

Steinsohlen — ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden

HANS-HEINRICH MEYER *)

Weichselian, stone pavements, genesis, wind erosion, sheet wash (ablation), cryoturbation, frost splitting, solifluction, chemical-biological weathering

Northwest German Lowland (Geest regions)

Kurzfassung: Entstehung und Altersstellung fossiler Steinsohlen im nordwestdeutschen Altmoränengebiet werden diskutiert und die bisherigen Deutungen teilweise modifiziert und erweitert.

Steinsohlen wurden durch selektive Prozesse gebildet. Die wichtigsten waren flächenhaft wirksame Vorgänge wie Deflation und flächenhafte Abspülung („Abluation“); weiterhin von Bedeutung waren Prozesse der Kryodynamik (Aufrieren von Grobkomponenten) sowie die Destruktion von Steinen durch Frostsprengung, durch chemisch-biologische Verwitterung und durch gewisse anthropogene Effekte.

Alle diese Formungsprozesse wirkten in Abhängigkeit von den standörtlich unterschiedlichen Milieubedingungen und der paläoklimatischen Entwicklung in standörtlich wie zeitlich verschiedener Intensität, Kombination und über unterschiedliche Dauer. Die Bildung von Steinsohlen erweist sich damit als ein poly- bzw. heterogenetischer, heterochroner und, standortabhängig, auch als ein multizyklischer Vorgang.

Wegen ihres geringen prozessspezifischen Habitus sind Steinsohlen nur mit großen Einschränkungen als Milieu- und Prozessindikatoren verwendbar.

[Stone Pavements — their Genesis and Age according to more recent Results of Research]

Abstract: The modes of genesis and the age of fossile stone pavements, which can frequently be found in the northwest German 'Altmoränengebiet', are discussed and partly revised.

Stone pavements must be referred to processes selective in origin. The most important were denudational processes like deflation and sheet wash ("ablation"); furthermore processes of cryodynamics (upfreezing of coarse components) and the destruction of stones by frost-splitting, chemical-biological weathering and human impact were of importance.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H.-H. MEYER, Geographisches Institut der Universität Hannover, Schneiderberg 50, D — 3000 Hannover.

All these processes worked in varying intensity, combination and continuance dependent on locally different environmental conditions as well as the evolution of the palaeoclimate: the formation of stone pavements can be described as a poly-/heterogenetical, heterochronical and (locally) as a multicyclical process.

Stone pavements can only restrictedly be used as milieu and process indicators because of their weakly developed process specific habitus.

During the extreme cold-periods of the Weichselian (Lower and Upper Pleniglacial), in which deflation prevailed under arid conditions, stone pavements were even formed in lower lying places (cold desert environment). In times of more humid cold-periods (Early Glacial; Middle Pleniglacial) the formation of pavements (mainly by deflation and sheet wash) only continued on slopes and hill tops, while in wetter and more sheltered low-lying places (accumulation sites) the pavements were inactivated and suffered fossilization. At the end of the Weichselian and the beginning of the Holocene the natural formation of stone pavements ceased by and large as the result of rapid amelioration of the climate and the spreading out of a dense vegetation cover. During the Holocene pavements were affected by some human modifications that continued up to (sub-)recent times.

1. Einleitung

Ein auffälliges Strukturelement in den norddeutschen Moränengebieten, das meist in Verbindung mit oberflächennahen periglaziären Deckschichten auftritt, sind die sog. Steinsohlen. Steinsohlen finden sich namentlich auf den steinführenden sandigen Oberflächen der Geest (Altmoränenlandschaft); in schwächerer Ausbildung und geringerer Verbreitung sind sie aber auch in den Jungmoränengebieten anzutreffen. In der Regel fehlen sie auf der Oberfläche postglazialer Schichten.

Gemeinsam ist allen Steinsohlen eine im wesentlichen lagebeständige, *per lens ch n u r a r t i g e*

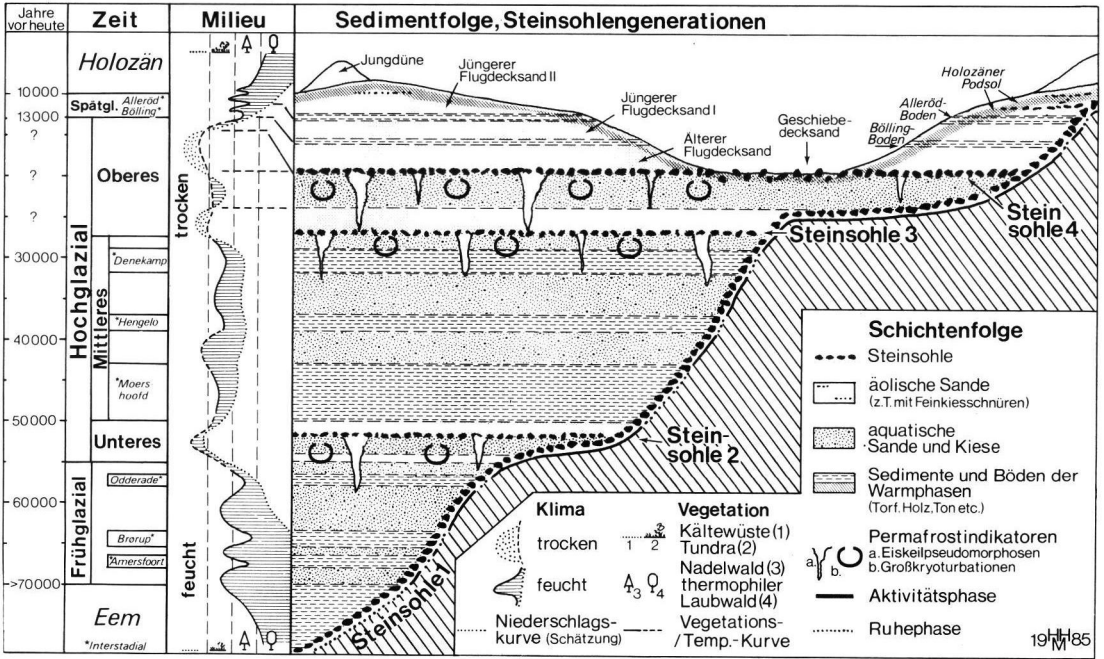


Abb. 1: Gliederung der Weichselkaltzeit. Milieubedingungen, Sedimentfolge und Steinsohlengenerationen.

Die Schichtmächtigkeiten spiegeln nicht die wahren Mächtigkeiten wider!

(n. VAN DER HAMMEN et al. 1967; VAN DER HAMMEN & WIJNSTRA (ed.) 1971; KARTE 1981; KOLSTRUP 1980; KOSTER 1980; LIEDTKE 1981; PAEPE & PISSART 1969; VANDENBERGHE 1983; ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Anreicherung von Grobkomponenten („Steinen“), die nicht selten bis zu Kopfgröße erreichen können (vgl. Abb. 1). Steinsohlen unterscheiden sich dadurch von sog. „Steinanreicherungszone“, bei denen sich der Grobmaterialanteil auf eine durchschnittlich 20–80 cm mächtige, meist sandig-anlehmige Zone verteilt („Geschiebedecksand“), die wegen ihrer umstrittenen genetischen Zuordnung hier nicht weiter behandelt werden soll.

