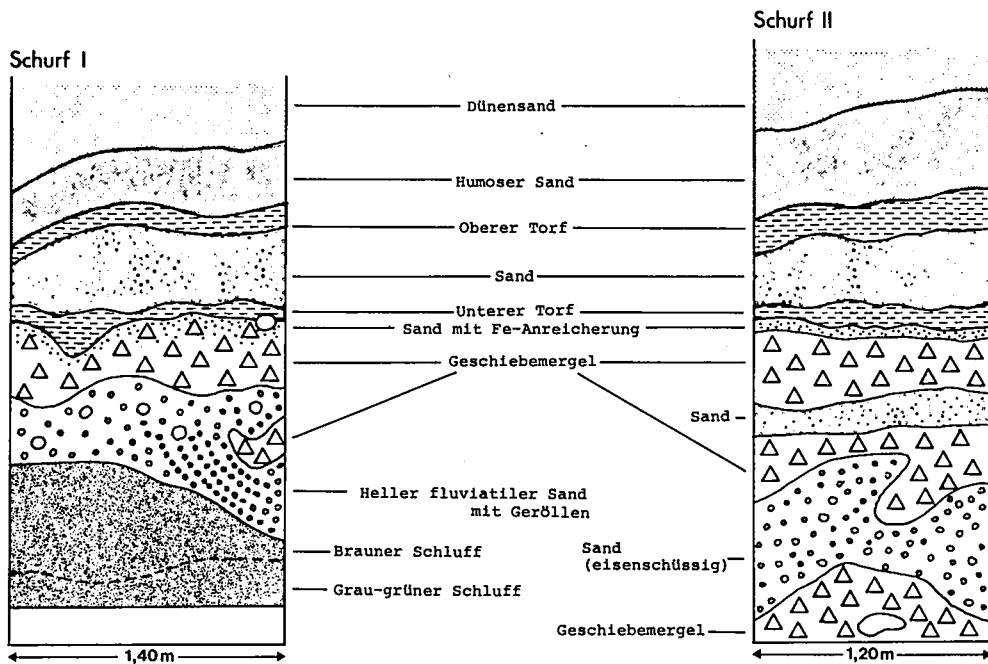


Abb. 3: Profilschürfe bei Nienhagen 1975

b) Die pollenanalytisch untersuchten Profile und ihre Auswertung (Abb. 4 u. 5)

Das Diagramm umfaßt im oberen Teil 10 Spektren aus dem oberen und im unteren Teil 5 Spektren aus dem unteren Torfpaket, die ihrerseits durch eine Sandschicht voneinander getrennt sind.

Der genaue moorstratigraphische Aufbau des sogen. „oberen Torfes“ ist im einzelnen von unten nach oben folgender:

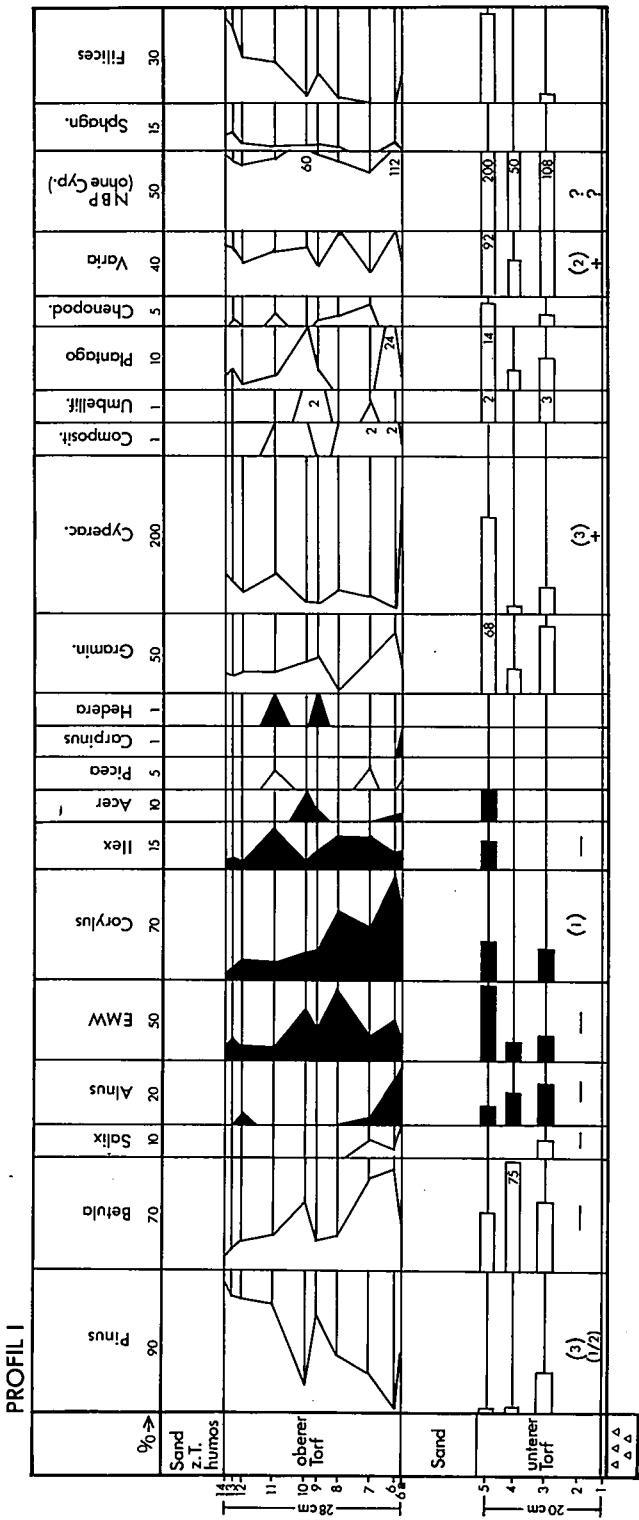


Abb. 4: Pollendiagramm mit ob. und unt. Torf

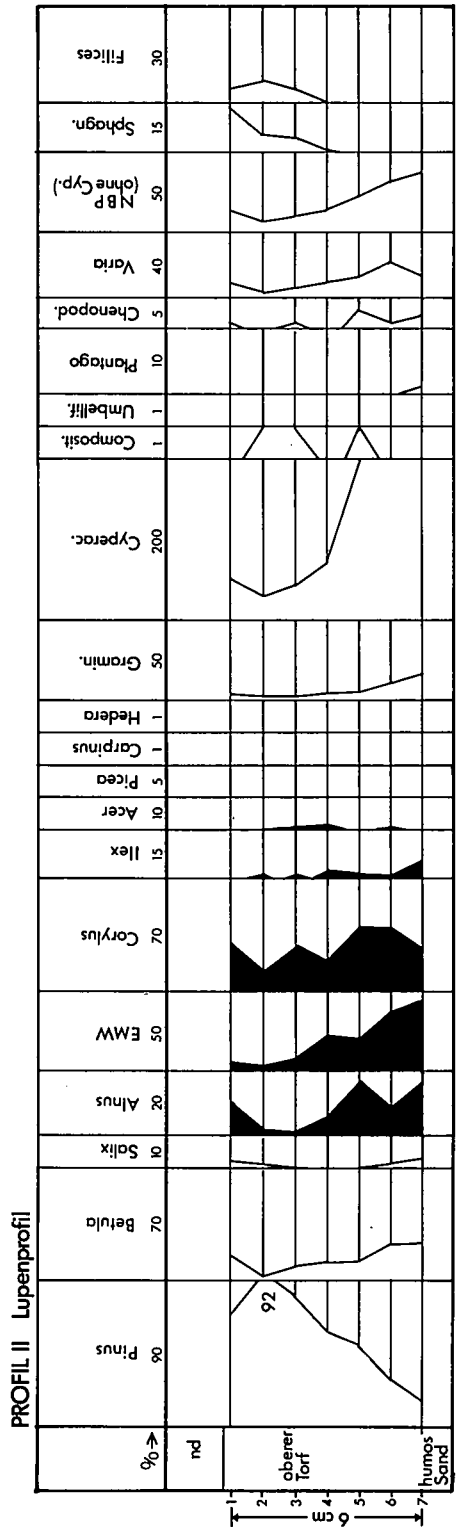


Abb. 5: Pollendiagramm durch ob. Torf

0	-	1	cm	weißer Sand; im Kontakt mit dem nach oben folgenden Torf stark eisenschüssig
1	-	13	cm	dunkelbrauner Torf bis torfige Gytjtja mit Pflanzenresten
13	-	17	cm	stark sandiger Torf
17	-	25	cm	grauer Sand mit Torfbändern, die bei 20 bis 21,5 cm und bei 23 bis 24,5 cm besonders deutlich ausgeprägt sind
25	-	25,5	cm	toniges Sandband
25,5	-	27	cm	sandig-toniger Torf
27	-	28	cm	Übergang Torf/humoser Sand

Der sogen. „untere Torf“ hat einen ähnlichen Aufbau von unten nach oben:

0	-	1,5	cm	gelber Sand mit Kalkausfällungen an der Unterkante
1,5	-	9	cm	stark sandiger Torf, darin bei 5 und 7 cm eisenschüssige Sandbänder von 3 mm Stärke
9	-	15	cm	graubrauner, sandiger Torf
15	-	19	cm	dunkelbrauner Torf bis grobe torfige Gytjtja, stark sandig und geschichtet, darin bei 18 cm ein 3 mm starkes Sandband
19	-	20	cm	heller Sand; an der Oberkante eine dünne Eisenausfällungszone

Nach diesem stratigraphischen Befund handelt es sich bei beiden Torfschichten um eine limnisch-telmatische bis terrestrische Moorbildung, woraus sich auch der hohe Zersetzungsgrad erklärt. Der Moorkomplex liegt in einer muldenförmigen Eintiefung im Talsand über dem ebenfalls absinkenden Geschiebemergel.

Der palynologische Befund

Das Ausgangsmaterial für die analysierten Proben wurde durch Kochen mit Salzsäure, Flußsäure und Kalilauge mit Perboratzusatz aufbereitet. Acetolyse wurde wegen des schlechten Erhaltungszustandes nur in einem Ausnahmefall durchgeführt.

Aus dem oberen Torf liegen 2 Profile mit insgesamt 17 Spektren vor, und zwar Profil I und das Lupenprofil II. Infolge des hohen Zersetzungsgrades der torfigen Schichten ist die Pollendichte relativ gering (20–60 Baumpollen/Präparat) und die Pollenerhaltung \pm schlecht. Beide Diagramme zeigen über die gesamte Schichtmächtigkeit wärmezeitliche Spektren, in denen die thermophilen Arten (Corylus, EMW, Ilex, Alnus und Hedera) recht hohe Maximalwerte erreichen, dann aber von unten nach oben abfallende Tendenz aufweisen (Schwarze Schattenrisse). In den untersten Spektren dominiert die Birke bei besonders hohen Haselwerten. Anschließend steigt die Kiefernkurve bis zu einem Optimum von 92 % an. Die wärmeliebenden Arten sind inzwischen bereits stark auf Werte um 10 % und weniger abgefallen. Es zeigt sich also eine deutliche Klimaverschlechterung im Verlauf der Torfbildung an.

Im unteren, 20 cm mächtigen Torfpaket ist die Zersetzung soweit fortgeschritten, daß es kaum gelingt, quantitativ relevante Pollenspektren aufzustellen, zumal sich die Baumpollenfrequenz in den analysierten Proben trotz Flußsäureaufschluß nur zwischen 2 und 16 Stück pro Präparat bewegt. Außerdem liegt die Erhaltung der Pollenkörper oft an der Grenze der Erkennbarkeit. Da deshalb in den einzelnen Proben maximal 50 bis 100 Baumpollen ausgezählt worden sind, ist keine quantitative statistische Sicherheit gewährleistet. Die einzelnen Spektren wurden daher nicht zu Kurven verbunden, sondern als Histogramm dargestellt. Trotz dieser negativen Voraussetzungen sind auch in der unteren Torfschicht die thermophilen Arten mit solch hohen Anteilen vertreten, daß dieses Profilstück ebenfalls einer echten Warmzeit und nicht etwa einem Interstadial zugeordnet werden muß. Man kann daher begründet annehmen, daß es sich beim unteren Torf um jene waldgeschichtliche Periode handelt, die als Anfangsphase dem oberen Torf vorausgeht. Beide Moorablagerungen zusammen können daher nach stratigraphischer Position

und paläofloristischem Befund an den Übergang von einem frühen zu einem mittleren Abschnitt des Eem-Interglazials, d. h. in die letzte Warmzeit eingeordnet werden.

Durch die Neuuntersuchungen war es also möglich, die „Schichtlücke“, die sich in den ehemaligen Profilen von Stoller nur als erodierter Rest der „ehemals vermoorten Landoberfläche“ anzeigt, in Form von zwei durch eine Sandschicht getrennte Torflagen zu überbrücken, so daß zumindest für den oberen Profiltail pollenanalytische Untersuchungen möglich waren, die eine chronologische Zuordnung ins Eem ergaben.

Aus zeitlichen und technischen Gründen (hoher Wasserstand der Werre) war es leider nicht möglich, die Profile weiter nach unten über den Geschiebemergel hinaus aufzuschließen. Deshalb haben wir auch die unterste Torfschicht, die nach dem Profil von Stoller noch erheblich unter dem Geschiebemergel liegt, in allen Aufschlüssen nicht erreichen können. Folglich können auch vorläufig keine Angaben über ihre paläofloristische Zusammensetzung gemacht werden. Nach dem stratigraphischen Befund jedoch muß diese unterste Torfbildung älter sein als der darüberliegende Geschiebemergel der Saale-Kaltzeit, wie es auch die Erstbearbeiter gedeutet haben. Es ist anzunehmen, daß der unterste Torf in die vorletzte Warmzeit, d. h. ins Holstein gehört.

Literatur

- Keilhack, K., Kraiss, A., Renner, O. und Stoller, J.:** Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 197 Blatt Lage. Berlin 1917
- Von Post, L.:** Skogsträdspollen i sydsvenska torvmosselagerfjödler. Vortrag auf dem 16. Skandinav. Naturforscherkongreß 1916 in Oslo. – Förh. Skansul. Naturforskeres. Stockholm 1918
- Stoller, J.:** Ein Diluvialprofil am Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. – Jb. Geolog. Landesanst. für 1916, Bd. XXXVII, Teil I, Heft 2. Berlin 1916
- Topographische Karte 1:25 000 Bl. 4018 Lage. Hrsg. v. Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen 1964
- Geologische Karte von Preußen 1:25 000 Blatt Lage. Berlin 1917

Vegetations- und siedlungsgeschichtliche Untersuchungen im Belmer Bruch bei Osnabrück

Von Jürgen S c h w a a r , Bremen

Einleitung

Mit der Landschafts- und Vegetationsentwicklung des nordwestdeutschen Raumes beschäftigte sich bereits C.A. Weber (1901). Er schrieb: „Der deutsche Wald, wie er sich nach dem Schlusse der Eiszeit in Norddeutschland entwickelt hatte, wie er im Tieflande wahrscheinlich noch während der ersten Jahrhunderte unserer Zeitrechnung die Marken schied und dadurch das Urteil der Römer beeinflußt haben mag, wie er noch im späten Mittelalter unsere Gebirge weithin zierte und auch heute noch der Sage und Dichtung vorschwebt, war, bevor er durch den beständig fortschreitenden menschlichen Einfluß verwüstet und durch die wesentlich nur auf das Nützliche zielende Forstkunst der Neuzeit einseitig wieder aufgerichtet wurde, in seinen schönsten Teilen auf allen besseren Bodenarten ein Mischwald. Sein Oberholz bestand aus himmelanstrebenden, mächtigen Eichen, Buchen, Föhren und Fichten, sein Unterholz, das nur unter geschlossenen Horsten von Buchen oder Fichten fehlte, aus hoch aufragenden Sträuchern und Bäumen, die sich bald in buntem Gemisch dicht zusammendrängten, bald in wechselnden Gruppen anmutig verteilten: hier das frische Grün der Hainbuchen, der Birken, Haseln und Linden oder des Spitzahorns, Massholders und Weißdorns, dort das glänzende Laub der Hülsen und da wieder die dunklen Pyramiden der Eibe.“

Diesem ersten „Tasten“ sind viele Untersuchungen gefolgt. Heute zählt Nordwestdeutschland zu den vegetationsgeschichtlich gut durchforschten Räumen. Vorliegende Arbeit soll dieses vielfältige Mosaik weiter vervollständigen.

U r l a n d s c h a f t und die ihr nachfolgenden K u l t u r l a n d s c h a f t e n sollen für das Belmer Bruch im Osnabrücker Hügelland und seine nächste Umgebung aufgezeigt werden. Pollenanalysen und Großrestuntersuchungen geben Einblicke in die zeitlichen Abfolgen der spät- und postglazialen Vegetationsentwicklung. Bodenkundliche Ergebnisse und die Kartenblätter von Du Plat (1961) aus dem ausgehenden 18. Jahrhundert erlauben eine räumliche Abgrenzung der Vegetationseinheiten. Verknüpfungen zur Siedlungsgeschichte (Abb. 9) runden das Bild ab.

Zwischen Wiehengebirge und Teutoburger Wald – im Osnabrücker Hügelland – liegt unmittelbar nordöstlich des Dorfes Belm das Untersuchungsgebiet (Abb. 1). Von der Stadtmitte Osnabrücks ist das Belmer Bruch rd. 8 km entfernt. Die Höhe über N.N. liegt bei ungefähr 82 m; in der näheren Umgebung werden 156 m N.N. (Krebsburg) erreicht. Das Bruch entwässert über den Belmer Bach zur Hase. Der untersuchte Standort ist auf dem Kartenblatt Nr. 3614 (Rulle) der Topographischen Karte 1 : 25 000 verzeichnet.

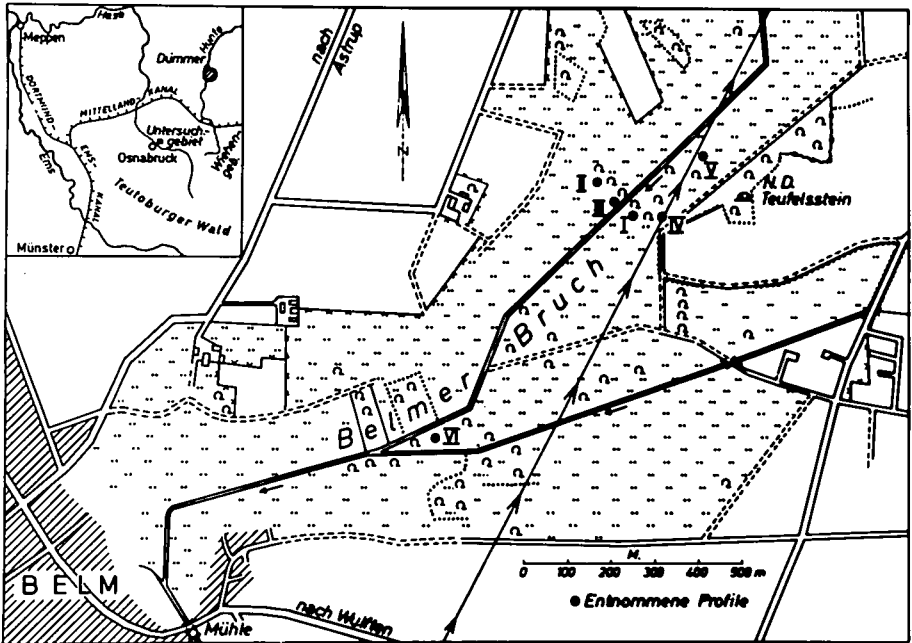


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

Vom Verfasser liegen umfangreiche Untersuchungen über das Belmer Bruch vor (Schwaar 1976). Die Methoden – Pollenanalysen und Großrestuntersuchungen – sind dort ausführlich dargelegt.

1. Untersuchungsergebnisse

a) Spätglazial

Die Moorbildung begann an einigen Stellen (Abb. 2 und 3) mit einem Birkenbruchwald bzw. locker gefügtem Birkenbusch; die Bodenschicht wurde von zahlreichen Moosen (*Tomenthypnum nitens*, *Calliergon stramineum*) geprägt. Die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen verweisen in das Spätglazial. Auf den höher gelegenen, grundwasserfernen Stellen siedelten Birken-Kiefernwälder oder in den Kältevorstößen aufgelichtete Parktundrenwälder.

b) Postglazial

Besonders interessant sind die Stillstandsphasen, die um 6000 bzw. 4000 v. Chr. begannen und an beiden Stellen um 800 v. Chr. endeten. Als auslösende Ursachen sind Änderungen der örtlichen hydrologischen Verhältnisse am wahrscheinlichsten; denn die Zeiten um 6000 und 4000 v. Chr. sind bislang nicht als Trockenzeiten bekannt geworden. Als Denkmöglichkeit könnte zum Beispiel die Aufgabe wasserstauer Biberbauten in Frage kommen. Das erneute Moorwachstum um 800 v. Chr. kann mit dem damals feuchter werdenden Klima (Hallstatt-Zeit) erklärt werden. Im Bereich des Profils II (Abb. 2) überdauerte der Birkenbruchwald die Stillstandsphase und auch noch die nachfolgende Zeit. Erst um Chr. Geb. erfolgte ein Sukzessionsschub, der zu einem basiklinen Kleinseggenried führte, das um 1700 n. Chr. wieder durch einen

Birkenbruchwald abgelöst wird. Komplizierter stellen sich die Verhältnisse im Bereich des Profils III (Abb. 3) dar. Hier bildet sich bei wieder beginnendem Moorwachstum ein basiklines Großseggenried aus, das um 700 n. Chr. von einem Erlenbruchwald abgelöst wurde. Ein erneuter Wechsel ließ um 930 n. Chr. ein basiklines Schilfröhricht entstehen. Am Profil I (Abb. 4) leitete ein Erlenbruchwald die Moorbildung zwischen 5800 – 6000 v. Chr. ein, der um 2000 v. Chr. von einem basiklines Großseggenried ersetzt wurde. Um 430 v. Chr. entwickelte sich hier ein Erlenbruchwald, der ebenfalls – wie am Profil III – von einem basiklines Schilfröhricht abgelöst wurde.

Menschlicher Einfluß könnte als auslösender Faktor dieser Vegetationsänderungen in Frage kommen. Ebenso ist aber an eine Änderung des Feuchtezustandes zu denken. Übereinstimmungen mit den von Overbeck (1975) im Gifhorner Moor nachgewiesenen hygroklinen und xeroklinen Phasen sind nicht zu übersehen. Auch eine Aufgabe und Neuerrichtung von Biberbauten kann als Ursache nicht ausgeschlossen werden. Der letzte Sukzessionsschub um 930 n. Chr. muß auf die Errichtung der Belmer Mühle mit ihrem Rückstau zurückgeführt werden, der mit seinem Grundwasseranstieg den Erlenbruchwald erstickte.

Die Pollendiagramme geben die mitteleuropäische Grundsukzession wieder (Abb. 5, 6, 7, 8). Einige Abweichungen werden aber deutlich. Die Rotbuche erscheint erstmals um 3000 v. Chr., um dann wieder zu verschwinden; um 850 v. Chr. setzt dann eine Massenausbreitung ein. Auf diese nordwestdeutsche Rotbuchenlücke weist bereits Overbeck (1975) hin. Der bekannte Ulmenabfall um 3000 v. Chr. ließ sich nicht nachweisen. Er wird durch einen langsamen Rückgang ersetzt. Die Kiefer verkleinerte ihr Areal einmal zwischen 6000 u. 5800 v. Chr. Es ist der bekannte atlantische Kieferabfall. Um 850 v. Chr. verzeichnen wir einen erneuten Rückgang der Kiefer, der wahrscheinlich auch klimatisch bedingt ist. Synchron mit dieser Abnahme erfolgte ein Lindnrückgang.

c) Siedlungsgeschichtliche Ergebnisse

Abb. 9 zeigt uns die vorgeschichtlichen Funde des Untersuchungsgebietes. Seit dem Neolithikum – mit Ausnahme der älteren Bronzezeit – gibt es Hinterlassenschaften des Menschen. Die Pollenkurven (Abb. 5) vom Getreide-Typ und von Kulturzeigern weisen Zu- und Abnahmen der Siedlungsintensität aus. So sind die Hallstatt- und La Tène-Zeit Perioden dichter Besiedlung gewesen. Die bekannte Siedlungsausdünnung der Völkerwanderungszeit wird auch sichtbar. Ebenso zeichnet sich der hochmittelalterliche Siedlungsausbau, die spätmittelalterliche Agrarkrise und der 30 jährige Krieg durch entsprechende Zu- und Abnahme der Siedlungszeiger aus.

2. Rekonstruktion von Ur- und Naturlandschaft

Paläogeobotanische Untersuchungen und bodenkundliche Ergebnisse (Lüders & Miersch 1968) erlauben uns die Rekonstruktion von Ur- und Naturlandschaft (Abb. 10 und 11). Alte und neue Karten geben die Bodennutzung von der Gegenwart und um 1790 wieder. Die Urlandschaft ist der Zustand vor jeglichem menschlichem Einfluß. Die Naturlandschaft ist die Landschaft, die sich heute nach Aufhören allen menschlichen Einflusses einstellen würde (potentielle natürliche Vegetation). Urlandschaft und Naturlandschaft stimmen in unserem Gebiet nicht überein; denn die heute ohne menschlichen Einfluß vorherrschenden Rotbuchenwälder gab es vor der neolithischen Landnahme noch nicht. Abb. 12 und 13 zeigen uns die Landschaftsänderung der letzten 200 Jahre. Dabei ist die Abnahme der Heideflächen besonders bemerkenswert.

3. Zusammenfassung

Im Belmer Bruch, einem kalkreichen Niedermoor in der Nähe Osnabrücks, erfolgten Pollenanalysen und Großrestuntersuchungen. Die Moorbildung begann im Spätglazial mit einem Birkenbruchwald. Später folgten Erlenbruchwälder, Großseggenrieder und Schilfröhrichte. Das Moor wurde gleichzeitig von verschiedenen Pflanzengesellschaften besiedelt. Der Wechsel von weniger Nässe ertragenden Artenkombinationen zu großer Nässe ertragenden Pflanzengesellschaften fällt nach ^{14}C -Datierungen mit den Hochmoor-Humifizierungswechseln zusammen. Die kurz nach 800 erbaute Belmer Wassermühle muß einen Grundwasseranstieg hervorgerufen haben, der zu einer Änderung der Pflanzengesellschaften geführt hat. Für das Spätglazial lassen sich für die Moorumgebung Birken-Kiefernwälder nachweisen. Nach dem Rückgang der Kiefer haben Rotbuchen und Eichenmischwälder das Landschaftsbild bis zur Gegenwart geprägt. Seit dem Neolithikum läßt sich menschlicher Einfluß nachweisen.

Summary

Pollen-analytic and macrofossil investigations were made in the Belmer Bruch, a calcareous fen nearby Osnabrück. The peat formation started in the Late Glacial with a birch peat swamp. Later followed alder swamps, sedge meadows and reed associations. At the same time grew different plant associations in the fen. The change of plant associations preferring wet conditions to such preferring less wet conditions coincides with the temporal increase of the boundary-horizons as could be shown by ^{14}C -datings. The watermill of Belm was built about 800. This rose the watertable in the fen and a change of the plant associations followed. The vegetation surrounding the fen started in the Late Glacial with pine and birch forests. Later in the time forests of oaks and beeches have been found. Beginning with the neolithicum the vegetation of the prehistoric settlers can be proved.

Literatur

- Du Plat, J.:** Die Landesvermessung des Fürstbistums Osnabrück. Die Kirchspiele Wallenhorst, Rulle und Belm. – Herausgeg. Wrede G.; Selbstverlag des Vereins für Geschichte und Landeskunde von Osnabrück. Osnabrück 1961
- Lüders, R. & Miersch, H.:** Bodenkarte des Landkreises Osnabrück. Herausgeg. Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung. Hannover 1968
- Overbeck, F.:** Botanisch-geologische Moorkunde. Neumünster 1975
- Schwaar, J.:** Paläogeobotanische Untersuchungen im Belmer Bruch bei Osnabrück. – Abh. Naturw. Verein Bremen, 38, 2, 207–258. Bremen 1976
- Weber, C.A.:** Über die Erhaltung von Mooren und Heiden im Naturzustande.–Abh. Naturw. Verein Bremen, 15, 263–279. Bremen 1901

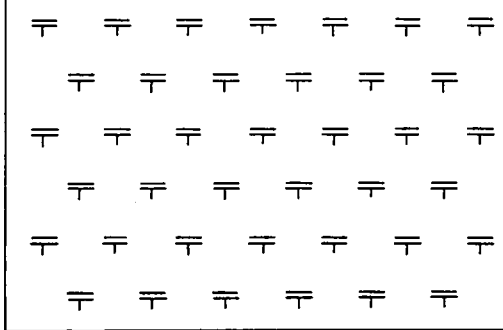
Profil II

1700 n.Chr.

0,15m



Birkenbruchwald

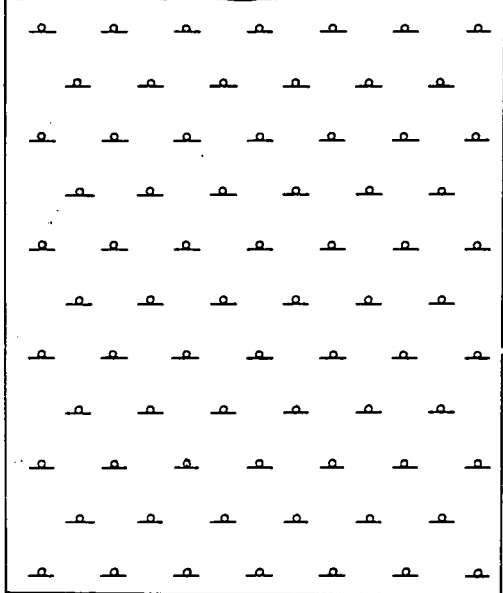
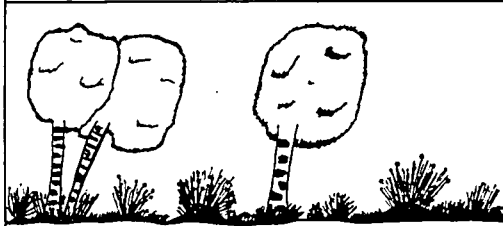


Basiklines
Kleinseggenried

Chr. Geb.

1,00m

Stillstands- 1,20m
phase zwischen
800-4000 v. Chr.



Basikliner
Birkenbruchwald

rd.8500 v.Chr. 2,50m

Abb. 2: Vegetationsabfolgen im Belmer Bruch, Profil II

Profil III

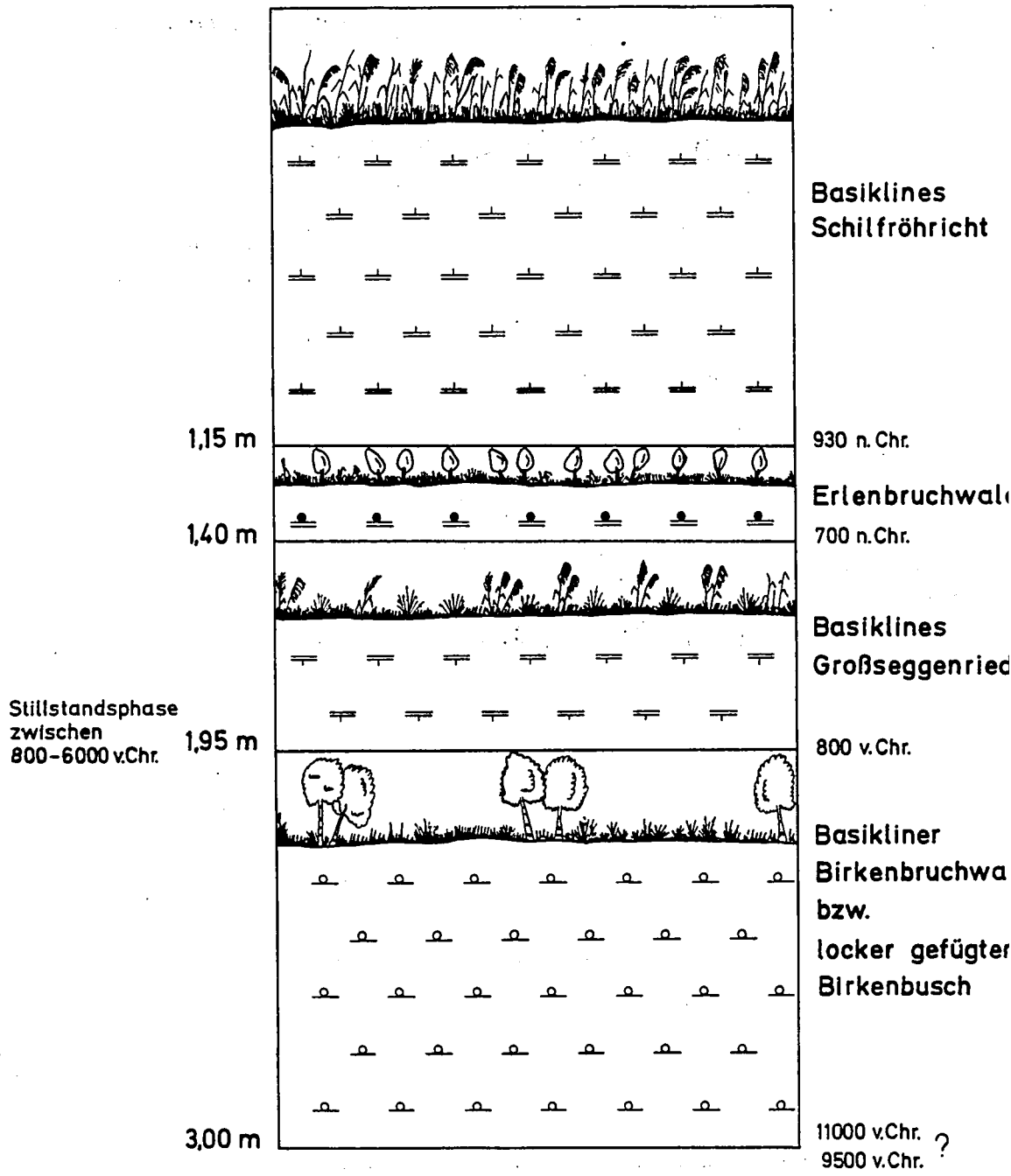


Abb. 3: Vegetationsabfolgen im Belmer Bruch, Profil III

Profil I

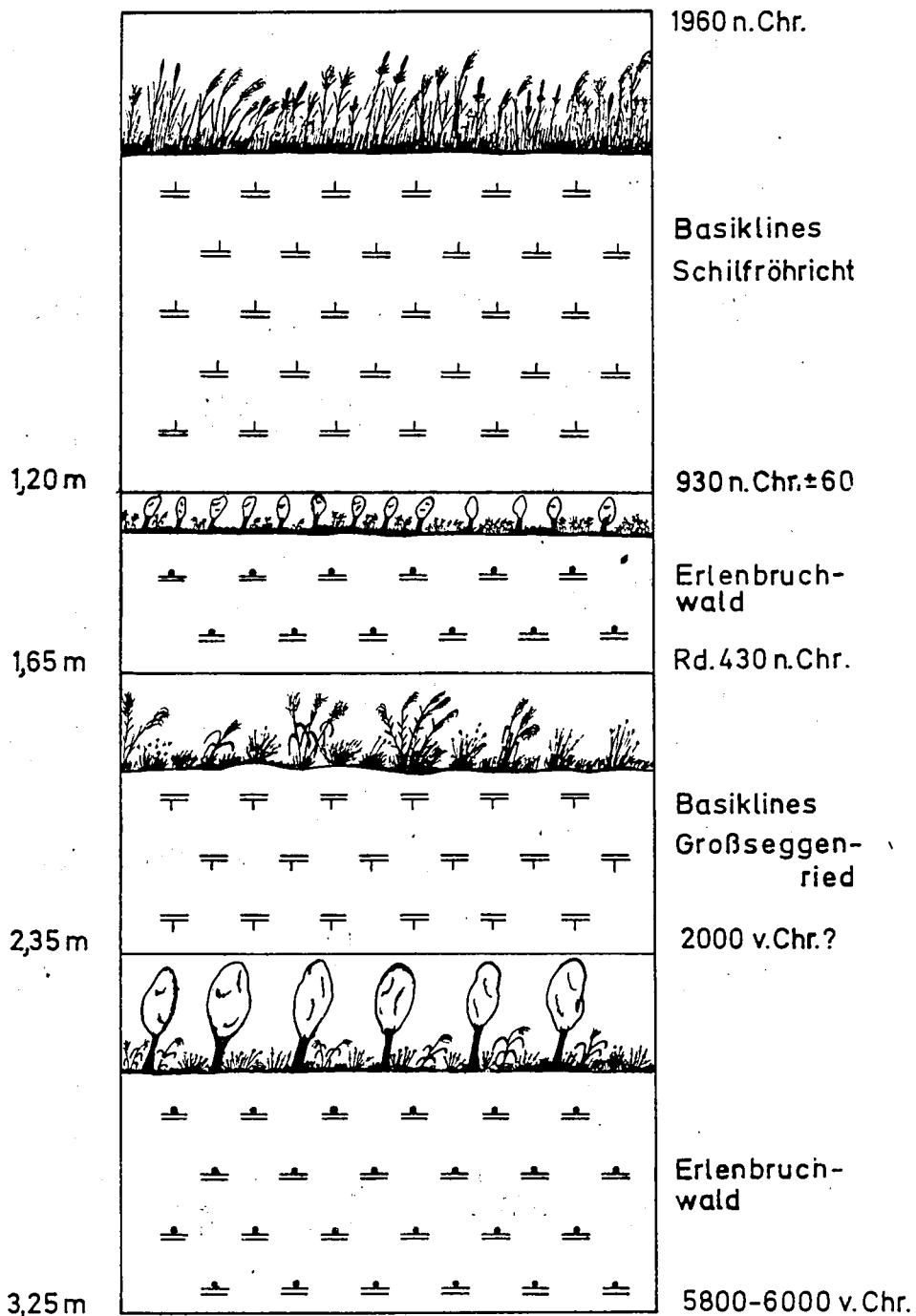


Abb. 4: Vegetationsabfolgen im Belmer Bruch, Profil I

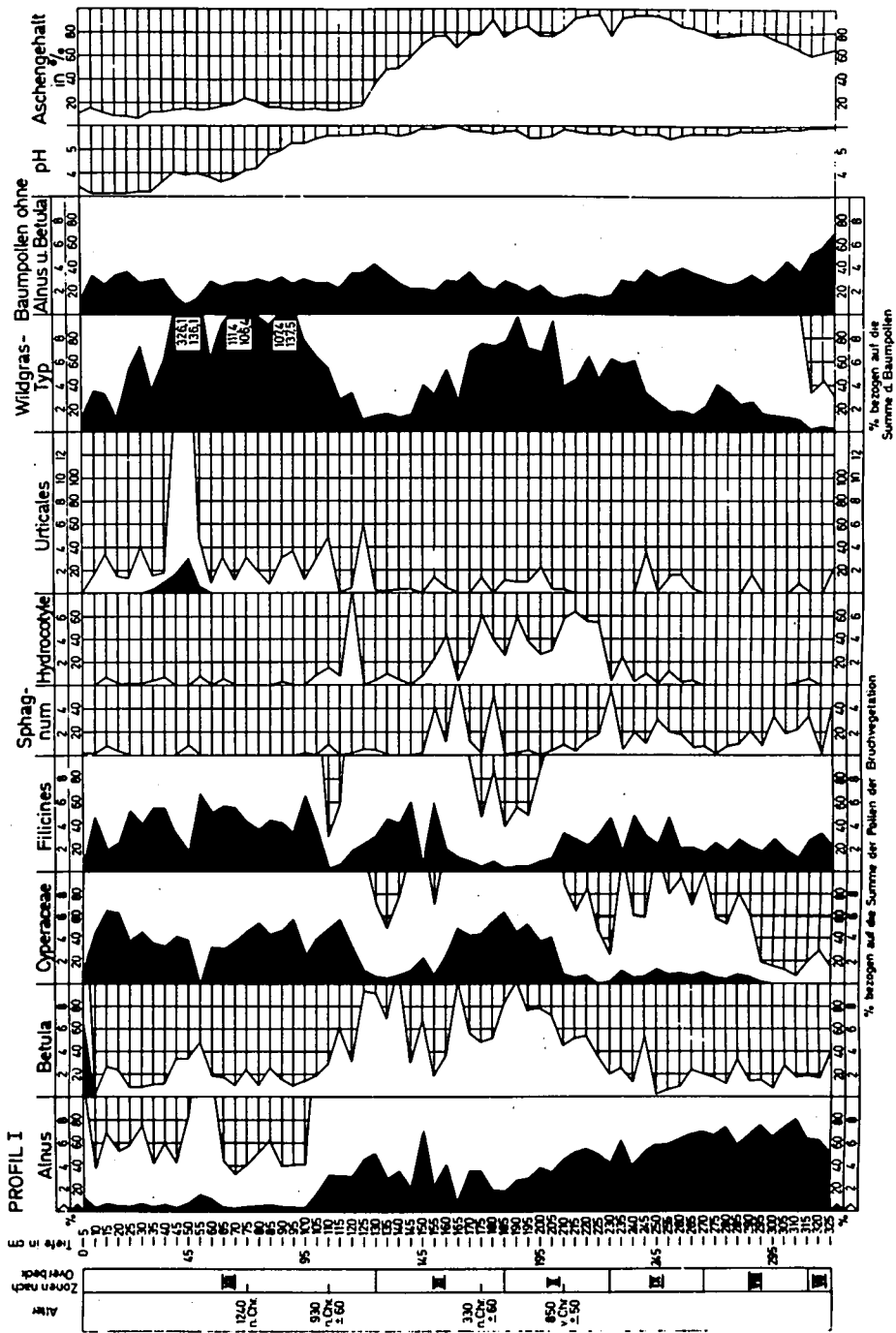


Abb. 5: Pollendiagramme im Belmer Bruch, Profil I

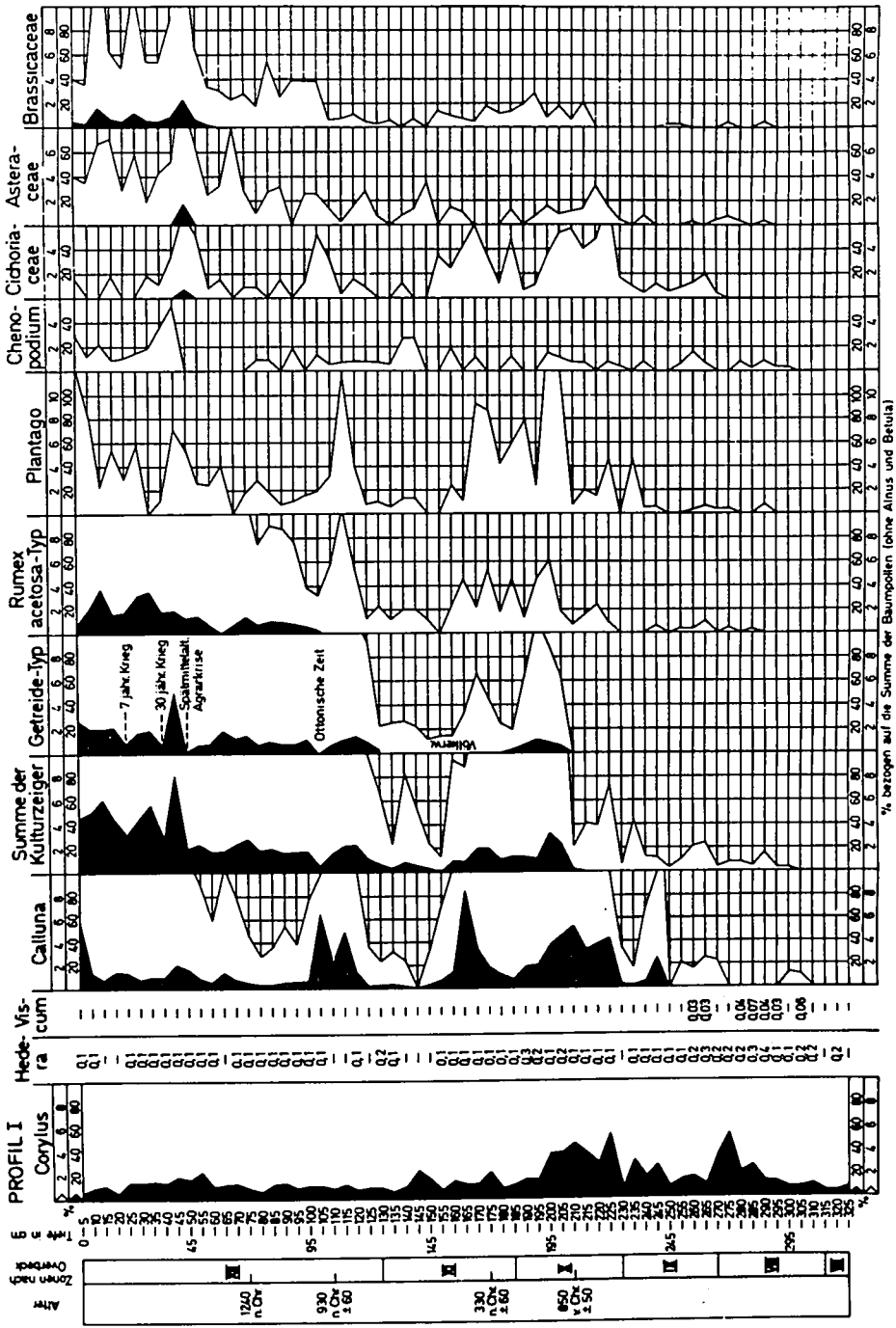


Abb. 6: Pollendiagramme im Belmer Bruch, Profil I

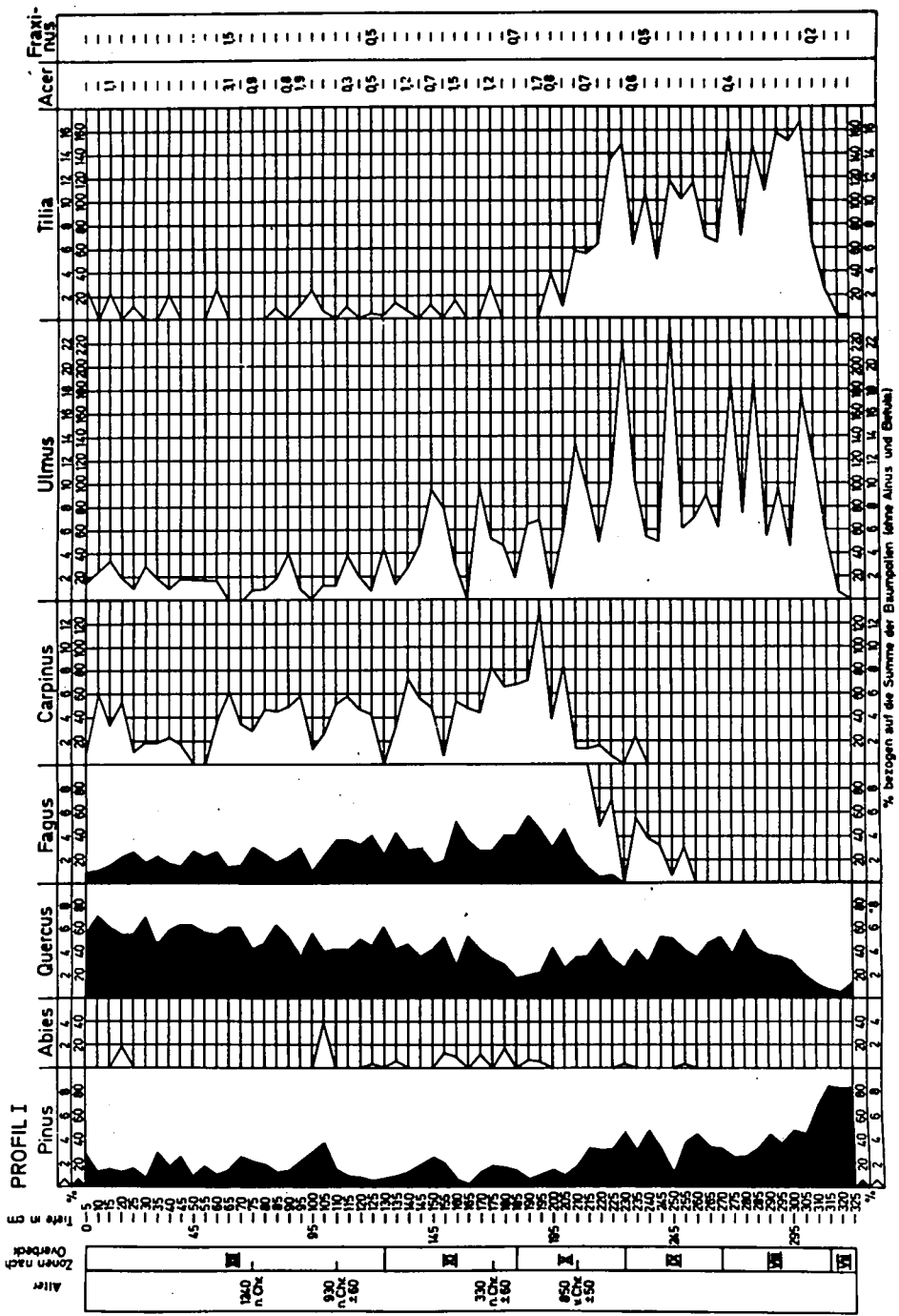


Abb. 7: Pollendiagramme im Belmer Bruch, Profil I

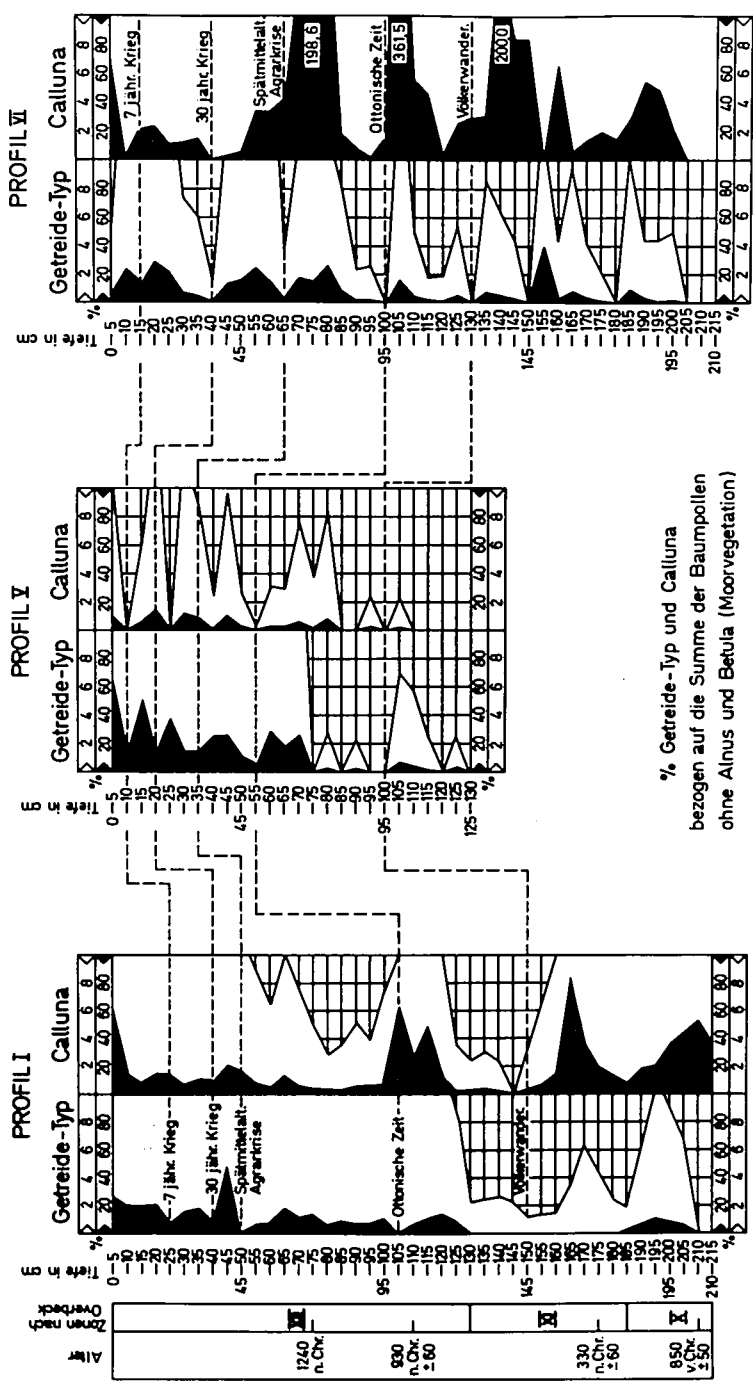


Abb. 8: Pollendiagramme im Belmer Bruch, Profil I, V, VI

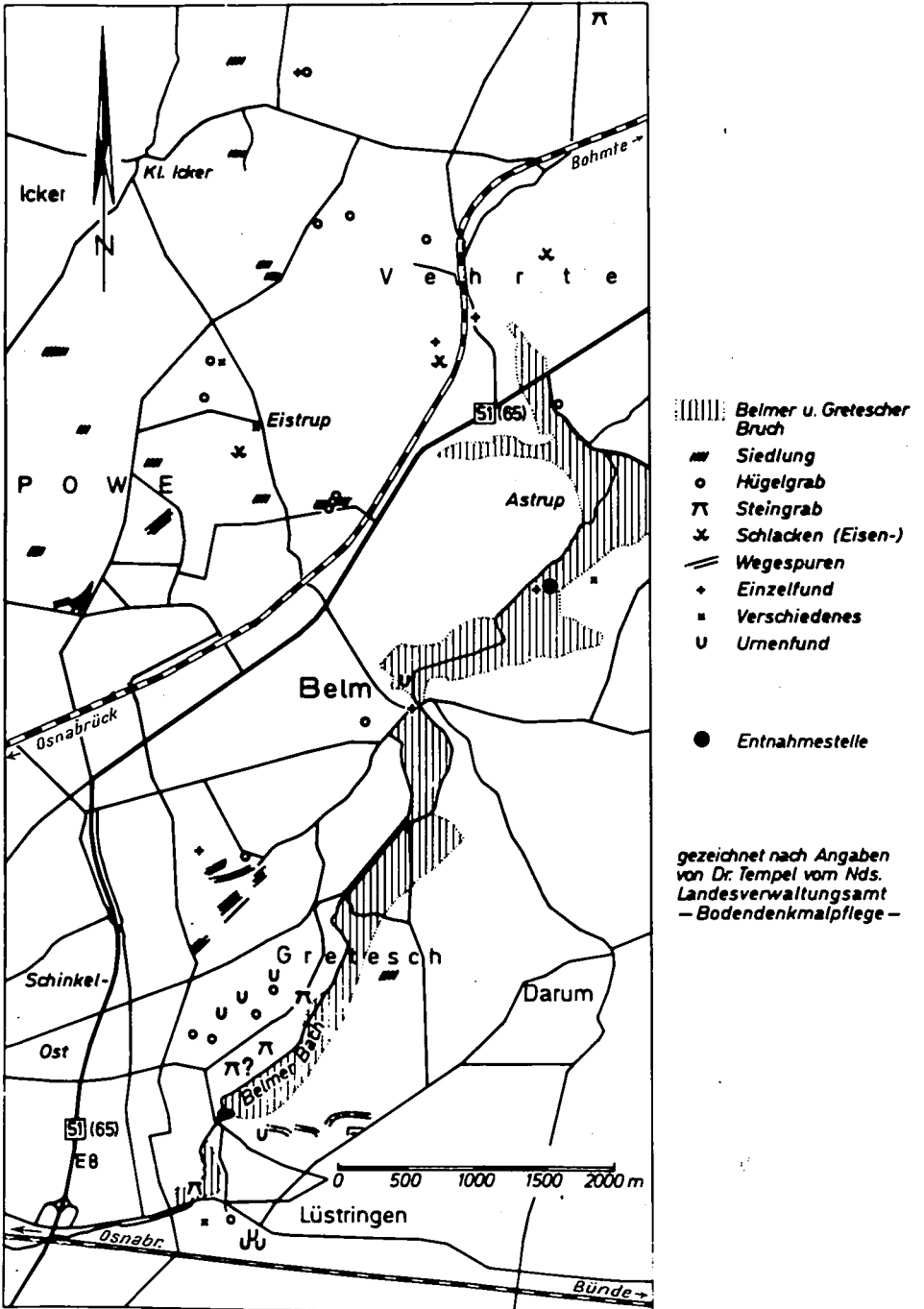


Abb. 9: Siedlungsgeschichtliche Fundplätze im Belmer und Gretescher Bruch

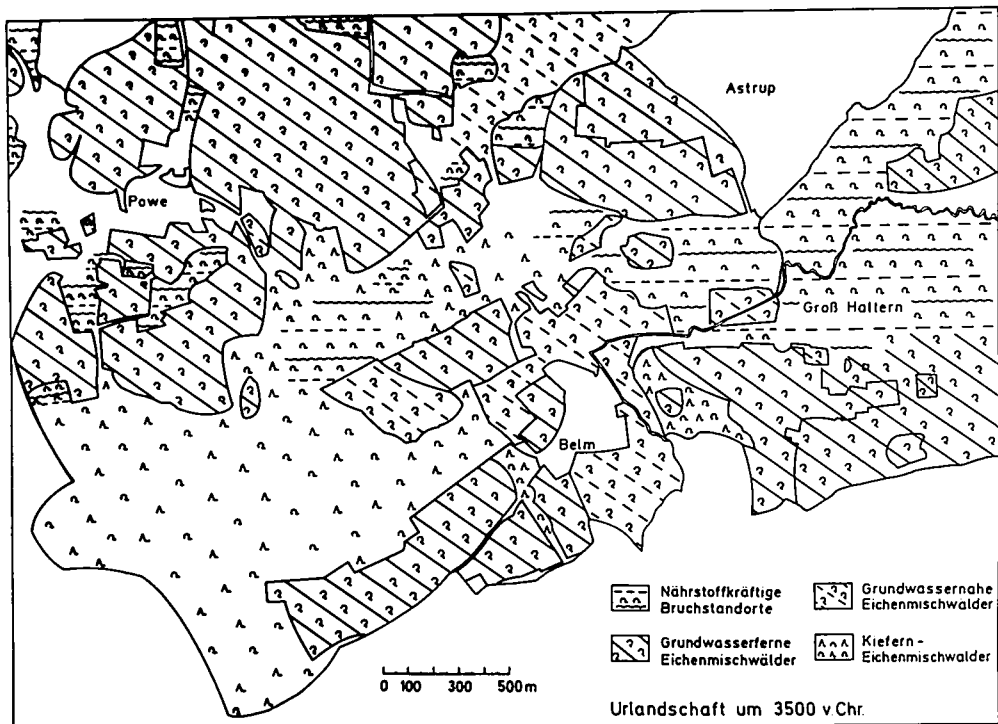


Abb. 10: Die Urlandschaft um 3500 v. Chr.

