

Jüngere Erdgeschichte des nördlichen Sauerlandes und des südlichen Münsterlandes im Rahmen einer Exkursion

Morphogenetical development in Sauerland and Muensterland region (Northwest-Germany) demonstrated on an excursion

KARL N. THOME

(Manuskripteingang: 17. November 2000)

Kurzfassung: Die erdgeschichtlichen Spuren der Abtragung von Sauerland und südlichem Münsterland werden im Rahmen einer eintägigen Exkursion an Beispielen vorgestellt. Trotz räumlicher Nähe waren die wichtigsten Gestaltungsfaktoren beider Landschaften sehr verschieden: Im Sauerland hauptsächlich subärische, im Münsterland subglaziale Abtragung.

Schlagworte: Abdachung, chemische Verwitterung, Eisfließrichtung, Eisspalten, asymmetrische und epigenetische Talbildung, Härtinge, Grundwassermobilisation unter Bachbett, Kar, Klippen, Massenkalk, Nord-europäisches Inlandeis, Querrücken, Schledden, Schuttgletscher, Wanderblöcke

Abstract: Sauerland and Muensterland were mainly formed by different exogenic factors: In the Sauerland (part of the Rheinische Schiefergebirge) subaerial erosion eroded plains during the Tertiary and deep valleys during the Quaternary. In the Muensterland the landforms were eroded mainly subglacially (below the North-european Ice Sheets).

Keywords: asymmetrical and epigenetic valley erosion, banded scree, crevasses, direction of iceflow, ice dammed lakes, North European Ice Sheet, kar forms, karst, rock glacier

1. Einleitung

Exkursionsroute

Bochum – Witten – Schwerte – Hohenlimburg – Hemer – Balve – Arnsberg – Berge – Calle – Meschede – Ramsbeck – Elpe – Winterberg – Bruchhausen – Brilon – Möhnetal abwärts bis Niederbergheim – auf dem Scheitel des Haar-

strangs (Straße 516) bis Bremen – über Werl zurück nach Bochum.

Die Einzelbeispiele werden in der Reihenfolge der Exkursionsroute gebracht, ihre Beschreibung ermöglicht je nach Interesse auch andere Reihenfolgen.

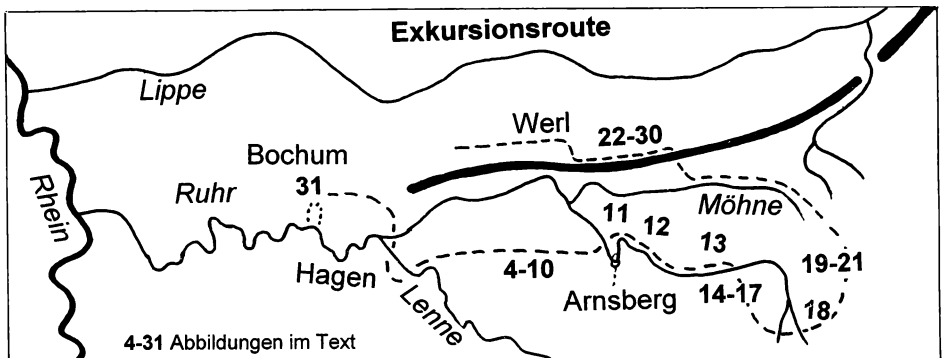


Abbildung 1. Exkursionsroute mit Nummern der abgebildeten Objekte
Figure 1. Route of the excursion with numbers of the figures

Sauerland

Es ist ein Teil des variskischen Gebirgsrumpfs, der nach der karbonischen Faltung im Perm eingeebnet wurde, die noch vorhandenen Reste der Verebnungen (= „Rumpfflächen“) entstanden vorwiegend im Miozän. Sie enthalten stellenweise ältere Spuren: Permische Rotfärbung, mesozoische, insbesondere kretazische Sedimente in Spalten des Massenkalks bei Balve, Warstein und Brilon (u.a. Sauriereste bei Brilon). Die Rumpfflächen entstanden unter tropischem Klima, ihr Gefälle war gering. Die paläozoischen Gesteine verwitterten hauptsächlich durch chemische Auflösung. Tonige Böden bedeckten die Oberfläche; sie enthielten verstreut Stücke von Milchquarz, Lydit und Quarzit. Die feinkörnigen Auflösungsreste wurden leicht verschwemmt. Die Flüsse besaßen keine tiefen Täler und entwickelten kein stabiles Gewässernetz. Hebungen der Erdkruste konnten Flußverlegungen hervorrufen.

Gegen Ende des Tertiärs ließ bei abnehmenden Temperaturen und abnehmender Feuchtigkeit die chemische Verwitterung nach, Hebung veranlasste die Flüsse zum Einschneiden. Leichter ausräumbare Gesteine wurden rascher entfernt

als widerstandsfähigere. Es bildeten sich Höhenrücken aus „Härtlingen“ (Quarzit und Sandstein), niedrigere muldenförmige Ausraumzonen auf Schiefer, noch tiefer gelegene Verebnungen auf Kalkstein. Im Pliozän bildete sich das heutige Flußnetz. Im Quartär wurde Frostsprengung zum wichtigsten Faktor der Gesteinszerstörung. Nun war die Größe der Frostfestigkeit entscheidend für das Maß der Abtragung, sie bestimmte u.a. die Breite der Täler (BÜDEL 1969, 1977, SEMMEL 1990, HESEMANN 1975, GRABERT 1998).

Münsterland

Die Formung des Münsterlandes unterlag in den langen Zeiträumen, die an der subärischen Landschaftsgestaltung des Sauerlandes mitwirkten, fast immer ebenfalls der subärischen Abtragung, doch ist von diesen Prozessen wenig erhalten, denn die Hauptgestaltung des Münsterlandes geschah durch subglaziale Erosion unter dem Nordeuropäischen Inlandeis. Sehr wahrscheinlich waren drei große Inlandeise beteiligt, die in den Zeiten der Sauerstoff-Isotopen-Abschnitte 22, 16 und 12 der Tiefseegliederung wirksam waren. Die relativ kurze Erosion unter einer Eisbedeckung (= subglaziale Ero-

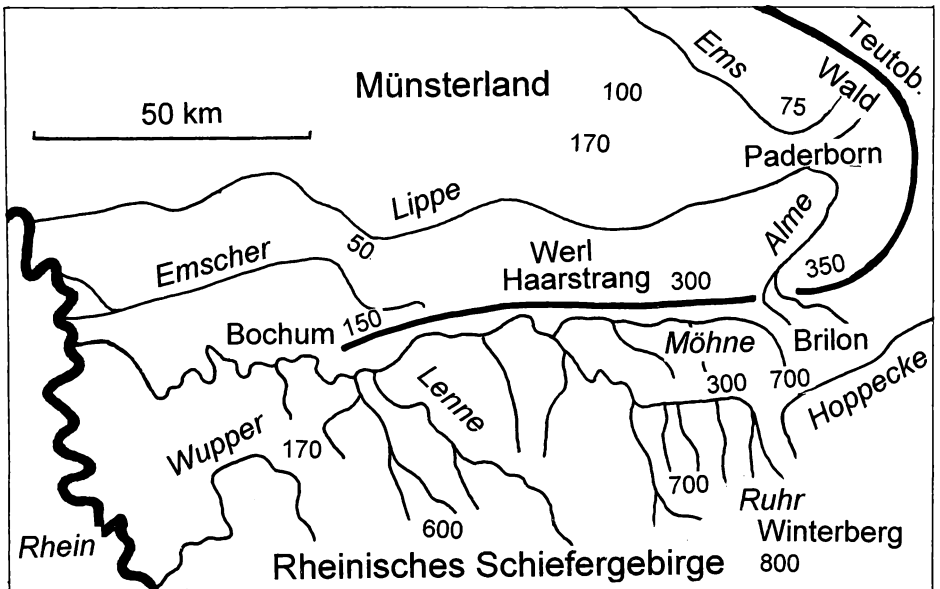


Abbildung 2. Gewässernetz und Höhenverhältnisse
Figure 2. River system and elevation of the surface

sion) war im Südteil des Münsterlandes um das Vielfache stärker als die viel länger dauernde vorwiegend subärische Erosion des Sauerlandes, wie aus glaziologischen Bedingungen an der Basis des Eises auf dem Hellwegtal noch errechnet werden kann (vgl. Abb. 28). Während der Eismaxima floss an der Eisbasis nicht nur das Schmelzwasser des Eises, sondern auch das im Weserstausee gesammelte Wasser von Weser, Elbe und Teilen der Oder unter einem Druck von mehr als 10 bar durch. Dieser Erosion konnten die Kreidemergel des Hellwegtals („Emschermergel“) nicht standhalten. Trotz der relativen Kürze der subglazialen Perioden war ihre Abtragsleistung enorm. So wurde die Ebene des Münsterlandes bei Werl bis auf ca. 80 m über NN erodiert, während das wenige Kilometer weiter südlich gelegene Ruhrtal durch die viele Jahrhundertausende dauernde Flusserosion nur bis auf ca. 145 m über NN vertieft wurde. Die kräftige subglaziale Erosion wirkte nicht nur im Hellweg-Lippe-Gebiet am Südrand des Münsterlandes, sondern auch an seinem Ostrand im Emsgebiet. Sie prägte den besonderen Charakter der Landschaft (THOME 1997, 1998 b, 2000). Dies wird auf der Exkursionsstrecke über den Haarstrang erläutert, zusammen mit Hinweisen auf die Gestaltung des Haarstrangs mit Überlaufkerben, Schledden und terrassenähnlichen hangparallelen Erosionsstufen.

Abdachung nach Norden und Flussnetz

Als älteste Spuren der Landschaft des Sauerlandes gelten Reste einer nach Norden geneigten Abdachungsfläche des Miozäns, die heute noch an der Abnahme der Höhen vom Rothaargebirge (ca. 800 m NN) nach Norden bis zum Haarstrang (ca. 200 – 300 m NN) und der nord-

wärtigen Abflussrichtung der Bäche und Flüsse erkennbar ist. Hierbei queren die Süd-Nord-Täler hohe Härtlingsrücken und niedrigere Ausraumzonen und beweisen damit, dass ihr nach Norden gerichteter Lauf schon vor der (noch tertiärzeitlich begonnenen) selektiven Abtragung bestand. Da sie vor der Herausbildung der Härtlinge schon da waren, konnten sie sich von oben (epigenetisch) in die während der Abtragung herauspräparierten Härtlingszüge eingraben.

Die selektive Erosion mit Herausbildung von Härtlingsrücken und Ausraummulden widerspricht der Vorstellung einer tertiären vollkommenen Einebnung. Die nordwärtige Fließrichtung entstand vielleicht unmittelbar an der Küste des nach Norden zurückweichenden Kreidemeeres, die von der kretazischen Brandung eingeebnet war. Damit hätte sie ein Alter, das normalerweise kaum für möglich gehalten wird, sie wäre spätkretazisch.

Härtlinge und Ausraumzonen, Selektive Abtragung

In den tertiären Verebnungen bilden leicht lösliche Kalksteine die tiefst gelegenen Verebnungen (vgl. Attendorn, Warstein, Brilon, Massenkalkzug von Hagen bis Balve), schwer lösliche Sandsteine die höchsten Berge (vgl. die Umgebung der Massenkalkverebnungen). Die Höhen der Ton- und Schluffschiefergebiete liegen tiefer als die der Sandsteine, aber höher als die der Kalksteine.

Für die quartärzeitliche Erosion der tertiär geformten Härtlingslandschaft war der Grad der Frostfestigkeit entscheidend: Am stärksten abgetragen wurden die Schiefergebiete, weniger die Sandsteinberge, noch weniger die besonders frostfesten Kalksteinflächen.

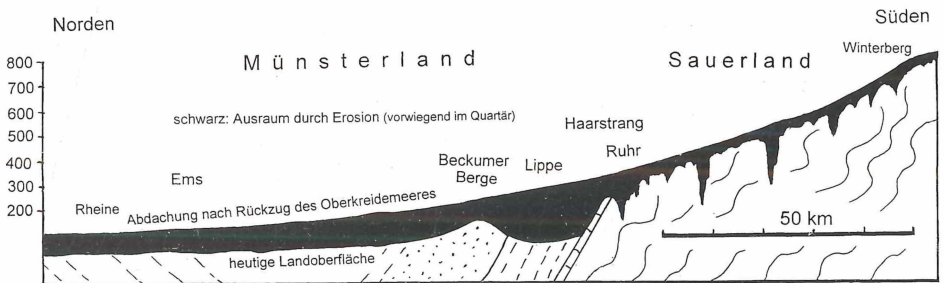


Abbildung 3. Schnitt durch die tertiäre Abdachung und heutige Oberfläche
 Figure 3. Section through the peneplain of the Tertiary and the recent relief

Tabelle 1. Unterschiedliche Verwitterungsfestigkeit
Table 1. Resistance against erosion

Gesteinszerstörung Lage des Reliefs	gering hoch	mittel mittel	groß tief
	Härtling	Ausraumzonen	
Chemische Verwitterung (vorw. Auflösung):			
Gesteinsart	Quarz Quarzit Sandstein	Ton- und Schluffstein	Kalkstein
Physikalische Verwitterung (vorw. Frostsprengung):			
Gesteinsart	Kalkstein	Quarzit Sandstein	Schluffstein (geschiefert)

Formung des Münsterlandes

Obwohl die im Sauerland noch deutlich erkennbare tertiäre Landschaftsgliederung sich nach Norden ins Münsterland fortsetzen müsste, fehlen dort Spuren in gleicher Deutlichkeit. Tertiäre Reste kommen zwar vor, aber nicht im Südteil, der an das Sauerland grenzt. Der Südteil des Münsterlandes kennt keine Fortsetzung der Rumpfflächenreste, keine Härtlinge und keine aus dem Sauerland kommenden Süd-Nordgerichteten Talzüge, mit Ausnahme der Alme am östlichen Ende des Haarstrangs. Alle anderen nach Norden gerichteten Sauerlandflüsse werden heute auf der Südseite des Haarstrangs vom Ost-West-Talzug Möhne-Ruhr abgefangen und entwässern nach Westen zum Rhein. Auch der Südteil des Münsterlandes entwässert nach Westen durch die Lippe (HERGET 1997), der Ostteil durch die Ems nach Norden. Lippe und Ems sind kleiner als die Ruhr, fließen aber in viel breiteren und größeren Mulden als die Ruhr. Das Ruhrtal entstand durch subaerische Erosion, die weiten Mulden von Lippe und Ems durch subglaziale Erosion unter dem Münsterlandgletscher. Deshalb liegen ihre Oberläufe streckenweise auf dem gleichen Niveau und können ineinander überfließen. Spuren von Flußübertritten aus dem Sauerland ins Münsterland sind durch die starke Tiefenerosion des südlichen Münsterlandes zerstört worden (s. u.a. HEMPEL 1978, HESEMANN 1975, SPEETZEN 1990, THOME 1997, 1998 b, 2000).

