©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker naturwiss. Mitt.	13	S. 23–42	10 Abb.	Osnabrück, März 1987

Die Stauchendmoränen der Rehburger Eisrandlage und ihre Entstehung

mit 10 Abbildungen

Hans-Heinrich Meyer*

Abstract: The push endmoraines of the „Rehburger Eisrandlage" and their genesis. On the base of morphological and structural evidences the ridges of the „Rehburger Eisrandlage" are interpreted as push endmoraines. The glacial thrusting happened during a continuous advance of the Saalian ice in the Drenthe stage. It was caused by „Stirn-/Frontalstauchung". The supposed sequence of processes is introduced by a model of push endmoraine genesis, „type Kellenberg". As influencing factors are assumed: 1) ice dynamics (horizontal and vertical pressure of the advancing ice mass); 2) the soilmechanic properties of the substratum (plasticity, shearing strength, cementation by ground-ice/permafrost, lubrication effect); 3) the preglacial morphology (iceward sloping surface, = threshold-/ramp-effect).
Following the glacial distortion the push zone was overridden and truncated by the glacier of the „Hameln phase". The quantitative amount of erosion during this event remains uncertain and contradictory.
In the Late Saalian (Warthe stage) and the Weichselian the mesorelief was accentuated by selective erosion in a periglacial environment (formation of gravel ridges); at the same time the macrorelief was flattened by subaerial denudation on the moraines and by sedimentation of periglacial-ablual sands („Talsande") in the low lying foreland.
Kurzfassung: Anhand morphologischer und struktureller Befunde werden die Glieder der Rehburger Eisrandlage als Stauchendmoränen gedeutet. Die Aufstauchung erfolgte im Zuge eines kontinuierlichen Eisvorstoßes während der Saale-Eiszeit (Drenthe-Stadium) durch sog. Stirn- oder Frontalstauchung. Es wird ein Modell dieser Stauchung vorgestellt („Modell Kellenberg").
Als Steuerungsfaktoren der Stauchungsprozesse werden angenommen: 1. das dynamische Verhalten des Inlandeises (Vorschub, Belastungsdruck); 2. die bodenmechanischen Eigenschaften des gestauchten Substrates (Plastizität, Scherfestigkeit, Permafrost-Zementierung, Schmiermitteleffekt); 3. das präexistente Relief (Widerlager- oder Rampeneffekt).
Nach der Aufstauchung wurde die Stauchzone vom Eis der „Hamelner Phase" überfahren und in unbekanntem Ausmaß erniedrigt (eingerumpft).
Im periglaziären Milieu der späten Saale-Eiszeit (Warthe-Stadium) und der Weichsel-Eiszeit erfolgte durch selektive Erosion eine Akzentuierung der Mesoformen (Bildung von Härtlingsrükken); gleichzeitig wurde die Prägnanz der Makroformen durch das gegenläufige Nebeneinander von subaerischer Abtragung auf den Höhenrücken und periglazialablualer Aufschüttung in den Niederungen (Talsande) verringert.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung 24
2 Vorstellung und Einordnung des Arbeitsgebietes 26
3 Oberflächenformen 26
4 Sedimentärer Aufbau 27
5 Struktureller Aufbau 28
5.1 Großstrukturen 29

* Dr. Hans-Heinrich Meyer, Geographisches Institut der Universität Hannover, Schneiderberg 50, 3000 Hannover 1.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

5.2 Kleinstrukturen 29
6 Genetische Deutung 33
6.1 Die Rolle des Inlandeises 35
6.2 Die bodenmechanischen Faktoren 38
6.3 Das präexistente Relief 39
6.4 Die periglaziäre Überprägung 40
Schriftenverzeichnis 41

1 Einleitung

Stauchendmoränen gehören neben den weitaus selteneren Satzendmoränen zu den markantesten Gestaltungselementen in den eiszeitlich geprägten Landschaften Norddeutschlands. Mit ihren oft ansehnlichen Höhen, ihren mehr oder weniger geschwungenen, rückenhaften Formen und ihrer meist kettenartigen Anordnung spiegeln sie unter den Teilgliedern der „Glazialen Serie" mit am deutlichsten den Verlauf ehemaliger Eisränder wider. Stauchendmoränen haben deshalb schon früh das Forschungsinteresse erweckt. Vor der Entwicklung moderner stratigraphischer Methoden gaben sie die Hauptkriterien ab für die Gliederung der Norddeutschen Vereisungsgebiete. Die „klassischen" Bezeichnungen „Weichsel-Eiszeit", „Saale-Eiszeit", „Warthe- und Drenthestadium", um nur einige Beispiele zu nennen, ergeben sich u. a. aus der Ortslage ihrer Endmoränen.
Demgegenüber sind die Kenntnisse über die Entstehung dieser Formen bis heute bemerkenswert lückenhaft. Sowohl die Bildungsursachen als auch die verantwortlichen Formungsprozesse sind umstritten, wodurch der Forschungswert dieser Formen erhebliche Einschränkungen erfährt (vgl. H.-H. MEYER 1983, mit weiterer Literatur): 1. ihr Wert als Indikatoren der ehemaligen Gletscherdynamik, ausgedrückt in der Frage: sind Stauchendmoränen Indikatoren für Gletscherstagnation, -vorstoß oder -rückzug? 2. ihre Aussagekraft als Klimaindikatoren. Diese Eignung ergibt sich folgerichtig aus „1" und ist für die paläoklimatische Gliederung der Eiszeiten wichtig.
Die Ursachen für den seit Jahren bestehenden Meinungsdissens sind vielfältig. Einerseits liegen sie in den komplizierten strukturellen Verhältnissen begründet, die wegen der oftmals unzureichenden Aufschlußverhältnisse stauchungsmechanisch nur schwer interpretiert werden können, andererseits darin, daß es einen einheitlichen Typ von Stauchendmoränen nicht gibt. Unterschiedliche Struktur-, Aufbau- und Formeigenschaften deuten darauf hin, daß bei der Entstehung von Stauchendmoränen offensichtlich sehr unterschiedliche Prozesse beteiligt waren, die wiederum von lokalen/regionalen bzw. zeitlich variablen Steuerungsfaktoren abhängen (geologischer Untergrund, Relief, Eisdynamik).
Damit erweist sich die detaillierte Struktur-, Aufbau- und Formanalyse (neben Modellversuchen und bodenmechanischen Analysen) bei der Klärung der Genese von Stauchendmoränen als vorrangiger methodischer Weg. Darüber hinaus ist es unumgänglich, auf der Grundlage regionaler Forschungen regionalgültige Modelle zu entwickeln, die dann auf ihre Übertragbarkeit und Allgemeingültigkeit in anderen Regionen über-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

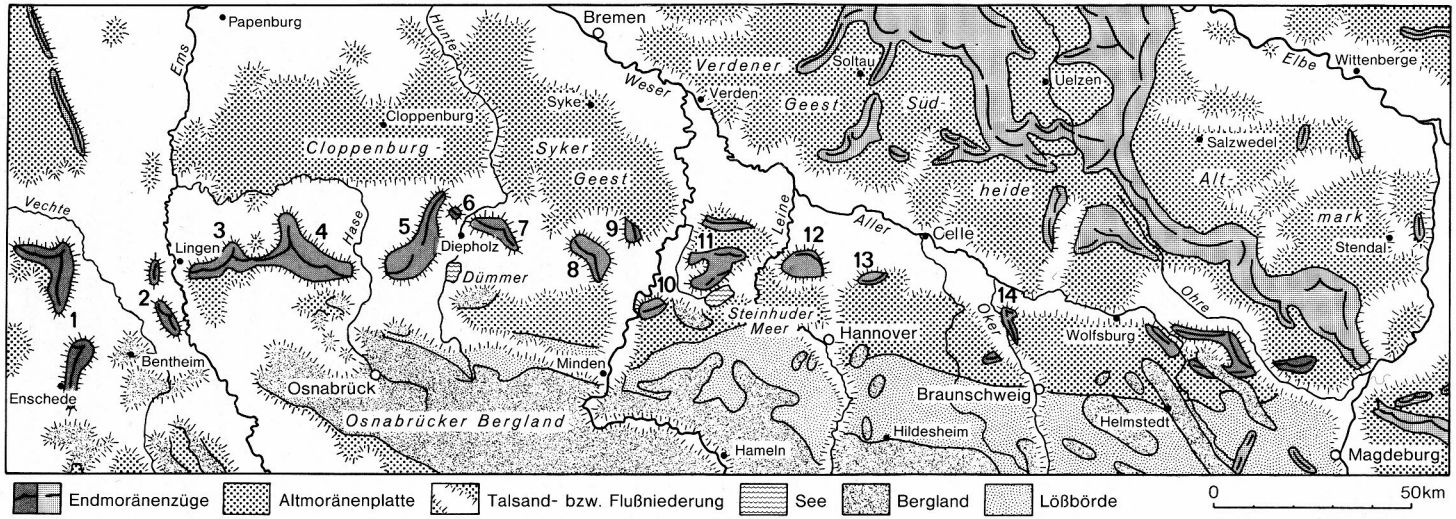


Abb. 1. Geomorphologische Übersichtskarte mit Verlauf der Rehburger Eisrandlage (1–14) (n. GOHL 1972).
1 – Uelsener und Enscheder Höhen; **2** – Emsbürener Höhen; **3** – Lingener und Baccumer Höhen; **4** – Fürstenauer Berge; **5** – Dammer Berge; **6** – Hoher Sühn; **7** – Kellenberg; **8** – Uchter Böhrde; **9** – Heisterberg; **10** – Büchenberg; **11** – Mardorfer, Schneerener und Husumer Berge (= Rehburger Endmoränen); **12** – Brelinger und Mellendorfer Berge; **13** – Isernhagener Rücken; **14** – Höhen bei Leiferde und Peine.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

