

MIKROEDITION  
VERLAG HÄNSEL-HOHNENHAUSEN

Verlag der Deutschen Hochschulschriften (DHS)

Egelsbach/ Köln/ New York

1993



Postanschrift:

Verlag Hänsel-Hohenhausen, D - 63324 Egelsbach

Fax 0 61 03 - 44 9 77, Tel. 0 61 03 - 44 9 40

Vorliegende Mikroedition ist 1993 in der Reihe DEUTSCHE HOCHSCHULSCHRIFTEN (DHS) erschienen. Die DHS-Titelnummer ist im augenlesbaren Titelstreifen und in der CIP-Titelaufnahme angegeben. Sie ist zugleich Endnummer der ISBN, die mit 3-89349- beginnt. Die Prüfziffer kann der CIP-Titelfassung entnommen werden. Vorliegende Mikroedition ist als Buchhandelsausgabe die Originalausgabe des Werks. Eine konkurrierende Druckausgabe ist im Buchhandel nicht lieferbar.

Dieses Werk und alle seine Teile sind urheberrechtlich geschützt. Nachdruck, Verfilmung, Speicherung, Sendung, Vervielfältigung in jeder Form oder Übertragung des Werks ganz oder teilweise auf Papier, Film, Daten- und Tonträger usw. sind ohne Zustimmung des Verlags unzulässig und strafbar. Hiervon ausgenommen sind Rückkopien auf Papier zum ausschließlich persönlichen Gebrauch des Eigentümers der vorliegenden Mikroeditionsexemplars.

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

**Schwennicke, Tobias:**

Sedimenttexturen der Sohlbankfläche im Naturdenkmal "Saurierfährten Münchehagen" (Berrias), Rehburger Berge : Rippelmarken und Ichnofossilien als Grundlage einer Deutung des Ablagerungsraumes / von Tobias Schwennicke. - Egelsbach ; Köln ; New York : Hänsel-Hohenhausen, 1993

(Deutsche Hochschulschriften ; 722)

2 Mikrofiches. - Mikroreprod. eines Ms. 115 S.

ISBN 3-89349-722-6

NE: GT

BEACHTEN SIE BITTE UNSEREN HINWEIS AUF DIE ZUSCHUSSFREIE  
PUBLIKATION WISSENSCHAFTLICHER ARBEITEN ALS MIKROEDITIONEN IN  
DER DHS-REIHE  
AUF DER LETZTEN SEITE!

**Sedimenttexturen der Sohlbankfläche im Naturdenkmal  
"Saurierfährten Münchehagen" (Berrias), Rehburger Berge -  
Rippelmarken und Ichnofossilien als Grundlage einer  
Deutung des Ablagerungsraumes**

von

Tobias Schwennicke

1993

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit geht auf eine Diplomarbeit zurück, die vom Autor in den Jahren 1987/88 am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover im Rahmen des Projektes "Saurierfährten von Münchehagen" unter der Leitung von Prof. Dr. R. FISCHER angefertigt wurde. Die Diplomarbeit trug den Titel "Sedimenttexturen der Sohlbankfläche im Steinbruch Wesling in Münchehagen". Sie wurde für den vorliegenden Bericht kritisch überarbeitet, in einigen Punkten verbessert und aktualisiert.

Am Ortsrand von Münchehagen, etwa 40 km westlich von Hannover gelegen, werden seit Jahrhunderten die festen Sandsteine der Bückeberg-Formation ("Wealden") in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Der größte dieser Steinbrüche war bis in die sechziger Jahre in Betrieb. Die unterste, geringmächtige Sandsteinbank überlagert weichere Sedimente. Diese Bank wurde nicht mit abgebaut, um ein sicheres Befahren während des Steinbruchbetriebes zu gewährleisten. Ihre Oberfläche bildete somit die Sohlfläche des gesamten Steinbruches. Von Anfang an waren auf dieser Fläche rundliche bis ovale, napfartige Vertiefungen bekannt. Jedoch erst im Jahr 1980, als die örtliche Feuerwehr auf dem Gelände eine Übung abhielt und dabei einen Teil der Sohlfläche freiwusch, wurden einige der Vertiefungen im Zusammenhang sichtbar. Erst da erkannte man, daß es sich um Saurierfährten handelt. Über eine besonders schöne Fährte wurde 1983 eine kleine Schutzhalle gebaut, 1987 wurden die Saurierfährten insgesamt zum Naturdenkmal "Saurierfährten Münchehagen" erklärt. Die Existenz des Naturdenkmals gab schließlich auch den Anstoß zum Aufbau des Dinosaurier-Freilichtmuseums Münchehagen. Das Naturdenkmal ist heute in dieses Museum integriert.

Bei der Säuberung der Steinbruchsohlfläche wurden neben den Saurierfährten auch Flächen mit Rippelmarken und verschiedenen, in großer Zahl vorkommenden, kleineren Ichnofossilien sichtbar. Die Rippelmarken und teilweise auch die Spurenfossilien sind in hervorragender Erhaltung überliefert. Das Ziel dieser Arbeit ist es, diese Sedimenttexturen der Sohlbankfläche im Hinblick auf eine genauere Deutung des Ablagerungs-

raumes, und damit auch des Lebensraumes der trittsiegelerzeugenden Saurier, zu analysieren.

Die Geländearbeit wurde in den Jahren 1987 - 88 durchgeführt. Seitdem haben sich die örtlichen Verhältnisse stark verändert. Um die Saurierfährten des Naturdenkmals vor einer schnellen Verwitterung zu schützen, wurde beschlossen, die kleine Schutzhalle abzutragen und durch eine wesentlich größere Halle zu ersetzen. Diese Halle wurde Anfang 1993 offiziell eröffnet.



### Zusammenfassung

Die Gesteine des bearbeiteten Aufschlusses, dem Naturdenkmal "Saurierfährten Münchehagen" bei Münchehagen (Rehburger Berge), liegen stratigraphisch in der Bückeberg-Formation des Berrias (Wealden). Aufgeschlossen ist der Hauptsandstein (Wealden 3). Es werden die Sedimenttexturen der Sohlbankfläche des ehemaligen Steinbruchs analysiert und interpretiert.

Vorherrschende Schichtungstypen sind Wellenrippelschichtung und Flaserschichtung. Die Sedimente sind stark bioturbat. Auf mehreren freiliegenden Flächenniveaus der Sohlbank sind Rippelmarken zu beobachten, die systematisch vermessen wurden. Danach handelt es sich um Wellenrippeln und untergeordnet um strömungsüberformte Wellenrippeln durch ablaufendes Wasser. Zahlreiche Merkmale zeigen wiederholtes Auftauchen und Trockenfallen an. Tonlagen kennzeichnen zeitweilige Stillwasserbedingungen. Ein ehemals verzweigtes Rinnensystem ist in Relikten erhalten und beweist ebenfalls einen wechselnden Wasserstand (ablaufendes Wasser). Sporadisch kam es im Zuge hochenergetischer Ereignisse zu einem schichtflutartigen Abfließen des Wassers.

Eine reiche Ichnofauna ist zu beobachten. Wenige Spurentypen sind vorhanden, die Spurendichte ist jedoch sehr hoch. Es dominieren horizontale oder wenig geneigte Gestaltungswühlgefüge, vertikale Bauten kommen nur untergeordnet vor. Als häufigste Spurentypen treten *Thalassinoides*, *Muensteria*, *Planolites* und *Pelecypodichnus* auf. Die Größe der Ichnofossilien ist meist gering. Die Spuren bilden eine Ichnocoenose aus Ichnofossilien der *Cruziana*- und untergeordnet der *Skolithos*-Fazies. Bivalven belegen Brackwasser-Verhältnisse.

Dies alles sind Merkmale eines lagunären Ablagerungsraumes, gelegen am Rand eines gezeitenarmen bzw. -losen Nebenmeeres (Niedersächsisches Becken) im Übergang von der fluviatilen in die litorale Fazies im rückwärtigen Bereich eines Barrierensystems. Wahrscheinlich spielte Wind eine entscheidende Rolle als Ursache für Wasserspiegelschwankungen. Die maximale Wassertiefe bei auflandigem Sturm hat vermutlich nicht mehr als 3 - 4 m betragen. Sonst war sie wahrscheinlich deutlich geringer und ermöglichte Dinosauriern ein Durchwaten des Gewässers, wie Fährten auf der Sohlfläche beweisen.

### Abstract

In this study sedimentary textures from the floor of an abandoned quarry near Münchehagen (Lower Saxony) are analysed and genetically interpreted. The outcropping rocks of the Hauptsandstein are of Berriasian age (Bückeberg Formation).