Der Haarstrang

Den Südrand des Münsterlandes bildet der Haarstrang (HISS 1998), ein Höhenrücken aus Turonplänerkalken, die mit 3-4 Grad nach Norden unter die Tiefebene einfallen. Der Nordhang des Rückens hat den gleichen Einfallswinkel. Auf einer Länge von 80 km trennt er die Flusssysteme des Sauerlandes und Münsterlandes. Nur an seinem Ostende gelingt es der Alme, aus dem Sauerland ins Münsterland zu fließen. Kein anderer Bergrücken des Sauerlandes erreicht diese Länge und diese Sperrwirkung, obwohl sie alle nicht nur höher ragen sondern auch aus festeren Gesteinen bestehen (THOME 1983).

Zahl der Eisvorstöße

Deutlich belegt durch Geschiebe und Schmelzwassersedimente ist ein Eisvorstoß, der auf den Scheitel des Haarstrangs bei Werl gelangte (Abb. 26). Es gibt im Münsterland unterschiedliche Geschiebespektren, stellenweise mehrere Moränen übereinander und unterschiedliche Schmelzwasserbildungen. Aus den Unterschieden werden je nach Bewertung der einzelnen Befunde, nur ein saalezeitlicher Eisvorstoß oder mehrere Eisvorstöße in der Saaleeiszeit oder Eisvorstöße in Saale- und Elstereiszeit rekonstruiert (u.a. GRABERT 1998, ZANDSTRA, SKUPIN et al. 1993, LIEDTKE 1981, THOME 1992 a u.b, 1998b).

Nicht erörtert wird, ob nicht vielleicht Gletscher in einer noch älteren Vereisung ins Münsterland gelangten. Ein Indiz könnte das Umbie-

gen der Sauerlandflüsse vor dem Haarstrang nach Westen sein: Die Vermutung, dass ein Inlandeis die Umbiegung herbeiführte bzw. eine teilweise schon vorhandene zu einer vollständigen machte, wurde von dem bekannten verstorbenen Geomorphologen Prof. Dr. GEORG WAGNER, Tübingen, in einer Vorlesung geäußert. Eine solche Vereisung wäre cromerzeitlich; da damals keine cromerzeitlichen Gletscherspuren bekannt waren, hat G. WAGNER diesen Gedanken nicht weiter verfolgt.

Heute belegen Tiefseesedimente, dass außer dem bekannten saalezeitlichen Eisvorstoß im Sauerstoff-Isotopen-Abschnitt 12 auch in den Abschnitten 22 (Cromerzeit) und 16 (Elster-Glazial) große Vereisungen stattfanden, die sehr wahrscheinlich ins Münsterland gelangten. Sie waren mit einer kräftigen Tiefenerosion verbunden, die am Niederrhein sowohl im Abschnitt 22 als auch im Abschnitt 16 jeweils etwa 50 m beträgt (THOME 1998 b). Die große Lückenhaftigkeit in der Verbreitung der Sedimente dieser Glaziale ist daher nicht verwunderlich, zumal man sie oft nicht von Sedimenten jüngerer Glaziale unterscheiden kann.

Die großräumige morphogenetische Entwicklung der quartären Landschaften läßt sich sowohl am Niederrhein als auch im Münsterland durch die Annahme von drei Vereisungen in den Abschnitten 22, 16 und 12 zwangloser und einfacher erklären, als wenn man nur eine Vereisung in der Saale-Eiszeit annimmt: Am Niederrhein ist die große westliche Ausdehnung sowohl der cromerzeitlichen Oberen Mittelterrasse als auch die der elsterzeitlichen Rinnenschotter (an der Basis der Unteren Mittelterrasse gelegen) nur durch Westablenkung des Rheins vor eindringendem Inlandeis zu erklären. Die Quartärbasis liegt im Niveau der elsterglazialen Rinnenschotter, sie hat ein auffallend unruhiges Relief, das auf elsterglaziale Stauchungsstrukturen hindeutet wie auch die unter tertiären Sedimenten erbohrten quartären Rinnenschotter.

Im Münsterland deuten Unterschiede in der räumlichen Verbreitung der ostfennoskandischen und südschwedischen Geschiebevormacht auf einen elsterglazialen und einen saaleglazialen Vorstoß hin. Auf dem Steinberg bei Kettwig liegt dazu noch unter elsterglazialen Stausee- und Moränensedimenten ein kleiner Rest einer präelsterzeitlichen Moräne (THOME 1991, 1992 a u. b, 1998 b).

Die subglazial geprägte Oberfläche des südlichen Münsterlandes (Abb. 25-30) kann nicht allein während des letzten (saaleeiszeitlichen) Eisvorstoßes erodiert worden sein. Es müssen präsaalezeitliche Erosionen, darunter eine besonders große im Elsterglazial, vorausgegangen sein.

Aber auch die erste kräftige Herausarbeitung des Haarstrangs aus der Nordabdachung, die ihn trotz seiner geringen Höhe und der geringeren Festigkeit seiner Gesteine zum bedeutenden Grenzwall zwischen Münsterland und Sauerland machte, ohne die Turonkalkplatte ernsthaft zu beschädigen, ist durch subglaziale Erosion leichter verständlich als durch subärische. Diese erste Erosion ist sicher älter als die Elstervereisung, sie kann cromerzeitlich sein.

Während unterschiedliche Bewertung der Geländebeobachtungen zu einer Vielzahl sich widersprechender Deutungen führt, konnte durch die Revision der Tiefseedatierung eine Eiszeitgliederung gefunden werden, die in überraschendem Ausmaß mit dem Ablauf der Norddeutschen Vereisungen übereinstimmt (THOME 1997, 1998 b, 2000). Sie macht auch die quartären Vorgänge im Sauerland und Münsterland verständlich (Abb. 32). Diese Revision beruht nicht auf unsicheren Argumenten, sondern auf mathematischen Rechenoperationen, ihre Bedeutung kann daher nicht weg diskutiert werden. Ein Manuskript mit Erläuterungen der mathematischen Grundlagen für die wichtige Auswahl des am besten geeigneten Tiefseekerns liegt seit 1994 beim Herausgeber SCHIRMER, der die baldige Publikation angekündigt hat (Abb. 32).

2. Exkursionshalte

Start in Bochum

Wir fahren vom Stadtrand Bochum über die B44 durch eine flache Mulde im Westen der ehemaligen Ruhrschlinge, dann auf ihren östlichen zugefüllten Teil, auf dem die Stadt Witten liegt, dann durch die breite Mulde von Witten-Annen. Sie war eine der beiden Rinnen, durch die subglazial die Gletscherschmelzwässer aus dem Hellwegtal in den Ruhrstausee flossen (die andere Rinne liegt parallel zu ihr wenige Kilometer nördlich bei Langendreer (Abb. 31).

Die Füllung der Ruhrschlinge besteht aus ca. 60 m mächtigen dünngeschichteten Schluffen, es

sind typische Eisstauseesedimente. In einem Aufschluss bei Langendreer lag zwischen den Schluffen eine gestauchte 2 - 3 m mächtige Grundmoräne mit schluffig-toniger Grundmasse und eingestreuten Geschieben, ihr Ende war zu tonfreien Sand- und Kieslagen ausgewaschen.

Auf der B 45 queren wir die waldigen Höhen nördlich der Ruhr aus oberkarbonischen Ton- und Sandsteinen, die von ca. 0,5-1 m tonigem Verwitterungsschutt bedeckt sind. Die tonige Beschaffenheit des Untergrundes verhindert das Versickern von Wasser, es gibt zahlreiche kleine Quellen, die sich als flache Vertiefungen von 1-5 m Durchmesser und Vernässungen bemerkbar machen. Auf dem zum Ruhrtal sich senkenden Hang liegen alte Ruhrterrassen, stellenweise auch Schmelzwassersande des Eisrandes.

Ruhrtal

Wir queren das Ruhrtal; es hat eine ca. 1 km breite Talsohle, in der die künstlich befestigte 10-20 Meter breite Ruhrrinne mäandriert. Unter dem ebenen Talboden liegen 3-5 m Schotter, bedeckt von 1-2 m Auenlehm. Das Ruhrwasser wird in großen Becken künstlich in die Schot-

ter versickert, um es einige hundert Meter entfernt aus zahlreichen Brunnen als Rohwasser für die Trinkwasseraufbereitung hoch zu pumpen.

Lennetal

Wir überqueren das stark asymmetrische Lennetal (zur Asymmetrie s. POSER & MÜLLER 1951). Sein Osthang ist sehr steil, der Westhang deutlich flacher und stellenweise mit Resten von Lenneterrassen und mit schluffig-tonigen dünn geschichteten Stauseesedimenten, ca. 8 m mächtig, bedeckt. Äolischer Löß in Lagen von ca. 0,5-1,5 m ist weit verbreitet. Der feste Untergrund des linken Lennehangs besteht aus Gesteinen des Ober- und Unterkarbons und des Oberdevons. Südlich voraus ragt der Rand des mitteldevonischen Massenkalkplateaus von Emst als Kante hoch, dahinter wird (für uns nicht sichtbar) in einem tiefen Steinbruch („Donnerkuhle“) Dolomit abgebaut.

Hagen – Hemer; Massenkalk, Härtlinge und Ausraumzonen (Abb. 4)

Von Hagen fahren wir im Streichen der oberdevonischen Schichten auf der A 46 nach Hemer, rechts blicken wir auf die tiefer gelegene Ver-

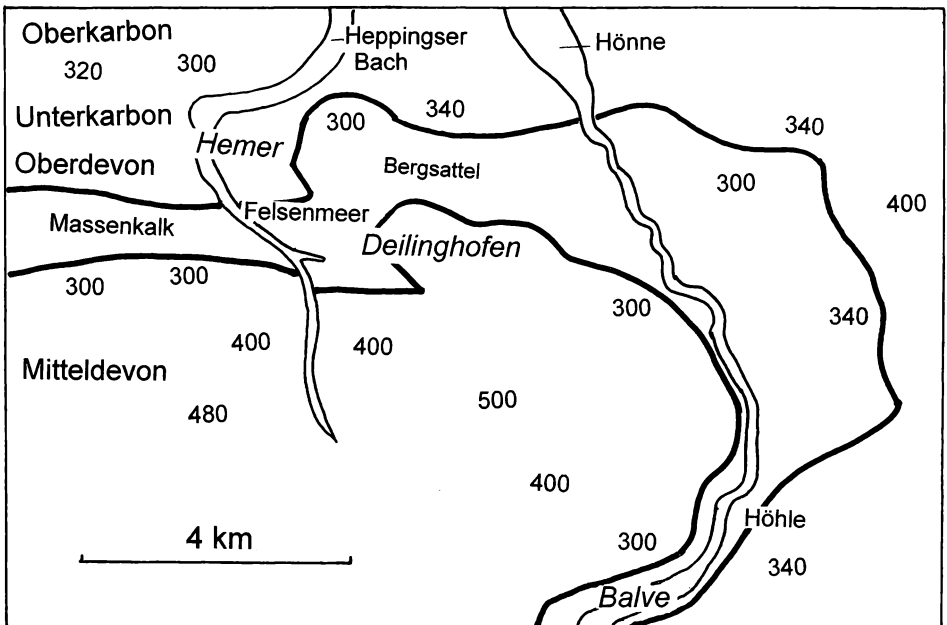
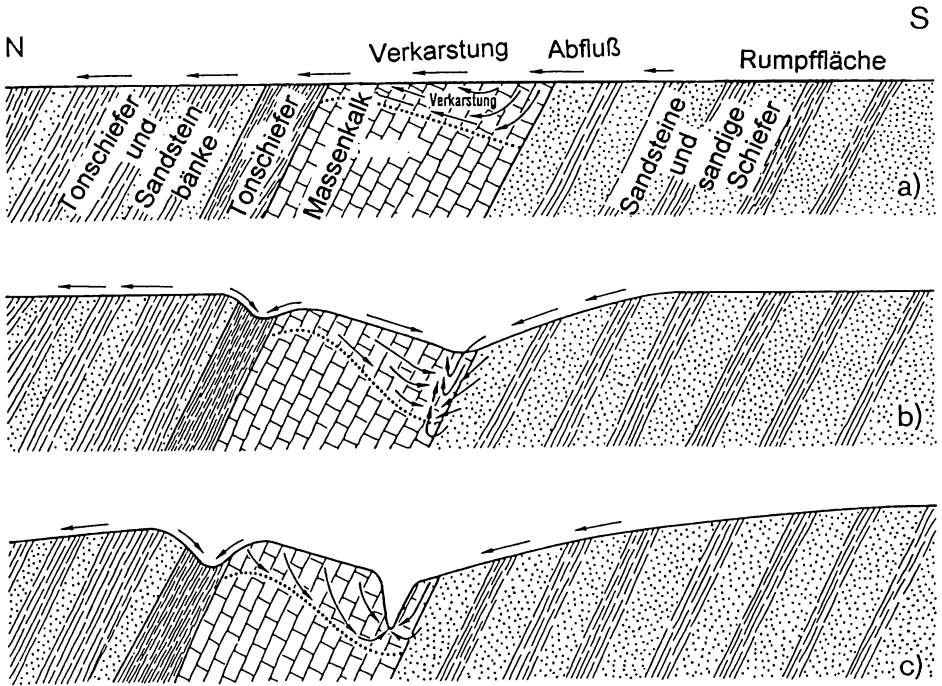


Abbildung 4. Oberfläche des Massenkalkzuges (Mitteldevon) und seiner Umgebung (THOME 1974)
Figure 4. Surface of the Massenkalk and its environment



Morphogenese des Massenkalks (schematisch)

Abbildung 5. Schnitt durch die spättertiäre und die quartäre Massenkalkoberfläche (THOME 1974)
 Figure 5. Morphogenetic development of the Massenkalk-Outcrop during the late Tertiary and the Quaternary

ebnung des uns begleitenden Massenkalkzuges (ca. 200-220 m NN), hinter dem Sandsteinberge des Mitteldevons 380-500 m NN hochragen; links sehen wir die Hänge des Härtlingszuges aus Kulmkieselschiefern und Kieselkalken (260-300 m NN).

Tertiäre Kalkauflösung (Abb. 5)

Sie hat die Oberfläche der relativ leicht löslichen Kalksteine stärker erniedrigt als die der unlöslicheren umgebenden Ton- und Sandsteine; trotzdem ziehen die Täler von Heppinger Bach und Hönne quer durch die tertiär entstandenen Höhenunterschiede von Süden nach Norden. Sie haben sich epigenetisch eingeschnitten. In Dolinen des verkarsteten Massenkalks wurden im Hönnetal Sedimente der Unterkreide (WIRTH 1964) und tertiäre Sedimente mit Holzresten (HESEMANN 1975: 290) gefunden.

Die Größe der Abtragung der Abdachungsfläche ist abhängig vom unterschiedlichen Ero-

sionswiderstand, es entstehen Härtlinge und Ausraumzonen, der Massenkalk verkarstet durch Bildung von Höhlen.

Bachwassereinspeisung in den Untergrund.

An einer Süd-Nord-streichenden Steinbruchwand nördlich Hemer war ein Kerbtälchen in oberkarbonischen schwarzen Tonsteinen angeschnitten. Die durch das infiltrierte sauerstoffreiche Bachwasser verursachte Oxidation reichte auf Kluftspalten mehrere Meter tief unter das Bachbett. Auf den Talhängen hat Sonneneinstrahlung geringfügige „asymmetrische“ Abtragungsunterschiede verursacht: Auf dem linken, nach Norden geneigten „Schattenhang“ liegt am Hangfuß eine von Lößlehm durchsetzte etwa 2 m mächtige Hangschuttlage; auf dem rechten, nach Süden geneigten „Sonnenhang“ liegt nur ein 0,5 m mächtiger verlehmteter Hangschutt. (Abb. 6).



Abbildung 6. Einspeisung von Bachwasser in den Untergrund (THOME 1974)
Figure 6. Infiltration of oxigenous surface water into the rocks below the river bed

Entstehung des Felsenmeers (Abb. 7)

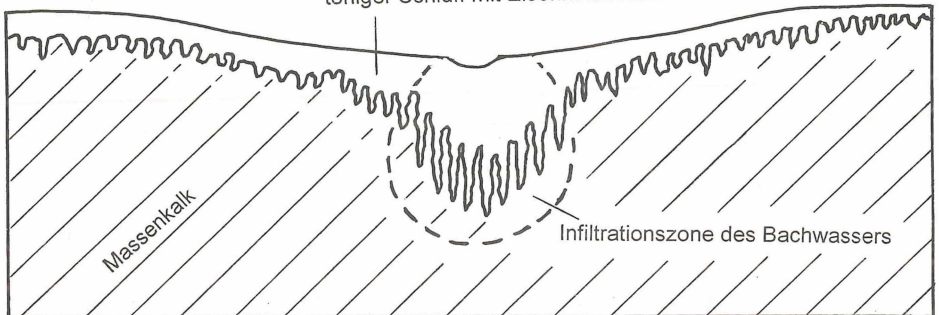
Unter einem tertiärzeitlichen kleinen Bachbett auf der Massenkalkoberfläche wurden durch eingespeistes Bachwasser die festen Kalksteine

besonders stark gelöst. Es entstand eine tief reichende säulenartige Zerlegung der Kalksteine. In den Hohlräumen zwischen den Säulen wurde Verwitterungslehm abgesetzt; die sauerstoffreiche Wasserzirkulation oxidierte das im Was-

Felsenmeer bei Hemer

Tertiäre Verebnung der Kalksteinoberfläche mit flachem Muldental

toniger Schluff mit Eisenkonkretionen



Verstärkte Verkarstung in der Infiltrationszone unter einem kleinen Bach

Abbildung 7. Entstehung des „Felsenmeers“ (Geologischer Schnitt)
Figure 7. Development of the Felsenmeer by water infiltration below a small riverbed on limestone.

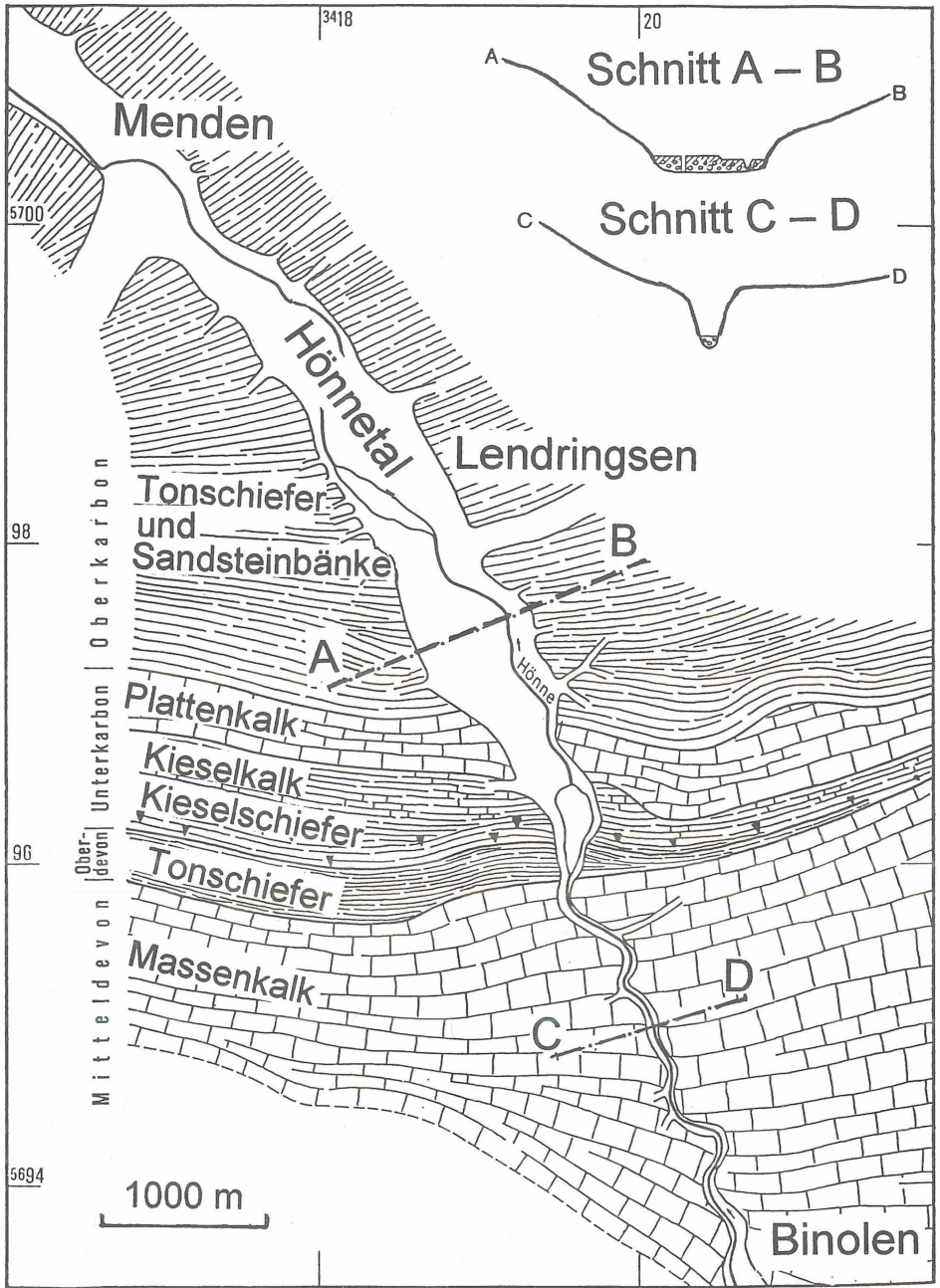


Abbildung 8. Selektive Talerosion der Hönn im Quartär (THOME 1974)
 Im frostfesten Massenkalk (Härtling) konnte die Hönn nur eine 50 –100 m breite Schlucht erodieren, in den nördlich anschließenden karbonischen frostempfindlichen Schiefen verbreiterte sie ihre Talsohle bis auf ca. 600 m.

Figure 8. Selective valley erosion by the river „Hönn“

ser gelöste zweiwertige Eisen zu dreiwertigen unlöslichen Oxiden, welche die Lehmfüllung zu einem kleinen Erzlager machten, das nicht nur zur prähistorischen Eisengewinnung, sondern auch noch in historischer Zeit, im Mittelalter und vielleicht bis zum Beginn des 19. Jahrhunderts, genutzt wurde. Erzabbau aus den Hohlräumen des Karstes legte die Felstürme und damit das „Felsenmeer“ frei. Stellenweise sind noch offene Bergbaustollen vorhanden (mdl. Mitt. WREDE). Zur Eisenherstellung wurde Holzkohle genutzt, die in den Wäldern der Umgebung in Kohlenmeilern gewonnen wurde (s.u.).

Solifluktionsschutt benachbarter Höhen auf der tiefer liegenden Massenkalkverebnung bei Deilinghofen

Auf der weiträumigen Mulde der Massenkalkoberfläche überdeckt Solifluktionsschutt mit zahlreichen Sandsteinstücken die Kalkoberfläche. Er stammt von den südlichen Berghängen und rutschte während der letzten Eiszeit in sommerlichen Tauperioden durch Solifluktion (= Bodenfließen wassergetränkter Schuttes auf wasserundurchlässigem Dauerfrostboden, WEISE 1983) auf den tiefer gelegenen Massenkalk herab, vom gegenseitigen Hang kommt dessen Solifluktionsschutt mit Kieselschiefer- und Kalksteinstückchen ebenfalls bis zum Muldentiefsten.

Balver Höhle

Die Eingangsöffnung ist 12 m breit und 11 m hoch, dahinter erstreckt sich eine Halle ca. 50 m lang, ihr Ende verzweigt sich in rasch auskeilende Gänge. Die Balver Höhle ist eine der wenigen Höhlen des Sauerlandes mit steinzeitlichen Menschenspuren; der eiszeitliche Höhlenschutt, mit Tierknochen und Artefakten durchsetzt, lag 4 m hoch; er wurde im vorigen Jahrhundert zum Düngen der Felder ausgeräumt. Die ersten wissenschaftlichen Untersuchungen um 1870 durch VON DECHEN und VIRCHOW zerstörten viel Fundmaterial, später erfolgten Nachgrabungen. Unter den Knochenresten war ein 4,5 m langer Mammutstoßzahn. Nach K. GÜNTHER 1961 fand man Artefakte aus Atlantikum, Magdalénien, Aurignacien, Moustérien, Micoquien, zeitlich umfassen sie das letzte Glazial und reichen noch in das davor liegende Interglazial, die Eem-Warmzeit. Seit vielen Jahren wird die Höhle für festliche Veranstaltungen benutzt; das Höhlendach wurde mit Felsankern gesichert.

Ruhrschlinge in Arnsberg

In Arnsberg streicht der unterkarbonische Plattenkalk unter dem Ruhrtal durch. Es besteht eine enge Verbindung zwischen Ruhrwasser, Talgrundwasser und Kluftwasser in Hohlräumen der Kalkbänke. Vor ca. 40 Jahren nutzte die Stadt Arnsberg zwei Talbrunnen, die im Ruhrtalboden auf dem Plattenkalk standen, für ihre Wasserversorgung. Eines Tages war das Trinkwasser durch Benzin ungenießbar geworden. Aber nur einer der Brunnen führte das verseuchte Wasser, der andere, nur wenige Meter entfernte, förderte weiter noch wochenlang einwandfreies Trinkwasser. Erst nach vielen Wochen konnte er aufgegeben werden, als eine neue, sicherere Wasserversorgung installiert war.

Wennemündung

Die von der Wenne verlassene alte Mündung liegt in einem Talstück, das auf eine Länge von ca. 2 km parallel zur Ruhr verlief. Vielleicht entstand diese Parallelität durch Verschleppung der Wennemündung in einem höheren, heute nicht mehr vorhandenen Bereich des Tals vor dessen tieferer Erosion. Dann wurde der Wennelauf durch Tiefenerosion zwar festgelegt, doch hat die Wenne sich durch seitliche Erosion eine neue Mündung in das Ruhrtal geöffnet. Das abgeworfene „verlandete“ Talstück liegt etwa im Niveau der Niederterrasse und wird daher meist für sehr jung (Mündungsverlagerung in der letzten Eiszeit, s. Abb. 32) gehalten, doch hat Tiefenerosion im Schiefergebirge die heutigen Talbödenneiveaus an vielen Stellen schon in Glazialen des Mittelpleistozäns erreicht. Das Alter der Mündungsverlagerung könnte näher bestimmt werden, wenn in den Sedimenten des alten Talbodens datierbare Reste zu finden sind.

Wennemen – Berge – Calle – Meschede

Wenneaufwärts bis Berge, von dort zwischen Härtlingsrücken aus Schalstein, Diabas, Sandstein und Kalkstein nach Calle, von dort durch das Durchbruchstal des Kelbke-Baches zur Ruhr, entlang den Ruhrdurchbrüchen durch den Härtlingszug des Unterkarbons nach Laer, von dort nach Meschede.

Durchbruch der Ruhr bei Meschede durch einen Härtlingszug

Westlich Meschede durchbricht die Ruhr den spitzwinklig streichenden Härtlingszug des Unterkarbons, der aus Kieselschiefern, Lyditen,

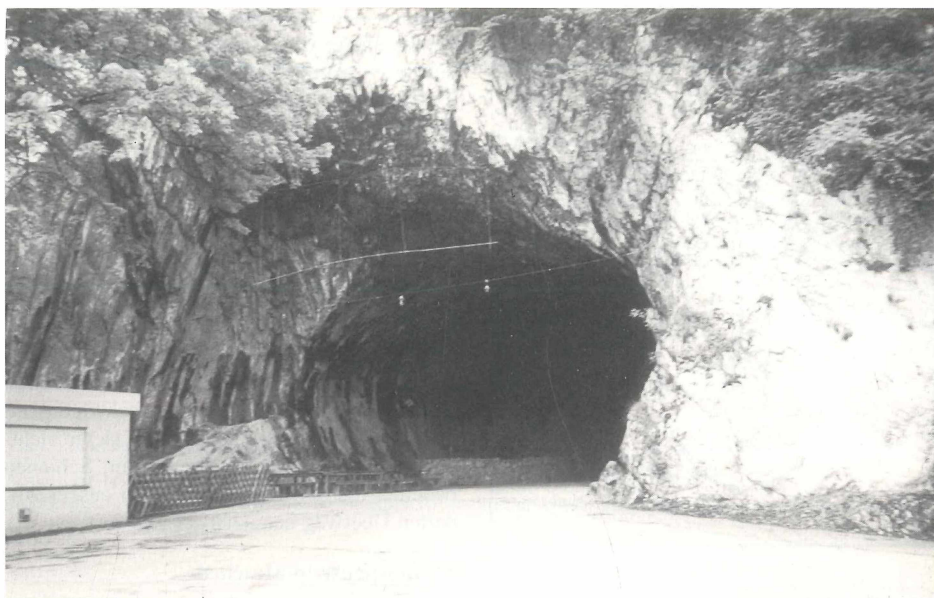


Abbildung 9. Balver Höhle, Foto des Eingangs
Figure 9. Cave of Balve

Kieselkalk und Kulmplattenkalk besteht. Die Einzelheiten des mehrmaligen Durchbruchs erhellen den Ablauf epigenetischer fluvialer Tiefenerosion im Durchbruchsbereich: Die Ruhr traf bei beginnender Tiefenerosion auf die in ihr Bett ragenden Spitzen des Härtlingszuges. Ihr Durchbruch erfolgte auf dem kürzesten Weg – also senkrecht zum Streichen der Schichten. Dies veranlasste den Fluss zur Bildung großer Windungen vor und nach dem ersten Durchbruch, die Windung nach dem Durchbruch lenk-

te den Fluss erneut über den Härtlingszug unter Bildung neuer Windungen. Dadurch entstand ein Pendeln des Ruhrlaufs über dem Härtlingszug. Tiefenerosion legte den Flusslauf fest; mit zunehmender Taltiefe musste eine immer größere Gesteinsmenge erodiert werden; um diese Erosionsarbeit möglichst klein zu halten, wurde der Radius der Windungen mit zunehmender Taltiefe kleiner. An Windung B, die besonders gut erhalten ist, ist die Abnahme des Windungsradius noch gut erkennbar. Die Verengung der

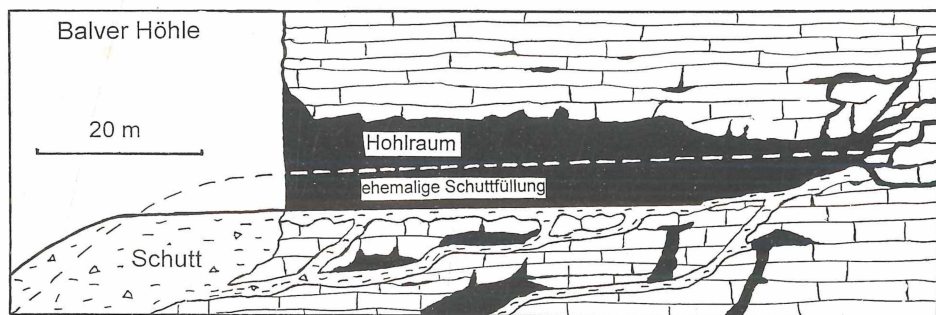


Abbildung 10. Längsschnitt
Figure 10. longitudinal section

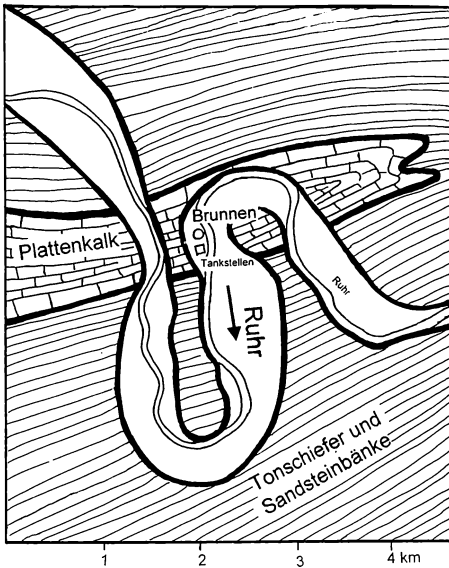


Abbildung 11. Ruhrschlinge in Arnsberg
Figure 11. Meander of the Ruhr-River crosses limestone beds, their content on ground water was partly polluted by gasoline.

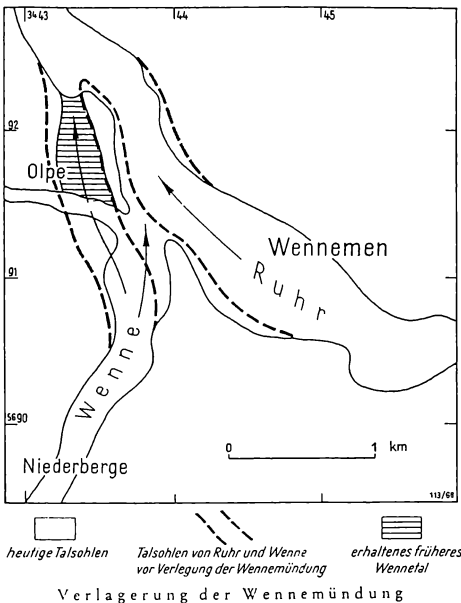


Abbildung 12. Verlassene Wennemündung (THOME 1968: 57)
Figure 12. Abandoned mouth of the river Wenne

Mäanderweite des Prallhangs bei fortschreitender Tiefenerosion zeigt, dass der Fluss seine Erosionsenergie mit zunehmender Taltiefe mehr für Tiefenerosion und weniger für Seitenerosion verwenden musste. Das erste, hoch gelegene Flussbett hat noch relativ große Windungsbögen, das tiefste, in dem die Ruhr heute fließt, die kleinsten. (THOME 1968:54).

Kieselschiefer bei Laer

Bei Laer, in der Nähe des ersten Ruhrdurchbruchs durch den Härtlingsrücken, sind entlang der Bahnlinie die Kieselschiefer an einer Steilwand gut sichtbar. Auf der Bahnlinie verkehren Schnellzüge, die infolge ihrer Geschwindigkeit erst wenige Sekunden vor dem Passieren sichtbar werden. Ein Überqueren der Schienen bedeutet höchste Gefahr, also den ausgeschliffenen Überweg benutzen.

Mittagspause in Meschede

Meschede - Bestwig - Ramsbeck

Wir nähern uns der Hochzone des Sauerlands. Hier sind eiszeitliche kältebedingte Formentwicklungen wie die Bildung von Klippen, Frostschuttddecken, Blockgletscher, Kare, flachmuldige subglaziale Talbildung und gebänderte Hangablagerungen besonders gut erhalten.

Schieferklippe beim Ort Wasserfall

Am Übergang der flach geneigten Hochfläche beim Ort Wasserfall in den steileren Talhang zur Wasserfallschlucht ragen Klippen aus Fredenburger Tonschiefer hoch. Die Schiefer sind durch eine schwach erhöhte Metamorphose in diesem Bereich etwas stärker verhärtet als in anderen Teilen des Sauerlandes. Die Klippe legt die Struktur des Felsgerüsts bloß. Es sind zu unterscheiden: Schichtung an etwas sandigeren Schichtpartien, Schieferung, Knickzonen, Quarzgänge und Kluftsysteme. Die Schieferflächen haben etwas erhöhten Glanz, ein Zeichen erhöhter Verfestigung und Umkristallisation im Laufe der variskischen Gebirgsbildung. Klippenbildung setzt gute interne Wasserdrainage voraus, wo diese fehlt (wie auf allen eingeebneten Gebieten ringsum), herrscht Frostsprengung bis zu kleinstückigem Grus.

Klippen entstehen durch eine Auslese von Gesteinen größerer Frostfestigkeit. Die Frostfestigkeit hängt vorwiegend von der Anzahl der wassergefüllten Trennfugen (Schicht-, Schiefer-, Kluft- und Spaltenfugen) ab. Da die meis-

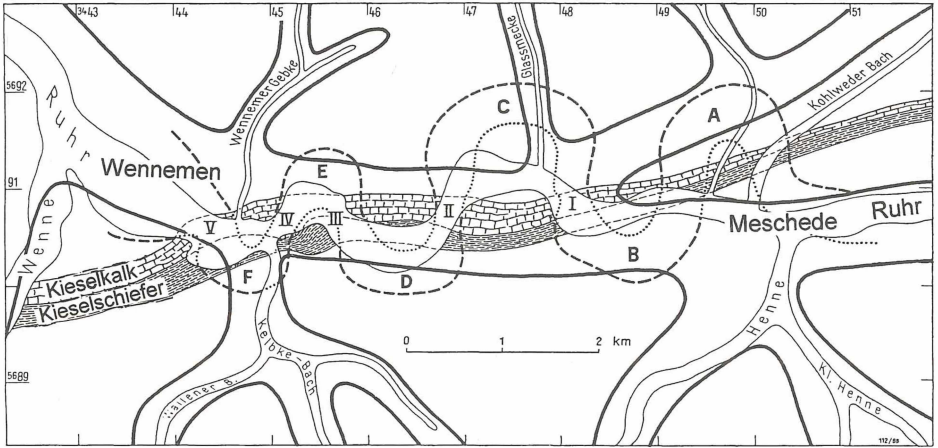


Abbildung 13. Durchbruch der Ruhr durch einen Härtlingsrücken (THOME 1968)
 Figure 13. Epigenetic crossing of the Ruhr River through cherty and carbonatic rocks of the Lower Carboniferous

ten Fugen in schiefriigen Gesteinen vorkommen, werden diese durch Frostwechsel am raschesten zerstört. Nur, wo eine interne Drainage wirksam ist, die Niederschlagswasser rasch abführen kann, wie z.B. in Schieferpartien mit senkrechten wasserdurchlässigen Fugen, bleiben Schieferpartien als Klippen erhalten.

Der Wasserfall

In den hohen Bergen aus relativ stark verfestigten Fredeburger Schiefen stürzt über die senkrechte Steilkante einer steilen engen Talschlucht der höchste natürliche Wasserfall Nordrhein-Westfalens herab. Er entstand dadurch, daß eine kleine zum Elpetal führende Schlucht mit asymmetrischem Querschnitt sich sehr tief einschneidet. Der Schattengang bildet senkrechte Klippen aus Fredeburger Schiefer, der Sonnenhang hat geringeres, aber immer noch großes Gefälle (ca. 30-40 Grad). Der Bach („Plästerlegge“) kommt aus einem hoch gelegenen relativ flachen Einzugsgebiet, er hat sich darin eine Kerbe von wenigen Metern Tiefe gegraben. Wo diese Kerbe auf dem senkrechten Schattengang der Wasserfallschlucht mündet, stürzt



Abbildung 14. Wasserfall östlich Ramsbeck
 Figure 14. Waterfall in a small asymmetrical gorge in about 600 m NN.

das Bachwasser als Wasserfall in die Schlucht. Nur in regenreichen Zeiten führt der Bach genügend Wasser.

Kohlenmeiler

In den Wäldern des Sauerlandes wurde seit der Eisenzeit bis ins 19. Jahrhundert Eisenerz mit Hilfe von Holzkohle gewonnen. Holzkohle wurde und wird heute noch gelegentlich in Kohlenmeilern aus dem Holz der umgebenden Wälder hergestellt. Der Eisenbedarf verursachte bis in den Beginn des 19. Jahrhunderts weitreichende Kahlschläge der Wälder. Die zur Holzkohlegewinnung gefällten Bäume wurden nicht

weit transportiert, die Köhler wanderten von Brennplatz zu Brennplatz. Die Standorte der Kohlenmeiler sind als kreisrunde, in die Berghänge eingeschnittene Plattformen von ca. 6 bis 10 m Durchmesser noch zahlreich in allen Bergen des Sauerlandes zu finden. Die Böden der Plattformen sind reichlich mit Holzkohleresten durchsetzt. Wir besuchen eine Plattform am Hang der Talschlucht des Wasserfalltals. Die meisten Standorte wurden wiederholt benutzt. Besonders beliebt waren Stellen in unmittelbarer Nähe von Bächen, weil dort Löschwasser verfügbar war. Es rettete manchen Meiler vor dem Verbrennen zu Asche.

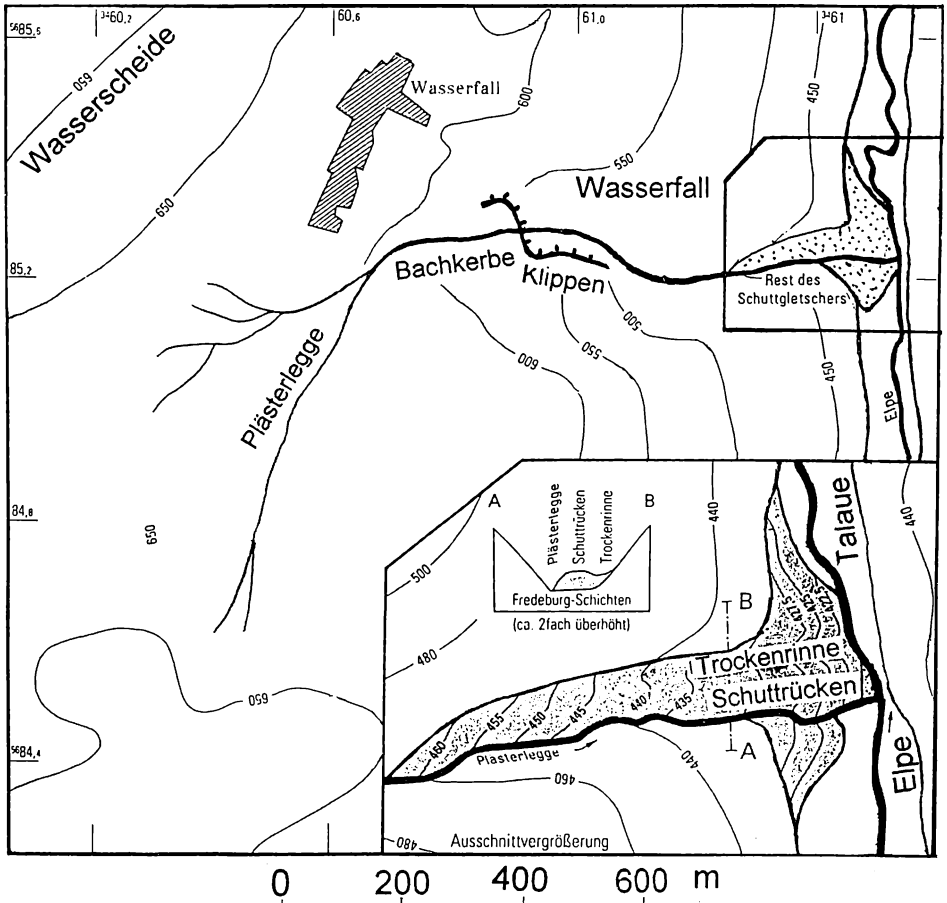


Abbildung 15. Plästerlegge, Wasserfall und Schuttgletscher (THOME 1998a)
Figure 15. Skech map of the valley Plästerlegge with waterfall and rock glacier

Schuttgletscher

Das Plästerleggetal enthält außer dem einzigartigen hohen Wasserfall noch eine weitere Einmaligkeit: An seiner Mündung ins Elpetal liegt in ihm der einzige noch relativ gut erhaltene Rest eines Schuttgletschers (engl. rock-glacier), noch gut erkennbar an der konvexen Form des Schutrückens in Talmitte und an seinem Inhalt aus unsortiertem Schiefergrus, gemischt mit Brocken aus Ramsbecker Quarzit oder Milchquarz.

Schuttgletscher sind heute unterhalb der Schneegrenze in Hochgebirgen und der Arktis verhältnismäßig häufig. Sie sind typisch für kalte Klimaverhältnisse. Sie bestehen aus einem Gemisch von Frostschutt und Eis, das alle Poren füllt und der Schuttmasse das hangabwärtige Kriechen ermöglicht. Das Eis dient als Schmiermittel, schmilzt es aus, erstarrt der Schuttgletscher. Über das Alter des Schuttgletscherrests im Sauerland läßt sich folgendes sagen: Er kann unter heutigen warmzeitlichen Klimabedingungen nicht entstanden sein, er ist also ein Relikt der Eiszeit. Unter eiszeitlichen Bedingungen aber war die Abtragung in Zeiten der Schnee-

schmelze so groß, dass lockerer Schieferschutt rasch beseitigt wurde. Die Erhaltung dieses Schuttgletschers setzt voraus, dass er erst am Ende der Eiszeit ausschmolz. Er war also noch aktiv in der letzten kalten Phase der Weichsel-eiszeit, der jüngeren Tundrenzeit vor ca. 11.000-10.000 Jahren.

Die Hochwölbung der Schuttfüllung in der Mitte des kleinen Tals der „Plästerlegge“ (Seitenttal des Elpetals) ist nicht durch sekundäre Vorgänge erklärbar. Sie ist das primäre Merkmal eines talabwärts kriechenden Schuttstroms. Im Hintergrund das Elpetal. Schuttgletscher konnten nur im eiszeitlichen Klima entstehen. Der Schuttgletscher bei Ramsbeck ist insofern eine Überraschung, als er als einziger aus dem Schiefergebirge bisher bekannt ist. Man muss aber annehmen, dass unter eiszeitlichem Klima solche Bildungen auch im Rheinischen Schiefergebirge recht häufig waren, wie sie heute in arktischen Gebieten oder in Hochgebirgen ebenfalls häufig vorkommen. Aber ihre leichte Zerstörbarkeit (sie bestehen nur aus lockerem leicht bewegbarem Frostschutt) hat die meisten von ihnen am Ende der Eiszeit rasch zerstört.



Abbildung 16. Schuttgletscher
Figure 16. Rockglacier

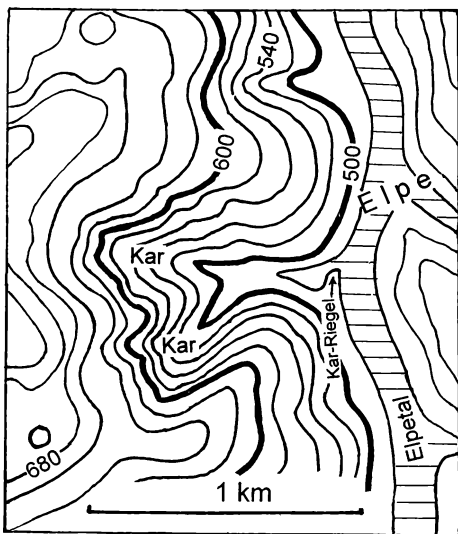


Abbildung 17. Zwei Kare bei Elpe
Figure 17. Two kars near Elpe

Kare an der Nordflanke der Hunau

Steile sesselartig geformte Nischen bilden die Oberläufe zahlreicher kleiner Bachkerben an der Nordflanke des Bergzuges der Hunau und erinnern mit ihren Formen an Karsessel, die nach ihrer Entstehung etwas zerschnitten wurden. Sie liegen in Höhen um 500-700 m. Das in Abb. 17 dargestellte Doppelkar hat an seinem unteren Ende noch Reste des ehemaligen Querriegels, der für echte Kare typisch ist. Manche Karreste

lassen im oberen Teil eine etwas größere stärker erodierte Rundform erkennen, in der im unteren Teil eine frischere, weniger zerstörte Karform sitzt, also vielleicht Karbildung in zwei voneinander deutlich durch Erosion getrennten Zeitabschnitten (Elstervereisung und Saale-1-Vereisung?). Kare entstehen dicht unter der klimatischen Schneegrenze, die hier zur Zeit ihrer Bildung etwa bei 700 m oder zwischen 600 und 700 m NN angenommen werden kann. In der letzten Eiszeit lag die Schneegrenze bei etwa 800 m. Eine Höhe von 600-700 m NN dürfte sie zur Zeit der großen Vereisungen gehabt haben, als das Münsterland unter dem Nordeuropäischen Inlandeis lag.

Flachmuldige Talböden an den Hängen der höchsten Berge bei Winterberg

In den höchsten Bergen des Sauerlandes verlieren etwa im Höhenbereich um 600 m NN und mehr die Täler ihre übliche Kasten- oder Kerbform und werden zu flachen Mulden. KÖRBER (1956) fand diese Formen so auffällig, dass er sie besonders erwähnte und einen Zusammenhang mit Rumpfflächen vermutete. Wahrscheinlich aber sind sie viel jünger, sie liegen in kaum verwittertem Felsgestein, können also keine Restformen auf einer tief verwitterten Rumpffläche sein. Es sind Talformen des Höhenbereichs, der in den großen Glazialen unter einer Eiskecke lag, denn über dem Hochsauerland wölbte sich eine Eiskeppe. In anderen Hochgebirgen scheint es ähnliche Flachmulden in Bereichen ehemaliger Eisbedeckung zu geben.

Hochzone des Sauerlandes westlich Küstelberg

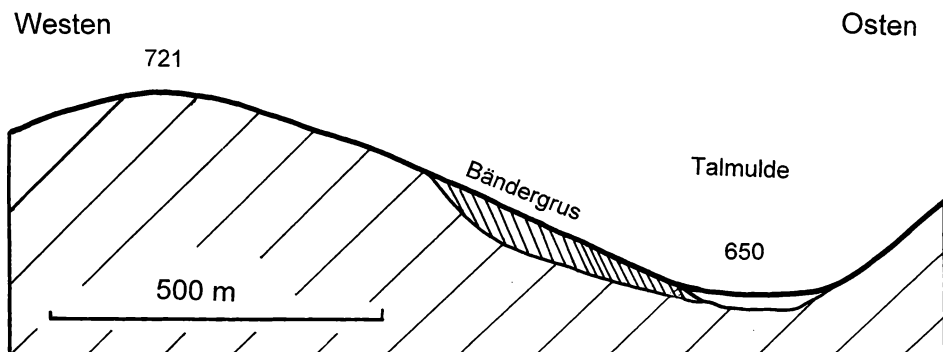


Abbildung 18. Geschichtete Hangablagerungen bei Küstelberg
Figure 18. Stratified slope sediments, banded scree

Geschichtete Hangablagerungen

Zu Sedimenttypen kalter Gebiete zählen geschichtete Hangablagerungen. Ein typisches Vorkommen ist in einer Grube bei Küstelberg aufgeschlossen (Abb. 18). Es wurde zunächst als „Bänderschutt“ bezeichnet. Da es sich aber um wassersortierten Schiefergrus handelt, ist die Bezeichnung „Schutt“ nicht angebracht. Die Mächtigkeit des Vorkommens beträgt ca. 20 m. Der Schiefergrus ist deutlich der Größe nach sortiert, er wurde durch rinnendes Wasser in Schichten von 5-15 cm Mächtigkeit abgelagert. Die einzelnen Lagen sind gewöhnlich durch eine 1-3 cm mächtige schluffreiche Schicht voneinander getrennt. Sie geben dem Sediment das Aussehen einer Bänderung. Es füllt keine Erosionsrinne sondern liegt in breiter Fläche auf dem unteren Teil des Berghangs. Es ist ein von den Hängen abgespülter Frostschutt. Der Frostschutttransport gehört zu den von LIEDTKE (1990) als Ablation bezeichneten Vorgängen. Ähnliche Ablagerungen sind von mehreren Stellen des Hochsauerlandes und Siegerlandes bekannt geworden. Sie wurden auch in Wales und Thüringen gefunden.

Bruchhauser Steine

Bei Bruchhausen ragen aus dem Nordhang des Istenberges einige Quarzporphyrklippen turmartig fast 80 m hoch aus dem Hochwald heraus (STEUERWALD 1998). Es sind die höchsten Klippen des Sauerlandes, aus den Hängen „herausgewachsen“ durch die Abtragung des frostempfindlichen Schiefers ihrer Umgebung. An den

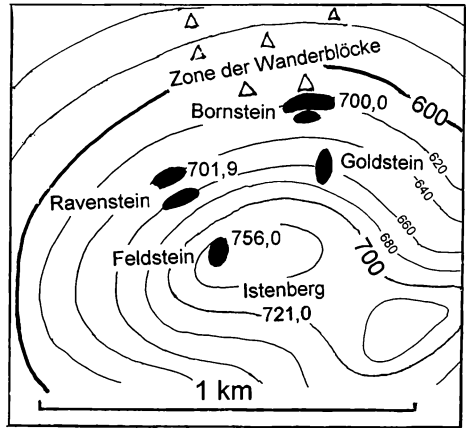


Abbildung 19. Bruchhauser Steine, Schnitt
Figure 19. Tors near Bruchhausen section

Berghängen unterhalb der Felstürme liegen weit verstreut Blöcke aus dem gleichen Gestein, sie gelten als Wanderblöcke, die, von den Türmen losgebrochen, in Kaltzeiten auf dem Dauerfrostboden der Berghänge in ihre heutige Lage rutschten. Rätselhaft ist ihre unregelmäßige Verteilung: Man vermutet, dass zahlreiche Blöcke künstlich beseitigt wurden. Da ihre Beseitigung kaum von Nutzen ist, sollte auch die Möglichkeit einer natürlichen Ursache der lückenhaften Verbreitung überprüft werden. Vielleicht steckten sie während ihres Transports streckenweise in einer Firneisdecke, die sich in Eiszeiten um die Felstürme bildete.

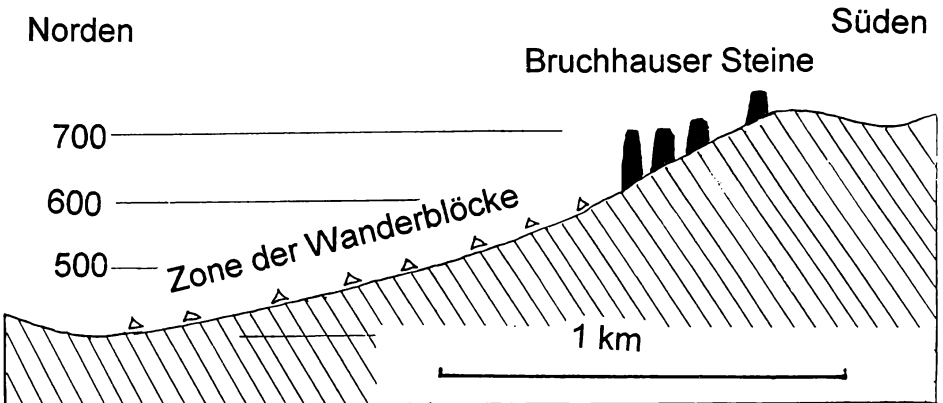


Abbildung 20. Bruchhauser Steine
Figure 20. Tors near Bruchhausen



Abbildung 21. Bruchhauser Steine
Figure 21. Tors near Bruchhausen

Brilon (Massenkalkplateau)

Die Verebnung des Briloner Massenkalkplateaus hat ein in Kuppen und Mulden gegliedertes Relief, das hauptsächlich im Tertiär und Altpleistozän geformt wurde. In Dolinenfüllungen wurden Saurierreste der Oberkreidezeit gefunden.

Möhnetal

Wir fahren im Möhnetal abwärts, sein rechter, nach Süden geneigter Hang (Sonnenhang) ist deutlich steiler als sein linker, nach Norden geneigter (Schattenhang). Diese asymmetrische Talform entstand durch unterschiedliche Sonneneinstrahlung in Verbindung mit der Tiefenerosion der Möhne (POSER H. & MÜLLER, TH. (1951). Das Tal wird talabwärts breiter. Bei Niederbergheim fahren wir auf den Haarstrang.

Haarstrang

Auf dem Haarstrang folgen wir der Scheitelstraße (Nr. 516) bis Bremen. Bei gutem Wetter reicht die Fernsicht nach Norden über das Münsterland bis zum Teutoburger Wald bei Bielefeld, nach Süden über die Rumpflächenneste des Sauerlandes bis zu den Höhen bei Ramsbeck. Dieser Überblick gibt Anlass zu einem Vergleich der Landschaftsgestaltungen im Sauer- und Münsterland.

Eisvorstoß in das Münsterland

Die Gletscherspuren im Münsterland bestehen aus Rinnen, Rinnenfüllungen (z.B. der Hauptkiessandzug, in Abb. 22 mit MK bezeichnet), Grundmoränen, Stauseesedimenten und weiten flachen Erosionsformen (z.B. Lippe-, Ems-Tal und Hellwegtal). Nicht nur im Wesertal gab es große Eisstauseen, sondern auch an der südöstlichen Flanke des Münsterlandgletschers bei Paderborn, ebenso im Ruhrtal, dessen Mündung vom Eis versperrt wurde. Der Südrand des Eises lag während des Eismaximums auf dem Haarstrang, stellenweise floss Gletscherwasser durch Kerben über den Haarstrangsscheitel ins Ruhrtal.

Fließlinien des Münsterlandgletschers

Der das Münsterland füllende Gletscher wird als Münsterlandgletscher bezeichnet. Als Naht stellt der Hauptkiessandzug eine Gletscherfließlinie dar, die die Rekonstruktion benachbarter Fließlinien ermöglicht und dadurch viele Einzelheiten des Vorstoßmechanismus sichtbar macht (THOME 1983). Durch ihn lassen sich im Münsterlandgletscher zwei Eiskörper unterscheiden, östlich des Hauptkiessandzuges der Warendorfer-, westlich davon der Coesfelder Eisstrom. Ferner ermöglicht er die Rekonstruktion der Fließlinien benachbarter Gletscherteile. Dadurch

wird das Bewegungsbild des Münsterlandgletschers in vielen Einzelheiten sichtbar und seine Dynamik erkennbar: Das Nordeuropäische Inlandeis drang von Norden in das Münsterland (SERAPHIM 1979), seine Ostflanke breitete sich entlang dem Teutoburger Wald nach Südosten, seine Mitte nach Süden und seine Westflanke nach Südwesten aus. Der Eisnachschieb war im Bereich des Warendorfer Eisstroms größer, die Eisfließgeschwindigkeit höher. Dort erlitt der Gletscher aber auch die größten Schmelzverluste durch das aus den südöstlichen Kerben des Teutoburger Waldes subglazial hereinströmende Wasser des Weserstaueses.

Sehr wichtig für die Rekonstruktion der Gletscherdynamik sind Verbiegungen des Münsterländer Kiessandzuges: Bei Münster aus der NW-SE-Richtung in die N-S-Richtung, dann gegen das Ende des Kiessandzuges aus der N-S- in die W-E-Richtung. Die erste Abbiegung (nach Süden) war durch einen kräftigen Eisstrom über das NW-Ende des Teutoburger Waldes verursacht, die zweite (nach E) durch starkes Abschmelzen der linken Flanke des Warendorfer Gletschers infolge der Wasserzutritte aus den Kerben des Teutoburger Waldes, insbesondere aus den Kerben mit den Überlaufhöhen 137, 150 und 207 m über NN (s. Abb. 22). Die Wasser-

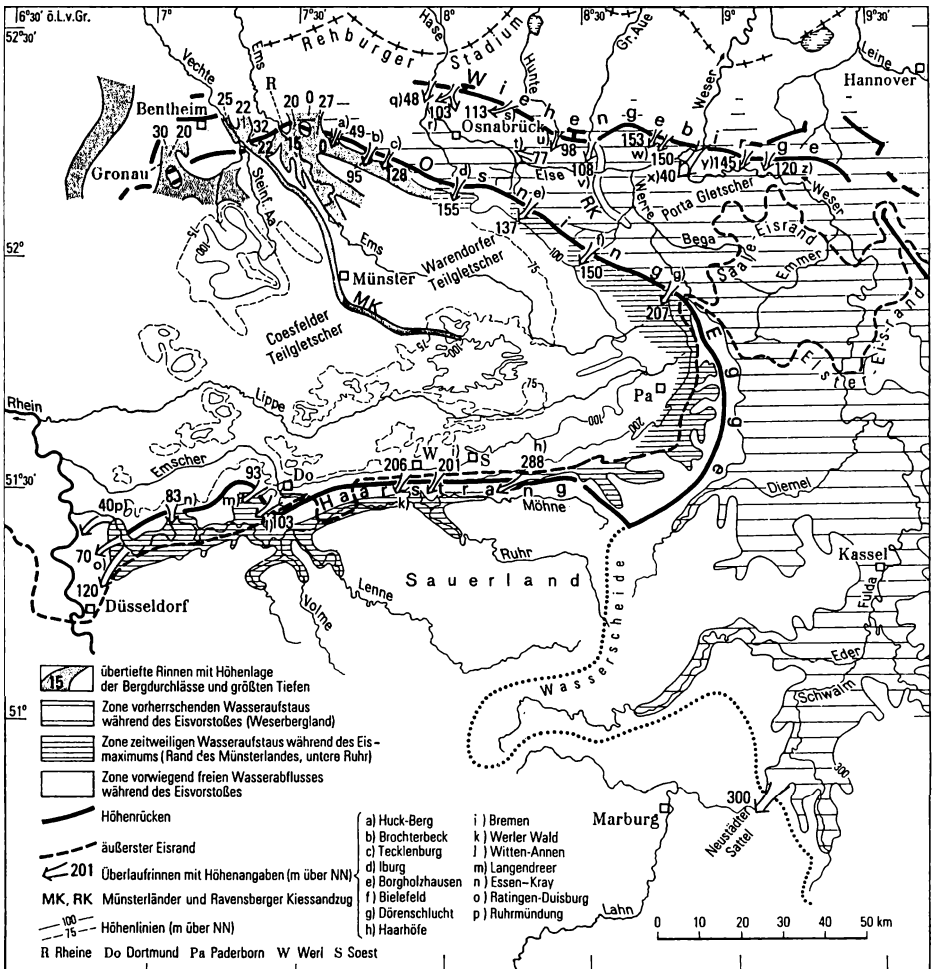


Abbildung 22. Gletscherspuren in Nordwestdeutschland (THOME 1980)

Figure 22. Traces of the North-European Ice Sheet in Northwest-Germany

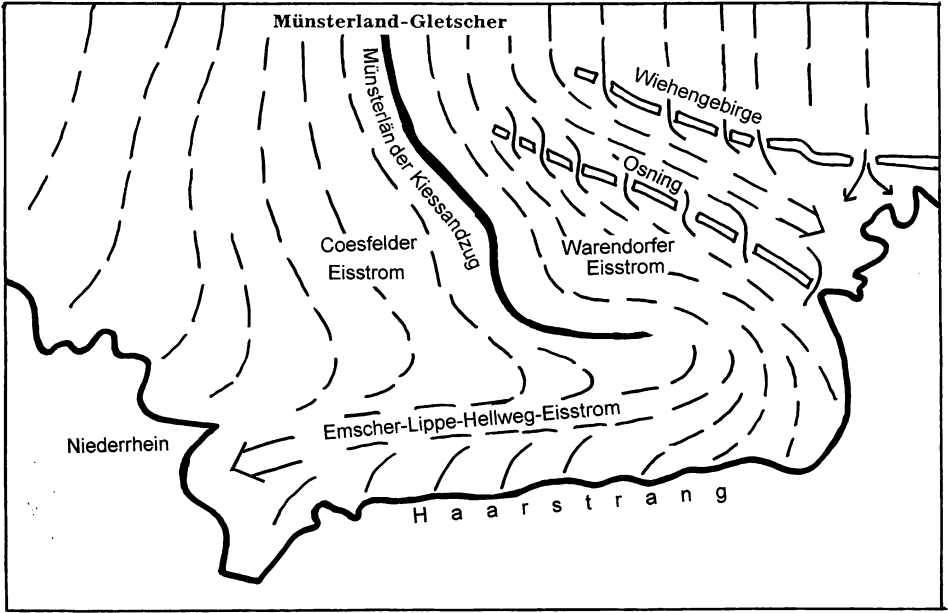
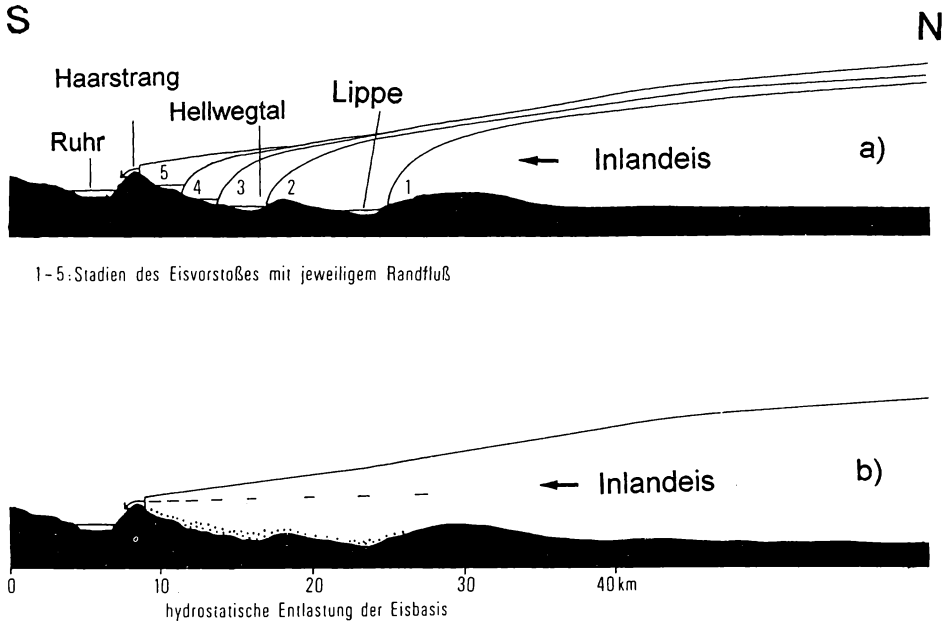


Abbildung 23. Fließlinien des Inlandeises in Nordwestdeutschland (THOME 1983)
 Figure 23. Flowlines of the Ice Sheet in Northwestern Germany



1-5: Stadien des Eisvorstoßes mit jeweiligem Randfluß

Abbildung 24. Eisbedecktes Münsterland, Schnitt (THOME 1980)
 Figure 24. Crosssection through the ice sheet in the Muensterland

mengen sammelten sich an der Eisbasis (also subglazial) und strömten unter dem Südrand des Münsterlandgletschers in breitem Strom nach Westen. Auch das Eis des Münsterlandgletschers wurde am Südrand nach Westen umgelenkt und bildete dort einen großen nach Westen fließenden Eisstrom, den Emscher-Lippe-Hellweg-Eisstrom. Der Hochstau des Wassers, das alle Hohlräume des Eises bis fast an dessen Oberfläche füllte, erhöhte seine Beweglichkeit. Unter dem östlichen Teil dieses Eisstroms, dem Lippe-Hellweg-Eisstrom, floss relativ viel Wasser zu den Überlaufrinnen ins Ruhrtal bei Witten (Abb. 31). An den heutigen Oberflächenformen im Bereich des Emscher-Eisstroms und des Lippe-Hellweg-Eisstroms lassen sich noch Unterschiede der subglazialen Erosion feststellen: geringere Erosion unter dem Emscher-Eisstrom, deutlich höhere unter dem Lippe-Hellweg-Eisstrom. Dem Emscher-Eisstrom stand nur eine geringere Wassermenge zur Verfügung als dem Lippe-Hellweg-Eisstrom, weil viel Wasser durch die Rinnen bei Witten ins Ruhrtal gelangte. Der Emscher-Eisstrom stieß nach Westen auf die Rheinterrassen, bildete dort den Moerser Eislobus, der den Rhein nach Westen ablenkte und die Rheinschotter zu Endmoränenwällen aufstauete (THOME 1998b).

Entwicklungsabschnitte des Eisvorstoßes in das Münsterland

Wir kennen nicht die Dauer des Eisvorstoßes und wenige Einzelheiten des vorstoßenden Eisrandes. Abbildung 24 soll daran erinnern, dass der Vorstoß verschiedene Kombinationen von Eismächtigkeit, subglazialen Wasser, Schmelzwasserflüssen, Eisrändern und Endmoränen durchgemacht hat, die teilweise Oberflächenformen zurückließen. Der Gegensatz der Erosionsaktivitäten im nicht vom Inlandeis bedeckten Sauerland, insbesondere durch seinen größten Fluss, die Ruhr, und dem Münsterlandgletscher mit seinen kräftigen subglazialen Wasserströmen, wird in dieser Abbildung deutlich (THOME 1980).

Subglaziale Formung im Bereich des Hellwegtales und des Haarstrangs (Abb. 25, 29, 30)

Aus den Abständen der Höhenlinien lässt sich die Steilheit der Hangformen ablesen: die steilen Talhänge der Ruhr und die flachen Hänge des Haarstrangnordhanges, deren Neigungswinkel

etwa dem Einfallen der Turonschichten entspricht. Das Hellwegtal ist nicht durch subärisch fließendes Wasser geschaffen worden, wie die Querrippen beweisen, die das Hellwegtal in Segmente unterteilen, sondern durch einen mächtigen subglazialen Wasserstrom in Kombination mit scheuerndem Gletschereis. Das subglaziale Wasser floss von Ost nach West durch das Hellwegtal unter dem Druck von über 10 bar. Der relativ große Wasserstrom an der Basis des über 100 m mächtigen, fast gänzlich wassererfüllten Inlandeis bestand aus einer Mischung von Eisstücken, Wasser und kleingeriebenen Fragmenten des Untergrundes. Die 100 m Höhenlinie am Südrand des Hellwegtales verläuft im Raum Soest-Werl-Dortmund ziemlich geradlinig ost-west, biegt westlich Dortmund in einem großen Bogen scharf nach Norden und umschließt die Castroper Höhen. Südlich der Castroper Höhen streichen zwei flache Rinnen von ca. 1-3 km Breite aus dem Hellwegtal in die Ruhrschlinge bei Witten. Der geradlinige Verlauf der 100-m-Isopleth im Raum Soest-Dortmund ist das Ergebnis der intensiven Erosion an der Basis des Lippe-Hellweg-Eisstroms, in dem Ausbiegen der 100-m-Linie nach Norden zwischen Dortmund und Bochum ist das Nachlassen der subglazialen Tiefenerosion westlich der Rinnen dokumentiert, die bei Witten einen großen Teil des subglazialen Wassers ins Ruhrtal leiteten. Daher stand im Raum der Castroper Höhen nur noch ein relativ kleiner Teil der Wassermenge zur Verfügung, die unter dem Lippe-Hellweg-Eisstrom erodieren konnte (THOME 1981).

Bodenaufbau auf dem Haarstrang

Unter geringmächtigem Löß liegt eine charakteristische Grundmoräne aus tonig-schluffigem Sand mit Gesteinsbruchstücken der Plattenkalke und nordischem Kristallin, an ihrer Basis eine etwa 0,5 m mächtige Linse aus zusammengesobenem Schmelzwassersand. Darunter folgt tonig-sandiger Schluff, der nach unten zunehmend Kalksteine enthält; es ist ein Verwitterungslehm aus aufgelösten Turon-Kalksteinbänken. Darunter folgen die typischen Plänenkalke des Turons. Dieser Schichtkomplex beweist, dass das nordeuropäische Inlandeis auf dem Haarstrangscheitel lag und dass seine Schmelzwässer über den Scheitelkamm ins Ruhrtal flossen. Der Verwitterungslehm unter der Grundmoräne kann während des Eisvorstoßes nicht existiert haben, er wäre vom Eis

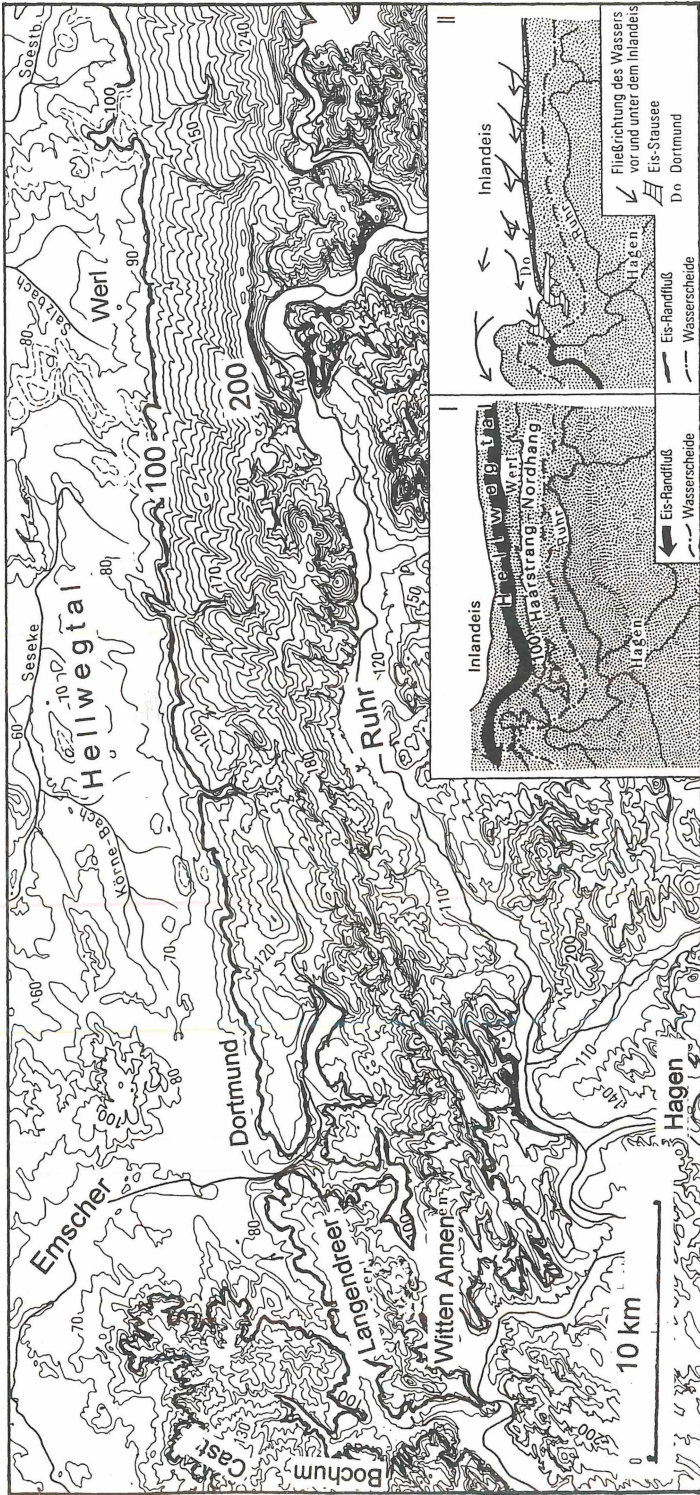


Abbildung 25. Höhengichtenkarte Bochum-Soest (THOME 1983)
 Figur 25. Sketchmap about the morphology of the area Bochum – Soest

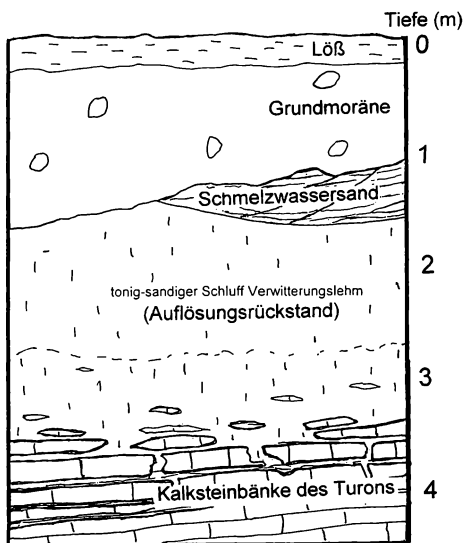


Abbildung 26. Bodenprofil auf dem Haarstrang-scheitel bei Werl

Figure 26. Structure of the upper layers on the Haarstrang

weggewischt worden. Während des Vorstoßes lag also das Eis auf unverwitterten Turon-Plänerkalken. Der Verwitterungslehm ist der Rückstand der seither durch Sickerwasser aufgelösten Kalkbänke. Wenn man das Verhältnis von unlöslichem zu löslichem Sediment in den Plänerkalken auf ein Teil Unlösliches zu 9-19 Teilen Lösliches annimmt, dann entsprechen 2 m Residuallehm einer ehemaligen Kalkstein-

mächtigkeit von ca. 20-40 m. Der Haarstrang-scheitel ragte also während des Eisvorstoßes vermutlich 20-40 m höher. Anhand der Geschiebeführung stelle ich den Vorstoß zur Elstervereisung vor ca. 500.000 Jahren (Abb. 32).

Haarstrang und Hellwegtal

Der Nord-Süd-Schnitt (Abb. 27) zeigt den Grenzbereich zwischen Münsterland und Sauerland: Auf der Südgrenze der Münsterländer Kreideschüssel bilden Plattenkalk des Turons (untere Oberkreide) eine relativ widerstandsfähige Schicht, die von weniger widerstandsfähigen Mergeln („Emschermergel“) überlagert wird. Die Grenze zwischen harten Kalkbänken und weicheren Mergeln ist überraschend scharf und liegt am unteren Rand des Hanges, wo dieser in die mehr oder weniger ebene Oberfläche der Tiefebene übergeht. Bei subärischer Erosion müsste man erwarten, dass die Grenze zwischen Plattenkalken und Mergel sich irgendwo auf dem unteren Teil des Haarstrangs verzahnen würde. Die völlige Entfernung der Mergel vom Haarstranghang erfordert eine rasche Erosion, wie sie nur subglazial möglich ist. In der Nähe des Haarstrangscheitels liegen nordische Geschiebe mit ostfennoskandischer Geschiebevormacht, am unteren Hang, in der Nähe des Hellwegtals, liegen Geschiebe mit südschwedischer Geschiebevormacht. Es sind Zeugen von Inlandsiskörpern ganz verschiedener Herkunft. Der Fluss mit der größten Erosionsenergie im Randgebiet zwischen Sauerland und Münsterland ist die Ruhr. Ihr Tal, wenige Kilometer vom Hellwegtal entfernt, ist nur bis 145 m NN ein-

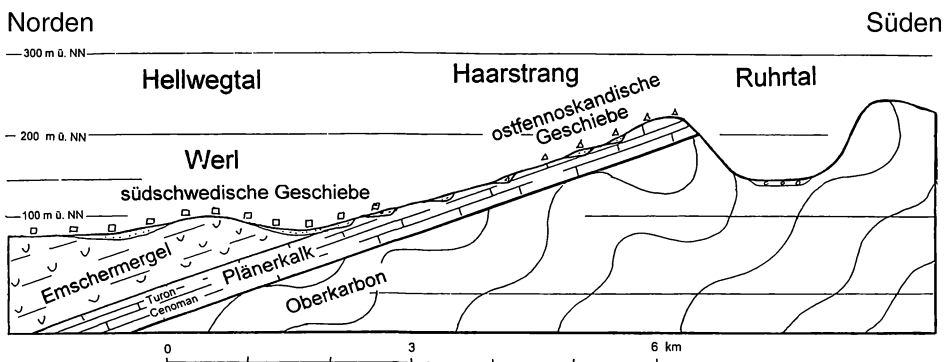


Abbildung 27. Schnitt durch den Haarstrang bei Werl

Figure 27. Section through the Haarstrang near Werl

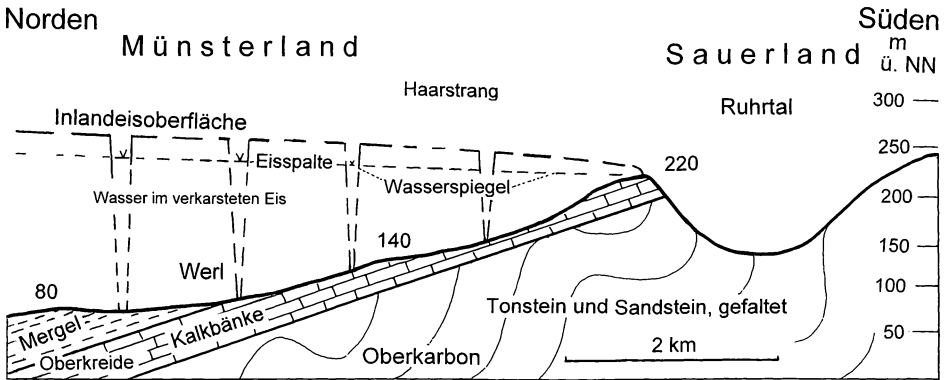


Abbildung 28. Eisrand über Hellwegtal und Haarstrang (Schnitt)

Figure 28. Subglacial conditions in the ice sheet on the Hellweg

getieft, das Hellwegtal aber bis auf ca. 80 m NN. Die relativ starke Ruhr konnte in der Zeit, in der das Münsterland bis auf 80 m NN ausgeräumt wurde, ihr Tal nur bis 145 m NN ausräumen. Die weitreichende Einebnung des Münsterlandes bis zu 65 m unter das Ruhrniveau konnte nicht von dem kleinen Flüsschen der Lippe geleistet werden, es waren die wesentlich stärkeren Abtragungskräfte subglazialer Erosion und entsprechend große Wassermengen erforderlich.

Zur Glaziologie des Eisrandes über Haarstrang und Hellwegtal

Die Schmelzwassersande auf dem Haarstrang-scheitel bei Werl beweisen das Überfließen von Gletscherwasser in 220 m NN ins Ruhrtal. Sie kamen aus einem Gletscher, dessen Hohlräume bei Werl von der Basis bis fast zur Eisoberfläche mit Wasser gefüllt waren (Abb. 28). Dieses Wasser gehörte zum großen Strom, der unter, in und auf dem Eis des Münsterlandgletschers vom Osning über Lippe- und Hellwegtal zur Ruhr bei Bochum floss und die Eisbasis erodierte. Der Wasserstand erreichte in Hochwasserzeiten (Hochsommer) die Höhe des Eisrandes auf dem Haarstrang, von wo Gletscherbäche ins Ruhrtal flossen. Zwar waren diese Bäche nicht sehr groß und hatten nur geringe Bedeutung, auch konnten sie sich in der kurzen Zeit, in der sie aktiv waren, nicht tief einschneiden. Aber sie sind Anzeiger für den Wasserstand im Gletscher und verraten die subglazialen Erosionsbedingungen: Alle randnahen Eisteile waren mindestens bis 220 m NN mit Wasser gefüllt. Das Gewicht des mit Wasser gefüllten Gletschers lastete bei

Werl (Eishöhe ca. 250 m NN, Wasserhöhe ca. 230 m NN) auf dem etwa 80 m ü. NN befindlichen Untergrund mit ca. 15 bar. Man weiß durch Stollenbau bis zur Basis heutiger Gletscher, mit welchem großen Druck Wasser selbst aus dünnsten Spalten von nur einem Millimeter Öffnung hervorspritzt. Der Untergrund besteht bei Werl aus relativ weichem Emschermergel. Einem unter dem Druck von 15 bar fließenden Wasser-Eis-Gemisch konnten diese Mergel keinen nennenswerten Widerstand entgegenzusetzen und wurden relativ rasch entfernt und im Erosionsbereich auch vollständig von den Plattenkalken des Turons abgewaschen. Das erodierte Material wurde, vermutlich in breiartigem Zustand, subglazial zu den Überlaufrinnen bei Witten geführt und gelangte von dort in den Ruhrstausee und schließlich in den Rhein. Die subglaziale Erosion unter dem Südrand des Münstergletschers war so intensiv, dass relativ sehr kurze Zeiträume (vermutlich in der Größenordnung von jeweils wenigen Jahrtausenden in drei großen Eiszeiten) ausreichten, um die heutige Tiefenlage zu erreichen. Die heutigen Oberflächenformen dieses Gebiets zeigen Spuren, die am Ende der letzten großen subglazialen Erosionsphase entstanden.

Spuren der subglazialen Erosion auf Haarstrang und im Hellwegtal (Abb. 29)

Als Merkmal ehemaliger Schmelzwasserüberläufe sind einige Kerben auf dem Haarstrang-scheitel anzusehen, die auf dem Ruhrhang in schmale tiefe Seitentälchen übergehen. Spuren in der Landschaft weisen auf Besonderheiten des

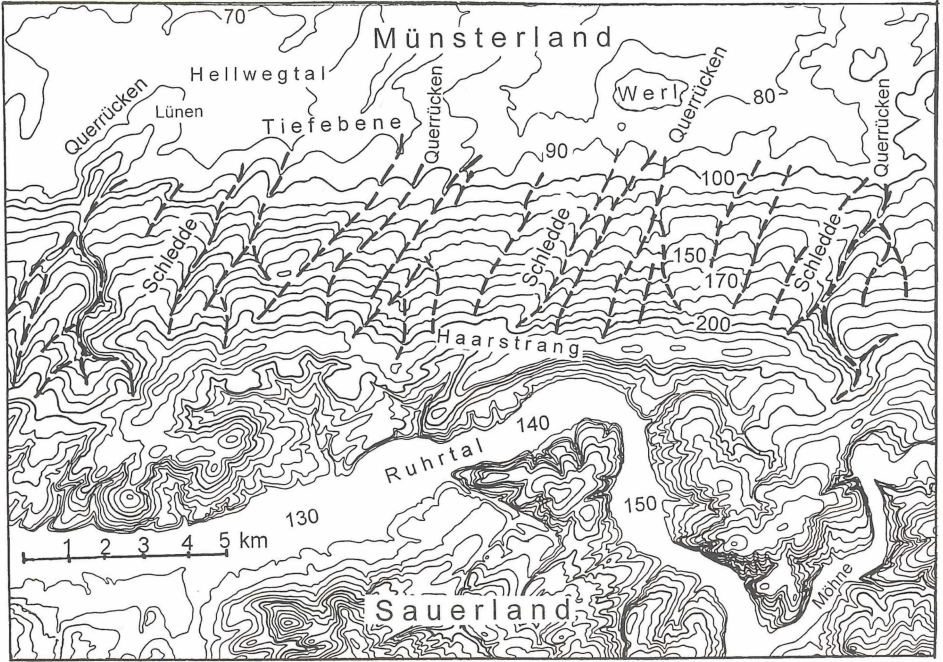


Abbildung 29. Höhengichten des Haarstrangs bei Werl
Figure 29. Morphological map of Haarstrang and Ruhr-Valley near Werl

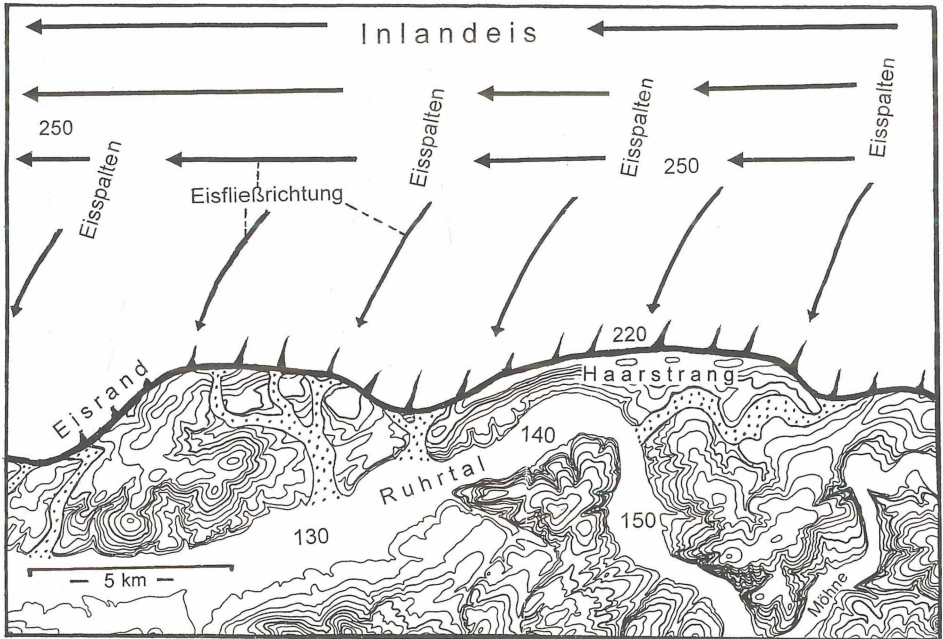


Abbildung 30. Eisrand über Hellwegtal und Haarstrang
Figure 30. The ice sheet over the Hellwegtal near Werl

Eisrandes hin: Die nur zeitweise Wasser führenden Kerben (Schledden) auf dem Nordhang des Haarstrangs sind größtenteils schräg zum Hanggefälle nach Nordosten gerichtet. KÜHN-VELTEN (1998) hat diese Abweichung als Ablenkung durch das Kluftnetz erklärt: Die hauptsächlichen Kluftrichtungen der nach Norden einfallenden Kalkbänke verlaufen NW-SE und NE-SW. Die Schledden benutzen aus nicht ersichtlichen Gründen aber nur die eine Kluftrichtung, von der man mutmaßte, dass sie das Gestein stärker schwächte. Doch zeigen keine Berghänge aus gefalteten Gesteinen des Schiefergebirges eine ähnliche Ablenkung der Erosionsrinnen durch Kluftrichtungen, obwohl dort viel größere Härteunterschiede zwischen Kluftrichtungen und Festgestein bestehen. Leichter verständlich ist

eine Deutung der schrägen Schleddenrichtung als Schurfriechung des auf den Haarstrang geschobenen Eisrandes des Hellweg-Eisstroms. Die Eisfließrichtung NE-SW entspricht der vorherrschenden Richtung der Schledden, die vermutlich als Schürfmulden an der Eisbasis entstanden und nach dem Abschmelzen des Eises vom Niederschlagswasser zu Rinnsalen umgeformt wurden (THOME 1981).

Ein anderes Merkmal subglazialer Erosion sind flache Rücken, die in Abständen von einigen Kilometern an der Grenze der Tiefebene gegen den Haarstrang ansetzen und ein Stück weit nach Norden, also quer, in das Hellwegtal reichen, in Abb. 29 als Querrücken bezeichnet: Im Bereich dieser Querrücken war die subglaziale Erosion schwächer als in der Umgebung,

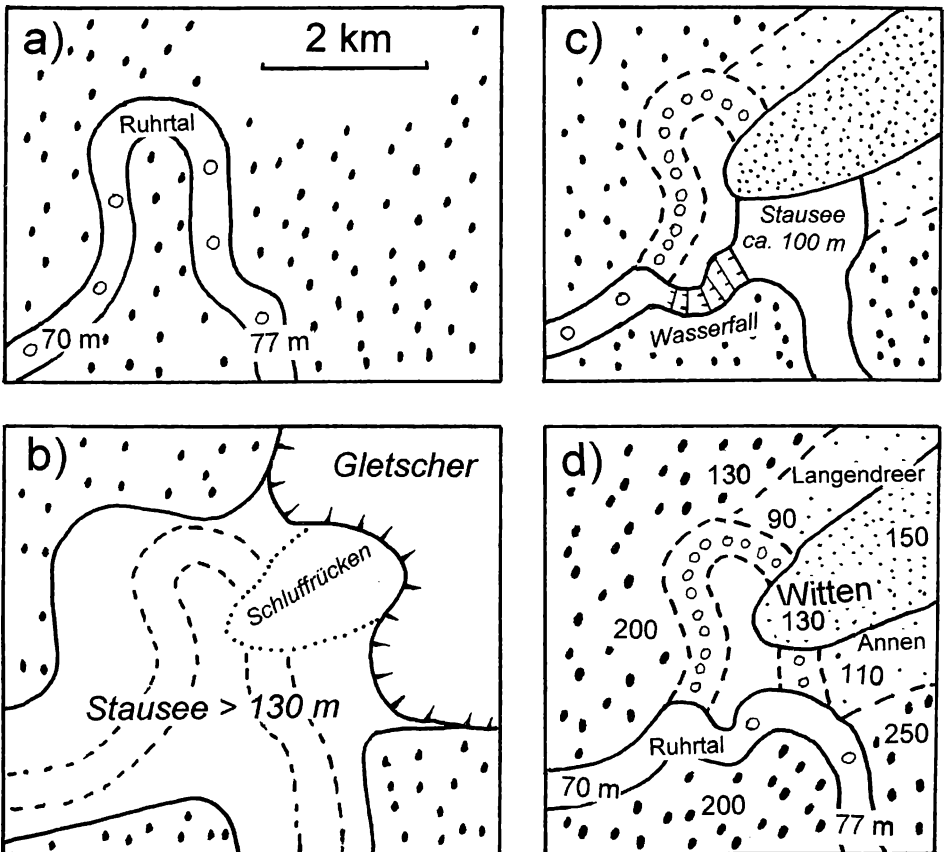


Abbildung 31. Abschneiden der Ruhrschlinge bei Witten (THOME 1998 b)

Figure 31. Development of the Ruhr-Meander near Witten

vermutlich weil der Druck des Eises infolge größerer Spaltenbildung an diesen Stellen geringer war. Sie liegen in der Grenzzone zwischen dem nach Westen fließenden Zentrum des Lippe-Hellweg-Eisstroms und dem nach Südwesten abbiegenden Eis, das auf den Haarstrang vorstieß. Es war eine Zone besonders starken Stresses. Sie entsprach vielleicht Fiederspalt, die man auf Bewegungsgrenzen tektonisch bewegter Gesteinskörper findet.

Ähnliche Spaltenanordnungen gibt es in Randzonen großer grönländischer Gletscher, in Grenzbereichen, wo die Gletscherbasis in großen Fjorden sich vom festen Untergrund löst und aufschwimmt. Dort vermindert sich das Gewicht des Eises auf dem festen Untergrund bis auf Null, wenn der Gletscher schließlich gänzlich vom Wasser getragen wird. In diesem Sinne geben die Oberflächenformen des Hellwegtals Hinweise auf glaziologische Besonderheiten an der Basis großer Gletscher, deren Basis nirgendwo der Untersuchung direkt zugänglich ist.

Rekonstruktion des Eisrandes auf dem Haarstrangscheitel (Abb. 30)

Die in Abb. 29 dargestellten S-N- oder SW-NE-orientierten Querrücken im Hellwegtal sind von flachen Ost-West gerichteten Rinnen durchschnitten, die aber in dem hier benutzten kleinen Kartenmaßstab nicht darstellbar sind. Die Rinnen weisen auf einen auch über die Querrücken sich fortsetzenden Westabfluss der subglazialen Entwässerung des Hellwegtals hin. Die Querrücken belegen eine verringerte Tiefenerosion; als Ursache wird eine Eisentlastung des Untergrundes durch große Spaltensysteme im Gletschereis vermutet, die sich infolge hohen inglazialen Wasserstandes nicht mehr schlossen. Ihre Erhaltung war nur möglich, weil sie in der letzten Phase der subglazialen Tiefenerosion noch bestanden oder erst entstanden, als seitlicher Streif im wassererfüllten Eis Spaltensysteme öffnete.

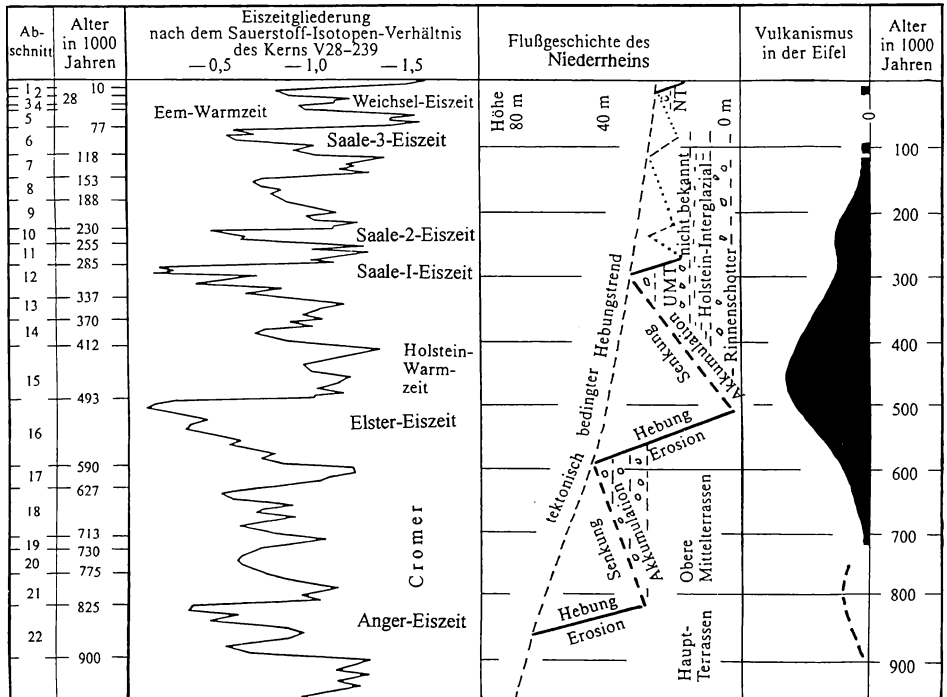


Abbildung 32. Revidierte Eiszeitgliederung nach Tiefseesedimenten (THOME 1991, 1992 a und b, 1998 b)
 Figure 32. Revision of the dating of oxygen-isotope-stages and their comparison with the dating of Rhine terraces and Eiflian volcanism.

Ruhrschlinge bei Witten

Subglazial strömte aus dem Eisrand bei Dortmund das Schmelzwasser mit beigemischtem Weser- und Elbewasser durch die Rinnen bei Langendreer und Annen in den Ruhrstausee (Abb. 31b). Es setzte vor dem Eisrand unter dem Stauseespiegel einen langgestreckten Rücken aus Schluff ab, der das Ruhrtal bei Witten ca. 60 m hoch verfüllte. Nach Gletscherrückzug und dem damit verbundenen Auslaufen des Ruhrstausees staute dieser Schluffrücken noch den oberhalb des Rückens liegenden Teil des Ruhrtals. Die aufgestaute Ruhr durchsagte den Sperrriegel mit einem Wasserfall (Abb. 31c) und erreichte wieder die alte Taltiefe (Abb. 31d). Das Ruhrtal hatte vor dem Eisvorstoß (Abb. 31a), der aufgrund der ostfennoskandischen Geschiebeführung dem Elsterglazial zugeschrieben wird, schon die heutige Taltiefe (THOME 1998b).

Revidierte Tiefseegliederung als Grundlage der Quartärgeschichte

Durch die Berichtigung falsch berechneter Datierungen in Tiefseesedimenten ließ sich nachweisen, dass die Sauerstoff-Isotopen-Kurve des Tiefseekerns V28-239 ziemlich gut mit der Vereisungskurve der Erde übereinstimmt. Der ausführliche Nachweis ist seit 1994 in der Druckvorbereitung, Herausgeber SCHIRMER hat die baldige Publikation angekündigt. Diese Kurve ist im linken Teil der Abb. 32 dargestellt; sie erlaubt erstmals, unabhängig von lokalen, leicht missdeutbaren Befunden eine Übersicht über die realen Zeit- und Größenverhältnisse der Erdvereisungen. Mit ihrer Hilfe lässt sich nicht nur die Erosions und Akkumulationsgeschichte des Niederrheins mit Ausbrüchen der Eifelvulkane in Beziehung setzen, sondern ihr Verlauf klärt zahlreiche strittige Fragen, z.B. zur Anzahl der Interglaziale und Glaziale, zu Unterschieden in Größe und Dauer der einzelnen Klimaabschnitte, zu unterschiedlichen Auswirkungen verschiedener Glaziale auf die Erdkrustenbewegungen, zur Bildung der Flussterrassen und zu vulkanischen Vorgängen. Auch Fragen, die bisher kaum gestellt werden konnten, wie die nach Eisvorstößen, die von jüngeren größeren überwältigt und dadurch unkenntlich wurden (THOME 1997, 1998b, 2000). Die Auswertung dieser Eiszeitkurve kann viele bisher noch strittige Probleme des Eiszeitalters klären, ihre Auswertung steht erst am Anfang.

Literatur

- BÜDEL, J. (1969): Der Eisrindeneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. - Würzb. Geogr. Arb. (Würzburg) **25**, 41
- BÜDEL, J. (1977): Klima - Geomorphologie. - Berlin, Stuttgart, 304 S.
- GRABERT, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. - Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung), 351 S.
- GÜNTHER, K. (1961): Vorgeschichtliche Funde aus den westfälischen Höhlen, in: Karst und Höhlen in Westfalen und im Bergischen Land. - Hagener Beiträge zur Geschichte und Landeskunde (Hagen), 261-283
- HEMPEL, L. (1978): Die tertiären Ebenheiten des Haarstranges im Lichte neuerer geologisch-paläontologischer Forschungen. - Erdkunde (Bonn), **32**, 297-299
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. - Bochumer Geogr. Arb. (Paderborn), **2**, 416 S.
- HISS, M. (1998): Die Kreide-Schichten am Haarstrang, in: Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. - Geol. Kt.-N.-W. 1:100 000 (Krefeld), 31-38
- KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ostsauerland. Der Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges. - Mitt. Geogr. Ges. Würzburg (Würzburg), **3**, 155 S.
- KÜHN-VELTEN, H. (1998): Schledden, in: Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. - Geol. Kt.-N.-W. 1:100 000 (Krefeld), 42-43
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forsch. dt. Landeskde. (Trier), **204**, 307 S.
- LIEDTKE, H. (1990a): Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung, in: Liedtke, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung. Wiss. Buchges. Darmstadt, 40-54
- LIEDTKE, H. (1990): Abtulare Abspülung und Sedimentation in Nordwestdeutschland während der Weichsel-(Würm-)Eiszeit, in: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Eiszeitforschung. - Darmstadt (Wiss. Buchges.), 261-269
- POSER H. & MÜLLER, TH. (1951): Studien an den asymmetrischen Tälern des niederbayrischen Hügellandes. - Nachr. Ak. Wiss. Gött., Math. - Phys. Kl. (Göttingen), Jg. 1951 **1**, 1-32
- SEMMELE, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente, in: LIEDTKE, H. (Hrsg.) (1990): Eiszeitforschung. - Darmstadt (Wiss. Buchges.), 250-260
- SERAPHIM E. TH. (1979): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. - Münster. Forsch. Geol. Paläont. (Münster) **47**, 1-51
- SKUPIN, K., SPEETZEN, E., ZANDSTRA J. G (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. - Krefeld (GLA), 143 S.
- SPEETZEN E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums. - Geol. Paläont. Westf. (Münster) **16**, 7-25
- STEUERWALD, K. (1998): Die Bruchhauser Steine, in: Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. - Geol. Kt.-N.-W. 1:100 000 (Krefeld), 49-51

- THOME, K. N. (1968): Erläuterungen zu Blatt 4615 Meschede. Geol.Kt. N.-W. 1:25000 (Krefeld)
- THOME, K. N. (1974): Grundwasserhöffigkeiten im Rheinischen Schiefergebirge in Abhängigkeit von Untergrund und Relief. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. (Krefeld) **20**, 259-280
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. - Westfäl. Geogr. Studien (Münster) **36**, 21-40
- THOME, K. N. (1981): Haarstrang und Hellwegtal, in: GK 1:100 000, Erl. C 4710 Dortmund, Geol. Landesamt NW (Krefeld), 46-52
- THOME, K. N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart). **166**, 1, 116-138
- THOME, K. N. (1991): Die Basis der quartären Schichten am Niederrhein (zwischen Neuss, Rheinberg, Geldern) und ihre Entstehung durch Rhein- und Gletschererosion. – Niederheinische Landeskunde (Krefeld), Band X, 109-130
- THOME, K. N. (1992 a): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheins, – in: „Duisburg und der Rhein“, Begleitband zur Ausstellung im Kultur- und Stadthistorischen Museum Duisburg 15.9.1991-12.1.1992, S. 8-22
- THOME, K. N. (1992 b): Bericht über eine geologische Exkursion an den nördlichen Niederrhein am 9. Juni 1991. - Decheniana (Bonn) **145**, 350-359
- THOME, K. N. (1997): Gliederung des Eiszeitalters nach den Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen der Tiefsee-Kerne und Einstufung von Niederrhein-Terrassen, in: FIEDLER, L.(Hrsg.): Archäologie der ältesten Kultur Deutschlands - Die Zeit des *homo erectus* und frühen Neandertalers. - Materialien zur Vor- und Frühgeschichte von Hessen (Wiesbaden), Band **18**
- THOME, K. N. (1998a): Wasserfall und Schuttgletscher südöstlich Ramsbeck, – in: Erläuterungen zu Blatt C 4714 Arnsberg. – Geol. Kt- N.-W. 1:100 000 (Krefeld)
- THOME, K. N. (1998b): Einführung in das Quartär – Das Zeitalter der Gletscher. - Berlin - Heidelberg (Springer Verlag), 288 S.
- THOME, K. N. (2000): Neudatierung des Eiszeitalters nach Tiefseesedimenten. Decheniana 153, 241-259.
- WEISE, O.R. (1983): Das Periglazial - Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. - Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger), 199 S.
- WIRTH, W. (1964): Über zwei Unterkreiderelikte im nördlichen Sauerland. – Fortschr. Rheinland u. Westfalen (Krefeld), **7**, 403-420

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. KARL N. THOME, Hammersteinstraße 28, D-47807 Krefeld

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 2001

Band/Volume: [154](#)

Autor(en)/Author(s): Thome Karl N.

Artikel/Article: [Jüngere Erdgeschichte des nördlichen Sauerlandes und des südlichen Münsterlandes im Rahmen einer Exkursion](#)
[Morphogenetical development in Sauerland and Muensterland region \(Northwest-Germany\) demonstrated on an excursion 181-209](#)