prüft werden können (vgl. z. B. GRIPP 1964; GRIMMEL 1976; ROTNICKI 1976; ABER 1982).
Im folgenden wird mit dem Stauchendmoränentyp „Kellenberg" ein solches Modell vorgestellt, das für große Teile der sog. Rehburger Eisrandlage Gültigkeit beansprucht (vgl. H.-H. MEYER 1984a).

2 Vorstellung und Einordnung des Arbeitsgebietes

Die Rehburger Eisrandlage bezeichnet die wohl am besten ausgeprägte Kette von Stauchendmoränen in Nordwestdeutschland (DEWERS 1926, 1928; WOLDSTEDT 1928). Wenig nördlich des Niedersächsischen Berglandes erstreckt sie sich von der niederländischen Grenze im mittleren Emsland bis in die Gegend von Magdeburg, wo sie von dem jüngeren Moränenstand des Warthe-Stadiums überdeckt wird (vgl. Abb. 1). Die Länge der Rehburger Eisrandlage beträgt damit rd. 250 km! Ihr gehört auch der Kellenberg, nordöstlich des Dümmers, an.
Die prägnanteste Ausbildung als Endmoränen erreicht die Rehburger Eisrandlage in den Dammer und Fürstenauer Bergen westlich des Dümmers, die mit Höhen von bis zu 145 m NN (Signalberg bei Damme) mehr als 100 m über ihre Umgebung aufsteigen. Die Höhe des Kellenbergs beläuft sich auf 77 m NN (relative Höhe: ca. 40 m). Der namengebende Teil der Randlage (Rehburger Endmoränen) liegt in der breiten Stauchendmoränenzone nördlich des Steinhuder Meeres zwischen Rehburg und Husum (SPETHMANN 1908).
Stratigraphisch gehört die Rehburger Eisrandlage zusammen mit dem Maximalstand der sog. „Hamelner Phase" (LÜTTIG 1958) in den älteren Teil der Saale-Eiszeit („Drenthe-Stadium"). Aus unten noch näher zu erläuternden Gründen scheint sie älter zu sein als die „Hamelner Phase", und sie stellt vermutlich sogar den ältesten morphologisch noch erhaltenen Endmoränenzug überhaupt in Norddeutschland dar. Ältere Moränenzüge aus der Elster-Eiszeit, die sicherlich existiert haben, sind durch die Vorstöße des Saale-Eises, die fast überall in Nordwestdeutschland weiter nach Süden gereicht haben als die der Elster-Eiszeit, abgetragen bzw. überdeckt worden.

3 Oberflächenformen

Schon bei der Reliefanalyse wird der Charakter der einzelnen Teilglieder der Rehburger Eisrandlage deutlich. Meist handelt es sich um gestreckte oder auch um leicht geschwungene Rücken, die wie die Glieder einer langen Kette aufgereiht sind und daher durch ihre Form und girlandenartige Ausrichtung noch heute die Konturen ehemaliger Gletscherzungen erkennen lassen. Am deutlichsten wird dies bei den schon erwähnten Dammer und Fürstenauer Bergen, die in einem mehr als 30 km überspannenden Halbrund das Quakenbrücker Gletscherzungenbecken umrahmen; ähnliche Verhältnisse, wenngleich in schwächerer Ausprägung, finden sich aber auch bei den meisten anderen Teilgliedern der Randlage angedeutet. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß ein wesentlicher Bestandteil der glazialen Serie, die Sanderflächen, im Bereich der Rehburger Eisrandlage fehlt. An ihre Stelle treten

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Abdachungssäume, die von einer mehr oder weniger lückenhaften Grundmoräne überlagert werden.
Das Mesorelief der Stauchendmoränen wird durch auffällige Längsstrukturen gegliedert. Bezeichnend sind schmale, parallel zueinander und in Streichrichtung der Großformen ziehende, zumeist aus kiesigem Material aufgebaute Rücken („Kiesrippen"), die höhenmäßig gestuft auftreten und mit dazwischenliegenden Tälern wechseln. Meist zieht sich die höchste dieser Rippen entlang der Mittellinie der Moräne oder etwas zum ehemaligen Eisrand versetzt, während die nach außen (distal) und weiter zum Eisrand hin (proximal) folgenden Rücken um so niedriger sind, je weiter distal bzw. proximal sie liegen. Die Abstände der Rücken voneinander variieren beträchtlich: im Kellenberg beispielsweise zwischen weniger als 100 m bis zu rd. 250 m, in den Uelsener Höhen im Emsland um etwa 200 m (DE JONG 1952) und in den Dammer und Fürstenauer Bergen zwischen 200 und 400 m (K.-D. MEYER 1980).
Je nach der Zahl der aneinandergeschalteten Rücken und der Breite ihrer Abstände haben auch die Endmoränen insgesamt sehr unterschiedliche Breite: im Falle der Dammer Berge oder der Endmoränenzone am Steinhuder Meer bis zu 10 km! Die Täler sind zumeist kurze und wenig differenzierte Muldentäler, deren obere Talabschnitte und Talanfänge in hohem Maße von den strukturellen Verhältnissen abhängen. Sie sind sehr eng an die sandigeren Bereiche zwischen den Kiesrippen gebunden, während die mittleren bzw. unteren Talstrecken die Stauchrippen in annähernd rechtem Winkel durchschneiden und schließlich in mehr oder weniger ausgeprägten Schwemmfächern auslaufen. Wegen des sandigen, wasserdurchlässigen Untergrundes und des meist sehr tief gelegenen Grundwasserspiegels sind fast alle Täler unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen Trockentäler.