Steinsohlen trennen mittels einer markanten Erosionsdiskordanz (Kappungsfläche) unterschiedliche Sedimentschichten: glaziäre und periglaziäre Ablagerungen im Liegenden, wie Grundmoräne, Schmelzwassersedimente, Fließerden etc., von periglaziären Decken im Hangenden, vornehmlich in Form äolischer oder niveoäolischer Sande (Flugdecksande, Altdünen). Steinsohlen dokumentieren folglich ehemalige (periglaziäre) Landoberflächen.

In dieser Eigenschaft haben Steinsohlen über viele Jahrzehnte hinweg ein reges Forschungsinteresse gefunden. In einer großen Zahl von Arbeiten, von denen in den folgenden Kapiteln nur die wichtigsten genannt werden können, fungieren sie einerseits als Milieuidekatoren, d. h. als Indikatoren für bestimmte Klima-, Standort- und Formungsbedingungen, andererseits als chronostratigraphische Leithorizonte,

als „Zeitmarken“, die zur Datierung der von ihnen gebildeten Oberflächen bzw. der sie überlagernden Sedimente herangezogen werden. — Ein gemeinsames und konsensfähiges Grundkonzept lassen allerdings alle diese Arbeiten vermissen.

Die Gründe: 1. wird der Terminus „Steinsohle“ nicht einheitlich definiert bzw. ungenügend vom Begriff der „Steinanreicherungszone“ abgegrenzt (s. o.); 2. werden lokale oder regionale Besonderheiten oftmals verallgemeinert und dadurch überbetont; 3. werden die neueren Erkenntnisse der klimamorphogenetischen/paläoklimatischen Forschungen nicht oder nur unzureichend berücksichtigt (vgl. ROHDENBURG 1971; VAN DER HAMMEN et al. 1967 u. a. m.), wodurch eine mögliche Mehrphasigkeit in der Bildung von Steinsohlen, d. h. ihre Bindung an Klimazyklen, aber auch ihr potentiell polygenetischer Charakter, in vielen Fällen unbeachtet geblieben sind, besonders in den älteren Arbeiten; 4. wird die Bedeutung der räumlich differenzierten Entwicklung von Steinsohlen (paläoökologisch-raumanalytische Betrachtungsweise) vielfach unterschätzt oder auch völlig übersehen.

Eine Neubearbeitung des Steinsohlenproblems, die sich auf den heutigen Forschungs- und Erkenntnisstand stützen kann, ist daher notwendig geworden.

Der vorliegende Aufsatz soll ein erster Schritt auf diesem Wege sein. Er enthält neben einer Bestandsaufnahme der wichtigsten bekannten Fakten, wo es sich als möglich und sinnvoll erwiesen hat, auch Ansätze für eine Neuinterpretation (vgl. a. MEYER 1983; 137ff).

2. Klassifizierung von Steinsohlen nach den wichtigsten Entstehungsprozessen

2.1. Steinsohlen als Resultat selektiver Abtragung (Denudationssteinsohlen)

2.1.1. Steinsohlen und Deflation

Die Beteiligung der flächenhaften Auswehung (Deflation) an der Bildung von Steinsohlen ist seit den Arbeiten von DEWERS (1930; 1934/35; 1941: 200) und DÜCKER (1934) unumstritten und soll hier nicht weiter ausgeführt werden. Fast alle Steinsohlen erweisen sich nämlich mehr oder weniger stark durch Windwirkung beeinflusst. Belege dafür sind: 1. die verbreitete und unmittelbare Überdeckung der Steinsohlen mit äolischen Sedimenten (s. Einleitung!) sowie 2. der meist sehr deutliche Anteil von windgeschliffenen Steinen (Windkanter etc.) (vgl. z. B. DÜCKER 1934; BRAMER 1957/58; NITZ 1965 mit weiterer Literatur).

2.1.2. Steinsohlen und flächenhafte Abspülung

Schwieriger gestaltet sich dagegen der Nachweis der flächenhaften Abspülung („Abluation“, n. LIEDTKE 1981: 156). Man versteht darunter die Einwirkung schichtflutenartig abfließender Schmelzwässer (engl. „sheet wash“), die nach unseren Kenntnissen aus den polaren und subpolaren Gebieten mit einer starken selektiven Abtragung und der oberflächlichen Anreicherung von Steinen verbunden sein kann („Ablationspanzer“). Das Feinmaterial (Sand, Schluff, Ton) wird dabei oft über große Entfernungen abgeführt und in Schwemmfächern bzw. auf Talböden resedimentiert (vgl. BÜDEL 1962: 352; FRENCH 1976: 141f).

In den Geestgebieten Norddeutschlands sind Spuren derartiger Prozesse vor allem in Form sedimentärer Korrelate nachgewiesen (Talsand- und Schwemmfächerschüttungen). Sie lassen erkennen, daß die aquatische Formung an der Morphogenese der Altmoreänenlandschaft wesentlichen Anteil gehabt hat (vgl. LIEDTKE 1981: 153ff), wobei anzunehmen ist, daß in diesen Zeiträumen auch die Steinsohlen durch aquatische Prozesse wichtige Formungsimpulse erfahren haben.

Der Nachweis abluarer Überformung ist allerdings wegen der starken äolischen Überprägung (s. o.) in

der Regel nicht eindeutig führbar. Nur selten kommt es vor, daß Steinsohlen kleinräumig in kontinuierlichem Übergang mit abluaren Sedimentdecken wechseln und damit eine mögliche syngenetische Beziehung aufzeigen (vgl. J. HAGEDORN 1964: 169; NEUMEISTER 1971: 46; DE PLOEY 1977: 114).

Insgesamt gesehen wird daher eine quantitative Erfassung des Anteils der Abluation an der Formung von Steinsohlen kaum zu erbringen sein, obwohl, qualitativ, an ihrer Beteiligung wohl kein Zweifel sein kann.

2.2. Steinsohlen als Resultat kryogener Sortierungsprozesse („kryogene“ Steinsohlen)

Ebenfalls schwer abzuschätzen, wenngleich in den heutigen Polar- und Subpolargebieten mit intensivem Frostwechselklima von großer Bedeutung (vgl. CZEPPE 1960; STINGL 1974: 259; SCHUNKE 1975: 20f, 149; FRENCH 1976: 200; VENZKE 1982: 104f), ist die Einflußnahme frostdynamischer Prozesse an der Bildung von Steinsohlen. Wichtig sind in diesem Zusammenhang vor allem die durch den Wechsel von Gefrieren und Auftauen verursachten Sortierungen grober und feiner Komponenten („Auffrieren von Steinen“).

Ihre Beteiligung an der Bildung bzw. Überformung von Steinsohlen in Norddeutschland wird angezeigt: 1. durch die oftmals festzustellende Schichtungslosigkeit ursprünglich geschichteter Sedimente unterhalb der Steinsohle, die in Übereinstimmung mit den Angaben über die Tiefenwirkung der pleistozänen Frostwechselaktivität (MAARLEVELD 1981) bis in eine Tiefe von mehreren Dezimetern reichen kann; 2. durch die Verarmung eben dieser Entmischungszone an Grobkomponenten, die im Extrem bis zur völligen Steinfreiheit führt; 3. durch die mehr oder weniger deutliche Senkrechtstellung der in der Entmischungszone noch verbliebenen Steine (vgl. H. HAGEDORN 1961: 32ff; MEYER 1983: 243 f, mit weiterer Literatur).

Interessant ist weiterhin die Frage, wie viele der in den Geestgebieten verbreiteten kryogenen Steinsohlen als echte *S t r u k t u r b ö d e n* anzusprechen sind. Bekanntlich kommt es bei starkem Frostwechsel auf vegetationsfreien Standorten durch das Zusammenwirken von Auffriervorgängen (Frosthebung) (1.), inselhafter Aufwölbung durchfeuchteten Feinsubstrats beim Gefrieren (2.) und dem dadurch initiierten zentrifugalen Abgleiten der aus den Feinmaterialinseln aufgefrorenen Grobkomponenten entsprechend dem Gefälle der Wölbungsflächen (3.) in den obersten Dezimetern des Bodens zur Trennung von Fein- bzw. Grobmaterial (vgl. STINGL 1974). Das Resultat dieses kryodynamischen Prozeßgefüges sind oberflächliche Steinringe/Steinnetze, die an Hängen infolge gravitativer Einflüsse in Steinstreifen übergehen.

Auch aus Norddeutschland sind vergleichbare (fossilisierte) Strukturen bereits beschrieben worden (DÜCKER 1933, 1934; SCHULZ 1956; J. HAGEDORN 1964; BLUME, HOFFMANN & PACHUR 1979), doch scheinen sie nicht sehr häufig zu sein. Inwieweit sich hierin eine Fundlücke ausdrückt oder eine reale Standortbeschränkung zugrunde liegt (Substratspezifität, s. Kap. 3.3.; vgl. STINGL 1974; GOLDTHWAIT 1976: 33), werden weitere Untersuchungen zeigen müssen.

2.3. Steinsohlen und kaltzeitliches Bodenfließen (Gelisolifluktion)

Das Problem einer Verknüpfung von Steinsohlen mit dem in polaren/subpolaren Gebieten weit verbreiteten Prozeß der Gelisolifluktion ist in der Vergangenheit mehrfach aufgegriffen worden. Anlaß dazu gaben in Hanglage befindliche Steinsohlen, deren Bestandteile auf hangaufwärts gelegene Materialquellen zurückgeführt wurden, was erstmals von DEWERS (1928: 21) u. a. als Folge kaltzeitlichen Bodenfließens gedeutet wurde, ohne jedoch die Einflußnahme dieses Prozesses näher zu spezifizieren (vgl. a. SCHULZ 1956: 18ff; J. HAGEDORN 1964: 168; NITZ 1965: 692; MEYER 1983: 145).

Später hat dann u. a. RICHTER (1951) aufgrund von Einregelungsmessungen in Steinsohlen originale Gelisolifluktionsdecken sehen wollen. Durch zahlreiche Untersuchungen an rezenten Fließerden ist diese Auffassung inzwischen jedoch klar widerlegt worden.

Dagegen sprechen vor allem folgende Argumente: 1. weisen echte Gelisolifluktionsdecken entsprechend ihrem sedimentären Charakter stets eine gewisse Mindestmächtigkeit auf, die in der Größenordnung von einigen Dezimetern liegt; 2. enthalten Gelisolifluktionsdecken fast immer einen recht hohen Feinmaterialanteil, der bei der Fließbewegung zum einen als Gleitmittel dient, zum anderen über die Erhöhung der Frostempfindlichkeit die Effektivität der frostdynamischen Vorgänge steuert ("frost creep"; vgl. WASHBURN 1973 mit weiterer Literatur). Beide Merkmale liegen bei Steinsohlen definitionsgemäß nicht vor. Durch beide Merkmale unterscheiden sich Fließerden in unverändertem (originalem) Zustand eindeutig von den Selektions- bzw. Residualbildungen echter Steinsohlen (MEYER 1983: 46).

Auch die von RICHTER als gelisolifluktionstypisch angesehene Einregelung der Gerölle entsprechend dem Gefälle der Hangoberflächen hat nach neueren Untersuchungen an antarktischen Schuttdecken und Steinpanzern (MIOTKE 1982) als Beweiskriterium für Gelisolifluktionsdecken keine Gültigkeit mehr. Demnach können Deflation und Abspülung sowie die

Eigendynamik von Grobkomponenten aufgrund von Kontraktions- und Expansionsbewegungen des Substrats in Abhängigkeit vom Temperatur- und Feuchtegang, unter dem Einfluß der Schwerkraft, zu vergleichbaren Einregelungsverhältnissen führen.

Unberührt davon bleibt freilich die Möglichkeit, daß Fließerden bei der Bildung von Steinsohlen zumindest als Materialquellen fungiert haben können. Verbunden ist damit die Annahme einer mehr oder weniger vollständigen Abführung des Feinkornanteils (Sand, Schluff, Ton) durch die Mechanismen der selektiven Abtragung (hier vor allem: Abspülung und Deflation), die sowohl syn- als auch postgenetisch erfolgt sein kann. Der eingangs erwähnte Befund von DEWERS (1928: 21) und anderer Autoren (vgl. J. HAGEDORN 1964: 169f; MEYER 1983: 146f) aber auch viele Beobachtungen in den rezenten Polar- und Subpolargebieten bestätigen diese Auffassung (vgl. z. B. MEYER 1980: 399ff).

2.4. Sekundäre Verdichtung von Steinsohlen und ihre Ursachen

Wenig Beachtung bei der genetischen Interpretation von Steinsohlen haben bislang alle jenen vornehmlich physikalisch-mechanischen sowie chemisch-(biologischen) Prozesse gefunden, die gewissermaßen „sekundär“, über den Weg der (selektiven!) Zertrümmerung bzw. Zersetzung von Steinen, zu einer Überprägung, Ausdünnung, zum Teil aber auch zu einer Verdichtung bestehender Steinsohlen beigetragen haben.

Quantitativ-petrographische Analysen lassen die Einflußnahme solcher Prozesse deutlich werden in einer Verschiebung des petrographischen Spektrums zugunsten eines höheren Quarz- und Feuersteinanteils (vgl. GROETZNER 1972: 38; WEISSE 1973: 1135; MEYER 1983: 148f).