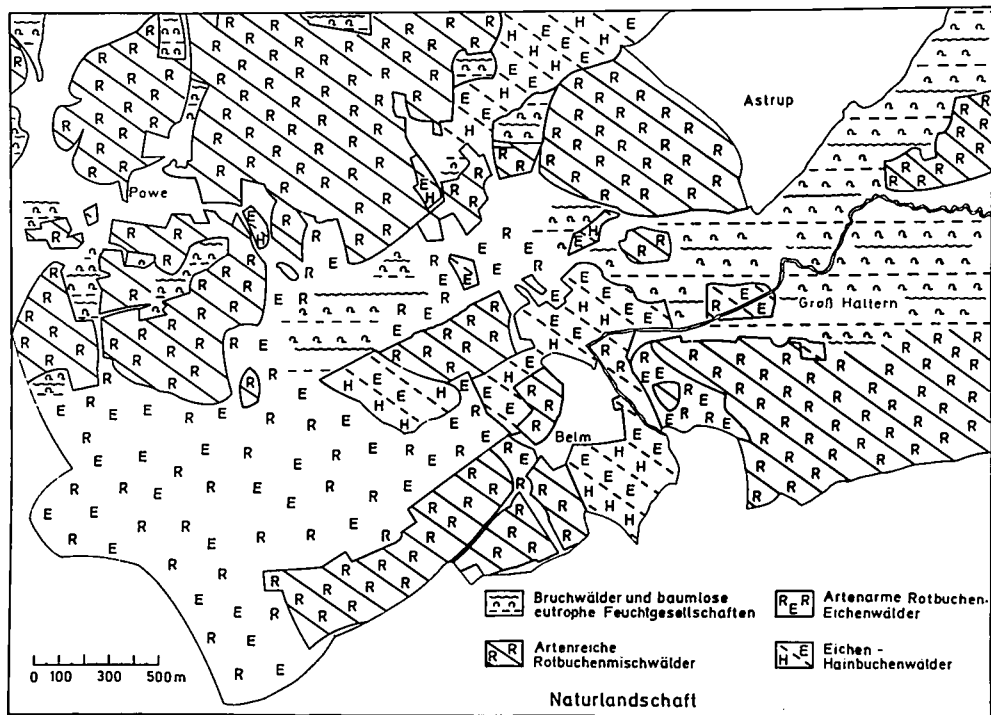


Abb. 11: Die potentielle natürliche Vegetation

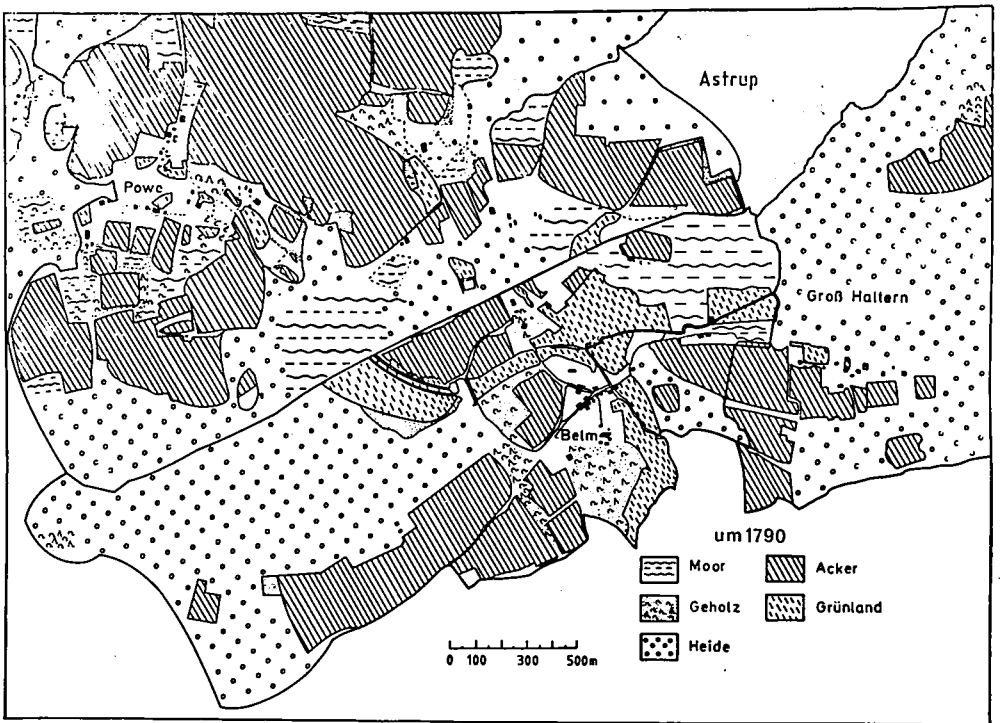


Abb. 12: Nutzflächen 1790

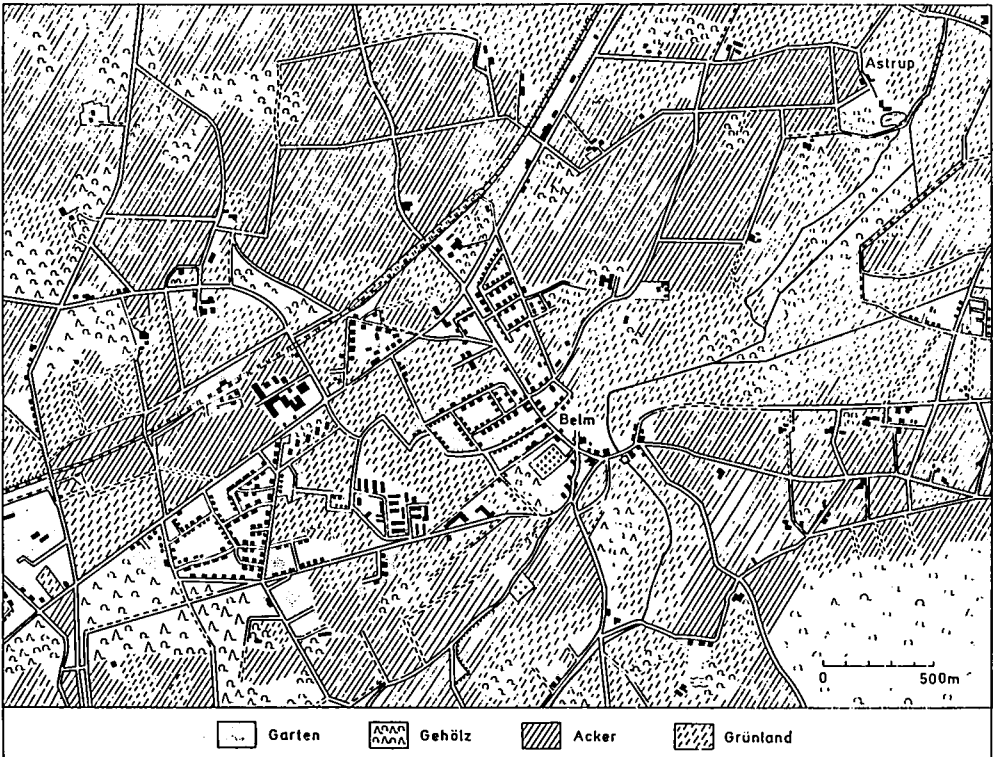


Abb. 13: Nutzflächen 1799

Hydrologie des Naturschutzgebietes Gildehauser Venn (Krs. Grafschaft Bentheim)

Von Rudolf Eggelsmann, Bremen

Einleitung

Das Naturschutzgebiet „Gildehauser Venn“ gehört nach Lüderwaldt (1979) durch seine große Vielfalt im Wechsel von meist nährstoffarmen Naß- und Trockengesellschaften und durch seinen Reichtum der Tier- und Pflanzenwelt atlantischer Prägung zu den bedeutendsten Naturschutzgebieten Nordwestdeutschlands. Hinsichtlich der Vielfalt seiner euatlantischen Pflanzenarten und -gesellschaften hat es nationale Bedeutung. Von den rd. 230 nachgewiesenen Gefäßpflanzen des Gebietes gehören über 50 zu gefährdeten Sippen, die vorwiegend die offenen Moor-, Sumpf- und Gewässerbiotope besiedeln. Das gesamte Schutzgebiet ist ebenso als Lebensraum für zahlreiche Vogelarten, Lurche, Kriechtiere und die noch unzureichend untersuchte Mikrofauna von überregionaler Bedeutung.

Auf Veranlassung des Niedersächsischen Landesverwaltungsamtes – Naturschutz, Landschaftspflege, Vogelschutz – wurden im Jahre 1976 das Naturschutzgebiet und seine Umgebung bodenhydrologisch untersucht, im besonderen um zu klären, ob und wie dieses Gebiet gegenüber geplanten Meliorationsmaßnahmen in der Nachbarschaft geschützt werden kann (Eggelsmann, 1975).

1. Örtlichkeit

Das Naturschutzgebiet „Gildehauser Venn“ liegt im Südteil des Kreises Grafschaft Bentheim auf der flachen Wasserscheide zwischen Dinkel und Vechte. Die Landschaft gehört in der naturräumlichen Gliederung Deutschlands zum westlichen Münsterland, dem äußersten Teil der westfälischen Tieflandsbucht.

Die Geländehöhe schwankt zwischen +40 bis +41,7 m N.N. im Dünengelände und +37,5 bis +39,0 m N.N. innerhalb des NSG; nach Osten, Süden und Westen fällt das Gelände ab.

2. Bodenverhältnisse

Das NSG „Gildehauser Venn“ wie auch die Umgebung besteht überwiegend aus fluviatilem Sand, der örtlich von Flugsand überdeckt ist (Feinsand über Mittelsand). Schluffige und lehmige Bodenschichten wurden von uns innerhalb des NSG nicht erbohrt (Tab. 1).

Von den insgesamt 150 wiesen nur 9 Bohrpunkte Torfauflagen von mehr als 3 dm auf; nur diese können aus bodenkundlicher Sicht als „Moor“ bezeichnet werden. Bodenprofile mit Torfauflagen von 1 – 3 dm gehören zum Bodentyp „Moorgley“. Abbildung 1

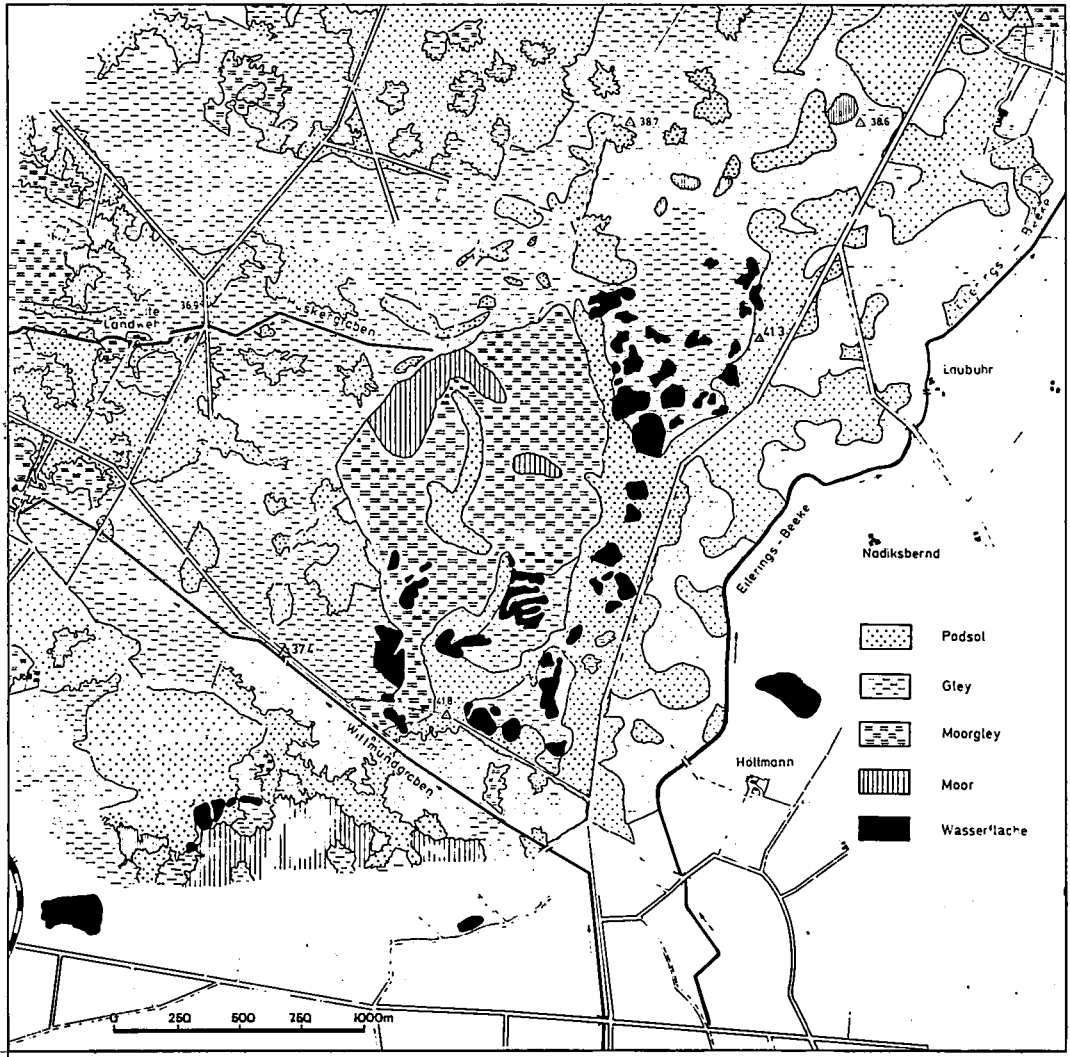


Abb. 1: NSG Gildehauser Venn

gibt einen Überblick über die Bodenverhältnisse und über die zahlreichen Weiher. Nach Angaben der Geologischen Karte 1:25 000 mit Erläuterungsheft wurde das „Gildehauser Venn“ bereits in sehr früher Zeit durch den bäuerlichen Torfstich stark verändert. Nur an ganz wenigen Stellen verblieben Resttorfmächtigkeiten > 8 dm. Die Moorbildung begann nach Rehagen um 3000 v. Chr. (Zone IX nach Overbeck). Dabei zeichnet sich auch für das „Gildehauser Venn“ das übliche Schema der nordwestdeutschen Waldentwicklung ab.

Tabelle 1 Boden-/Moortypen und mittlere Grundwassertiefen im NSG

Flächen- anteil %	Bodentyp	Bodenart/-schichtung	Grundwasser u. Flur Winter MW dm
12	Podsol	Feinsand über Sand	13
24	Gley-Podsol	Feinsand über Sand	13 – 8
20	Podsol-Gley	Feinsand über Sand	8 – 4
7	Gley	Feinsand bis Sand	4 – 2
33	Moorgley	Torf (meist hochartig) ≤ 3 dm über Sand, z. T. podsolig	0 – 2
2	Hochmoor	Torfauflage > 3 dm	0 – 2
2	Niedermoore	Torfauflage 3 – 8 dm	0 – 2

3. Hydrologische Situation

Die im NSG während der Wintermonate festgestellten Grundwasserstände sind in Tab. 1 aufgeführt. Sie liegen überwiegend zwischen 2 und 4 dm unter Flur. Unter dem Einfluß der Evapotranspiration kann im Sommer das Grundwasser um einige dm tiefer absinken.

In vier West-Ost- und zwei Nord-Süd-Geländeschnitten wurden die Geländehöhen und die im Winter 1975/76 beobachteten Grundwassertiefen zusammen mit den örtlich festgestellten Wasserständen in den Teichen des NSG und in den Vorflutern außerhalb des NSG graphisch dargestellt (Abb. 2 und 3).

Es zeigt sich, daß das oberflächennahe Grundwasser in den Sanden mit den Teichen und den benachbarten Vorflutern und Gräben in unmittelbarer Beziehung steht. Die Teiche in den Mulden des Sandes können daher als „zu Tage getretenes Grundwasser“ angesprochen werden. Die Sohlentiefe der Teiche wurde nur vereinzelt festgestellt. Es kann mit hoher Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß nahezu alle Teiche recht flach sind.

Die in den Dünen relativ hoch liegenden Teiche sind den „Heideschlatts“ ähnlich; sie weisen nur während des Winters offene Wasserflächen auf. In regenarmen Perioden mit hoher Verdunstung fallen sie trocken; das ist in manchen Sommermonaten der Fall, so insbesondere auch während der vergangenen Jahre (1970 – 1976). Ihr Wasserregime ist vom Grundwasser unabhängig.

4. Felddurchlässigkeit

Die im Felde nach der Bohrlochmethode gemessenen und geschätzten Durchlässigkeitswerte sind als geometrische Mittelwerte für die verschiedenen Bodeneinheiten in Tab. 2 zusammengestellt (Eggelsmann, 1977a).

Die Feinsande der Bodeneinheit Podsol bis Gley (obere 1-m-Zone) sind „gering“ bis „mäßig“ durchlässig. Die Mittelsande der Bodeneinheiten Podsol bis Moorgley (untere 1-m-Zone) sind „hoch“ durchlässig. Das gleiche gilt für den Sand unter dem Niedermoore (Kartieranleitung).

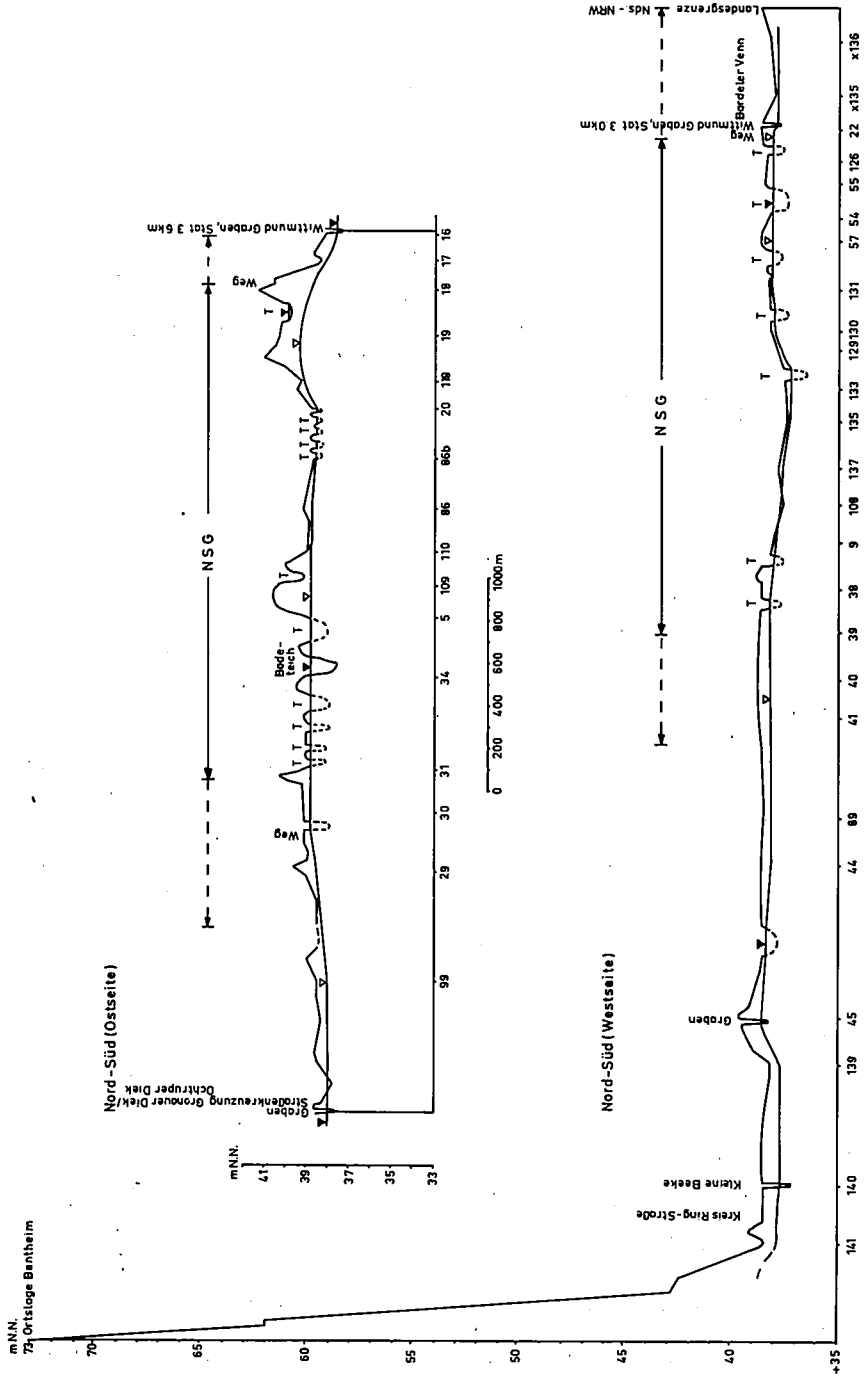


Abb. 2: Nord-Süd-Geländeschnitte durch das Gildehauser Venn

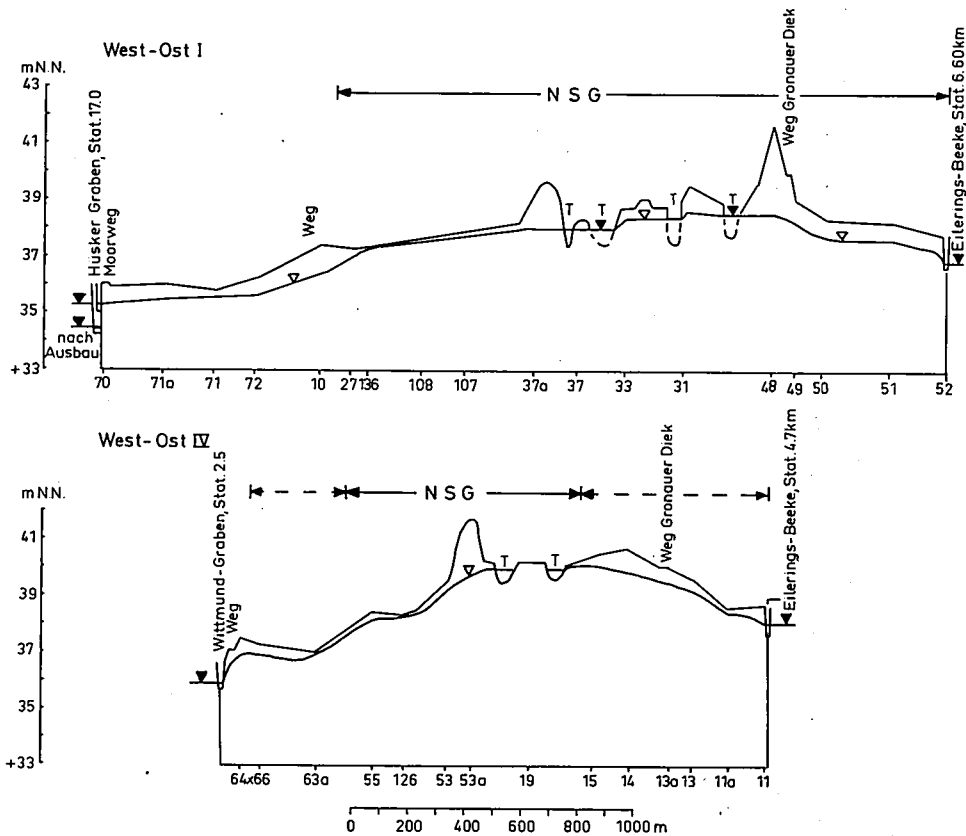


Abb. 3: West-Ost-Geländeschnitte durch das Gildehauser Venn

Tabelle 2 Geometrische Mittelwerte der Felddurchlässigkeit für die Bodentypen

Boden-/Moortyp	Felddurchlässigkeit in m/d im Grundwasserbereich	
	obere 1-m-Zone	untere 1-m-Zone
Podsol	-	0,59
Gley-Podsol	0,28	0,64
Podsol-Gley	0,26	0,53
Gley	0,24	0,70
Moorgley	0,23	0,53
Hochmoor (3 – 15 dm Torf) über Sand	0,11	0,28
Niedermoer (3 – 8 dm Torf) über Sand	0,32	0,62

5. Wassergüte

Einige chemische Wasseranalysen von Grund-, Teich- und Grabenwasserproben ergaben folgendes:

Das Grundwasser im Sand sowie der Grabenabfluß aus dem NSG im Westen haben einen relativ niedrigen pH-Wert von 4,4 - 4,5 und sehr geringe Fe-Gehalte, der KMnO_4 -Verbrauch und die Werte der elektrischen Leitfähigkeit sind gering, ebenso die Gehalte an N, P, K und Ca.

Wasserproben aus zwei Teichen weisen bei pH-Werten von 6,8 bzw. 6,9 schwach erhöhte Gehalte an N, K und Fe auf, die aus der Eileringsbeeke deutlich erhöhte Werte an N, P, K und Ca wie auch analog höhere elektrische Leitfähigkeit.

Insgesamt sind jedoch die Ionengehalte und elektrischen Leitfähigkeiten sehr gering und besagen, daß die Grund-, Teich- und Grabenwässer bisher durch menschliche Maßnahmen nur wenig beeinflusst sind. Bei den Teichen ist ein gewisser Einfluß durch Wasservögel denkbar (Guanotrophierung).

6. Einfluß geplanter Meliorationsmaßnahmen

Die geplanten wasser- und landbautechnischen Maßnahmen in der Umgebung zielen ab auf einen für Grünland- und Ackernutzung optimalen Grundwasserstand von etwa 80 cm unter Flur Ausgang des Winters. Während der Sommermonate kann dabei mit einem weiteren Absinken des Grundwassers infolge verstärkter Evapotranspiration auf 130 - 150 cm u. Fl. gerechnet werden.

Bei flachgründigem Moor und Moorgley ist ein Tiefumbruch geplant, vornehmlich um die bisherigen (\pm extensiv genutzten) Grünlandflächen zu intensivieren oder in Ackerland umzuwandeln.

Die landbautechnischen Maßnahmen beinhalten dazu eine Meliorationskalkung und -düngung; auch später ist bei intensiverer landbaulicher Nutzung mit verstärkter Düngung, teilweise mit Gülleinsatz zu rechnen.

Die wasserbautechnischen Maßnahmen bewirken bei den Sanden eine Grundwasserabsenkung auch in benachbarten Flächen, ein intensiverer Landbau kann die Eutrophierung der Gewässer auf den hier vorliegenden gut durchlässigen und sorptionsschwachen Böden begünstigen. Beides könnte das Naturschutzgebiet „Gildehauser Venn“ alternativ oder überlagernd beeinflussen und damit gefährden (je nach Topographie).

7. Schutzzonen

Analog wie es für den Schutz von Wassergewinnungsanlagen seit mehr als zwei Jahrzehnten üblich ist, drei Schutzzonen auszuweisen, werden hier solche Schutzgürtel auch im Hinblick auf die Erhaltung von Naturschutzgebieten im Moor vorgeschlagen (Eggelsmann, 1975).

Die Schutzzone I entspricht dabei dem Naturschutzgebiet im engeren Sinne.

Die Schutzzone II soll das Naturschutzgebiet vor allem hydrologisch schützen; sie könnte auf Grund der Topographie, Moorstratigraphie und gemessenen Durchlässigkeiten bestimmt werden. Sie sollte ebenfalls im Sinne des Gesetzes „unter Naturschutz“ gestellt werden.

Die Schutzzone III soll eine äußere Begrenzung darstellen. Sie ist weniger nach hydrologischen Kriterien zu bemessen als nach der Flächenbewirtschaftung und Erschließung. Diese Zone sollte zum Landschaftsschutzgebiet erklärt werden.

Die Grenze der hydrologischen Schutzzone (II) läßt sich nach einer empirischen Formel berechnen (Eggelsmann, 1977b), die lautet

$$l = h \cdot 200 k_f;$$

hierin bedeuten:

- l = Breite der Schutzzone in m,
- h = Ausbautiefe der Gräben in m,
- k_f = Bodendurchlässigkeit im m/d.

Aus hydrologischer Sicht wird für die Schutzzone II des Naturschutzgebietes „Gildehauser Venn“ einheitlich eine Breite von 100 – 150 m vorgeschlagen, je nach den örtlichen Verhältnissen.

8. Schlußfolgerung

Auch aus bodenkundlich-hydrologischer Sicht sollte versucht werden, das bestehende Naturschutzgebiet „Gildehauser Venn“ so zu schützen, daß es auf eine möglichst ferne Zukunft erhalten bleibt.

Das „Gildehauser Venn“ ist ein nährstoffarmes (oligotrophes) Quellgebiet im eigentlichen Sinne, das für sein Bestehen

– gegen einen vergrößerten Grundwasserabfluß
und

– vor dem Eintrag von Nährstoffen jeder Beschaffenheit geschützt werden muß.

Zusammenfassung

Nach bodenkundlich-hydrologischer Untersuchung besteht das Naturschutzgebiet „Gildehauser Venn“ überwiegend aus Sand, Bodentyp Podsol bis Gley. Das Grundwasserregime im NSG ist mit dem der ganzen Niederung verbunden. Der Grundwasserabstrom geht überwiegend nach Osten. Die zahlreichen Weiher im NSG sind zutage getretenes Grundwasser, in den Dünen haben sich – unabhängig vom Grundwasser – einige Heideschlatts gebildet, die nur zeitweilig Oberflächenwasser enthalten. Das Grundwasser wie auch die Teichwässer sind nährstoffarm. Analog zu den „DVGW-Richtlinien für Wasserschutzgebiete“ werden für das NSG drei Schutzzonen vorgeschlagen. Für die hydrologische Schutzzone (II) wurde auf Grund einer empirischen Formel eine Breite von 100 – 150 m vorgeschlagen.

Literatur

- Boigk, H., Dietz, C., Grable, H.-O., Hoffmann, K., Hollstein, W., Kühne, F., Richter, W., Schneekloth, H. & R. Wagner mit Beiträgen von H. Hiltermann & W. von zur Mühlen: Zur Geologie des Emslandes. – Beih. Geol. Jb. Nr. 37, Hannover 1960
- Dierssen, K.: Die Vegetation des „Gildehauser Venns“ (Kreis Grafschaft Bentheim). – Beih. Ber. Naturhist. Ges., H 8, Hannover 1973
- Eggelsmann, R.: Über den unterirdischen Abfluß aus Mooren. – Wasserwirtschaft, 50, 149 – 154. Stuttgart 1960
- Eggelsmann, R.: Über den hydrologischen Einfluß der Moore. – Telma, 1, 37 – 48. Hannover 1971
- Eggelsmann, R.: Zur Erhaltung von Naturschutzgebieten im Moor aus hydrologischer Sicht. – Moor u. Torf in Wissenschaft und Wirtschaft, 105 – 111. Bad Zwischenahn 1975
- Eggelsmann, R.: Bodenkundlich-hydrologische Feldmethoden und deren Aussagewert für Wasserwirtschaft, Bodenkultur und Landschaftspflege in Niederungsgebieten. – Geol. Jb. F 4, 51 – 78. Hannover 1977 (a)

- Eggelsmann, R.:** Bodenhydrologie und Moorschutz. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges. 25/II, 705 – 708. Göttingen 1977 (b)
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl.-Nr. 3707 (Glanerbrück) und 3708 (Gronau) mit Beiheft von A. Thiermann mit Beiträgen von H. W. Rehagen und W. G. Schrap, Krefeld.
- Karten des Naturraumpotentials von Niedersachsen und Bremen – Teil A: Bodenkundliche Standortkarte 1:200 000 Bl. Osnabrück. Bearb. R. Lüders und K.-H. Oelkers. Herausg. Nieders. Landesamt für Bodenforschung, Hannover 1975
- Kartieranleitung. Herausg. Bundesanstalt f. Bodenforschung u. Geolog. Landesämter d. Bundesrepublik Deutschland, 2. Aufl. Hannover 1971
- Kuntze, H., Eggelsmann, R. u. J. Schwaar:** Bericht über die bodenkundlich-hydrologischen Untersuchungen im Bereich des Naturschutzgebietes „Gildehauser Venn“, aufgestellt durch das Nieders. Landesamt für Bodenforschung – Bodentechnologisches Institut Bremen 1977 (nicht veröffentlicht)
- Pohl, D:** Bibliographie der niedersächsischen Naturschutzgebiete. – Naturschutz u. Landschaftspflege, H. 4, Veröff. Nds. Landesverwaltungsamt, Hannover 1975
- Runge, F.:** Die Naturschutzgebiete Westfalens und des Reg. Bez. Osnabrück. Münster 1958²

Von den Anregungen und Plänen Justus Möser's bis zur Durchführung der modernen bodenkundlichen Aufnahme des Osnabrücker Landes

– 200 Jahre fiskalisch und naturwissenschaftlich begründete Bodenkarten –

Von Rudolf L ü d e r s , Hannover

Einführung

Trotz des relativ geringen Alters der Bodenkunde als eigenständiger Wissenschaft sind Bodenkarten schon viel früher gefordert und auch tatsächlich hergestellt worden. Die wesentliche Entwicklung hat sich in den letzten 200 Jahren vollzogen. Dies kann besonders anschaulich am Beispiel des Osnabrücker Landes dargelegt werden, weil hier eine überragende Persönlichkeit – nämlich Justus Möser – die entscheidenden Anstöße gegeben hat.

Justus Möser lebte von 1720 bis 1794 in Osnabrück. Er war Advokat und hoher Regierungsbeamter des Fürstbistums und erreichte schließlich ein Amt, das dem eines leitenden Ministers entsprach (Sudhof 1970). Der Nachwelt bekanntgeblieben ist er jedoch vor allem wegen seiner literarischen Tätigkeit und ihrer organisierten Anwendung in einer frühen „Kulturpolitik“. Von Goethe, dessen älterer Zeitgenosse er war, wurde Möser hoch geachtet (Bäte 1961).

1. Fiskalisch begründete Bodenkarten

Zu Möser's Zeit mußten die Bauern im Osnabrücker Land – außer den Abgaben an den Grundherrn – auch allein alle Landessteuern aufbringen (Herzog 1938). Die wichtigste von ihnen war der Monatsschatz, eine Art Grundsteuer. Die Grundlagen für ihre einigermaßen gerechte Erhebung waren jedoch völlig unzureichend.

Seit dem hohen Mittelalter lagen der Erhebung dieser Steuer nur Register und Listen zugrunde, die nicht viel mehr als die Namen der schatzpflichtigen Hofstellen und die Höhe des zu leistenden Betrages enthielten (Prinz 1950). Ausreichende Vermessungen der Flächen und Bonitierungen der Böden gab es kaum oder gar nicht. Allenthalben herrschte große Ungerechtigkeit. Vor 200 Jahren war somit die Forderung nach genauer topographischer Vermessung und darauf aufbauenden Bodenkarten fiskalisch begründet.

a) Justus Möser als treibende Kraft

1784 gab Justus Möser den entscheidenden Anstoß für die Durchführung einer katastermäßig genauen Vermessung, die außer dem Kulturland auch die gemeinen Marken, also die Wald-, Heide- und Moorgebiete, einbezog. Ein von ihm abgefaßtes Gutachten wurde dem Bericht der Stiftsstände an den Landesherrn beigegeben (Prinz 1950). Nachdem dieser generell zugestimmt hatte, arbeitete Möser einen genauen Vorschlag aus, in dem u. a. ausgeführt war, daß der Vermessung eine Bonitierung der Flächen durch beeedete Taxatoren folgen sollte.

In einem etwas späteren Bericht wurde dann vorgeschlagen, den kurhannoverschen Hauptmann Johann Wilhelm Du Plat als Direktor mit der Leitung der Vermessung zu betrauen. Dies geschah noch im gleichen Jahr (1784) nach Probemessungen im Kirchspiel Belm, die zur allseitigen Zufriedenheit ausgefallen waren.

Von 1784 bis 1790 entstanden nun 476 Blätter der Topographischen Landesaufnahme des Fürstbistums Osnabrück im Maßstab 1:3840. Die Karten sind seit 1955 im Maßstab 1:10 000 reproduziert und von Wrede herausgegeben worden. Sie zeigen sehr anschaulich die damalige Gliederung der Bodennutzung und die herrschende Flurverfassung. Beim Hochzeichnen auf die heutige Topographische Karte 1:25 000 läßt sich eine ganz beachtliche topographische Genauigkeit der alten Karten feststellen.

Die anschließend ab 1789 durchgeführte Bonitierung des Bodens durch beedete Taxatoren war 1808 noch nicht abgeschlossen (Prinz 1950). Es entstanden für alle genau vermessenen Flächen Angaben über die landwirtschaftliche Bewertung der Böden. Damit wurde ein auch heute noch gültiges Anliegen, das mit der Herstellung von Bodenkarten verknüpft ist, erfüllt.

b) Weiterentwicklung der Bodenbonitierung

Nach 1810 wurde die Bonitierung der Böden nach dem System von Albrecht Thaer verbessert (Haushofer 1983). Dieses System, das er in seinen „Grundsätzen der rationellen Landwirtschaft“ vorstellte, liefert zum ersten Mal eine in Zahlen ausgedrückte Klassifikation der Böden. Der schlechteste erhält die Wertzahl 2, der beste die Wertzahl 100. Damit war eine Grundlage für eine vergleichbare Bodenbonitierung gegeben.

Im Laufe des 19. Jahrhunderts wurde die Grundsteuerbonitierung verbessert – u. a. auch durch Berücksichtigung des Klimas –, aber eine gleichmäßige Einschätzung nach dem erzielbaren Reinertrag wurde dennoch nur sehr unvollkommen erreicht, nicht zuletzt wegen ungenügender bodenkundlicher Kenntnisse (Rothkegel 1950).

Nach jahrelangen Vorarbeiten und nach der Bewertung von mehreren hundert Vergleichsbetrieben konnte schließlich mit dem Bodenschätzungsgesetz 1934 die **Reichsbodenschätzung** eingeführt werden (Rothkegel 1950). Sie basiert auf Bodenaufnahmen aller landwirtschaftlich nutzbaren Flächen im Abstand von 50 Metern, die nach vorgegebenen Ansprache- und Schätzungsrahmen von der Finanzverwaltung durchgeführt wurden. Das Ergebnis sind Schätzungskarten im Maßstab der Flurkarten und Profilbeschreibungen der „bestimmenden Grablöcher“. Die Schätzung wird in Klassenzeichen (bei Ackerland: Bodenart, Zustandsstufe, Entstehungsart; bei Grünland: Bodenart, Bodenstufe, Klima- und Feuchtestufe) und Wertzahlen von 7 bis 100 zum Ausdruck gebracht. Schätzungskarten und -bücher sind bei den Finanz- und Katasterämtern vorhanden. Sie stellen die einzige, großmaßstäbige bodenkundliche Unterlage dar, die für alle landwirtschaftlichen Flächen verfügbar ist.

2. Naturwissenschaftlich begründete Bodenkarten

Bodenkarten dienen bekanntlich nicht nur der Grundsteuerermittlung, sondern liefern – naturwissenschaftlich begründet – ein Abbild des naturbedingten Lebensraumes für Menschen, Tiere und Pflanzen. Diese Darstellung des Bodens, insbesondere als Pflanzenstandort, als Filterkörper für Niederschläge und Schadstoffe sowie als erlebbare Umwelt ist eine geeignete Planungsunterlage für mannigfaltige Zwecke der Bodennutzung, Bodenerhaltung und Bodenverbesserung (Lüders 1979).

a) Justus Möser's Projekt

Bereits Justus Möser hat naturwissenschaftlich begründete Bodenkarten gefordert, obwohl er – wie er selbst sagte – kein Naturforscher war. Er hat dabei jedoch

ein ganz erstaunliches Verständnis für naturwissenschaftliche Zusammenhänge und deren Darstellungsmöglichkeiten auf Karten bewiesen. In seinem Hauptwerk, den „Patriotischen Phantasien“ (1. Band 1775, Nachdruck 1970), das überwiegend eine Zusammenstellung von eigenen Beiträgen zu den von ihm seit 1766 herausgegebenen „Wöchentlichen Osnabrückischen Anzeigen“ darstellt (Sudhof 1970), schreibt Möser unter der Überschrift „Ein Projekt, das nicht ausgeführt werden wird“: „Da wir bald eine neue Chartre von hiesigem Hochstifte erhalten werden: so wäre zu wünschen, daß auch eine dergleichen, worauf nach gehöriger Vergrößerung überall die Beschaffenheit des Bodens angezeigt wäre, verfertigt würde; es könnte solches bloß durch Farben geschehen und zugleich in den Farben wiederum der Unterschied angebracht werden, daß z. E. der beste Weidegrund durch Dunkelgrün, der mittlere durch etwas hellers und der schlechteste durch noch hellers angezeigt würde. In der Einfassung, wodurch jede Art dieses Grünen von den andern abzuondern, würde durch eine Schattierung von Rot, Gelb, Blau oder Schwarz angezeigt, ob Mergel-, Sand- oder Moorgrund darunter anzutreffen wäre; und die Vermischung, Verhöhung oder Vertiefung dieser Schattierung würde auch zu gebrauchen sein, die Art des Mergels, Sandes- oder Moorgrundes anzuzeigen. Auf gleiche Art verführe man mit den Heiden, die etwan mit einer hell- oder dunkelbraunen Farbe angezeigt und durch die Schattierung nach ihrer Erdart unterschieden würden . . . Außer dieser Chartre müßten wir noch eine andre haben, worauf die ganze Fläche, so wie sie sich 6, 7 oder 8 Schuh tief unter der Erden befände, verzeichnet würde . . . Aus der Vergleichung dieser beiden Charten würden sich vermutlich viele gute Schlüsse ziehen lassen, besonders wenn die Veränderungen auf der Oberfläche mit sichern Veränderungen auf der Unterfläche übereinkämen. Diese Schlüsse würden uns in der Urbarmachung leiten und manches, was wir in der Ferne suchen, in der Nähe finden lassen. Man könnte auch solche Charten verschicken und das Urteil der Forst- und Bergwerksverständigen darüber einholen, besonders wann noch eine kurze Beschreibung der wilden Gewächse dabei gefüget würde.“

Diese Anregungen Justus Möser's sind über lange Zeit vergessen und unbeachtet geblieben.

b) Bodenkundliche Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung

Seit den 30er Jahren unseres Jahrhunderts wurden zwar von Teilgebieten des Osnabrücker Landes genaue, großmaßstäbige Bodenkarten angefertigt und für ganz Niedersachsen der Bodenkundliche Atlas 1:100 000 herausgegeben, aber eine moderne bodenkundliche Landesaufnahme im Maßstab 1:25 000 (Müller 1970) ist erst seit 1974 durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung erfolgt.

Diese bodenkundliche Aufnahme – mit der die Forderungen Justus Möser's verwirklicht werden – wird als „Bodenkarte von Niedersachsen 1:25 000“ veröffentlicht. Die Karte besteht aus einer Grundlagenkarte und vier Auswertungskarten (Lüders 1979):

1. Wasser im Boden
2. Landwirtschaftliche Bodennutzung und Bodenverbesserung
3. Verwendung von Siedlungsabfällen im Landbau
4. Oberflächenbeschaffenheit, naturräumliche Gliederung (Beiträge zur Erholungsplanung)

Die Grundlagenkarte zeigt in der Flächenfarbe die genauer klassifizierten Bodentypen (Benzler 1977). Diese besitzen in Abhängigkeit von ihrer Bodenart (Korngrößenzusammensetzung) jeweils spezifische Eigenschaften, die insbesondere in ihrem Wasser- und Lufthaushalt zum Ausdruck kommen. Die Legende der Grundlagenkarte ist tabellarisch gegliedert; sie weist u. a. für jede Einheit der Karte die wichtigsten Kriterien dieses Wasser- und Lufthaushaltes aus.

Die Auswertungskarte „Wasser im Boden“ hat blaue Flächenfarben. Diese geben in Stufen die nutzbare Feldkapazität des Bodens – also sein Speichervermögen für pflanzenverfügbares Wasser – im effektiven Wurzelraum von Getreide an (Strebel et al. 1975). Außerdem sind die Flächen gekennzeichnet, auf denen kapillare Nachlieferung vom Grundwasser in den Wurzelraum erfolgt. Mit zusätzlichen Signaturen sind Grundwasserstände, Stauwassereinfluß, Hangwasserzufluß und Überflutungsfahr ausgewiesen. Die ökologische Feuchtestufe von stark naß bis stark trocken kennzeichnet schließlich zusammenfassend den Wasserhaushalt des Standortes.

Die Auswertungskarte „Landwirtschaftliche Bodennutzung und Bodenverbesserung“ hat grüne Flächenfarben. Je heller die Farbe ist, umso trockener ist der Standort und deshalb nach bodenkundlichen Kriterien nur zur Ackernutzung vorzuschlagen. Je dunkler die Farbe ist, umso ausschließlicher ist allein Grünlandnutzung möglich. Die zur Erzielung der potentiellen landwirtschaftlichen Nutzungsarten erforderlichen Meliorationsmaßnahmen nach DIN 1185 sind auf der Karte vermerkt.

Die Auswertungskarte „Verwendung von Siedlungsabfällen im Landbau“ (Imamoglu et al. 1978) hat violette Farben, die die Eignung der Böden für die Verwertung flüssiger organischer Abfälle (z. B. bei Klärschlammverregnung) anzeigen. Die Kriterien hierfür sind einerseits das Umsetzungsvermögen der Böden und andererseits die mögliche Belastung von Oberflächen- und Grundwasser. Außerdem werden für alle Flächen bodenkundliche Kriterien für Ausbringungsmenge und -zeitpunkt genannt.

Die Auswertungskarte „Oberflächenbeschaffenheit, naturräumliche Gliederung“ hat braune Flächenfarben. Sie gibt – u. a. als Beitrag zur Erholungsplanung – bodenkundliche Hinweise auf die Betretbarkeit der Böden, insbesondere im Frühjahr und nach Niederschlägen, und zeigt Möglichkeiten ihrer Verbesserung auf. Außerdem sind die Natur- und Kulturdenkmäler, die Natur- und Landschaftsschutzgebiete sowie die Grenzen der verschiedenen „naturräumlichen Einheiten“ aus anderen Kartenwerken übernommen und mit eingefügt worden.

Beziehbar ist jedes Blatt der Bodenkarte von Niedersachsen 1:25 000 nebst seinen Auswertungskarten vom GeoCenter in Stuttgart 80, Postfach 800 830 (Lüders 1979).

3. Beziehungen zwischen fiskalisch und naturwissenschaftlich begründeten Bodenkarten

Bei der Herstellung von fiskalisch begründeten Bodenkarten ist stets die Notwendigkeit erkannt worden, die Ergebnisse auch für nichtsteuerliche Zwecke nutzbar zu machen. So hieß es z. B. in einem Bericht an den Landesherrn über die topographische Landesaufnahme des Fürstbistums Osnabrück, daß sie auch für „Markenteilungen, Torf- und Kanalarbeiten, Privateigentumsgrenzen, Heer- und Landwege, Feldfluren usw.“ nützlich sein könne (Prinz 1950).

Für die bodenkundliche Landesaufnahme des NLFB liefern diese historischen Karten, die die seinerzeitigen Ackerfluren ausweisen, die Begrenzung der Flächen, die durch Plaggenauftrag im Laufe der Jahrhunderte als Pflanzenstandort wesentlich verbessert worden sind.

Das Bodenschätzungsgesetz von 1934 fordert ausdrücklich, daß die Schätzungsergebnisse auch nichtsteuerlichen Zwecken nutzbar gemacht werden sollen. Dies geschieht in Niedersachsen u. a. durch Herstellung der „Bodenkarte auf der Grundlage der Bodenschätzung 1:5000“ (Arens 1960, Zander 1965).

Die Bodenschätzung liefert mit Klassenzeichen und Profilbeschreibungen ein sehr umfangreiches Datenmaterial, auf das keine moderne Bodenkartierung verzichten sollte. Die allgemeine Verfügbarkeit dieser Daten könnte jedoch verbessert werden.

Abschließend läßt sich feststellen, daß die fiskalisch und die naturwissenschaftlich begründeten Bodenkarten, zu deren Herstellung Justus Möser wichtige Anstöße gegeben hat, keine voneinander getrennten, unabhängigen Arbeitsergebnisse darstellen. Sie geben vielmehr – wie 2 Seiten einer Medaille – verschiedene Aspekte der bodenkundlichen Voraussetzungen im Osnabrücker Land wieder.

Zusammenfassung

Justus Möser (1720-1794) hat im Fürstbistum Osnabrück die entscheidenden Anstöße zur Vermessung des Landes und zur Anfertigung von Bodenkarten gegeben, die einerseits fiskalisch, andererseits naturwissenschaftlich begründet sind. Beide Arten von Bodenkarten stellen, wenn auch aus unterschiedlicher Perspektive, die gleiche Materie dar, nämlich den Boden in seinen Eigenschaften als Standort für Pflanzen und als Filterkörper für Niederschläge und Schadstoffe. Die fiskalisch begründeten Bodenkarten haben in der Bodenschätzung, die naturwissenschaftlich begründeten Bodenkarten in der bodenkundlichen Landesaufnahme des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ihre bisherige, den heutigen Ansprüchen gerecht werdende Vollendung erfahren.

Literatur

- Arens, H.:** Die Bodenkarte 1:5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung, ihre Herstellung und ihre Verwendungsmöglichkeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 8, 164 S., Krefeld 1960
- Bäte, L.:** Justus Möser – *Advocatus patriae*. Frankfurt u. Bonn 1961
- Benzler, J.-H.:** Bodenklassifikation für die Bodenkundliche Landesaufnahme in Niedersachsen. – *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, 25, 441-446, 1977
- Haushofer, H.:** Die deutsche Landwirtschaft im technischen Zeitalter. Stuttgart 1963
- Herzog, F.:** Das Osnabrücker Land im 18. und 19. Jahrhundert. Oldenburg i. O. 1938
- Imamoglu, A., J.-H. Benzler & W. Müller:** Die neue Auswertungskarte „Verwendung von Siedlungsabfällen im Landbau“ zur Bodenkarte von Niedersachsen im Maßstab 1:25 000. – *Mitt. Dt. Bodenkundl. Gesellsch.*, 27, 157-162. 1978
- Lüders, R.:** Die bodenkundlichen Kartenwerke des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung. – *N. Arch. f. Nds.*, 28, 237-240. Göttingen 1979
- Müller, W.:** Die Bodenkartierung in Niedersachsen. – *Beih. geol. Jb., Bodenkundl. Beitr.*, 99, 4-12. Hannover 1970
- Prinz, J.:** Die ältesten Landkarten, Kataster- und Landesaufnahmen des Fürstentums Osnabrück. – *Osnabrücker Mitt.* 64, 110-145. Osnabrück 1950
- Rothkegel, W.:** Geschichtliche Entwicklung der Bodenbonitierungen und Wesen und Bedeutung der deutschen Bodenschätzung. Stuttgart 1950
- Strebel, O., M. Renger & W. Giesel:** Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und der Zeit. – *Z. Pflanzenern. Bodenk.*, H.1, 61-72. 1975
- Sudhof, S. in Justus Möser:** *Patriotische Phantasien*. Stuttgart 1970
- Wrede, G. (Hrsg.):** *Du Plat, Die Landesvermessung des Fürstbistums Osnabrück 1784-1790, Reproduktion der Reinkarte i. M. 1:10 000.* – *Osnabrücker Geschichtsquellen VI.* 1955 ff.
- Zander, G.:** Die Bodenkarte 1:5000 auf der Grundlage der Bodenschätzung in Niedersachsen. – *N. Arch. f. Nds.*, 14, 95-101. Göttingen 1965

Zur Geologie der Erdfälle des Heiligen Meeres bei Hopsten im Tecklenburger Land*)

Von Arend Thiermann, Krefeld

In dem von quartären Sanden aufgebauten Flachlandgebiet westlich der Ibbenbürener Karbonscholle tritt in der Bauernschaft Heiliges Feld eine Vielzahl von Erdfällen auf. Aufgrund einer Reihe von gekernten Flachbohrungen, ergänzt durch die Ergebnisse der geologischen Kartierung des Blattes 3611 Hopsten, wird zunächst eine Beschreibung der Schichtglieder vom Oberkarbon bis zum Quartär gegeben. Aus ihrer Verbreitung unter der quartären Bedeckung läßt sich der geologische Bau des Erdfallgebietes herleiten.

Danach sind die Erdfälle nicht durch die Ablaugung von Zechstein-Salzen bedingt, wie es in der Literatur beschrieben wurde, sondern durch die Auslaugung von Salzen des Münder-Mergels aus dem Oberen Jura. Im Tiefenlinienplan der Quartär-Basis ist eine Rinne zu erkennen, die fast die gleiche Ausdehnung wie die Senkungszone hat.

Der Beginn der Subrosion läßt sich aufgrund der tiefsten Füllung in das Mittel-Pleistozän legen. Aus der unmittelbaren Nachbarschaft sind auch solche tertiären Alters bekannt geworden. Rezente Erdfälle am Heiligen Meer beweisen die Fortdauer der Ablaugung bis heute.

*) **Kurzfassung;** vgl. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44, 517-530, 8 Abb., Hamburg 1975

Archäologische Bodendenkmalpflege in Westfalen

Von Bendix Trier, Münster

Das Referat soll nach einem kleinen Überblick über die Entwicklung der amtlichen archäologischen Bodendenkmalpflege ihre Aufgaben auf der einen und ihre Möglichkeiten auf der anderen Seite skizzieren. Dabei sollen auch unsere Sorgen nicht unausgesprochen bleiben. Sie gerade in diesem Kreise anzusprechen liegt nahe, gibt es doch auch eine geologische, genauer eine paläontologische Bodendenkmalpflege, die sich ähnlichen Problemen gegenüber sieht. Schließlich soll versucht werden, mögliche Verbindungen zwischen den natürlichen, geologisch-morphologischen Gegebenheiten und der archäologischen Feldforschung in Westfalen-Lippe anzudeuten.

Bis zum Jahre 1925 lag die archäologische Arbeit in Westfalen in der Hand der Vereine für Geschichte und Altertumskunde, der Altertumskommission für Westfalen sowie einzelner interessierter Persönlichkeiten. Im Jahre 1925 wurde die am damaligen Landesmuseum der Provinz Westfalen neu eingerichtete Prähistorikerstelle mit Dr. August Stieren besetzt. 1930 übernahm Stieren die amtliche Bodendenkmalpflege in Westfalen; in demselben Jahr konnte er in der alten Domschule eine eigene Schausammlung eröffnen; 1934 wurde die vor- und frühgeschichtliche Abteilung des Landesmuseums selbständiges Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte.

Der Krieg zerstörte das alte Museumsgebäude, wesentliche Sammlungsbestände konnten allerdings rechtzeitig an einem sicheren Ort ausgelagert werden. In der Nachkriegszeit war jedoch an einen Wiederaufbau des Museums zunächst nicht zu denken: Es galt, im Trümmergelände notdürftig Raum für die Verwaltung, für die Wissenschaftler, für die Bibliothek und für die Werkstätten zu schaffen; denn die archäologische Denkmalpflege mußte weitergeführt werden.

Erstaunliches ist damals unter den bescheidensten Bedingungen geleistet worden. Aus allen Perioden der Vor- und Frühgeschichte bis in das hohe Mittelalter hinein wurden ein reiches Fundgut zusammengetragen und bedeutende Erkenntnisse hinzugewonnen. Dieser Fundus aus altem und neuem Material bildet heute die Basis für die Schausammlung im neuen Haus. Es wurde unter meinem Vorgänger, Herrn Dr. Hans Beck, der 1960 die Nachfolge von Prof. Dr. Stieren angetreten hatte, vom Landschaftsverband Westfalen-Lippe mit Hilfe des Landes Nordrhein-Westfalen wieder aufgebaut.

Mit dem Hinweis auf die neue, noch im Aufbau befindliche Schausammlung, die vom ersten Auftreten des Menschen in Westfalen während des letzten Interglazials bis in früh- und hochmittelalterliche Zeitschichten all das darstellen wird, was wir an aussagefähigen Bodenfunden besitzen, mit dem Hinweis auf unser Bemühen, diese Zeugnisse für unsere Besucher aufzuschließen, bin ich zugleich beim Thema Bodendenkmalpflege; denn die bodendenkmalpflegerische Arbeit, die systematische Erfassung der oberirdisch sichtbaren Grabhügel, Großsteingräber und Wallburgen wie der unter der Oberfläche verborgenen Siedlungs- und Bestattungsplätze, unsere Versuche, diese Bodenerkunden vor drohender Zerstörung zu schützen, unsere Grabungen, die

immer dann notwendig werden, wenn die Zerstörung eines Bodendenkmals unabwendbar ist, haben doch letztlich nicht nur das Ziel, unsere wissenschaftliche Disziplin voranzutreiben. Vielmehr wollen wir dem heutigen Menschen im Museum mehr und Genaueres berichten über das Leben des vor- und frühgeschichtlichen Menschen in unserem Lande. Wir Archäologen haben ja als Forschungsobjekt nicht etwa nur die Entwicklung bestimmter Keramikarten, bestimmter Trachtteile oder bestimmter Bestattungsarten im Auge, wenn es auch manchmal so aussehen mag. Vielmehr steht hinter diesen vordergründigen Forschungsobjekten der vor- und frühgeschichtliche Mensch, dessen Leben und Wirken wir anhand seines hinterlassenen Sachgutes und seiner Spuren erkennen wollen. Wir wollen den – wenn auch immer anonym bleibenden – Menschen erkennen, mit dem wir über gar nicht einmal so viele Generationen verbunden sind. Diese Verbindung, diesen Bezug aufzuzeigen und damit Zeit-tiefen und Zeitschichten bewußt zu machen, kurz, im heutigen Menschen ein Bewußtsein vom eigenen Standort zwischen dem Vergangenen und dem Zukünftigen zu erwecken, ist letztlich Ziel unserer Arbeit draußen auf den Grabungen und in der Schausammlung.