Wave ripple bedding and flaser bedding are the dominating bedding types. The sediments are strongly bioturbated. On the floor of the quarry several well-exposed areas covered with ripple marks occur in different levels. Thin mud films or mud layers on the ripples, deposited during periods with very calm water, often prevented the destruction of the ripple marks. A systematic measure suggests that the bulk of the ripple marks was generated by wave action. Further, wave ripples reshaped by down running water are found frequently. Distinct features indicate repeated emerging and a complete running off of water. Relicts of a bifurcated channel system are preserved, also suggesting a fluctuating water depth and down running water. Sporadically, a sheet flow-like run off of the water occurred - caused by high-energy events.

A rich ichnofauna exists. The diversity of the assemblage is low, although the density of the traces is high. Horizontal or only slightly inclined traces, mainly from sediment feeders, dominate. Vertical burrows are seldom. *Thalassinoides*, *Muensteria*, *Planolites* and *Pelecypodichnus* represent the most frequent traces within the ichnocoenose, a mixture of traces from the *Cruziana* and the *Skolithos* ichnofacies. Trace fossils related to the *Cruziana* ichnofacies prevail. Generally, a small size of burrows is a characteristic feature. Brackish water conditions are indicated by bivalves.

A lagoonal back barrier depositional environment is suggested, located at the periphery of a restricted marginal basin of the boreal sea without evident influence of tides (Lower Saxonian Basin). It seems probable that fluctuations of water depth within the lagoon were mainly induced by wind action. A maximal water depth of about 3 - 4 m is presumed during landward-directed storms, but significantly less in times of fair-weather conditions. This enabled dinosaurs to ford the water as shown by tracks on the floor of the outcrop.

## INHALT

	Seite
Vorwort	
Zusammenfassung	
Abstract	
1. Einleitung	1
1.1. Lokalität und Aufgabenstellung	1
1.2. Geologischer Überblick und Paläogeographie	2
1.3. Arbeitsmethoden	5
2. Kartierung der Sohlfläche des Aufschlusses	6
3. Sedimenttexturen	13
3.1. Schichtung	13
3.1.1. Rippelschichtung	13
3.1.2. Flaser- und Linsenschichtung	16
3.1.3. Parallelschichtung	18
3.1.4. Gradierte Schichtung	19
3.1.5. Convolute bedding	20
3.1.6. Intraklasten, Pflanzenreste, Schill	21
3.1.7. Entschichtung	22
3.2. Erosionsdiskordanzen	22
3.3. Die Oberfläche 5 der Sohlbank des Aufschlusses	25
3.4. Marken	28
3.4.1. Rippelmarken	28
3.4.1.1. Rippelmessungen	28
3.4.1.2. Überprägung von Rippelmarken	46
3.4.2. Weitere Marken	54
3.5. Rinnen	55
4. Ichnofauna	60
4.1. Allgemeines	60
4.1.1. Benennung von Ichnofossilien nach der Erhaltung	60
4.1.2. Einteilung von Ichnofossilien nach Lebensäußerungen	61
4.1.3. Taxonomie	62

4.2. Beschreibung des Ichnofossilinhalts	63
4.2.1. Fodinichnia-Domichnia	63
4.2.2. Fodinichnia	69
4.2.3. Domichnia	73
4.2.4. Cubichnia	74
4.2.5. Repichnia	77
4.2.6. Fragliche Spuren	78
4.3. Verbreitung der Ichnofossilien auf der Sohlbankfläche des Aufschlusses	78
4.4. Ichnofazies	81
5. Deutung des Sedimentationsraumes	87
6. Literatur	92
Anhang	

## 1. Einleitung

### 1.1. Lokalität und Aufgabenstellung

Es werden Ergebnisse von Untersuchungen dargestellt, die im ehemaligen Steinbruch Wesling bei Münchehagen (Rehburger Berge) durchgeführt wurden. Die Lokalität (R 3513630 H 5812200) befindet sich etwa 40 km westlich von Hannover, südwestlich des Steinhuder Meeres, am nordwestlichen Ortsrand der Gemeinde Münchehagen (TK 3521 Rehburg, Abb. 1). Die Lokalität ist durch ihre Saurierfährten bekannt geworden und bildet heute das Naturdenkmal "Saurierfährten Münchehagen".

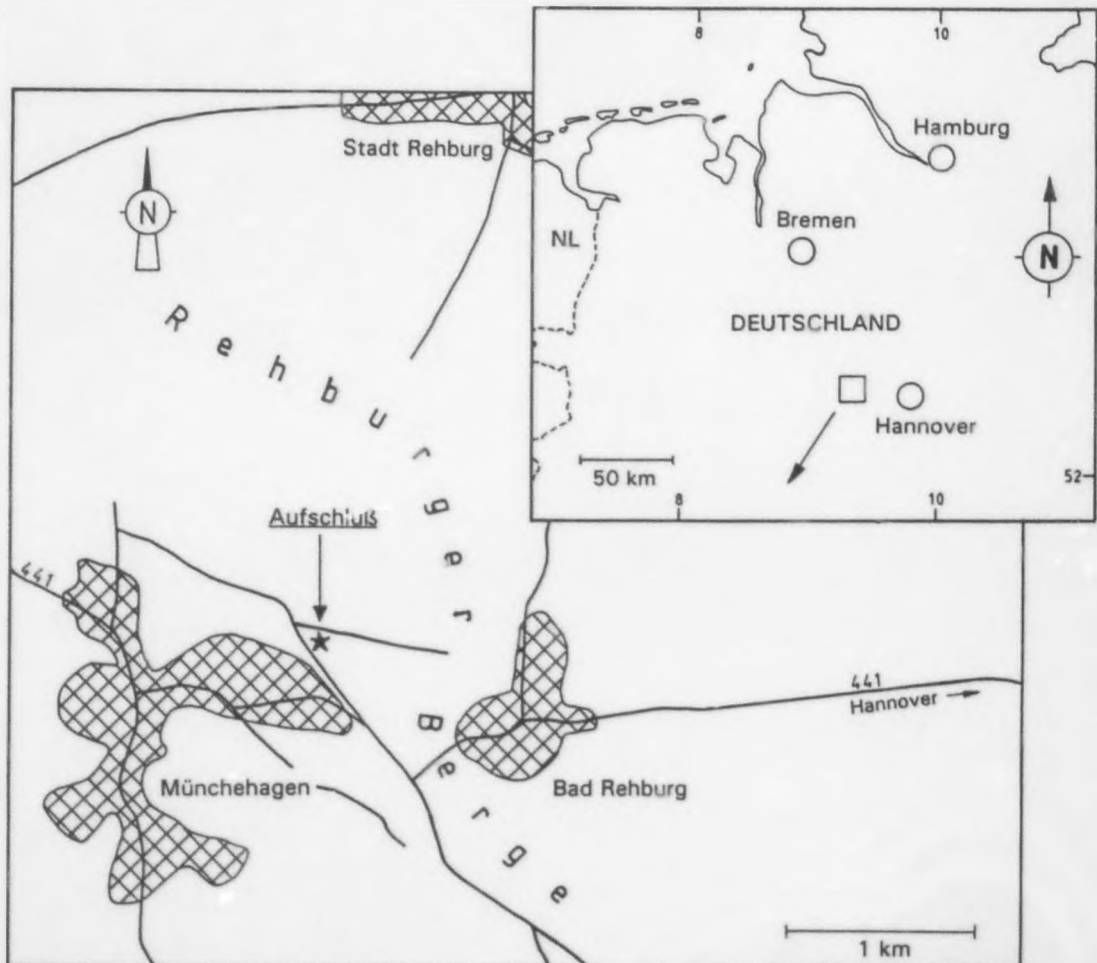


Abb. 1: Lage des Aufschlusses.



Die Grundfläche des Naturdenkmals beträgt ca. 15000 m<sup>2</sup>. Das Schichteinfallen auf der Sohlfläche schwankt zwischen 4 und 7°, bei einer Einfallsrichtung von SW bis W. Die Sohlfläche zeigt neben ca. 250 Sauriertrittsiegeln eine Vielfalt an Sedimenttexturen (vor allem Rippelmarken und Lebensspuren).

Ziel dieser Arbeit ist ihre Analyse im Hinblick auf eine genauere Deutung des Ablagerungsraumes und somit auch des Lebensraumes der trittsiegelerzeugenden Saurier (vgl. LOOK et al. 1988, FISCHER & THIES 1993). