

ZUR FLUSSGESCHICHTE DER EMS NORDWESTDEUTSCHLAND

Arend THIERMANN (*)

RÉSUMÉ

L'Ems naît sans doute à la fin du Tertiaire. Cependant ce n'est qu'au Pléistocène ancien que sur quelques hauteurs isolées de Crétacé du Münsterland des dépôts en gradins (terrasses fluviales) sont conservés. Ils fournissent avec les hautes terrasses du nord de la Sarre, au bord du Massif schisteux rhénan, une preuve d'un ancien cours de l'Ems avec une pente vers le nord. Ce n'est qu'au Pléistocène moyen que l'on trouve, dans le cours supérieur, des graviers à cailloux paléozoïques faisant partie de terrasses en provenance du Münsterland et s'entassant dans l'embranchement de Munster : ils montrent une bifurcation vers l'ouest vers la Lippe. Dans le cours moyen, apparaissent des graviers venant des rivières de l'Allemagne moyenne.

Pendant l'interglaciaire du Holstein, il s'établit un bassin hydrographique déterminé, qui dépassait en largeur, profondeur et débit l'Ems actuelle, car son bassin était plus grand, et dont les dépôts de plaine alluviale contiennent par endroit les restes d'une faune de mollusques d'eau douce de climat chaud. Pendant le glaciaire de Saale, la vallée de l'Ems fut largement comblée à partir du nord-est avec les dépôts frontaux et la moraine de fond de la calotte glaciaire. Après le recul de celle-ci, les eaux de fonte ont dégagé une partie de ces dépôts, de sorte que l'ancien réseau hydrographique de l'Ems a été réutilisé à un niveau quelque peu plus élevé. Vers la fin de l'interglaciaire éémien, et sauf à l'embouchure actuelle, on ne trouve que localement des indices d'un réseau hydrographique de l'Ems.

Ce n'est qu'au Weichselien que l'Ems se fixa dans son cours actuel, tel qu'il figure aujourd'hui sur les cartes. A l'inverse des autres traces qui sont cachées en profondeur, les traces de l'Ems du Weichsel ne se présentent qu'à la surface. La plus importante au point de vue signification est la plaine sableuse de la basse terrasse supérieure. Elle n'est formée qu'en partie des dépôts de l'Ems, mais représente essentiellement un remplissage fluvial non caillouteux, dont le dépôt s'est terminé au Dryas ancien. Les eaux de crue de la fin de l'interstade Alleröd ont élevé des deux côtés de l'Ems et de ses affluents principaux des digues naturelles. Ces dernières furent originellement considérées comme des dunes bordant les rives. Le gradin de la basse terrasse inférieure se forma ensuite après que l'érosion remontante eut creusé dans la basse terrasse supérieure et dans les digues naturelles à l'époque.

Dans le cours moyen et supérieur, il se forma ensuite, de même, au sein de la basse terrasse inférieure, l'Inselterrasse, dont l'âge holocène résulte de l'absence de phénomènes périglaciaires. L'Inselterrasse elle-même, à la suite d'un soulèvement de courte durée, fut entaillée et réduite par les méandres de l'Ems à de petites surfaces aplanies s'élevant au-dessus de la plaine alluviale actuelle. Suite à l'élévation climato-eustatique du niveau de la mer, conjugué avec un affaissement tectonique, le niveau de la mer du Nord atteignit à l'Atlantique sa position actuelle. De ce fait, dans le cours inférieur, l'érosion fit place de façon accélérée à une accumulation gagnant vers l'amont, de telle façon qu'aujourd'hui, près de Papenburg, les

(*) Dipl.-Geol. Dr. A. Thiermann, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 415 Krefeld, De-Greif-Str., 195.

terrasses weichseliennes et plus anciennes plongent sous la plaine alluviale holocène. Les « Uferrhenen », de la plaine alluviale dans son cours inférieur, sont à considérer comme les plus jeunes formations de type terrasse : elles se forment lors des hautes eaux, et constituent des digues naturelles très récentes. Dans la région des Watten de la partie externe de l'estuaire, la région de l'embouchure de l'Ems est aujourd'hui repoussée vers l'est par des courants marins ayant cette direction.

EINLEITUNG

Die Flußgeschichte der Ems als einer der größeren Flüsse Nordwestdeutschlands hat im Gegensatz zu den übrigen bisher nur ein geringes Maß an geologischem Interesse gefunden. Insbesondere fehlen großräumige Übersichten. Nur kleinere Abschnitte des Flußlaufes wurden jeweils untersucht. Dabei wurden der Quellbereich und das Mündungsgebiet bevorzugt, während der Mittellauf erst in neuerer Zeit Gegenstand eingehender Studien war.

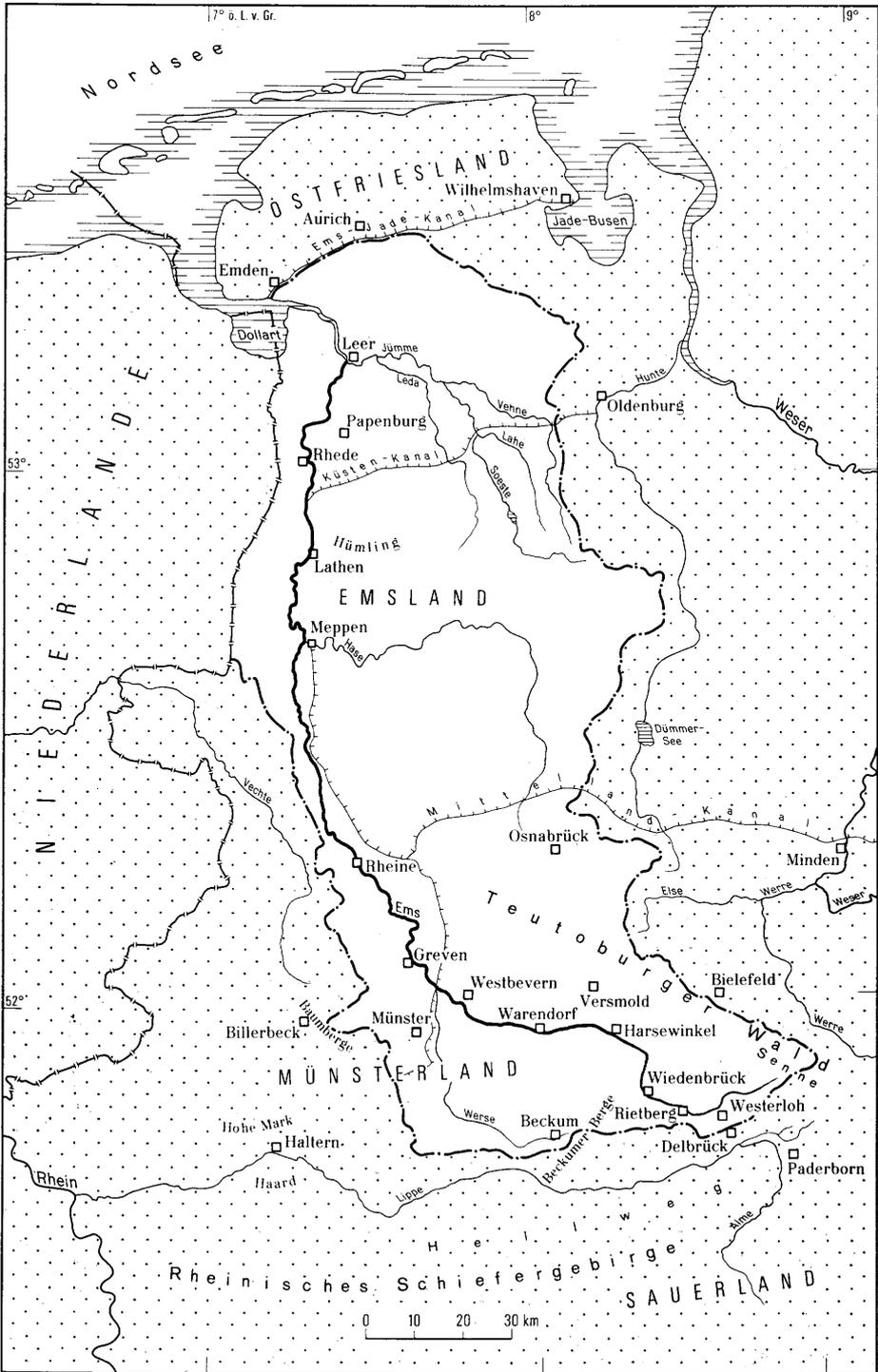
Diese Erforschungsgeschichte findet ihre Gründe sicherlich in den Eigentümlichkeiten der Ems als einem reinen Flachlandsfluß. Seine verschiedenen Terrassenablagerungen sind meist in der Tiefe verborgen und nur durch Bohrungen zugänglich. Gebirgshänge, an denen Terrassenflächen oder -körper hätten erhalten bleiben können, begleiten die Ems erst in großer Entfernung und lassen mit ihren Verebnungsflächen keine klaren Beziehungen zur Ems erkennen. Nur bei Rheine quert der Fluß einen Höhenzug aus Kreidesteinen. An der Oberfläche und damit den Untersuchungen direkt zugänglich finden sich nur die jüngsten Bildungen, die naturgemäß nur den jüngsten Teil der Flußgeschichte widerspiegeln.

Damit werden auch die besonderen Schwierigkeiten in der Analyse der Geschichte der Ems offenbar. Ihre Verknüpfung mit den Flußentwicklungen benachbarter großer Wasserläufe wie des Rheins und der Weser ist daher schon vom Ansatz her nur schwer möglich.

STROMGEBIET DER EMS HEUTE

Die Ems entspringt in der Senne, einer aus saalekaltzeitlichen Schmelzwassersanden aufgebauten flachwelligen Landschaft südöstlich von Bielefeld nahe dem Teutoburger Wald. Vom Einzugsgebiet der Lippe ist sie durch eine nur stellenweise ausgeprägte Wasserscheide, dem aus saalekaltzeitlicher Grundmoräne aufgebauten Delbrücker Höhenzug getrennt. Von Westerloh bis hin nach Rheine quert die Ems in einem flachen Bogen die weite Sandebene des östlichen Münsterlandes. Diese wurde zuerst von Hessemann (1950b) als „große Emsterrasse“ bezeichnet und von Keller (1950) und Lotze (1954a) als Niederterrassenstufe gedeutet. Der betreffende Abschnitt des Flußlaufes von der Quelle bis zum Durchbruch durch die Hügelkette von Kalken und Mergelsteinen des Cenomans und Turons bei Rheine wird als obere Ems bezeichnet.

Nördlich dieses durch eine Stromschnelle gekennzeichneten Durchbruches schließt sich das nach dem Fluß selbst genannte Emsland an. Auch hier fließt die Ems in einer, als Niederterrasse einstuftbaren, sandigen Landschaft gleicher oder doch weitgehend ähnlicher Zusammensetzung wie im Münsterland. Diese auch „Talsandebe“ genannte Fläche ist nach Nordwesten abgedacht und hat nach



Wasserscheide des Stromgebietes der Ems

ABB. 1. — Stromgebiet der Ems.

Roeschmann (1960) eine Neigung von 0,4 m/km und erstreckt sich etwa 80 km nach Norden. Der als mittlere Ems bezeichnete Abschnitt des Flusses endet zwischen Papenburg und Winschoten.

Hier nämlich tauchen die pleistozänen Sande unter die holozänen Tone und Schlicke der Marschen ab, die den Unterlauf der Ems begleiten und so die Grenze zwischen der mittleren und unteren Ems festlegen. Bei Emden mündet die Ems heute in den Dollart-Busen der Nordsee. Der Gezeitenbereich geht bis in die Gegend südlich von Rhede stromaufwärts.

Die Nebenflüsse der Ems stammen hauptsächlich aus dem Gebiet rechts des Flusses. Die bedeutendsten sind im Mittellauf die Große Aa und die Hase und im Unterlauf die Leda mit der Jümme. In dem langgestreckten Stromgebiet fließt die Ems asymmetrisch am westlichen Rand.

Das ursprüngliche Gefälle der Ems ist durch den Menschen stark verändert worden. Bei Flußbegradigungen und Durchstichen von Mäanderschlingen wurde es verstärkt. Der Rückstau beim Einbau von Wehren wie bei Rheine schwächte das Gefälle wieder ab.

Klimatisch ist das Stromgebiet der Ems durch die vorwiegend atlantischen, feuchten Luftmassen gekennzeichnet, während die kontinentalen trockenen Luftmassen aus dem Osten meist nur kürzere Zeit bedeutsam werden. Die jährliche Niederschlagshöhe liegt etwas über 700 mm. Obwohl sich die Niederschläge zu etwa gleichen Teilen auf das Sommer- und Winterhalbjahr verteilen, sind nach Roeschmann (1960) die meisten Hochwässer und Überflutungen, nämlich 90 % im Winter beobachtet worden. Dies hängt mit der geringeren Verdunstung und dem fehlenden Verbrauch durch den Pflanzenwuchs zusammen.

STROMGEBIET DER EMS IM TERTIÄR

Der Beginn der Flußgeschichte der Ems ist auch heute noch unsere Erkenntnis weitgehend verborgen. Dies liegt vor allem darin begründet, daß sowohl zwischen dem Ausgang der Kreide im Münsterland, als auch dem Ende des Ober-Miozäns im Emsland und dem Beginn des Quartärs eine lange Zeit ohne Überlieferung gelegen hat. Dieser Zeitraum ist offenbar durch Abtragungsvorgänge allein charakterisiert. Dabei wurde das Relief wohl insgesamt tiefer gelegt. Nur einzelne Gebiete hoben sich epirogenetisch oder durch ihre Gesteinshärte bedingt stärker heraus.

Diese Morphologie ist augenfällig im Münsterland ausgeprägt und läßt sich dort an den Verebnungsflächen der Haard und der Hohen Mark, der Beckumer und der Baumberge erkennen. Hesemann (1969) machte darauf aufmerksam, daß einzelne Zeugenberge (Stimberg, Borkenberge, etc.) diese Verebnungsfläche noch überragen. An ihren Flanken lassen sich mehrere Geländestufen feststellen.

Ihre Deutung als Schnittflächen (Landterrassen) hat am Beispiel der Beckumer Berge Arnold (1960) näher dargelegt. Nach ihm wurden die einzelnen Stufen durch tertiäre epirogenetische Hebungen und anschließende fluviatile Abtragung modelliert. Ein eigentliches Gewässernetz ließ sich aus der Zeit des Tertiärs für das Münsterland nicht herleiten. Wohl aber ergaben sich aus der starken Abtragung und Schnittflächenbildung Hinweise für eine allgemeine Entwässerung nach Norden.

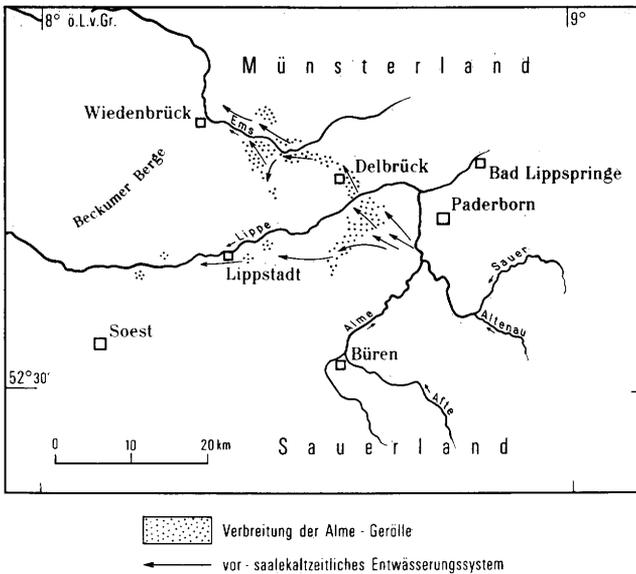


ABB. 2. — Vor-saale-kaltzeitliches Entwässerungssystem der Alme und Verbreitung der Gerölle der Alme im Münsterland (umgezeichnet nach Lotze, 1954a).

EMS IM ALTPLEISTOZÄN

Hesemann (1969) setzte die im Altpleistozän noch fortgeführte Ausbildung der Schichten-Schnittstufen der Baumberge, der Beckumer Berge, die Höhen im Gebiet der Halterner Sande und die Pässe und Durchbruchstäler durch den Teutoburger Wald mit den Hochflächen und Terrassen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges in Beziehung. Als deren Ergebnis fügten sich Andeutungen eines alten Flußsystems mit Terrassentreppen und nordwestlichem Gefälle zusammen, das nach Nordosten durch den Höhenzug des Teutoburger Waldes begrenzt wurde. Durch die Pässe und durch Störungen bedingte Ausräumungen des Gebirgsriegels wie bei Rheine war ein Übergang des Flußsystems in das norddeutsche Flachland gegeben. Dieses vom Verfasser als Vorläufer der Ems angesehene Entwässerungssystem hatte Hesemann (1969) zunächst in das Pliozän eingeordnet, späterhin jedoch durch die Beziehungen zu den Höhenterrassen des nördlichen Schiefergebirgsrandes (Hesemann, 1973) in das Altpleistozän eingestuft.

Die zunächst befremdliche Tatsache, daß im Münsterland altpleistozäne Schotter fast gänzlich fehlen und daß Täler aus dieser Zeit allein in Form von begrabenen Rinnen als Erosionsformen überliefert sind, wird von Hesemann (1969) als eine Folge des aus Mergel- und Kalksteinbänken der Kreide bestehenden Untergrundes erklärt. Diese Gesteine neigen naturgemäß weniger zur Geröllbildung. Die Fracht der Wasserläufe dieser Zeit im Münsterland mag daher nach Hesemann (1969) hauptsächlich aus Ton und Schwebstoffen bestanden haben. Diese wurden auch bei einem flachen Gefälle transportiert, das auf 1 ‰ im westlichen und 2,2 ‰ im östlichen Teil geschätzt wird.

EMS IM FRÜHEN MITTELPLEISTOZÄN

Echte Terrassenkörper aus dieser Zeit sind uns nur aus dem Oberlauf der Ems erhalten geblieben (Lotze, 1954a). Damals erfolgte die Entwässerung des nordöstlichen Sauerlandes durch die Alme, die also einen alten Oberlauf der Ems darstellt. Sie brachte ihre Schotterfracht widerstandsfähiger, paläozoischer Gesteine nach Norden in die Münstersche Bucht, in die Paderborner Hochfläche und den Haarstrang. Die Schotter der Alme wurden, wie Bohrungen gezeigt haben, in einem breiten Schuttfächer abgelagert. Eine Bifurkation des damaligen Flußlaufes deutet sich bei Delbrück an, denn dort zweigt ein Schotter-Ast nach Norden ab, dem heutigen Lauf der Lippe folgend. Wie Lotze (1954a) zeigte, setzen sich die Alme-Schotter nordostwärts in den Randbereich der Senne, dann aber auch emstalabwärts bis in die Gegend von Wiedenbrück und in die Mastholter Niederung fort (s. Abb. 2). Noch weiter flußabwärts wurden im Bereich der in die Kreide eingetieften Ur-Ems-Rinne bei Harsewinkel und Ostbevern ebenfalls noch Schotter paläozoischer Gesteine festgestellt.

Im Bereich des früheren Emslaufes sowohl im Münsterland als auch im anschließenden Emsland sind Ablagerungen aus dem Mittelpleistozän in einzelnen

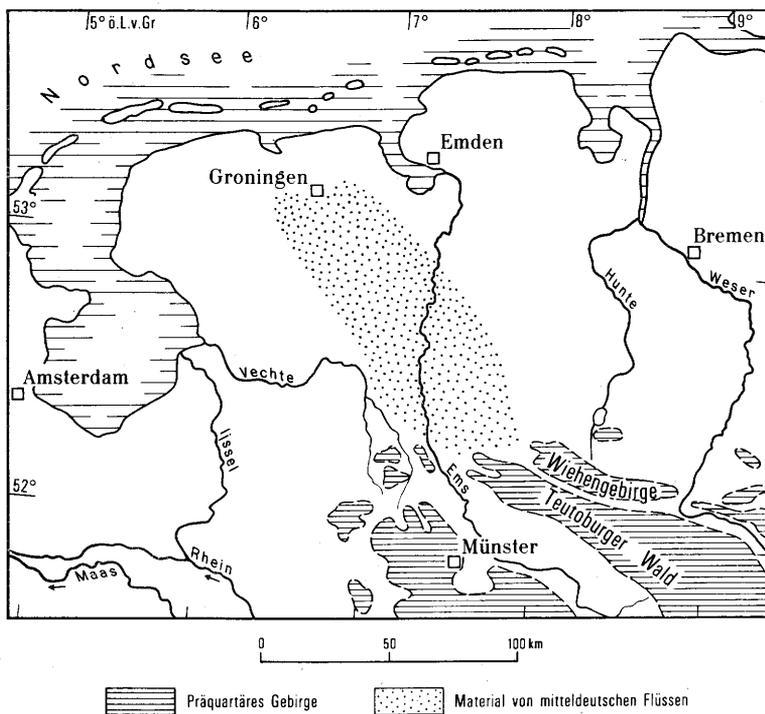


ABB. 3. — Verbreitung von Kiesen und Sanden des Alt- und Mittel-Pleistozäns im Gebiet des Mittellaufs der Ems (nach Edelman und Maarleveld, 1958 und Grahle in Boigk et al., 1960).

Rinnen und Senken vorhanden. Auch im heutigen Emsmündungsgebiet ließen sich nach Dechend und Sindowski (1956) begrabene Sande und Kiese erkennen. Im übrigen ist die stratigraphische Alterstellung von Ems-Ablagerungen weithin unklar. Die Einstufung der verschiedenen Autoren wie „präsaalezeitlich“ oder „prälsterzeitlich“ lassen das deutlich werden. Diese Unsicherheit geht vor allem auf die auch heute noch nicht geklärte Ausdehnung der Grundmoräne der Elster-Kaltzeit zurück. Sie war wohl, wie schon Grahle (in Boigk *et al.*, 1960) vermutete, so gering mächtig und wenig kompakt, daß sie der nachfolgenden Verwitterung anheimgefallen ist oder allenfalls in mehrfach deutbaren Resten überliefert wurde. Von jüngeren Quartärablagerungen bedeckte, breite Rinnen im Münsterland mögen nach Baecker (1963) elsterzeitliche Gletschertröge sein.

In der Schichtenfolge des Alt- und Mittelpleistozäns im Emsland ließen sich nach den Untersuchungen holländischer Autoren wie Edelman und Maarleveld (1958) jedoch vielerorts Kiese und Sande ausscheiden, deren Material aus dem Einzugsgebiet mitteldeutscher Flüsse stammt. Auf einer Karte dargestellt (Abb. 3) läßt das Verbreitungsgebiet deutlich eine südöstlich-nordwestliche Erstreckung erkennen, die vom heutigen Stromgebiet der mittleren Ems gequert wird.

EMS IN DER HOLSTEIN-WARMZEIT

Erst mit der Holstein-Warmzeit scheint sich im Münsterland ein in seinen Umrissen auch heute noch stellenweise erkennbares Flußsystem der Ems entwickelt zu haben. Seine Talreste sind allerdings heute gänzlich von jüngeren quartären Ablagerungen bedeckt. Solche Ems-Rinnen wurden zuerst von Wegner (1926) erkannt und dann durch Hesemann (1950a) und später Baecker (1963) durch weitergeführte Studien zu einem präsaalezeitlichen Flußnetz erweitert, das in die Kreideschichten und altpleistozänen Ablagerungen eingetieft ist.

Wie Hesemann (1950a) im einzelnen näher darstellt, hat dieses Flußnetz nach Breite, Tiefe und Wasserführung die heutige Ems mit ihren Zuflüssen übertroffen, da ihr Einzugsgebiet größer war. Schon zur damaligen Zeit ging die Hauptstromrichtung nach Nordwesten. Die hauptsächlichen Zuflüsse kamen wie heute vom Teutoburger Wald, doch damals ergänzt durch den Zustrom der Alme aus dem Sauerland. Die merkwürdige Ablenkung des Stromgebietes an den Beckumer Bergen und den Baumbergen hängt sicherlich mit deren Lage auf einem variscischen Hochgebiet zusammen, nämlich den unter der Kreide verborgenen paläozoischen Strukturen Versmold und Billerbeck. Ihre posthume Aufwärtsbewegung lenkte die Entwässerung seitlich ab (Hoyer, 1964).

Die Talanfänge im Teutoburger Wald lagen bei 75-80 m über Normalnull, ihre Sohle hat dort eine Breite von 15 m. Die tiefsten Talböden im Münsterland werden mit 17 m über Normalnull erreicht. Das Gefälle veranschaulicht die Vorosning-Rinne zwischen Lengerich und Tecklenburg mit 2 m auf 1 km. Die Täler sind 1-5 km breit, und stellenweise treten die Ufer noch weiter zurück.

Entsprechend der tonig-mergeligen Ausbildung der jüngeren Oberkreideschichten, in die jenes holsteinzeitliche Talnetz der Ems eingeschnitten war, sind die Talhänge und Böschungen flach ausgebildet. Nur selten treten auch steilere Prallhänge auf. Die bis zu 12 m mächtigen Ablagerungen an der Sohle des Flußlaufes bestehen aus grob- bis mittelkörnigen Sanden, denen immer wieder

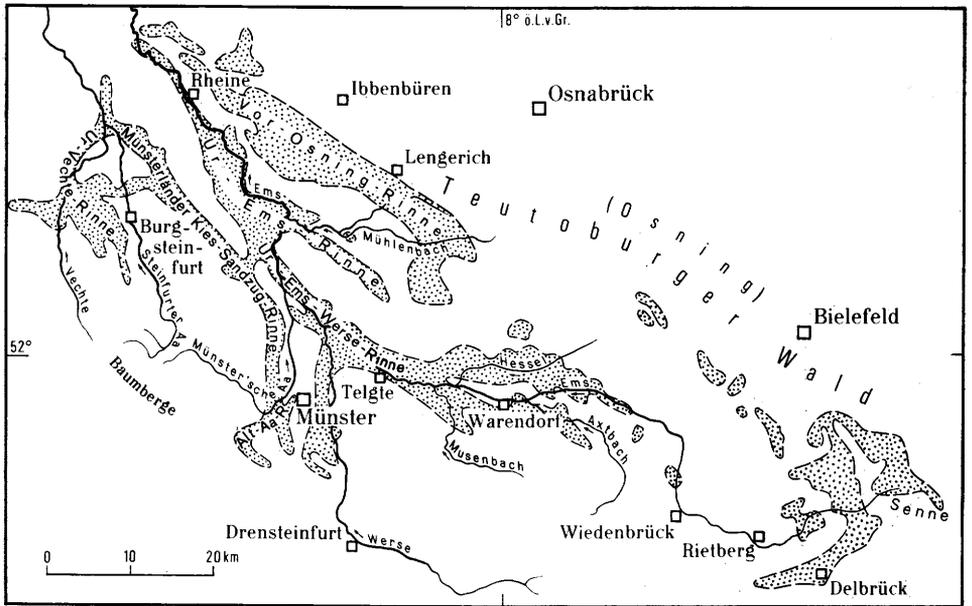


ABB. 4. — Pleistozäne Rinnen im Münsterland, heute mit quartären Ablagerungen erfüllt (nach Baecker, 1963 und Toussaint und Karrenberg, 1974).

mächtige Bänke aus eckigen, wenig gerollten Plänerkiesen eingeschaltet sind. Hinzu kommen die vom Teutoburger Wald herbeigeführten Sandsteinbrocken der Unterkreide. Als sogenannte Ur-Ems-Kiese wurden diese Talfüllungen schon von Haack (1935) beschrieben.

Bedeutsam für die stratigraphische Einstufung dieses Flußnetzes der Ur-Ems sind die zuerst von Haack (1935) entdeckten Reste einer wärmeliebenden, reichhaltigen Muschel- und Schneckenfauna. Sie war sicherlich in ihrem Lebensraum an die langsam fließenden Altwässer und die weit ausgezogenen Gleithänge gebunden. An ähnlichen Stellen wuchsen auch vereinzelt Moore empor.

Diese Zeugen einer holsteinzeitlichen Ems wurden jedoch durch die Schmelzwässer der folgenden Saale-Kaltzeit meist wieder abgetragen. Dieses geschah offenbar mit besonderer Intensität im Emsland. Dort sind nach Grahle (in Boigk *et al.*, 1960) holsteinzeitliche Sedimente nur noch an wenigen Stellen erhalten. Sie lassen den Verlauf der Ems in diesem Raum nicht mehr deutlich werden. Lediglich im heutigen Mündungsgebiet bei Emden ergeben sich nach Dechend und Sindowski (1956) Hinweise für die damalige Ems.

EMS IN DER SAALE-KALTZEIT

Mit dem Beginn der Saale-Kaltzeit wurde durch Frostsprengung und Bodenfließen eine so große Menge von Gesteinsmaterial frei, daß es von den Flüssen mit ihren besonders im Winter kleiner gewordenen Wassermengen nicht mehr alles

fortgeführt werden konnte. Sie begannen daher, wie auch die Ems, einen Teil als Schotter und Sande abzusetzen. Diese führen im Münsterland stellenweise einen arten- und individuenarme Schneckenfauna.

Mit der beginnenden Vereisung des Drenthe-Stadiums rückten die Vorschütt-sande und -kiese vor. Ihre Wässer benutzen zunächst noch das Flußsystem der Ems. Durch die Vorschüttbildungen und das Eis wurden zunehmend die nordöstlichen Zuflüsse außer Funktion gesetzt, während die nach Westen gerichteten stärkere Bedeutung erlangten. Lotze (1954a) hat dies am Beispiel des Oberlaufes der Ems näher untersucht.

Dort wurde die Ems bis in die Gegend von Rietberg sehr früh verfüllt und damit die Entwässerung in die Gegend der heutigen Lippe abgedrängt. Die Alme wurde damit zu einem Nebenfluß der Lippe. Nach dem Abschmelzen des Inland-eises war auch die Lippe als erste wieder frei und hat sich tiefer einschneiden können. So hat nach dem endgültigen Rückschmelzen des Eises die Lippe den Südostwinkel des Münsterlandes für dauernd erobert.

Zwischen der Lippe und der Ems blieb bei Delbrück als trennende Schwelle ein zunächst noch geschlossener Höhenzug erhalten, der aus saalezeitlichen Ablagerungen bestand. Reste davon haben sich bis heute erhalten (s. S. 39).

Im übrigen Stromgebiet der Ems wurden das holsteinzeitliche Gewässersystem durch die saalezeitlichen Ablagerungen weitgehend verfüllt und zugeschüttet. Teilweise scheint sich sein Relief jedoch noch etwas erhalten. Auf der Eisoberfläche haben Rinnen neben den Klüften und Sprüngen aus der Zeit der aktiven Bewegung des Eises beim Schmelzen die Entwässerung an sich gezogen. Das dabei mitgeführte Material wurde später als Kamesbildung abgelagert oder aber, wenn die Erosion bis auf die Auflagerungsfläche des Eises vordrang, dort stellenweise in Rinnen des Untergrundes abgesetzt, wie beim Münsterländer Hauptkiessandzug.

Die Schmelzwässer des rückschreitenden Eises schnitten sich alsdann in die Grundmoräne und Vorschüttbildungen ein und gaben so den Antstoß zur Ausbildung eines Gewässernetzes, das nach Dechend und Sindowski (1956) zumindest im Unterlauf weitgehend an jenes der Holsteinzeit anknüpfte. Dabei lag die Talsohle meist etwas höher, da die Erosion nicht wieder auf das alte Niveau herabging.

Während Hesemann (1950a) noch dem Eisrückzug im Münsterland hauptsächlich Abtragungsvorgänge annahm, konnten Lotze (1954b) und Baecker (1963) nachweisen, daß zur folgenden Warthe-Zeit mit ihrem ausgeprägten Periglazial-klima auch Sedimente als Sande und Schluffe abgelagert wurden. Sie beschränkten sich im Emstal wohl auf die schon aus dem Drenthe-Stadium vorgegebenen Rinnen und Senken.

EMS IN DER EEM-WARMZEIT

Über den Verlauf der Ems während der Eem-Warmzeit ist nur wenig bekannt geworden. Dies hängt unter anderem mit der oft nur undeutlich ausgeprägten Ausbildung der Sedimente jener Zeit zusammen, die nur selten organogene Bildungen als Torfe und oder etwa Diatomeenerde führen. Zum anderen ist sicherlich durch die Geschehnisse der Weichsel-Kaltzeit auch ein großer Teil der Bildungen umgelagert worden.

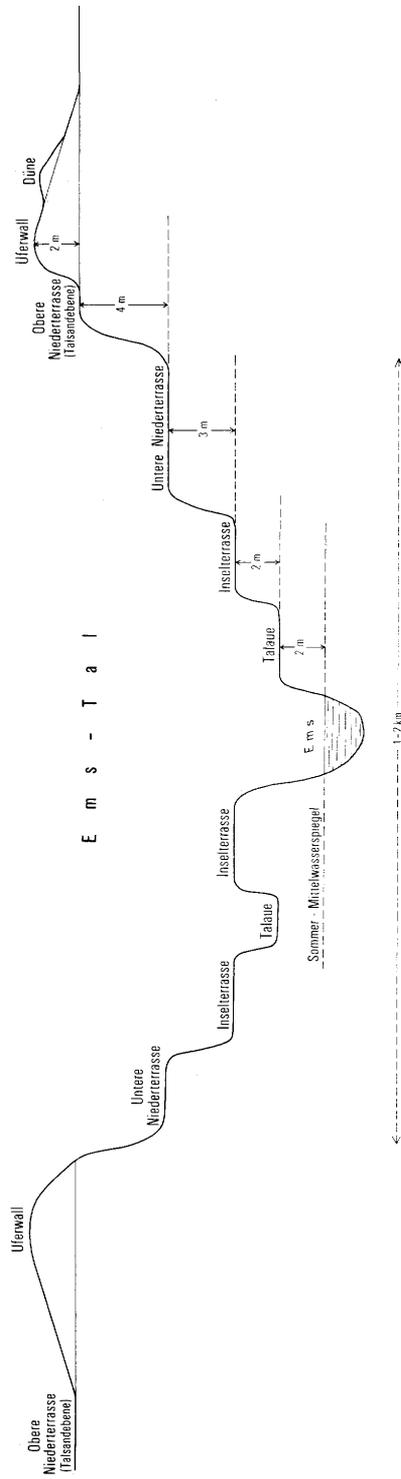


ABB. 5. — Schematisches Profil durch das Tal der Ems am Oberlauf südlich von Rhine.

Eine kartenmäßige Darstellung aller Eem-Vorkommen des südlichen Emslandes durch Grahle und Richter (in Boigk *et al.*, 1960) läßt einen eemzeitlichen Emslauf nicht zwingend erkennbar werden. Einige saalezeitlich entstandene morphologische Hochgebiete wie der Hümmling scheinen zu jener Zeit noch Riegel gebildet zu haben. Diese haben der damaligen Entwässerung ganz andere Wege nach Westen gewiesen. Allerdings werden sie nur örtliche Bedeutung gehabt haben. Insgesamt scheint die Erosion wegen des angestiegenen Meeresspiegels nur gering gewesen zu sein. An der unteren Ems konnten Dechend und Sindowski (1956) eemzeitliche Deltabildungen nachweisen.

EMS IN DER WEICHEL-KALTZEIT

Die Entwicklung der Ems in diesem jüngsten Abschnitt des Pleistozäns gehört zu den am klarsten erforschten, denn die Bildungen liegen durchweg an der Tagesoberfläche und sind nicht wie bei den vorangegangenen Perioden in der Tiefe verborgen. Ihre Formen sind noch frisch geblieben, da das Inlandeis das Stromgebiet der Ems nicht erreicht hat.

Am meisten ausgeprägt ist die weite, obere Niederterrassen-Ebene der Ems. Sie gibt sowohl dem Oberlauf im Münsterland als auch dem Mittellauf im Emsland das typische Aussehen. Zusammenfassend über ihre Entstehung und stratigraphische Einstufung haben in neuerer Zeit insbesondere Grahle (in Boigk *et al.*, 1960), Hesemann (1950b), Keller (1950), Roeschmann (1960) und Thiermann (1970) berichtet.

Eigentümlich ist die ungewöhnliche Breite der Niederterrasse von 20-30 km, ihr vorherrschender Aufbau aus fein- und mittelkörnigen Sanden und ihre nur geringe Mächtigkeit um 10 m, die nur stellenweise größer oder kleiner wird.

Für das Münsterland wurde zuerst von Hesemann (1950b) die Bezeichnung „große Emsterrasse“ für die nach Nordwesten geneigte Sandebene eingeführt, die den Emslauf zwischen Rietberg und Rheine begleitet. Ihre stratigraphische Stellung ist durch die Auflagerung auf die eemzeitlichen Sedimente und ihre Bedeckung durch Uferwälle des Alleröd-Interstadials als eine frühweichselzeitliche Bildung klar.

Im Emsland nördlich von Rheine bis hin nach Papenburg hingegen war die dort als Talsand bezeichnete Sandebene schon länger ein Streitobjekt verschiedener Autoren gewesen. Erst mit der näheren Durchforschung des Emslandes ist dann auch hier, wie es Grahle (in Boigk *et al.*, 1960) und Roeschmann (1960) ausführen, möglich geworden, sie als eine Niederterrassenstufe einzugliedern.

Wenn damit auch ihre stratigraphische Stellung geklärt ist, so bleiben dennoch die ungewöhnlichen Aspekte ihrer Entstehung und die merkwürdige Abweichung in ihrer Ausgestaltung bestehen, deren Ursachen Hesemann (1950b) nachgegangen ist.

Nach ihm sind die Talsande keine eigentliche Terrassenbildung der Ems selbst, sondern ihre heute flächenhafte, weite Verbreitung wird auf die verstärkte Sandanlieferung auch kleinerer Bäche und Wasserläufe zurückgeführt. Allerdings wurde das Material sicherlich nicht von ferne herbeigeschafft, sondern von den saalezeitlichen Höhen der näheren Umgebung abgetragen. Diese Sande füllten das am Ende der Saale-Kaltzeit und bis in die Eem-Warmzeit vorhandene Emstal und das unruhige Relief im Stromgebiet allmählich auf. Die von Lotze (1954b) erkannten,

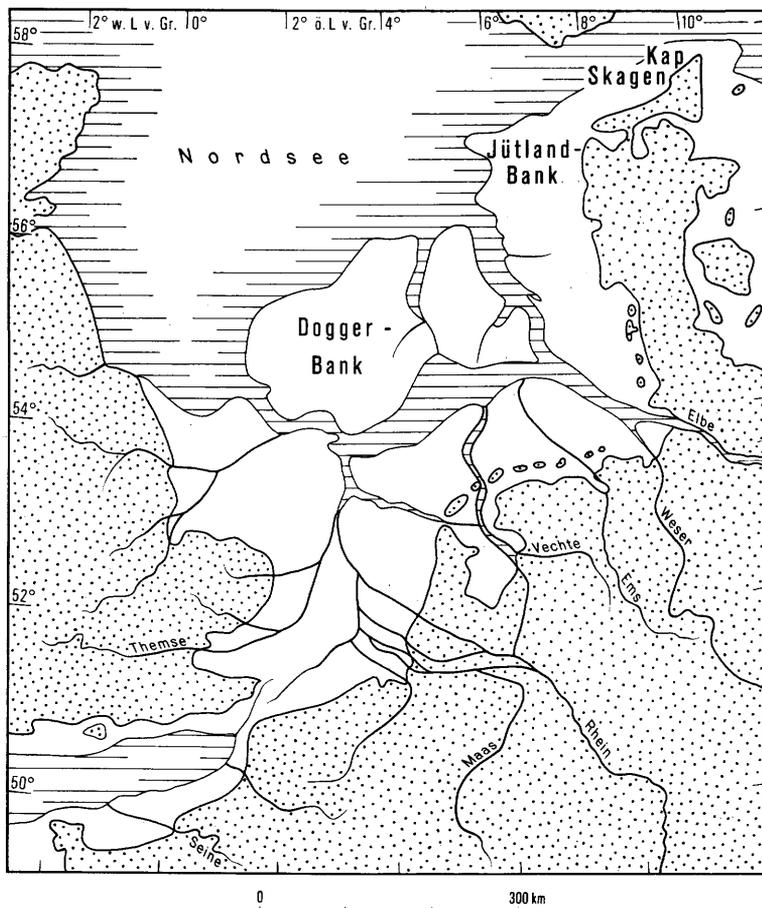
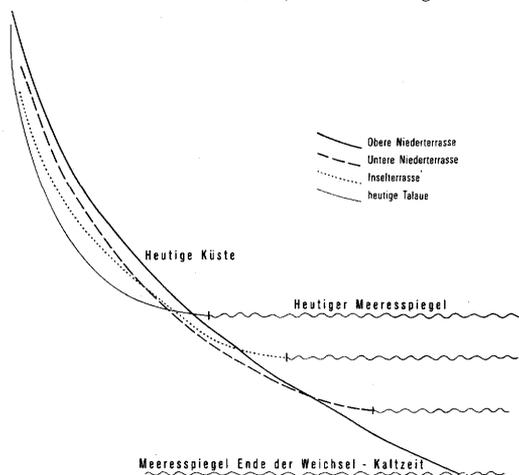


ABB. 6. — Küstenverlauf der Nordsee am Ende der Weichsel-Kaltzeit (nach Haarnagel, 1950).

ABB. 7. — Schematische, unmaßstäbliche Beziehungen der Terrassen der Ems in Abhängigkeit von den spät- bis postglazialen Meeresspiegelhöhen.



weitflächig verbreiteten Rhythmen in der vertikalen Korngrößenverteilung lassen eine ungleichmäßige Intensität in der Aufschüttung deutlich werden. Die heute so auffällige, tischebene Oberfläche ist durch die periglaziale Überprägung entstanden.

Mit der allmählich abnehmenden Wasserführung scheint sich dann der Emslauf in seiner heutigen Linienführung mehr oder weniger fixiert zu haben. Im Alleröd-Interstadial ist es offenbar öfter zu starken Hochwässern gekommen. Dabei bildeten sich zu beiden Seiten des Flusses bis zu 2 m hohe und stellenweise bis 1 km breite, sandige Uferwälle. Sie wurden erstmals von Thiermann (1970) von der Ems beschrieben. Sie entstanden dadurch, daß das Wasser über die Ufer der damaligen Stromrinne trat und flächenhaft verbreitert dahinfloß. Dabei erlahmte am Rande der Flußrinne die Transportkraft des Wassers, und die im Wasser mitgeführten Sande lagerten sich als flache schildförmige Uferwälle ab. Ihr Querschnitt ist stets etwas asymmetrisch, indem die höchste Erhebung immer an der dem Fluß zugewandten Seite liegt (s. Abb. 5). Späterhin wurden die Uferwälle noch äolisch überprägt. Frühere Autoren haben sie deshalb insgesamt als sogenannte Flußbegleitedünen aufgefaßt.

Der Meeresspiegel (s. Abb. 6) lag zur Zeit der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit so tief, daß die Doggerbank noch landfest war. Nur in den tief ausgefurchten Urstromtälern des Rheins und der Elbe fand das Meer nach Haarnagel (1950) und Pons (1954) einen Zugang durch die Ästuarie weit in das damalige Festland hinein. Allerdings führt Pons (1954) im Gegensatz zu der auf Abbildung 6 gegebenen Darstellung nach Haarnagel (1950) Gründe für ein Umbiegen des Rheins in westlicher Richtung und Mündung in der Straße von Dover an.

Zunächst führte der tief liegende Meeresspiegel dazu, daß sich die Ems allmählich rückschreitend in das Niveau der oberen Niederterrasse einschneidet (s. Abb. 5). Die daraus entstandene untere Niederterrassestufe wurde zuerst von Hesemann (1950b) aufgefunden. Das hierbei entstandene Tal begleitet in Mäandern die Ems von Harsewinkel bis hin nach Rheine in einer Höhe von 3-5 m über der Talau und bis 4 m unter der oberen Niederterrassestufe. Nördlich von Rheine ist sie weniger gut ausgeprägt und verliert sich dann infolge der späteren Überformung und Abtragung nördlich von Lathen im Emsland gänzlich. Die gesamte Breite der unteren Niederterrasse liegt zwischen 100 m und 1 km, nur im Emsland wird sie etwas größer.

Zeitlich wurde die Aufschüttung der unteren Niederterrassestufe der Ems in die Jüngere Dryas-Zeit eingestuft (Thiermann, 1973), denn die Terrasse ist in die allerödzeitliche entstandenen Uferwälle eingetieft.

EMS IM HOLOZÄN

In diesem jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte kam es zur stärksten Umgestaltung der Ems in ihren Unterlauf (Dechend und Sindowski, 1956) durch die Rückverlegung der Mündung. Aber auch in dem übrigen Bereich wurde durch die Ausbildung der Inselterrassen und der Talauen das Flußbild der Ems in kleinerem Maßstab abgewandelt.

Nach einer kurzen Stillstandsphase kam es zu Beginn des Holozäns im Präboreal wieder zu einer verstärkten Erosion, in deren Gefolge die Inselterrasse entstand. Sie wurde im Emsland zuerst von Beyenburg (1934) und später von

Roeschmann (1960) für eine weichselzeitliche Bildung gehalten. Im Münsterland kamen Hesemann (1950b) und Keller (1953) jedoch zu der Auffassung eines holozänen Alters der Inselterrasse. Da bisher in ihr noch keine Periglazialstrukturen aufgefunden wurden, wird sie auch vom Verfasser als holozäne Bildung eingestuft.

Die Inselterrasse beginnt bei Westbevern im Münsterland und liegt in 1-2 m unter der unteren Niederterrassenstufe und in 1-3 m Höhe über der heutigen Talau. Nördlich von Meppen bei Bexten schließlich nähert sie sich der Talau und taucht unter sie ab. Ähnlich wie die untere Niederterrassenstufe ist die Inselterrasse ebenfalls mehr als Erosionsniveau denn als eigener Terrassenkörper anzusehen. Im Oberlauf geht ihre ursprüngliche Breite über wenige 100 m nicht hinaus. Nördlich Rheine im Mittellauf nimmt die Talbreite jedoch auf 2-3 km zu.

Vielleicht auf Grund einer Landhebung (Roeschmann, 1960) im Mittel- und Oberlauf kam es im Anschluß an die Inselterrassenbildung zu einer erneuten Erosionsphase. Dabei wurde die ursprünglich zusammenhängende Inselterrasse durch die mäandrierende Ems in heute inselartig aus der Talau aufragende Verebnungsflächen zerschnitten.

Woldstedt (1955) konnte an Hand von Flachmoortorfen und urgeschichtlichen Funden von der Doggerbank zeigen, daß damals dieser Raum bis an die Grenze Präboreal/Boreal noch zum Festland gehörte und damit die Ems erst im Bereich der Doggerbank mit einem weit verzweigten Ästuar in die Nordsee mündete (Haarnagel, 1950) (s. Abb. 6). Dann aber stieg der Meeresspiegel an. Diese Transgression der Nordsee ist in ihren letzten, wohl komplexen Ursachen auch heute noch nicht ganz geklärt. Doch scheint nach Dechend (in Dechend und Gronwald, 1961) für die Änderung der Küstenlinie in erster Linie der klimatisch-eustatische bedingte Meeresspiegelanstieg bedeutsam. Nach Sindowski (1970) ist wegen des insgesamt nach Norden einfallenden Quartärs in der Nordsee sicherlich auch eine tektonische Komponente wirksam gewesen. Durch den ansteigenden Meeresspiegel wurde die Erosion der Ems beschleunigt in eine Akkumulation

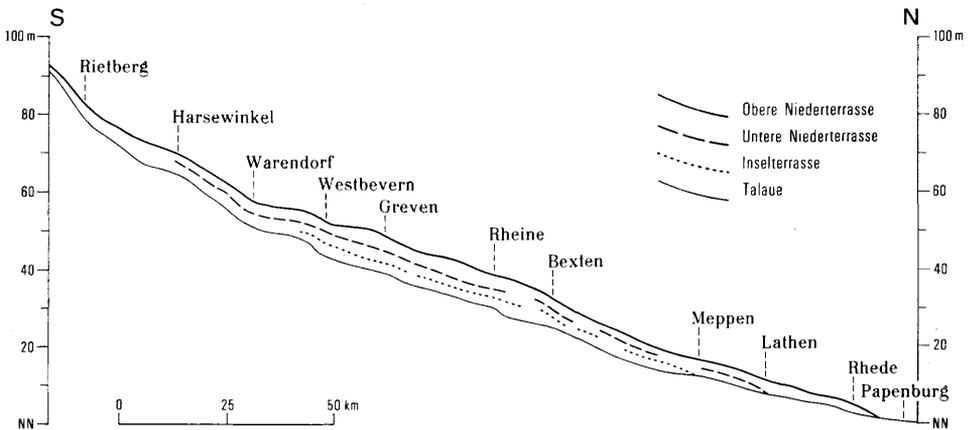


ABB. 8. — Terrassenhöhen im Emstal-Längsprofil zwischen Rietberg und Papenburg, tausendfach überhöht (nach Roeschmann, 1960).

umgekehrt, die flußaufwärts voranschritt. Damit ist der Zeitpunkt der Umkehr in den einzelnen Emstalabschnitten flußaufwärts ständig jünger.

Bereits im Atlantikum hatte das Meer die heutige Küstenlinie erreicht, und brackisch-marine Schichten bedeckten die frühatlantischen Bildungen wie etwa die Torfe in den Rinnen der Ems bei Emden (de Smet, 1960). Im weiteren Voranschreiten der Akkumulation wurden dann die Inselterrasse bis nördlich Papenburg unter den Talauenablagerungen begraben. Die Talaue ist am Unterlauf bis zu 5 km und mehr breit, am Mittellauf verengt sie sich, während sich schließlich am Oberlauf die Uferländer bis auf wenige 100 m gegenüberstrecken.

Die außergewöhnliche Breite der Talauen der rechten Nebenbäche des Oberlaufes der Ems im Münsterland wird von Arnold (1974) auf tektonisch bedingte Absenkungstendenzen im Holozän zurückgeführt. Gestützt wird diese Theorie durch Feinvillements.

Eine auffällige und von Roeschmann (1960) beschriebene Erscheinung bilden die sogenannten Uferhnenen der Ems nördlich Rheine. Dies sind Aufschüttungen beiderseits des Flusses die durch die Hochwässer abgelagert wurden. Es sind also holozäne Uferwälle. Sie stellen die jüngsten Terrassenablagerungen der Ems dar.

Im Mündungsgebiet wurde das Strombett der Ems seit dem ausgehenden Holozän ähnlich wie schon in der Eem-Warmzeit mehr oder weniger stetig nach Nordosten verschoben. Nach Dechend und Sindowski (1956) kann als Ursache die von Westen nach Osten gerichtete Strömung im Wattengebiet des Außenästuars angesehen werden. Dabei wurden die Rinnen von Westen her zugeschüttet und der Fluß gezwungen sein Bett nach Osten zu verlegen.

Angeführte Schriften

- ARNOLD, H. (1953). — Das südliche Münsterland als Schnittflächenlandschaft. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 104, p. 529-531, 1 Abb., Hannover.
- ARNOLD, H. (1960). — Morphologische Probleme an der oberen Möhne. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 111, p. 746, Hannover.
- ARNOLD, H. (1974). — Morphologisch-hydrologische Besonderheiten der Oberen Ems sowie Bemerkungen zur Flußgeschichte des Münsterlandes (in Druckvorbereitung), Krefeld.
- BAECKER, P. (1963). — Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 117, p. 59-88, 2 Taf., 10 Abb., Stuttgart.
- BOIGK, H., DIETZ, C., GRAHLE, H.-O., HOFFMANN, K., HOLLSTEIN, W., KÜHNE, F., RICHTER, W., SCHNEEKLOTH, H. und WAGER, R. mit Beiträgen von HILTERMANN, H. und VON ZUR MÜHLEN, W. (1960). — Zur Geologie des Emslandes. *Beih. geol. Jb.*, 37, 419 p., 5 Taf., 51 Abb., 43 Tab., 5 Kten, Hannover.
- DECHEND, W. und GRONWALD, W. (1961). — Krustenbewegungen und Meeresspiegelschwankungen im Küstenbereich der südlichen Nordsee. *Geol. Jb.*, 79, p. 23-60, 4 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DECHEND, W. und SINDOWSKI, K.-H. (1956). — Die Gliederung des Quartärs im Raum Krummhörn-Dollart (Ostfriesland) und die geologische Entwicklung der Unteren Ems. *Geol. Jb.*, 71, p. 461-490, 1 Taf., 14 Abb., 10 Tab., Hannover.
- EDELMAN, C. H. und MAARLEVELD, G. C. (1958). — Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. *Geol. Jb.*, 73, p. 639-684, 2 Taf., 26 Abb., 3 Tab., Hannover.
- HAACK, W. (1935). — *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt Lengerich*, 48 p., 2 Abb., Berlin.
- HAARNAGEL, W. (1950). — Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste. *Schriftenr. nieder-sächs. Landesst. f. Marschen u. Wurtenforsch.*, 4, 90 p., 25 Abb., 12 Taf., Hildesheim.

- HESEMANN, J. (1950a). — Über das Flußsystem der Ur-Ems im nördlichen Münsterland und seine Bedeutung als Grundwasserspeicher. *Bohrtechnik-Brunnenbau*, 1, p. 207-210, 1 Abb., 1 Tab., Berlin.
- HESEMANN, J. (1950b). — Über die stratigraphische Stellung der großen Emsterrasse im Münsterland. *Geol. Jb.*, 64, p. 633-641, 2 Abb., 1 Tab., Hannover.
- HESEMANN, J. (1969). — Das Münsterland als pliozäne Erosionslandschaft. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1969, p. 530-534, 3 Tab., Stuttgart.
- HESEMANN, J. (1973). — Norddeutsches Quartär (1961-1972). — *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, 1973, p. 141-167, Stuttgart.
- HOYER, P. (1964). — Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbildung posthumer Bewegungen an variscischen Großstrukturen. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 116, p. 238-243, 2 Abb., Hannover.
- KELLER, G. (1950). — Beitrag zur Altersfrage der Terrassen an der mittleren Ems. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 101, p. 86-92, 3 Abb., Hannover.
- LOTZE, F. (1954a). — Zur Talgeschichte der Alme, oberen Lippe und Ems. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1953, p. 306-311, 1 Abb., Stuttgart.
- LOTZE, F. (1954b). — Das Quartär zwischen Ems und Osning östlich von Rheine. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1953, p. 145-152, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- PONS, I. L. J. (1954). — Het fluviatile Laagtterras van Rijn en Maas. *Boor en Spaade*, 7, p. 97-110, 3 Abb., 2 Tab., Utrecht.
- ROESCHMANN, G. (1960). — Die Grundwasserböden des Emstales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. *Geol. Jb.*, 77, p. 741-820, 2 Taf., 11 Abb., 6 Tab., Hannover.
- SINDOWSKI, K.-H. (1970). — Das Quartär im Untergrund der Deutschen Bucht (Nordsee). *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21, p. 33-46, 8 Abb., 8 Tab., Öhringen (Württ.).
- SMET, L. A. H. DE (1960). — Die holozäne Entwicklung des niederländischen Randgebietes des Dollarts und der Ems. In *Das Ems-Aestuarium (Nordsee)*. *Verh. kon. nederl. geol. mijnbouwkd. Genootsch., geol. Ser.*, 19, p. 15-23, 10 Abb., s' Gravenhague.
- THIERMANN, A., mit Beiträgen von KOCH, M. und WILL, K.-H. (1970). — *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern*, 120 p., 9 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Krefeld.
- THIERMANN, A., mit Beiträgen von DUBBER, H.-J., KALTERHERBERG, J., KOCH, M. und REHAGEN, H.-W. (1973). — *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 3710 Rheine*, 174 p., 16 Abb., 12 Tab., 5 Taf., Krefeld.
- TOUSSAINT, B. und KARRENBERG, H. (1974). — Hydrogeologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000, herausgegeben von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (in Druckvorbereitung), Krefeld.
- WEGNER, Th. (1926). — *Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete*, 2. Aufl., 500 p., 1 Taf., 244 Abb., Paderborn, Schöning.
- WOLDSTEDT, P. (1955). — *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, 2. Aufl., 467 p., 97 Abb., Stuttgart, Koehler.

DISKUSSION

P. MACAR. — *Ist die Inselterrasse nur eine Erosionsterrasse, oder gibt es also auch eine Aufschüttung?*

A. THIERMANN. — Die Inselterrasse ist zwar hauptsächlich eine Erosionsterrasse, doch finden sich stellenweise weithin auch Terrassenaufschüttungen bis zu 2 m Mächtigkeit.

J. I. S. ZONNEVELD. — *Sie zeigten eine Bifurkation im Senne-gebiet. Wie lange hat diese Bifurkation funktioniert? Sind die beide Arme wirklich gleich alt? Wie exakt sind die Datierungen der Schotter?*

A. THIERMANN. — Die Bifurkation war vor der Saalezeit bereits vorhanden. Sie wurde durch das Saale-Eis zerstört. Zum Alter der Schotter in beiden Armen läßt sich nur sagen, daß sie aus der Zeit vor der Saalezeit stammen, das heißt beide Arme sind sehr wahrscheinlich gleichen Alters, da sie von der Saale-Grundmoräne überdeckt sind.

A. THIADENS. — *Are you sure about sedimentation of the Inselterrace during the Atlanticum?*

A. THIERMANN. — The stratigraphic position of the Inselterrace seems to be Praeboreal. During the time of Atlanticum the system of the Inselterrace already is partially denudated at the upper and middle course of the river. Only at the lower course we find deposits of Atlanticum above the Inselterrace.

G. LÜTTIG. — *I would support the opinion of Dr. Thiermann about the stratigraphic and genetic position of his Inselterrace as in the lower course of the Ems one can find peat deposits of Atlantic age below river sands, so that one can find a parallel to the development of the Weser river system with the only difference, that one find high flood loam in the Weser area and sand in the Ems area.*