Die Erhöhung des Quarzanteils beruht auf der vergleichsweise starken Resistenz dieses Minerals gegenüber den alternierend wirksamen Verwitterungsprozessen der Kongelifraktion (Frostsprengung) und Insolation (Strahlungsverwitterung) im kaltzeitlich-stadialen Klima einerseits bzw. der chemisch-biologischen Verwitterung der Warmphasen andererseits (Warmzeiten, Interstadiale) (vgl. RICHTER 1951: 136ff; J. HAGEDORN 1964: 166; vgl. a. MECKELEIN 1974). Alle diese Vorgänge bewirken beim Quarz über die Zerstörung der weniger resistenten Gesteine und Gesteinskomponenten (Kalkstein, Kristallin etc.) eine relative Anreicherung.

Als Resultat einer absoluten Anreicherung, d. h. einer echten Partikelvermehrung, mit der gleichzeitig eine zunehmende Verringerung der durch-

schnittlichen Partikelgröße einhergeht (vgl. STAPERT 1976: 9), ist die Erhöhung des Feuersteinanteils anzusehen.

Die relativ leichte Spaltbarkeit des Feuersteins, die auf seiner mikrokristallinen Schuppenstruktur beruht (vgl. ROTTLÄNDER 1975: 54), bedingt in Verbindung mit einem hohen Porenwassergehalt (bis zu 3 %; vgl. M. E. SCHULZ 1981: 24) und schlechter Wärmeleitfähigkeit (SHEPERD 1972: 38) eine erhöhte Anfälligkeit besonders gegenüber physikalisch-thermischer Beanspruchung (hier vor allem: Frostsprengung) (vgl. ROTTLÄNDER 1981: 55; M. E. SCHULZ 1981: 25; STAPERT 1976: 19f).

Häufiger Frostwechsel führt auf der Oberfläche des Feuersteins zur Entwicklung von feinen Haarrissen, die sich im Laufe der Zeit zunehmend erweitern. Schließlich zerplatzen die ursprünglich knollenförmigen Feuersteinaggregate zu Bruchstücken mit überwiegend schalen- oder sichelartigen Spaltflächen, die sich oft nur schwer von ähnlichen anthropogen entstandenen Feuersteinabschlägen (A r t e f a k t e) unterscheiden lassen.

Solche bei der Herstellung vorgeschichtlicher Geräte und Werkzeuge angefallenen und unter Anwendung bestimmter Schlag- und Druckverfahren entstandenen Splitter und Kernstücke können mitunter gleichermaßen zu der Überformung von Steinsohlen beigetragen haben (vgl. KERKHOF & MÜLLER-BECK 1969).

Als ein Vorgang, dessen Einflußnahme auf die Verdichtung von Steinsohlen bislang wenig Beachtung gefunden hat und noch unbedingt weiterer Klärung bedarf, sei abschließend die H i t z e s p r e n g u n g erwähnt.

Schon ab Temperaturen von 130° C und selbst bei langsamen Temperatursteigerungen (10° C/std.) bekommt der nordische, graue Feuerstein, der Flint im engeren Sinne, Risse und erhält infolge des Wasserentzugs eine weiße Farbe. Bei stärkerer Beanspruchung kommt es zu Abplatzungen (vgl. Laborexperimente von ROTTLÄNDER & THOMMA 1975: 5; ROTTLÄNDER 1981: 29).

Temperaturen in der genannten Größenordnung (130° C u. mehr) werden in der Natur nur bei unmittelbarer Feuereinwirkung erreicht. Die Erwärmung durch Sonneneinstrahlung (Insolation) reicht dazu in unseren Breiten erfahrungsgemäß nicht aus.

Die wichtigsten Einflußfaktoren sind einerseits Waldbrände, deren Einwirkung auf Steinsohlen sich besonders für die ausgehende Weichsel-Kaltzeit nachweisen läßt, als große Teile des absterbenden spätallerödzeitlichen Kiefernwaldes, z. T. unmittelbar über Steinsohlen, durch Brände vernichtet wurden (MEYER

1983: 131, mit weiterer Literatur), andererseits — als anthropogener Faktor — das „Heidebrennen“.

Das Verfahren des Heidebrennens war auf den ehemals ausgedehnten Heideflächen der Geest, die im Rahmen der sog. „Heidebauernwirtschaft“ zur Futter- und Düngergewinnung und als Weideflächen vielfältig genutzt wurden (vgl. MEYER 1984), Jahrhunderte hindurch und in mehrjährigen Abständen üblich. Der Zweck bestand darin, die verbrauchte Heidenarbe zu regenerieren.

Dabei kam es zwangsläufig auch zur Beeinflussung der Steinsohlen, sei es durch zerspringende Feuersteine, wie sie WICKE (1867: 33) in einer zeitgenössischen Arbeit beschreibt, oder aber in Form der oben geschilderten strukturellen und farblichen Veränderungen von Flint. In oberflächennahen Steinsohlen, die früher nachweislich von Heide bedeckt waren, sind derartige thermisch beeinflusste („getemperte“) Feuersteine daher überdurchschnittlich häufig (unveröff. Unters. d. Verf. im Dümmer-Gebiet).

3. Steinsohlen und ihr Bildungsmilieu

Die Problematik der Entstehung „fossiler“ Steinsohlen schließt neben der Frage nach den Entstehungsprozessen auch die Frage nach den Entstehungsbedingungen, nach dem „paläoökologischen Bildungsmilieu“, ein.

Eine solche „Milieuanalyse“ ist allerdings nur innerhalb enger Grenzen möglich, die sich in erster Linie aus dem wenig prozeßspezifischen Habitus der Steinsohlen ergeben, d. h. aus dem Sachverhalt, daß Steinsohlen gleicher äußerlicher Ausbildung generell durch verschiedenartige Prozesse und damit in gewissem Umfang auch durch verschiedene Milieubedingungen entstanden sein können, ohne daß sich diese in spezifischen Strukturen oder Formen niederschlagen (Windkanter etc.; s. Kapitel 2.1.1.); m. a. W.: Steinsohlen eignen sich nur sehr begrenzt als Milieu- und Prozeßindikatoren.

Um so stärker muß sich eine Milieuanalyse auf aktuellistische Vergleiche stützen, wenngleich die bei dieser Methode gewonnenen Erkenntnisse ebenfalls nicht ohne Einschränkungen, die sich vor allem auf Unterschiede im Strahlungsklima beziehen (Sonnenstand, Jahresgang der Sonne; vgl. BÜDEL 1959), auf die fossilen Altformen übertragen werden können.

3.1. Deflationssteinsohlen (vgl. Taf. 1, Fig. 1 u. 3)

Deflationssteinsohlen werden rezent unter einem breiten Spektrum klimatischer Bedingungen gebildet.

Abgesehen von den subtropischen Wärmewüsten, die hier nicht näher betrachtet werden sollen, liegen ihre Verbreitungsschwerpunkte vor allem in den Kältegebieten der Erde und dort sowohl in den extrem-trockenen Kältewüsten der Antarktis und kanadischen Arktis als auch in der niederschlagsreichen atlantischen Arktis und Subarktis (z. B. Spitzbergen, Island). Die geringe Klimaspezifität von Deflationssteinsohlen wird darin ebenso deutlich, wie die Tatsache, daß unterschiedliche Klimate durch Konvergenzeffekte zu gleichen Prozessen und Erscheinungen führen (hier: Steinsohlen).

Dennoch müssen zu ihrer Bildung in allen genannten Klimaregionen gewisse ökologische Grundvoraussetzungen erfüllt sein. Als solche haben sich erwiesen: 1. vegetationsarmes oder -freies Gelände, auf dem die windbremsende und bodenstabilisierende Funktion der Pflanzendecke so wenig wie möglich zum Tragen kommt; 2. zeitweilige Bodentrockenheit, die sowohl durch geringe Niederschlagssummen pro Jahr, durch hohe Niederschlagssaisonalität (Trockenphasen), durch hohe Verdunstung (sommerliches Strahlungsmaximum) als auch durch eine lange winterliche Frostperiode verursacht sein kann (Bindung der Niederschläge in Form von Eis!), wobei die genannten Bedingungen sich zum Teil gegenseitig ergänzen bzw. ersetzen (was die geringe Klimaspezifität der Deflationssteinsohlen erklärt!); 3. verwehungs-fähiges und -anfälliges Material (Sand, Schluff); 4. gelegentliche oder regelmäßige Starkwinde (vgl. COOKE 1970; WASHBURN 1973; BIRD 1974; PEWE 1974; SCHUNKE 1975: 148ff; FRENCH 1976).

Unter Berücksichtigung der vorstehend genannten Faktoren dürfte das optimale Bildungsmilieu der fossilen Deflationssteinsohlen in den Altmoränengebieten den kaltzeitlichen Frostschutt-Tundrenphasen zuzuordnen sein. Dies wird durch syngenetische Vorkommen von Permafrostindikatoren (Eiskeilpseudo-morphosen) bzw. kryoturbaten Frostbodenstrukturen (Taschenböden, Tropfenböden etc.) unterstrichen (vgl. MEYER 1983: 142ff).

Als Phasen starker äolischer Formungsdynamik haben sich insbesondere die extremen Kältephasen der letzten Kaltzeit erwiesen, die zugleich sehr trocken gewesen sein müssen: Unteres und Oberes Pleniglazial (vgl. Abb. 1; MEYER 1983: 121, mit weiterer Literatur).

Weite Flächen der Geest müssen damals unter dem Einfluß von Frosttroknis und Niederschlagsarmut Vegetationslücken aufgewiesen haben („Kältewüste“; vgl. VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971: 202ff). Die Böden waren über viele Monate im Jahr oberflächlich ausgetrocknet und das tiefere Bodenwasser in Form von Permafrost gebunden, wodurch selbst in

den Niederungen Auswehung möglich wurde, wie Steinsohlenhorizonte, die in die dortigen Sedimentserien eingeschaltet sind, dokumentieren (s. Kap. 4, Abb. 1).

Darüber hinaus sind die Bedingungen für eine Überprägung bzw. Neubildung von Steinsohlen durch Deflation auch in den feuchteren Klimabschnitten der Kaltzeiten grundsätzlich vorhanden gewesen.

Jüngere paläoökologische Arbeiten belegen für den Zeitraum des Mittleren Hochglazials (vgl. Abb. 1; „Mittelwürm“ n. LIEDTKE 1981) mehrere ausgeprägte Frostschutt-Tundrenphasen (vgl. LIEDTKE 1981: 163), die sich aus oben genannten Gründen als Phasen saisonaler Deflation ausweisen (sommerliche und winterliche Trockenperioden bei lückenhafter Vegetation). Dies wird durch die korrelierten (wenngleich in ihrer Mächtigkeit und Ausdehnung sehr eingeschränkten!) Lössserien des Mittelwürms im niedersächsischen Bergland bestätigt (vgl. z. B. WALTHER & BROSCHE 1982: 122f).

Voll wirksam werden konnte die Deflation in diesen niederschlagsreicheren Zeiträumen allerdings nur auf den hochgelegenen, sandigen End- und Grundmoränengebieten, die aufgrund ihrer Exposition und Bodentrockenheit wahrscheinlich von größeren Barflächen eingenommen wurden, während in den Niederungen (Talsandplatten, Flußtäler) aus nachstehend aufgeführten Gründen die sedimentäre Morphodynamik vorherrschend war, wie mächtige aquatische, zum geringeren Teil auch äolische Sedimente aus diesen Zeiträumen belegen (vgl. VAN DER HAMMEN & WIJMSTRA 1971; Abb. 1).

Die Gründe im einzelnen: 1. die ganzjährig hohe Bodenfeuchtigkeit der Niederungsgebiete, die als Folge des hohen Grundwasserspiegels, des Zuflusses von Oberflächenwasser und des Wasserstaus über dem Frostboden anzusehen ist; 2. die wegen der günstigen Wasser- und Nährstoffversorgung wahrscheinlich höher entwickelte und dichtere Vegetation (Gras- und Strauchtundra statt Frostschutt-Tundra).

Beide Faktoren waren es, die die Ausblasung in den Niederungsgebieten zwangsläufig auf die sehr kalten und trockenen Klimaabschnitte der Kältewüste (s. o.) beschränkten.

3.2. Ablationssteinsohlen

Mehr noch als die durch Deflation geschaffenen Steinsohlen sind die Ablationssteinsohlen Formen des periglaziären Milieus. Im Gegensatz zur Deflation erreicht die flächenhafte Abspülung rezent allerdings ihre optimalen Bedingungen nicht in den trockenen

Kältewüsten der Erde, wo derartige Prozesse zurücktreten oder sogar völlig bedeutungslos sind (vgl. MIOTKE 1982; MECKELEIN 1974), sondern verständlicherweise in den ozeanischen (niederschlagsreichen) Regionen der Arktis und Subarktis.

Die hohe Leistungsfähigkeit der Abspülung in diesen Gebieten hat folgende Gründe (vgl. SCHUNKE 1975: 170ff; BÜDEL 1962): 1. erfolgt während der winterlichen Frostperiode eine Magazinierung des (reichlichen) Niederschlags in Form von Schnee oder Bodeneis, die dann im Frühjahr während der Schmelzperiode innerhalb weniger Tage bis Wochen schubartig als Oberflächenwasser freigesetzt werden; 2. wird durch den tiefgründigen Frostboden ein Versickern eben dieses Oberflächenwassers saisonal oder auch ganzjährig (Permafrost) verhindert und dadurch ein Formungseffekt in porösem Substrat überhaupt erst ermöglicht; 3. wird durch die allenthalben lückenhafte Vegetation (Frostschutt-, Gras- oder Strauchtundra) die Abtragungsanfälligkeit der Bodendecke im Vergleich zu geschlossenen Waldgebieten wesentlich erhöht und gleichzeitig die Voraussetzung zur flächenhaften Abspülung geschaffen, wobei dieser Effekt vor allem auf Hängen mit mäßigem Gefälle (Flachhänge) und einem Wasserspender hangaufwärts (Schneefleck) zum Tragen kommt.

Für die Beteiligung der flächenhaften Abspülung (Abluation) an der Formung der fossilen Steinsohlen in den Geestgebieten ergeben sich damit zwei wichtige Schlußfolgerungen: 1. dürften als prädestinierte Formungszeiträume die feuchtkalten, niederschlagsreichen Tundrenphasen der Kaltzeiten anzusehen sein. Diese Klimaabschnitte sind als Phasen sehr intensiver aquatischer Abtragung bekannt („Aktivitätsphasen“ i. S. v. ROHDENBURG 1971). Nicht zuletzt wegen ihrer langen Dauer von zusammengerechnet einigen zehntausend Jahren haben sie sehr wesentlichen Einfluß auf die Reliefentwicklung Mitteleuropas genommen (vgl. LIEDTKE 1981: 163), was durch die bereits erwähnten syngenetischen Schwemmsedimente in den Niederungen (Talsande, Schwemmfächer), die zum Teil in diese Zeiträume datiert worden sind (insbesondere Teile des Mittelwürms), seine Bestätigung findet. 2. Als prädestinierte Formungsstandorte ablualer Steinsohlen erweisen sich die Gebiete der Hohen Geest (Endmoränen etc.), wo insbesondere Flachhänge und Talmulden, namentlich in Einflußbereichen von Schneeflecken, Abspülungsprozessen ausgesetzt gewesen sein müssen (Schatt- bzw. Leelage).

3.3. Kryogene Steinsohlen (vgl. Taf. 1, Fig. 2)

Rezente kryogene Steinsohlen treten in den heutigen polaren und subpolaren Gebieten in weiter Verbrei-

tung auf. Sie werden in der Literatur gemeinhin als „Steinpflaster“ bezeichnet.

Die Vorkommen dieser Steinpflaster sind durch eine (unerwarteterweise) relativ geringe Klima- und Substratspezifität gekennzeichnet (vgl. z. B. VENZKE 1982: 102ff), wobei allerdings die jeweiligen Klima- und Substratverhältnisse die Ausprägungsschärfe (Reifegrad) nicht unerheblich beeinflussen können.

Wichtig sind in diesem Zusammenhang sowohl die Intensität als auch die Effektivität der Bodenfrostwechsel, die abhängen von der groß- und regional-klimatischen sowie lokolorographischen Lage (Frostexposition), von den Korngrößenverhältnissen des Bodens und vom Bodenwassergehalt (Frostanfälligkeit) sowie von der Vegetation (isolierender und substratstabilisierender Faktor!) (vgl. KARTE 1979: 17f). Die Folge: aktive kryogene Steinpflaster sind stets an vegetationsarme bis -freie Standorte gebunden (= „arktische Hammada“ i. S. v. SCHENK 1955). Ihre Ausprägung wird begünstigt in feinmaterialreichem und ausreichend durchfeuchtetem Substrat (FRENCH 1976: 36f; eigene Beobachtungen auf Spitzbergen, unveröff.).

Damit erweist sich auch die Verbreitung kryogen beeinflusster Steinsohlen im norddeutschen Altmoränenengebiet als im wesentlichen an die edaphische Bedingungen gekoppelt. Dies wird am deutlichsten in der auffälligen Häufung derartiger Formen auf bestimmten Lokalitäten, zu denen einerseits die flachkuppigen Grundmoränenplatten, andererseits die Abdachungs- und Fußflächen der Stauchendmoränen gehören, die mit ihren anlehmigen Geschiebelehm- und Fließerdedecken allgemein prädestinierte Standorte für frostdynamische Prozesse darstellen (vgl. MEYER 1983: 148).

Paläoklimatisch dürften vor allem die feuchteren und gemäßigteren Tundrenphasen mit hoher Frostwechselintensität für die Bildung kryogener Steinsohlen günstig gewesen sein.

4. Das Alter der Steinsohlen (vgl. Abb. 1)

Wie die vorangegangenen Ausführungen gezeigt haben, ist die Bildung von Steinsohlen in den zurückliegenden Periglazialzeiten aus klimatischen Gründen und wegen der geringen Prozeßspezifität wiederholt möglich gewesen. In Abhängigkeit von der zyklischen Morpho-(Kryo-)dynamik („Aktivitäts- bzw. Stabilitätsphasen“ i. S. v. ROHDENBURG 1971) können Steinsohlen mehrfach weitergebildet bzw. neuangelegt worden sein, wobei neben dem klimatischen Einfluß vor allem die Reliefsituation und die dadurch bedingte Standortdifferenzierung (Wasserhaushalt, Vegetation) Steuerungsfaktoren gewesen sind.

Dieses findet seinen Ausdruck in der unterschiedlichen Zahl und im Charakter der Steinsohlen in den Niederungen einerseits bzw. auf den Hochgebieten der Geest andererseits.

In den **Niederungen** (Talsandplatten) sind Steinsohlen während akkumulativer Phasen (feuchtkalte Phasen der Kaltzeiten) von Sedimenten überdeckt und dadurch (endgültig!) fossilisiert worden. Infolge mehrfacher Klimazyklen treten sie in mehreren Generationen auf. Steinsohlen sind hier folglich „heterochron“, dagegen vermutlich nur in geringem Umfang „polygenetisch“: aus der Überlagerung durch äolische bzw. niveoäolische Sedimente darf man schließen, daß es sich im wesentlichen um Deflationssteinsohlen handelt.

Insgesamt sind innerhalb der mächtigen Sedimentserien in den Niederungen — namentlich von niederländischen und belgischen Geologen — **vier separate Steinsohlengenerationen** durch Bohrungen und Aufschlüsse nachgewiesen (vgl. VAN DER HAMMEN et al. 1967; KOLSTRUP 1980; PAEPE & PISSART 1969; VANDENBERGHE 1983; VIERHUFF 1967; ZAGWIJN & PAEPE 1968).

Die älteste („Steinsohle 1“, Abb. 1; vgl. a. NEUMEISTER 1971: 47) ist präweichselzeitlich; die nächstjüngere („Steinsohle 2“) ist etwas älter als 50000 Jahre (= Unteres Hochglazial); die beiden jüngsten (3 und 4) datieren in den Zeitraum von ca. 27000 bis ca. 14000 Jahre vor heute (= Oberes Hochglazial; zum Vergleich: Brandenburger Stadium: ca. 19000 Jahre v. h.; Pommersches Stadium: ca. 15000 Jahre v. h.; vgl. LIEDTKE 1981). Alle weichselzeitlichen Steinsohlen (2—4) dokumentieren die vermutlich kältesten und trockensten Klimaabschnitte dieser Kaltzeit.

Anders liegen die Verhältnisse auf den **Hochgebieten** der Geest. Aufgrund ungünstiger edaphisch-hydrologischer Bedingungen war hier die Denudation über lange Zeiträume vorherrschend. Auf diesen Standorten wurden die Steinsohlen offensichtlich nur kurzzeitig inaktiviert, besonders in den Warmzeiten, z. T. wohl auch in den Interstadialen, als eine geschlossene Vegetationsdecke aus Laub- bzw. Nadelwald auch die höher gelegenen End- und Grundmoränen vor der Abtragung schützte.

Derartige Ruhephasen wurden dann aber immer wieder von Abtragsphasen abgelöst, die dazu führten, daß die dortige oberflächenbildende Steinsohle nach ihrer Inaktivierung (und ggf. Fossilisation) immer wieder aufgedeckt und reaktiviert wurde. Dadurch sind sämtliche Abtragsphasen letztlich in nur einer einzigen Steinsohle repräsentiert. Diese Steinsohle — die Steinsohle im „klassischen“ Sinne — stellt auf den Hochgebieten der Geest das stratigraphische „Normalprofil“ dar (vgl. DEWERS 1934/

35a: 35). Sie läßt sich als „multizyklisch“ charakterisieren, aber auch als „polygenetisch“, weil sie ihre Entstehung in Abhängigkeit von Klimafluktuationen verschiedenartigen Milieu- und Abtragsbedingungen verdankt.

Das Holozän ist für diese Steinsohle als vorübergehende Ruhepause zu sehen, in der neben den erwähnten (sub-)rezenten anthropogenen Effekten biotische Umlagerungen im Boden stattfinden, die bei oberflächennaher Lage der Steinsohle (weniger als 80 cm u. G.) ihre (vorübergehende) Auflösung verursachen (= „biogene Perstruktion“ i. S. v. KOPP & JÄGER 1972; vgl. a. DEWERS 1930).

5. Zusammenfassung

Der seit Jahrzehnten kontrovers diskutierte und nur unbefriedigend gelöste Fragenkreis um die Entstehung und Altersstellung der Steinsohlen in den norddeutschen Geestgebieten wurde einer Neubearbeitung unterzogen. Den Anlaß dazu gaben die in den letzten Jahren beträchtlich erweiterten Erkenntnisse auf den Gebieten der Quartärstratigraphie, der klimagenetischen Geomorphologie, der Paläoökologie und der modernen Periglaziärforschung, die das Problem der Steinsohle heute in einem differenzierteren Licht erscheinen lassen.

Als wichtigste **Ergebnisse** der Untersuchung sind festzuhalten:

1. Die Bildung von Steinsohlen läßt sich auf verschiedenartige Formungsprozesse zurückführen. Sie wirkten in Abhängigkeit von den variierenden standörtlichen Gegebenheiten (Standortmilieu) und der zyklischen Entwicklung des Paläoklimas in standörtlich wie zeitlich unterschiedlicher Intensität, Kombination, aber auch über unterschiedliche Dauer. Wiederholt sind Steinsohlen inaktiviert, fossilisiert, reaktiviert und sogar neuangelegt worden (vgl. Abb. 1). Die Genese von Steinsohlen erweist sich damit als eine **poly- / heterogenetische, heterochrone** und standortabhängig auch als eine **multizyklische** Erscheinung.

2. Die beteiligten Formungsprozesse waren **selektiver** Natur. Als wichtigste sind zu nennen: die Deflation und die flächenhafte Abspülung („Abbluation“), die Kryodynamik (Aufrieren und Sortierung von Steinen als Folge von Frostwechseln) sowie die sekundäre Verdichtung bzw. Veränderung der Steinsohlen durch die Destruktion der Grobkomponenten im Zuge von Frostsprengung, chemisch-biologischer Verwitterung und gewisser anthropogener Effekte.

3. Steinsohlen eignen sich nur begrenzt für die Rekonstruktion paläo-ökologischer bzw. paläo-geomorphodynamischer Zusammenhänge: sie sind nur mit großen Einschränkungen als Milieu- und Prozeßindikatoren verwendbar.

7. Schriftenverzeichnis

- BIRD, J. B. (1974): Geomorphic processes in the Arctic. — In: BARRY & IVES (Hrsg.): Arctic and Alpine Environments: 703—720; London, Colchester, Beccles.
- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1979): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen nordwestdeutscher Parabraunerden. — Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 33: 257—265; Berlin, Stuttgart.
- BRAMER, H. (1957/58): Zur Frage der Windkanter. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, VII, math.-nat. R., 3/4: 257—265; Greifswald.
- BÜDEL, J. (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. — Verh. Dt. Geogr.-Tag Köln 1961: 337—377; Wiesbaden.
- COOKE, R. U. (1970): Stone pavements in deserts. — Ann. Assoc. American Geographers, 60, 3: 560—578; Lawrence (Kans.).
- CZAJKA, W. (1972): Windschliffe als Landschaftsmerkmal. — Z. Geomorph., 16, 1: 27—54; Berlin, Stuttgart.
- CZEPPE, Z. (1960): Thermic differentiation of the active layer and its influence upon the frost heave in periglacial regions (Spitsbergen). — Bull. de l'Acad. Polonaise des Sciences, Série des Sciences géol. et géogr., 8, 2: 149—152; Varsovie.
- DE PLOEY, J. (1977): Some experimental data on slopewash and wind action with reference to Quaternary morphogenesis in Belgium. — Earth Surface Processes, 2, 2/3: 101—116; London.
- DEWERS, F. (1928): Beiträge zur Kenntnis des Diluviums in der Umgebung des Dümmer Sees. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27: 1—46; Bremen.
- (1930): Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 27, 3: 299—330; Bremen.
- (1934/35a): Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 1/2: 33—47; Bremen.
- (1934/35b): Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. — Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 29, 3/4: 324—366; Bremen.
- (1941): Das Känozoikum in Niedersachsen. — In Zusammenarb. mit K. GRIPP und F. OVERBECK. Veröff. d. Prov.-Inst. f. Landespl., Landes- und Volkskunde v. Niedersachsen a. d. Univ. Göttingen, AI, 3: 503 S.; Göttingen.
- DÜCKER, A. (1933): „Steinsohle“ oder „Brodelpflaster“? — Zbl. Mineral., Geol., Pal., Abt. B: 264—267; Stuttgart.
- (1934): Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. — Jb. Preuß. Geol. L.-A., 54: 487—530; Berlin.
- FRENCH, H. M. (1976): The periglacial environment. — 309 S.; London, New York (Longman).
- GOLDTHWAIT, R. P. (1976): Frost sorted patterned ground. — Quaternary Research, 6, 1: 27—35; Seattle.
- GROETZNER, J.-P. (1972): Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). — Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, 11: 76 S.; Hannover.
- HAGEDORN, H. (1961): Morphologische Studien in den Geestgebieten zwischen Untereibe und Unterweser. — Gött. Geogr. Abh., 26: 80 S.; Göttingen.
- HAGEDORN, J. (1964): Geomorphologie des Uelzener Beckens. — Gött. Geogr. Abh., 31: 200 S.; Göttingen.
- HAMMEN, TH. VAN DER, MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. — Geologie en Mijnbouw, 46, 3: 79—95; s'Gravenhage.
- & WIJNSTRA, T. A. [ed.] (1971): The Upper Quaternary of the Dinkel-Valley. — Mededel. van de Rijks Geol. Dienst, N. S., 22: 55—214; Leiden.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. — Bochumer Geogr. Arb., 35: 211 S.; Paderborn.
- (1981): Zur Rekonstruktion des weichselhochglazialen Dauerfrostbodens im westlichen Mitteleuropa. — Bochumer Geogr. Arb., 40: 59—71; Paderborn.
- KERKHOF, F. & MÜLLER-BECK, H. (1969): Zur bruchmechanischen Deutung der Schlagmarken an Steingeräten. — Glastechnische Berichte, 42, 10: 439—448; Frankfurt (Main).
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30000 B.P. and 13000 B.P., with special reference to the Netherlands. — Mededel. Rijks Geol. Dienst, 32, 15: 181—253; Leiden.
- KOPP, D. & JÄGER, K.—D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. — Wiss. Z. Univ. Greifswald, XXI, math.-nat. R., 1: 77—84; Greifswald.
- KOSTER, E. A. (1980): De Indeling van het Kwartair van Nederland. — Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, Geografisch Tijdschrift, N. R. XIV, 4: 308—323; Groningen.

- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. — *Forsch. Dt. Landeskunde*, **204** (2. erw. Auflage): 1—307; Trier.
- MAARLEVELD, G. C. (1976): Periglacial phenomena and the mean annual-temperature during the last glacial time in the Netherlands. — *Biuletyn Peryglacialny*, **26**: 57—78; Łódź.
- (1981): Summer thaw depths in cold regions and fossil cryoturbation. — *Geologie en Mijnbouw*, **60**: 347—352; s'Gravenhage.
- MECKELEIN, W. (1974): Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel. — *Z. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. **20**: 178—185; Berlin, Stuttgart.
- MEIER, K.-D. (1980): Studien zur Periglazialmorphologie der Varanger-Halbinsel. — Staatsexamensarbeit Geograph. Inst. — Univ. Hannover: 594 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- MEYER, H. H. (1983): Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung des Stauchendmoränenzuges Kellenberg-Hoher Stühn (Landkreis Diepholz, Rehburger Eisrandlage). — *Jb. Geograph. Ges. Hannover* f. **1983**; 271 S.; Hannover.
- (1984): Jungdünen und Wehsande aus historischer Zeit im Gebiet nördlich des Dümmers. — *Oldenburger Jb.*, **84**: 403—436; Oldenburg.
- MIOTKE, F.-D. (1982): Hangformen und hangformende Prozesse in Süd-Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung*, **52**, 1/2: 1—41; Münster.
- NEUMEISTER, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. — *Zprávy Geograf. Ústavu ČSAV*, **8**, 6: 23—72; Brno.
- NITZ, B. (1965): Windgeschliffene Geschiebe und Steinsohlen zwischen Fläming und Pommerscher Eisrandlage. — *Geologie*, **14**: 686—698; Berlin.
- PAEPE, R. & PISSART, A. (1969): Periglacial structures in the Late-Pleistocene stratigraphy of Belgium. — *Biuletyn Peryglacialny*, **20**: 321—336; Łódź.
- PÉWÉ, T. L. (1974): Geomorphic processes in polar deserts. — In: SMILEY, T. L. & ZUMBERGE, J. H. [ed.]: *Polar deserts and modern man*: 33—52; Tucson (Ariz.).
- RICHTER, K. (1951): Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen im nördlichen Niedersachsen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **1**: 130—142; Öhringen.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. — 350 S.; Gießen (Lenz).
- ROTLÄNDER, R. (1975): Some aspects of the patination of flint. — In: 2. Internat. Feuerstein-Symposium, 8.—11. Mai 1975; Maastricht (= *Staringia*, **3**: 54—56).
- (1981): Zu einigen Problemen der naturwissenschaftlichen Feuersteinforschung. — In: WEISGERBER, G. et al.: *5000 Jahre Feuersteinbergbau — Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit*. — Veröff. Dt. Bergbau-Museum Bochum, **22** (2. verb. u. erg. Aufl.): 27—29; Bochum.
- ROTLÄNDER, R. & THOMMA, M. (1975): Über die Patina-bildung an Silices und verwandte Erscheinungen. — *Inform. blätter Nachbarwiss. Ur- und Frühgeschichte*, **6**, Chemie **2**: 1—6; Bonn.
- SCHENK, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — *Abhandl. d. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **13**: 92 S.; Wiesbaden.
- SCHULZ, H. (1956): Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränenengebiet. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **100**: 16—28; Gotha.
- SCHULZ, M. E. (1981): Zur Genese und zum Chemismus des Feuersteins. — In: WEISGERBER, G. et al.: *5000 Jahre Feuersteinbergbau — Die Suche nach dem Stahl der Steinzeit*. — Veröff. Dt. Bergbau-Museum Bochum, **22** (2. verb. u. erg. Aufl.): 21—26; Bochum.
- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — *Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-phys. Kl.*, 3. Folge, **30**: 273 S.; Göttingen.
- SHEPERD, W. (1972): Flint. Its origin, properties and uses. — 255 S.; London (Faber & Faber).
- STAPERT, D. (1976): Some natural surface modifications on flint in the Netherlands. — *Palaeohistoria*, **18**: 7—41; Haarlem.
- STINGL, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturbodenformen. — *Abh. Akad. Wiss. Gött., math.-phys. Kl.*, 3. Folge, **29**: 249—262; Göttingen.
- VANDENBERGHE, J. (1983): Some periglacial phenomena and their stratigraphical position in Weichselian deposits in the Netherlands. — *Polarforschung*, **53**, 2: 97—107; Münster.
- VENZKE, J.-F. (1982): Geoökologische Charakteristik der wüstenhaften Gebiete Islands. — *Essener Geogr. Arb.*, **3**: 206 S.; Paderborn.
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Inst. TU Hannover*, **5**: 99 S.; Hannover.
- WASHBURN, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. — 350 S.; London (Arnold).
- WEISSE, R. (1973): Zur periglaziären Überprägung der nördlichen Altmark. — *Z. geol. Wiss.*, **1**: 1123—1139; Berlin.
- WICKE, W. (1867): Die Haide, ihre Bewohner und ihre wirtschaftliche Nutzung. — 43 S.; Göttingen.
- ZAGWIJN, W. H. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129—146; Öhringen.

Tafel 1

Tafel 1

- Taf. 1, Fig. 1: Räumliche Verknüpfung von Deflation und Flugdecksandakkumulation in Abhängigkeit von der Vegetationsdifferenzierung. Varanger-Halbinsel, Nordnorwegen.
- Taf. 1, Fig. 2: Rezenter Steinpanzer mit Windkantern (im Hintergrund) im nordöstlichen zentralisländischen Hochland (Mývatnsöraefi). Das Liegende des Steinpanzers ist durch Auffrierprozesse steinfrei geworden: kryogen beeinflusster Deflationspanzer.
- Taf. 1, Fig. 3: Aktiver Steinpanzer (Deflationspanzer) und Deflationsrest einer Lößdecke („Rasenkliff“) auf Laxárdalsheidi (Westisland). Die Grobkomponenten sind Relikte einer ehemaligen Grundmoränenbedeckung.