Bodendenkmalpflege und Museum bilden dafür eine Arbeitsgemeinschaft. Unser Haus gehört zu den wenigen in der Bundesrepublik, in dem beide Funktionen vereint sind. Der Direktor des Museums ist zugleich der „Staatliche Vertrauensmann für kulturgeschichtliche Bodenaltertümer im Gebiet des Landschaftsverbandes Westfalen-Lippe“. Diese Institution beruht auf dem Preußischen Ausgrabungsgesetz von 1914 und seinen Ausführungsbestimmungen von 1920, eine Rechtsgrundlage, mit der wir auch heute noch arbeiten. Die Chance dieser Einheit liegt darin, daß im Gelände gewonnene Ergebnisse rasch ihren Weg in die Schausammlung finden zur Berichterstattung einer breiten Öffentlichkeit gegenüber. So kann sich ein Kreislauf bilden. Er führt über den in der Schausammlung aufmerksam gemachten Besucher, der uns später seine Beobachtungen draußen im Gelände meldet und damit unsere Kenntnisse erweitert. Kaum eine andere wissenschaftliche Disziplin hat eine solche Chance, sich auf das aktive Interesse breiter Bevölkerungsteile zu stützen, kaum eine andere hat das aber auch so nötig; denn die Zahl derer, die hauptamtlich in der Bodendenkmalpflege tätig sind, ist sehr gering, kann nur sehr gering sein. Riesig ist jedoch die Anzahl der Erdbewegungen im Lande, die täglich Funde und Befunde zutage fördern, seien es Aussandungen, Ausschachtungen für den Hausbau oder Straßenbau, seien es Maßnahmen im Zuge von Flurbereinigungen. Ohne unsere ehrenamtlichen Mitarbeiter, die ihre eigenen Beobachtungen oder Hinweise von anderer Seite an uns weitergeben, erführen wir viel zu wenig. Jeder neue Fund von Scherben oder Steingeräten wird auf unseren Fundkarten eingetragen. Diese sich mehr und mehr verdichtende Dokumentation bildet die Basis für unsere Entscheidungen, ob wir gegenüber Bau- und Abgrabungsplanungen, an denen der Staatliche Vertrauensmann als Träger öffentlicher Belange beteiligt wird, Einspruch erheben müssen, weil sie Bodendenkmale bedrohen. Können wir uns damit nicht durchsetzen, bleibt uns jedenfalls meist noch Zeit, eine Sondierung oder größere Grabung durchzuführen.

Besondere Sorge bereiten die uns noch unbekanntem Bodendenkmäler, von denen täglich ungezählte unerkant verloren gehen. Sie geben sich uns und unseren Helfern im Lande nicht zu erkennen, weil sie sich unter natürlichen Überwehungen oder Aufschwemmungen und auch unter anthropogenen Abdeckungen – unter den weit verbreiteten Auftragsböden – verbergen. Erst wenn der Bagger oder die Planier-raupe sie anschneidet, sind sie zu erkennen, kann, wenn ein aufmerksamer Baggerführer oder Passant uns rasch informiert, eine Rettungsgrabung vorgenommen werden. Gerade solche von heute auf morgen anzusetzenden Grabungen rechtlich wirkungsvoll abzuschern, sie nicht nur auf das mehr oder minder große Verständnis des Unternehmers zu gründen, gelingt hoffentlich mit dem neuen Denkmalschutzgesetz für Nordrhein-Westfalen, das z.Z. im Parlament beraten wird.

So wichtig es ist, die Zahl der Helfer im Lande zu erhöhen, um jedenfalls die fundträchtigsten Bereiche beobachten zu können, so wichtig ist es für uns auch, diesen

Stamm von ehrenamtlichen Mitarbeitern fachlich zu betreuen. Eine Brücke zu unseren Helfern und Freunden im Lande versuchen wir mit unseren Berichten zu schlagen, die am Ende jedes Jahres als „Neujahrsgruß“ über unsere Arbeit in den vergangenen zwölf Monaten informieren. Vom Museum aus müssen im Reflex auf die Fundmeldungen Informationen zu den Pflegern draußen im Lande zurückfließen. Nur so kann der Pfleger gefördert, kann sein Gesichtskreis nicht zuletzt ja zu unserem Vorteil erweitert werden.

Das Bestreben, einen möglichst engen Kontakt mit dem bodendenkmalpflegerisch zu betreuenden Bereich zu halten, mit Land und Leuten in Tuchfühlung zu sein, hat Stieren bewogen, im Jahre 1939 für die Regierungsbezirke Minden (heute Detmold) und Arnberg Außenstellen in Bielefeld und Arnberg einzurichten. Unsere Außenstelle in Arnberg mußte leider 1960 aufgegeben werden. Sie wieder einzurichten ist unser Ziel; denn auch im Zeitalter der Autobahnen und schnellen Autos haben die mitten im Arbeitsgebiet installierten Außenstellen ihren vollen Wert behalten. Der Regierungsbezirk Arnberg wird z.Z. von Münster aus von Herrn Dr. Ph. Hömberg betreut. Für den Regierungsbezirk Münster ist Herr W. Finke M.A. von Münster aus zuständig, für den Regierungsbezirk Detmold Herr Dr. K. Günther von unserer Bielefelder Außenstelle aus. Diese drei Bezirksarchäologen werden in ihrer denkmalpflegerischen Arbeit von weiteren Wissenschaftlern unterstützt. Sie haben zum Teil Sonderaufgaben, wie z.B. Herr Dr. S. Kühnborn, der die Provinzialrömische Archäologie in Westfalen betreut.

Aufgabe der nächsten Zeit ist, die Zahl der Stellen weiter auszubauen, um die Diskrepanz zwischen den an uns gestellten Forderungen und den von uns tatsächlich zu erbringenden Leistungen zu verringern. Mit dem z.Z. verfügbaren Personalbestand ist planmäßiges Forschen und Graben, um Wissenslücken systematisch aufzufüllen, unmöglich. Das Tagesgeschehen zwingt uns das Programm auf, zwingt uns zu Kompromissen: Wir können gar nicht überall dort graben, wo wir wissen, daß Bodendenkmale zerstört werden, sondern müssen unter den unmittelbar bedrohten Objekten eine Auswahl treffen, jenes der Zerstörung anheim fallen lassen, um dieses uns noch wichtiger erscheinende Objekt retten zu können. Auf diese Weise versuchen wir, auf glückliche Zufälle hoffend, Forschungslücken jedenfalls langfristig zu schließen: „Vorgeschichte durch Denkmalpflege“, wie Stieren bereits 1931 formuliert hat.

Während unsere Personalkosten vom Landschaftsverband Westfalen-Lippe getragen werden, fließen uns die Sachmittel für unsere Grabungen zum größten Teil als Beihilfen vom Land Nordrhein-Westfalen zu. Die Zuweisung der Landesmittel wird dankenswerterweise so flexibel gehandhabt, daß Änderungen des ursprünglichen Grabungsprogramms möglich sind.

Sie werden sich bei meinem Versuch, die Lage der Bodendenkmalpflege zwischen dem Sollen und Können, zwischen der uns bedrückenden Verantwortung für alle Bodenerkundungen und unseren letztlich durch die Finanzmittel begrenzten Möglichkeiten darzustellen, sicherlich schon gefragt haben, was denn nun von Seiten der Gesetze oder Verordnungen als Hilfe herangezogen werden kann, um die eben beschriebenen Bedrohungen und Zerstörungen unserer Bodendenkmale abzuwehren bzw. überhaupt gar nicht aufkommen zu lassen. Sie werden schon ahnen, daß durchgreifende Gesetze und Verordnungen eben z.Z. nicht vorhanden sind. Solange es ein Denkmalschutzgesetz in Nordrhein-Westfalen noch nicht gibt, arbeiten wir mit dem schon genannten Preußischen Ausgrabungsgesetz von 1914 und seinen Ausführungsbestimmungen von 1920. Es schützt die Bodendenkmäler nur bedingt, nämlich durch die Vorschrift, daß Grabungen durch den zuständigen Regierungspräsidenten genehmigt werden müssen und nur durch fachlich qualifizierte Kräfte durchgeführt werden dürfen. Es regelt ferner auch das Verhalten beim Auftreten von Gelegenheitsfunden. Was aber unsere Möglichkeiten betrifft, drohende Gefahr von einem Bodendenkmal abzuwenden, so müssen wir je nach Lage versuchen, andere Gesetze und Verordnungen heranzuziehen, unter deren Schutzmantel sich unsere Belange mehr oder weniger glücklich unterbringen lassen, so z.B. die Landesbauordnung (1962) und das Abgra-

bungsgesetz (1972) von Nordrhein-Westfalen. Eine weitere zusätzliche Hilfe bietet uns auch das Landschaftsgesetz von Nordrhein-Westfalen aus dem Jahre 1975, der Nachfolger des Reichsnaturschutzgesetzes. Dort geht es um Probleme des Landschafts- und Naturschutzes. Der Schutz von Kulturgütern wird zwar auch hier nicht ausdrücklich angesprochen, doch ergibt sich aus § 13 eine Möglichkeit, denkmalschützende Festsetzungen im Landschaftsplan vorzusehen. Schutzausweisungen sind nämlich vorzunehmen, wenn sie aus natur- oder erdgeschichtlichen, landeskundlichen oder anderen wissenschaftlichen Gründen geboten sind. Der Verweis auf die Landeskunde, zumindest aber der Hinweis auf andere wissenschaftliche Gründe sollte uns hinlänglich berechtigen, entsprechende Schutzausweisungen vornehmen zu lassen.

Eine Möglichkeit für uns Bodendenkmalpfleger, sich als „Mitfahrer“ an die Interessen anderer anzuhängen, bieten zuweilen die Wasserwirtschaftler, die Schutzzonen für die Trinkwasserversorgung ausweisen lassen. So ist z. B. das erst vor wenigen Jahren entdeckte Römerlager Anreppen bei Delbrück allein deshalb nicht dem dort geplanten Kiesabbau zum Opfer gefallen, weil die Kiesgewinnung in der hier ausgewiesenen Wasserschutzzone nicht durchgesetzt werden konnte. Große Hoffnung setzen wir auch auf die Ausweisung unserer Bodendenkmäler in den Waldfunktionskarten. Der Wald hat schon immer einen wirksamen Schutz gewährt. Der langperiodige Umtrieb des Waldes hat bisher nur verhältnismäßig geringe Schäden an dem jeweils viele Jahrzehnte unberührten Waldboden entstehen lassen, wenn hier auch die maschinelle Rodung und Vorbereitung für Neuanpflanzungen heute einen alarmierenden Wandel herbeiführen. Der Wald ist heute nicht mehr nur Holzlieferant, er gewinnt vielmehr zunehmende Bedeutung als Schutz- und Erholungsraum. Dies sichert seinen Bestand, erschwert zumindest seine Beseitigung, vor allem dann, wenn er in den eben genannten Waldfunktionskarten als eine solche Schutzzone ausgewiesen ist. Die in ihr liegenden und als solche gekennzeichneten Bodendenkmäler sind dann jedenfalls unmittelbaren Gefährdungen entzogen.

Einen Bundesgenossen haben wir auch im Naturschutz. Nach unseren Erfahrungen richtet sich sein Bemühen allerdings manchmal weniger darauf, ein Stück überlieferte Erdoberfläche, wie z. B. ein Dünengebiet, mit all seinen charakteristischen Eigenarten im Original zu erhalten, als nach einer Entsandung für einen äußerlich naturähnlichen Zustand des Geländes zu sorgen. Die Böschungen der Grubenkanten dürfen sich nicht auf den ersten Blick als artifiziell zu erkennen geben.

Mit den eben genannten Verordnungen und Gesetzen, deren Bezug auf unsere Belange nicht eindeutig herzuleiten oder deren Schutzwirksamkeit zweifelhaft ist, arbeiten wir z. Z. schlecht und recht, wobei wir zu vermeiden trachten, die Grenze ihrer Belastbarkeit zu erproben, von der wir nicht wissen, wo sie liegt. Erfolge, die wir vor allem dann haben, wenn wir einen potenteren Bundesgenossen haben, wechseln mit Niederlagen. Niederlage heißt für uns ausgraben, häufig unter erheblichem Zeitdruck. Niederlage heißt, aus dem eben nicht beliebig großen Archiv, das für uns die obersten Dezimeter Boden unter unseren Füßen darstellen, eine originale Urkunde preiszugeben. Zwar haben wir dann mit der Grabungsdokumentation eine Abschrift in der Hand; doch ist darin nur das festgehalten, was wir haben erkennen, haben entziffern können. Da man jedoch nur das erkennen und die Grabung nur auf das ausrichten kann, was einem als Fragestellung bekannt ist, kann unsere Interpretation die Urkunde bestenfalls nur dem Stand unseres derzeitigen Wissens entsprechend ausschöpfen. Ein Teil der Aussage geht also unerkannt verloren – unwiederbringlich; denn das Ausgraben eines Bodendenkmals bedeutet zugleich seine Zerstörung. Darum betonen wir immer wieder den Wortteil „Pflege“ in dem Wort Bodendenkmalpflege. Wir wollen die Bodendenkmale erhalten und freuen uns über jede Grabhügelgruppe, die ungefährdet im Wald liegt. Es sind Grabungsreservate für kommende Generationen, die diese Urkunden mit neuen und schärferen Fragestellungen, mit neuen Ausgrabungs- und Dokumentationstechniken, mit neuen naturwissenschaftlichen Untersuchungsmethoden besser auszuschöpfen vermögen als wir es heute können. Für uns bleiben ohnehin mehr als genug Objekte übrig, deren Bedrohung unabwendbar ist und die deshalb unser Eingreifen erfordern.

Ob wir uns von dem neuen Denkmalschutzgesetz für Nordrhein-Westfalen einen wirksamen Schutz der in die Denkmälerlisten aufgenommenen Objekte versprechen dürfen, bleibt abzuwarten. Die Aufnahme in die Denkmälerlisten allein bedeutet noch nicht viel. Hier melden wir lediglich an, daß wir um diese Objekte zu kämpfen bereit sind. Wie dieser Kampf ausgeht, entscheiden schließlich andere.

Ein Denkmalschutzgesetz wird letztlich nicht in unserem Sinne funktionieren, wenn nicht mit seiner Einführung zugleich dafür gesorgt ist, daß ausreichende Geldmittel für Entschädigungen und Grunderwerb vorhanden sind; denn ein optimaler Schutz für die obertägigen wie auch für die untertägigen Bodendenkmale ist letztlich nur durch die Überführung der betreffenden Bereiche in das Eigentum der öffentlichen Hand gewährleistet. Anfänge in dieser Richtung sind von unserem Haus mit Hilfe des Landes gemacht worden.

Ist es auch z. Z. noch nicht zu übersehen, ob uns das kommende Denkmalschutzgesetz entscheidend helfen wird, so ist doch eines sicher: Wir selbst können in Selbsthilfe viel zum Schutz der Bodendenkmale tun, indem wir nämlich möglichst vielen von unserer Arbeit und unseren Ergebnissen immer wieder berichten, um das Verständnis für unsere Belange, das wir jetzt schon bei Behörden, Baufirmen sowie privaten Bauherren und Grundstückseigentümern antreffen, weiter auszubauen. Nicht nur die Museen, sondern jeder einzelne, jede Arbeitsgruppe vermag im kleinen oder größeren Rahmen auf die Bodendenkmale aufmerksam zu machen und Verständnis für die Notwendigkeit ihrer Erhaltung zu erwecken. Ein waches Bewußtsein in breiten Schichten wird auch ohne die Hilfe eines Schutzgesetzes manche Zerstörung verhindern.

Ergänzend zum Thema Denkmalschutzgesetz möchte ich in diesem Kreise noch erwähnen, daß wir in den Anhörungen und den Stellungnahmen zu den Entwürfen dieses Gesetzes versucht haben und weiter darauf drängen, auch die naturkundlichen Bodendenkmäler in den Schutz des Gesetzes einzubeziehen. Durch Erweiterung des Denkmalbegriffs auf die nicht von Menschen gemachten Sachen müssen auch die naturkundlichen Denkmäler in diesem Gesetz den Platz finden, den sie im Preußischen Ausgrabungsgesetz durch seine Ausführungsbestimmungen seit langem haben.

Dem allgemeiner gehaltenen Teil meines Referates möchte ich noch einige Überlegungen darüber anfügen, welche natürlichen, geologisch-morphologischen Gegebenheiten bei unserer bodendenkmalpflegerischen Arbeit im Spiele sind, den Weg unserer archäologischen Forschung, vielleicht sogar unsere Erkenntnisse beeinflussen.

Die Bedrohung der Bodendenkmäler, auf die wir durch unsere Rettungsgrabungen reagieren müssen, geht ja aus von der wirtschaftlichen Nutzung der Erdoberfläche. Die verschiedenen Nutzungsarten werden dabei z. T. direkt oder indirekt von den geologisch-morphologischen Verhältnissen bestimmt. So sind die Gefahrenquellen für die archäologischen Denkmäler von Land zu Land verschieden.

Beginnen wir mit der ältesten Bewirtschaftung, der land- und forstwirtschaftlichen Nutzung. Auf wenig ertragreichen Böden und in stark hängigem Gelände treffen wir die Wald- und Weidewirtschaft an. Da die Oberfläche bei ihr nur in langen Zeitabständen umbrochen wird, bieten diese Gebiete den Bodendenkmälern einen relativ guten Schutz. Zu den gefährdeten Zonen hingegen gehören die Gebiete mit intensiver Feldwirtschaft. Der jährlich eingreifende Pflug verschleift zusammen mit der an der ungeschützten Oberfläche besonders stark ansetzenden Erosion in Jahrhunderten Grabhügel und Ringwälle vollständig. Der Prozeß der Zerstörung nicht nur der obertägigen Denkmäler, sondern auch der untertägigen Siedlungen und Gräberfelder wird in der letzten Zeit dadurch außerordentlich beschleunigt, daß die Pflugscharen immer tiefer eingestellt werden, um den durch die Last der schweren Geräte tiefgründig komprimierten Boden wieder aufzulockern. Mit jedem Tiefpflügen werden Kulturschichten angerissen, die jahrhundertlang – wenn auch knapp – unterhalb der

Pflugsohle lagen. Dieses mehr und mehr um sich greifende Tiefpflügen wird in den feldwirtschaftlich genutzten Gebieten Westfalens zum schwerwiegenden bodendenkmalpflegerischen Problem. Werden doch bei diesen Maßnahmen häufig auch noch die letzten Dezimeter Boden erfaßt, in denen sich noch bis dahin z. B. die untersten Teile von Pfostengruben erhalten haben, die Standspuren der Hauspfosten, aus deren Stellung wir wichtige Aussagen über die Größe, Konstruktion und Nutzung der prähistorischen Häuser ableiten können. Hier wird nur die Ausweisung von Grabungsreservaten helfen – Zonen, die zwar weiterhin bewirtschaftet, jedoch nicht tiefgepflügt oder dräniert werden dürfen. Das neue Denkmalschutzgesetz sieht dazu hoffentlich auch ausreichende Möglichkeiten vor, die dann auf uns zukommenden Entschädigungsansprüche wegen Minderung des Ertrages zu befriedigen.

Eine forstwirtschaftliche Nutzung haben wir heute nicht nur in den Gebieten mit starkem Relief wie z. B. im Sauerland, Teutoburger Wald und Weserbergland. Wald stockt heute auch auf ausgesprochen leichten, wenig Ertrag bringenden Böden. Es sind häufig ursprünglich in Gemeinbesitz befindliche Heidegebiete. Die extensive Bewirtschaftung der Heide wie auch die moderne forstwirtschaftliche Nutzung haben bis jetzt unmittelbare Zerstörungen der Oberfläche durch den Menschen weitgehend verhindert. So bergen z. B. die Dünengebiete im westlichen Münsterland noch viele Bodendenkmäler.

Doch der Boden, auf oder in dem sich unsere archäologischen Bodendenkmäler befinden, wird nicht nur bewirtschaftet, sondern auch abgebaut. Die Westfälische Bucht ist reich an Sandlagerstätten, und schier unstillbar ist heute der Bedarf an Sand. Sand wird nicht nur für den Hausbau und die Herstellung von Kalksandsteinen gebraucht, sondern in weit höherem Maße auch als Schüttungsmaterial insbesondere für den Straßenbau. Neben dem Tiefpflügen bildet zweifellos der an ungezählten Stellen gleichzeitig betriebene Sandabbau die größte Gefahr für die archäologischen Bodendenkmäler in Westfalen. Dazu kommt der Kiesabbau z. B. im Bereich des Münsterländer Kiessandrückens sowie in den Tälern der großen Flüsse. Frißt sich dieser jedoch verhältnismäßig langsam ins Land, weil er zumeist als Tiefabbau im Naßverfahren betrieben wird, werden die Abbaukanten der Sandgruben zumeist mit großer Geschwindigkeit vorgetrieben; denn meist wird der Sand im Trockenverfahren nur 2 – 4 m tief abgebaut. Diese Flachentsandungen können in kurzer Zeit riesige Flächen erfassen. Ihre Vielzahl und ihr rasches Fortschreiten stellen die archäologische Bodendenkmalpflege vor unlösbare Probleme.

Doch auch noch aus einem anderen Grunde wirken sich die Aussandungen verheerend auf den Bestand unserer Bodendenkmäler aus. Mit besonderer Vorliebe werden sie nämlich aus den Fluß- und Bachniederungen in die begleitenden Terrassen vorgerieben, genau dort, wo wegen der günstigen Lage zwischen dem Wasser und der feuchten Niederung auf der einen und höherliegendem, trockenem Ackerland auf der anderen Seite Siedlungen aus der Bronzezeit bis zum Mittelalter wie die Perlen an einer Schnur aufgereiht liegen. Nach unserem augenblicklichen Kenntnisstand sind es also ausgerechnet besonders fundträchtige Zonen, die Ziel dieser Flachentsandungen sind.

Gegenüber dem Abbau von Sand und Kies ist der Abbau von Gestein in den Gebirgszonen für die westfälische Bodendenkmalpflege verhältnismäßig unerheblich. Er soll deshalb hier nicht näher behandelt werden, wenn auch in der Vergangenheit Bodendenkmäler durch den Steinbruchbetrieb vor allem im Bereich des Massenkalks zerstört oder beschädigt worden sind.

Zu den eben beschriebenen Nutzungsarten der Erdoberfläche kommt schließlich noch die Bebauung. Doch bei der Anlage von Wohnsiedlungen, von Industrieanlagen und Verkehrswegen sind keine spezifisch westfälischen denkmalpflegerischen Probleme herauszustellen. Sie sind wohl in allen Ländern ähnlich gelagert, wenn auch in einem so extremen Ballungsraum wie dem Ruhrgebiet zweifellos besondere Probleme bestehen. Die Schwierigkeit liegt auch nicht nur in der denkmalpflegerischen Beherr-

schung des von einer Neubausiedlung oder einer neuen Straßentrasse unmittelbar betroffenen Geländes, sondern der Flächen im Umland, in dem der für den Bau notwendige Sand gewonnen wird.

Eine im Zuge der Verdichtung des Straßennetzes aufkommende Gefahr, auf die ich schließlich noch hinweisen möchte, scheint sich abzuschwächen. Die Gefahr nämlich, daß die Bereiche mit geschlossenem Waldbestand, bis jetzt Schutzzonen für unsere Denkmäler, gerade wegen ihrer Entfernung zu immissionsempfindlichen Siedlungen begehrte Planungsräume für die Straßenbauer werden. Einen bremsenden Einfluß auf diese Entwicklung hat zweifellos die neu entdeckte Funktion des Waldes als Schutz- und Erholungszone für die umwohnende Bevölkerung.

Zum Schluß der Betrachtungen soll schließlich noch die Frage berührt werden, ob und wie weit sich der prähistorische Mensch bei der Wahl des Siedlungsplatzes von den geologisch-morphologischen Verhältnissen hat bestimmen lassen. Zweifellos dürfen wir aus der Sicht unserer heutigen, schier unbegrenzten Möglichkeiten nicht davon ausgehen, daß der prähistorische Mensch überall siedeln, sich auch in ungünstigen Lagen behaupten konnte. Die Lückenhaftigkeit unseres Bildes von der Besiedlung unseres Landes während der verschiedenen Epochen, bedingt durch die Unentdeckbarkeit vieler sich unter natürlichen und anthropogenen Überlagerungen verbergenden Bodendenkmäler, sowie unsere ungleichmäßig verteilte Aufmerksamkeit erschweren eine zuverlässige Antwort auf diese Frage. Deutlich ist immerhin, daß die jungsteinzeitliche bandkeramische Kultur, die im 4. Jahrtausend von Süden her Westfalen erreicht, die Lößvorkommen am nördlichen Rand des Sauerlandes und in der Warburger Börde bevorzugt hat. Eine verhältnismäßig geringe Funddichte im südlichen Kernmünsterland spricht zusammen mit den Ergebnissen der pollenanalytischen Untersuchungen durch Ernst Burrichter dafür, daß diese stauenden, mit Eichen und Hainbuchen bestockten Böden in vor- und frühgeschichtlicher Zeit insgesamt eine geringere Siedlungsdichte aufwiesen.

Die Verbreitung der Grabhügel im Sauerland deutet auf eine Besiedlung lediglich des nördlichen, etwa 20 km tiefen Gebirgssaumes während der ausgehenden Jungsteinzeit und der Bronzezeit hin. Es sieht so aus, als sei das innere Gebirgsland für den prähistorischen Menschen siedlungsungünstig gewesen. Daran mögen neben dem starken Relief natürlich auch die klimatischen Bedingungen beteiligt gewesen sein. Die Verbreitung der Wallburgen der vorrömischen Eisenzeit könnte hingegen ein weiteres Ausgreifen in das Gebirge anzeigen.

Wohl erst in den letzten Jahrhunderten vor Chr. Geb. ist das Siegerland in stärkerem Maße besiedelt worden, um das dort anstehende Eisenerz abzubauen und zu verhütten.

Die Armut an Bodenschätzen war sicherlich einer der Gründe, warum sich in Westfalen in vor- und frühgeschichtlicher Zeit kein eigener, in das Umland ausstrahlender Kulturkreis entwickelt hat. Im Randbereich der dominierenden Kulturkreise Süd-, Mittel- und Norddeutschlands hat Westfalen an den Strömungen der Zeit lediglich teilgenommen, dies auch nur abgeschwächt und mit Verzögerung. Diese Zurückhaltung kann z. T. auch mit der geographischen Lage, also wieder mit natürlichen Gegebenheiten erklärt werden. So lag es für die bedeutenden Kulturströmungen der Bronze- und Eisenzeit aus dem Süden im Schatten des Rechtsrheinischen Schiefergebirges, das als Verkehrshindernis den Strom rhein- und weserabwärts vom westfälischen Kernland ablenkte.

Literatur

- Burrichter, E.:** Vegetationsräumliche und siedlungsgeschichtliche Beziehungen in der Westfälischen Bucht.-Abhandlungen aus dem Landesmuseum für Naturkunde zu Münster in Westfalen, 38. Jahrg., Heft 1, 1976
- Linke, W.:** Frühestes Bauerntum und geographische Umwelt. Eine historisch-geographische Untersuchung des Früh- und Mittelneolithikums westfälischer und nordhessischer Börden-Landschaften. - Bochumer Geographische Arbeiten, Heft 28. Paderborn 1976
- Stieren, A.:** Vorgeschichte durch Denkmalpflege - Westfalen 16, 1931

Die Lippe als Aufmarschlinie der Römer

Von Johann-Sebastian K ü h l b o r n , Münster

In den Jahren um Christi Geburt hat die Lippe im Rahmen historischer Vorgänge von europäischem Rang eine bedeutsame Rolle als Wasserweg gespielt. Denn dieser Flußlauf war eine der Aufmarschlinien, über die die Armeen Roms den Angriff gegen die Germanen führten mit dem Ziel, die Grenzen des Imperium Romanum vom Rhein bis an die Elbe vorzuschieben. Fragt man nach den Gründen, die den Kaiser Augustus (31. v. Chr. – 14. n. Chr.) zu dieser Invasion veranlaßt haben mögen, so wird man die ständigen Übergriffe der germanischen Völkerschaften auf linksrheinisches, also römisches Territorium anführen müssen. Als auslösendes Moment wirkte im Jahre 17 oder 16 v. Chr. der Vorstoß der germanischen Sugambren und Tenkterer nach Gallien. Dabei wurde in der Nähe von Heerlen die 5. Legion unter dem Kommando des Legaten M. Lollius attackiert und nahezu vernichtet, der Legionsadler fiel in die Hände des Feindes. Die *clades Lolliana* leitete eine veränderte römische Germanienpolitik ein. Ihr Ziel war es, eine natürliche, gegen die Germanen leicht zu behauptende Grenze zu gewinnen. Als eine solche bot sich die Elbe an, zumal diese Grenzlinie gut an die mittlere Donau anzubinden war.

Der Plan, das rechtsrheinische Germanien zu erobern und nach römischer Denkart zu befrieden, wurde langfristig verfolgt und auch in die Tat umgesetzt. Zur Vorbereitung und Überwachung der Invasionsaktionen hielt sich der Kaiser Augustus für drei Jahre in Gallien (Lugdunum-Lyon) und am Rhein auf. Aus Spanien und Gallien wurden fünf oder sechs Legionen – etwa dreißig- bis sechshunderttausend Mann, zuzüglich Hilfstruppen – an den Rhein verlegt. In den Mündungsgebieten von Main und Lippe waren als militärische Operationsbasen für die bevorstehenden Feldzüge die *Legionslager Mogontiacum* (Mainz) und *Castra Vetera* (Xanten) installiert worden. Zur gleichen Zeit wurde auch der Flottenstützpunkt *Fectio*, beim heutigen niederländischen Vechten, errichtet. Um mit den Kriegsschiffen vom Rhein aus die Nordsee schneller erreichen zu können, wurde die *Fossa Drusiana* angelegt – ein Kanal, der vom alten Rhein über die Vecht zum Isselmeer gegraben wurde. Hauptvormarschstraße war zweifellos das Lippetal, während der Nordsee und dem Main im Rahmen der bevorstehenden Invasion Flankenfunktion zukam.

Die Wahl dieser drei Militärstützpunkte macht deutlich, welche Rolle die Römer den Wasserwegen im Rahmen der bevorstehenden Feldzüge beimaßen. Als nach Innergermanien führende Flußläufe kamen am Mittel- bzw. Niederrhein aus geographischen Gesichtspunkten lediglich der Main und die Lippe in Betracht, da die anderen rechtsrheinischen Nebenflüsse durch zum Teil gebirgiges Gelände führten. Die Bedeutung von Lippe und Main aus römischer Sicht verdeutlicht ein Hinweis des Geographen Mela (3,30), der lediglich Main und Lippe als östliche Nebenflüsse des Rheines nennt. Zweifellos waren diese Wasserwege im Binnenland und an der friesischen Küste die Lebensadern des bevorstehenden Unternehmens, da es in Innergermanien weitgehend an befestigten Straßen fehlte, über die die Truppen mitsamt ihrem umfangreichen Tross hätten vordringen können. Die Versorgung der Legionen konnte nur

gesichert werden, wenn der Nachschub an Lebensmitteln gewährleistet war. Da die römische Armee im Inneren Germaniens, das lediglich einen geringen Ackerbau aufwies, schwerlich den notwendigen Proviant requirieren konnte, waren sämtliche Versorgungsgüter vom Rhein an die Front zu transportieren. Der Wasserweg, speziell die Lippe, bildete den natürlichen Transportweg für die Versorgungsgüter¹. Die antiken Quellen zeigen jedoch, daß es dabei dennoch zu Versorgungsengpässen kommen konnte.

Im Jahre 12 v. Chr. lief das Unternehmen unter dem Oberbefehl des Statthalters Drusus Claudius, einem Stiefsohn des Kaisers, an. Im Verlauf dieses Jahres operierte die römische Armee im Bereich des unteren Niederrheines gegen die Usipeter und Sugambres. Ein Flottenverband fuhr rheinabwärts durch die jüngst errichtete Fossa Drusiana in die Nordsee. Mit den Friesen wurde ein Freundschaftsvertrag abgeschlossen. Eine unliebsame Erfahrung machte man mit einem Naturereignis: die Kriegsschiffe gerieten bei Ebbe auf Grund. Mit dem Winteranfang kehrten die römischen Truppen in die rheinischen Legionslager zurück.

Die Aktionen des Jahres 11 v. Chr., die von dem Legionslager Vetera bei Xanten ausgingen, lassen sich mit den Worten des antiken Historikers Dio (54,33) folgendermaßen wiedergeben: „Mit Frühlingsanfang aber brach er (Drusus) wieder zum Kriege auf, überschritt den Rhein und unterwarf die Usipeter, schlug eine Brücke über die Lippe und fiel in das Land der Sugambres ein. Er rückte durch dieses auch in das Land der Cherusker vor, bis zur Elbe . . . Er hätte auch die Weser überschritten, wenn er nicht Mangel an Lebensmitteln gehabt hätte und der Winter hereingebrochen . . . wäre. (Auf dem Rückmarsch errichtete Drusus) dort, wo die Lippe und der Elson sich vereinigen, ein Kastell . . . sowie ein anderes im Gebiet der Chatten, in der Nähe des Rheines.“

Im nächsten Frühjahr zog die römische Armee von Mainz in den hessischen Raum, um gegen die Chatten vorzugehen.

Im Jahre 9 v. Chr. operierte man wieder im Gebiet der Chatten und ging gegen eine Koalition der Chatten, Sueben (Nordhessen) und Cherusker vor. Dem Historiker Dio (55,1) zufolge überschritt Drusus mit seinen Truppen „die Weser und zog bis zur Elbe, indem er das ganze Land verwüstete“. Aus einer anderen antiken Quelle (Florus, 2,30,26) geht hervor, daß an Elbe und Weser Wachposten aufgestellt wurden.

Das Ergebnis der für uns nicht mehr näher faßbaren Unternehmungen des Jahres 8 v. Chr. resümiert Velleius Paterculus mit der Bemerkung, Germanien sei beinahe zu einer tributpflichtigen Provinz (Vell.Pat. 2,97,4: in formam paene stipendiariae provinciae) gemacht worden.

So bruchstückhaft auch unsere literarische Überlieferung sein mag, deutlich erkennbar ist, daß im Frühjahr 11. v. Chr. die römischen Truppen von Castra Vetera aufbrachen und die Lippe als Aufmarschweg benutzten. Am Zusammenfluß von Lippe und Elson wurde ein ständiges, uns bislang unbekanntes Lager errichtet, das andere antike Nachrichten Aliso nennen. Diese Nachrichten haben bereits 1838 den Preußischen Major Schmidt I veranlaßt, längs der Lippe nach Überresten von römischen Militäranlagen Ausschau zu halten. Da er auf dem Annaberg bei Haltern neben Gräben und Wällen auch römisches Fundmaterial der frühen Kaiserzeit beobachten konnte, äußerte er die Vermutung, daß der Annaberg bei Haltern mit den Germanenkriegen des Augustus in Verbindung stehe.

Im Juni 1899 führte die Altertumskommission für Westfalen eine kurze Untersuchung auf dem Annaberg durch, und im Herbst des selben Jahres deckte der Spaten in der Flur Am Wiesel, bei Haltern, eine weitere römische Anlage auf. Wenig später kam die Entdeckung des Hauptlagers hinzu. Die Erforschung dieser römerzeitlichen Militäranlagen bei Haltern wird auch in unseren Tagen noch fortgeführt. In den Jahren 1906–1914 konnte durch archäologische Ausgrabungen in Oberaden, bei Bergkamen,

ein weiteres Römerlager an der Lippe nachgewiesen werden. In jüngerer Zeit sind zwei neue Lager an der Lippe bekanntgeworden: 1952 in Holsterhausen, bei Dorsten, und 1968 in Anreppen, bei Delbrück, am Oberlauf der Lippe.

Das dem Rhein am nächsten gelegene Lager ist das von Holsterhausen², etwa 36 km vom Hauptstützpunkt Castra Vetera, bei Xanten, entfernt. Von diesem Lager ist bislang lediglich der Verlauf des Spitzgrabens bekannt, der auf eine Lagergröße von ca. 50 ha schließen läßt. Das spärliche Fundmaterial läßt eine exakte zeitliche Einordnung nicht zu; gesichert ist jedoch, daß das Lager in der Zeit der Germanenfeldzüge des Kaisers Augustus errichtet wurde. Da ein Mauerring und Innenbauten fehlen, wird dieser Platz nur kurzfristig, d.h. während eines Sommerfeldzuges belegt worden sein.

54 km vom Castra Vetera entfernt liegen die Militäranlagen bei Haltern³. In der Umgebung von Haltern sind insgesamt fünf römische Anlagen entdeckt worden. Dazu gehören die Befestigungen auf dem Annaberg, die Anlagen in der Flur Am Wiegel – letztere wurden von den Ausgräbern als Anlegeplatz für den Schiffsverkehr auf der Lippe interpretiert – und die sog. Uferkastelle mit ihren vier Befestigungssystemen, die ineinander übergreifen und verschiedenen Perioden angehören. Auf dem Silberberg wurden 2 große Lager festgestellt. Das ältere von ihnen, das sog. Feldlager war 36 ha groß. Ein ca. 2,5 m breiter Spitzgraben und ein einfacher Erdwall dienten als Schutz vor feindlichen Übergriffen. In diese Umwehrung waren vier Tore eingelassen. Eine Innenbebauung scheint zu fehlen, möglicherweise kampierten die Soldaten in Lederzelten. Das Feldlager wird zu großen Teilen vom sog. Hauptlager überdeckt, die zeitliche Abfolge ist damit klar gegeben. Die seit 1901 mit zeitlichen Unterbrechungen durchgeführten wissenschaftlichen Ausgrabungen im Hauptlager haben ergeben, daß diese Militäranlage – vieler offenen Fragestellungen zum Trotz – derzeit als bestbekannter Militärstützpunkt der augusteischen Zeit im gesamten Römischen Reich gelten kann. Wenngleich die Interpretation einiger Innenbauten nach unserem heutigen Kenntnisstand offen bleiben muß, so ist dennoch die Grundstruktur dem Lagerplan deutlich abzulesen (Abb. 1, Foto 1).

Auf den Nord-Süd-Achsen und West-Ost-Achsen sind die Hauptstraßen angelegt: in Nord-Süd-Richtung die teilweise 47 m breite Via Praetoria (resp. Via Decumana) und in West-Ost-Richtung die 30 m breite Via Principalis. Diese Hauptstraßen führen auf die vier Tore im Befestigungsring des Lagers. Aus 2 Holzwänden im Abstand von 3 m, zwischen denen Erde eingefüllt wurde, bestand die Holz-Erde-Mauer. Vor dem Mauerring waren zwei Spitzgräben von 4,5 und 4 m Breite als Annäherungshindernis ausgehoben worden. Im Lagerzentrum, an der Einmündung der Via Praetoria in die Via Principalis, liegt die Principia. Hervorgehobener Eingang und ein großer, von Lauben umzogener Innenhof sind die Hauptcharakteristika dieses Baues. Auf der Nordseite der Principia befinden sich überdachte Räume, in denen in Analogie zu entsprechenden Bauten anderer Lager das Fahnenheiligtum, die Truppenkasse und eine Gerichtshalle untergebracht sein konnten. Der große Bau nördlich der Principia ist u.U. als Wohn- und Dienstgebäude (Praetorium) des Lagerkommandanten zu verstehen. Gesichert erkannt ist das Valetudinarium, das Truppenlazarett.

Dagegen ist die Bestimmung der Fabrica, die die schadhaft gewordenen Gerätschaften und Waffen instand zu setzen hatte, nicht ohne Zweifel. Entlang der Wallstraße liegen die Kasernen. Der größere Kopfteil der Kasernenbauten war den Centurionen (vergleichbar unseren Hauptleuten) vorbehalten, während in den anschließenden Stuben, mindestens 10 Contubernien, auf jeweils ca. 20 m² acht bis zehn Soldaten untergebracht waren. Zwei solcher Centurienkasernen standen in der Regel gegenüber, jeweils durch eine Gasse voneinander getrennt. Es muß auffallen, daß sich im Hauptlager allenfalls die Kasernenbauten für sieben bis acht Kohorten befunden haben können. Da eine Legion aus zehn Kohorten besteht, kann das Hauptlager im strengen Sinne kein Standlager einer regulären Legion gewesen sein. Der geringen Zahl an Kasernen stehen andererseits überproportional viele Wohnbauten für höhere

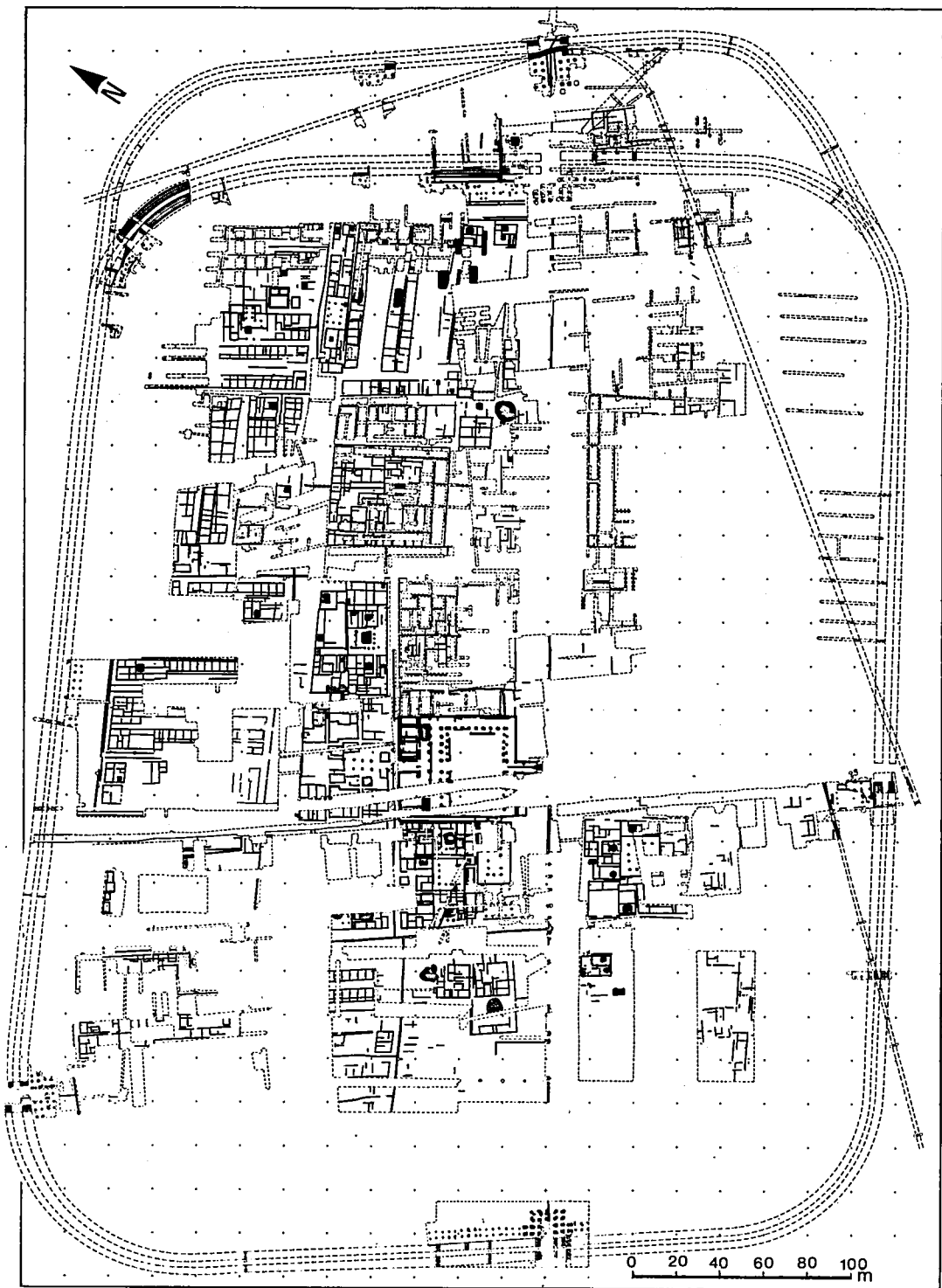


Abb. 1: Das Hauptlager von Haltern (Stand der Erforschung 1973)

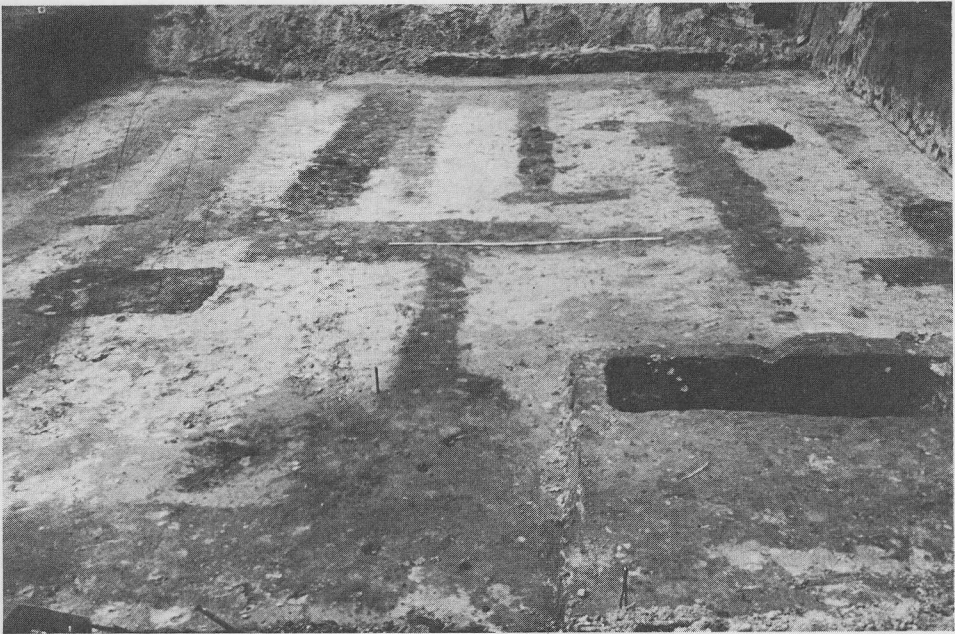


Foto 1: Das Hauptlager von Haltern, Fundamentspuren der Innenbebauung

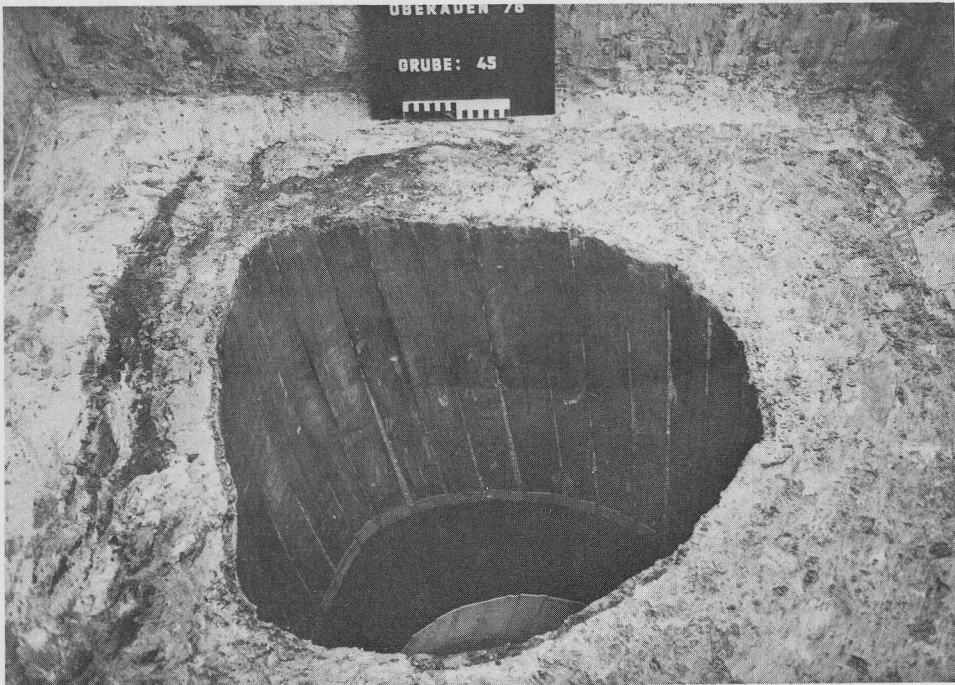


Foto 2: Römerlager Oberaden, römischer Brunnen (Transportfässer in Zweitverwendung als Verschalung)

Chargen gegenüber. Die Bedeutung dieses Phänomens ist bislang nicht schlüssig geklärt.

Nach Ausweis von etwa dreitausend Fundmünzen sind die Militäranlagen bei Haltern spätestens mit der Niederlage des Varus im Teutoburger Wald, im Jahre 9. n. Chr., aufgegeben worden. Keine der Halterner Anlagen kann mit Sicherheit in die Frühzeit der Germanenkriege, also in die Jahre 12–9 v. Chr., datiert werden.

Das 54 ha große Lager *O b e r a d e n*, bei Bergkamen, Kr. Unna, konnte seiner Größe nach zwei Legionen aufnehmen¹. Wie in Haltern umgibt eine Holz-Erde-Mauer das Legionslager. Die polygonale Umwehrung fällt auf. Dem Mauerring liegt ein 4–6 m breiter Graben vor. Neuere Untersuchungen haben deutlich werden lassen, daß in großen Teilen des Lagers die Soldaten nicht in festgebauten Kasernen, sondern in Zelten untergebracht waren. Daneben finden sich aber auch einige Bauten in Fachwerktechnik. Beachtenswert sind die Holzfunde aus dem Oberadener Lager, die sich in den feuchten Bodenverhältnissen gut erhalten haben. Gerade diese Holzfunde versetzen uns in die Lage, die Errichtung des Oberadener Legionslagers mit der spärlichen literarischen Überlieferung in Einklang zu bringen. Die Untersuchung der in den Grabungen 1977 und 1978 geborgenen Hölzer nach den Methoden der Dendrochronologie hat ergeben, daß die Pfähle der Holz-Erde-Mauer im Sommer des Jahres 11 v. Chr. gefällt und saftfrisch verarbeitet worden sind. Auch die Hölzer von viereckigen Brunnenverschalungen lieferten das gleiche Ergebnis² (Foto 2). So kann die Errichtung des Legionslagers eindeutig mit dem Feldzug des Drusus in Verbindung gebracht werden, der im Jahre 11 v. Chr. vom *Castra Vetera* aufbrechend mit den Truppen die Lippe hinaufzog. Das Ende von Oberaden ergibt sich aus den Fundmünzen, von denen keine in den Jahren nach 10 v. Chr. mehr geprägt wurde. Damit ist das Legionslager Oberaden bald nach 10 v. Chr. aufgegeben worden. Im Jahre 8 v. Chr. wurde die römische Offensive zunächst weitgehend beendet, der literarischen Überlieferung folgend ist Germanien zu diesem Zeitpunkt fast zu einer tributpflichtigen Provinz gemacht worden. Spätestens in diesem Jahre wurde mit dem vorläufigen Ende der Offensive auch das Lager Oberaden aufgegeben.

Das bislang östlichste römische Lager an der Lippe wurde bei *A n r e p p e n*, Stadt Delbrück, Kreis Paderborn, entdeckt³. Bisher sind lediglich große Partien der Holz-Erde-Mauer mit einzelnen Türmen und zwei vorgelagerten Spitzgräben untersucht worden. Die Tore sind noch unbekannt, von der Innenbebauung sind nur vereinzelte Partien angeschnitten worden. Das römische Lager bei Anreppen läßt sich derzeit nur grob in die Ära der Germanienkriege der Kaiser Augustus und Tiberius einordnen, also in die Jahre 12 v. – 16. n. Chr.

Keinesfalls sind mit diesen vier Lagern sämtliche römischen Militärposten an der Lippe bekannt geworden. Vergeblich hat man bisher das Lager *Aliso* gesucht, das lange Zeit bei Paderborn vermutet wurde. Die Schwierigkeit, solche Bodendenkmäler überhaupt im Gelände auffinden zu können, erklärt sich aus der Tatsache, daß diese frühkaiserzeitlichen Anlagen nicht in Stein, sondern in einer Holz- und Lehmbauweise errichtet waren. Oberirdische Spuren sind daher in den meisten Fällen verwischt. Bislang noch unerkannte Römerlager können nur durch ständige Registrierung von Zufallsfunden – wie Keramik und Münzen – und durch Beobachtungen von Bodenaufschlüssen entdeckt werden.

Anmerkungen

¹) M. Krakhecken, *Die Lippe*. Münster 1939, 24

²) W. Winkelmann, *Zs. Westfalen* 31, 1954, 165 ff. – A. Stieren, *Germania* 32, 1954, 165 ff.

³) S. von Schnurbein, *Bodenaltertümer Westfalens* 14, 1974

⁴) Ch. Albrecht, *Das Römerlager in Oberaden*. Veröffentl. d. Städt. Mus. f. Vor- und Frühgesch. Dortmund 2,1 1938; 2,2, 1942

⁵) E. Holstein, *Neujahrsgruß 1978*, Westfälisches Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte, Münster, 27 – B. Schmidt – H. Schwabedissen, *Archäologisches Korrespondenzblatt* 8, 1978, 331 ff. – E. Holstein, *Archäologisches Korrespondenzblatt* 9, 1979, 131 ff.

⁶) H. Beck, *Germania* 48, 1970, 60 ff.

Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop

Von Arno Heinrich, Bottrop

Sieht man die pleistozänen Knochenbestände der Ruhrgebietsmuseen durch, so wird man sehr schnell feststellen, daß das heimische Material ganz aus den Flußsedimenten der Ruhr, Emscher, Lippe und ihrer Nebenbäche stammt.

Beim Bau der Kanäle, Pumpstationen und Entwässerungsanlagen wurden immer wieder die wegen ihres Fossilinhaltes so benannten ‚Knochenkiese‘ angeschnitten.

Leider haben sich die damals für die Museen tätigen Sammler mit den schönen und vollständigen Stücken begnügt und die weniger ansehnlichen Teile verfallen lassen. Damit soll gleich zum Anfang gesagt werden, daß wir aus der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts keine systematische Aufsammlung zur Festlegung von Biotopen kennen. Später wurde dieser Versuch durch die fehlenden trockenen Aufschlüsse oder – wenn diese da waren – durch die an diesen Stellen fehlenden Leute erschwert.

Bei den Baggerarbeiten im Gebiet Bottrop – Essen (Kanalkilometer 13,2 – 16,7) des Rhein-Herne-Kanals wurden in den Jahren 1956, 1963, 1970, 1974 und 1975 die Knochenkiesschichten weitgehend abgetragen und das Baggergut über eine schwimmende Pumpstation an Land gespült.

Seit der Baggerung 1963 wurden vom Museum der Stadt Bottrop systematisch alle gefundenen Knochen, Geschiebe, Kreidefossilien und prähistorischen Steingeräte aufgesammelt. Insgesamt konnten dabei rund 7000 Fundstücke sichergestellt werden. Eine horizontierte Aufsammlung war hier allerdings auch nicht möglich, da es sich um eine Naßbaggerung handelte und zur gleichen Zeit meist mehrere Geräte das Baggergut von verschiedenen Stellen an die Pumpstation lieferten. So konnten auch hier nur die Fundstücke, die von den Baggerbesatzungen festgehalten wurden, punktmäßig in eine Fundkarte eingetragen werden. Eine schichtenmäßige Einordnung der übrigen Funde war nur durch die Kenntnis der Baggertiefe im Vergleich mit den in der Kanalböschung niedergebrachten Bohrungen möglich.

Unter Berücksichtigung der entsprechenden Fakten gibt uns dieser Aufschluß immerhin wichtige Erkenntnisse über die Zusammensetzung der Tierwelt und dadurch auch des Klimas. Eine Baggerung wie sie 1979/1980 an der Schleuse in Essen-Dellwig durchgeführt wird, kann natürlich bessere Ergebnisse – auch zur Altersdatierung – erbringen. Bis heute werden die Knochenkiese der Emscher zeitlich entweder in das ausgehende letzte Interglazial oder die beginnende letzte Vereisung gesetzt.

Das Fundmaterial

Von den ca. 750 aufgesammelten G e s c h i e b e n sind 170 durch Heseman untersucht worden. Dabei zeigt es sich, daß die Masse der Gesteine aus Südschweden (Smaland) kommt. Daneben liegen aber auch Stücke aus dem mittelschwedischen und finnischen Bereich vor (Angermannland, Jemtland, Dalarne und Bohuslän).

Unter den Tierfunden ist nach einer ersten statistischen Auswertung das Wollhaarnashorn mit 102 Exemplaren am häufigsten vertreten. Als ‚Zählknochen‘ diente hier der rechte Humerus.

Bei den Mammuten, einschließlich der Steppenelefanten, konnten durch Unterkieferfunde 72 Tiere der verschiedensten Altersstufen nachgewiesen werden. Beim Kanalkilometer 14,6 wurden allein die Reste von 22 Tieren gesammelt.