4 Sedimentärer Aufbau

Aufgebaut werden die Stauchendmoränen der Rehburger Eisrandlage durch Ablagerungen sehr verschiedenartiger Zusammensetzung und Genese. Es handelt sich im allgemeinen um Lockergesteine. Weitaus überwiegend am Aufbau beteiligt sind Sande und kiesige Sande, die sich durch ihre mäßigen bis sehr hohen Anteile an Komponenten nordischer (skandinavischer) Herkunft (Feuerstein, skandinavisches Kristallin etc.) als Ablagerungen eiszeitlicher Schmelzwässer ausweisen. Es sind Vorschüttsande des Eisrandes, wie sie auch heute noch vor den arktischen Gletschern, z. B. auf Island, in großer flächenhafter Ausdehnung gebildet werden. Dabei ist von Wichtigkeit, daß es in Abhängigkeit von der Fließgeschwindigkeit des Schmelzwassers bei der Ablagerung zu einer Sortierung der Korngrößen kommt. Bei hoher Fließgeschwindigkeit, d. h. in unmittelbarer Nähe des Gletscherrandes, bleiben zunächst nur die gröbsten Komponenten zurück (Steine, Kies), während mit größerer Entfernung zunehmend feinere Sedimente abgesetzt werden: Sand, Silt und schließlich in Stillwasserbecken Ton. Die einzelnen Sedimentzonen verschieben sich überdies mit dem Vorstoß des Gletschers nach vorn. Daraus ergibt sich die oft festzustellende Korngrößenzunahme in den Schichten eines Sanders vom Liegenden (Sand) zum Hangenden (Kies). Das Alter der Schmelzwassersande ist z. T. saale-, z. T. elsterzeitlich. Ihre Mächtigkeit beläuft sich jeweils auf 20–30 m, örtlich auch mehr.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Grundmoräne ist in den Stauchungskomplexen mit wenigen Ausnahmen nicht enthalten. Lediglich in den Stauchrücken östlich der Weser findet sich elsterzeitlicher Geschiebelehm verbreitet eingeschaltet (vgl. LANG 1962; JORDAN 1975). Im Kellenberg und westlich davon ist dieser bislang jedoch merkwürdigerweise noch nicht gefunden worden (vgl. EHLERS et al. 1984). Ähnliches gilt für interglaziale Ablagerungen, die nur von wenigen Stellen bekannt geworden sind [GRAHLE & SCHNEEKLOTH 1958: Holstein-Interglazial in Kiesen der Uelsener Stauchzone bei Wilsum (Gft. Bentheim); GLATTHAAR 1981: Interglazial von Steinfeld-Scherbrink, Dammer Berge].
Außer Schmelzwasserablagerungen, die die Hauptmasse des Materials der Stauchendmoränen bilden, sind auch nichtglaziäre Sedimente des ehemaligen Vorlandes in den Stauchungsverband in großem Umfang einbezogen worden. In diesem Zusammenhang spielen alte Flußablagerungen eine wichtige Rolle, deren Herkunft man mit Hilfe von Schwermineral- und Kiesanalysen zum Teil recht genau bestimmen kann. Teils sind es kiesige Sande der Weser und anderer südlicher Flüsse, die vor dem Anrücken des saalezeitlichen Eises unter kaltzeitlichen Klimabedingungen abgelagert wurden (Mittelterrasse, Oberterrasse u. ä.). Teils sind es aber auch Sedimente eines wesentlich älteren und größeren Stromsystems, das vom Baltikum kommend parallel zum Nordrand des Niedersächsischen Berglandes verlief und sein Mündungsgebiet in Höhe der heutigen niederländischen Küste hatte (vgl. z. B. MAARLEVELD 1956; BIJLSMA 1981). Die Ablagerungen dieses Urstromes sind aus vielen Teilen der Rehburger Eisrandlage bekannt (H.-H. MEYER 1983 mit weiterer Literatur). Da sie sehr reich an Quarzen und Quarziten sind, während die üblichen nordischen Komponenten nahezu fehlen, nimmt man an, daß sie noch vor der ersten Vereisung Norddeutschlands abgelagert worden sind. Mit einem mutmaßlichen Alter von 300000 bis über 1 Mio. Jahren stellen sie wohl die ältesten pleistozänen Sedimente in unserem Raum dar.
Noch wesentlich älter sind verschiedene Feinstsande und Tone, die sich aufgrund ihres Gehaltes an (Mikro-)fossilien als Meeresablagerungen ausweisen. Sie stammen aus der Kreide- und Tertiärzeit, als das Meer noch bis ans Bergland reichte. Meist treten sie in den Aufschlüssen nur in geringer Mächtigkeit auf. Im Kellenberg sind es einerseits „Septarientone" aus dem Mittel-Oligozän (rd. 30 Mio. Jahre alt), andererseits grünliche, glaukonitische tonige Feinstsande (Glaukonitsande), die aus dem Mittel-Miozän stammen (rd. 15 Mio. Jahre alt).

5 Struktureller Aufbau

Sämtliche Sedimente sind nicht mehr in ihrer ursprünglichen, d. h. horizontalen Lagerungsform erhalten. Fast immer weisen sie mehr oder weniger starke Schrägstellungen, im Extremfall sogar überkippte (inverse) Lagerung auf. Dabei sind die ursprünglich vorhandenen Schichtungsverhältnisse oft noch sehr gut erkennbar.
In Anlehnung an VIETE (1969; verändert und ergänzt) lassen sich die Lagerungsstörungen folgendermaßen klassifizieren:

a) Großstrukturen: Großschollen, Großfalten
b) Kleinstrukturen: Kleinfalten, Walzen, Ruschelzonen, Glazitektonische Brekzien, „Gravitational structures", Kleinaufschiebungen, Kleinschuppen.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

5.1 Großstrukturen

Als wohl augenfälligste Störungserscheinung sind die Großschollen anzuführen (vgl. Abb. 2). Es handelt sich dabei in der Regel um dachziegelartig übereinandergeschobene, teilweise auch ineinander verkeilte schuppenförmige Sand- und Kieskörper, die voneinander zumeist durch mehr oder weniger geradlinige Überschiebungsbahnen abgesetzt sind (Scherflächen) und durchweg in Richtung des Eisrandes einfallen. Die distalen Enden der Schuppen sind in den meisten Fällen der Abtragung zum Opfer gefallen, so daß die Schuppen heute als Rumpfstrukturen vorliegen.
Die größeren, besonders die kiesführenden unter ihnen, treten morphologisch in Form der bereits erwähnten Kiesrippen hervor (DEWERS 1928, 1934/35).
Großfalten (vgl. Abb. 3) sind in der Rehburger Eisrandlage verhältnismäßig selten.

5.2 Kleinstrukturen

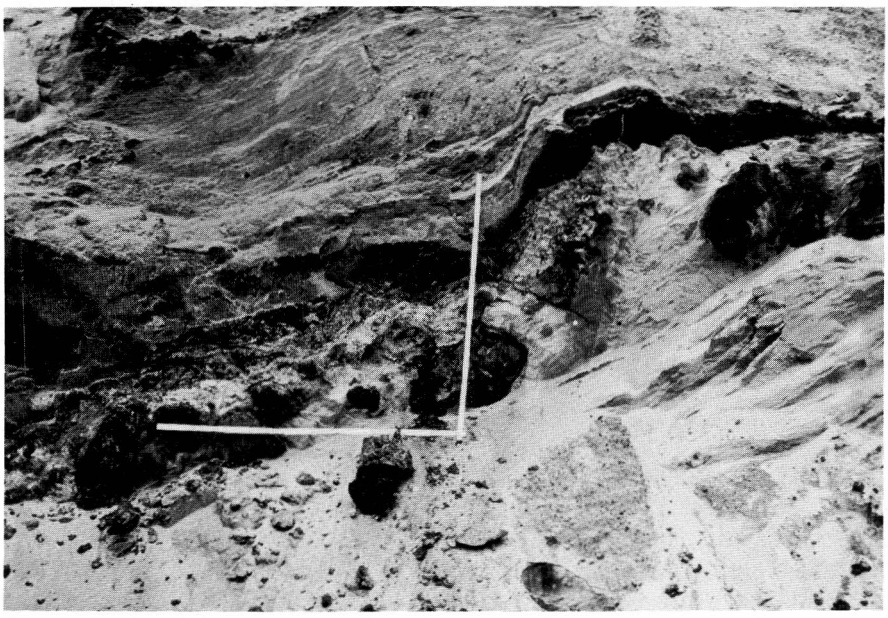
Kleinfalten sind dagegen relativ häufig. Ihr Formenspektrum erstreckt sich von schwachen Aufbiegungen geringmächtiger Schichtverbände oder Einzelschichten über ausgereifte Strukturen mit aufrechten, schiefen, überkippten und liegenden Falten bis hin zu ganzen Faltensystemen.
Zu Faltungen neigende Zonen sind vor allem die Nachbarbereiche der Scherflächen, wo während des Stauchungsaktes hohe Reibungsenergien freigesetzt worden sind, die zur Bildung sog. „Gleitfalten" bzw. „Schleppfalten" geführt haben (vgl. Abb. 4; ROTNICKI 1976: 119).
Desweiteren sehr häufig sind Ruschelzonen. Sie sind das Ergebnis pseudoplastischer Reaktionen, bei denen der übergeordnete Störungsvorgang in Kleinstfältelungen und Mikroüberschiebungen aufgelöst worden ist, die in schrägem Winkel zum Stauchungsvektor verlaufen (vgl. Abb. 6). Ruschelzonen sind, wie die Kleinfalten, vornehmlich in der Nachbarschaft von Scherflächen anzutreffen.
Bei Einschaltung von Ton- oder Schlufflagen geringer Mächtigkeit (ca. 10–100 cm) treten an ihre Stelle gelegentlich walzenförmige Strukturen. Walzen sind an Sedimente erhöhter Kohäsion und Plastizität gebunden. Sie entstehen, wenn infolge hoher Grenzflächenreibung die Scherfestigkeit des betreffenden Sediments soweit überschritten wird, daß sich Materialfetzen aus ihrem Zusammenhang lösen und dabei von der Scher- in eine Rollbewegung übergehen (vgl. Abb. 5).
Die intensivsten Strukturveränderungen zeigen sog. glazitektonische Brekzien und „gravitational structures" (vgl. ROTNICKI 1967, 1976). Sie sind vornehmlich an die Anwesenheit grobkörniger Substrate und an Bereiche besonders intensiver Zerrüttung gebunden. Als kennzeichnendes Merkmal gelten die in einer strukturlosen, großenteils aus groben Sanden und Kiesen bestehenden Matrix eingeschlossenen, häufig eckigen bis kantengerundeten Einsprenglinge aus Sand, Ton oder Schluff (vgl. Abb. 7). Gelegentlich deutet die Einregelung der Grobkomponenten auf eine Druck- und Schubbeanspruchung hin, die mit der Richtung des Eisvorstoßes identisch ist.
Die Genese solcher Gemenge ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Der bemerkenswert hohe Anteil an einheimischen (nichtskandinavischen) Kieskomponenten zeigt

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Abb. 2. Gleitfalte im Kontaktbereich einer Überschiebungsfläche. Eisdruck von rechts. Kellenberg. Maßstablänge (unten rechts): ca. 1 m. Lokalität: R 3467975, H 5829300.

Abb. 3. Walzen aus schluffig-tonigen Glaukonitsanden unterhalb einer Überschiebungsfläche. Eisdruck von rechts. Kellenberg. Höhenmaßstab: 1 m.
Lokalität: R 3468250, H 5829300.

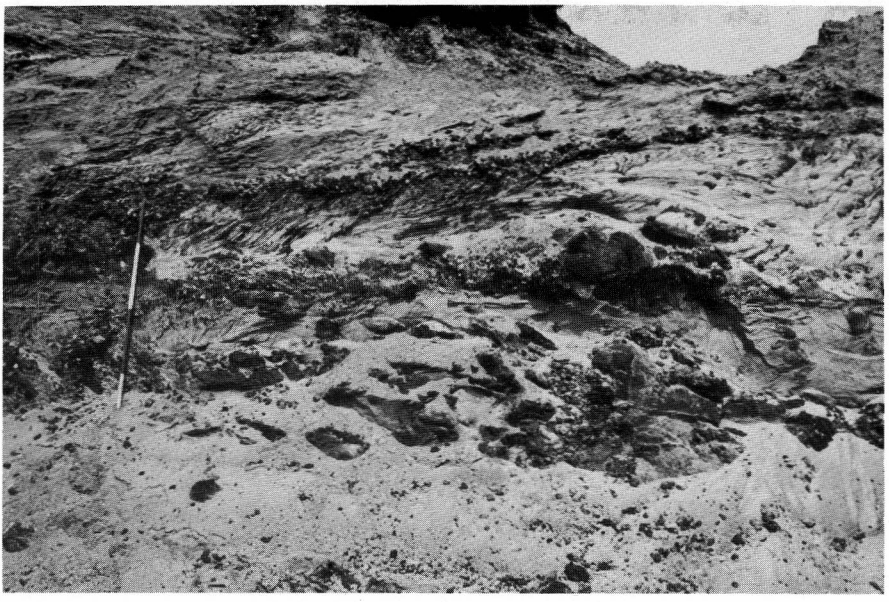


©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Abb. 4. Ruschelzone in lagenweise dunklen Schmelzwassersanden. Eisdruck von links. Hoher Sühn. Lokalität: R 3455375, H 5835250.

Abb. 5. Glazitektonische Brekzie mit groben Einsprenglingen aus tertiären Glaukonitsanden, eingebettet in einer Matrix aus fluviatilen Kiesen und Schmelzwassersanden. Eisdruck von links. Kellenberg. Maßstablänge: ca. 1 m. Lokalität: R 3468250, H 5829300.

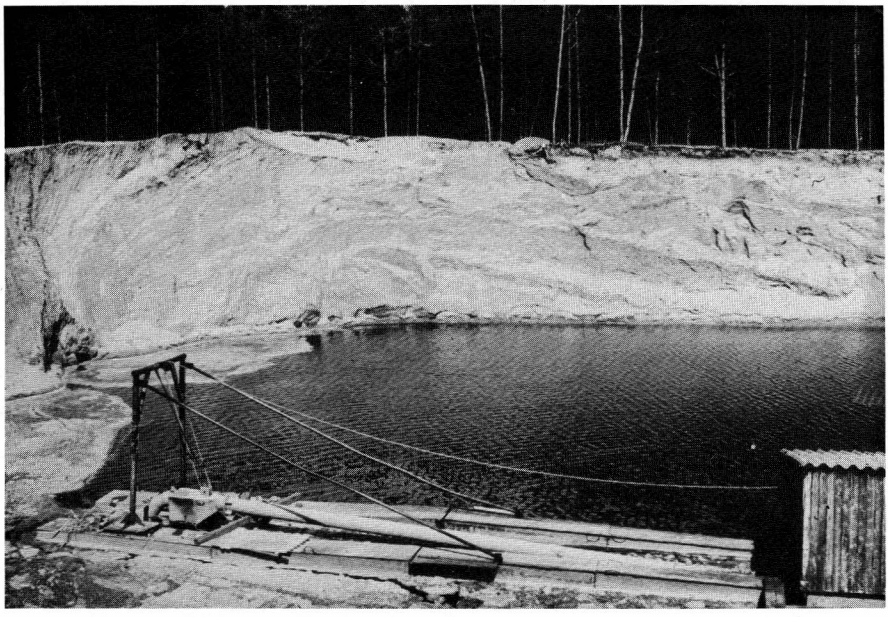


©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



Abb. 6. Großscholle in der Uchter Böhrde. Eisdruck von rechts.
Lokalität: R 3493000, H 5821775.

Abb. 7. Großfalte im Emsbürener Höhenrücken bei Leschede (Emsland). Eisdruck von rechts.
Lokalität: R 2586950, H 5809450.



©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

aber deutlich, daß es sich um keine unmittelbare Ablagerung des Eises handeln kann, etwa im Sinne einer für Satzendmoränen typischen Blockpackung. Sie stellen vielmehr einen eigenständigen Strukturtypus dar, der auf besondere mit der Stauchung einhergehende Prozesse zurückzuführen ist: a) auf den Abbruch von Schollenteilen und Bildung von Sturzschutthalden an den Außenrändern der Schollen als Folge der auf die Schollen einwirkenden gravitativen Kräfte und der Druckentlastung unter subaerischen Bedingungen; b) auf besondere lokale Stauchungsbedingungen, wie sie auftreten, wenn die freie Aufgleitbewegung behindert wird, wenn sich zum Beispiel Schollen ineinander verkeilen oder die Gletscherzunge gegen ein Widerlager anrennt. Derartige Sonderbedingungen sind in den glazitektonisch stark beanspruchten proximalen Bereichen der Stauchzonen verbreitet gewesen. In der Literatur werden die unter diesen Umständen hervorgebrachten Strukturen bei nachweislicher Pressungsbeanspruchung als „glazitektonische Brekzien" bezeichnet. Bei Dominanz gravitativer Kräfte ist der Begriff „gravitational structures" in der englischsprachigen Literatur üblich (ROTNICKI 1976).
Kleinaufschiebungen und Kleinschuppen sind die am weitesten verbreiteten Strukturen unter den Kleinformen (vgl. Abb. 8). Sie treten mit Abmessungen von wenigen Dezimetern bis bestenfalls 10–20 m einzeln oder auch in Gruppen auf. Zumeist verlaufen die Aufschiebungen auffallend geradlinig; Kleinschuppen zeigen dagegen eher schaufelblattartige Umrisse.

6 Genetische Deutung

Es bestehen heute keine Zweifel mehr, daß die Bildung der Lagerungsstörungen in Stauchendmoränen auf glazigene Vorgänge zurückgeht. Daß insbesondere der dynamisch vorgestoßene Eisrand daran wesentlich beteiligt war, ist ebenfalls inzwischen fast einhellig anerkannt (Ausnahme: z. B. GRIMMEL, s. u.). Die Belege: 1. zeichnet der girlandenartige Verlauf der Stauchzone die ehemaligen Gletscherzungen nach; 2. fallen fast alle großen Überschiebungen und damit auch nahezu sämtliche übergeordneten Stauchungsstrukturen zum ehemaligen Eisrand hin ein. Zugleich sind ihre Streichrichtungen in regelhafter Weise eisrandparallel, d. h. senkrecht zur Vorstoßrichtung ausgerichtet; 3. haben GRIPP (1929), TODTMANN (1932) und kürzlich auch HEIM (1984), HUMLUM (1985) und KRÜGER (1985), um nur einige Autoren zu nennen, vergleichbare Verhältnisse aus rezenten Gletschervorfeldern (Spitzbergen, Island) beschrieben und eindeutig auf Stauchungen vor dem Eisrand zurückführen können (sog. Stirnstauchung; GRIPP 1955: 43). Aus allen diesen Gründen ist die in jüngerer Zeit wiederaufgegriffene Hypothese von Stauchungen unter dem Eis (sog. „Basalstauchung"; vgl. GRIMMEL 1976) zumindest für den Bereich der Rehburger Eisrandlage strikt abzulehnen. Gegen die Basalstauchungshypothese spricht schließlich auch das Fehlen von syngenetischer Grundmoräne innerhalb der Stauchungsstrukturen, die bei der Basalstauchung eigentlich zu erwarten wäre (vgl. z. B. K.-D. MEYER 1980: 96).
Fragen wir nun nach den für die Aufstauchung verantwortlichen Faktoren und Prozessen im einzelnen.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

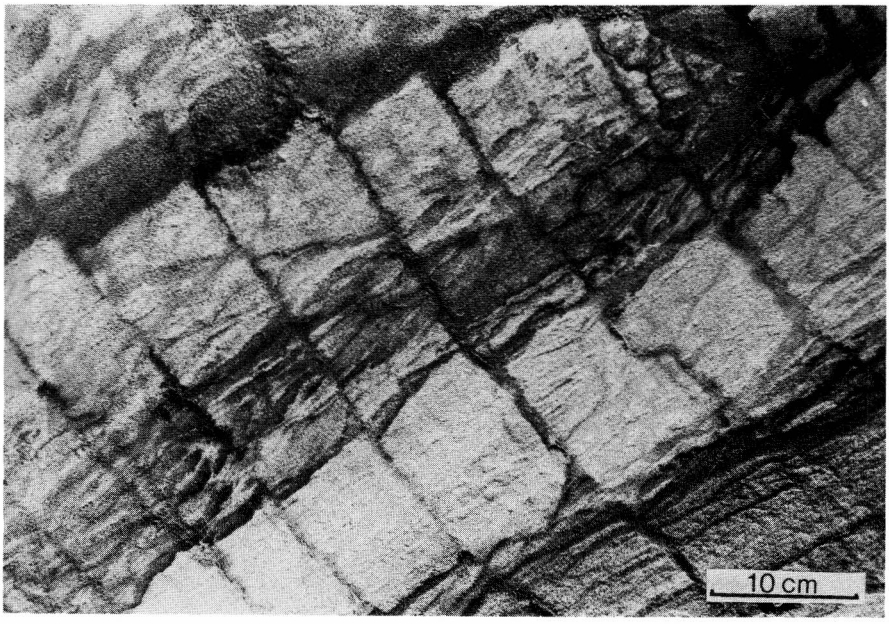


Abb. 8. Kleinverwerfungen in Schmelzwassersanden. Eisdruck von links (!). Kellenberg. Lokalität: R 3467975, H 5829300.

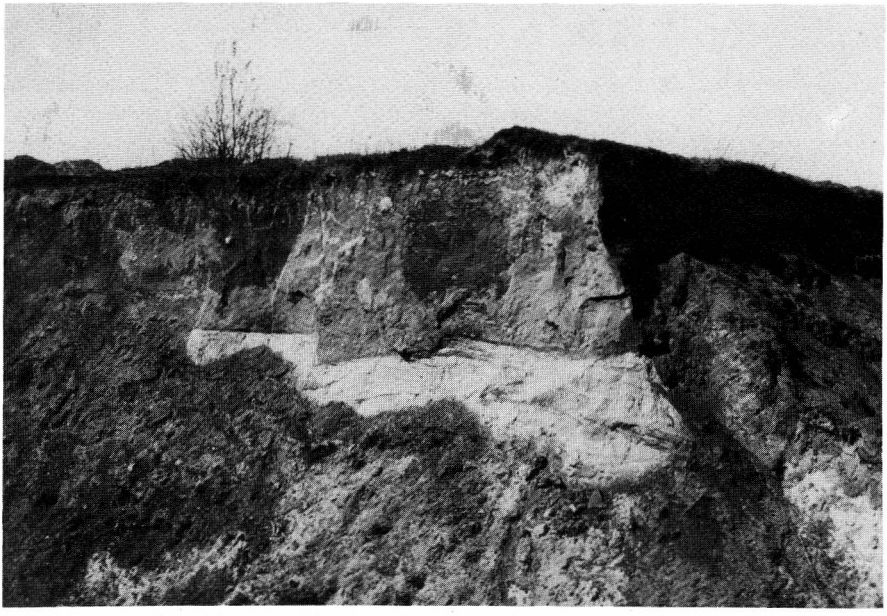


Abb. 9. Grundmoräne des Drenthe-Hauptvorstoßes über drenthezeitlichen Schmelzwassersanden südlich Jacobidrebber, Kellenberg-Endmoräne. Lokalität: R 3460950, H 5834900.

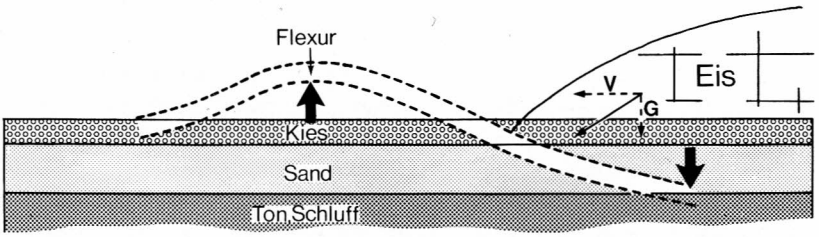
©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

6.1 Die Rolle des Inlandeises

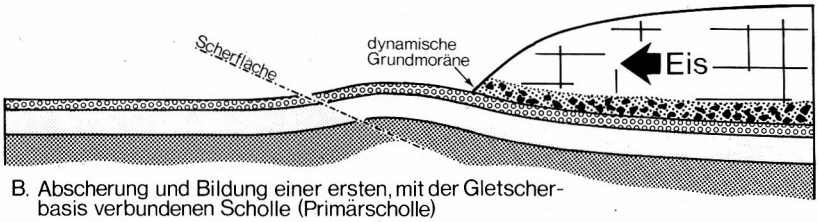
Weit verbreitet ist die Ansicht, ein oszillierender Eisrand habe die oft kilometerbreiten Stauchungszonen geschaffen, dabei „um eine Mittellage Schichten aus dem Untergrund abgeschert", gegen schon bestehende „Schuppen" geschoben und in der heute zu beobachtenden dichten Sequenz hintereinandergestapelt (LANG 1963: 25, 1964; Beispiel: Mellendorfer und Brelinger Berge).
KELLER (1954, 1971) modifizierte diese Auffassung, indem er im Fall der Fürstenauer Berge, wo sich auf einer Breite von rd. 12 km gut 30 Einzel„schuppen" verteilen, das „schrittweise zurückweichende Eis" für die Stauchungen verantwortlich machte. KELLER nahm an, die „Schuppen" lägen in Form mit dem Untergrund noch verbundener Späne hintereinander, sie seien also durch Abscherung entlang „sigmoidal gekrümmter Gleitflächen" in ihre heutige Lage gekommen (KELLER 1954: 161).
Beide Vorstellungen, sowohl die von KELLER als auch die von LANG, haben einen entscheidenden Schwachpunkt: sie setzen, da jede Stauchschuppe im Verlaufe ihrer Abscherung vorübergehend Kontakt mit der Basis des Eises gehabt haben müßte, innerhalb der Stauchungsverbände syngenetische Grundmoränen-Einschaltungen voraus, die in der Praxis aber außerordentlich selten anzutreffen sind.
Dieser Widerspruch tritt nicht auf bei der Annahme eines einmaligen Eisvorstoßes, dessen mechanische Voraussetzungen und Abläufe im folgenden näher erläutert werden sollen (K.-D. MEYER 1980; H.-H. MEYER 1983).
Aus bodenmechanischer Sicht sind dabei zwei Kraftvektoren beteiligt gewesen: der Vorschub des Eises als horizontale Komponente und, senkrecht dazu, der Belastungsdruck durch die Eismasse (vgl. RICHTER, SCHNEIDER & WAGER 1951: 68).

Der Vorschub des Eises läßt sich nur annäherungsweise ermitteln, und zwar als Ausdruck der (geschätzten) Vorstoßgeschwindigkeit. Es ist bekannt, daß das Weichsel-Eis in etwa 10000 Jahren eine Strecke von rd. 1000 km zurückgelegt hat – dies entsprach der Entfernung vom norwegischen Hochgebirge bis Norddeutschland (vgl. LIEDTKE 1981: 13). Auf die Durchschnittsgeschwindigkeit umgerechnet bedeutet dies einen Vorstoß von rd. 100 m pro Jahr bzw. etwas weniger als 30 cm pro Tag. Das ist recht viel im Vergleich zu rezenten Gletschervorstößen, z. B. auf Island, wo Vorstoßgeschwindigkeiten zwischen 10 und 30 m pro Jahr festgestellt worden sind (HUMLUM 1985; KRÜGER 1985).
Hinsichtlich der vertikalen Belastungsdrucke von Eismassen hat KELLER (1974: 50) Annäherungswerte veröffentlicht. Unter der Annahme einer noch ca. 200–400 m umfassenden Eismächtigkeit in den Zentren der randlichen Eisloben – etwa ein Viertel bis ein Fünftel davon seien Gesteinsfracht gewesen – gelangt KELLER zu Druckbelastungen, die sich noch in 100 bzw. 180 m Tiefe ausgewirkt haben müßten (27 bis 49 kp/cm^2). KELLERS Angaben basieren auf Drucksetzungsmessungen, d. h. auf der Bestimmung von Gefügeänderungen, die im oberflächennahen Substrat durch die maximale Eisbelastung bewirkt worden sind (BERNHARD 1962).
Addiert man beide Kräfte (Vorschub, Belastungsdruck), so ergibt sich der sogenannte Scherdruck, d. h. ein Vektor, der die liegenden Sedimente – den zu stauchenden Untergrund – unter einem Winkel von weniger als 90° in der Bewegungsrichtung des Eises beansprucht und nach Überschreiten gewisser substratabhängiger Grenzwerte dieses Substrat schließlich abscheren läßt (KELLER 1974: 51).

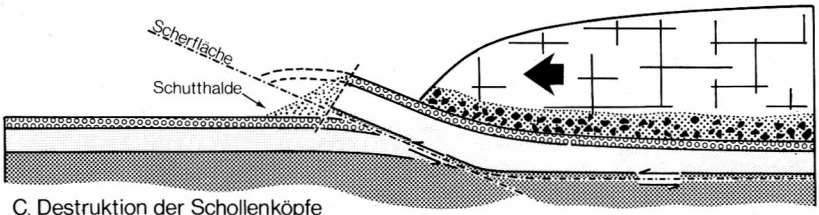
©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.



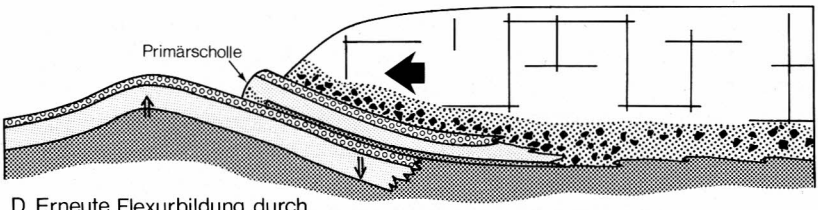
A. Bildung einer Flexur durch Vorschub und Eigengewicht des Gletschereises



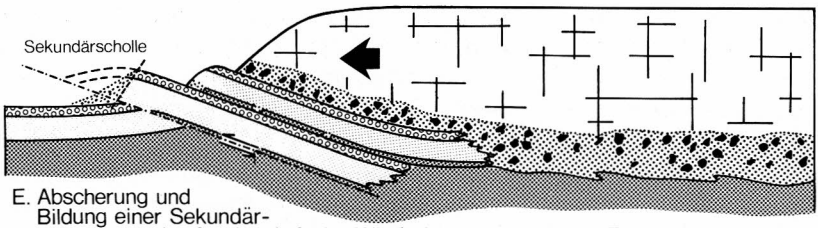
B. Abscherung und Bildung einer ersten, mit der Gletscherbasis verbundenen Scholle (Primärscholle)



C. Destruktion der Schollenköpfe
(Bildung von Schutthalden, Rutschungen)



D. Erneute Flexurbildung durch
Vorschub und Eigengewicht des Eis-Primärschollenkomplexes



E. Abscherung und
Bildung einer Sekundärscholle; anschließend mehrfache Wiederholung von 'D' und 'E'

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

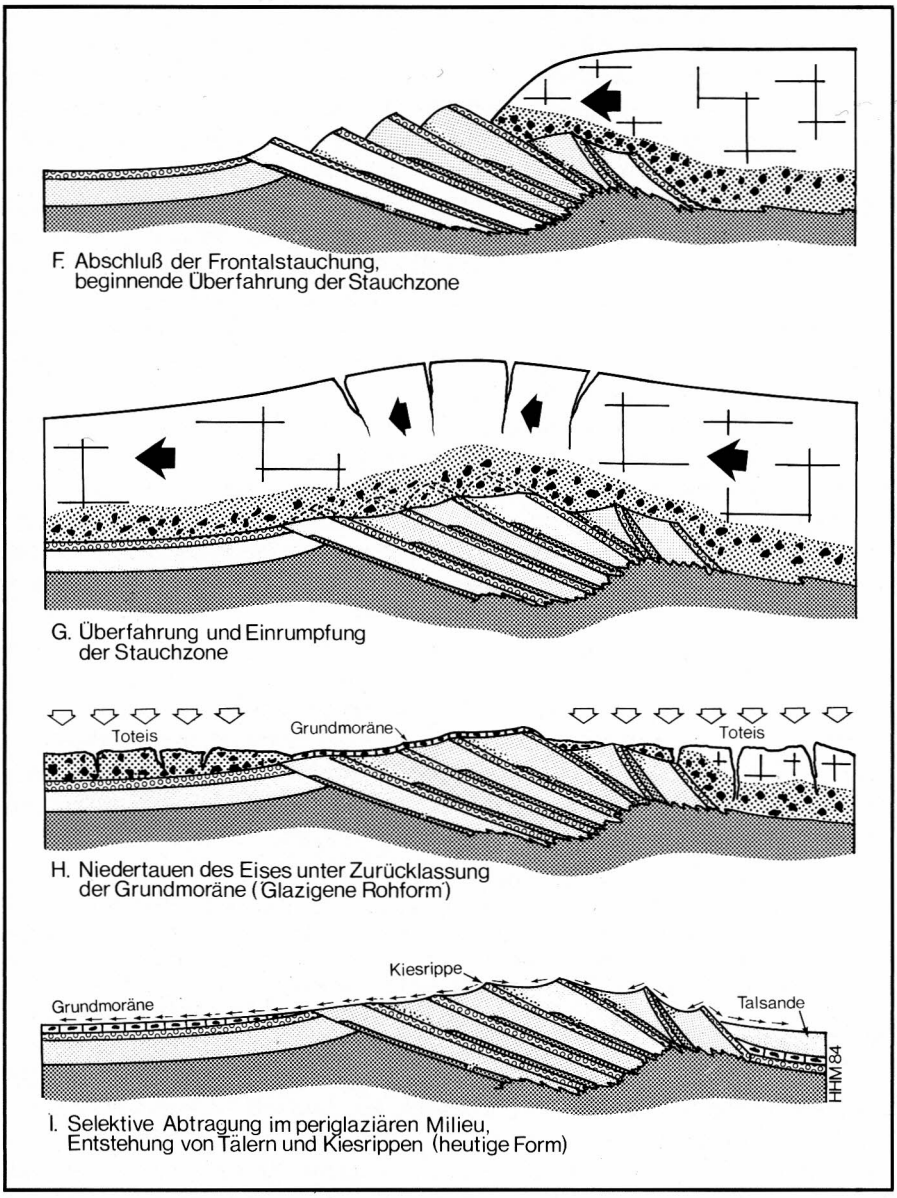


Abb. 10. Phasen der Reliefentwicklung einer Stauchendmoräne (Typ „Kellenberg", Rehburger Eisrandlage).

In diesem Zusammenhang erwähnenswert sind die Untersuchungen von KÖSTER (1959), der den Vorgang der Stirnstauchung im Rahmen experimenteller Arbeiten zur Mechanik von Stauchungszonen in Modellversuchen nachvollzogen hat.
Wurde ein zungenförmiger Holzkörper (Modell der stauchenden Eismasse) in einem Sand-Paraffin-Gemenge (Modell des zu stauchenden Untergrundes) vorgedrückt, so kam es zur Ausbildung einer Schuppenzone, ähnlich wie in den natürlichen Stauch-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

endmoränen. Ausgangspunkt war eine weitgespannte Faltenanlage, aus der mit zunehmendem Vorschub durch Unterdrückung des Liegendschenkels eine Faltenüberschiebung und schließlich eine Schuppe hervorging. Bei anhaltendem Vorschub wiederholte sich der Vorgang weiter außen im Vorland, so daß je nach der Dauer der Pressung unterschiedlich breite Schuppenzonen entstanden. Dabei waren die innersten Schuppen jeweils die ältesten, während nach außen immer jüngere folgten, die ganz außen schließlich von einer schwachen Faltenaufbiegung begrenzt wurden. Die Ergebnisse der KÖSTER'schen Versuche werden zum großen Teil durch Geländebefunde bestätigt. Dies gilt einerseits – allgemein – für die sandwichartige Stapelung der Schuppenstrukturen, die seinerzeit VON BÜLOW (1955) zur Einführung des Begriffs „Stapelmoränen" veranlaßte, zum anderen für einige spezielle Strukturbefunde: die Seltenheit von Großfalten und vor allem das Fehlen von syngenetischer Grundmoräne innerhalb der Stauchungsverbände.

Wie die Stauchungsversuche gezeigt haben, geht vermutlich nur die eisrandnächste Schuppe (in Abb. 10: Primärscholle) auf die unmittelbare Pressung des Eisrandes zurück, während die weiter im Vorland gelegenen Schuppen (in Abb. 10: Sekundärschollen) nur mittelbar, d. h. durch Vermittlung der Zwischenstrukturen, bewegt worden sind. Demnach ist prinzipiell nur auf der Primärscholle, die als einzige zur Zeit der Stauchung Kontakt mit der Basis des Eises gehabt hat, syngenetische Grundmoräne zu erwarten.

Abschließend eine terminologische Anmerkung: in Anlehnung an eine Definition von VIETE (1960: 26) wurde hier dem Begriff der „Scholle" (statt „Schuppe") der Vorzug gegeben, weil Schollen nach dieser Definition „aus ihrem normalen Lagerungsverband völlig abgeschert sind, über weite Strecken transportiert wurden und allseitig in einer fremden Umgebung liegen". Diese Definitionskriterien werden von den Strukturen im Stauchungstyp „Kellenberg" annähernd erfüllt (vgl. Abb. 10), wenngleich man einschränken muß, daß die Transportstrecken wahrscheinlich kurz gewesen sind.

Unter der Berücksichtigung, daß die Schollen günstigstenfalls jeweils einem streckengleichen Abschnitt im heutigen Hinterland der Eisrandlage entsprechen (heute: Zungenbecken), durch den geschilderten Stauchungsvorgang aus ihrem ursprünglichen Lagerungsverband herausgerissen und schließlich sandwichartig übereinandergestapelt wurden („Stapelmoränen"), dürfte man mit Transportweiten rechnen, die maximal etwa der addierten Länge aller Schollen gleichkommen. Im Falle des Kellenbergs beträgt diese Strecke vermutlich nicht mehr als 2–3 km (vgl. dazu auch LANG 1963: 217, 1967: 59; Beispiel Brelinger und Mellendorfer Berge).

Diese Überlegungen gestatten zugleich annäherungsweise Aussagen über die Dauer des Stauchungsaktes: bei einer Transportweite von 3 km und einer angenommenen Vorstoßgeschwindigkeit des Eisrandes von durchschnittlich rd. 100 m/Jahr (s. o.) beläuft sich diese auf nur etwa 30 Jahre; bei Annahme einer zehnfach niedrigeren Geschwindigkeit (10 m/Jahr) 300 Jahre! Diese Schätzungen machen deutlich, daß Stauchendmoränen, in geologischen Dimensionen gesehen, äußerst kurzfristig entstandene Gebilde sind.

6.2 Die bodenmechanischen Faktoren

Eine vorrangige Rolle bei der Beeinflussung des Störungsvorganges spielen neben den eisdynamischen Faktoren die unterschiedlichen bodenmechanischen Eigen-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

schaften und Reaktionen der Lockersedimente, die in die Stauchung einbezogen wurden. Generell lassen sich in diesem Zusammenhang sandig-kiesige von tonig-schluffigen Sedimenten unterscheiden.
Trockene Sande und Kiese tendieren in der Regel zu rupturellen, örtlich auch zu pseudoplastischen Reaktionen (Auf- und Abschiebungen bzw. Ruschelzonen). Dagegen sind bei bindigen Sedimenten (Ton, Schluff) plastische Deformationen die Regel (Falten, Walzen). Vor allem aber neigen diese Sedimente aufgrund ihrer geringen Scherfestigkeit zur Bildung von Gleitflächen. Sie sind gewissermaßen als „Schmiermittel" wirksam gewesen, wobei sie die oft mehrere hundert Meter weiten Überschiebungen in den Stauchzonen begünstigt und zum Teil wohl erst möglich gemacht haben, denn die Mehrzahl der Stauchzonen weist im Untergrund mächtige Tonschichten auf, die als Ursprungsmaterial angesehen werden müssen. In vielen Gleitflächen sind noch Reste dieses „Schmiermittels", die offensichtlich während des Stauchungsaktes aus dem tieferen Untergrund mit aufgeschleppt worden sind, als dezimeterdünne Lagen, z. T. auch als Walzen erhalten.
Ein bei den Stauchungsprozessen vieldiskutierter Faktor ist eine mögliche Bodengefrornis. Frostboden (hier: Permafrost) führt in Lockersedimenten zu einer Steigerung der Druck- und Scherfestigkeit, die sich mit abnehmender Temperatur weiter erhöht. Gefrorene Sande und Kiese zeigen daher bei Überschreiten der Druckfestigkeit Bruchreaktionen, die große Ähnlichkeit mit Festgesteinsreaktionen haben (BANHAM 1975).
Vor allem die oft über Hunderte von Metern sich erstreckenden Schollenstrukturen mit ihren völlig geradlinig verlaufenden Aufgleitbahnen sind ohne die Annahme eines Permafrostbodens kaum zu verstehen. Bewiesen wird die Existenz eines ehemaligen Dauerfrostbodens durch Vorkommen syngenetischer Permafrostindikatoren (hier: fossile Eiskeile) innerhalb der Stauchschollen.
Mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit sind auch die Tone während des Stauchungsaktes gefroren gewesen.
Entgegen früheren Ansichten (H.-H. MEYER 1983: 52f) haben die Untersuchungen von MATHEWS & MACKAY (1960: 32) deutlich gemacht, daß Tone auch im gefrorenen Zustand ihre Plastizität beibehalten. Selbst bei Temperaturen von weit unter 0° C vermögen sie unter bestimmten Druckbedingungen noch plastisch zu reagieren. Unter diesem Gesichtspunkt werden sämtliche Überlegungen hinfällig, aus der Tiefenlage der Abscherungsflächen auf die Mächtigkeit des Permafrostbodens zu schließen, wie dieses mehrfach versucht worden ist (H.-H. MEYER 1983, mit weiterer Literatur). Wahrscheinlicher ist, daß die Schichtenfolge, d. h. die vertikale Verteilung von scherfesten und weniger scherfesten Sedimentlagen, die Tiefenreichweite der Störungen bestimmt hat.
Für den Kellenberg ist die Stauchungstiefe auf mindestens 50 m zu veranschlagen; in den südlichen Dammer Bergen liegt sie bei max. 200 m.

6.3 Das präexistente Relief

Mindestens ebenso bedeutend wie die bisher genannten Faktoren (Tone und Schluffe als „Schmiermittel"; Permafrost; Eisdynamik) dürften bei der Anlage der Rehburger

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Stauchzone und namentlich des Kellenberges die präexistenten Reliefverhältnisse gewesen sein. Die Existenz einer präpleistozänen Hochlage spielt in diesem Zusammenhang eine wichtige Rolle, denn erst dann, wenn der sich frei bewegende Eisstrom auf ein Hindernis trifft, kommt es durch das Aufstauen der Eismassen bzw. durch die erhöhte Bodenreibung zur Stauchung (vgl. VON BÜLOW 1955: 6). Interessant ist, daß die Rehburger Eisrandlage nahezu in ihrem gesamten Verlauf in der Nähe des Nordrandes des Niedersächsischen Berglandes liegt, in einer Zone also, in der das „saxonische Gebirge" allmählich unter die tertiären und quartären Sedimente des Norddeutschen Tieflandes abtaucht. Dementsprechend kommt der präpleistozäne Untergrund hier an vielen Stellen bis nahe an die Oberfläche.
Die Existenz solcher präexistenten Hochlagen ist heute durch zahlreiche Bohrungen im Bereich der Stauchzone nachgewiesen (vgl. H.-H. MEYER 1983, mit weiterer Literatur). Ihrem Widerlager- bzw. Rampeneffekt und wahrscheinlich weniger einem klimatisch induzierten Wechsel in der Gletscherdynamik (Eishaushalt) verdankt die Rehburger Eisrandlage ihre heutige räumliche Position.
Gegen ein längeres Verharren des Eisrandes, geschweige denn ein vorübergehendes Rückschmelzen, spricht auch eine Erscheinung, die lange Zeit umstritten war, heute aber als bewiesen angenommen wird: die Überfahrung der Stauchzone im Zuge der „Hamelner Phase" (vgl. z. B. K.-D. MEYER 1983). Als Beweis gelten Reste einer Grundmoräne, die auf den Außenflanken und örtlich sogar auf den Topbereichen der Stauchrücken als diskordante Decke angetroffen werden und damit zwangsläufig jünger als die Stauchung sein müssen (zur Altersdiskussion: H.-H. MEYER 1983: 10f, 60). Auf den distalen Flanken ersetzen sie die Sanderflächen (vgl. Kapitel 3, Abb. 9).
Daß das Eis die Stauchzone dabei vergleichsweise schonend überschritten hat, belegen die noch gut erhaltenen morphologischen Strukturen (Moränenbögen, Zungenbecken) sowie die im allgemeinen recht geringen Anteile an Lokalkomponenten in der Grundmoräne, aus denen man schließen kann, daß keine größeren Mengen des überfahrenen Untergrundmaterials vom Gletscher aufgenommen wurden.
Eine gewisse Erniedrigung (Einrumpfung) der Stauchzone, deren genaues Ausmaß unbekannt ist, gilt dennoch als sicher, denn im Vergleich zu Jungmoränen zeigen die Einzelglieder der Rehburger Eisrandlage unbestreitbar den Charakter von Rumpfformen, die durch ein flächenhaft und unabhängig von normalerweise abtragungsrelevanten Faktoren (hier: Reliefenergie, Distanz zur Erosionsbasis) wirksames Medium gekappt worden sind. Dieses Medium kann nur das überfahrende Eis der „Hamelner Phase" gewesen sein!

6.4 Die periglaziäre Überprägung

Die heutigen Formen der Stauchzone sind nicht allein auf die Überfahrung zurückzuführen, sondern auch auf subaerische Formungsprozesse, die besonders während der nachfolgenden Kältephasen sehr intensiv waren. Den mit den Kältephasen verbundenen Formungskomplex im vegetationsarmen Tundrenmilieu bezeichnet man als „Periglaziäre Morphodynamik".
Periglaziäre Formungsbedingungen herrschten vor allem während der späten Saale-Eiszeit (Warthe-Stadium) sowie während der Weichsel-Eiszeit, die, für sich genommen, über 60 000 Jahre dauerte (LIEDTKE 1981).

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Formungswirksam waren einerseits die in Verbindung mit Wasser ablaufenden Vorgänge, namentlich die Abspülung durch Schneeschmelzwässer („Abluation", LIEDTKE 1983), aber auch das kaltzeitliche Bodenfließen („Gelisolifluktion"). Beide Prozesse haben in den widerstandsfähigeren Kiesbänken der Stauchzonen Schichtrippen herauspräpariert, in den Sanden dagegen weite, seit Verschwinden des Frostbodens trockene Muldentäler ausgeräumt. Der mitgeschleppte Abtragungsschutt (Sand) ist in den Niederungen als Talsand abgelagert worden. Der dritte wichtige Formungsfaktor schließlich, der Wind, schuf die weitverbreiteten, windkanterführenden Auswehungssteinsohlen sowie Flugsanddecken und Dünen.
Die Warmzeiten sind hinsichtlich der Überformung der Stauchendmoränen im wesentlichen als Ruhephasen anzusehen (Ausnahmen: Jungdünen und Wehsande, H.-H. MEYER 1984b).

Schriftenverzeichnis

ABER, J. S. (1982): Model for glaciotectonism. – Bull. geol. Soc. Denmark, **30:** 79–90; Copenhagen.

BANHAM, P. H. (1975): Glacitectonic structures: a general discussion with particular reference to the contorted drift of Norfolk. In: WRIGHT/MOSELEY (Hrsg.): Ice Ages – ancient and modern. S. 69–94; Liverpool (Seel House Press).

BERNHARD, H. (1962): Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. – 168 S., Diss. TU Braunschweig.

BIJLSMA, S. (1981): Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the North-West European Basin during the Late Cenozoic. – Geologie en Mijnbouw, **60** (3): 337–345; s'Gravenhage.

BÜLOW, K. VON (1955): Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. – Geologie, **4:** 3–14; Berlin.

DEWERS, F. (1926): Die Kellenberg-Endmoräne bei Diepholz. – Abh. naturwiss. Verein zu Bremen, **26:** 107–112; Bremen.

– (1928): Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. – Abh. naturwiss. Verein zu Bremen, **27:** 1–46; Bremen.

– (1934/35): Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. – Abh. naturwiss. Verein zu Bremen, **29** (1/2): 33–47; Bremen.

EHLERS, J., MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian glaciations of North-west Europe. – Quaternary Science Reviews, **3** (1): 1–40; Oxford-New York etc. (Pergamon Press).

GLATTHAAR, D. (1981): Das Interglazial von Steinfeld-Scherbrink (Südoldenburg). In: LIEDTKE, H. (Hrsg.): Führer für die Exkursion in das Gebiet des Dümmers. – Bochumer geogr. Arb., **40:** 125–129; Paderborn (Schöningh).

GOHL, D. (1972): Strukturen und Skulpturen der Landschaft. – Forsch. dt. Landeskde., **184,** 62 S.; Bonn-Bad Godesberg.

GRAHLE, H.-O. & SCHNEEKLOTH, H. (1958): Ein Holstein-Interglazial in Kiesen der Uelsener Stauchzone bei Wilsum (Gft. Bentheim). – Geol. Jb., **76:** 199–207; Hannover.

GRIMMEL, E. (1976): Bemerkungen über Stauch-„End"moränen. – Eiszeitalter und Gegenwart, **27:** 69–74; Öhringen.

GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. – Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, **22:** 145–249; Hamburg.

– (1955): Eisbedingte Lagerungsstörungen. – Geol. Rundschau, **1:** 39–43; Stuttgart.

– (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S.; Neumünster (Wachholtz).

HEIM, D. (1984): Stauchmoränengenese durch die Entwicklung eines „Gletscherfußes" am Kötlujökull, Südisland. – Polarforschung, **54** (1): 21–36; Münster.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

HUMLUM, O. (1985): Genesis of an imbricate push moraine, Höfdabrekkujökull, Iceland. – J. Geol., **93:** 185–195; Chikago.

JONG, J. D. DE (1952): On the structure of the preglacial Pleistocene of the Archemerberg (Prov. of Overijssel, Netherlands). – Geologie en Mijnbouw, **14** (13): 86–90; s'Gravenhage.

JORDAN, H. (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte Niedersachsens, 1:25000, Bl. 3525 Großburgwedel. – 93 S.; Hannover.

KELLER, G. (1974): Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik. – Eiszeitalter und Gegenwart, **25:** 48–53; Öhringen.

KRÜGER, J. (1985): Formation of a push moraine at the margin of Höfdabrekkujökull, South Iceland. – Geografiska Annaler, **67A** (3–4): 199–212; Stockholm.

LANG, H. D. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte Niedersachsens, 1:25000, Bl. 3524 Isernhagen. – 130 S.; Hannover.

– (1963): Das Endmoränengebiet der Mellendorfer und Brelinger Berge. – Ber. naturhist. Ges. Hannover, **107:** 21–30; Hannover.

– (1964): Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover. – Eiszeitalter und Gegenwart, **15:** 207–220; Öhringen.

– (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte Niedersachsens, 1:25000, Bl. 3424 Mellendorf. – 126 S.; Hannover.

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa, 2. erw. Aufl. – Forsch. dt. Landeskde., **204;** 307 S.; Trier.

– (1983): Periglacial slopewash and sedimentation in Northwestern Germany during the Würm (Weichsel) glaciation. – Permafrost Fourth International Conference (July 17–22, 1983) – Proceedings, 715–718; Washington D.C. (National Academy Press).

LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. – Geol. Jb., **75:** 419–430; Hannover.

MAARLEVELD, G. C. (1956): Grindhoudende midden-pleistocene sedimenten. Het onderzoek van deze afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden. – Meded. van de Stichting voor Bodemkartering, **1;** Maastricht.

MATHEWS, W. H. & MACKAY, J. R. (1960): Deformations of soils by glacier ice and the influence of pore pressures and permafrost. – Royal Society of Canada, Transact., **54,** Ser. 3, H. 4: 27–36; Ottawa.

MEYER, H.-H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg-Hoher Sühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage). – Jb. geogr. Ges. Hannover für **1983,** 271 S.; Hannover.

– (1984 a): Geographisch-geologischer Exkursionsführer für Diepholz und Umgebung. – Jb. geogr. Ges. Hannover, Sonderheft **10,** 42 S.; Hannover.

– (1984 b): Jungdünen und Wehsande aus historischer Zeit im Gebiet nördlich des Dümmers. – Oldenburger Jb., **84:** 403–436; Oldenburg.

MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). – Festschrift f. GERHARD KELLER: 83–104; Osnabrück (Wenner).

– (1983): Saalian end moraines in Lower Saxony. – In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-west Europe, S. 335–342; Rotterdam (Balkema).

RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGER, R. (1951): Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Uelsen (Gft. Bentheim). – Z. dt. geol. Ges., **102:** 60–75; Hannover.

ROTNICKI, K. (1967): Origin of Ostrzeszów Hills. – Poznańskie Towarzystwo Przyjaciól Nauk, Wydział Matematiczno-Przyrodniczy, Kom. Fizjograficzny, **19:** Poznań.

– (1976): The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectonic deformations. – Quaestiones geographicae, **3:** 103–139; Poznań.

TODTMANN, E. M. (1932): Endmoränen auf Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Formen der diluvialen Endmoränen. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Verein, S. 1–11; Stuttgart.

VIETE, G. (1960): Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. – Freiberger Forschungshefte, R.C., **78:** 257 S.; Berlin.

WOLDSTEDT, P. (1928 a): Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. – Jber. nieders. geol. Verein, **21:** 10–17; Hannover.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: 13

Autor(en)/Author(s): Meyer Hans-Heinrich

Artikel/Article: Die Stauchendmoränen der Rehburger Eisrandlage und ihre Entstehung 23-42