Rund 200 guterhaltene Mammutbackenzähne, angefangen vom sehr seltenen ersten Milchzahn Pm1 bis zu dem M 3, sind aufgearbeitet, aber noch nicht untersucht worden. Sie können sowohl Aufschlüsse geben über das Alter der Tiere beim Tode, die Zugehörigkeit (Steppenelefant oder Mammut), die Futterverhältnisse und Krankheiten.

Aus 2 Mammut Schädeln konnten mehrere hundert Puppen der Blaufliege *Protophormia terraenovae* (Robineau-Desvoidy, 1830) geschüttelt werden.

Auffallend sind die Funde von Zwerg- oder Degenerationsformen bei Mammuten. Bei der Durchsicht der Funde aus der Bauzeit des Rhein-Herne-Kanals fällt auf, daß fast alle Mammutknochen etwa um 1/5 kleiner sind als die in den vergangenen Jahren gefundenen Stücke. Bei der Befestigung der Ufer durch Spundwände konnte dann festgestellt werden, daß in der abgebagerten Schrägböschung zunächst die kleineren Tiere (Höhe etwa 2,60 – 2,80 m) und aus einer tieferen Schicht, die der Kanalmitte gleich ist, die größeren Knochenfunde mit Tierhöhen von 3,20 m und mehr ans Tageslicht kamen. Derartiges ist von vielen Stellen aus dem Verbreitungsgebiet der Mammute bekannt.

Von den Rindern sind die Wisente durch 37 Schädel funde belegt. Eine Bearbeitung der postkranialen Funde – auch der nachfolgend genannten Tiere – steht noch aus.

Der Auerochse ist nur durch zwei Schädel funde nachgewiesen worden.

Vom Riesenhirsch konnten neben vielen Schaufelresten 35 Schädel und Schädel fragmente aufgesammelt werden. Zwei Schädel konnten nahezu vollständig mit Geweih zusammengesetzt werden.

Bei einer Durchsicht der Hirschfunde machte A. Rust auf einige bemerkenswerte Bearbeitungsspuren an drei Riesenhirschschädeln aufmerksam. Bei der Überprüfung der Funddaten zeigte es sich, daß die drei Schädel aus dem Bereich einer bei Kanalkilometer 13,65 gelegenen Freilandstation der Neandertaler stammen. Im Ruhrlandmuseum der Stadt Essen liegen zwei gleichermaßen bearbeitete Schädel, die aber schon 1935 bei der Emscherkanalisation ebenfalls in unmittelbarer Nähe der Freilandstation gefunden wurden. Rust erkannte neben den abgeschlagenen Geweihstangen abgetrennte Gesichtsf lächen und auch gewaltsam geöffnete Hirnkapseln. Ob es hier Parallelen zu den Opfertieren von Stellmoor und Ahrensburg gibt, wird zur Zeit von Rust untersucht.

Nach Kahlke, Weimar, gehören alle vorliegenden Riesenhirschfunde trotz unterschiedlicher Geweihquerschnitte zu *Megaloceros giganteus germaniae* (Pohlig).

Vom Elch konnte neben einigen Geweihfragmenten bisher nur eine Stirnplatte erkannt werden. Beim Aushub für den Berne-Düker, der im Fundstellenbereich liegt, wurde 1949 eine fast vollständige Geweihschaukel sichergestellt und dem Essener Museum übergeben.

Rentiere und Rothirsche wurden häufig gefunden. Vom Rothirsch liegen, aus dem abgebagerten Schrägböschungsmaterial, von Menschenhand bearbeitete Stücke (Geweihäfte, Abfall und eine kleine Harpune) vor.

Die Moschusochsen sind mit einem wohl erhaltenen Schädel und einigen Wirbeln vertreten.

Von der Saiga-Antilope tatarica ssp. wurde 1970 ein Schädelfragment mit beiden erhaltenen Hornzapfen gefunden. In der Bundesrepublik wurde die Saiga-Antilope bisher nur in der Brillenhöhle bei Blaubeuren und in Gönnersdorf nachgewiesen. Aus der DDR sind von neun Fundstellen Nachweise bekannt geworden. Sicher liegen in vielen Sammlungen unerkannte postkraniale Skelettreste der Saiga-Antilope.

Rund 350 Zähne, teils isoliert, teils in Kieferknochen sitzend, sind nach einer Überprüfung durch P. Siegfried wohl alle dem Przewalski-Pferd zuzuordnen.

Von den Raubtieren konnten der Höhlen- und wahrscheinlich auch der Braunbär, der Höhlenlöwe, die Höhlenhyäne, der Wolf, Fuchs und der Dachs mit Schädel- und Knochenfragmenten nachgewiesen werden. Etwa 70% aller Knochenfunde weisen Fraßspuren auf.

Die Auffindung von Nagetierresten war naturgemäß schwierig, da es sich, mit Ausnahmen, um sehr kleine Objekte handelt. Festgestellt wurden die Schermaus Arvicola amphibius, der Halsbandlemming Dicrostonyx henseli, die Zwergspitzmaus Sorex minutus und bei Kanalkilometer 14,7 die Reste von 4 Bibern. Es liegen aber noch unbestimmte Kiefer- und Zahnteile im Magazin.

Eine Anzahl von Vogelknochen ist ebenfalls noch nicht bearbeitet worden.

An menschlichen Überresten ist von den Baustellen des Rhein-Herne-Kanals in Bottrop nur ein Ellenknochen bekannt geworden. Nach den Untersuchungen im Anthropologischen Institut der Universität in Mainz gehört dieser Knochen, ebenso wie ein ca. 200 m weiter nördlich gefundener Femur, zum Homo sapiens sapiens.

Bei Kanalkilometer 13,65 konnte ein Rastplatz des Neandertalers mit ca. 400 aufgesammelten Artefakten des Mittelpaläolithikums ermittelt werden.

An zahlreichen Knochen sind verheilte Brüche, aber auch die Krankheiten des rheumatischen Kreises zu erkennen. An den Mammutzähnen kommen ein- und zweiseitige Abnutzungen, Lamellenausfall, Lamellenverbiegungen und Karies vor.

Der Erhaltungszustand der Knochen ist relativ gut. Nur wenige Stücke weisen starke Abrollspuren auf. Vollständige Skelette konnten nicht geborgen werden, doch sind ganz deutlich zusammenhängende Partien zu erkennen.

In einer nur ca. 200 m vom Rhein-Herne-Kanal entfernten Baustelle der Emschergenossenschaft soll 1950/51 ein Mammutskelett gefunden worden sein. Im Museum der Stadt Bottrop liegen davon allerdings nur Schädelfragmente, 1 Schulterblatt, das Becken und 1 Femur.

Aus den aufgezählten Faunenelementen ergibt sich selbst unter der Berücksichtigung von Wanderungen kein eindeutiges Bild eines Biotopes. Während einerseits das Wildpferd, die Saiga und der Steppenwisent Bewohner der Tundra und der subarktischen Steppe sind, haben sich andererseits das Mammut, Ren, Füchse, Bären, Höhlenlöwe, Höhlenhyäne, Rothirsche und Ur zwischen der Tundra, der Waldgrenze und dem Wald bewegt. Es wird also so sein, daß im Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop als Folge von Bergsenkungen gleichzeitig aus zeitlich verschiedenen Ablagerungen das Knochenmaterial hochgebaggert wurde. Eine genaue systematische Erfassung ist hier auch wohl nur bei der trockenen Freilegung einer größeren Fläche möglich.

Literatur

Günther, K.: Neue Funde der mittleren Altsteinzeit aus dem Rhein-Herne-Kanal, - Fundamenta, Reihe A, Band 2. Köln 1970

Heinrich, A.: Über die Knochenfunde aus diluvialen Ablagerungen in Bottrop. - Vestisches Jahrbuch. Recklinghausen 1960

Kahlke, H. D.: Der Saiga-Fund von Bottrop/Westfalen. - Quartär, Bd. 26, 1975

Der Ausbau des westdeutschen Kanalnetzes

Von Walter Strähler, Münster

Zusammenfassung

Das westdeutsche Kanalnetz verbindet die im nordwestdeutschen Raum liegenden Ströme und damit die Ballungsgebiete untereinander und mit den Seehäfen. Sein Ausbau zur Anpassung an die Forderungen des modernen Verkehrs wird mit Nachdruck verfolgt.

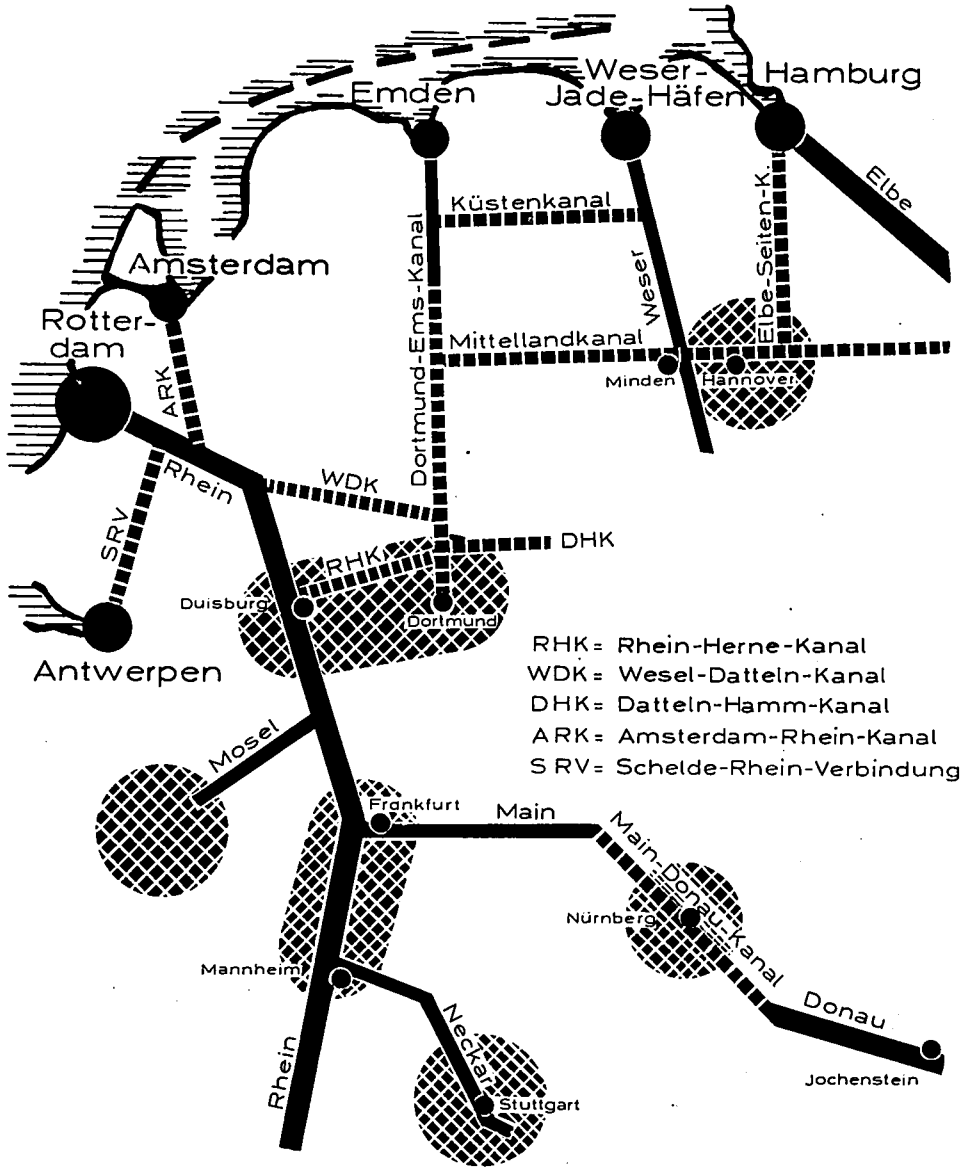
1. Baugeschichte der westdeutschen Kanäle

Mitte des vorigen Jahrhunderts wurde dem Dortmunder Kreisbaumeister Carl von Hartmann von Amts wegen der Rat erteilt, „statt mit anderen Dingen sich abzugeben, vielmehr seines Amtes mit Sorgfalt zu walten“. Die „anderen Dinge“ waren die ersten Überlegungen zum Bau eines westdeutschen Kanalnetzes. Hartmann propagierte einen Kanalbau zwischen Rhein und Elbe, von Düsseldorf oder Duisburg über Essen, Bochum, Dortmund, Soest, Lippstadt, Paderborn zur Weser und weiter zur Elbe (Mertes 1957). Vor kurzem schlug in einem Gespräch ein Vertreter der Deutschen Bundesbahn vor, die Kanäle, anstatt auszubauen zuzuschütten. Dazwischen liegen rd. 120 Jahre Bemühungen und Streit um den Bau und den Ausbau der westdeutschen Kanäle.

Wie kam es zum Bau des westdeutschen Kanalnetzes?

Ein Blick auf die Karte zeigt die von alters her vorhandenen, von Süden nach Norden fließenden natürlichen Wasserstraßen in Nordwestdeutschland, den Rhein, die Ems, die Weser und die Elbe (Abb. 1). Alle kleineren Wasserstraßen verloren in der Mitte des vorigen Jahrhunderts an Bedeutung, da die auf ihnen verkehrenden kleinen, getreidelten Schiffe nicht mit der aufkommenden Eisenbahn konkurrieren konnten. Die neue Zeit mit ihrem Symbol, der Dampfmaschine, hielt aber auch bald auf dem Rhein Einzug und zeigte hier – wenn auch mit Verzögerung – die nach wie vor bestehende Wirtschaftlichkeit guter Wasserstraßen, insbesondere für Massentransporte (Foto 1).

Das Industriezeitalter schuf Ballungszentren, besonders an Ruhr und Emscher, die von beiden Verkehrssystemen profitierten oder profitieren wollten. So blieb bald das mittlere und östliche Ruhrrevier gegenüber den rheinnahen Bezirken zurück, und es war daher kein Wunder, daß die ersten Initiativen für den Bau eines modernen Kanalnetzes von Dortmund ausgingen.



RHK= Rhein-Herne-Kanal
 WDK= Wesel-Datteln-Kanal
 DHK= Datteln-Hamm-Kanal
 ARK= Amsterdam-Rhein-Kanal
 SRV= Schelde-Rhein-Verbindung

- Seehäfen
- ▨ Räumlichkeiten industrieller Ballung
- ▤ Kanäle
- ▬ schiffbare Ströme

Abb. 1: Westdeutsche Flüsse, Kanäle, Ballungszentren und Seehäfen

Abbildung 1 zeigt, wie die im natürlichen Wasserstraßensystem Nordwestdeutschlands vorhandenen Lücken durch Kanäle geschlossen wurden:

- 1899 der Dortmund-Ems-Kanal von Dortmund zum Seehafen Emden, unter teilweiser Benutzung der Ems
- 1914 der Rhein-Herne-Kanal zwischen dem Niederrhein und dem Dortmund-Ems-Kanal
- 1914 der Datteln-Hamm-Kanal zwischen dem Dortmund-Ems-Kanal und Hamm
- 1915 der westliche Mittellandkanal vom Dortmund-Ems-Kanal über die Weser bis Hannover
- 1931 der Wesel-Datteln-Kanal zwischen dem Niederrhein und dem Dortmund-Ems-Kanal
- 1935 der Küstenkanal zwischen dem nördl. Dortmund-Ems-Kanal und der Unterweser
- 1938 der östliche Mittellandkanal von Hannover bis zur Elbe bei Magdeburg
- 1976 der Elbeseitenkanal zwischen dem Mittellandkanal und der Elbe oberhalb Hamburg.

Die Zielsetzungen für die einzelnen Kanalbauten lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Schaffung eines einheitlich zu bedienenden und damit wirtschaftlichen Binnenwasserstraßennetzes in Nordwestdeutschland durch Verbindung der von Süden nach Norden gerichteten Ströme.
- Verbindung der Ballungsräume untereinander und mit den wichtigen Seehäfen, vor allem durch Anschluß an das Rhein-Verkehrssystem.
- Förderung der gegenüber den Rheinmündungshäfen zurückbleibenden deutschen Seehäfen.

2. Ausbaunotwendigkeiten

Wegen der langen Bauzeit ist das westdeutsche Kanalnetz von seiner Leistungsfähigkeit und den Abmessungen her sehr unterschiedlich beschaffen. Sehr bald wurden daher Forderungen nach einer bautechnischen Verbesserung der älteren Kanäle, einem Ausbau, laut. Realisierbare Wünsche nach einer Ergänzung des westdeutschen Kanalnetzes bestehen seit Fertigstellung des Elbeseitenkanales nicht mehr.

Die Forderungen nach Ausbau werden zweifach begründet:

1. Fehlende Leistungsfähigkeit der Kanäle infolge gestiegenen Verkehrsaufkommens (Abb. 2). Wasserstraßen wie der Rhein-Herne-Kanal oder Dortmund-Ems-Kanal werden jetzt mit dem rd. dreifachen Verkehr gegenüber der ursprünglich angesetzten Kapazität beaufschlagt. Um diesem Notstand abzuhelpfen, müssen in erster Linie bessere Schleusenkapazitäten geschaffen werden.
2. Geänderte Form der Verkehrsgefäße und deren Betriebsweise. Während bis 1950 der Schleppzug das Bild der Wasserstraße beherrschte (Foto 1), wurde dann innerhalb von wenigen Jahren die Schleppschiffahrt fast ganz durch das Motorschiff, den „Selbstfahrer“ abgelöst (Foto 2). Das schneller fahrende Motorschiff benötigt einen bedeutend erweiterten Querschnitt und gut befestigte Ufer (Spundwände oder verklammerte Steindeckwerke) (Foto 3).

Im Zeitalter der Rationalisierung, insbesondere der zunehmenden Personal- und Energieeinsparung, gewinnt jetzt die Schubschiffahrt immer mehr an Bedeutung. Ein bis sechs besatzungslose, einfach geformte Schiffsgefäße, die Schubleichter,

werden zu einem festvertäuten Konvoi zusammengeschlossen und durch das hochtechnisierte Schubboot als Motoren- und Mannschaftsträger vor sich hergeschoben. Die Regelformation für Kanäle ist der Schubverband mit 2 Leichtern (Foto 4).

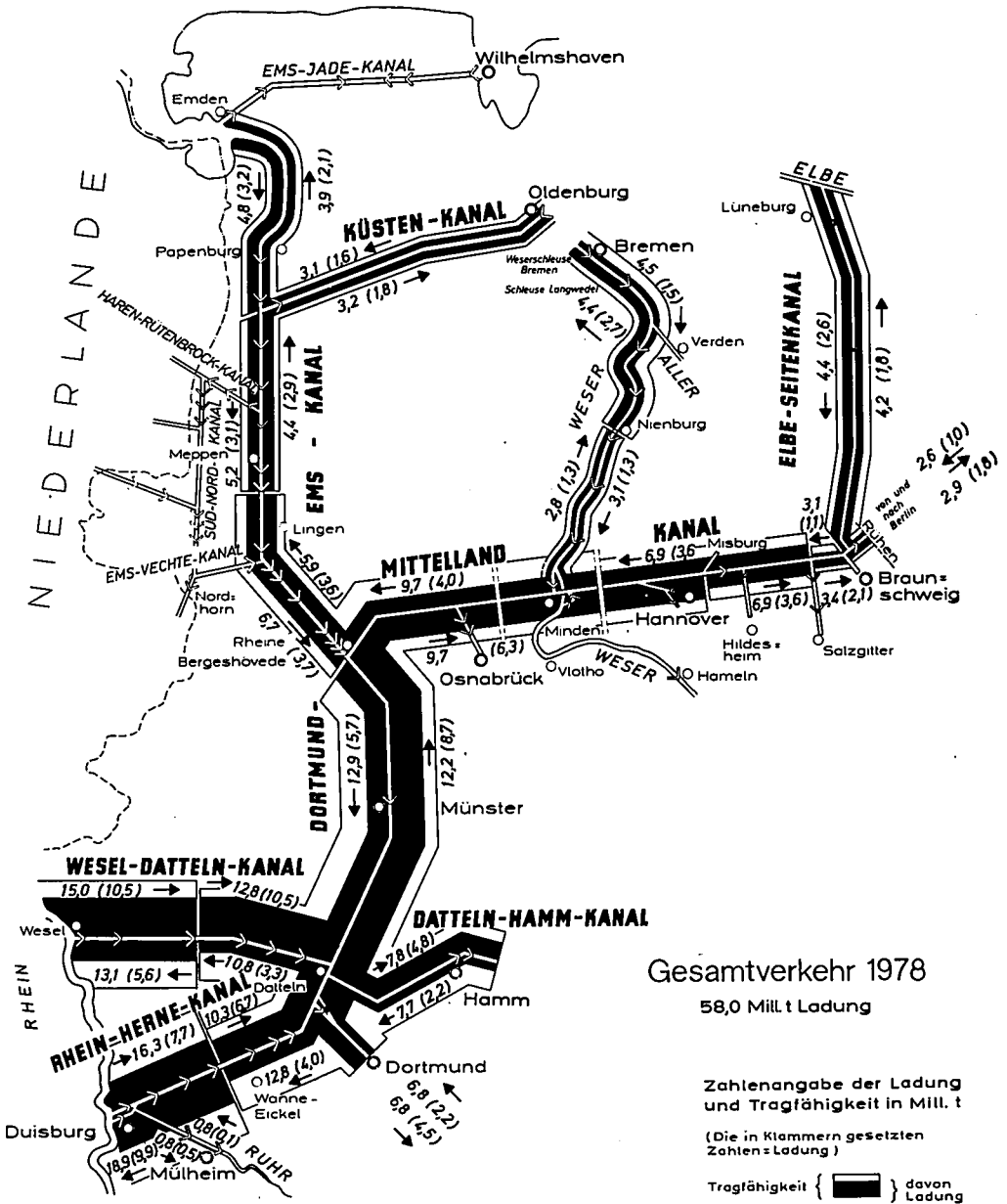


Abb. 2: Verkehrsdichte auf den westdeutschen Kanälen 1978



Foto 1: Früherer Schleppzug auf dem Dortmund-Ems-Kanal



Foto 2: Modernes Motorgüterschiff mit schwerer Einzellast

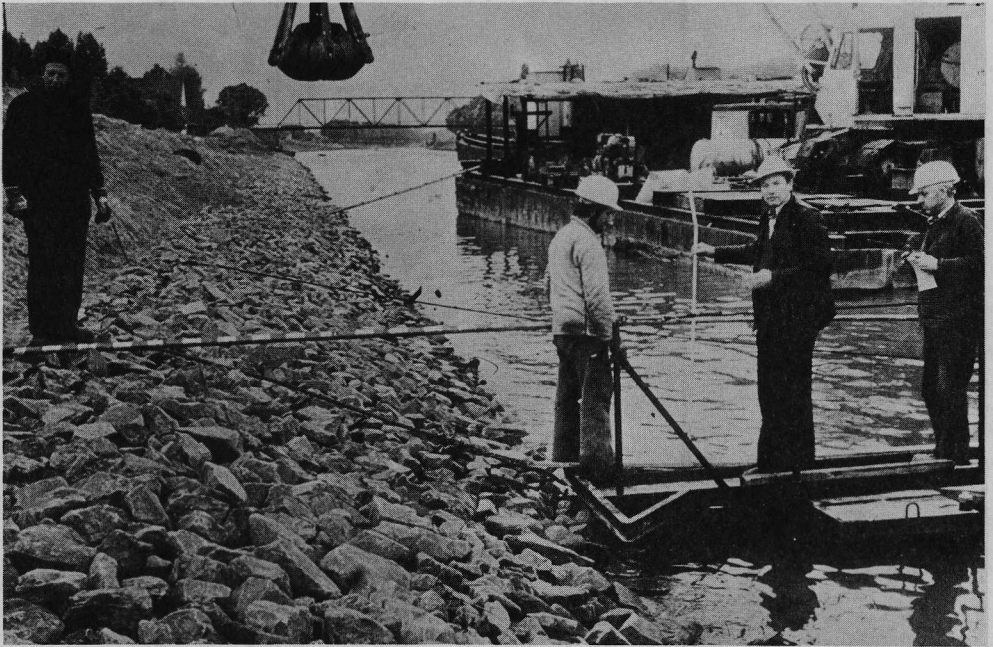


Foto 3: Uferausbau mit Steindeckwerken

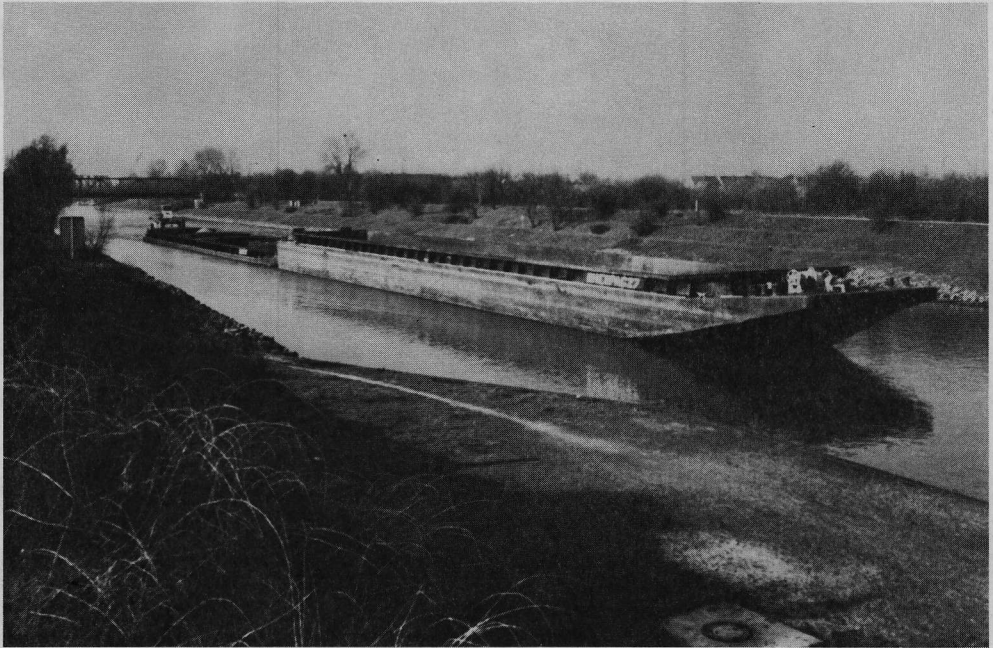


Foto 4: Doppelschubverband

3. Zielvorstellungen für einen modernen Kanal

Auf den Binnenwasserstraßen werden heute nicht nur die alten Massengüter wie Erz und Kohle gefahren, sondern im zunehmenden Maße eine weitgestreute Palette von Gütern, bei denen es nicht auf einen sehr schnellen, sondern vor allem auf einen billigen Transport ankommt. Hierzu zählen u. a. die Mineralölprodukte, Baustoffe jeder Art, Schrott und Hüttenwerkserzeugnisse. Auf diese Weise können Betriebe ihre Standortnachteile ausgleichen. Gefährliche Güter wie chemische Produkte und Leichtöle können von der Straße abgezogen und auf den weniger gefährdeten Wasserweg verlagert werden. Zum Beispiel kann ein einziger Ölhafen mit einem Jahresumschlag von rd. 1 Mio. t die Straße von rd. 50 000 Tankfahrzeugfahrten im Jahr oder etwa 250 Fahrten am Tag entlasten. Wegen des größeren Lichtraumes können auf Kanälen auch Schwertransporte und sperrige Transporte leichter als auf Schiene und Straße abgewickelt werden. Der Streuung der Güterarten entspricht die Vielzahl der Spezialschiffe, von denen hier nur Tankfahrzeuge als Motorschiffe oder Schubleichter, Gastanker, Trägerschiffsleichter (Lash) und Roll-on-Roll-off-Fahrzeuge genannt werden sollen.

Voraussetzung für einen wirtschaftlichen Verkehrsfluß ist die Ausstattung der Kanäle mit einer Vielfalt auch kleinerer, jedoch günstig mit der Industrie und dem übrigen Verkehrsnetz verbundener Häfen.

Um den Wechselverkehr mit dem Rhein als Hauptbinnenwasserstraße Europas zu gewährleisten, müssen die Kanäle gemäß Wasserstraßenklasse IV ausgebaut sein. Zunächst war die Zielvorstellung der Ausbau für das Europaschiff von 85 m Länge, 9,50 m Breite und 1350 t Tragfähigkeit bei 2,50 m Abladung. Seit Mitte der 60er Jahre erhalten die wichtigeren Kanäle eine Wasserspiegelbreite von 42 bis 53 m, je nachdem, ob sie mit senkrechten Uferwänden (Spundwänden) oder mit Böschungen versehen sind. Die Wassertiefe beträgt im allgemeinen 4,00 m (Abb. 3). Für die Schleusenneubauten werden eine Nutzbreite von 12 m und möglichst eine Länge von 190 m gewählt. Auf Kanälen mit den zuletzt genannten Abmessungen können jedoch nicht nur Europaschiffe, sondern neben größeren Motorschiffen auch Schubverbände mit zwei Leichtern vom Typ Europa II von 11,40 m Breite, einer Länge bis 185 m und einem Tiefgang von 2,50 m bis 2,80 m verkehren. Die Tragfähigkeit eines derartigen Verbandes beträgt je nach Abladung 3300 bis 3800 t.

4. Ausbau der einzelnen Kanäle

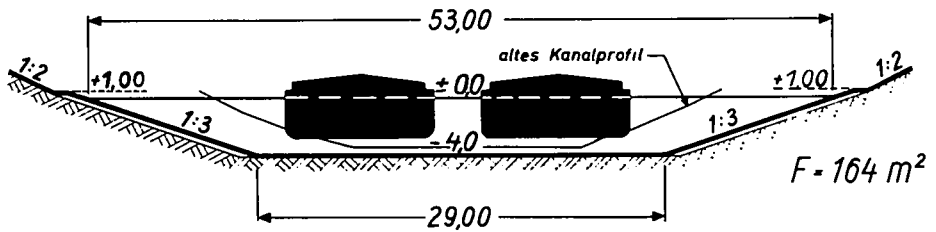
1965 faßte man bis auf wenige Ausnahmen alle Ausbaumaßnahmen für die westdeutschen Kanäle zu einem Ausbauprogramm für die nordwestdeutschen Wasserstraßen zusammen, an dem sich der Bund zu $\frac{2}{3}$ und die Länder zu $\frac{1}{3}$ beteiligen. Im Bereich der Wasser- und Schifffahrtsdirektion West sind seitdem 580 Mio. DM für den Ausbau ausgegeben worden. Bei Jahresraten von rd. 100 Mio. DM könnte in diesem Bereich der Ausbau etwa bis 1990 zum Abschluß gebracht werden (Abb. 4).

Am Rhein-Herne-Kanal werden die baufälligen und zu kleinen Schleusen durch neue Bauwerke mit größeren Abmessungen ersetzt und die Strecke für Doppelschubverbände ausgebaut.

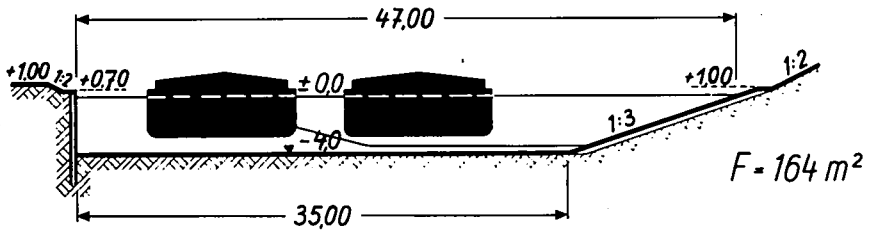
Am Wesel-Datteln-Kanal wurde die Leistungsfähigkeit durch den Bau zweiter Schleusenkammern erhöht (Foto 5). Zur Zeit wird die Strecke für Doppelschubverbände ausgebaut; voraussichtlich werden die Arbeiten 1985 abgeschlossen sein.

Am Dortmund-Ems-Kanal zwischen Dortmund und Datteln sollen als vorgezogener Ersatz für die unzureichende alte Schachtschleuse eine neue schubverbands-gerechte Schleuse gebaut und die Strecke soweit verbessert werden, daß der Anschluß an den ausgebauten Wesel-Datteln-Kanal und den Rhein-Herne-Kanal gewonnen wird.

Böschungsbauweise



Einseitiger Spundwandausbau



Beidseitiger Spundwandausbau

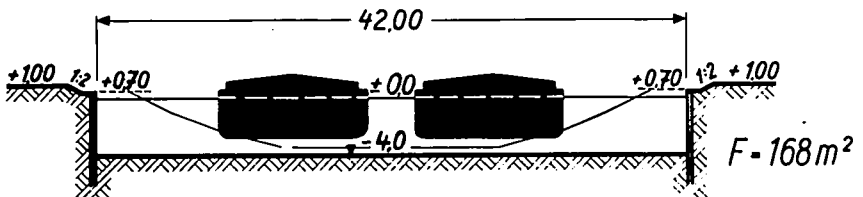


Abb. 3: Regelprofile für den Ausbau der westdeutschen Kanäle

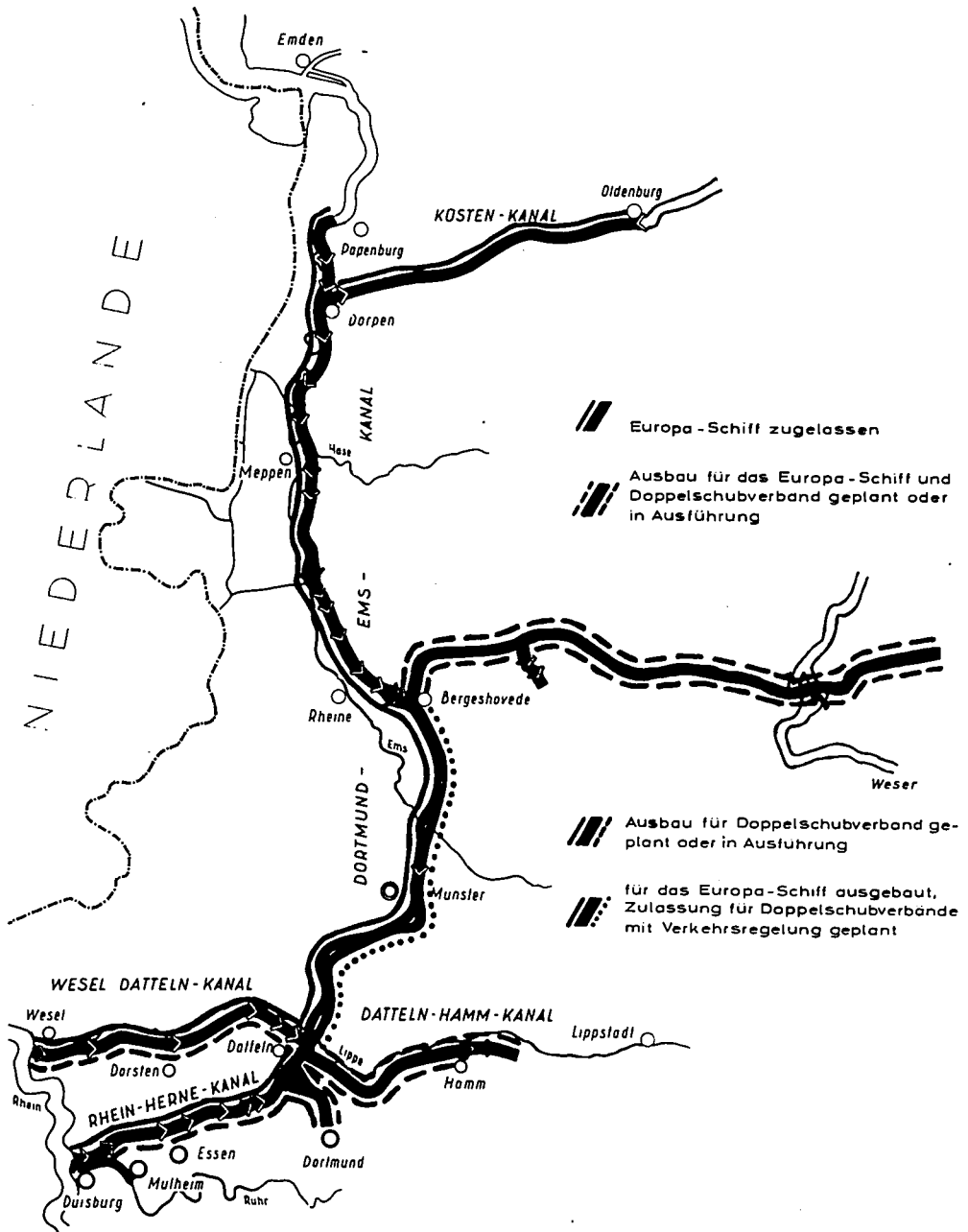


Abb. 4: Ausbauziele für die westdeutschen Kanäle

Zwischen Datteln und der Abzweigung des Mittellandkanals könnte durch einen Teilausbau, verbunden mit verkehrsregelnden Maßnahmen, mit verhältnismäßig geringen Mitteln der Anschluß an den vollausgebauten Mittellandkanal sichergestellt werden, so daß neben dem Europaschiff auch nach Bedarf Doppelschubverbände verkehren könnten.

Im Nordabschnitt des Dortmund-Ems-Kanals wurden frühere Maßnahmen, die den Verkehr des Europaschiffes ermöglichen, zu Ende geführt.

Auch am Datteln-Hamm-Kanal kann durch den Ausbau nicht nur der Verkehr von Europaschiffen, sondern bis zum Hafen Hamm auch von Doppelschubverbänden erreicht werden.

Der bereits abgeschlossene Ausbau des Küstkanals entspricht dem des nördlichen Dortmund-Ems-Kanals.

Der Mittellandkanal, zum Bereich der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Mitte gehörend, wird mit vollen Abmessungen ausgebaut.

5. Schlußgedanken

Die Summierung der genannten Ausbaumaßnahmen mit einem restlichen Investitionsvolumen im Bereich der Wasser- und Schifffahrtsdirektion West von rd. 1,1 Mrd. DM läßt an das eingangs erwähnte Zitat zurückdenken, ob es nicht wirtschaftlicher wäre, die Kanäle zuzuschütten anstatt auszubauen. Tatsächlich käme ein Unterbleiben des Ausbaues einer Zuschüttung gleich; denn in den Gesamtkosten sind rd. 40 % Ersatzinvestitionen enthalten, die in den nächsten Jahren unbedingt für die Aufrechterhaltung des Verkehrs erforderlich sind. Wie die verladende Wirtschaft immer wieder betont, kann jedoch die von der Binnenschifffahrt erbrachte Leistung – das sind rd. 25 % des gesamten Binnengüterfernverkehrs – nicht einfach auf andere Verkehrsträger abgewälzt werden (Lamberts, 1979). Auch die von Wasserstraßengegnern gern zitierten Angaben aus dem sogenannten Wegekostenbericht von 1969, wonach die Wasserstraße nur eine Wegekostendeckung von rd. 10 % und damit weit ungünstigere Werte als die Bundesbahn aufweist, erfassen nicht die wirkliche Situation. Zunächst ist dabei vergessen worden, daß die Einnahmeseite der Wasserstraße vor allem infolge der Abgabefreiheit des Hauptverkehrsweges Rhein unterbesetzt ist. Ferner sind auf der Ausgabenseite auch die vielen, in erster Linie aus politischen Gründen laufenden Investitionen, wie z. B. der Main-Donau-Kanal, die Ausbaumaßnahmen am Oberrhein und neuerdings die Kanalisierung der Saar enthalten. Beschränkt man die Wegekostenrechnung auf die westdeutschen Kanäle, ergibt sich ein weit günstigeres Bild als das oben zitierte. Werden dagegen bei der Bundesbahn (entsprechend den Verhältnissen bei der Binnenschifffahrt) die Einnahmen zunächst voll für die Deckung der verkehrlichen Betriebskosten eingesetzt, so bleibt für die Wegekosten keine Deckung mehr übrig (DVWG-Dokumentation 56, 1979).

Die jährlichen Ausgaben für Bundesbahn und Straßenbau liegen um vielfaches höher als die für Wasserstraßen. Es bleibt daher zu hoffen, daß die Mittel auch für den restlichen Ausbau des westdeutschen Kanalnetzes zur Verfügung gestellt werden, um hier keine Lücke in der Verkehrsinfrastruktur entstehen zu lassen.

Literatur

- DVWG (Deutsche Verkehrswissenschaftliche Gesellschaft) Dokumentation 56:** Neuberechnung der Wegekosten im Verkehr für das Jahr 1975 – Int. Verkehrswesen, Heft Januar/Februar 1979
- Lamberts, W.:** Standortverhältnisse im Ruhrgebiet. Niederrheinkammer Duisburg, März 1979
- Mertes, P. H.:** Zur Vorgeschichte des Dortmund-Ems-Kanals. Schifffahrtsverband für das westdeutsche Kanalgebiet: Die Straße, die alle Ströme vereint. Dortmund 1957
- Wasser- und Schifffahrtsdirektion West, Münster:** Archivmaterial

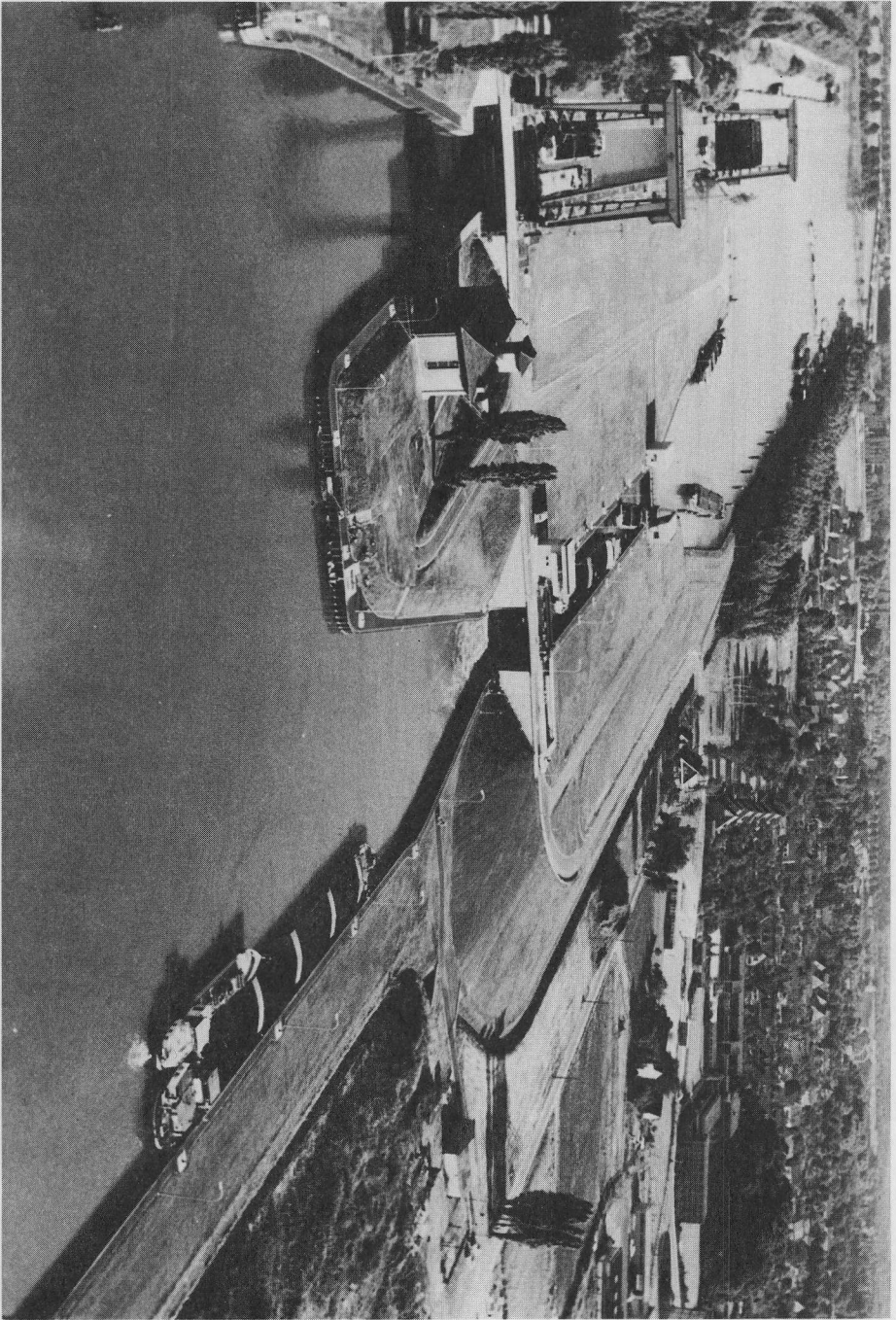
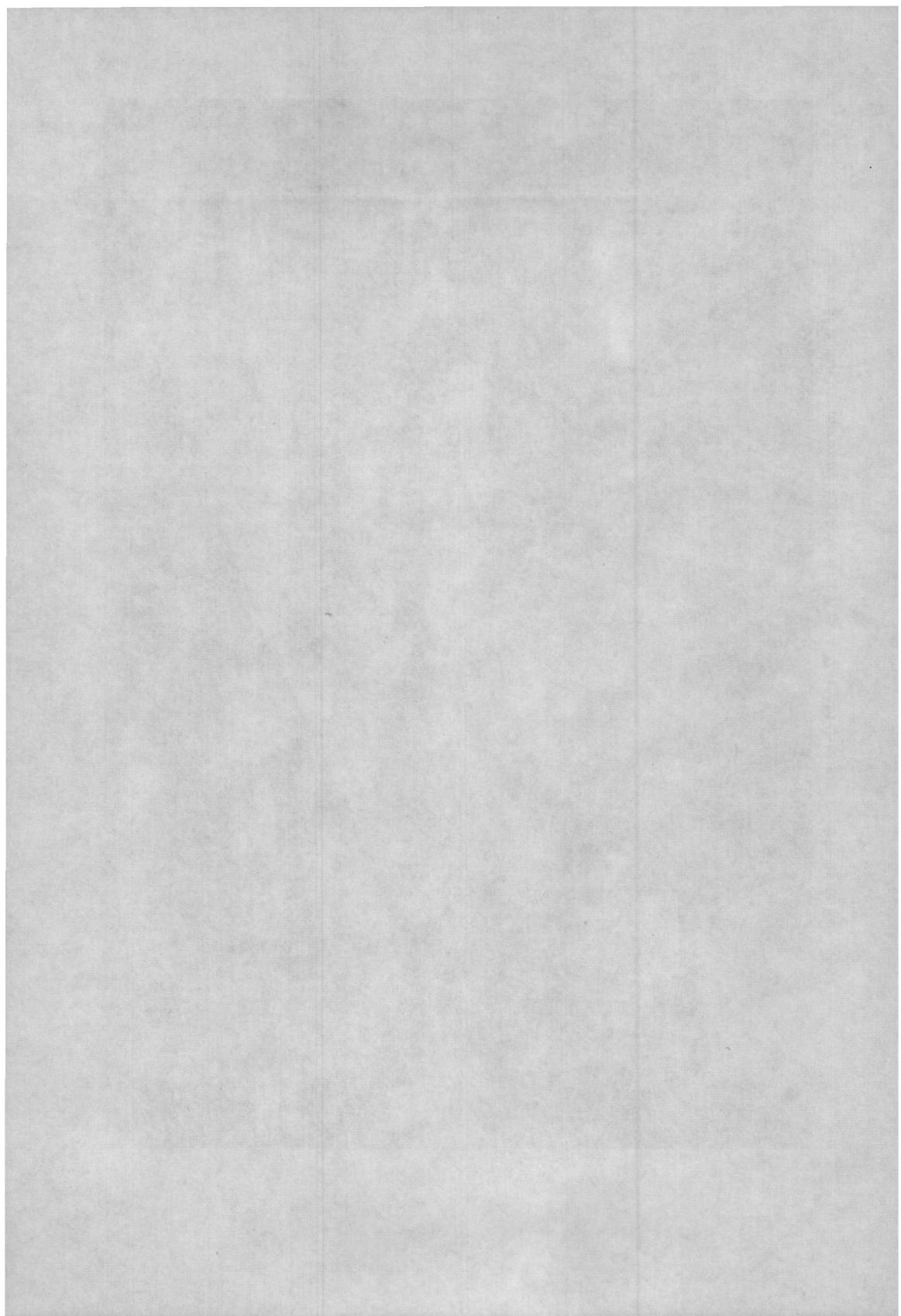


Foto 5: Schleusengruppe Dattehn des Wesel-Dattehn-Kanals, rechts neue Schleuse



Die Wasserbewirtschaftung des westdeutschen Kanalnetzes

Von Theodor Thielemann, Münster

Einleitung

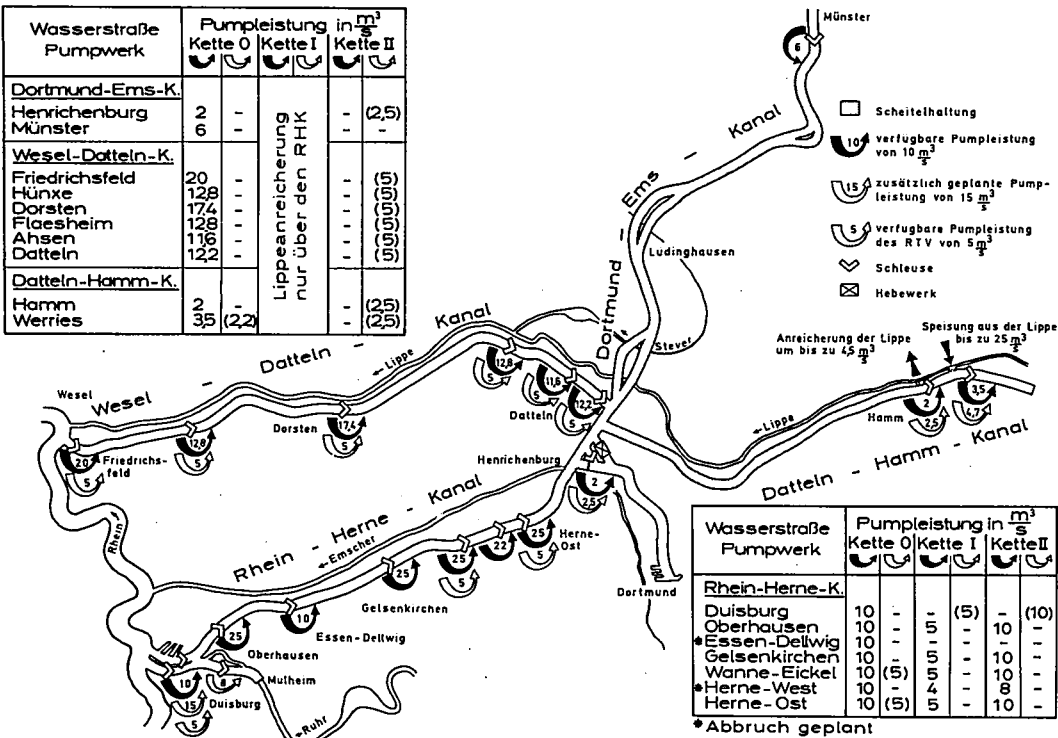
Im vorangegangenen Aufsatz wurde das Westdeutsche Kanalnetz in seiner Gesamtheit beschrieben und dessen Bedeutung für die Schifffahrt herausgestellt. Dieses künstlich geschaffene Netz dient aber nicht nur der Schifffahrt, sondern hat heute die vielfältigsten Aufgaben zu erfüllen und ist damit zu einer bedeutenden wasserbaulichen Mehrzweckanlage geworden. Dem Küstenkanal und dem Mittellandkanal wurden schon beim Bau Vorflutaufgaben (z. B. Moorentwässerung, Abführung von Hochwasserspitzen) zugeteilt. Für die breite Bevölkerung ist die Erholung im, auf und am Wasser (z. B. Baden, Sportbootverkehr, Fahrgastschifffahrt, Campen und Wandern am Wasser, Angelsport) von besonderem Interesse. Im Industrieballungsgebiet spielt jedoch die weiträumige Wasserversorgung der Wärmekraftwerke, Industrie, Landwirtschaft und Wasserwerke eine hervorragende Rolle. Um alle Interessen befriedigen zu können, sind sorgfältige Bewirtschaftungsmaßnahmen erforderlich.

Bei den folgenden Betrachtungen müssen wir uns auf den südlich Münster gelegenen Teil des Kanalnetzes (Abb. 1) beschränken. In ihm liegt die sogenannte Scheitelhaltung zwischen den Staustufen Herne-Ost am Rhein-Herne-Kanal, Henrichenburg am Dortmund-Ems-Kanal, Datteln am Wesel-Datteln-Kanal, Hamm am Datteln-Hamm-Kanal und Münster am Dortmund-Ems-Kanal. Um vom Rhein zur Scheitelhaltung zu gelangen, sind über den Rhein-Herne-Kanal 36 – 38 m, über den Wesel-Datteln-Kanal 41 – 43 m an Höhendifferenz zu überwinden (Abb. 2). Nach Norden fällt der Dortmund-Ems-Kanal über zahlreiche Schleusenstufen zur Ems ab. Über den Mittellandkanal wird in Minden die Weser erreicht. Lediglich oberhalb Henrichenburg und oberhalb Hamm sind kurze Stichkanäle vorhanden, die höhenmäßig über der Scheitelhaltung liegen.

1. Der Wasserbedarf

Vor der Planung von Versorgungsmaßnahmen sind zunächst die Bedarfszahlen zu ermitteln. Um einen Überblick über die einzelnen Anteile des Wasserbedarfs zu geben, sei als Beispiel der Wasserbedarf der Scheitelhaltung Herne-Hamm-Münster erläutert, der in Abb. 3 gestrichelt dargestellt ist. Es handelt sich hierbei um Jahresdurchschnittswerte. Der größte Teil des benötigten Wassers ist Schleusenbetriebswasser. Dann folgen das an undichten Schleusentoren abfließende Spaltwasser und die Verluste (Verdunstung und Versickerung). Das Spaltwasser schwankt je nach Alter der Schleusanlage zwischen 0,1 und 1,2 m³/s. Die Verdunstung an der Kanaloberfläche beträgt etwa 635 mm/a. Rund 5800 mm/a versickern in den Untergrund. Ein mengenmäßig geringer, aber für die Anlieger außerordentlich bedeutungsvoller Anteil des Wasserbedarfs sind die Abgaben an Dritte (Verbrauchs- und Gebrauchs-

Wasserstraße Pumpwerk	Pumpleistung in m^3		Kette I	Kette II	
	Kette 0	Kette I		Kette I	Kette II
Dortmund-Ems-K.	2	-	-	-	(2,5)
Henrichenburg Münster	6	-	-	-	(-)
Wesel-Datteln-K.	20	-	-	-	(5)
Friedrichsfeld	128	-	-	-	(10)
Dorsten	174	-	-	-	(10)
Flaesheim	128	-	-	-	(10)
Ahsen	116	-	-	-	(10)
Datteln	122	-	-	-	(10)
Datteln-Hamm-K.	2	-	-	-	(2,5)
Hamm Werries	35	(2,2)	-	-	(2,5)



Wasserstraße Pumpwerk	Pumpleistung in m^3		
	Kette 0	Kette I	Kette II
Rhein-Herne-K.			
Duisburg	10	-	(5)
Oberhausen	10	-	-
Essen-Dellwig	10	5	-
Gelsenkirchen	10	-	10
Wanne-Eickel	10 (5)	-	10
Herne-West	10	-	10
Herne-Ost	10 (5)	5	-
Herne	10	-	10

* Abbruch geplant

Abb. 1: Wasserversorgung der westdeutschen Kanäle südl. v. Münster

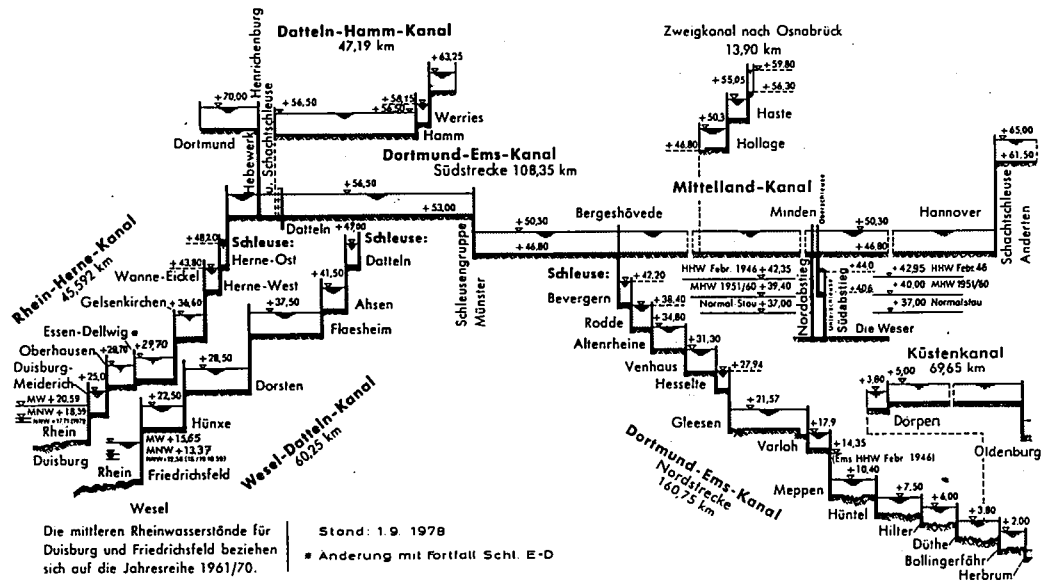


Abb. 2: Das westdeutsche Kanalnetz, Längsschnitt

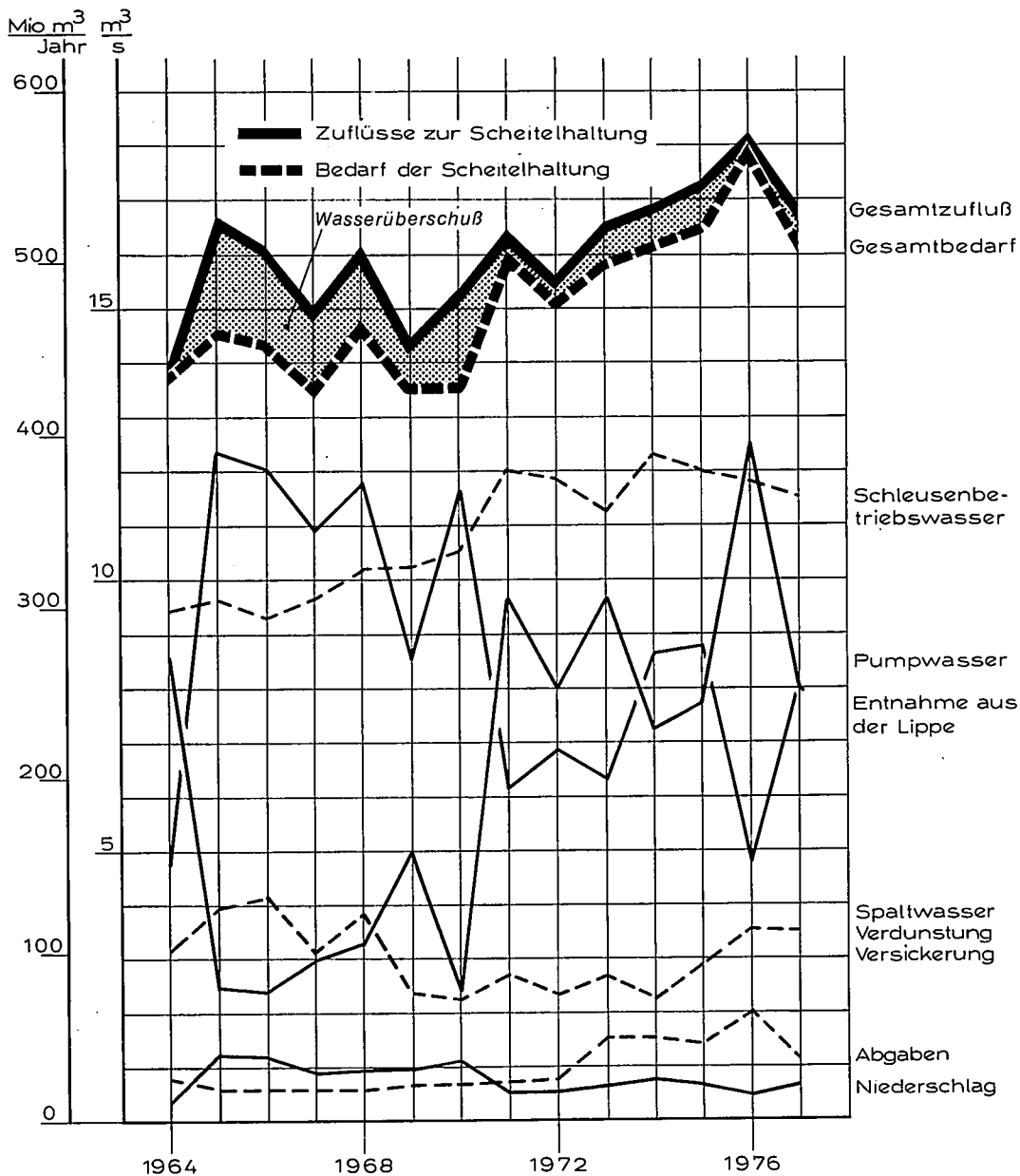


Abb. 3: Wasserbewirtschaftung der Scheitelhaltung Herne-Hamm-Münster 1964-1977 (Jahresmittel)

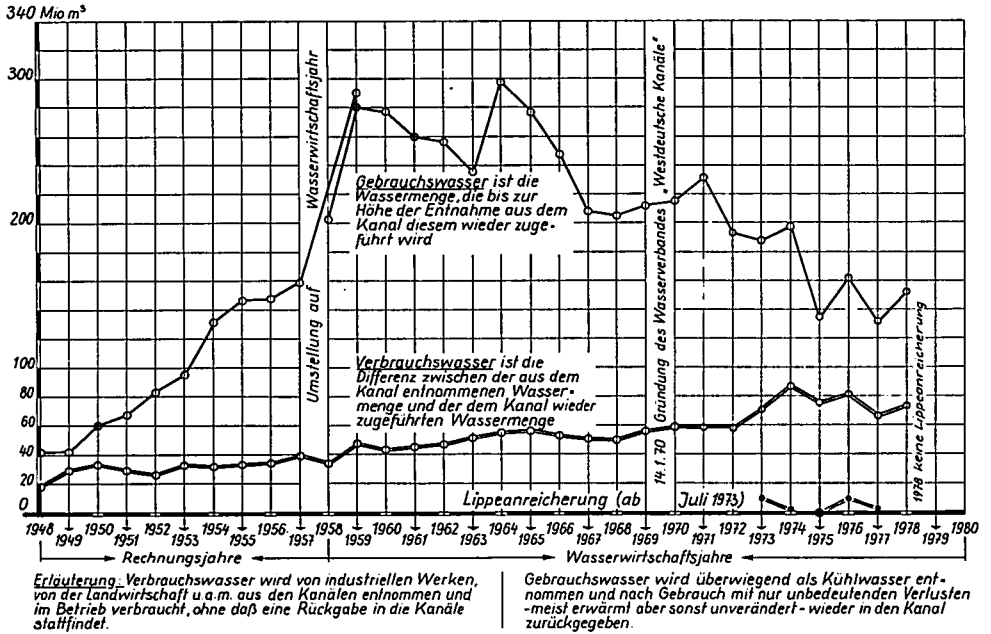


Abb. 4: Wasserentnahmen aus dem westdeutschen Kanalnetz südl. v. Münster

Tabelle 1 Änderung des Schleusengefälles an den Schleusen des Rhein-Herne-Kanals infolge von Bergsenkungen

Schleusenstufe	Schleusengefälle in m			
	1914	1977	1979	Planung
Duisburg-Meiderich	5,40	6,61	6,61	9,70
Oberhausen	5,00	3,70	4,10	4,10
Essen-Dellwig	5,00	1,00	-	-
Gelsenkirchen	5,00	6,90	7,40	5,50
Wanne-Eickel	5,00	7,20	7,30	9,20
Herne-West	5,00	4,40	4,40	-
Herne-Ost	6,00	8,30	8,30	12,70

Gesamt 36,40 38,11 38,11 41,20

wasser). Die Entwicklung dieser Abgaben ist aus der Abb. 4 ersichtlich. Sie ist keineswegs abgeschlossen. Vielmehr ist in Zukunft mit einer stärkeren Zunahme dieser Entnahmemengen zu rechnen.

Der Gesamtbedarf der Scheitelhaltung ist seit 1926 bis heute von 6,74 auf rund 16 m³/s gestiegen. Dies ist vor allen Dingen auf den erhöhten Verbrauch an Schleusenbetriebswasser zurückzuführen.

Welchen Änderungen derartige Bedarfszahlen unterliegen können, sei am Beispiel des Rhein-Herne-Kanals hier erläutert. Beim Bau dieses Kanals hat man möglichst jeder Staustufe die gleiche Stufenhöhe (Differenz zwischen Ober- und Unterwasser) gegeben, um gleiche Schleusenbetriebswassermengen zu erhalten. Dadurch konnte ein Fahrzeug mit einer einzigen Schleusenfüllmenge die ganze Schleusenkette zu Tal geschleust werden. Diese Verhältnisse haben sich jedoch durch Bergbaueinwirkungen gegenüber der ursprünglichen Planung vollständig geändert (Tab. 1).

2. Deckung des Wasserbedarfs

Der Wasserbedarf des Westdeutschen Kanalnetzes wird auf zweierlei Weise gedeckt. Bei ausreichender Wasserführung kann der Lippe bei Hamm Wasser entnommen werden. In wasserarmen Zeiten muß Wasser aus der Weser bei Minden, aus der Ruhr bei Duisburg bzw. aus dem Rhein bei Duisburg und Friedrichsfeld entnommen und über Pumpwerksketten in die Scheitelhaltung hochgepumpt werden. In den Jahren 1969 – 1973 lag das Verhältnis zwischen dem aus der Lippe entnommenen Speisewasser und dem Pumpwasser bei 50:50. Aus Abb. 3 ist ersichtlich, wie die Lippe- und Pumpwassermengen je nach den Witterungsverhältnissen voneinander abhängen.

a) Die natürliche Speisung aus der Lippe

Seit der Inbetriebnahme des Datteln-Hamm-Kanals besteht die Möglichkeit, Wasser aus der Lippe mit natürlichem Gefälle in die Haltung Hamm-Werries und damit in das Westdeutsche Kanalnetz einzuspeisen. Wie Abb. 5 zeigt, läuft hier die Lippe – nur durch einen Hochwasserschutzdamm getrennt – parallel zum Datteln-Hamm-Kanal. Das am Wehr gestaute Lippewasser läuft dem Kanal über ein Speisungsbauwerk zu und wird teils über einen Leerschuß, teils über die Schleuse Hamm der tieferliegenden Scheitelhaltung zugeführt. Um die Wasserversorgung der an der Lippe liegenden Industrie und den Gütezustand des mit Abwasser belasteten Flusses nicht zu gefährden, muß jedoch eine Mindestwasserführung in der Lippe verbleiben. Hierüber wurde bereits 1938 eine Vereinbarung getroffen, welche bis 1968 gültig war. Nach dieser Vereinbarung sollten mindestens 7,5 m³/s in der Lippe verbleiben. Bei ausreichender Wasserführung durfte bis zu 20 m³/s in das Kanalnetz eingespeist werden. Bereits nach 1948 stellte sich heraus, daß die Regelung von 1938 nicht mehr genügte. Mit dem steigenden Kühlwasserbedarf nahm die Lippewasserführung ab. Durch die vermehrten Warmwassereinleitungen stiegen die Wassertemperaturen an und nahm die Sauerstoffzehrung zu. Daher kam es 1968 zwischen der Bundesrepublik Deutschland (Wasser- und Schifffahrtsverwaltung) und dem Land Nordrhein-Westfalen zu einem neuen „Abkommen über die Verbesserung der Lippewasserführung, die Speisung der westdeutschen Schifffahrtskanäle mit Wasser und die Wasserversorgung aus ihnen.“

Die Aufteilung des Lippeabflusses ist in Abb. 6 dargestellt. Der niedrigste Abfluß in Hamm wurde im Juli 1959 mit 3 m³/s gemessen. Nach dem Abkommen von 1968 darf der Lippe bei einem Abfluß unter 10 m³/s kein Wasser für Speisungszwecke entnommen werden: bei einem Abfluß zwischen 10 m³/s und 35 m³/s sollen mindestens 10 m³/s in der Lippe verbleiben. Bei einem Lippeabfluß über 35 m³/s können jedoch bis zu 25 m³/s entnommen und in das Kanalnetz eingespeist werden. Aus der Abb. 6 ist weiterhin ersichtlich, daß der Bund künftig an 121 Tagen im Jahr kein Wasser mehr entnehmen darf, wo früher noch eine Entnahme möglich war.

Diese Minderentnahme kann jedoch durch eine Mehrentnahme innerhalb von 90 Tagen ausgeglichen werden, wenn der Speisungswasserbedarf des Kanals wenigstens $18,1 \text{ m}^3/\text{s}$ beträgt. Kommt dieser Ausgleich nicht zustande, erhält der Bund für die Minderentnahme einen Stromersatz.

b) Die Pumpspeisung

Das älteste zur Scheitelhaltung fördernde Pumpwerk befindet sich in Münster (Baujahr 1914). Es befördert das über den Mittellandkanal zufließende Weserwasser mit relativ geringer Hubhöhe und damit kostengünstig in die Scheitelhaltung. In der Regel kann jedoch nur soviel Wasser ins Oberwasser hochgepumpt werden, wie Schleusenbetriebswasser abfließt. Hierdurch soll vermieden werden, daß das salzhaltige Weserwasser in die Scheitelhaltung gelangt, aus der Wasser für Trinkwasserzwecke entnommen wird. Der größte Teil des Pumpwassers kommt daher aus der Ruhr bzw. dem Rhein. Beim Bau des Wesel-Datteln-Kanals (Inbetriebnahme 1930) wurden an dessen Staustufen 6 Pumpwerke errichtet (Abb. 1). Sie weisen je nach Hubhöhe unterschiedliche Leistungsgrößen auf.

Obwohl die Pumpwerksreihe am Wesel-Datteln-Kanal seinerzeit ausreichend bemessen war, nahm der Wasserbedarf derartig zu, daß im Jahr 1958 mit dem Bau einer zweiten Pumpwerkskette am Rhein-Herne-Kanal mit durchgehend $10 \text{ m}^3/\text{s}$ Leistung begonnen werden mußte. Mittlerweile sind nach dem erwähnten Abkommen von 1968 weitere Pumpwerke gebaut worden bzw. geplant. Nach diesem Abkommen wird zwischen folgenden Pumpwerksketten unterschieden:

Pumpwerkskette 0

Sie besteht aus den vor dem Abkommen vorhandenen, inzwischen teilweise erneuerten und verstärkten Pumpwerken und soll künftig nur noch Schifffahrtzwecken dienen.

Pumpwerkskette I

In Niedrigwasserzeiten wird Wasser bis zu $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ an die Lippe abgegeben (Abb. 6). Für diese Anreicherung ist am Rhein-Herne-Kanal eine Pumpwerkskette I mit $5 \text{ m}^3/\text{s}$ Leistung und zwischen dem Datteln-Hamm-Kanal und der Lippe ein entsprechendes Überleitungsbauwerk errichtet worden (Abb. 5).

Pumpwerkskette II

Bis zum Abschluß des Abkommens von 1968 wurden alle Wasserabgaben mit Hilfe der für Schifffahrtzwecke errichteten Pumpwerkskette durchgeführt. Künftig sollen alle Entnehmer ausschließlich über die nach dem Abkommen am Rhein-Herne-Kanal errichtete Pumpwerkskette II (Leistung $10 \text{ m}^3/\text{s}$) und eine zweite, am Wesel-Datteln-Kanal geplante Kette II (Leistung $5 \text{ m}^3/\text{s}$) versorgt werden. Die Wasserverteilung wurde dem „Wasserverband Westdeutsche Kanäle“ übertragen. Dessen Mitglieder sind alle Entnehmer von Wasser. Sie mußten sich bei der Gründung des Verbandes für eine künftige Entnahmemenge entscheiden und sich verpflichten, entsprechend dieser „Bezugsanteile“ zur Finanzierung der Pumpwerkskette II beizutragen.

Von besonderer Wichtigkeit ist, daß der Wasserbedarf und seine Deckung möglichst genau ermittelt und langfristig prognostiziert wird, um Fehlplanungen bei der Auslegung der Pumpwerke zu vermeiden. Hierfür werden umfangreiche Wasserbewirtschaftungspläne aufgestellt und ständig fortgeschrieben. Auf diese kann jedoch hier nicht näher eingegangen werden.

c) Wasserspiegelschwankungen

Um die Schifffahrt auf den Kanälen sicher und leicht betreiben zu können, ist die Erhaltung eines bestimmten Wasserstandes unerlässlich. Hierbei sind jedoch Schwankungen des Wasserspiegels nicht zu vermeiden. Die größten Schwankun-

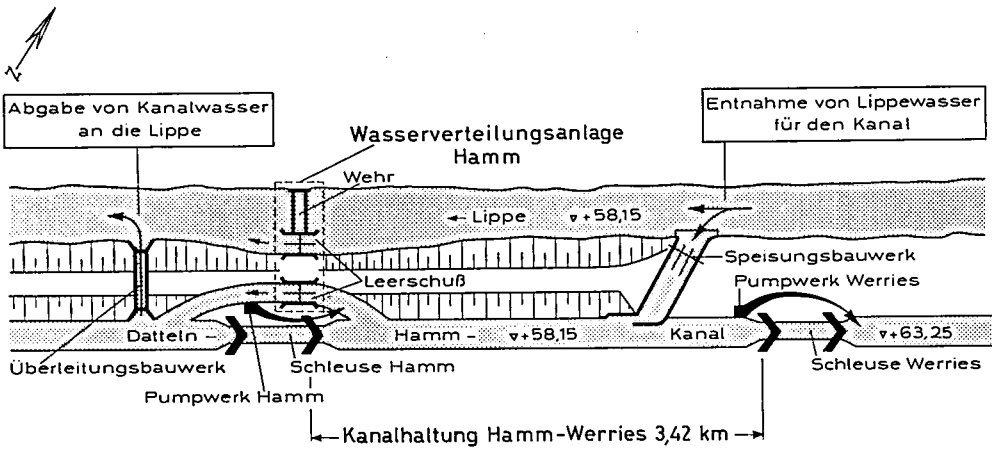


Abb. 5: Speiseeinrichtungen bei Hamm (Schema)

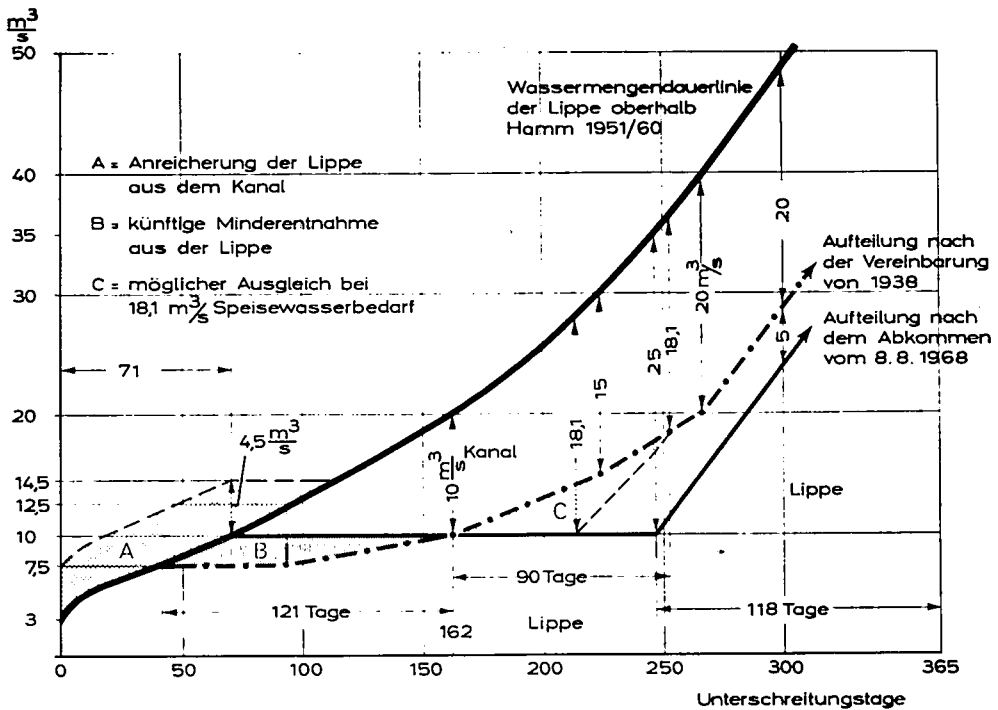


Abb. 6: Aufteilung der Wassermenge der Lippe bei Hamm

gen entstehen durch Schwall und Sunk des Schleusenbetriebes, bei dem große Wassermengen in relativ kurzer Zeit von einer Haltung in die nächst tiefer gelegene Haltung abgegeben werden. Nachteilig ist, daß sich solche Wasserspiegelschwankungen zeitweise aufschaukeln können, besonders wenn sich ein Wellental oder ein Wellenberg einer in der Haltung hin- und herpendelnden Schleusungswassermenge mit einem Entnahmesunk der unterhalb gelegenen Schleuse oder mit einem Schwall aus der oberhalb gelegenen Schleuse überlagert. In den kurzen Haltungen des Rhein-Herne-Kanals und des Wesel-Datteln-Kanals sind Schwankungen des Wasserspiegels aus Sunk und Schwall von 25 bis 30 cm und mehr üblich.

Weitere Schwankungen entstehen dadurch, daß in Trockenzeiten über 24 Stunden gepumpt werden muß, während die Schleusen lediglich 16 Stunden in Betrieb sind. Diese Schwankungen werden als Tagesrhythmuschwankungen bezeichnet. Sie treten in abgeschwächter Form auch bei geringeren Pumpzeiten auf, weil möglichst außerhalb der Schleusenbetriebszeit gepumpt wird, um die billigeren Nachtstromtarife auszunutzen. In der Regel wird das Kanalnetz so gespeist, daß Tagesrhythmuschwankungen fast ausschließlich in der Scheitelhaltung auftreten, die wegen ihrer großen Oberfläche allein in der Lage ist, den unterschiedlichen Pumpwasserzufluß und Schleusenbetriebswasserabfluß innerhalb von 24 Stunden auszugleichen.

Im übrigen sind beim Ausbau einzelner Wasserstraßenabschnitte und bei der Planung neuer Brücken wegen der erforderlichen Festlegung von Wassertiefen und lichten Durchfahrtshöhen evtl. Einspeisungsgefälle und Wasserspiegelschwankungen aus Windstau zu berücksichtigen. Ungleichmäßige Entnahmen Dritter oder starke Niederschläge können ebenfalls Wasserspiegelschwankungen hervorrufen.

d) Ferngesteuerte Speisung

Die in den Jahren 1958 - 1965 errichtete Pumpwerkskette am Rhein-Herne-Kanal erhielt die Aufgabe, den gestiegenen Wasserbedarf der Scheitelhaltung und des Rhein-Herne-Kanals auf kürzestem Wege und mit möglichst geringem Energieaufwand (geringer Gesamthubhöhe), also wirtschaftlich zu decken.

Wegen der unterschiedlichen Hubhöhen der einzelnen Schleusen des Rhein-Herne-Kanals und der ungleichen Haltungslängen sind die auftretenden Wasserspiegelschwankungen sehr verschieden. Hinzu kommt, daß der Rhein-Herne-Kanal nicht nur Durchgangswasserstraße ist, sondern einen großen Ziel-, Quell- und Lokalverkehr aufweist, der ungleichmäßige und zeitlich nicht vorhersehbare Schleusungszahlen verursacht. Man muß die jeweiligen Verhältnisse auf der ganzen Kanalstrecke laufend beobachten, um den Betrieb der Pumpwerke den ständig wechselnden Anforderungen anpassen und wirtschaftlich durchführen zu können. Aus diesem Grunde wurde die Pumpwerkskette am Rhein-Herne-Kanal von vornherein an eine Fernsteuerungszentrale angeschlossen. Diese hat sich derartig bewährt, daß nunmehr der Bau einer neuen Zentrale geplant ist, von der aus alle Wasserbewirtschaftungsanlagen des Westdeutschen Kanalnetzes südlich Münster unter Einsatz modernster Fernwirkanlagen und elektronischer Datenverarbeitungsanlagen ferngesteuert werden können. An dieser Zentrale werden dann über 70 Pumpen, 25 Freiwasserleitungen, 5 Klappen, 12 Schütze und 1 Walzenwehr angeschlossen sein.

Leider ist es im Rahmen dieses Aufsatzes nicht möglich, auf Einzelheiten dieser geplanten Anlagen einzugehen. Es sei lediglich erwähnt, daß z.Z. versucht wird, die gesamten Speisungsmaßnahmen mit Methoden der Unternehmensforschung (Operations research) zu optimieren. Das wünschenswerte Endziel wäre eine vollständige Automatisierung der Speisung.

Diese läßt sich jedoch wegen der Kompliziertheit des Systems und der Unmenge der benötigten Informationen (z.B. voraussichtliche Schleusungszahlen, voraussichtliche Entnahmen Dritter) in absehbarer Zeit wirtschaftlich nicht verwirklichen.

Abschließend kann festgestellt werden, daß das geschaffene Kanalnetz mit seinen umfangreichen Wasserbewirtschaftungsanlagen, seinem ausgedehnten Netz von Registriereinrichtungen und der auf detaillierten Bewirtschaftungsplänen und Optimierungsrechnungen beruhenden Steuerung bisher allen Anforderungen gerecht wurde. Es stellt im dichtbesiedelten Ruhrgebiet und darüber hinaus eine nicht mehr wegzudenkende Mehrzweckanlage dar, deren Erhaltung und Modernisierung sich nicht nur lohnt, sondern im Interesse der Schifffahrt und weiträumigen Wasserversorgung zwingend erforderlich ist.

Zusammenfassung

Neben Schifffahrtzwecken dient das Westdeutsche Kanalnetz zahlreichen Aufgaben. Es gewährleistet die Vorflut, versorgt Kraftwerke, Industrie, Landwirtschaft und Wasserwerke mit Verbrauchs- und Gebrauchswasser. Mit der Lippeanreicherung wird Wasser aus einem Flußgebiet mit Wasserüberschuß in ein Mangelgebiet übergeleitet. Der Bevölkerung werden zusätzliche Erholungsmöglichkeiten geboten. In dem Aufsatz wurde beschrieben, wie der Wasserbedarf dieses Kanalnetzes durch ein kompliziertes System von Einspeisungs- und Pumpanlagen aus Lippe, Weser, Ruhr und Rhein gedeckt wird. Rechtliche Grundlage für alle Speisungsmaßnahmen ist das Abkommen von 1968. Der Speisungsbetrieb erfordert die Aufstellung detaillierter Bewirtschaftungspläne und umfangreicher Optimierungsrechnungen, die Schaffung eines ausgedehnten Netzes von Registrierungseinrichtungen und zentrale Steuerungseinrichtungen mit elektronischen Datenverarbeitungsanlagen. Auf die zu berücksichtigenden Bergbaueinflüsse, Wasserspiegelschwankungen, Stromtarife, Qualitätsmerkmale (Chloridgehalt) etc. wurde hingewiesen.

Literatur

F. Bassler, R. Kuhn, V. Orlovius, U. Täubert, T. Thielemann, D. Wulf: Deutscher Bericht zum XXIV. Internat. Schifffahrtkongreß Leningrad 1977 zum Thema: „Speisung der Wasserstraßen, insbesondere der Kanäle mit Scheitelhaltung, unter Berücksichtigung der verschiedenen Verwendungszwecke des Wassers. Wasserwirtschaftliche und Technische Aspekte.“ Herausgeg. v. Bundesministerium für Verkehr. Bonn 1977

Baumaßnahmen zur Verhinderung und Beseitigung von Bergschäden an Schiffahrtskanälen

Von Georg-Wilhelm Keil, Duisburg

Hauptthema der Quartärforschung, der Sie Ihre diesjährige Tagung widmen, ist die Morphogenese der Geländeoberfläche, d. h. die Frage, wie die heutigen Geländeformen entstanden sind. Als interessierter Laie erinnere ich mich dabei an die angeregte Diskussion bei Ihrer letztjährigen Tagung in Hamburg darüber, ob bestimmte Erhebungen in der Lüneburger Heide als Endmoränen anzusprechen sind.

Die Kräfte, die normalerweise die Oberfläche gestalten, sind Eis, Wasser und Wind. Im Ruhrgebiet als dem südlichsten Teil des Tätigkeitsfeldes der „nordwestdeutschen Geologen“ kommt als weitere Größe, die oberflächengestaltend wirkt, der Steinkohlenbergbau mit den von ihm verursachten Geländesenkungen hinzu.

Abbildung 1 soll die Mechanik der Bergsenkungen veranschaulichen. Durch den Abbau eines Flözes im Inneren des Gebirges entsteht ein Hohlraum, in den das darüberstehende Gebirge unter einem bestimmten Grenzwinkel nachbricht. Nach drei bis vier Monaten erreicht dieser Vorgang die Tagesoberfläche und führt dort zu einer Geländesenkung, die in der Skizze allerdings stark überhöht dargestellt worden ist. Bis 90 % der Flözmächtigkeit kann die Senkung der Tagesoberfläche betragen, was bei Flözmächtigkeiten im Ruhrgebiet von 1,00 – 2,00 m leicht zu 1,5 m Bergsenkung führt. Dabei können Sinkgeschwindigkeiten von 0,5 m in zwei Monaten auftreten.

Bauwerke haben in diesem Gebiet neben Vertikalbewegungen und zeitweisen oder ständigen Schiefstellungen auch noch erhebliche Zerr- oder Preßkräfte an ihren Fundamenten zu ertragen, je nachdem ob die Bauwerke in einem Bereich stehen, wo die Erdoberfläche beim Entstehen der Senkungsmulde gedehnt oder gestaucht wird.

Die Gesamtmächtigkeit aller abbauwürdigen Flöze beträgt im Emschergebiet 40 m. Von den daraus einmal insgesamt zu erwartenden rd. 35 m Bergsenkungen haben sich je nach Auskohlungsgrad stellenweise im Ruhrgebiet schon 25 m eingestellt. Es dürfte somit gerechtfertigt sein, den rheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbau für dieses Gebiet als morphogenetische Größe anzusprechen, durch die die allerjüngste Reliefgeneration dieses Raumes gestaltet worden ist und noch gestaltet wird.

Da sich diese „bergbaubedingte Morphogenese“ nicht in Jahrtausenden, sondern in Kalenderjahren abspielt, müssen alle Bauwerke von vornherein entsprechend dimensioniert oder ständig angepaßt werden.

Bauwerke besonderer Art sind in dieser Beziehung die Schiffahrtskanäle: der Rhein-Herne-Kanal, der Wesel-Datteln-Kanal, der Datteln-Hamm-Kanal des Ruhrgebietes und der südliche Teil des Dortmund-Ems-Kanals (Abb. 2). Sie wurden zur wirtschaftlichen Erschließung dieses industriellen Ballungsraumes gebaut und sind von Anfang an mit den Bergsenkungsproblemen belastet.

Stellvertretend für alle Kanäle sei hier der Rhein-Herne-Kanal näher betrachtet. Er wurde 1914 eröffnet und war durch seine Lage inmitten der Grubenfelder von

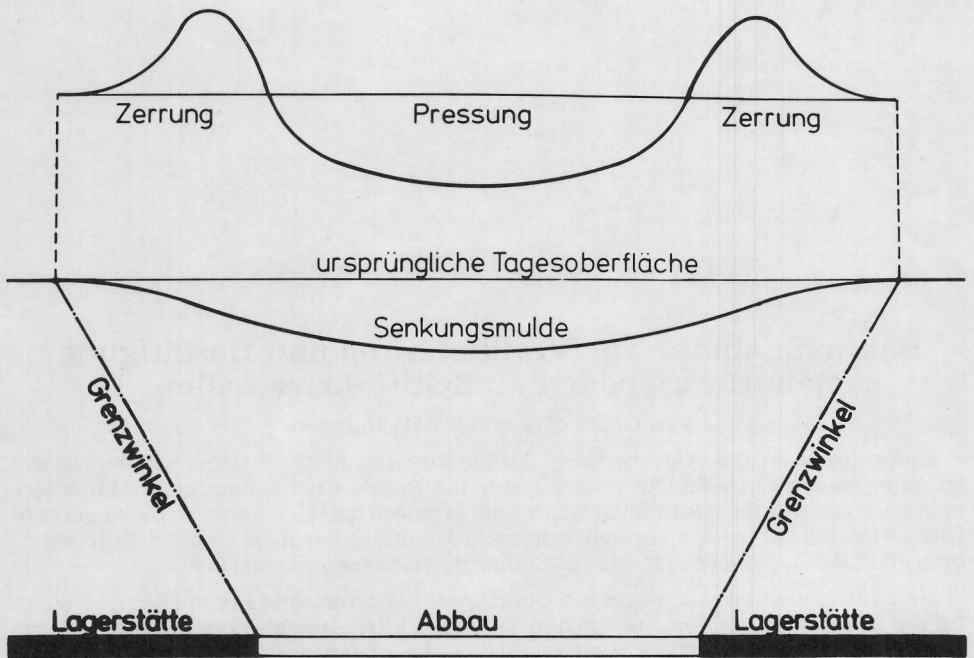


Abb. 1: Mechanik der Bergsenkungen (Schema)

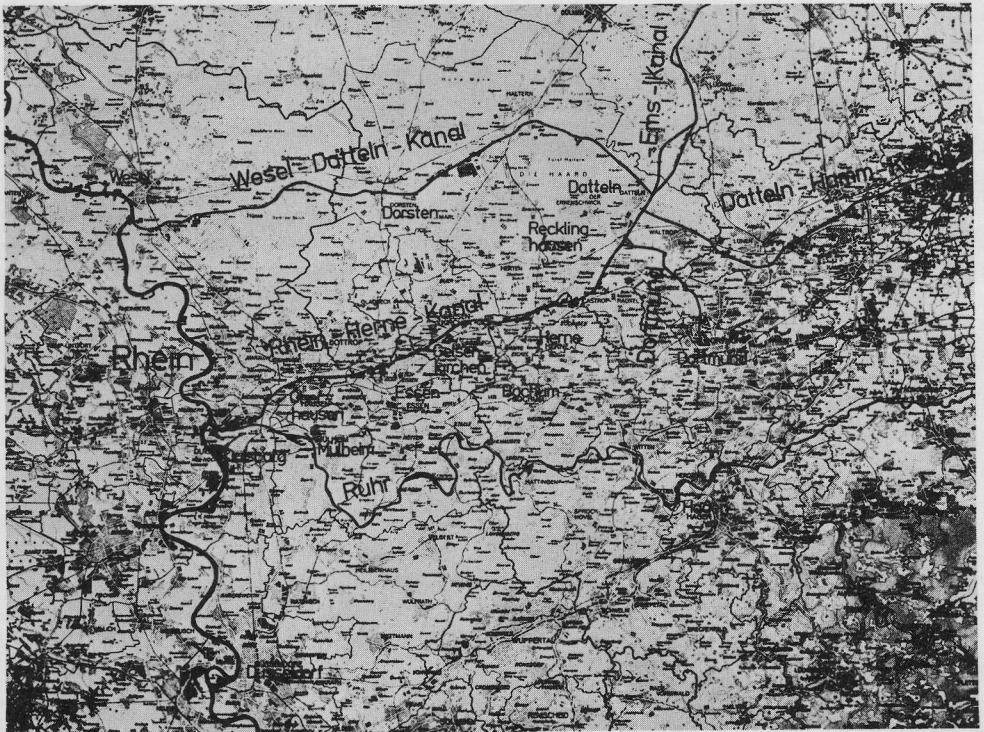


Abb. 2: Die Wasserstraßen des Ruhrgebietes

Anfang an starken Bergsenkungen ausgesetzt. Zur Zeit der Planung und des Baues des RHK waren im hiesigen Kohlenrevier die schädlichen Auswirkungen des untertägigen Steinkohlebergbaues auf die Anlagen an der Tagesoberfläche noch nicht erforscht. Bekannt war allein die schon genannte Gesamtmächtigkeit aller abbauwürdigen Kohlenflöze von 40 m. Es gab Schätzungen, die selbst bei der Anwendung von Bergeversatz 10 m Bergsenkungen annahmen, andere gaben als Höchstmaß 2-3 m an; wieder andere vermuteten, daß ab einer gewissen Tiefe von 700 – 800 m bei der dann vorhandenen Mächtigkeit der Mergelüberdeckung überhaupt keine Einwirkungen mehr auf die Tagesoberfläche einträten. Hinzu kommt, daß wegen der geologischen Verhältnisse ein gleichmäßiger Abbau unter dem Kanal nicht möglich ist; denn das Steinkohlengebirge ist durch starke Faltungen in zahlreiche Mulden und Sättel unterteilt, die durch Verwerfungen gegeneinander verschoben sind.

So entschied man sich damals dazu, beim Bau des Kanals **V o r k e h r u n g e n** einzuplanen, mit deren Hilfe es möglich sein sollte, insgesamt 4 m Geländesenkungen hinnehmen zu können. Man war sich bewußt, daß damit nicht alle zukünftigen für den Kanal schädlichen Bergsenkungen auszugleichen waren, daß damit aber doch der Kanalbetrieb über längere Zeit aufrecht erhalten werden konnte, wenn in Zukunft zusätzliche bauliche Maßnahmen zum Ausgleich von weitergehenden Bergsenkungen erforderlich werden sollten. Einige dieser Vorkehrungen waren:

- Die beiden Schleusenammern jeder Schleusengruppe wurden fußstapfenförmig auseinandergezogen, damit sie bei Bergsenkungen nicht beide gleichzeitig ausfallen (Foto 1).

- Die Durchfahrtshöhen aller Brücken wurden einen Meter höher als erforderlich gebaut, statt 4 m nämlich 5 m.

- Die Brückenwiderlager und die Schleusenmauern konnten 2 m aufgehöhrt werden, ohne verstärkt werden zu müssen.

- Alle Bauwerke wurden so tief gegründet, daß man den Kanal um 1 m zusätzlich ausbaggern konnte, ohne die Standsicherheit der Bauwerke zu gefährden.

- Die Schleusenammerwände wurden in Blöcke unterteilt, die sich bei Bergsenkungen gegeneinander bewegen können.

- Düker zur Unterführung der Bäche wurden im Abstand von 60 m doppelt gebaut.

So ging der Rhein-Herne-Kanal 1914 in Betrieb.

Wie sich die Verhältnisse in den darauffolgenden 65 Jahren bis heute verändert haben, zeigt das Geländere relief „Längsschnitt des RHK“, das einen 40 km langen Geländestreifen des Ruhrgebietes darstellt (Abb. 3). Die stattgefundenen **V e r ä n d e r u n g e n** des Geländes lassen sich am deutlichsten an der abgesunkenen Kanalsohle erkennen. Ursprünglich wurden die rd. 36 m Höhenunterschied zwischen dem Rhein und der Scheitelhaltung in Herne mit sieben gleichen Schritten überwunden. An jeder Schleusengruppe betrug das Gefälle fünf Meter. Durch Bergsenkungen ist diese Schleusentreppe so verändert worden, daß heute das größte Gefälle 8,30 m und das kleinste 1 m beträgt. Im Laufe dieses Jahres soll auch dieser letzte Meter noch ausgeglichen werden, indem der Wasserspiegel in der Kanalhaltung Oberhausen um 0,40 m angehoben und in der Haltung Essen-Dellwig um 0,60 m abgesenkt wird. Dadurch kann die ganze Schleusengruppe Essen-Dellwig entfallen, und die Schifffahrt spart auf ihrem Weg durch den Kanal einen Schleusenvorgang ein.

Abbildung 4 stellt einen Ausschnitt aus Abb. 3, dem Kanallängsschnitt, dar und soll den zeitlichen Ablauf der Geländesenkungen, der Wasserspiegelsenkungen und der dadurch bedingten Baggerungen in der Kanalhaltung Essen-Dellwig verdeutlichen.



Foto 1: Anordnung der beiden Schleusenammern einer Staustufe

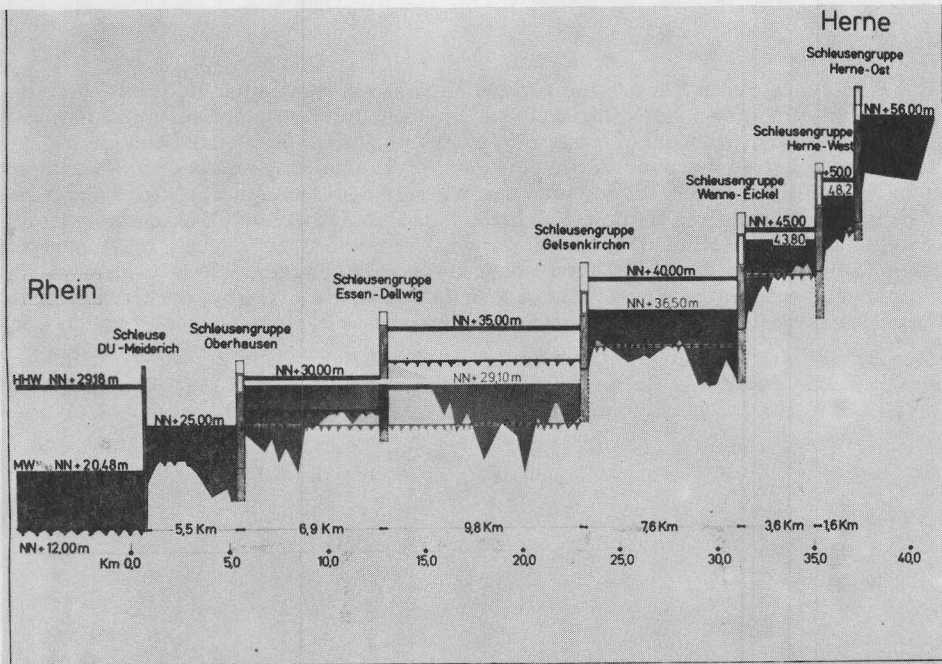


Abb. 3: Bergsenkungen des Rhein-Herne-Kanals 1914-1979

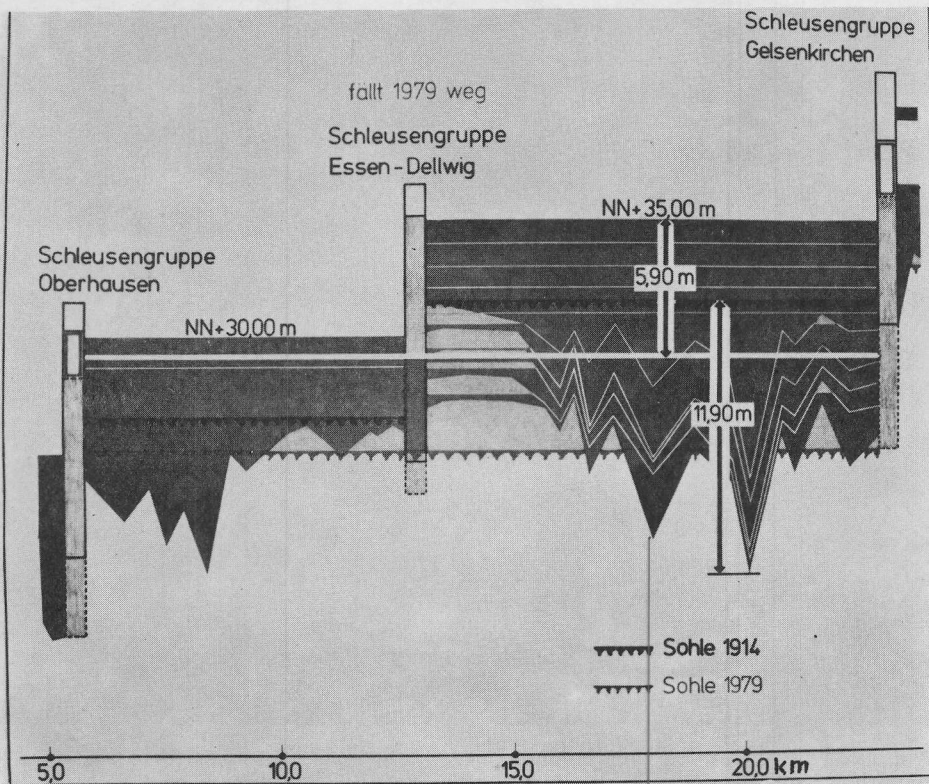


Abb. 4: Bergsenkungen und Ausgleichsmaßnahmen in einem Abschnitt des Rhein-Herne-Kanals 1914-1979

Ein Kanal, der durch Bergsenkungen stellenweise absinkt, kann dadurch betriebsbereit gehalten werden, daß man ihn in Deiche faßt, damit er nicht ausläuft; denn der Kanalwasserstand muß dabei wegen der nicht absinkenden Kanalstrecken auf der alten Höhe gehalten werden. Würde eine ganze Kanalhaltung zwischen zwei Schleusen gleichmäßig absinken, könnte man den Wasserspiegel entsprechend der Geländesenkung mit absenken. Als dritte Möglichkeit bietet sich an, den Wasserspiegel auch bei ungleichmäßiger Geländesenkung abzusenken und auf den Strecken, wo dann zu geringe Fahrwassertiefen entstehen würden, vorher zu baggern. Diese Lösung wurde in der hier dargestellten Kanalhaltung gewählt, da dem Bergbau wegen der geologischen Verhältnisse ein gleichmäßiger Kohleabbau unter dem Kanal nicht möglich war.

Von den 10 km der Kanalhaltung sanken rd. 3 km nur relativ gering ab, sodaß auf dieser Strecke der Kanal tiefer gebaggert werden mußte, damit auf 7 km Länge der Vorteil der Wasserspiegelsenkung ausgenutzt werden konnte. Die maximale Gelände-

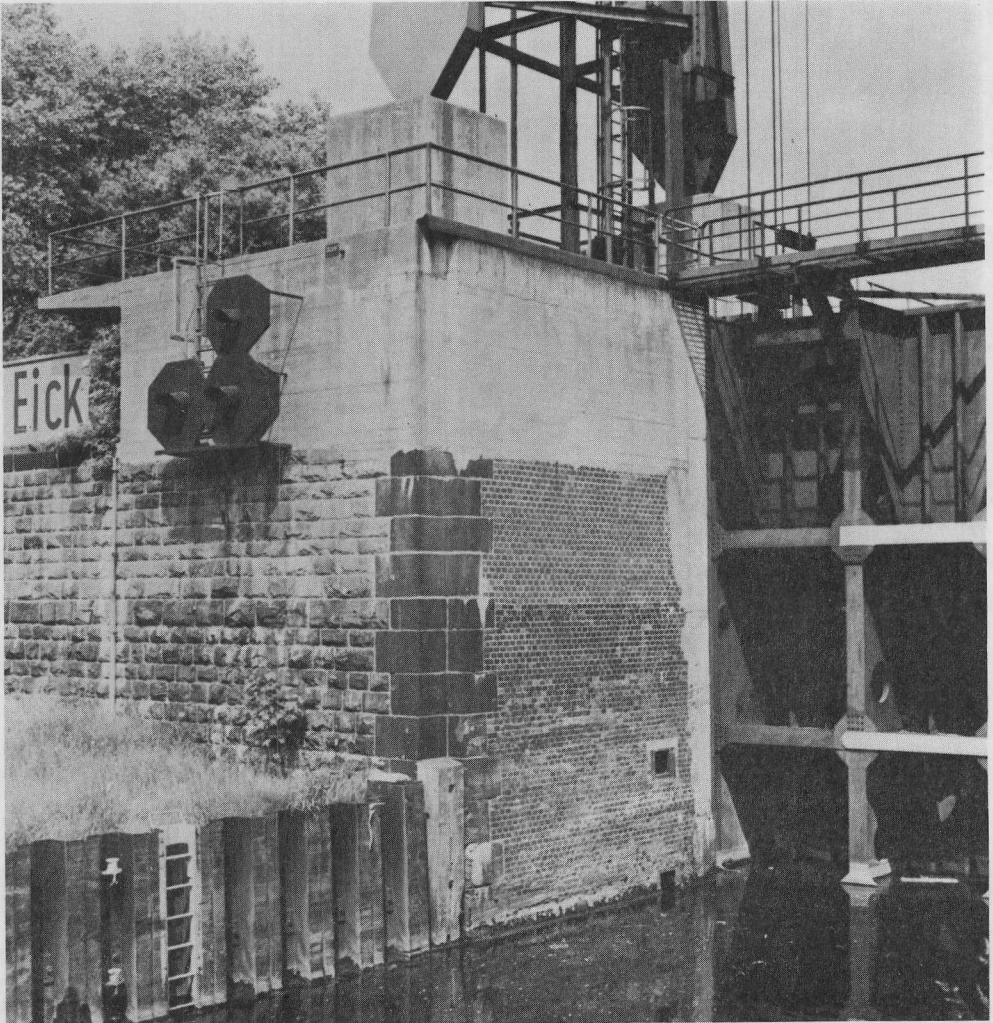


Foto 2: Aufhöhung einer Schleuse

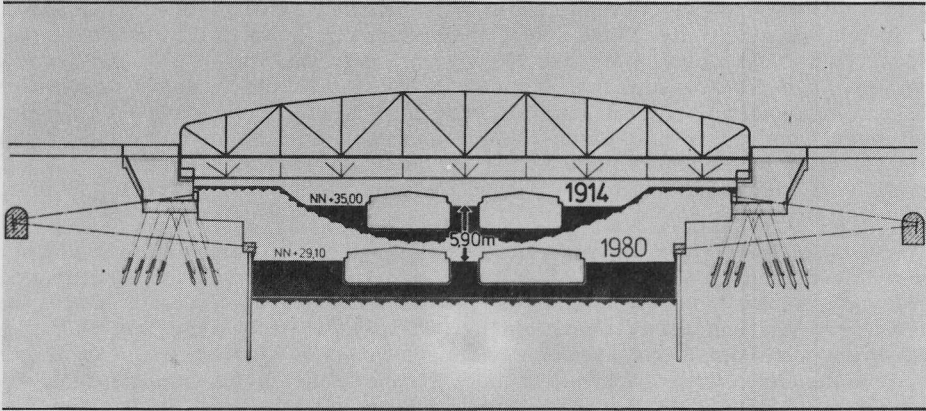


Abb. 5: Sicherung der Brückenwiderlager
(Quelle: WSA DU-Meiderich)



Foto 3: Ausgleich der Schiefstellung einer Schleuse durch keilmäßiges Aufbetonieren

senkung beträgt in dieser Haltung 11,90 m, die mögliche Wasserspiegelsenkung 5,90 m. Dargestellt sind hier die Wasserspiegelsenkungen nur in sechs Einmeterschritten (1933/53/59/66/72/79), obwohl es seit 1933 28 Einzelschritte waren. Darunter ist die jeweilige Lage der abgesunkenen Kanalsohle dargestellt, die zu dem betreffenden Wasserstand gehört. Noch in diesem Jahr wird der Wasserspiegel zwischen den beiden Haltungen Oberhausen und Essen-Dellwig ausgeglichen werden und die Schleuse Essen-Dellwig wegfallen können. Damit ist dann ein Vorhaben abgeschlossen, an dessen Verwirklichung seit rd. 50 Jahren mehrere Generationen von Ingenieuren zielstrebig gearbeitet haben.

Als Beispiel für die vielfältigen bautechnischen Aufgaben, die dabei zu lösen waren, möchte ich die Sicherung der Brückenwiderlager anführen (Abb. 5.). Auf den 3 km Baggerstrecke, wo der Kanal in das Gelände hineingegraben werden mußte, um die Wasserspiegelsenkungen zu ermöglichen, wuchsen die Brücken mit ihren Widerlagern, bezogen auf den Kanal, aus dem Gelände heraus. Die Widerlager sind auf tief im Boden stehenden Pfählen sicher gegründet. Heute stehen die Gründungspfähle der Widerlager, nachdem sie selbst um 1,25 m gesunken sind, mit ihren Pfahlspitzen über der Kanalsohle. Um die Standsicherheit der Brücke zu gewährleisten, wurde vor die Widerlager eine schwere Spundwand gerammt und zusammen mit dem Widerlager selbst an einen weit zurückliegenden Ankerstollen, der bergmännisch aufgeföhren und anschließend mit Beton verfüllt wurde, verankert.

Wie sich Bergsenkungen auf Schleusenbauwerke auswirken, zeigen die Bilder 2 und 3. Am Unterhaupt der Südkammer der Schleuse Wanne-Eickel sind die verschiedenen erforderlichlich gewesenen Aufhöhungen der Kammer am Mauerwerk bzw. am Beton abzulesen. Bei der letzten Aufhöhung bereitete man schon die nächste vor, indem das Gerüst des Hubtores gleich auf 2,50 m hohe Betonklötze gesetzt wurde in der Annahme, daß 2,50 m das nächste Aufhöhungsmaß sei. Dieses Maß wird nun aber überschritten, z. Z. wird die Aufhöhung um 3,18 m vorbereitet.

Wie Verwerfungen oder Sprünge im Untergrund ständige ungleichmäßige Setzungen verursachen können, zeigt das Beispiel der Südkammer der Schleuse Herne-West (Foto 3). Hier ist das Unterhaupt wegen des in der Nähe verlaufenden Secundusprungs um 3 m weniger gesunken als das Oberhaupt, so daß durch keilmäßiges Aufbetonieren die Schleusenplattform wieder horizontal gestellt werden mußte.

Gründungsfragen bei den Schleusenbauten des Rhein-Herne-Kanals

Von Hans Sommer, Datteln

Zusammenfassung

Im Rahmen des Ausbaus des Rhein-Herne-Kanals wird über den Bau der Schleusen Duisburg-Meiderich und Oberhausen berichtet. Für beide Schleusen, die in der Niederterrasse des Rheins liegen, müssen aus unterschiedlichen Gründen Bauverfahren gewählt werden, die es ermöglichen, die Bauwerke ohne Absenkung des Grundwassers zu errichten.

Im Zuge des Ausbaues des Rhein-Herne-Kanals müssen u. a. Ersatzschleusen an den Stufen Duisburg-Meiderich und Oberhausen errichtet werden.

Wegen der außerordentlich dichten Bebauung im Industriegebiet ergeben sich für die Baudurchführung Zwänge, welche zu erheblichen Mehraufwendungen und Sonderlösungen führen.

1. Die Schleuse Duisburg-Meiderich

Die Schleuse Duisburg-Meiderich überwindet bei NNW des Rheines eine Stufenhöhe von 7,27 m; diese Stufenhöhe wird durch die Rheinsohlenerosion nach derzeitigen Erkenntnissen auf 9,68 m im Jahr 2042 zunehmen. Das Oberwasser der Stufe liegt auf NN+25,00 m. Hohe Wasserstände des Rheins überschreiten diese Ordinate. Bis zu Rheinwasserständen von NN+27,70 m wird vom Rhein abwärts in die Kanalhaltung geschleust (i. M. 3-4 d/a), bei Überschreiten dieser Ordinate ruht der Schiffsverkehr (i. M. 1 d/a), die Schleuse wirkt dann als Sperrtor.

Aus den zahlreichen Randbedingungen, die bei der Planung der Schleuse zu beachten waren, wie Lage am Hafengebiet der Duisburg-Ruhrorter-Häfen, Ruhr, Hochwasserschutzdeich, Verbindungskanal mit Sperrtor, vorhandene Schleusenanlage, Stadtautobahn, Hafenbahn, Hafenstraße, ist besonders das Wasserwerk Aakerfähre der Thyssen Niederrhein AG bemerkenswert (Abb.1).

Der geologische Aufbau im Bereich des Wasserfassungsgebietes und des Schleusenbereiches ist hydrogeologisch betrachtet relativ einfach. Pleistozäne Sande und Kiese der Niederterrasse von Rhein und Ruhr bilden den Hauptgrundwasserleiter. Die Niederterrasse wird überdeckt von holozänen, vorwiegend aus Schluff und Feinsand bestehenden Hochflutbildungen der beiden Wasserläufe. Die Basis des Grundwasserleiters bilden tertiäre, vorwiegend aus Schluff, Ton und Feinsand bestehende marine Sedimente (Abb.2).

Aus bautechnischer Sicht ist eine etwa 2-3 m mächtige Feinsandschicht unter einer im Schleusenbereich geschlossenen 3-4 m mächtigen Schicht aus Schluff und Ton bemerkenswert. In dieser Feinsandschicht steht ein zweiter Grundwasserhorizont mit

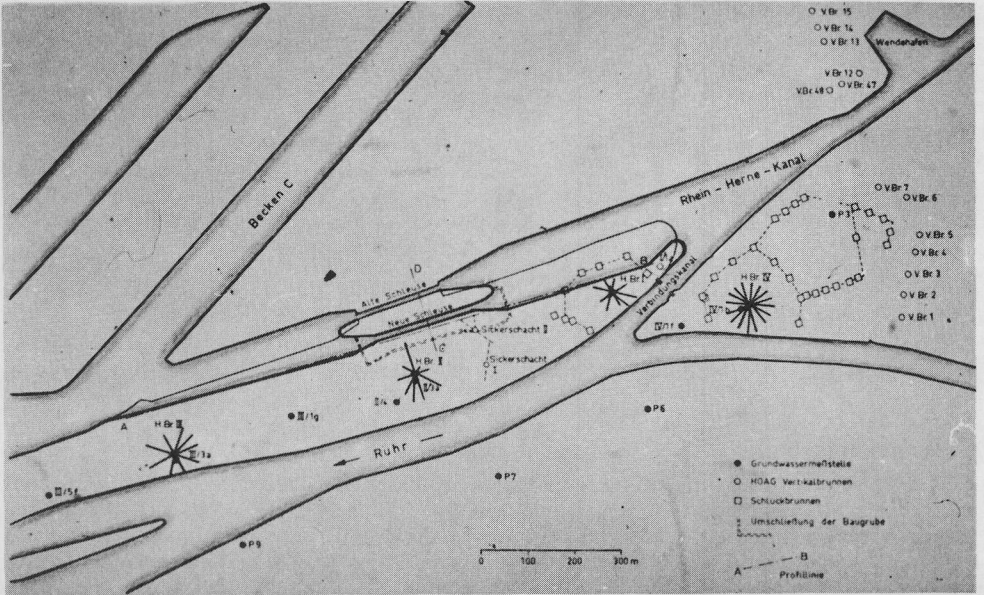


Abb. 1: Geplante Schleuse Duisburg-Meiderich, Wassergewinnungs- und Versickerungsanlagen

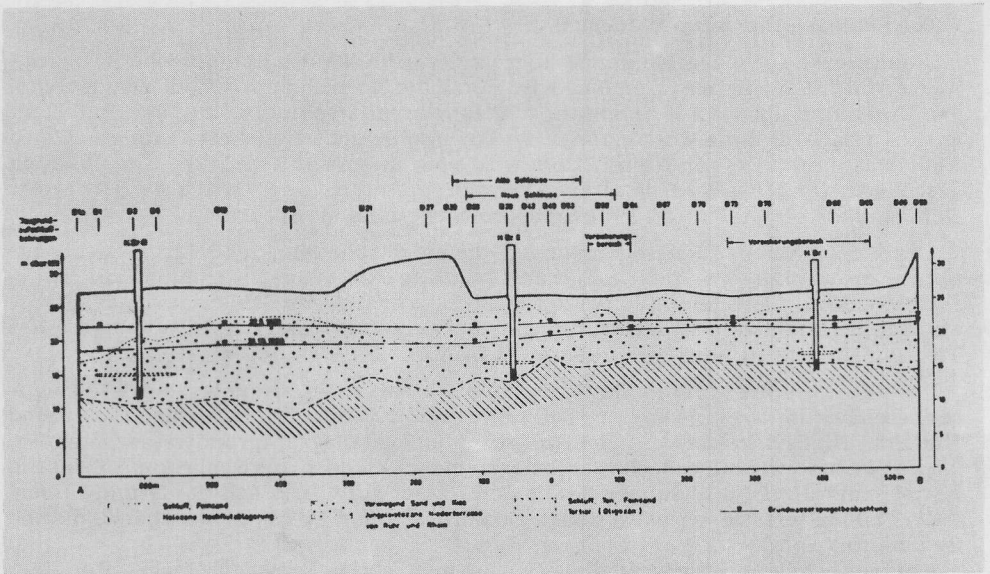


Abb. 2: Schleuse Duisburg-Meiderich, hydrogeologischer Schnitt (stark vereinfacht)

geringerer hydrostatischer Druckhöhe als im Hauptgrundwasserleiter an. Besonders zu beachten war weiterhin das Vorhandensein größerer Steine in den Kiesen. Bei der Bauausführung wurden einzelne Steine bis zu einem Volumen von etwa 1 m³ freigelegt. Die Kiese und Sande der Niederterrasse stellen einen sehr gut durchlässigen Grundwasserleiter dar. Trotzdem war hinsichtlich der Durchlässigkeit Vorsicht geboten; denn es handelt sich nicht um eine homogen aufgebaute Schichtenfolge, vielmehr wechselt die Kornzusammensetzung oft auf kürzester Entfernung sehr stark. Außer geschlossenen Geröllschichten mit hoher Wasserführung finden sich wassersperrende Schichten von Schluff und Ton.

Nach den Grundwassergleichen besteht ein allgemeines Gefälle etwa von Südost nach Nordwesten. Dieses allgemeine Bild wird örtlich sowohl geologisch bedingt als auch durch vorhandene Bauanlagen, z. B. Bauwerke, die bis in die undurchlässige Schicht reichen, beeinflusst. Die Grundwasserstände folgen den Rheinwasserschwankungen mit zunehmender Entfernung vom Rhein mit entsprechend verzögerter Phasenverschiebung in abnehmendem Maß. Andererseits ist den Grundwassergleichen zu entnehmen, daß eine unmittelbare Verbindung zwischen oberer Haltung des Rhein-Herne-Kanals bzw. der Ruhr und dem Grundwasser nicht besteht. Das Grundwasser liegt um mehrere Meter unter dem Oberwasser; offenbar ist durch zunehmende Verschlammung von Ruhr- und Kanalbett eine Dichtungswirkung eingetreten. Das Wasserwerk gewinnt das Wasser mit den Horizontalbrunnen I-IV und einigen kleineren Vertikalbrunnen. In Jahren mit hohen Rheinwasserständen können bis zu rd. 87 % der Fördermenge der Horizontalbrunnen dem natürlichen Grundwasserfluß entnommen werden. Der Rest wird durch Versickerung von Ruhrwasser dem Grundwasser zugeführt. In Jahren mit niedrigen Rheinwasserständen kann die Versickerung bis über 60 % der Fördermenge erreichen.

Für die Bau durchführung mußte unter Abwägung der Bedeutung des Wasserwerkes eine Lösung gewählt werden, bei welcher der Betrieb des Wasserwerkes nicht beeinträchtigt wird. Dies schien mit einer Umspundung der Schleusengrube erreichbar, wenn diese bis in die undurchlässigen Schluffe und Tone hinabreicht und die Dichtigkeit der Wand ausreichend zuverlässig gesichert war. Hierfür sollten, unter Beachtung der Steineinlagerungen, ausreichend große Bohrungen in der Achse der Wand niedergebracht werden. Innerhalb der weiträumigen Umspundung sollte dann die Baugrube für das Schleusenbauwerk bis unter Grundwasserabsenkung etwa 17,20 m tief ausgehoben und das Bauwerk in üblicher Weise gegründet werden; nach Abschluß der Bauarbeiten sollten die Spundbohlen der Umschließungswand wieder gezogen werden, um den Einzugsbereich des Wasserwerkes soweit möglich wieder herzustellen. Die Grundbruchsicherheit sollte durch Vakuum-Tiefbrunnen erreicht werden.

Der in Ausführung befindliche Sondervorschlag basierte auf der Überlegung, die in etwa 30 m vom Bauwerk vorgesehene Dichtwand an das Bauwerk heranzuholen und mit den Umspundungen der Einzelbauwerke zusammenzufassen, um Erdarbeiten und auch den Umfang der Wasserhaltung zu reduzieren. Das Heranziehen der Dichtwand führte zur weiteren Überlegung, die Dichtwand in das Bauwerk zu integrieren. Eine Ausführung in Spundwandbauweise kam wegen der Risiken, die im Baugrund liegen, nicht in Betracht.

Die Verwendung bewehrter Betonschlitzwände mußte ebenfalls ausscheiden, da auf Grund von Auflagen der Gesundheitsbehörden der Einsatz von Bentonit grundsätzlich untersagt war.

Zur Ausführung gelangte eine überschnittene Bohrpfehlwand mit Bohrpfählen Ø 1100 mm und einer Pfehlänge von 24 m. Diese Bohrpfehlwand übernimmt die Funktion der Dichtwand; sie bildet zusammen mit der weiteren Betonkonstruktion ein aufgelöstes Tragsystem, dessen Geometrie durch die unveränderbare Lage und Form der seitlich angeordneten Längskanäle bestimmt wurde (Abb. 3).

Der Bauablauf gliedert sich im wesentlichen in folgende Phasen:

- Herstellung der überschnittenen Bohrpfehlwände
- Teilaushub und Herstellung der oberen Temporärankerlage, je 2 x 40 Mp-Anker in jedem zweiten Bohrpfehl
- Weiterer Aushub und Einbau von Gurten und Rohrsteifen im Abstand von 5 m für eine Last von 500 Mp je Steife
- Herstellen der Grundwasserabsenkungsbrunnen, Restaushub, Einbau der bewehrten Unterbetonsole, die als Aussteifung herangezogen wird
- Herstellung der Schleusensole
- Herstellung der Längskanäle und Ausbau der Steifenlage nach Betonhärtung
- Betonieren der Kammerwände
- Herstellen der Abdeckplatten, die als Druckriegel die Verbindung zur Bohrpfehlwand bilden
- Füllen der Zwischenräume oberhalb der Längskanäle mit Kies und Lösen der Temporäranker; herstellen einer Verbindung zum Grundwasser durch die Bohrpfehlwand zur Erzielung eines hydrostatischen Druckausgleiches.

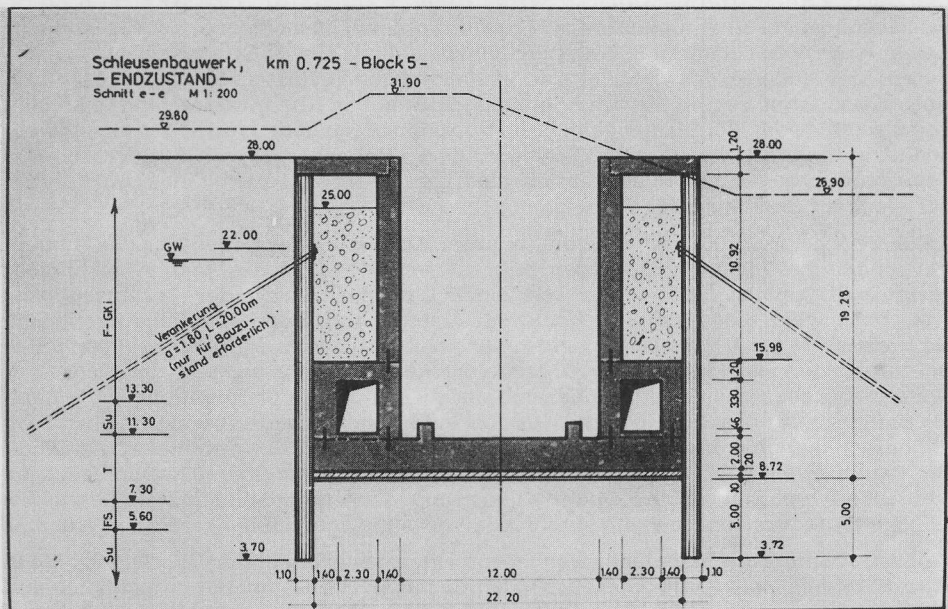


Abb. 3: Schleusenammer Duisburg-Meiderich, Querschnitt

Von besonderer Bedeutung war die Frage des Ansatzes des Wasserdruckes auf die Bohrpfehlwand im Bauzustand. Durch die Entlastung des Baugrundes infolge des Baugrubenaushubes bis 20 m treten im Bereich des Tons Porenwasser-Unterdrücke und Verformungen auf, die bewirken, daß zwischen Bohrpfehlwand und Ton kein Spalt auftritt, in dem sich der Wasserdruck des Hauptgrundwasserträgers aufbauen könnte.

Bei einer Verformung der Wand entstände in der plastischen Zone in der Grenzschicht des Tons außerdem eine Art Plombe, die einen Spalt wieder abdichten würde. Zur Verminderung der Belastung der Bohrpfehlwand wurde daher vorgesehen, das Grundwasser im Feinsand unter der Schluff-Tonschicht mittels schräger Bohrungen durch die Pfehlwand zu entspannen. Die theoretischen Überlegungen wurden bestätigt. Aus den schrägen Brunnen trat kein Wasser aus (Foto 1).

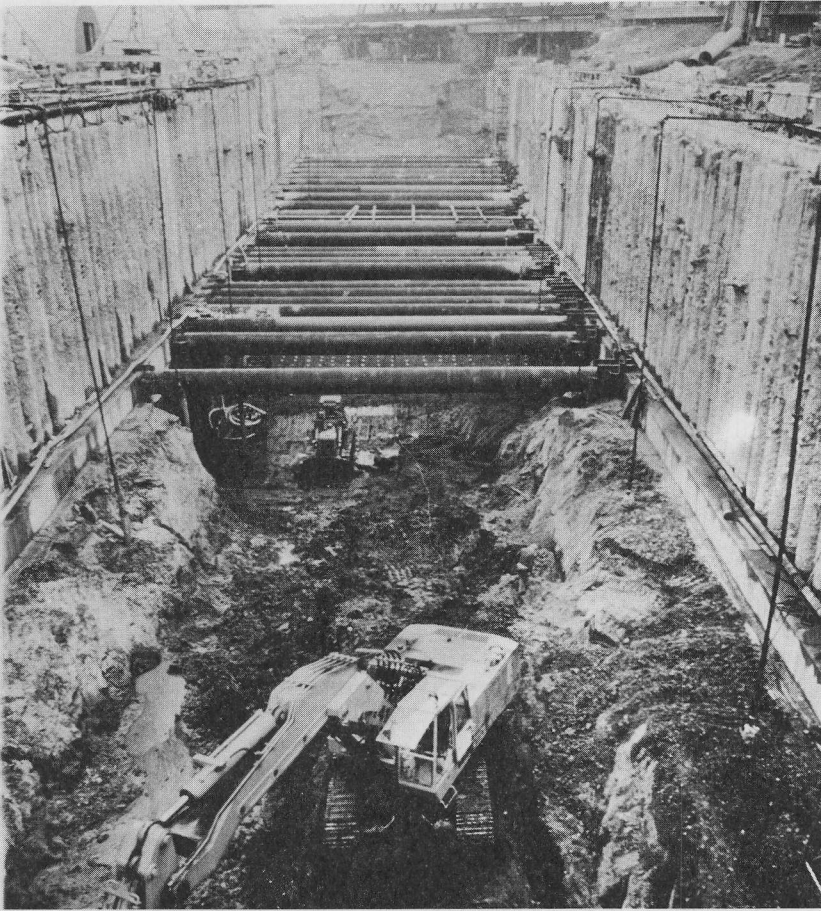


Foto 1: Schleuse Duisburg-Meiderich, Schleusenbaugrube

Zusammenfassend darf jetzt, nach fast dreijähriger Bauzeit und wenige Wochen vor Abschluß der Gründungsarbeiten, festgestellt werden, daß es mit der gewählten Bauweise gelungen ist, unmittelbar neben dem Trinkwasserwerk die Schleusenbauwerke zu errichten, ohne den Betrieb des Wasserwerkes zu beeinträchtigen. Daß selbstverständlich umfangreiche Vorsorgemaßnahmen gegen eine Kontamination des Grundwassers im gesamten Baustellenbereich durchzuführen waren, sei am Rande erwähnt.

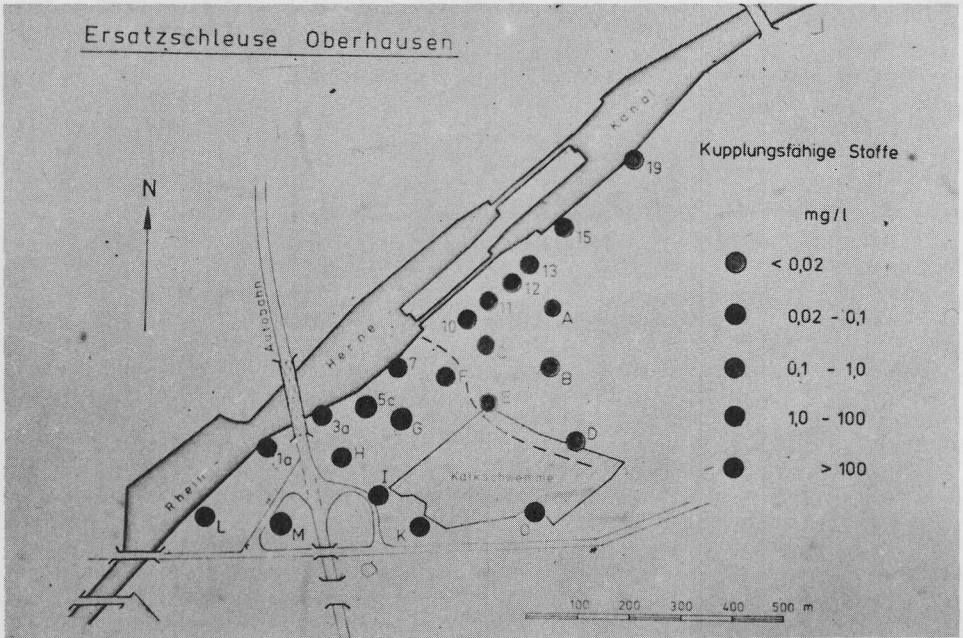


Abb. 4: Ersatzschleuse Oberhausen, Lageplan

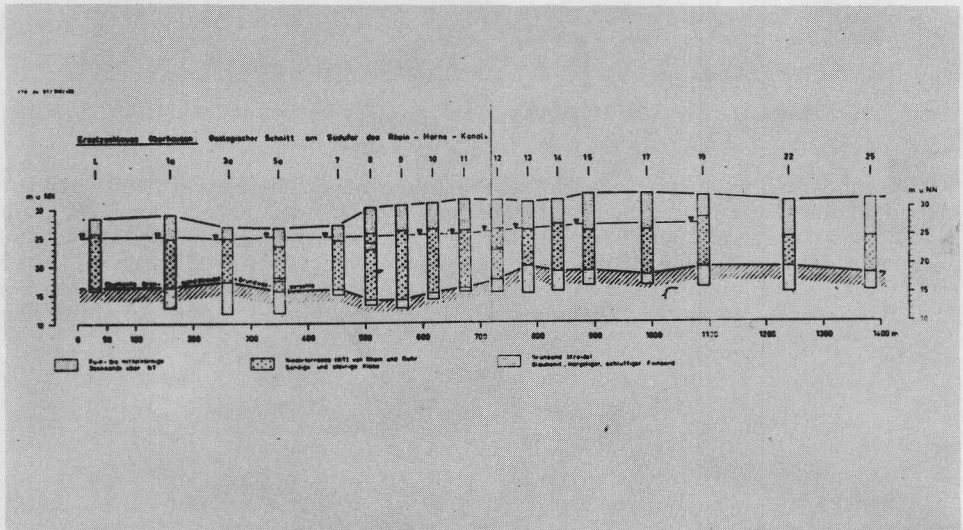


Abb. 5: Ersatzschleuse Oberhausen, geologischer Längsschnitt

2. Die Schleuse Oberhausen

Eine ähnlich gerichtete Aufgabenstellung gab es beim Bau der Ersatzschleusen Oberhausen rd. 5 km oberhalb der Schleuse Duisburg (Abb. 4). Hier brach 1972 in der von Spundwänden umschlossenen Baugrube für das neue Pumpwerk der Kanalstufe kurz vor dem Einbringen des Sohlbetons stark phenolhaltiges Grundwasser in die Absenkungsbrunnen ein.

Es lag nahe, die Herkunft der Phenole in der Kalkschlammdeponie, die südlich der Pumpwerkbaustelle liegt zu suchen, denn der Kalkschlamm, Abfallprodukt eines Industriebetriebes, enthält gelöste Phenolate. Zwischenzeitlich ausgeführte Untersuchungen zeigten bemerkenswerte Phenolgehalte im Nahbereich der Deponie, aber auch eine recht erhebliche flächenhafte Ausdehnung der Grundwasserverunreinigung.

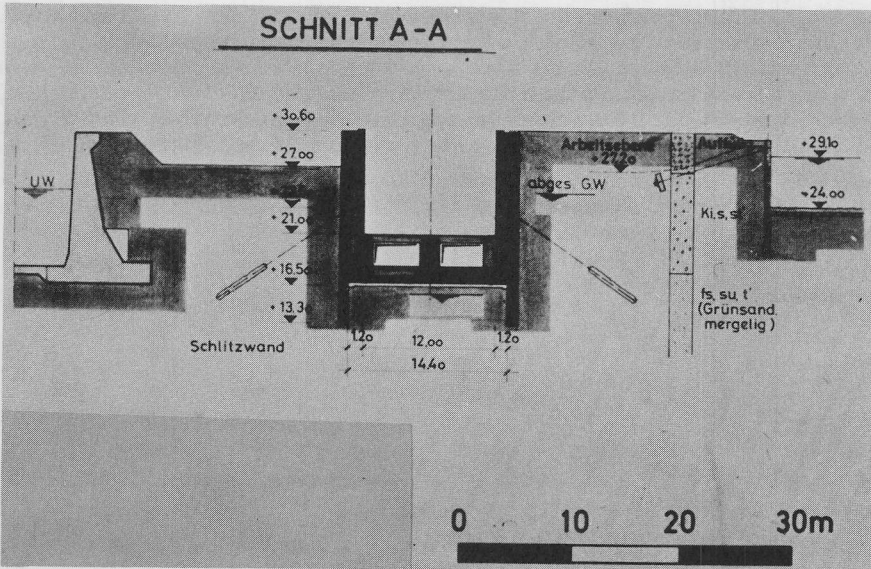


Abb. 6: Erste Ersatzschleuse Oberhausen, Querschnitt Schleusenammer

Der Bau der Ersatzschleusen warf die Frage auf, ob eine hierfür durchgeführte Grundwasserabsenkung ebenfalls zu einem Einbruch von phenolhaltigem Grundwasser führen wird.

Der geologische Aufbau mag an Hand des Profilschnittes erläutert sein (Abb. 5). Unter fein- und mittelkörnigen Sanden folgen die Sande und Kiese der Niederterrasse von Ruhr und Rhein. Diese bis 13 m mächtigen Ablagerungen bilden einen Grundwasserleiter, der mit dem im Bereich der Baustelle Duisburg weitgehend vergleichbar ist. Die Schotter ruhen ihrerseits auf feinkörnigen, schluffigen und mergeligen Feinsanden der Oberkreide, dem sogenannten Grünsand, der als Grundwassersohlschicht aufgefaßt werden kann.

Die allgemeine Fließrichtung des Grundwassers verläuft in etwa von Osten nach Westen. Das Gefälle ist unterschiedlich; es wurden Werte zwischen etwa 0,5 und 1,5 % beobachtet. Die hydraulische Leitfähigkeit wird etwa zwischen $1 \cdot 10^{-3}$ und $3 \cdot 10^{-3}$ m/s liegen.

Die Grundwasserbeschaffenheit wurde an zahlreichen Proben untersucht; die Analysenergebnisse mögen durch die Darstellung der Konzentration der kuppelungsfähigen Stoffe erläutert sein.

Die geohydraulische Untersuchung führte zu dem Ergebnis, daß der Andrang von phenolhaltigem Wasser nur verhindert werden kann, wenn die Baugrube so abgeschirmt ist, daß der Wasserandrang 20–30 m³/h oder rd. 7 l/s nicht übersteigt. Diese Menge ist für eine so große und tiefe Baugrube so gering, daß nur eine zuverlässige Dichtwand die Durchführung der Baumaßnahme ermöglichte, wenn von einer Gründung im Druckluftverfahren abgesehen wird.

Für die Ausführung wurde eine Schlitzwand gewählt. Die Schlitzwand wurde in das Schleusenbauwerk integriert und war daher wie die Bohrpfahlwand in Duisburg auch wirtschaftlich (Abb. 6). Die Wand erwies sich als sehr dicht, wenn auch wie in Duisburg an wenigen Stellen durch Injektionen und z. T. mechanische Mittel Durchlässigkeiten, meist durch die Steineinlagerungen bedingt, behoben werden mußten. Die Gründungsarbeiten sind nach etwa 20-monatiger Bauzeit abgeschlossen.

Eine intensive Kontrolle des geförderten Restwassers, etwa 2–3 l/s, erwies jederzeit Phenolgehalte von weniger als 0,5 mg/l, die als unschädlich gelten und genehmigt in den Kanal eingeleitet werden durften.

Die Verwendung von Schlitzwänden hat beim Bau der 1. Ersatzschleuse Oberhausen eine einwandfreie Baudurchführung, auch unter umweltbedingten außerordentlichen Auflagen, ermöglicht.

Probleme beim Ausbau des Mittellandkanals in Hörstel und Kalkriese – Sicherung des Kanalbauwerkes gegen Subrosion –

Von Rudolf F r ü k e , Hannover

Als Verbindung des Rheins und des Ruhrgebietes mit der Weser und Elbe ist der Mittellandkanal in den Jahren 1904 bis 1916 von Bergeshövede bis Hannover und in den Jahren bis 1938 weiter bis zum Anschluß an die Elbe gebaut worden. Das Kanalprofil und die Uferbefestigung wurden bemessen für langsamfahrende Schleppzüge. In den vergangenen Jahren ist in der Struktur der Binnenschiffsflotte ein grundlegender Wandel eingetreten. Die langsam fahrenden Schleppzüge sind ersetzt worden durch Motorgüterschiffe und Schubverbände. Diese größeren und schneller fahrenden Transporteinheiten erhöhen die Beanspruchungen an der Auskleidung des Kanalbettes, das darüber hinaus zu eng wird. Die Erosionen an den nur leicht befestigten Böschungen und die Zerstörungen der Uferbefestigung nehmen zu, eine wirtschaftliche Bestandserhaltung ist nicht mehr möglich.

Dieser Entwicklung der Binnenschifffahrt Rechnung tragend, wird seit 1964 der Mittellandkanal für das 1 350-t-Schiff, das Europaschiff, ausgebaut. Der benetzte Kanalquerschnitt von bisher 81,5 m² wird auf 168 m² vergrößert.

Die Trasse des Mittellandkanals liegt in weiten Streckenbereichen im nördlichen Hang der den Mittelgebirgen vorgelagerten Vorgebirge. Hinsichtlich seiner Einbindung in die Landschaft ist der Mittellandkanal bis zur Weser als H a n g k a n a l zu bezeichnen. Durch diese gewählte Kanaltrasse ist es gelungen, den Mittellandkanal von Kilometer 0,0 bei Bergeshövede bis Kilometer 174,3 bei Hannover (Schleuse Anderten) in einer Haltung zu trassieren.

In Kanalstrecken, in denen wegen der Untergrundverhältnisse und der Grundwasserstände mit Wasserverlusten aus der künstlichen Wasserstraße gerechnet werden muß, wird die Ufer- und Sohlenbefestigung als Dichtung ausgeführt. In Auftragsstrecken und in Dammstrecken, die immer gedichtet werden, sind hinsichtlich der Standsicherheit der Kanaldamm und die Kanalseitendämme so berechnet bzw. gebaut, daß auch bei defekter Dichtung die Standsicherheit der Dämme nicht gefährdet ist.

Die Trasse des Mittellandkanales kreuzt mehrere größere Flußtäler, das Tal der Hase bei Bramsche, das Tal der Weser bei Minden und das Tal der Leine bei Hannover. Gegen Schäden an der künstlichen Wasserstraße im Bereich der Talquerungen sind die Täler durch die Anlage von je 2 Sicherheitstoren gesichert. Ein weiteres Sicherheitstor steht an der Einmündung des MLK in den Dortmund-Ems-Kanal. Zwischen diesen Torgruppen liegen Kanalstrecken von minimal 28,0 km bis maximal 65 km. Bei Ansatz der benetzten Querschnitte des ausgebauten Kanales sind damit in einem Abschnitt rd. 4,9 Mio m³ – 14,7 Mio m³ Wasser.

Am 16. 10. 1976 ist bei Mittellandkanalkilometer 39,480 in der Nähe von Kalkriese im Landkreis Osnabrück erneut ein Erdfall entstanden. Der Einbruch erfolgte plötzlich und wurde entdeckt, als bereits der Einsturztrichter wieder mit Grundwasser gefüllt war, die Seitenwände brachen noch langsam kreisförmig um das Zentrum nach. Dieses Nachbrechen erfolgte noch bis in ca. 20,0 m Entfernung vom Rand des 30,0 m breiten kreisförmigen Trichters und war nach 10 Tagen abgeklungen. Die Tiefe des Trichters betrug unter Wasser 6,0 m. Die Einbruchstelle liegt 150 m vom Kanal entfernt. Der Kanalwasserspiegel liegt in diesem Bereich rd. 1,50 m über Gelände. Bei Einbruch im nur 15,0 m breiten Kanalseitendamm hätten aus der 65,0 km langen Haltung rd. 5,0 Mio m³ Wasser ausfließen können.

Dieser erneut aufgetretene Erdfall hat wieder die seit langem mehr oder minder intensiv geführte Diskussion entfacht, wie einem möglichen Schadensfall „Kanalseitendammbruch“, verursacht durch einen Erdfall, begegnet werden kann.

Beim Bau des Kanals war das Problem „Erdfälle“ nicht genügend bekannt. Es war erreicht worden, daß durch die Trassierung des Kanals am Rande des norddeutschen Flachlandes der Kanal auf rd. 174 km Länge in einer Haltung gebaut wurde; man hat die Trasse aber auch in zwei Teilbereichen durch erdfallgefährdetes Gebiet verlegt. Die nun genaueren Kenntnisse über Erdfälle und die Vergrößerung des Kanalprofils um das Doppelte lassen es nicht mehr zu, daß das Problem mit seinen großen Unabwägbarkeiten beim nun erfolgenden Ausbau unberücksichtigt bleibt.

Die Trasse des Mittellandkanals liegt von km 2-17 – das ist der Bereich Hörstel-Recke – und von km 32-52 – das ist der Bereich Kalkriese-Driehausen/NO von Osnabrück – in einem durch Erdfälle gefährdeten Gebiet. Aus den bestehenden Unterlagen bei den geologischen Landesämtern in Krefeld und Hannover war zu ersehen, daß in Hörstel in ca. 20-40 m Tiefe unter dem Kanal auslaugungsfähige Gesteinsschichten angetroffen werden können, in Kalkriese in ca. 120-180 m Tiefe. Bei einem Schadensfall im Bereich Hörstel könnten maximal rd. 3,8 Mio m³ Wasser aus dem MLK, in Kalkriese rd. 5,0 Mio m³ ausfließen.

Für die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung stellen sich 2 Fragen:

1. Kann man den durch Erdfälle gefährdeten Bereich eingrenzen?
2. Welche Maßnahmen können getroffen werden, um einen Kanaldammbruch, verursacht durch einen Erdfall zu verhindern bzw. die denkbaren Folgen abzumindern?

Die bisherige Abgrenzung der Gebiete gründete sich auf die Kenntnis der Verbreitung von auslaugbaren Gesteinen im Untergrund; die Grenzen sind infolge mangelhafter Aufschlüsse in starkem Maße durch geologische Kombination gezogen worden. Für die Baumaßnahme MLK-Ausbau ist diese bisherige Darstellung nicht ausreichend.

Um diesem Mangel abzuwehren, ist 1977/78 in Zusammenarbeit mit den geologischen Landesämtern Krefeld und Hannover ein umfangreiches Tiefbohrprogramm durchgeführt worden. In Hörstel wurde bis zu einer maximalen Tiefe von 80 m gebohrt, in Kalkriese bis zu einer Tiefe von 180 m. Die Auswertung der Bohrungen hat eine ausreichende Abgrenzung der Gebiete und Einschätzung der Gefährdung ergeben.

Das grob zusammengefaßte Ergebnis für den Bereich Kalkriese lautet:

Die Kanaltrasse liegt zwischen Mittellandkanalkilometer 38,00 – 39,00 und 42,00 – 47,00 über Gesteinen, die ab einer Tiefe von 80 m – 130 m stark gipsführend sind, bzw. es liegen in dieser Tiefe bis zu 30 m mächtige reine Gipschichten. Überlagert werden diese Schichten von einer bis zu 60 m mächtigen Deckschicht aus Sand und Schluff (Quartär), darauf folgt brüchiger Mergelstein und Tonstein bis zu einer Tiefe von rund 80 m – 130 m.

Für den Raum Hörstel/Recke ist das Ergebnis:

Unter einer bis zu 30 m mächtigen Schicht quartären Lockergesteins liegen Festgesteine. Aus diesem Festgestein sind bereits die leicht löslichen Gesteine (Gips, Anhydrit) herausgelaut. Schichten leicht löslichen Gesteins wurden nicht angetroffen. Im Trassenbereich des MLK ist mit Erdfällen nicht zu rechnen.

Welche Maßnahmen gibt es nun zur Sicherung des Kanals gegen Erdfälle?

Um das Ergebnis gleich vorweg zu sagen: die Schaffung einer absoluten Sicherheit ist nicht möglich, jedoch die Sicherheit kann stark erhöht werden und der mögliche Schaden kann verringert werden. Folgende Maßnahmen bieten sich an:

1. Kanal-Dammverstärkung
2. Geländeaufhöhung in einer gewissen Breite längs der Kanaltrasse
3. Bau einer zweiten Dammlinie parallel zum vorhandenen Kanaldamm
4. Absicherung der Kanal-Wasserhaltung durch den Bau von zusätzlichen Sicherheitstoren
5. Anlage von Depots zur Lagerung von Sicherungsmaterial
6. Einbau von automatischen Warnanlagen in die Kanaldämme und am Wasser
7. Einrichtung transportabler Sicherheitstore, wie am Elbe-Seitenkanal.

Eine Zusammenstellung der bisher aufgetretenen und bekanntgewordenen Erdfälle hat ergeben, daß im Bereich Hörstel/Recke mit einer durchschnittlichen Trichteröffnung von ca. 60 m gerechnet werden muß. Ausnahmen sind jedoch möglich, z. B. das „Heilige Meer“ (Erdfall) mit einem Durchmesser größer als 2000 m. Im Bereich Kalkriese ist mit einer durchschnittlichen Trichteröffnung von 25 m zu rechnen, jedoch gibt es auch hier die Ausnahmen, z. B. der „Darn-See“ bei Bramsche und „Feldungel“ bei Engter mit Durchmessern größer als 1000 m.

Schon diese wenigen Beispiele zeigen, daß eine Dammverstärkung als mögliche Maßnahme ausscheidet.

Eine Geländeaufhöhung bis zur Höhe des Kanalwasserspiegels parallel zum Kanal, in Hörstel ca. 100 m breit und 3,50 m hoch und in Kalkriese ca. 60 m breit und 1,50 m hoch, scheitert an der Bebauung und am Problem der Beschaffung der Massen.

Die Sicherung durch eine zweite Dammlinie ist wegen der durch diese Anlage auftretenden Wirtschafterschwernisse auf den betroffenen Ackerflächen und der Massenbeschaffung problematisch; diese Maßnahme kann jedoch mit noch vertretbaren Mitteln getroffen werden.

Als 4. Maßnahme ist der Bau eines weiteren Sicherheitstores möglich. Hierdurch wird die Wassermenge, die möglicherweise austreten kann, verringert. Der Bau eines Sicherheitstores hat den Vorteil, daß hier eine sofort wirksame Einrichtung zur Sicherung geschaffen ist und daß die Umwelt wenig verändert wird.

Wie die Auswertung der Tiefbohrungen gezeigt hat, sind für den Bereich Hörstel keine sichernden Maßnahmen notwendig; durch Erdfälle gefährdet ist die Kanaltrasse im Bereich Kalkriese. Für diesen Kanalabschnitt ist der Bau eines Sicherheitstores vorgesehen, mit dem Bau wird gegen Ende 1979 begonnen.

Am Kanal eingerichtet ist ein automatischer Fernpegeldienst. Wasserspiegelschwankungen von mehr als 20 cm über einen längeren Zeitraum lösen Alarm aus. Als weitere automatische Warnanlage wird überlegt, in den Kanaldamm Spannungsdrehungsdrähte einzubauen, die ab einer gewissen Dehnung, die nur durch eine starke Setzung im Kanaldamm verursacht sein kann, einen Alarm auslösen. Des Weiteren wird der Kanaldamm in dem durch Erdfälle gefährdeten Gebiet täglich einmal begangen.

Alle diese Maßnahmen, wie Schaffung von Materialdepots, Einrichten von Pegelanlagen und Einbauen von Dehnungskabeln und Begehung, haben den Nachteil, daß sie nach Eintritt des Kanaldammbruches wirksam werden bzw. nur Alarm melden. Das Anlaufen der Sicherungsmaßnahmen braucht noch viel kostbare Zeit.

Somit kann nur ein System von bestehenden baulichen Sicherungsmaßnahmen, z. B. im Falle Kalkriese, der Bau des Sicherheitstores mit der Anlage einer zweiten Damm-
linie eine hohe Sicherheit bieten.

B. Exkursionen

Exkursion A1: Quartärgeologie und Vorgeschichte in der Umgebung von Münster

Führung: W. Finke, Ph. Hömberg, H.-M. Müller, E. Speetzen, A. Thiermann

Standort 1: Münsterländer Kiessandzug bei Ahlintel

a) Aufbau und Genese

Sandgrube Berning südwestlich von Emsdetten in der Bauerschaft Ahlintel;
TK 25 (3811) Emsdetten R 3397560 H 5779450

Führung: A. Thiermann

Einen guten Einblick in den Aufbau des Münsterländer Kiessandzuges geben die ausgedehnten Gruben in der Bauerschaft Ahlintel. Dieser Zug beginnt bei Ennigerloh-Hoest im Münsterland südöstlich Münster und zieht sich als meist 1 km breiter Wallberg über oder stellenweise auch neben einer in die Gesteine der Kreide im Untergrund eingetieften Rinne, deren Gefälle 0,8 m auf 1000 m beträgt, nordwestwärts und endet bei Haddorf westlich von Rheine.

Der Kieszug erhebt sich bei Ahlintel als markanter Geländerücken bis zu 10 m (+ 55,3 m NN) aus der hier bei ungefähr 44 m NN liegenden Niederterrassenebene. Die Sandgruben zeigen nur die obersten 10 m der insgesamt bis zu 30 m mächtigen Folge über dem Grundwasserspiegel. Dieser Spiegel darf nicht freigelegt werden, da die Gruben im Einzugsbereich des Emsdettener Wasserwerks liegen.

Die Lage dieses und anderer Wasserwerke im Kiessandzug sind vorgegeben durch das große Porenvolumen und die Durchlässigkeit der Kiese und Sande und durch die im Untergrund verlaufende Rinne, die als natürlicher Grundwassersammler dient. Die tonigen, undurchlässigen Oberkreidegesteine bilden dabei die Sohlenschicht (Bauer, 1979).

Den tieferen Teil des Kiessandzuges, hier in der Grube nicht mehr aufgeschlossen, nehmen kiesige Grobsande ein, denen Fein- und Mittelsande eingeschaltet sind.

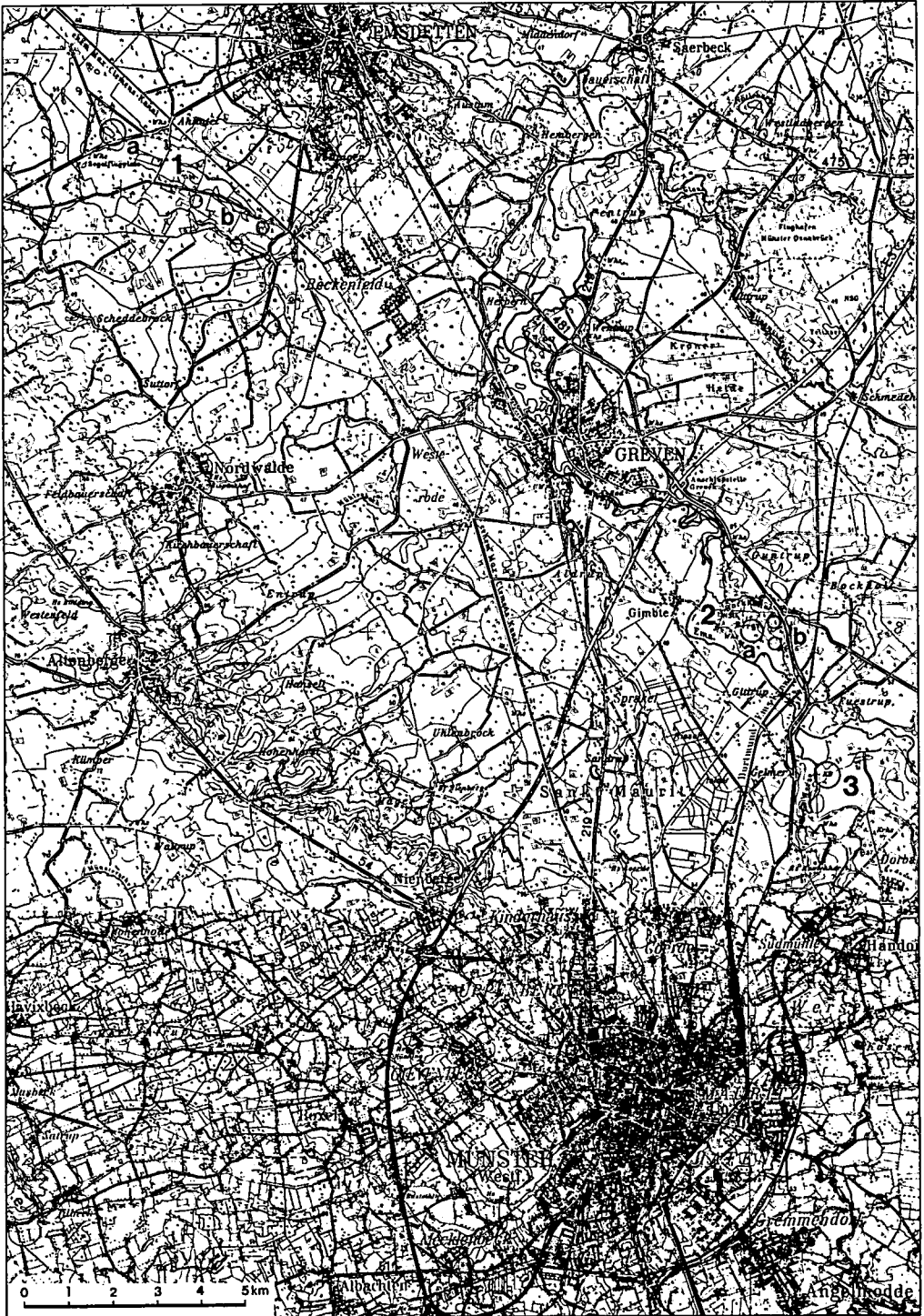
In der besuchten Sandgrube stehen die für den höheren Teil des Kiessandzuges typischen gelbweißen, teilweise tonigbindigen Fein- und Mittelsande mit kiesigen Bänken an, denen aber die mächtigeren, groben Komponenten des oben beschriebenen, tieferen Teiles fehlen.

Auffällig ist die intensive Kreuzschichtung mit dem für Schmelzwässer typischen schnellen horizontalen und vertikalen Materialwechsel. Die Schüttung ist insgesamt nach Südosten gerichtet und steht damit im Gegensatz zur nordöstlichen Neigung der in die Oberkreide eingetieften Rinne als Sohle des Kiessandzuges.

Vereinzelte sind kleinere Störungen in Form von Abschiebungen im Zentimeterbereich zu sehen. Sie werden auf Setzungen als Folge des Abschmelzens ursprünglich eingelagerter Toteisblöcke zurückgeführt.

Durch die in den Nachbarräumen (Lotze 1954, Thiermann 1973) zu beobachtende seitliche Verzahnung des Kiessandzuges mit der drenthezeitlichen Grundmoräne ist seine stratigraphische Einstufung in das Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit erwiesen.

Die Genese dieses ganzen Komplexes der Kiessandzone ist auch heute noch nicht zufriedenstellend geklärt, obwohl sie schon seit langem (von der Marck 1958, Hosius 1872) bekannt ist. Wegner (1909, 1911, 1926) deutete den Zug als „Münsterländer Endmoräne“, Wolff (1928) hielt die Kiessandzone für eine kames- oder os-artige Bildung, während Hans Schneider (1938) sich für eine alleinige Deutung als Os entschied, also eine Aufschüttung am Boden des Eises in einem langgestreckten Gletschertunnel.



Mit Genehmigung des LVA/NRW v. 5. 11. 79, Kontroll-Nr. D 6382, Ausschnitt aus TK 100

Abb. 1: Standorte der Exkursion

In neuerer Zeit sind diesen Fragen Lotze (1951, 1954), Wiegel (1957), Arnold (1960), Baecker (1963) und Thiermann (1968, 1973) nachgegangen. Nach den Untersuchungen von Lotze (1954) und Baecker (1963) ist die Rinne im südlichen Gebiet bei Münster teilweise als Trog eines elsterzeitlichen Talgletschers angelegt, der später im Holstein-Interglazial örtlich einen von Süden kommenden Fluß aufnahm (Abb. 2). Nach der Überführung durch das Eis des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit pauste sich die Rinne auf die Eisoberfläche durch und zog dort die Entwässerung des später wieder schmelzenden Eises an sich.

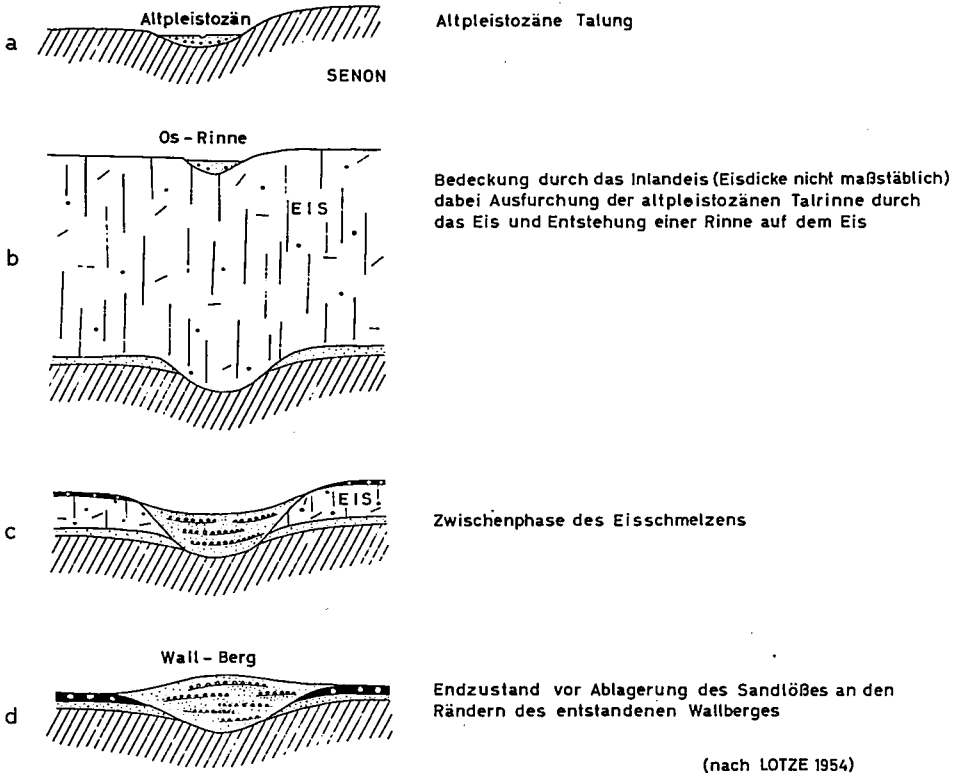


Abb. 2: Entwicklung des Münsterländischen Kiessandzuges

Bei Ahlntel finden sich hingegen keine Anzeichen für eine schon zu Beginn der Vereisung vorliegende Rinne. Hier scheint sie erst durch die Schmelzwässer im Toteis der Drenthe-Vereisung geschaffen zu sein, wobei die Klüfte im Eis den Wässern den Weg vorschrieben. Schwer erklärbar ist dabei allerdings die Entstehung einer solchen langen Kluft. Durch das strömende Wasser wurde das Inlandeis schließlich durchgeschnitten, die Rinne in den Untergrund weiter eingetieft und dort die Schotterfracht abgelagert. Nach dem Forttauen des Eises blieb dann der Wallberg zurück. Der Kiessandzug wäre damit als eine Kames-Bildung zu deuten.

Bei genauerer Betrachtung erscheint die Entstehung jedoch noch mehr komplex zu sein als es oben angedeutet wurde, denn nicht alle Beobachtungen über den Kiessandzug finden eine eingängige Erklärung. So ist z.B. bei Münster, zwischen

Sendenhorst und Albersloh, die Rinne im Untergrund mehrere hundert Meter nach Süden gegenüber dem Wallberg verschoben.

Einen neuen Aspekt in der Deutung als Os hat neuerdings Seraphim (1979) mit der Vorstellung des von NW aus dem Emsland in das Münsterland vorstoßenden Inlandeises gegeben. Der Kiessandzug zeichnet danach die Schubrichtung des Gletschers nach, und die Schüttungsrichtung der Kiese und Sande nach SO entspricht der Bewegungsrichtung des Eises.

Mit Arnold (1960, S. 46) läßt sich abschließend nur feststellen: „Durch diese Deutungen allein sind die Umkehrung der Strömungsrichtung, das einheitliche südostwärtige Ablagerungsgefüge und die geringe Rolle glaziärer Störungen wohl kaum befriedigend zu klären. Für ein festländisches Os wären die Richtung und Länge ganz ungewöhnlich. Die Osttheorie erklärt auch nicht das Fehlen eines richtigen Sanders an der Mündung. Ein Kame würde nicht so einheitlich geschüttet sein, die Annahme einer wiederholten Kippung erscheint allzu gekünstelt. Man kann also nur feststellen, daß es sich gewiß um keine Endmoräne, sondern um eine komplexe drenthezeitliche Schmelzwasserablagerung im abschmelzenden oder toten Inlandeis handelt.“

Thiermann

Literatur

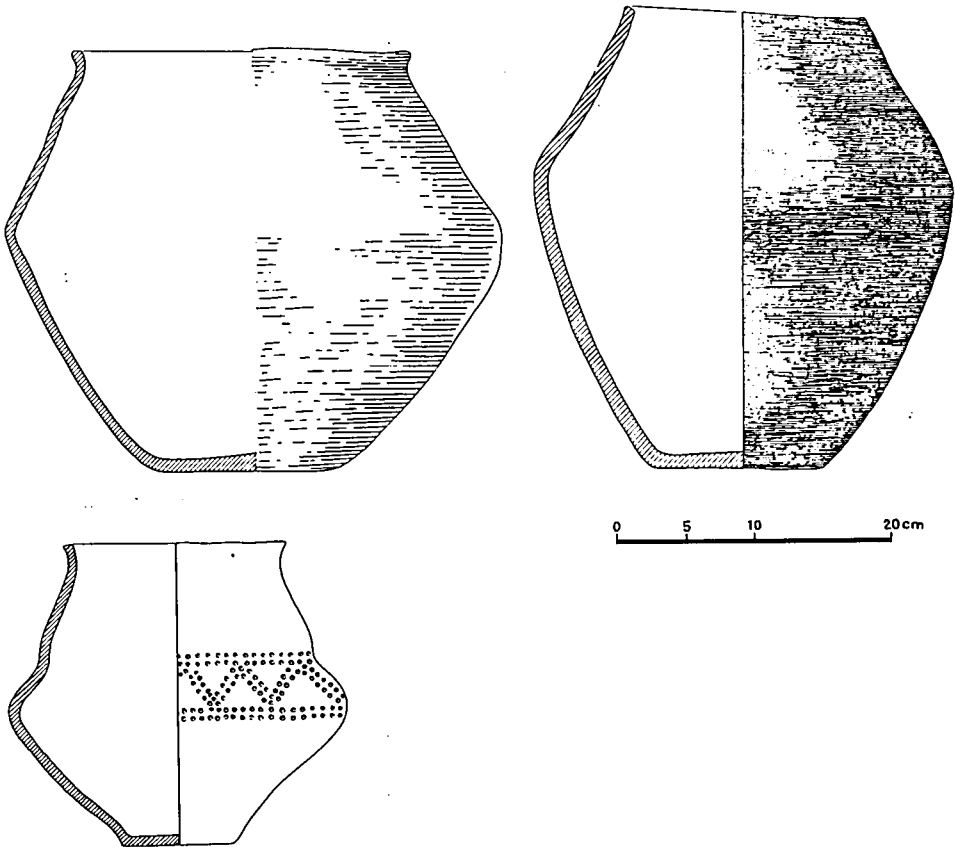
- Arnold, H.:** Geologische Karte. – S. 9–126, – In: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. Bl. C 4310 Münster. Krefeld 1960
- Baecker, P.:** Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 117, S. 59–88. Stuttgart 1963
- Bauer, H.-J.:** Der Münsterländer Kiessandzug. Geologie, Hydrologie, Hydrochemie und Wasserwirtschaft. – Berliner geowiss. Abh., A, 10, 136 S., Berlin 1979
- Hosius, A.:** Beiträge zur Kenntnis der diluvialen und alluvialen Bildungen der Ebene des Münsterischen Beckens. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., 29, 97–146. Bonn 1872
- Lotze, F.:** Zur Entstehung der Münsterländer Hauptkiessandzone. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1950, S. 321–328. Stuttgart 1951
- Lotze, F.:** Der Münsterländer Hauptkiessandzug und seine Entstehung. – Natur. u. Heimat, 14, 3–12. Münster 1954
- Marck, W. von der:** Die Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Innern des Kreidebeckens von Münster. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., 15, Verh., S. 1–47. Bonn 1858
- Schneider, H.:** Zur Frage des Münsterländischen Kiessandrückens. – Z. deutsch. geol. Ges., 90, S. 603–615. Berlin 1938
- Seraphim, E. Th.:** Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale- (Riß-) – Glazial. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 47, S. 1–51. Münster 1979
- Thiermann, A.:** Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläuterungen zu den Blättern 3707 Glanerbrück/3708 Gronau und 3709 Ochtrup. – Mit Beiträgen von H.-W. Rehagen und W. G. Schrapf. Krefeld 1968
- Thiermann, A.:** Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. Blatt 3710 Rheine. – Mit Beiträgen von H.-J. Dubber, J. Kalterherberg, M. Koch, H.-W. Rehagen. Krefeld 1973
- Wegner, Th.:** Führer zu den Exkursionen der zweiten Hauptversammlung des Niederrheinischen Geologischen Vereins zu Münster i. W. 22.–25. Mai 1908. I. Das Diluvium in der Umgebung Münster. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde. u. Westf., Jg. 1908, Abt. D, S. 41–46. Bonn 1909
- Wegner, Th.:** Über eine Stillstandslage der großen Vereisung im Münsterland. – Z. deutsch. geol. Ges., 62, Mber., S. 387–405. Berlin 1911
- Wegner, Th.:** Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. Paderborn 1926
- Wiegel, E.:** Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000, Erläut. zu Bl. Münster. – Mit Beiträgen von C. Dietz, K. Fricke, H. Karrenberg, H. W. Quitzow, W. Friedrich und K. Schnell. Remagen 1957
- Wolff, W.:** Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. – Z. deutsch. geol. Ges., 79, Mbr., S. 342–360. Berlin 1928

b) Archäologische Fundstellen im Bereich Ahlintel

Führung: W. F i n k e

Obwohl gerade im Bereich Ahlintel die oberen Partien des Kiessandrucks durch die hier massiert auftretenden Flachentsandungen weitgehend abgebaut wurden, kennen wir aus diesem Bereich bisher nur zwei archäologische Fundstellen. Die geringen personellen Möglichkeiten der archäologischen Denkmalspflege verhinderten auch in Ahlintel eine intensive Beobachtung der Eingriffe in den Boden. Wenn daher auch sicherlich die eine oder andere urgeschichtliche Fundstelle unbeobachtet zerstört worden ist, so unterscheidet sich das Gebiet in Ahlintel archäologisch nicht von anderen Bereichen im Münsterland. Nach unseren heutigen Kenntnissen scheint in urgeschichtlicher Zeit der unmittelbare Emsbereich dichter besiedelt worden zu sein.

Von einem H ü g e l g r ä b e r f e l d n ö r d l i c h d e s H o f e s S c h u l z e - L i n t e l i n E m s d e t t e n - H o l l i n g e n w a r e n 1938 nur noch 8 Grabhügel erhalten. Bereits 1937 waren hier bei ersten Sandentnahmen Urnen gefunden worden. Nach dem Zweiten Weltkrieg sind auch die restlichen Grabhügel zerstört worden. Eine Untersuchung des Westfälischen



**Abb. 3: Urnen vom Gräberfeld Emsdetten-Hollingen
(jüngere Bronzezeit 1200 – 700 v. Chr.)**

Landesmuseums für Vor- und Frühgeschichte im Jahre 1961 erbrachte unter den eingeebneten Grabhügeln noch mehrere Brandbestattungen aus der jüngeren Bronzezeit (1200 – 700 vor Chr. Geb.). Der Leichenbrand ist in Urnen beigesezt worden (Abb. 3). Auffallend viele Bronzebeigaben – vor allem Gewandnadeln – zeichnen diesen Bestattungsplatz vor anderen zeitgleichen Friedhöfen des Münsterlandes aus, so z. B. dem nur 4 km nordöstlich gelegenen Friedhof von Emsdetten im Bereich des modernen Friedhofs.

Bereits 1928 wurden in unmittelbarer Nähe des Hofes Abeler-Lehmkuhl bei der Regulierung der Emsdettener Aa im Bereich einer Parzelle mit dem Flurnamen „Knochenhorst“ 5 bearbeitete Bruchstücke von Rothirschgeweihen und ein beschädigter menschlicher Schädel gefunden. Diese Funde werden wohl von der Aa an die Fundstelle transportiert worden sein und können nicht ohne weiteres als Anzeichen für eine Besiedlung des Kiessandrückens in Ahlntel gewertet werden.

Ältere Nachrichten über eine kleine Burganlage in der Nähe des Hofes Krüler bleiben dubios. Das Gelände ist seit längerer Zeit einplaniert. Möglicherweise hat hier im Mittelalter eine kleine Gräftenanlage bestanden.

F i n k e

Standort 2: Terrassen der Ems bei Münster

a) Überblick über die Terrassen – Aufbau und Datierung der oberen Niederterrasse Sandgrube der Fa. Schenking KG, Bockholter Berge; TK 25 (3912) Westbevern, R 3408780 H 5769700

Führung: H.-M. Müller, E. Speetzen

Überblick über die Terrassen

Die aufgesuchte Sandgrube der Fa. Schenking liegt auf der oberen Niederterrasse nahe der Steilkante zum heutigen Emstal. Die Aussandung, bei der die natürliche Steilkante der oberen Niederterrasse zur Erhaltung des Landschaftsbildes verschont blieb, wurde bei ca. 7 m u. G. in grauen Schluffen eingestellt. Das Bild der Grube ist in einem schnellen Wandel begriffen. Zur Zeit dient sie als Zwischenlager und Absetzbecken für einen unmittelbar vor der Steilkante der Niederterrasse betriebenen Naßabbau. Nach Beendigung des Sandabbaus verbleibt in diesem Bereich ein Restsee von ca. 17 ha. Oberfläche, der in das Naherholungsgebiet der Bockholter Berge eingegliedert werden soll.

Vom Rand der oberen Niederterrasse hat man einen guten Blick nach SW über das hier in einer Breite von ca. 2 km in die oNt eingetiefte Emstal. Vom Standpunkt aus bis gerade über den heutigen Emslauf hinweg breitet sich die z. T. mit Flugsanden überdeckte kuppig-wellige Inselterrasse aus, die durch zahlreiche mehr oder weniger verlandete Altarme der Ems durchschnitten wird. Die Talauie im Bereich des heutigen (begradigten) Emslaufes ist weitgehend durch wasserbauliche Maßnahmen im Rahmen der in der Mitte der 60er Jahre durchgeführten Flußregulierung überprägt. Jenseits der Ems schließt sich nach einer kleinen Geländestufe das Niveau der unteren Niederterrasse an, die bis an die Steilkante der oberen Niederterrasse am jenseitigen Talrand reicht.

Für die einzelnen Terrassenniveaus ergeben sich für diesen Bereich folgende Höhen bzw. Höhendifferenzen (im Mittel):

Niveau	Höhe über NN	Höhendifferenz
obere Niederterrasse	49 m	
untere Niederterrasse	45 m	4 m
Inselterrasse	42,5 m	2,5 m
Talauie	40,5 m	2,0 m

Der Wasserspiegel der Ems liegt bei normalen Abflußverhältnissen nochmals um ca. 2 m unter dem Talauen-Niveau.

Speetzen

Aufbau der oberen Niederterrasse (Abb. 4)

Der obere Teil des Niederterrassenkörpers besteht aus 4 – 5 m mächtigen, z. T. schräggeschichteten Fein- bis Mittelsanden, die mit Schlufflagen wechseln. Diese Ausbildung ist an der SW-Wand der Grube aufgeschlossen. Sie kann sich lateral allerdings sehr schnell ändern; so treten ca. 70 m weiter im NW im gleichen Niveau nahezu rein sandige Schichten auf.

Unter diesen oberen Sanden bzw. Sanden mit Schluffen folgen mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 7 m graue, verhältnismäßig reine, kalkhaltige Schluffe, die eine den Lössen vergleichbare Kornverteilung und Molluskenfauna aufweisen. Die oberen 2 m dieser Schluff-Einheit sind noch am Fuß der Grubenwand erschlossen. In diesem Teil der Schluffe treten mehrere Eiskeilsysteme auf. Am Fuß der Grubenwand war zeitweilig eine Torflage aufgeschlossen, die nach NE zum Grubeninnern geringfügig abtaucht und sich in eine Folge von feinen torfigen Lagen aufspaltet. Diese Torfe wurden pollenanalytisch untersucht und nach der ¹⁴C-Methode datiert (Kramm & Müller 1978; Müller 1978; vgl. folgenden Abschnitt). Danach sind die torfigen Lagen dem Denekamp-Interstadial zuzuordnen.

Unter den insgesamt 7 m mächtigen Schluffen folgen im Bereich des heutigen Emstals grobsandige, z. T. kiesige Mittelsande mit einer max. Mächtigkeit von 12 – 15 m. Sie liegen unmittelbar auf den mergelig-kalkigen Gesteinen der Oberkreide und füllen den tiefsten Teil einer um 2 km breiten Talwanne, die bis ca. 20 m ü. NN in die Oberkreide eingetieft ist. Diese Sande, die 500 m weiter südöstlich im Naßabbau gewonnen werden, führen zahlreiche (umgelagerte) Reste eiszeitlicher Säugetiere und ungeschichtlicher Artefakte (vgl. Standort 2, b).

Speetzen

14 C-Datierungen von Torfen

Die Torfe im höheren Teil der grauen Schluffe (vgl. vorhergehenden Abschnitt) sind in großen Teilen der Grubensohle zu finden. Sie treten als stark gepreßte Torfbänder bzw. -linsen auf, z. T. gehen sie auch in humose Bänder über. An einer Stelle konnten sie in größerer Mächtigkeit aufgeschlossen werden (Abb. 5a). Bei dem Versuch, die Ablagerungen flächenhaft aufzuschließen, wurde eine Reihe von Eiskeilen entdeckt, die zwei verschiedenen alten Systemen zuzuordnen sind: einem unteren (System I), das von den grauen Schluffen aus die Torfe durchzieht und von bis zu 100 cm breiten Eiskeilen gebildet wird; und einem oberen (System II), das durchweg aus schmalen Eiskeilen besteht, die in den höheren, braunen Schluffen beginnen (Abb. 5b).

Die Torfe wurden im niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung ¹⁴C-datiert. Nach dem ¹⁴C-Alter von 27700 ± 450 J. müssen sich die Torfe vor dem Weichsel-Hochglazial gebildet haben (eine zweite, wahrscheinlich kontaminierte Probe ergab ein Alter von 12170 ± 700 J.). Mit dem heraufziehenden trockenkalten Hochglazial dürfte das Wachstum der torfbildenden Moose unterbunden worden sein, im Hochglazial selbst sind die unteren mächtigeren Eiskeile entstanden. Das jüngere Eiskeilnetz (System II), das sich wahrscheinlich erst nach einer schwachen Warmphase zum Schluß des Hochglazials bildete, dürfte demnach in die älteste Dryas-Zeit zu stellen sein.

Müller

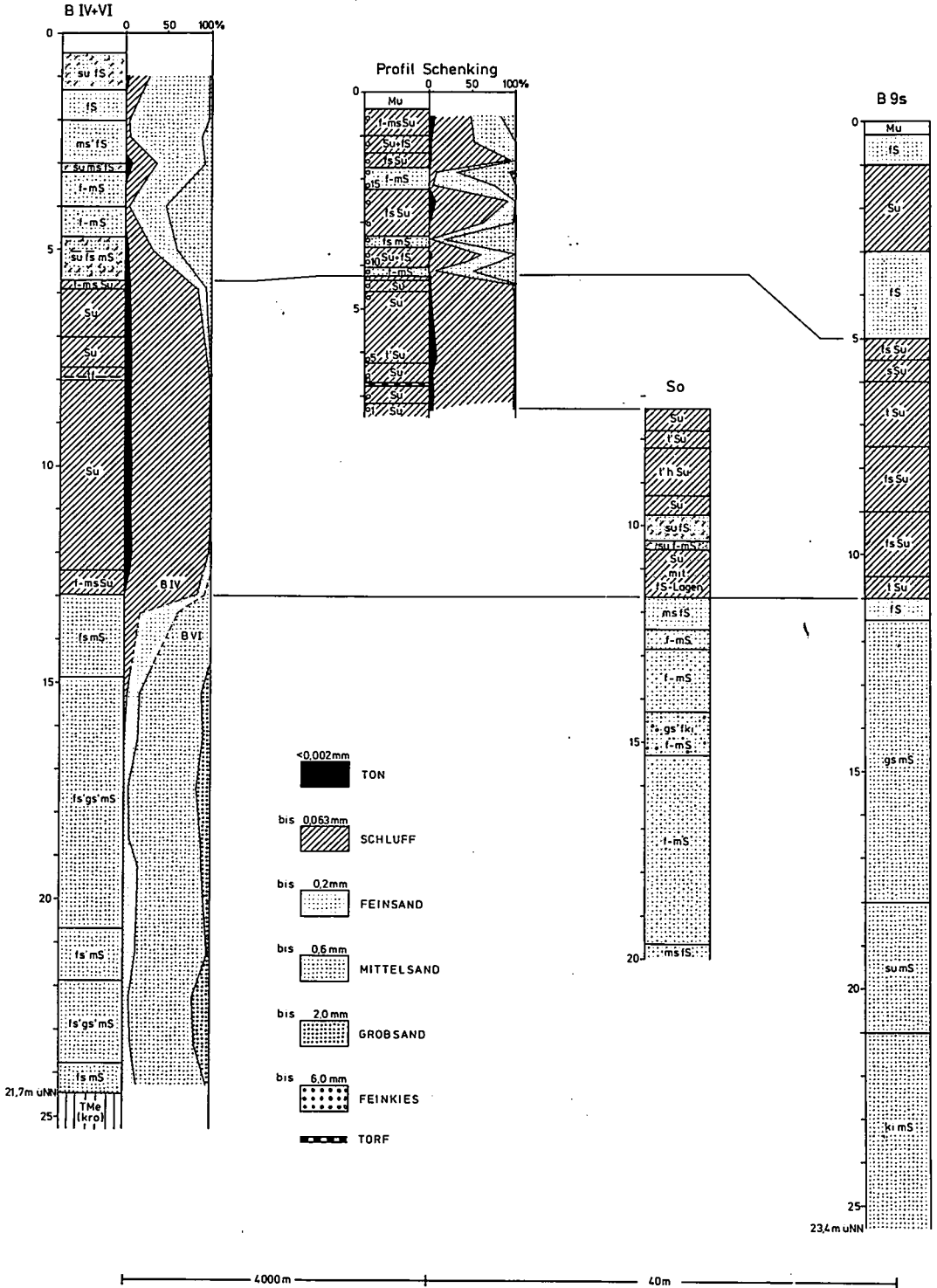


Abb. 4: Aufbau der oberen Niederterrasse der Ems

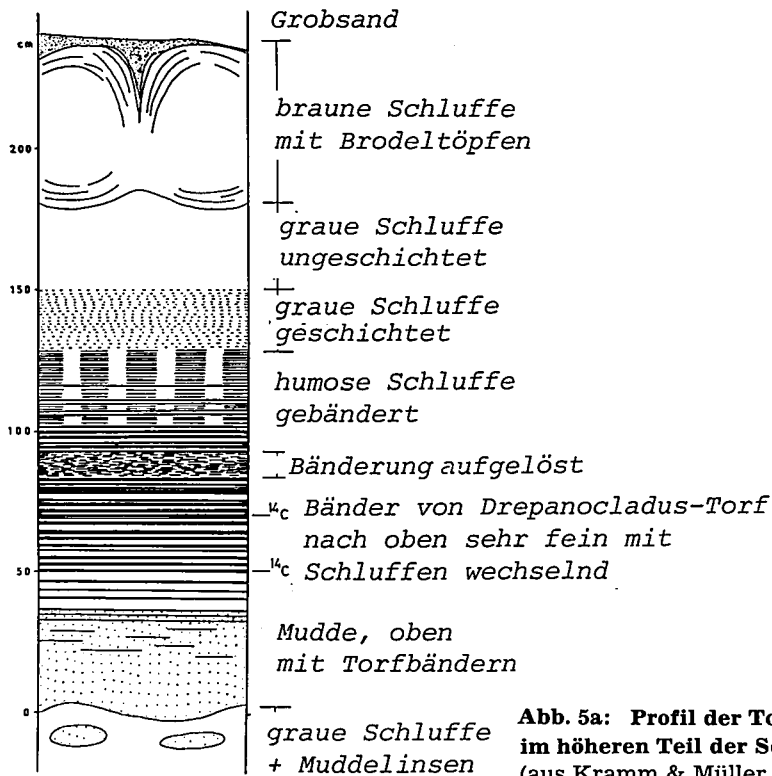


Abb. 5a: Profil der Torfeinschaltungen im höheren Teil der Schluffe
 (aus Kramm & Müller 1978)

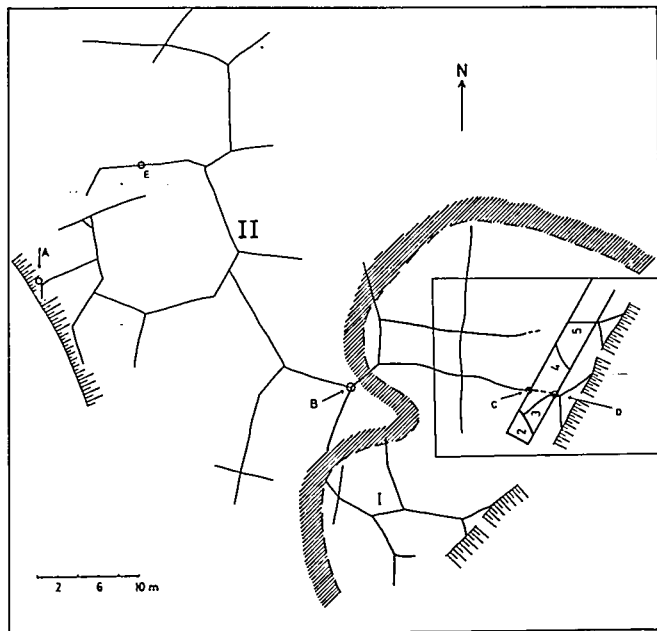




Abb. 5b: Grundriß-Skizze der Eiskeil-Systeme I, II
 (aus Müller 1978)

 Grenze braune/graue Schluffe
 Abbaugrenze

Alterseinstufung der oberen Niederterrasse

In älteren Bearbeitungen werden die Ablagerungen insgesamt oder zumindest teilweise in die Saale-Kaltzeit eingeordnet, wobei die grauen Schluffe oft als warthestadiale Löss angesehen werden. Erst in jüngeren Arbeiten wird die gesamte Schichtenfolge in die Weichsel-Kaltzeit gestellt, allerdings ohne eindeutige Angaben über ihre Stellung innerhalb dieser Kaltzeit.¹⁾

Die vorhergehend näher beschriebene Dreigliederung der Ablagerungen ist im oberen Emsgebiet verbreitet und tritt auch in anderen Flußsystemen der Westfälischen Bucht auf. Schon Bärtling (1912) und Steusloff (1934) beschreiben ähnliche, i. w. dreigliederte Profile („Knochenkiese, Schneckensande und kreuzgeschichtete Sande“) von der unteren Lippe und Emscher, deren Beginn nach Steusloff (1951) in die ausgehende Eem-Warmzeit bzw. in die beginnende Weichsel-Kaltzeit und deren Abschluß in das Spät-Glazial (ältere Dryas-Zeit) gestellt wird. Wegen der Identität der Profile bietet sich diese Alterseinstufung auch für die entsprechenden Ablagerungen im Bereich der oberen Ems an. Danach können die unteren Sande des Ems-Profiles mit den Knochenkiesen der Lippe und Emscher gleichgesetzt werden und dürften somit auch in das ausklingende Eem bzw. beginnende Weichsel einzustufen sein. Eine obere Zeitmarke für die Terrassenablagerungen der Ems ergibt sich durch den Usselo-Horizont des Alleröd-Interstadials, der von Thiermann (1973) in den der ob. Niederterrasse aufgesetzten Uferwällen beobachtet wurde. Weiterhin haben wir eine Zeitmarke für den mittleren Teil des Ems-Profiles, nämlich für die Torfe im höheren Teil der grauen Schluffe. Für sie ergibt sich durch eine ¹⁴C-Datierung eine Einstufung in das Denekamp-Interstadial. Noch während des Hoch-Glazials wurden die Torfe von einem 1. Eiskeilsystem durchzogen und spätestens während der ältesten Dryas-Zeit von weiteren Eiskeilen gestört, die insgesamt einem 2. System zugeordnet werden können. Diese jüngeren Eiskeile setzen in verschiedenen Lagen des obersten Teils der Schluffe an und sind somit syngenetisch entstanden. Da die Lößbildung allgemein nur bis in die älteste Dryas-Zeit anhielt, sind diese Eiskeile demnach spätestens in der Dryas-Zeit entstanden. Für eine noch spätere, solifluidale Entstehung dieser Ablagerungen sind keine Anzeichen vorhanden. Allerdings muß auch die Möglichkeit einer geringfügigen Abtragung der oberen Schluffe in einer vermutlich mit dem Bölling-Interstadial einsetzenden Erosionsphase in Betracht gezogen werden, in der die jüngsten, eventuell aus der ältesten Dryas-Zeit stammenden Ablagerungen entfernt wurden. In diesem Fall wäre auch das 2. Eiskeilsystem früher, nämlich auch noch in das Hoch-Glazial einzustufen.

Für die Bildung der 4–5 m mächtigen oberen Sande und Schluffe verbleiben zumindestens teilweise das Bölling-Interstadial und vor allem die ältere Dryas-Zeit, was sehr gut mit der von Steusloff (1951) gegebenen Einstufung der „kreuzgeschichteten Sande“ in die ältere Dryas-Zeit im Einklang steht. *

Zusammenfassend kann man die gesamte Schichtenfolge der oberen Niederterrasse der Ems bei Münster, wie in Tab. 1 angegeben, gliedern. Die Dreigliederung der oberen Niederterrasse läßt sich über das gesamte obere Emstal bis in das Flußgebiet der Lippe verfolgen und anhand von Sedimentationszyklen korrelieren. Außerdem sind vergleichbare Ablagerungen seit langem aus dem Bereich der unteren Lippe und Emscher – wie schon erwähnt – und von der Dinkel bekannt. Wahrscheinlich liegen auch an der Stever ähnliche Verhältnisse vor. Daraus läßt sich allgemein ableiten, daß in den pleistozänen Abflußsystemen der Westfälischen Bucht während des Eem die älteren pleistozänen Bildungen (i.w. glazigene Ablagerungen der Saale-Kaltzeit = Vor- und Nachschüttssande, Grundmoräne) nahezu vollständig aufgearbeitet und umlagert und während der Weichsel-Kaltzeit von Lössen bzw. Schwemmlössen und fluviatilen Ablagerungen überdeckt wurden.

¹⁾ Einen ausführlicheren Überblick über die verschiedenen Deutungen und Einstufungen gibt Thiermann (1973).

Tabelle 1 Gliederung der oberen Niederterrasse der Ems bei Münster

Schichteinheit	Ablagerungsart	Bildungszeit
obere Einheit: 4–5 m mächt. Fein- bis Mittelsande u. Schluffe (=oNT i.e.S.)	fluviatile Aufschüttung (nach den Außenrändern der oNT Verzahnung mit solifluidal umgelagerten Schmelzwassersanden der Saale-Kaltzeit) Erosionsphase	Spätglazial (Bölling-Interstadial bis ältere Dryas-Zeit)
mittlere Einheit: 7 m mächt. graue, kalkhaltige Schluffe	i.w. verschwemmte, untergeordnet auch solifluidal verlagerte Lössе der Weichsel-Kaltzeit	jüngeres Frühglazial mit Denekamp-Interstadial, Hochglazial bis beginnendes Spätglazial (älteste Dryas-Zeit) der Weichsel-Kaltzeit
untere Einheit: 0 – max. 15 m mächt., z.T. grobsandige, kiesige Mittelsande	fluviatile Ablagerungen aus aufgearbeitetem bzw. umgelagertem Material der Saale-Kaltzeit	ausgehende Eem-Warmzeit bis älteres Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit

Im Emsgebiet kam es dann während des Alleröd zur Ausbildung eines einheitlichen Abflußsystems (z.T. mit Uferwällen), das sich allmählich eintiefte. In der folgenden jüngeren Dryas-Zeit bildete sich (i.w. durch Umlagerungsvorgänge) die untere Niederterrasse. Mit Beginn des Holozäns (im Präboreal) wurde die Inselterrasse angelegt, und in oder nach dem Boreal entwickelte sich schließlich die eigentliche Talauē der Ems (Thiermann 1973). Für die übrigen größeren Flußsysteme der Westfälischen Bucht ist grundsätzlich eine ähnliche Entwicklung anzunehmen.

Speetzen

Literatur

- Arnold, H.:** Geologische Karte. – In: Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erläut. Bl. C 4310 Münster, S. 1–126. Krefeld 1960
- Arnold, H.:** Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erläut. zu Bl. C 4314 Gütersloh. Mit Beiträgen von P. Hoyer und H. Vogler. – 156 S. Krefeld 1977
- Baecker, P.:** Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 117, 59–88. Stuttgart 1963
- Bärtling, R.:** Das Diluvium des Niederrheinisch-Westfäl. Industriebezirks und seine Beziehung zum Glazialdiluvium. – Z. dtsh. Geol. Ges., 64, Mb., 155–177. Berlin 1912
- Hempel, L.:** Über morphologische Formengruppen der Erosion an der Ems.-Eiszeitalter und Gegenwart, 14, 68–76. Öhringen 1963
- Hesemann, J.:** Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. – Geol. Jb., 64, 633–641. Hannover 1950
- Keller, G.:** Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems.-Z. dtsh. Geol. Ges., 101, 86–92. Hannover 1950
- Kramm, E. & Müller, H.-M.:** Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 28, 39–44. Öhringen 1978

- Müller, H.-M.:** Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.). – Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, H. 2, 117–128. Stuttgart 1978
- Steusloff, U.:** Das Periglazial des Jungdiluviums im Emscher- und Lippetal. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., 1932/33, 17–25. Bonn 1934
- Steusloff, U.:** Neue Beobachtungen und Erkenntnisse über Flora, Fauna und Klimageschichte des Würmperiglazials in der Niederterrasse der Emscher und Lippe. – Abh. Landesmuseum Naturkunde Münster, 14, H. 2, 47 S. Münster i.W. 1951
- Thiermann, A.:** Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläut. zu Bl. 3710 Rheine. Mit Beiträgen von H.-J. Dubber, J. Kalterherberg, M. Koch und H.-W. Rehagen. – 174 S. Krefeld 1973
- Thiermann, A.:** Zur Flußgeschichte der Ems (Nordwestdeutschland). – Centenaire Soc. Géol. Belgique, l'Evolution Quaternaire des Bassins fluviaux de la Mer du Nord méridional. – 35–51. Liège 1974

b) Archäologische Funde aus den Sandgruben der Fa. Schenking KG (Abb. 6)

Führung: W. F i n k e

Die Firma Schenking betreibt in Greven-Bockholt seit vielen Jahren ein Kalksandsteinwerk. Der zur Produktion benötigte Sand wird aus verschiedenen Abbaufeldern trocken oder im Saugverfahren gewonnen. Dabei kommt ein reiches archäologisches, anthropologisches und paläontologisches Material zutage.

Das auf der Terrasse nordwestlich des Werks liegende, trocken abgebaute Feld hat Keramikscherben geliefert, die auf Siedlungen des Mittelalters und der vorrömischen Eisenzeit (700 bis Chr. Geb.) hinweisen. In der Niederung der Ems westlich des Hünenberges wurde der Sand bis in eine Tiefe von 10 m mit dem Saugbagger abgebaut und über ein Sieb zum Abtrocknen auf Spülfelder gepumpt. Von verschiedenen Sammlern konnten sowohl aus dem Abraum des Siebes als auch auf den Spülfeldern Knochen eiszeitlicher Tiere, menschliche Schädelteile sowie urgeschichtliche Artefakte geborgen werden. Die Menschenschädel lassen sich nach Ansicht von Prof. Reuschhoff, Universität Bochum, wohl am ehesten in die Jungsteinzeit datieren (4000–1600 vor Chr.). Überraschend ist die Vielzahl der aus Geweihten hergestellten Äxte, von denen bisher über 40 Exemplare geborgen worden sind. Sie sind sicher während der gesamten Jungsteinzeit in Gebrauch gewesen, doch werden einige Exemplare – etwa solche mit Kreisaugenverzierung – wohl sogar noch in die Bronzezeit zu datieren sein. Außerdem wurden gefunden: ein neolithisches Steinbeil, ein einfacher Bronzering, Keramik, die – wie das abgebildete verzierte Stück – am ehesten in die römische Kaiserzeit gehört, sowie ein Messer und eine Lanzen Spitze aus Eisen, die wohl mittelalterlich sind.

Das Nebeneinander dieser sehr unterschiedlich zu datierenden Funde überrascht nicht, wenn man die Art der Sandgewinnung bedenkt. Durch den vor dem Saugrohr unter Wasser nachbrechenden Sand wird eine vielleicht vorhandene stratigraphische Lagerung gestört. Es fällt jedoch auf, daß der Saugbagger nicht überall in gleichmäßiger Verteilung Funde zutage fördert. Deshalb ist daran zu denken, daß sie in alten Kolken konzentriert sind, abgelagert vom Fluß unterhalb eines Prallhangs, über dem sie ursprünglich gelegen haben. Eindeutige Abrollungsspuren sind bisher an keinem Stück zu erkennen.

Auch aus dem neuen Spülfeld in der Emsaue westlich des Werks sind wieder zahlreiche Geweiheräte gefördert worden.

F i n k e

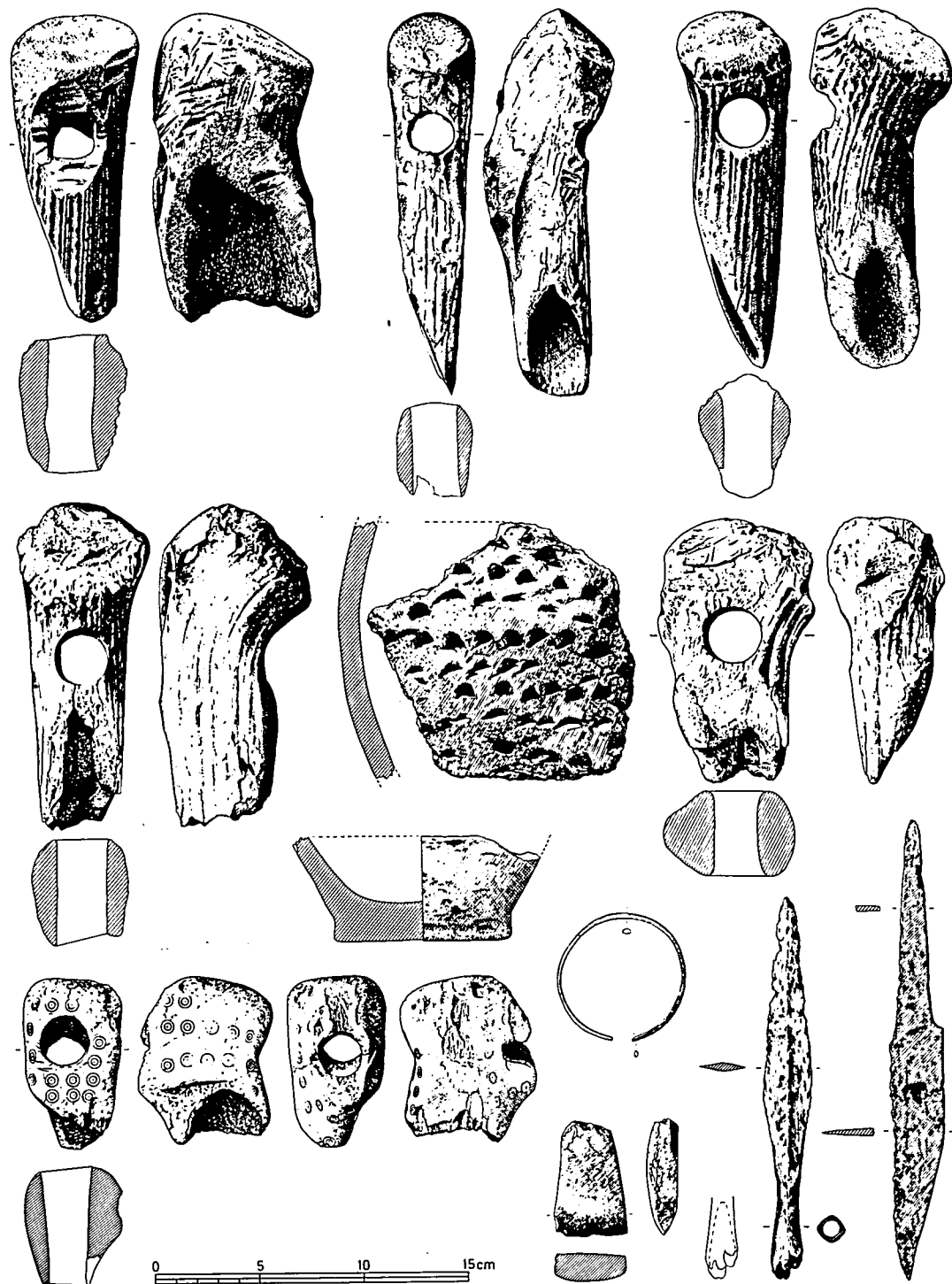


Abb. 6: Urgeschichtliche Artefakte aus den Sandgruben der Fa. Schenking KG

Standort 3: Wallburg Haskenau bei Handorf (Abb. 7)

TK 25 (3912) Westbevern R 3410130 H 5766580

Führung: Ph. Hö m b e r g

Auf der Terrasse im Mündungswinkel zwischen Ems und Werse liegt eine im Gelände noch deutlich auszumachende Erdbefestigung, die geschickt den natürlichen Schutz der beiden Flüsse ausnutzt¹⁾. Sie besteht aus einem mächtigen Turmhügel (oder Motte), den die Erbauer durch einen breiten, muldenförmigen Graben vom Hinterland abgetrennt haben. Etwa 30 m davor verläuft ein noch knapp 1 m hoher Erdwall mit Graben, der im Norden an der Abbruchkante zur Ems ansetzt, von hier etwa 100 m nach Süden führt, um dann fast rechtwinklig zur Werse umzubiegen. Er wird in einem Abstand von 75 m von einem zweiten Erdwall mit Graben in einem weiten Viertelbogen umschlossen.

Die Haskenau wurde in der Vergangenheit den „karolingisch-ottonischen“ Wallburgen Westfalens zugerechnet und mit den Sachsenkriegen Karls d. Großen oder dem Burgenbau König Heinrich I. in Verbindung gebracht. Die Datierung stützt sich auf einige karolingische Scherben, die bei einer kleinen Ausgrabung in den 30er Jahren aus der Schüttung des mittleren Walles geborgen worden sind.

Neuere Überlegungen und die historische Quellenlage ergeben jedoch ein anderes Bild. Bei dem durch die alten Grabungen unter dem äußeren Abschnittswall nachgewiesenen Graben mit Innenpalisade dürfte es sich am ehesten um eine Gehöftbegrenzung gehandelt haben. Erst zu einem späteren Zeitpunkt ist diese durch einen Erdwall zu einer starken Befestigung ausgebaut worden. Beim inneren Wall wird es sich – entsprechend zahlreichen anderen Turmhügelanlagen – um die Begrenzung des „Wirtschaftsteiles“ der Burg handeln. Aus einer nur mit Palisade und Graben befestigten Siedlung, die durchaus in karolingischer Zeit bestanden haben kann, hat sich also im 12. oder 13. Jahrhundert eine Turmhügelburg entwickelt, in deren Vorgelände gleichzeitig oder später weitere Erdwälle errichtet wurden.

Nach den historischen Quellen kann der Turmhügel als Sitz der Herren von Münster angesprochen werden, die sich zeitweise auch nach dieser Burg genannt haben (1226: Hermannum militem de Sconowe = Schönau = Haskenau). Zum Gesamtkomplex hat ein Hof gehört, der – in Urkunden der Jahre 1268, 1324 und 1340 genannt – zwischen dem 1 km entfernten Hof Lütke-Lengerich und der Haskenau, vielleicht sogar im unmittelbaren Bereich der Burg gelegen haben muß.

H ö m b e r g

Literatur

Biermann, F. u. Schmedding, J.H.: Atlas vor- und frühgeschichtlicher Befestigungen in Westfalen. Münster 1920, S. 30 ff u. Blatt XIII
Historische Stätten, Bd. III. 2. Aufl. 1970, S. 454

Hömborg, Ph.: Untersuchungen an frühgeschichtlichen Wallanlagen Westfalens. Veröffentlichungen der Altertumskommission, in Vorbereitung

Schmedding, J.H.: Die Wallburg Haskenau an der Ems. Zs. Westfalen 10, S. 57 ff. 1919

¹⁾ Zur geologischen Situation: Die Wallburg Haskenau liegt auf einem rechtwinkligen Vorsprung der oberen Niederterrasse, der durch die zunächst parallel zur heutigen Werse nach Norden und dann scharf nach Osten abbiegende Steilkante der Niederterrasse gebildet wird. An die obere Niederterrasse schließt sich nach Norden und Westen die hier im Durchschnitt um ca. 6 m tiefer gelegene Inselterrasse an. Die Höhe des natürlichen Steilhanges der Wallburg liegt aber noch um ca. 1-2 m über dem allgemeinen Niveauunterschied, da der oberen Niederterrasse unmittelbar im Norden ein in die Inselterrasse eingeschnittener (nahezu verlandeter) Altarm der Ems und im Westen die gegenüber der Inselterrasse nochmals um ca. 1,5 m tiefer gelegene Talau der heutigen Werse vorgelagert sind.

S p e e t z e n

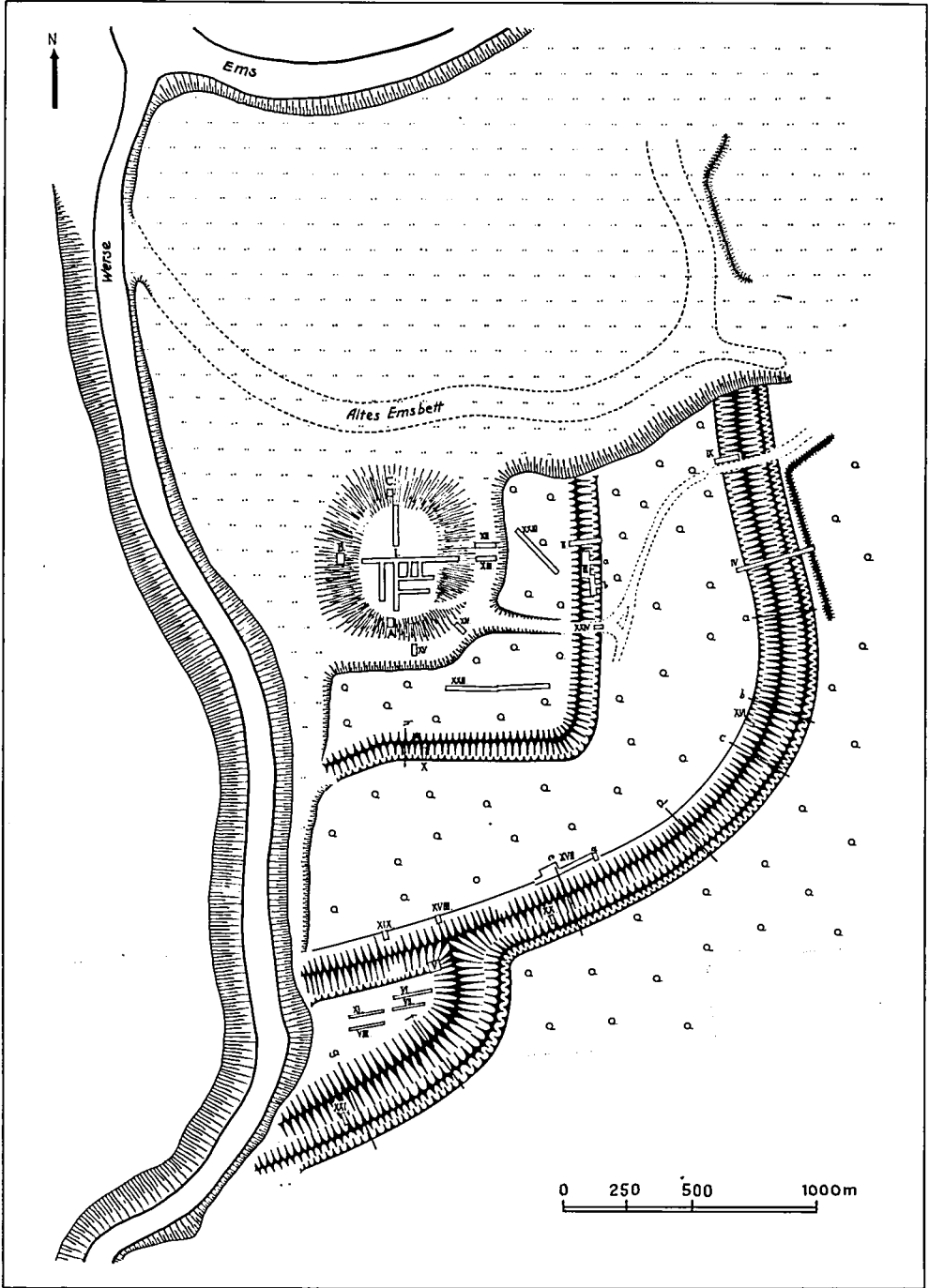


Abb. 7: Lage und Grundriß der Wallburg Haskenau bei Handorf

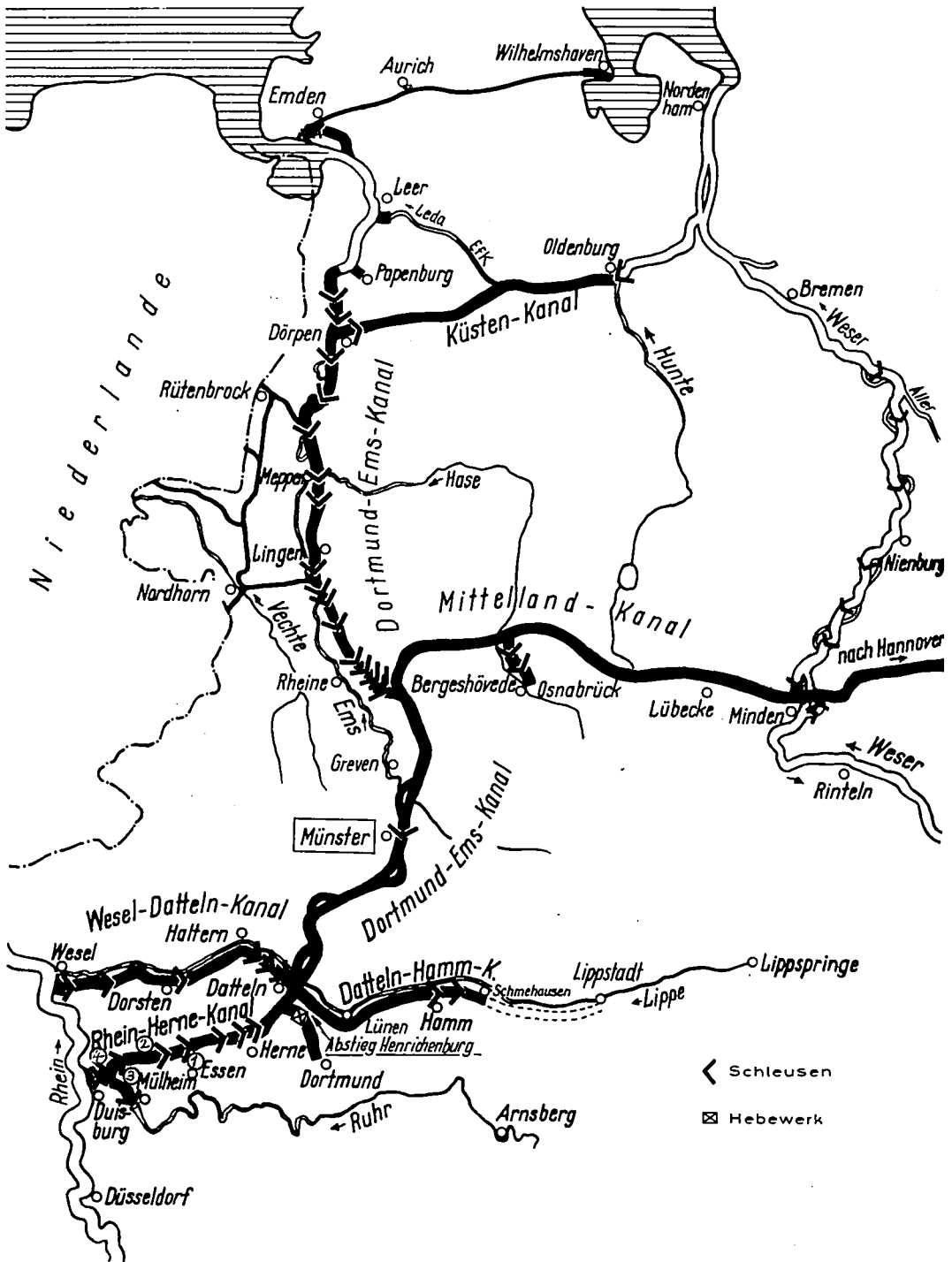


Abb. 1: Das westdeutsche Kanalnetz

- 1 Schleusengruppe Gelsenkirchen
- 2 Schleusengruppe Essen-Dellwig

- 3 Schleusengruppe Oberhausen
- 4 Schleuse Duisburg-Meiderich

Exkursion B 1: Ausbau des Rhein-Herne-Kanals (mit Besichtigung von vorgeschichtlichen Funden)

Führung: A. Heinrich, G. W. Keil, H. Sommer, W. Strähler

Allgemeines zum Ausbau des Rhein-Herne-Kanals

Der 1914 fertiggestellte Rhein-Herne-Kanal (RHK) ist das südwestliche Teilstück des westdeutschen Kanalnetzes. Er führt auf 46 km Länge mitten durch das Ruhrgebiet und überwindet in 7 Schleusenstufen einen Höhenunterschied von i. M. 36 m (Abb. 1). Der Verkehr auf ihm erreichte in den vergangenen Jahren an der Eingangsstufe vom Rhein her bis zu 22 Mio. Gütertonnen bzw. 42 Mio. Tragfähigkeitstonnen/a und liegt damit nach dem Rhein an der Spitze aller Verkehrsrelationen auf deutschen Binnenschiffahrtsstraßen.

Zur Zeit wird ein Bauprogramm zum Ersatz der abgängigen Schleusen an den unteren Stufen des Kanals – Duisburg, Oberhausen, Gelsenkirchen – durchgeführt, wobei die Abmessungen der neuen Schleusen den Erfordernissen der modernen Schubschiffahrt angepaßt werden. Die Schleusenstufe Essen-Dellwig wird durch Wasserspiegelausgleich der angrenzenden Haltungen erübrigt.

Standort 1: Ersatzschleusen Gelsenkirchen

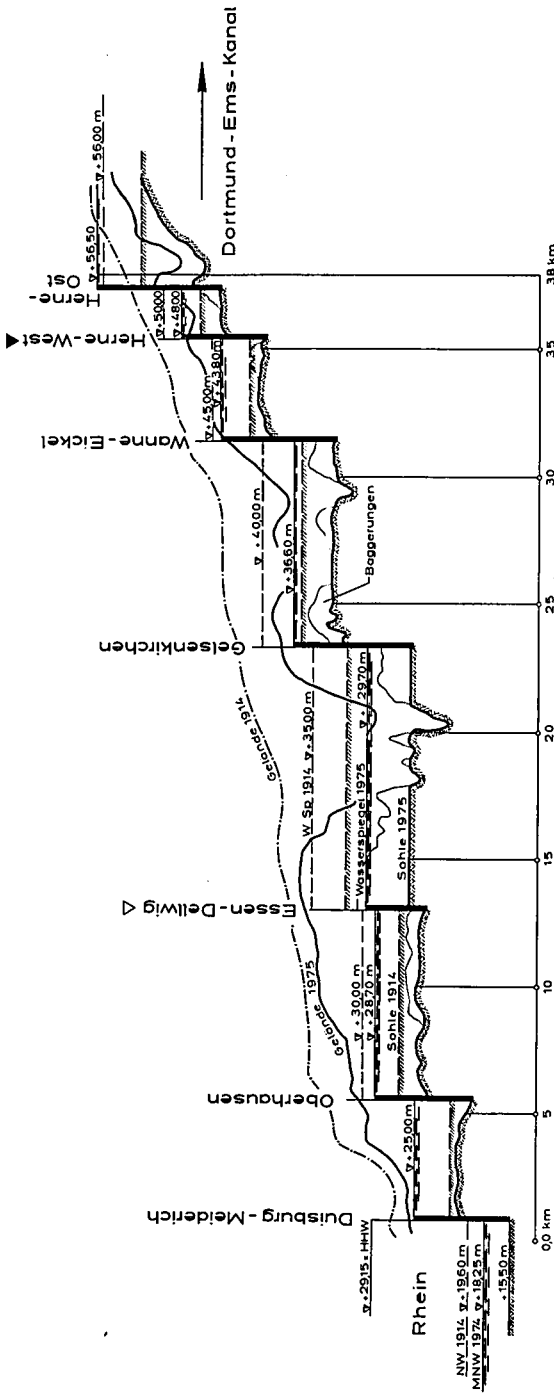
Zwei neue Kammern mit Abmessungen: Länge 190 m, Breite 12 m, Gefälle nach Inbetriebnahme zunächst 7,40 m. Durch Senkung des Wasserspiegels in der oberen Haltung zum Ausgleich von Bergsenkungen wird jedoch später das Schleusengefälle um 2 m reduziert.

Mit den Bauarbeiten wird noch dieses Jahr begonnen. Die zu ersetzenden beiden Schleusenammern sind fußstapfenförmig versetzt. Die Baugrube der ersten neuen Schleuse wird wegen der beengten örtlichen Lage auf der Schleuseninsel angeordnet. Wegen des starken Verkehrs sollen während der ganzen Bauzeit stets zwei Schleusenammern einsatzbereit bleiben. Diese grundsätzliche Anordnung gilt auch für die Schleusengruppe Oberhausen.

Standort 2a: Wegfall der Schleusengruppe Essen-Dellwig als Gemeinschaftsergebnis von Bergsenkung und Kanalausbau

Das Geländere relief „Längsschnitt des Rhein-Herne-Kanals“ (Abb. 2) zeigt Veränderungen der Oberfläche eines rd. 40 km langen Geländestreifens im Ruhrgebiet während der letzten 60 Jahre. Während der Geologe in langen Zeiträumen zu denken gewohnt ist und insbesondere der „Nordwestdeutsche Geologe“ in Meer und Eis Hauptgestaltungskräfte für die Erdoberfläche sieht, ist es in diesem Raum der Bergbau, der die jüngste Oberfläche gestaltet hat und noch gestaltet.

Wasser reagiert auf Oberflächenveränderungen am empfindlichsten. An der Küste führen 5 oder gar 10 m Geländesenkungen zu Meerestransgressionen. Geschähe so etwas kurzfristig, käme es zu gewaltigen Katastrophen. Im Bergsenkungsgebiet wird das Gelände samt Schifffahrtskanälen stellenweise in wenigen Jahren bis zu 12 m gesenkt. Wie eine Wasserstraße einer derartigen bergbaubedingten Oberflächenänderung angepaßt werden kann, zeigt das Beispiel der Kanalhaltung Essen-Dellwig des Rhein-Herne-Kanals. Zwischen den beiden Schleusen, die diese Haltung begrenzen, liegen 10 km Kanal mit 13 Häfen. Auf 7 km Länge sinkt das Gelände bis zu 12 m. Wenn man den Wasserspiegel des Kanals auf seiner ursprünglichen Lage von NN + 35 m hätte halten wollen, hätte man hohe Dämme bauen und den Kanal aus dem Gelände herauswachsen lassen müssen. Das wäre insbesondere auch wegen der vielen Brücken und Düker, die den Kanal queren, wesentlich teurer gekommen als die gewählte Lösung, den Wasserspiegel mit dem Gelände zu senken und auf den 3 km, wo das Gelände nicht sinkt, den Kanal um 6 m tiefer in das Gelände einzugraben. Dabei bietet



▽ 1979 Wasserspiegelausgleich zwischen Oberhausen u. Gelsenkirchen auf NN+29,10 m; 1980 Abbruch der Schleuse Essen-Delwig.

▽ Abbruch der Schleuse Herne-West mit Wasserspiegelausgleich zwischen Wanne-Eickel und Herne-Ost auf NN+43,80 m geplant.

Schleusenstufe	Schleusengefälle [m]			
	1914	1977	1979	Planung
Duisburg - Meiderich	5,40	6,61	6,61	9,70
Oberhausen	5,00	3,70	4,10	4,10
Essen - Delwig	5,00	1,00	—	—
Gelsenkirchen	5,00	6,90	7,40	5,50
Wanne - Eickel	5,00	7,20	7,30	9,20
Herne - West	5,00	4,40	4,40	—
Herne - Ost	6,00	8,30	8,30	12,70
	36,40	38,11	38,11	41,20

Stand: Mai 1979

Stand: Mai 1979

Abb. 2: Senkungen des Geländes und des Wasserspiegels am Rhein-Herne-Kanal 1914 - 1979

sich die Möglichkeit an, den Wasserspiegel gleich soweit zu senken, daß er dieselbe Höhenlage bekommt wie die nächste tiefere Kanalhaltung, um dann die Schleuse Essen-Dellwig, die bisher zur Überwindung des Wasserspiegelunterschieds erforderlich war, wegfallen lassen zu können.

Dieser Weg ist beschritten worden, und zwar zielstrebig über einen Zeitraum von 46 Jahren hinweg. 1933 machten die Bergsenkungen infolge Kohlenabbaus unter dem Kanal die ersten Wasserspiegelsenkungen erforderlich. 1980 wird der letzte noch vorhandene Meter Wasserspiegelunterschied dadurch ausgeglichen, daß der Wasserstand der unteren Haltung um 40 cm angehoben und der Wasserspiegel der Haltung Essen-Dellwig um 60 cm abgesenkt wird.

Während der Fahrt auf dem Rhein-Herne-Kanal wird auf die zahlreichen Baumaßnahmen, die zur Verwirklichung der Gesamtplanung erforderlich waren, hingewiesen.

Standort 2b: Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop

Zwischen den Kanalkilometern 13,2 und 16,7 konnten bei Baggararbeiten 1956, 1963, 1970, 1974 und 1975 vom Museum für Ur- und Ortsgeschichte in Bottrop ca. 7000 eiszeitliche Fundstücke geborgen werden.

Neben den Skelettresten von Steppenelefant, Mammut, Wollhaarnashorn, Steppenwisent, Waldwisent, Ur, Riesenhirsch, Rothirsch, Ren, Elch, Moschusochse, Saigaantilope, Braunbär, Wolf, Eisfuchs, Dachs, Biber und verschiedenen Nagetieren und Vögeln wurden ca. 170 verschiedene Geschiebe, ein Rastplatz des Neandertalers mit ca. 400 geborgenen Werkzeugen und der Nachweis eines zur Homo sapiens-Gruppe gehörenden Menschen gesichert.

Die Fundstücke entstammen der sogenannten ‚Knochenkiesschicht‘, die ins ausgehende letzte Interglazial bzw. an den Anfang der letzten Vereisung gesetzt wird. Diese ‚Knochenkiese‘ der Emscher sind gleichmäßig stark mit Fossilmaterial angereichert. An zwei Stellen zeigten sich Fundkonzentrationen (bei Kkm 15,7 und Kkm 14,6 = Reste von 22 Mammuten verschiedener Größe).

Nur wenige Knochen zeigen stärkere Abrollspuren, ca. 70% weisen Freißpuren von Aafressern auf.

Vollständige Skelette konnten nicht geborgen werden, doch waren zusammenhängende Partien zu erkennen.

Im Zusammenhang mit dem am Kkm 13,65 entdeckten Rastplatz des Neandertalers wurden mehrere Riesenhirschschädel mit deutlichen Bearbeitungsspuren (Abtrennung der Geweihstangen, des Gesichtes und des Hinterhauptes) geborgen.

Alle Fundstücke wurden – mit der Unterstützung des Wasser- und Schifffahrtsamtes – auf den Baggern, Schuten, dem Spüler und dem Spülfeld (zwischen Kkm 17,1 und 18,15, nördliche Seite) gesichert. Die wissenschaftliche Bearbeitung der im Museum für Ur- und Ortsgeschichte in Bottrop lagernden Funde ist noch nicht abgeschlossen.

Standort 3: Ersatzschleusen Oberhausen

Zwei neue Kammern mit Abmessungen: Länge 190 m, Breite 12 m, Gefälle 4,10 m.

Der Verkehr an dieser Stufe weist etwa den gleichen Umfang wie an den Eingangsschleusen in Duisburg auf. Die Kreuzungsschleusendauer soll daher ebenfalls wie in Duisburg etwa 40 Min. betragen (vgl. Standort 4). Diese Zeit kann bei dem geringen Gefälle jedoch mit weniger ausgedehnten Anlagen für die Füllung erreicht werden. Es genügt die Anlage von Teilgrundläufen auf etwa halbe Kammerlänge, denen das Wasser durch ein Hubsenktozr zugeführt wird. Entleert wird durch Schützen in den Stemmtorflügeln.

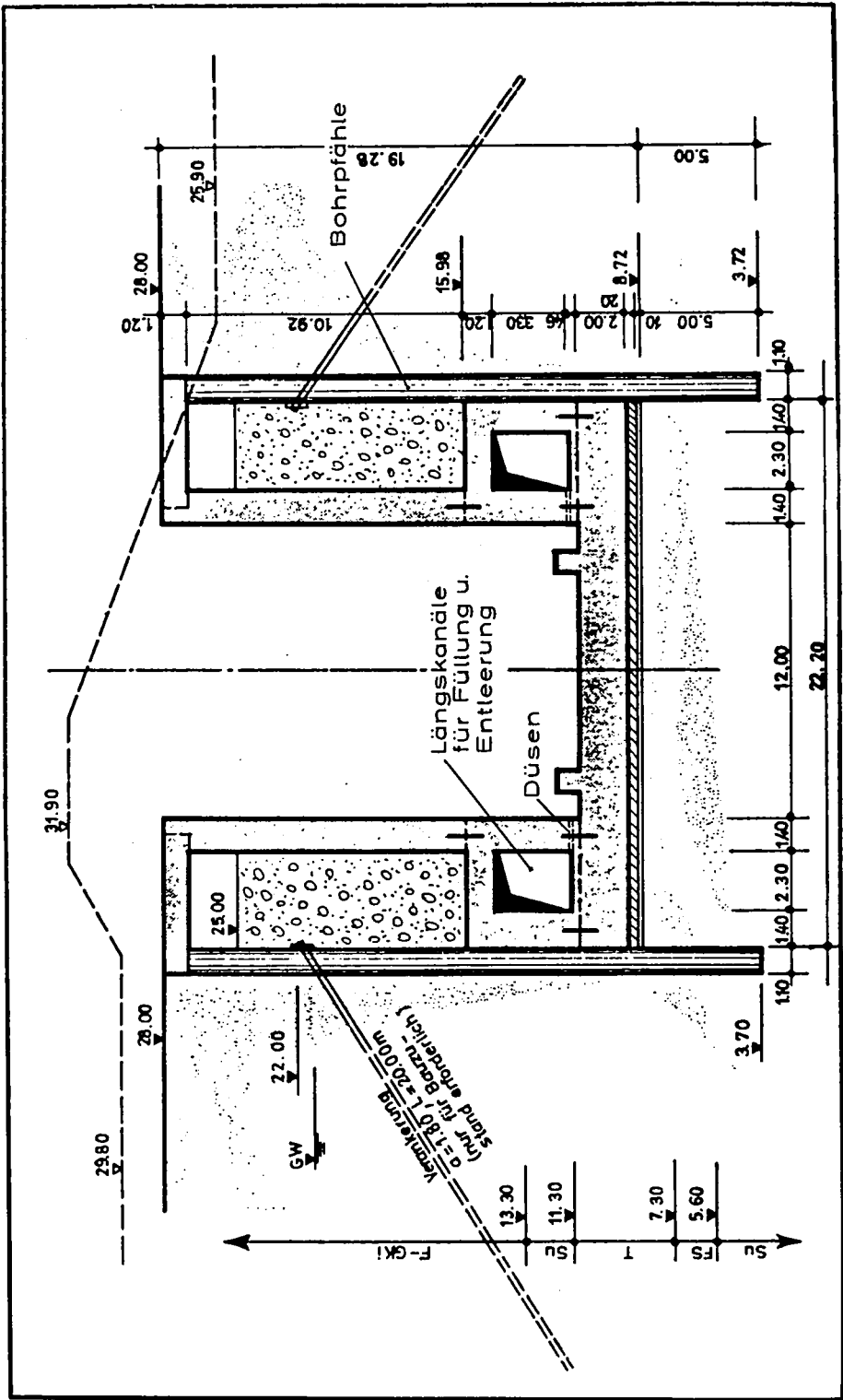


Abb. 3: Neue Schleuse Duisburg-Meiderich, Schnitt durch die Schleusenammer

Die Baugrube wurde hier im Schutze einer Schlitzwand ausgehoben. Diese Schlitzwand bindet in den quasi undurchlässigen Grünsand ein und grenzt so gegen das phenolverunreinigte Grundwasser im Süden ab. Die Wand wird in die Konstruktion der Schleusenammerwand einbezogen. Die Wasserförderung in der Baugrube erreichte während der Hauptgründungsarbeiten nur etwa 2 l/s; das Ziel, das verunreinigte Grundwasser aus dem Bereich der südlich gelegenen Kalkschlammdeponie fernzuhalten, darf damit als erreicht gelten.

Standort 4: Ersatzschleuse Duisburg-Meiderich

Anlaß für den Ersatz der bestehenden Schleuse ist nicht nur ihr schlechter Bauzustand, sondern die ungenügende Wassertiefe bei Niedrigwasser des Rheins infolge Erosion der Rheinsohle.

Abmessungen der Kammer: Länge 190 m, Breite 12 m, max. Gefälle 7,23 m, später 9,68 m; das HHW des Rheins liegt um 4,18 m über dem Wasserstand der oberen Haltung. Parallel zur Schleuse Duisburg-Meiderich liegt am Ruhrwehr die Ruhrschleuse als 2. Schleuse der Eingangsstufe Duisburg. Sie wurde 1926 in Betrieb genommen und hat mit 13 x 350 m ausreichende Abmessungen und einen besseren Bauzustand. Durch die Erosion ist allerdings auch ihre Drempeltiefe verringert, so daß sie angepaßt werden muß.

An die Leistungsfähigkeit der neuen Schleuse Duisburg-Meiderich müssen unter Berücksichtigung der Prognosen für die allgemeine Verkehrsentwicklung (1990 etwa 27 Mio. Gütertonnen) hohe Anforderungen gestellt werden. Für Füllung und Entleerung wurde nach Modellversuchen ein System gewählt, bei dem das Wasser über Längskanäle durch je Seite rd. 230 Düsen, Ø 20 cm, seitlich in die Kammer tritt.

Mit diesem System wird eine Füllzeit von rd. 4,4 Min. für das derzeitige Gefälle erreicht. Die Dauer einer Kreuzungsschleusendauer wird derzeit etwa 40 Min. betragen. Als Schleusenverschlüsse sind ein Hubsenkter am Oberhaupt und ein zweiteiliges Hubtor am Unterhaupt gewählt. Der obere Teil des Hubtores wird nur bei höheren Wasserständen eingesetzt.

Die Baugrube wird unter weitgehender Verwendung von Bohrpfahlwänden, Ø der Einzelpfähle 110 cm, hergestellt und durch diese gegen das benachbarte Wassergewinnungsgebiet abgegrenzt. Diese Bohrpfahlwände werden in die Tragkonstruktion der Schleusenammer einbezogen und sind damit eine wirtschaftliche Lösung. Gegen höhere Wasserstände der südlich angrenzenden Ruhr wird die Baugrube durch den Hochwasserschutzdamm gesichert (Abb. 3).

Hafenstraße und Hafensbahn, als Anlagen des im Westen unmittelbar angrenzenden Duisburg-Ruhrorter Hafens, werden in je einem rd. 170 m langen Brückenzug mit je 2 Überbauten überführt. Brückenwiderlager und Pfeiler wurden auf Großbohrpfählen mit bis zu rd. 25 m Länge gegründet.

Standort 5: Museum für Ur- und Ortsgeschichte in Bottrop

Am Museum für Ur- und Ortsgeschichte in Bottrop wurde 1976 in einem Neubau eine „Eiszeitabteilung“ eröffnet, die z. Z. in Europa einmalig ist.

Kernstücke der Ausstellung sind die bei den verschiedenen Ausbaggerungen des Rhein-Herne-Kanals bei Bottrop seit 1956 gefundenen eiszeitlichen Überreste.

Im freien Raum der 21 x 21 m großen Ausstellungshalle sind die ca. 80 000 Jahre alten Skelette vom Mammut, Wollhaarnashorn, Waldwisent, Höhlenbär und (als Dermoplastik) ein Moschusochse aufgestellt. Etwa 1/10 der Skelettrekonstruktionen mußten ergänzt werden, weil die eiszeitlichen Aasfresser und später die Bagger bei der Bergung Knochenteile zerstörten.

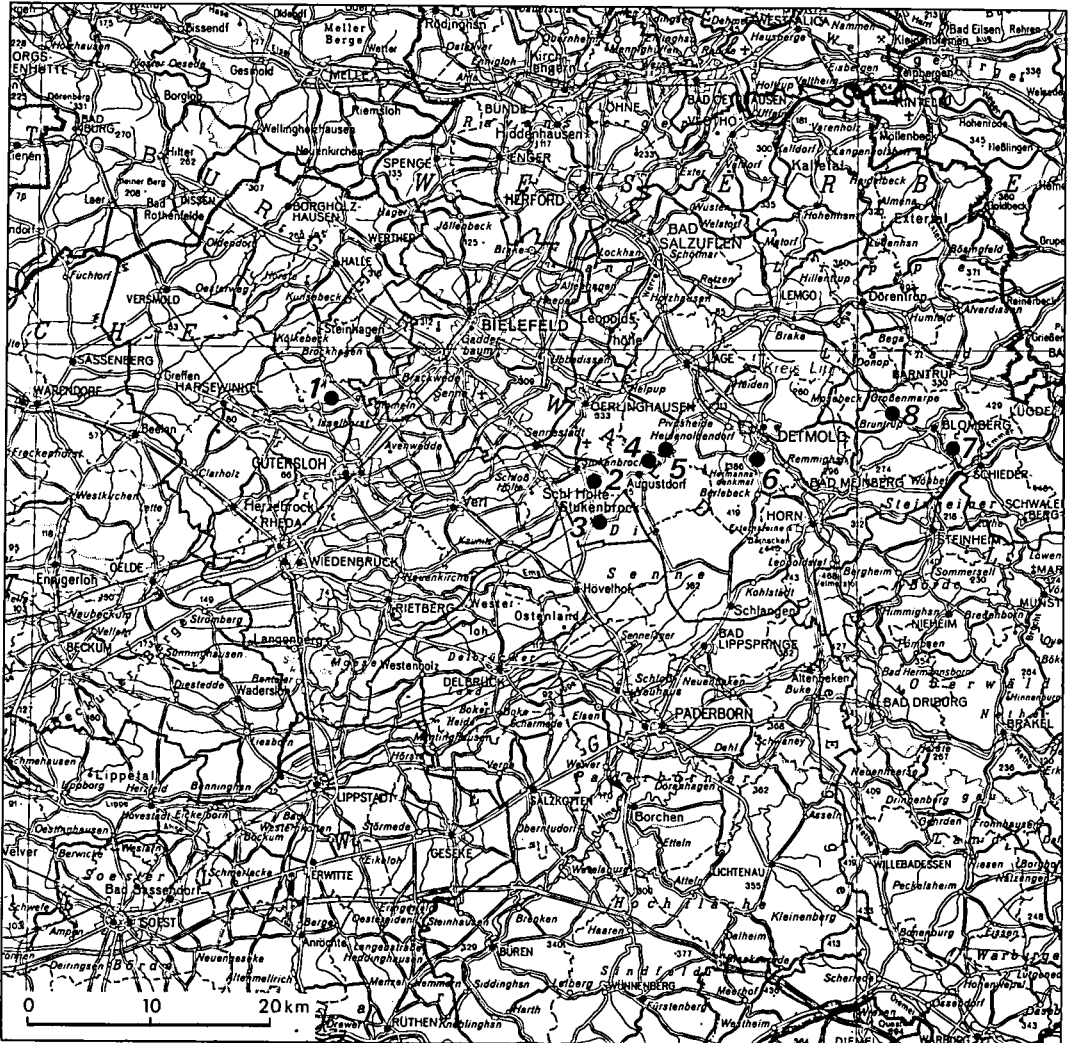
Auf vier je 14 m langen Graphikwänden sind verschiedene die Ausstellung betreffende Themen angeschnitten: Einführung in das Eiszeitalter, Eisverbreitung, Klimazonen, die Fundstellen, eine präparationstechnische Darstellung, Erläuterungen und Probleme zu den ausgestellten Skeletten.

In den Vitrinen wurden die Fundstücke unter mehreren Themenstellungen (die Herkunft der Geschiebe, die Schneckensande, die Entwicklung der Pferde, die Raubtiere, die Hirsche, die Nagetiere und Vögel, die Entwicklung der Mammutzähne, die Horn- und Geweihbildungen, die Krankheiten, die Jagd der Eiszeit und der eiszeitliche Mensch) mit entsprechenden Graphiken aufbereitet. Besondere Ausstellungsstücke sind der mit beiden Stoßzähnen vollständig erhaltene Schädel eines alten Mammutbullen, ein erster Mammutmilchzahn mit der Kaufächengröße eines 1-Pfennig-Stückes, ein Urhorn in Keratinerhaltung, der Schädel einer Saiga-Antilope, die Puppen von Fliegen aus 2 Mammutschädeln, die Kopie des vom Bottroper Museum 1958 ausgegrabenen einzigen, fast vollständig erhaltenen Waldwisentskelettes Europas (Original im Geologischen Universitätsmuseum Münster) und die Werkzeuge aus dem Rastplatz des Neandertalers am Rhein-Herne-Kanal in Bottrop.

Neben typischen Geschieben geben einige Pflanzen der arktischen Tundra in den Außenanlagen des Museums einen Einblick in die Mannigfalt der eiszeitlichen Pflanzenwelt.

Exkursion B2: Quartär im östlichen Münsterland und in Südost-Westfalen (Abb. 1)

Führung: H.-D. Dahm, F. Hohenschwert, K. Skupin, E. T. Seraphim



Mit Genehmigung des LVA/NRW v. 5. 11. 79, Kontroll-Nr. D 6382, Ausschnitt aus SK 500 Ü

Abb. 1: Standorte der Exkursion

Standort 1: Sandgrube Reckmann, Hollen

TK 25 (4016) Gütersloh R 3456850 H5757900

Führung: E. T. Seraphim

Die Grube liegt in der Kammlinie eines SW-NE-orientierten Geländerückens, der 2000 m lang und 300 m breit ist, sich bis 8 m über seine Umgebung erhebt, im Kern aus Vorschüttssanden über sandigen Staubeckenschluffen aufgebaut und stellenweise durch eine geringmächtige und entkalkte drenthestadiale Grundmoräne abgedeckt ist. Der Rücken erreicht im SW mit 84,3 m über NN seinen Kulminationspunkt. Nach seinem Relief, seinen Größenverhältnissen, seinem inneren Aufbau, seiner Orientierung und seiner Einpassung in eine Schar im Prinzip gleichartiger Rücken erweist sich der aufgesuchte Geländerücken als Drum (Breite: Länge etwa 1:4, d. h. Typ der elongated ridges n. Chamberlin) innerhalb des Friedrichsdorfer Drumlinfeldes (Abb. 2). Sein drenthestadiales Alter bedingt im Verhältnis zu weichseleiszeitlichen Drumlins eine Vergreisung der Formen (Abtragung im Kammbereich; Ab- und Auftragung mit Steinsohle und Fließberden an den Flanken; mächtige Akkumulation von Sanden, Schluffen und organogenen Schichten im Zwischenbereich der Drumlins).

In dem Aufschluß, dessen Schließung und Verfüllung bevorsteht, werden z. Z. nur noch die Schichten der liegenden Sequenz abgebaut; deren Feinkörnigkeit und ruhige Sedimentation in Verbindung mit dem Fehlen (?) von nordischem Material sowie deren flächenhafte Verbreitung im Gebiet der oberen Ems und Lippe waren für Arnold (1977, z. T. auf Grabert 1952 fußend) maßgeblich, sie als ältere Mittelterrasse aufzufassen. Demgegenüber stellen die in diesem Aufschluß nicht mehr zu beobachtenden Hangendsande, deren Mächtigkeit bis 4 m betrug, mit ihrem größeren Korn, ihrem hohen Anteil an nordischen Partikeln und ihrer unruhigen Kreuzschichtung wahrscheinlich echte Vorschüttssande dar, die bereits die Nähe des Inlandeises signalisieren (vgl. Arnold 1977, 65 ff. u. Abb. 14).

Frostkeile, die in verschiedenen Niveaus beider prämoräner Sandkomplexe einsetzen, sowie Solifluidalmerkmale in den schluffhaltigen Lagen der unteren Sequenz lassen auf periglaziale Klimabedingungen zur Zeit der Sedimentation schließen.

Eine Besonderheit stellt eine mit Grundmoräne gefüllte Rinne im Streichen des Rückens dar. Eine zweite, im Abstand von etwa 25 m parallel dazu verlaufende, gleichartige Rinne konnte auf etwa 100 m Länge verfolgt werden. Wahrscheinlich handelt es sich um Rinnen, die nach der Sedimentation des Liegenden angelegt wurden und in denen das Inlandeis dann bevorzugt und in größerer Mächtigkeit seine Grundmoräne abgelagerte. Die Vorschüttssande weisen im Hollener Rücken durchschnittlich eine westliche Schüttungsrichtung auf. Sie dürften daher von Schmelzwasser sedimentiert worden sein, das aus dem Bielefelder Paß und der Dörenschlucht in die Westfälische Bucht abfloß. Die drumlinartige Überformung dieses Sedimentationskörpers geschah erst wenig später durch den Emslandgletscher, der sich aus südwestlicher Richtung aus der Talung der Ems gegen den Fuß des Teutoburger Waldes emporschob.

Seraphim

Literatur

- Arnold, H.:** Erl. z. geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Blatt 4314 Gütersloh. Mit Beiträgen von P. Hoyer u. H. Vogler. – Krefeld (Geol. Landesamt Nordrh.-Westf.) 1977
- Grabert, H.:** Älteres Pleistozän (Diluvium) zwischen Soest und Beckum (Westfalen). – Geol. Jb., 66, 685–692. Hannover 1952
- Seraphim, E. Th.:** Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. – Osnabrücker Naturwiss. Mitt., 2. 41–87. Osnabrück 1973
- Seraphim, E. Th.:** Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß)-Glazial. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 47; 1–51. Münster 1979.

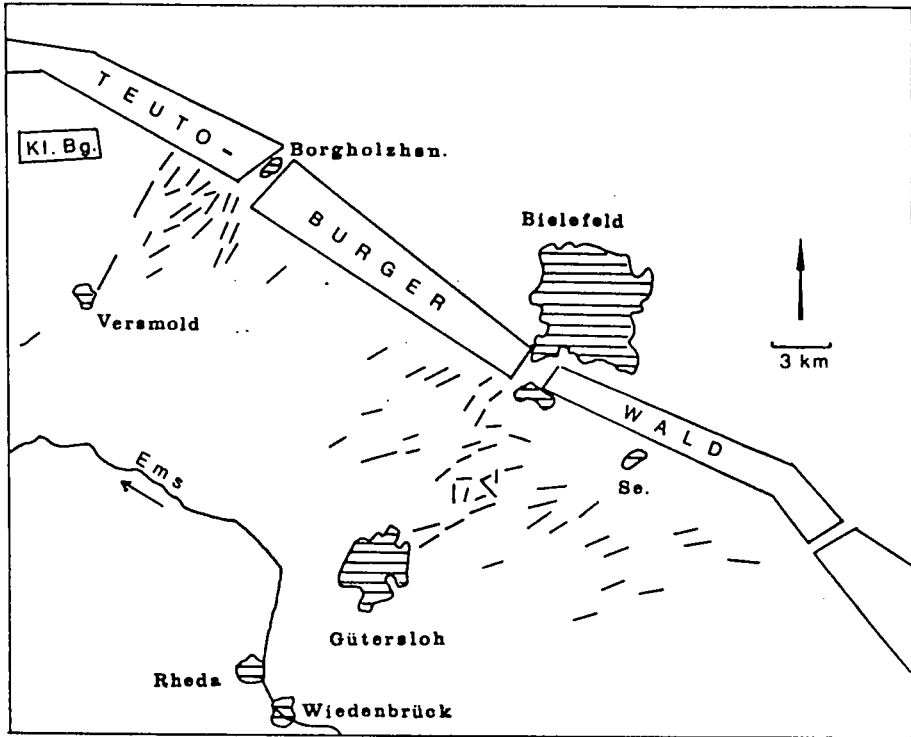


Abb. 2: Moränale Vollformen (Drumslins) vor den Pässen von Borgholzhausen und Bielefeld (Seraphim 1973)

Standort 2: Ehem. Tongrube der Zgl. Großekämper, Schloß Holte-Stukenbrock

TK 25 (4018) Lage R 3477200 H 5752800

Führung: E. T. Seraphim

Die Tongrube liegt am Nordhang eines WNW-ESE-streichenden Rückens, der 2500 m lang und 1100 m breit ist. Er erhebt sich bis 10 m über seine Umgebung und besteht überwiegend aus Grundmoräne mit eingestauchten Sandlinsen. Die Vergenz der eingestauchten Sandlinsen weist auf Eisbewegung aus westlicher Richtung gegen die südwestliche Abdachung des Teutoburger Waldes. Nach seinem Relief und seinen Proportionen (Breite:Länge etwa 1:2,3), seiner Orientierung und seiner Einpassung in eine Schar im Prinzip gleichartiger Rücken gehört er zum Friedrichsdorfer Drumlinfeld. Er gleicht dem Typ der mammillary hills, die bereits auf stark verlangsamte Eisbewegung schließen lassen. An der Basis der Moräne wurden während des Betriebes der Grube Stauchungsbilder beobachtet, in denen Grundmoräne und sog. Vorschüttande eine gegenseitige Durchdringung zeigten. Die Moräne ist in ihren oberen 2 m i. allg. entkalkt, kryoturbat gestört und pseudovergletzt; in größerer Tiefe enthält sie reichlich feinverteiltes Calciumcarbonat und verschiedene Kalkgeschiebe.

Unter den heimischen (= südlichen) Sedimentärgeschieben fehlen die Leitgesteine des mittleren und östlichen Wiehengebirges und Teutoburger Waldes sowie des Lipper Berglandes (u. a. Portasandstein, Dobergkalke, Flammenmergel), während die Gesteine des nordwestlichen Münsterlandes (Santon- und Campan-Kalksandsteine, Rothenberg-Sandstein u. a.) sowie der westlichen Randerhebungen der Mittelgebirgsschwelle (Karbon vom Schafberg, Gelnquarzit, Wealdenkalke u. a.) z. T. reichlich auftreten. Diese Geschiebesippe weist – wie in zahlreichen anderen Gruben des östlichen Münsterlandes – ebenso auf Eisschub aus W unter Umgehung der Mittelgebirgsschwelle (s. Seraphim 1979) wie die Beobachtung der Drumlins am Nordostrand der Westfälischen Bucht (s. Seraphim 1973). Neben den Leitgeschieben treten häufig auch Plänerkalk und Geodenbruchstücke auf, die jedoch keine Aussage über den Eisschub erlauben. Einregelungsmessungen an den Geschieben in der Grundmoräne des Aufschlusses sind noch nicht vorgenommen worden, wären jedoch wünschenswert.

Unter den nordischen Geschieben überwiegt – abgesehen vom Flint – das Kristallin, dessen TGZ noch zu bestimmen ist. Mehrfach wurden auch nordische Sedimentärgeschiebe gefunden, darunter ordovizische Kalke (Graue Orthocerenkalke mit *Asaphus cf. praetextus*, *Myolithes*, div. Trilobitenresten; Roter Orthocerenkalk mit *Endoceras* u. a.; Wesenberger Gestein), silurische Kalke (u. a. Beyrichienkalk mit *Camarotoechia nucula*, *Chonetes*, *Tentaculites*), Kalke der Oberen Kreide (u. a. Ignaberga-Kalk und Kalke und Feuersteine des Danien mit *Echinocorys sulcatus*), ferner tertiäre Geschiebe (u. a. „Aschgraues Paläozängestein“ mit *Turritella nana*, Konkretionen der Hemmoorer Stufe).

Literatur s. Vortrag Seraphim

Seraphim

Standort 3: Sandgrube Weiser am Furlbach bei Stukenbrock (Abb. 3)

TK 25 (4118) Senne R3478270 H 5749200

Führung: K. Skupin

Profil der Westwand:

- 2 – 4 m Flugsand, Fein- bis Mittelsand, stellenweise Grobsand bis Feinkies. Jüngere Dryaszeit – Jetztzeit (Holozän)
- 5 – 6 m Nachschüttsand. Scharfer Fein- bis Mittelsand, stellenweise Grobsand mit Einlagerungen von nordischen Geschieben und Flinten. Drenthe-Vorstoß der Saale-Vereisung
- Basis Grundmoräne als Steinsohle in Form größerer Blöcke. Drenthe-Vorstoß der Saale-Vereisung.

Der Flugsand hebt sich Korngrößenmäßig gegenüber dem Nachschüttsand nur unwesentlich ab, ist jedoch insgesamt feiner geschichtet. Durch mehrfache Umlagerung erscheint das innere Gefüge des Flugsandes stellenweise schräggeschichtet bzw. dünenartig getreppt. An der Oberkante wird der Flugsand durch einen jüngeren Podsolhorizont sowie stellenweise durch mehrere, dem Usselo-Horizont ähnliche Bodenhorizonte des Präboreal, Boreal und Atlantikum begrenzt. Flugsand und Nachschüttsand werden durch eine mehr oder weniger ebene Schichtgrenze scharf voneinander getrennt. Die Schichtgrenze ist dabei als seitliche Fortsetzung der Verebnungsfläche der mittleren Einebnungsstufe unter die Flugsandbedeckung anzusehen. Die unter dem Flugsand begrabene alte Geländeoberfläche ist durch rostfarbene Sandkörner, weißlich verwiterte Geschiebe sowie humose Schluffeinlagerungen gekennzeichnet. Pollenanalytisch nicht datierbar, dürfte der Horizont nach vergleichbaren Vorkommen auf den Blättern Senne und Paderborn ins Alleröd zu stellen sein.

Bei den Nachschüttbildungen handelt es sich überwiegend um Fein- bis Mittelsand mit geringen Einlagerungen von nordischem Material in Form von Grobsand und Feinkies. Größere Einsprenglinge sind selten. Besonders die Flinte erscheinen auf einer Seite vielfach durch Windschliff poliert, häufig liegen auch Windkanterformen vor. Die Schichtung ist weitgehend horizontal und gröberbankig.

Die Grundmoräne ist nur als Steinsohle an der Basis der Sandgrube vorhanden. Hier werden in größeren zeitlichen Abständen immer wieder bis kubikmetergroße Findlinge geborgen. Die Steinsohle ist als südlicher Ausläufer der nördlich des Furlbaches anstehenden Drumlinbildung aufzufassen.

Skupin

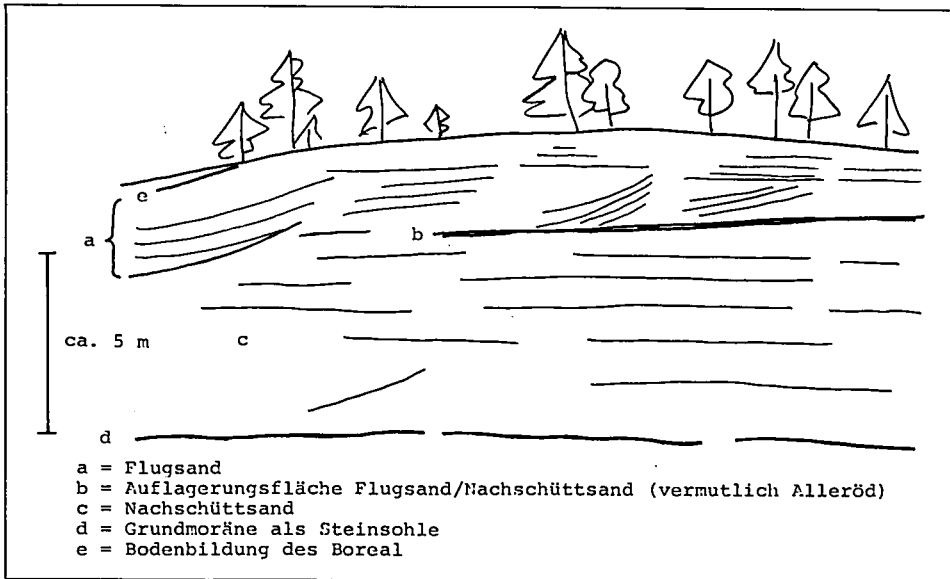


Abb. 3: Ansicht der Sandgrube Weiser (Westwand)

Standort 4: Sandgrube F. Möller, Augustdorf (Abb. 4)

TK 25 (4018) Lage R 3482900 H 5753700

Führung: E.T. Seraphim

Die Grube liegt in einer etwa 15 m hohen Steilkante, mit der die drenthestadialen Nachschüttsande (Grundmoräne oder ihre Auswaschungsäquivalente im Liegenden) der oberen Senne westlich der Dörenschlucht gegen die tiefergelegenen Sandebenen abbrechen. Die in der Grube aufgeschlossenen Sande bestehen vorwiegend aus zerriebenen Osningsandstein, lokal auch aus Plänerschottern und Flammenmergelgeröllen, und sind stets mit zahlreichen nordischen Partikeln durchsetzt. Sie lagern fast sählig (schwacher Einfall nach SW) und streichen frei an der Steilkante aus. Parallelschichtung, nahezu sählige Lagerung und die im ganzen geringe Korngröße lassen auf ruhige Sedimentationsbedingungen schließen.

Entsprechende Verhältnisse ließen sich bei zahlreichen weiteren Sandgruben in einem gebirgsnahen Streifen der oberen Senne längs des Teutoburger Waldes von der Dörenschlucht bis Brackwede beobachten. Am Nordostende der Grube wird beim Abbau zeitweise ein doppeltes Humuseisenpodsol-Profil angeschnitten. Es läßt auf eine lokale äolische Verlagerung des Sandes mit nachfolgender erneuter Bodenbildung schließen.

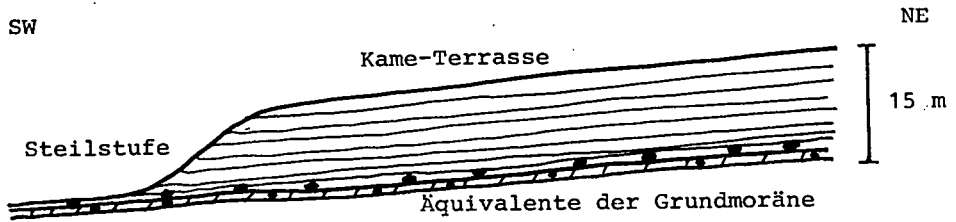


Abb. 4: Situationsskizze der Sandgrube F. Möller

Zusammensetzung, Schüttungsrichtung, Lagerung und Stufung gegen das südwestliche Vorland weisen auf Schmelzwasserströme hin, die ihre Sedimente durch die Dörenschlucht gegen ein Widerlager in der Westfälischen Bucht schütteten. Als solches kommt nur das gegen Ende des Drenthe-Stadiums in der Bucht als Toteis abschmelzende Inlandeis in Frage. Aus dieser Sicht handelt es sich bei dem etwa 300 bis 400 m breiten, bis 15 m mächtigen und sich über etwa 15 km am oberen Sennerand erstreckenden Sedimentationskörper um eine Kame-Terrasse. Diese Deutung liegt in der Nähe der Auffassung von Harbort, Keilhack und Renner (1917/18), die diesen Teil der Senne-Sande als Sander auffaßten.

Seraphim

Literatur

s. Vortrag Seraphim

Nachsatz:

Während der Befahrung der Grube im Rahmen der Exkursion am 8.6.1979 wurden als Diskussionsbeiträge geäußert:

1. Bei den in der Grube abgebauten Sanden handele es sich möglicherweise nicht um Schmelzwassersande des Drenthestadiums, sondern post-drenthestadiale periglaziale Fließsande. Hierfür sprächen der in die Sande schichtweise eingelagerte feine Plänergrus und auch die Einrahmung z.B. der Stemweder Berge und der Dammer Berge durch ebensolche Ablagerungen, die man früher gleichfalls als Schmelzwassersedimente aufgefaßt habe.
2. Die Stufe, mit welcher der als Kame-Terrasse gedeutete Sedimentationskörper nach SW gegen die Westfälische Bucht abfalle, sei ebenfalls eine periglaziale Erscheinung. Man habe in ihr eine Erosionskante zu sehen, die sich unter dem Einfluß des Permafrostbodens und der durch diesen veränderten Eigenschaften (Wasserundurchlässigkeit) des Sennebodens bildete.

Hierzu ist u. a. zu bemerken:

1. Wenn der als Kame-Terrasse gedeutete Sedimentationskörper zwischen der Dörenschlucht und Bielefeld-Brackwede aus periglazialen Fließsanden bestünde, dann müßte man entsprechende Bildungen auch weiter nordwestlich längs des gesamten Teutoburger Waldes erwarten, wo sie aber durchaus fehlen. In diesem Zusammenhang ist auch beachtenswert, daß ein den Sennesanden vergleichbarer Sedimentationskörper auf der Nordseite des Teutoburger Waldes mit Ausnahme des Gebietes vor der Dörenschlucht, die als Schmelzwasserdurchlaß in beiden Richtungen benutzt wurde, fehlt. Im übrigen verweise ich auf die im 24. Ber. Nat. Ver. Bielefeld Ende 1979 erschienene Arbeit: „Der sog. Senne-Sander, eine Kame-Terrasse-Drenthestadiale Grundmoräne und post-moränale Schmelzwasser-Sedimente der Oberen Senne.“

2. Die Auffassung, die Stufe habe sich unter periglazialen Bedingungen gebildet, stößt auf die Schwierigkeit, daß das Gelände im südwestlichen Vorland des Teutoburger Waldes von NE nach SW abgedacht ist, während der Stufenrand des fraglichen Sedimentationskörpers hoch am Sennerand senkrecht zur Abdachung verläuft, von der wir annehmen müssen, daß sie in gleicher Weise auch bereits am Ende der Saaleeiszeit entwickelt war. Ein gebirgsparalleler Fluß, auf dessen Erosion die Stufe an den Sanden zurückgeführt werden könnte, ist hier nach der Saaleeiszeit nicht mehr denkbar. Und die periglaziale Solifluktion hätte eine derartige Stufe – den unteren Rand der Kame-Terrasse – wohl einebnen, nicht aber hervorrufen können. Die heute unterschiedlich deutliche Ausbildung des Stufenrandes zeigt, daß diese Einebnung tatsächlich stattgefunden hat; die immer noch gut erkennbare Stufe beweist andererseits aber auch, daß die periglaziale Solifluktion und Abspülung nicht ausreichte, die aus dem Drenthestadium überkommene Geländeform gänzlich zu beseitigen.

Seraphim

Standort 5: Dörenschlucht – Retlager Quellen (Abb. 5 u. 6)

TK 25 (4018) Lage R 3483950 H 5756800

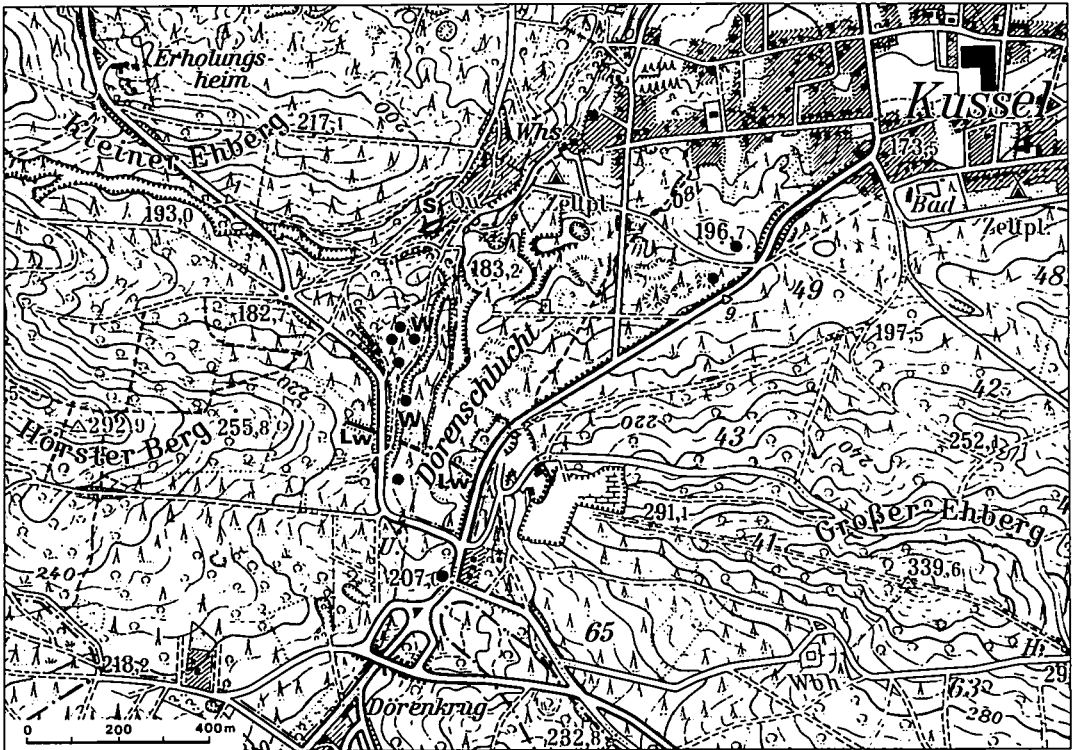
Führung: F. Hohenschwert

Im nördlichen Teil der tektonisch angelegten Dörenschlucht entspringen die Retlager Quellen vor der östlichen Stirnseite des als langer Rücken ausgebildeten, Kahlen (ältere Bezeichnung) oder Kleinen Ehberges. Er besteht aus steil aufgerichteten Schichten des Osningsandsteins, des Osnung-Grünsandes und des Flammenmergels. Das südlich vorgelagerte, von W nach O ausgeräumte Längstal ist im Cenomanmergel ausgebildet. Es ist ebenso wie das breite Quertal der Dörenschlucht mit Sand und kiesigem Material einer Sanderfläche der vorletzten Eiszeit stark verschüttet. Darauf liegen alte und jüngere Dünenbildungen, die der von der Senne herwehende Wind in der Dörenschlucht selbst und auch nördlich des Gebirges in Lee abgelagerte. Im Quellhorizont, der nach W in einem Trockental und nach O an der mittleren Kette des Teutoburger Waldes entlang der Grenze zu den verkarsteten Ablagerungen der Oberkreide zahlreiche Quellen aufweist, tritt das Wasser, wie an den Retlager Quellen, aus Spalten des freiliegenden Cenomanmergels zutage oder es quillt blasig vom sandüberdeckten Boden des Baches oder eines Quellkolkes hoch. An verschiedenen Stellen versickert das Wasser nach kurzem Lauf wieder. An anderen Stellen entstanden in früher Zeit Trockentäler.

Es ist nicht verwunderlich, daß sich in der Dörenschlucht archäologische Denkmäler und Fundplätze der verschiedensten Epochen in größerer Zahl befinden. Sie war zu allen Zeiten einer der wichtigsten und weithin sichtbaren Gebirgsübergänge. Von besonderem Interesse ist die enge Verzahnung der Bodendenkmäler mit den verschiedenen quartärgeologischen Bildungen. Als frühestes Zeugnis der Besiedlung sind bisher die mesolithischen Fundstellen zu nennen. Die trockenen, warmen Sandböden, vor allem am östlichen Fuße des Kleinen Ehberges, um die Retlager Quellen und entlang des kleinen Trockentales am Südhang boten den Jägern und Sammlern ideale, windgeschützte Wohnplätze. Sie wurden in den 20er Jahren durch Lesefunde festgestellt und zum Teil durch kleinere Flächengrabungen untersucht. Mit den zahlreichen Artefakten, unter denen die Mikrolithen mit nadelförmigen Spitzen, langschmalen Dreiecken, Trapezen, Messerchen mit abgedrücktem Rücken, sehr kleinen Rundschabern usw. einen sehr hohen Anteil stellen, sind die Fundplätze im wesentlichen der Boberger Stufe des Mesolithikums zuzuordnen. Besondere Bedeutung haben die Wohnplätze an den Retlager Quellen dadurch gewonnen, daß es bei einer Grabung im Sommer 1931 gelang, neben den Kleinfunden zahlreiche mit Steinpackungen versehene Feuerstellen und grubenförmige Eintiefungen mit in Ovalen angeordneten Pfostenstandspuren festzustellen, die als zusammenhängende Hüttengrundrisse zu deuten waren.



Abb. 5: Rekonstruktion der mittelsteinz. Siedlung an den Retlager Quellen (aus Adrian 1973)



Mit Genehmigung des LVA/NRW v. 5. 11. 79, Kontroll-Nr. D 6382, Vergrößerung aus TK 25 (4018)

S Mesolith. Siedlungsplatz, ausgegraben 1931 W Flächen mit Wegespuren (z. T. zu Wasserrissen erweitert)
 ● Urgeschichtl. Plaggen- u. Erdhügelgräber Lw Reste einer mittelalterlichen Landwehr

Abb. 6: Lage der Retlager Quellen

Eine eindrucksvolle Denkmalsgruppe bilden die Plaggen- und Erdhügelgräber der älteren Bronzezeit, in denen zum Teil auch Urnennachbestattungen bis zur älteren Eisenzeit nachgewiesen wurden. Leider ist der Bestand an Grabhügeln seit dem letzten Jahrhundert durch Straßenbautätigkeit, den Übungsplatzbetrieb und zum Teil auch durch unsachgemäße Grabungen um die Jahrhundertwende dezimiert und stark beschädigt worden. Aber noch heute ist eine Reihung und Gruppierung der Grabhügel entlang der ältesten Wege durch den Gebirgspaß sehr gut erkennbar. Die meisten Hügel liegen auf Dünenrücken entlang der, später zum Teil durch Wasserrisse erweiterten, alten Karrenwege in nordsüdlicher Richtung durch die Schlucht.

Damit ist zugleich eine bis in die frühe Neuzeit hinein entstandene Denkmalsgruppe angesprochen, nämlich die der alten, in den Dünensand tief eingeschnittenen Wege-
spuren. Die ältesten Spuren der Verkehrswege durch diesen Gebirgspaß sind mit Sicherheit durch Flugsandüberwehungen verdeckt. Auch die in dem Grabungsbericht über die mesolithische Siedlung als Spuren von langen Bäumen gedeuteten, in einer Tiefe von durchschnittlich 50 cm festgestellten Verfärbungen halte ich für zugeflossene Karrenspuren. Bei der Schwierigkeit des sandigen Geländes wurden immer wieder die Spuren gewechselt, und so haben sich bis in die Neuzeit hinein eine Vielzahl von Fahrinnen gebildet, die am deutlichsten im südlichen Teil der Dörenschlucht an der engsten Stelle zwischen dem Fuß des Hörster Berges und des Großen Ehberges erhalten sind. An dieser Stelle befinden sich auch die Reste einer spätmittelalterlichen Landwehr, wie sie in allen benachbarten Durchlässen des Teutoburger Waldes nachgewiesen sind.

Hohenschwert

Literatur

Adrian, W.: Der urgeschichtliche Mensch im Bielefelder Raum – Erl. z. urgeschichtl. Ausstellung 1972. – Städtische Museen, Naturkunde-Abteilung, Bielefeld 1973

Pittelkow, J.: Der Teutoburger Wald. Oldenburg 1941

Schwabedissen, H.: Die mittlere Steinzeit im westlichen Norddeutschland. – S. 34-42. Neumünster 1944

Schwanold, H.: Die Mesolithische Siedlung an den Retlager Quellen. In: Mitteil. aus d. lippischen Geschichte u. Landeskunde, Bd. XIV, 94-114. Detmold 1933

Weerth, K.: Westfälische Landwehren. In: Westf. Forsch., Bd. 1, 158-198. Münster 1938

Standort 6: Kiesgrube Kater, Detmold-Hiddesen

TK 25 (4019) Detmold R 3490150 H 5754350

Führung: E. T. Seraphim

Die Grube liegt in einem Längstal des Lippischen Waldes mit stellenweise mehr als 30 m mächtigen Schottern aus heimischen Gesteinen. Die Bemühungen um die Klärung des Alters und der Entstehungsbedingungen der Schotter gehen bereits auf Stille & Mestwerdt (1911) zurück und fanden in den Untersuchungen durch Weerth (1929), Suffert (1954), Ziercke (1960) und Seraphim (1973) ihre Fortsetzung. In der Geologischen Spezialkarte Bl. Detmold findet sich im Grubenbereich die Signatur für Geschiebemergel.

Tabelle 1 Schichtprofil in der NE-Ecke der Kiesgrube Kater im Jahre 1967
(aus Seraphim 1973)

insgesamt von . . .bis	Mächtigkeit/m Horizont	Schichtfolge
0,00-1,20	1,20	Lößlehm, locker, ungegliedert, unrein
1,20-1,30	0,10	Steinsohle aus nordischen Geschieben
1,30-3,50	2,20	Grundmoräne, in den oberen 1,00 m zu Geschiebelehm verwittert, im übrigen unverwitterter Geschiebemergel mit nordischen und heimischen Geschieben, unter diesen häufig Bruchstücke von Liasgeoden und Muschelkalk. Im oberen Teil krypturbat mit Lößlehm Taschen des Hangenden durchsetzt
3,50-4,50	1,00	Grobe Schotter aus heimischen Gesteinen (Osning-sandstein, Plänerkalk, Muschelkalk), durch Kalk und Limonit nagelfluhartig stark verfestigt. An der Grenze zur hangenden Grundmoräne völlig geglättet, vielfach quer durch Gerölle hindurch. Vereinzelt wird das Schotterkonglomerat noch durch bis 20 cm mächtige und dann ebenfalls verfestigte Sande überlagert.
4,50-7,50	3,00	Schotter wie im Hangenden, jedoch nicht verfestigt. Schüttung turbulent, Pressungsmerkmale
7,50-8,50	1,00	Schotter wie im Hangenden, aber durch Kalk mittelstark verfestigt
8,50->20,00	>11,50	Schotter wie im Hangenden, jedoch unverfestigt, in eingelagerten Sandnestern Zweischalerreste

Die Schotter im Liegenden der drenthestadialen Moräne werden als periglaziale Sedimente des älteren Pleistozäns, wahrscheinlich des Elster-Glazials, aufgefaßt. In einer Warmzeit vor der Saaleeiszeit, wahrscheinlich im Holstein-Interglazial, kam es an ihrer Oberfläche zu einer intensiven Verwitterung und Bodenbildung, während der sich deszendend ein dickbankiges Kalk-Limonit-Konglomerat bildete (entsprechende Erscheinungen wurden bereits mehrfach beschrieben). Durch die Detersion des vorrückenden Eises des Drenthe-Stadiums ist ein Teil des Konglomerates abgetragen und der verbliebene Rest geglättet und geschrammt worden. Glättung und Schrammung des Konglomerates schließen eine postmoränale Verfestigung der Schotter aus. Der drenthestadiale Geschiebemergel liegt dem Schliiffhorizont unmittelbar auf. Die in der Moräne besonders reichlich auftretenden Geschiebe aus Muschelkalk und Schiefertonen des Lias weisen, wie die überwiegend N-S-orientierten Schrammen, auf einen Gletscher, der aus der Herforder Liasmulde über die Muschelkalkkette des Lippischen Waldes hinweg in den Hiddeser Ausraum gelangte.

Die drenthestadiale Vereisungsgrenze verläuft etwa 1 km südlich der Grube am Nordhang der Grotenburg bei 240 m über NN.

Seraphim

Literatur

Seraphim, E. Th.: Das Pleistozänprofil der Kiesgrube Kater in Hiddesen bei Detmold. Ein prämoränales Schotterkonglomerat mit Gletscherschliff. – Ber. Nat. Ver. Bielefeld, 21. 249-263. Bielefeld 1973

Standort 7: Schichtenfolge des älteren Pleistozän bei Blomberg-Hohedömsen (Tongrube Brand) TK 25 (4020) Blomberg R 35 07 000 H 57 54 900

Führung: H.-D. Dahm

Profile:

- ca. 3 m Lößlehm, gelblichbraun (Parabraunerde). In Eiskeilen reicht der Lößlehm stellenweise 3 m tiefer.
- ca. 2 m Fließerde, braun bis dunkelbraun, aus älterem Lößlehm und umgelagertem Zersatzschotter aus Gesteinen des Mittelkeupers sowie aus Blöcken von Rhät-Sandsteinen oft mit dunkler Verwitterungsrinde. An der Oberkante Deflationspflaster. Funde von Geschieben (Jura-Sandstein, Wealden-Sandstein, Granit, Diorit) wurden wiederholt auf der Blockhalde der Ziegelei (ca. ¼ % der Blöcke) gemacht und stammen wie die Rhät-Sandsteinblöcke sehr wahrscheinlich ausschließlich aus dieser Fließerde.
- ca. 7 m Grobzersatzschotter, bunt, aus Material des Mittelkeupers. Stellenweise noch eine mehrere Dezimeter mächtige, fossile Verwitterungszone an der Oberkante erhalten. Wenige humose Tonlagen mit unterschiedlicher Pollenerhaltung
- ca. 5 m Grobzersatzschotter, schluffig, dunkelgrau, humos, mit Torflagen

Die liegenden Schichten wurden 1977 durch eine Erkundungsbohrung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen erschlossen:

- 4,5 m Mudde, dunkelgraugrün, humos, stark kalkhaltig. Idiomorphe Quarze mit Anhydrit-Einschlüssen (Herkunft: Steinmergelkeuper), kleine Gesteinspartikel. Schneckendeckel, Ostracoden, Characeen-Oogonien, Diatomeen. Limnisch
- 4,5 m Grobzersatzschotter, aus Material des Mittelkeupers, bunt (insgesamt grau), stark kalkhaltig
- 3 m Grobzersatzschotter, bunt (insgesamt braun), kalkfrei! An der Oberkante Steinsohle
- 7 m Grobzersatzschotter, bunt (überwiegend rötlich), sehr stark kalkhaltig, wenige humose Lagen
- Basis Mergelstein, hell- bis mittelgrau mit gelblichen Partien, stark dolomithaltig, feinkristallin mit intraklastartiger Struktur. Dolomitbildung frühdiagenetisch. Marin, fossilfrei

Nach Pollendiagramm sind die humosen Schichten keiner bisher bekannten Warmzeit ohne Vorbehalte zuzuordnen. Gemeinsamkeiten sind mit Cromer III vorhanden.

Das Schwermineral-Spektrum zeigt bis auf den Mergelstein an der Basis reichlich Anteile an instabilen metamorphen Mineralien, die nicht aus dem Keuper hergeleitet werden können. Sie werden als Anzeichen gewertet, daß umgelagerter Löß am Sediment beteiligt ist.

Standort 8: Überblick über das Blomberger Becken bei Istrup

TK 25 (4020) Blomberg R 35 02 000 H 57 58 000

Führung: H.-D. Dahm

Von der Wasserscheide Bega/Emmer zwischen Istrup und Großenmarpe sieht man nach Süden in die Subrosionssenke von Wöhren-Istrup. Sie ist ein Teil des Blomberger Beckens, der durch eine Schichtfolge von humosen, teils torfigen, teils kalkreichen Schluffen und Tonen mit ± Keuperzersatzmaterial ausgefüllt ist (Bohrung Wöhren 1/1978 = 45 m Quartär über Schilfsandstein). Nach Pollendiagramm wahrscheinlich Cromer IV. Auf der Wasserscheide an der Straße Istrup-Großenmarpe wurden diese humosen Schichten unter 7 m Löß angetroffen.

LANDSCHAFTSVERBAND WESTFALEN-LIPPE

Geographische Kommission für Westfalen

VERÖFFENTLICHUNGEN

Arbeiten der Geographischen Kommission (1938–1942)

1. RIEPENHAUSEN, H.: Die bäuerliche Siedlung des Ravensberger Landes bis 1770. 1938
vergr.
2. KRAKHECKEN, M.: Die Lippe. 1939
vergr.
3. RINGLEB, F.: Klimaschwankungen in Nordwestdeutschland (seit 1835). 1940
vergr.
4. LUCAS, O.: Das Olper Land. 1941
vergr.
5. UEKÖTTER, H.: Die Bevölkerungsbewegung in Westfalen und Lippe 1918–1933.
vergr.
6. HEESE, M.: Der Landschaftswandel im mittleren Ruhr-Industriegebiet seit 1820. DM 6,00
7. BERTELSMEIER, E.: Bäuerliche Siedlung und Wirtschaft im Delbrücker Land. 1942
vergr.
8. MÜLLER-WILLE, W.: Schriften und Karten zur Landeskunde Nordwestdeutschlands 1939–1945. 1949
vergr.
9. PAPE, H.: Die Kulturlandschaft des Stadtkreises Münster um 1828 auf Grund der Katasterunterlagen. 1956
vergr.
10. HESSBERGER, H.: Die Industrielandschaft des Beckumer Zementreviers. 1957 DM 6,40
11. PFAFF, W.: Die Gemarkung Ohrsen in Lippe. Münster/Ohrsen 1957
vergr.
12. DENECKE, K.: Flüsse und Wasserwirtschaft, Wasserbiologie und Wasserkrankheiten in Mesopotamien. 1958. DM 3,80
13. TIMMERMANN, O., L. HEMPEL und H. HAMBLOCH: Zur Kulturgeographie der Ötztaler Alpen. 1958 DM 5,60
14. HEISING, P. Heldemar: Missionierung und Diözesanbildung in Kalifornien. 1962
vergr.
15. Entwicklungshilfe und Entwicklungsland. Begriff, Probleme und Möglichkeiten. A. Antweiler, W. Manshard, R. Mohr, G. Pfeifer, E. Sarkisyans, O. Timmermann. 1962 DM 14,80
16. DEGE, W.: Zur Kulturgeographie des Nördlichen Gudbrandsdals. 1963 DM 14,80
17. FRÖHLING, M.: Die Bewässerungslandschaften an der spanischen Mittelmeerküste. DM 12,40
18. HAMBLOCH, H.: Der Höhengrenzsaum der Ökumene. 1966 DM 19,20
19. BRONNY, H. M.: Studien zur Entwicklung und Struktur der Wirtschaft in der Provinz Finnisch-Lappland. 1966 DM 14,40
20. GIESE, E.: Die untere Haseniederung, eine ländlich-bäuerliche Landschaft im nordwestdeutschen Tiefland. 1968 DM 20,00
21. BEYER, L.: Der Siedlungsbereich von Jerzens im Pitztal/Nordtirol. 1969 DM 18,00
22. MAYHEW, Alan: Zur strukturellen Reform der Landwirtschaft in der Bundesrepublik Deutschland, erläutert an der Flurbereinigung in der Gemeinde Moorriem/Wesermarsch. DM 15,00
23. STONJEK, D.: Sozialökonomische Wandlung und Siedlungslandschaft eines Alpentales (Deferegg). 1971 DM 15,00

Westfälische Geographische Studien

24. DÖHRMANN, W.: Bonitierung und Tragfähigkeit eines Alpentales (Defereggen). DM 17,50
25. Oldenburg und der Nordwesten. Deutscher Schulgeographentag 1970. Vorträge, Exkursionen und Berichte. 1971 DM 30,00
26. BAHRENBERG, G.: Auftreten und Zugrichtung v. Tiefdruckgebieten in Mitteleuropa. DM 25,00
27. GIESE, E.: Sovchoz, Kolchoz und persönliche Nebenerwerbswirtschaft in Sowjet-Mittelasien. 1973 DM 40,00
28. SEDLAČEK, P.: Zum Problem intraurbaner Zentralorte, dargestellt am Beispiel der Stadt Münster. 1973 vergr.
29. TREUDE, E.: Nordlabrador. Entwicklung und Struktur von Siedlung und Wirtschaft in einem polaren Grenzsaum der Ökumene. DM 25,00
30. MÜLLER-WILLE, Ludg.: Lappen und Finnen in Utsjoki, Finnland. Ein Studie zur Identität ethnischer Gruppen im Kulturkontakt. DM 25,00
31. THANNHEISER, D.: Vegetationsgeographische Untersuchungen auf der Finnmarksvidda im Gebiet von Masi/Norwegen. 1975 DM 20,00
32. RINSCHEDÉ, G.: Die Transhumance in den französischen Alpen und in den Pyrenäen. 1979
33. Festschrift für Wilhelm Müller-Wille: Mensch und Erde. 1976 DM 50,00
34. WERNER, J.: Kraftwerksabwärme in der Hydrosphäre. 1977 DM 30,00
35. JÄGER, H.: Zur Erforschung der mittelalterlichen Kulturlandschaft. MÜLLER-WILLE, W.: Gedanken zur Bonitierung und Tragfähigkeit der Erde. BRAND, FR.: Geosophische Aspekte und Perspektiven zum Thema Mensch – Erde – Kosmos. 1978 DM 30,00
36. Quartärgeologie, Vorgeschichte und Verkehrswasserbau in Westfalen. 1980

**Beihefte
zu Westfälische Geographische Studien**

1. KLEINN, H.: Entwurf und Anwendung von Karten. 1970 vergr.
2. HALLER, B., TIGGESBÄUMKER, G.: Die Kartensammlung des Freiherrn August von Haxthausen in der Universitätsbibliothek Münster. 1978 DM 20,00

**Spleker,
Landeskundliche Beiträge und Berichte**

1. BERTELSMEIER, E. u. W. MÜLLER-WILLE: Landeskundlich-statistische Kreisbeschreibung in Westfalen, Anleitung. 1950 DM 2,20
2. WEHDEKING, R.: Die Viehhaltung in Westfalen 1818-1948. 1. Folge: West- und Ostmünsterland. MÜLLER-WILLE, W.: Der Viehstapel in Westfalen. 1950 DM 2,50
3. SCHNEIDER, P.: Natur und Besiedlung der Senne. 1952 vergr.
4. WEHDEKING, R.: Die Viehhaltung in Westfalen 1818-1948. 2. Folge: Kernmünsterland und Hellwegbörden. MÜLLER-WILLE, W.: Die Schweinehaltung in Westfalen. 1953 DM 4,20
5. GORKI, H. F.: Die Grundrisse der städtischen Siedlungen in Westfalen. TIMMERMANN, O.: Grundriß und Altersschichten der Hansestadt Soest. STEINER, G.: Funktionales Gefüge der Großstadt Gelsenkirchen. MÜLLER, H.: Der Untergrund von Münster. 1954 vergr.
6. TASCHENMACHER, W.: Die Böden des Südergebirges. 1955 DM 6,00
7. LUCAS, O.: Die Sauerland-Höhenstraße Hagen-Siegen-Gießen. SOMMER, R.: Die Industrie im mittleren Lennetal. 1956 DM 3,20
8. HOFFMANN, G.: Funktionale Bereichsbildung im Raume Emsland-Südoldenburg. MÜLLER-WILLE, W.: Erreichbarkeit und Einkaufsmöglichkeit. 1957 DM 6,40
9. STORK, TH.: Das Flußtal der Hönne. HAM-BLOCH, H.: Naturräume der Emsandebene. RINGLEB, F.: Das phänologische Jahr in Westfalen. 1958 DM 9,60

10. BÖTTCHER, G.: Die agrargeographische Struktur Westfalens 1818-1950, erl. an der pflanzlichen Produktion. 1959 DM 12,00
11. FEIGE, W.: Talententwicklung und Verkarstung im Kreidegebiet der Alme. KLEINN, H.: Die Schledden auf der Haarfläche. 1961 DM 11,60
12. HEMPEL, L.: Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. SERAPHIM, E. Th.: Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland. WÖLCKEN, K.: Regenwetterlagen in Argentinien. 1962 vergr.
13. SCHÄFER, P.: Die wirtschaftsgeographische Struktur des Sintfeldes. ENGELHARDT, G. S.: Die Hecke im nordwestlichen Südergebirge. 1964 DM 13,20
14. MÜLLER-WILLE, W.: Bodenplastik und Naturräume Westfalens. Textband und Kartenband. 1966 DM 28,00
15. RACK, E.: Besiedlung und Siedlung des Altkreises Norden. 1967 DM 9,60
16. KLUCZKA, G.: Zum Problem der zentralen Orte und ihrer Bereiche – Wissenschaftsgeschichtliche Entwicklung in Deutschland und Forschungsstand in Westfalen. 1967 vergr.
17. POESCHEL, H.-Cl.: Alte Fernstraßen in der mittleren Westf. Bucht. 1968 DM 16,00
18. LUDWIG, K.-H.: Die Hellwegsiedlungen am Ostrande Dortmunds. 1970 DM 12,50
19. WINDHORST, H. W.: Der Steweder Berg – eine forstgeogr. Untersuchung. 1971 DM 12,50
20. FRANKE, G.: Bewegung, Schichtung und Gefüge der Bevölkerung im Landkreis Minden. 1972 DM 15,00
21. HOFMANN, M.: Ökotope und ihre Stellung in der Agrarlandschaft. WERNER/SCHWETER: Hydrogeograph. Untersuchungen im Einzugsgebiet der Stever/Kernmünsterland. DM 25,00
22. HÜLS, H.: Heiden in Lippe. Zur Genese und Struktur eines dörflichen Lebensraumes. 1974 vergr.
23. ITTERMANN, R.: Ländliche Versorgungsbe-
reiche und zentrale Orte im hessisch-westfälischen Grenzgebiet. 1975 DM 20,00
24. BALLMANN, W.: Der Hafen Oldenburg – Entwicklung und Struktur, Bedeutung und Verflechtung. TEMLITZ, Kl.: Gestaltanalyse der Stadt Gronau/Westf. 1976 DM 25,00
25. 40 Jahre Geographische Kommission für Westfalen. Westfalen und Niederdeutschland. 1977
Bd. I: Beiträge zur speziellen Landesforschung DM 48,00
Bd. II: Beiträge zur allgemeinen Landesforschung DM 48,00
26. Der Hochsauerlandkreis im Wandel der Ansprüche – Landesforschung, Landesplanung, Landesentwicklung. Vorträge auf der Jahrestagung 1978. 1979 DM 25,00
27. Die Geographische Kommission für Westfalen 1936-1976. Rückblick und Ausblick.
(in Druckvorbereitung)

Siedlung und Landschaft in Westfalen

1. MÜLLER-WILLE, W. und E. BERTELSMEIER: Der Stadtkreis Münster 1820 bis 1955. Erl. zur Karte 1:10 000. 1955 vergr.
2. WÖHLKE, W.: Die Kulturlandschaft des Hardehausener und Dalheimer Waldes. DM 7,00
3. PLATT, R. S.: A Geographical Study of the Dutch-German Border. Deutsch von E. Bertelsmeier. 1958 DM 9,60
4. RINGLEB, A.: Dörfer im oberen Weserbergland. HAMBLOCH, H.: Einödegruppe und Drubbel. 1960 DM 11,60
5. MÜLLER-WILLE, Mich.: Die eisenzeitlichen Fluren in den festländischen Nordseegebieten. 1965 DM 26,40
6. BRAND, Fr.: Zur Genese der ländlich-agraren Siedlungen im lipp. Osning-Vorland. DM 21,60
7. SÖNNECKEN, M.: Die mittelalterliche Rennfeuerverhüttung im märk. Sauerland. DM 35,00
8. BURRICHTER, E.: Die potentielle natürliche Vegetation in der Westf. Bucht. Erl. zur Übersichtskarte 1:200 000. 1973 vergr.
9. TEMLITZ, K.: Aaseestadt und Neu-Coerde, Bildstrukturen neuer Wohnsiedlungen in Münster und ihre Bewertung. 1975 DM 25,00
10. LIEVENBRÜCK, Br.: Der Nordhümmling – Zur Entwicklung ländlicher Siedlungen im Grenzbereich von Moor und Geest. 1977 DM 30,00
11. WALTER, H.-H.: Padberg, Struktur und Stellung einer Bergsiedlung in Grenzlage. 1979 DM 55,00
12. Flurbereinigung und Kulturlandschaftsentwicklung. Vorträge auf der Tagung des Verbandes deutscher Hochschulgeographen. DM 17,00

Bodenplastik und Naturräume Westfalens 1:100 000 in Fünffarbedruck

1. Blatt Kreis Paderborn (1953), 2. Blatt Kreis Münster (1953), 3. Blatt Kreis Brilon (1957), 4. Blatt Kreis Altena (1962), 5. Blatt Kreis Wiedenbrück (1968)

Die Landkreise in Westfalen Böhlau-Verlag, Köln

1. Der Landkreis Paderborn. Bearbeitet in der Geographischen Kommission von G. von Geldern-Crispendorf. Münster 1953 DM 22,00
2. Der Landkreis Münster. Bearb. in der Geogr. Kommission u. dem Geogr. Institut der Universität Münster von W. Müller-Wille, E. Bertelsmeier, H. F. Gorki, H. Müller. Münster 1955 DM 28,00
3. Der Landkreis Brilon. Bearbeitet in der Geographischen Kommission von A. Ringleb geb. Vogedes. Münster 1957 DM 28,00
4. Der Landkreis Altena. Bearbeitet in der Geographischen Kommission von E. Wagner. Münster 1962 DM 28,00
5. Der Landkreis Wiedenbrück. Bearbeitet in der Geographischen Kommission von W. Herbot, W. Lenz, I. Heiland und G. Willner. Münster 1969 DM 34,00

Bezug:
Geographische Kommission für Westfalen, Robert-Koch-Straße 26, D-4400 Münster,
Telefon 02 51 / 83 39 29

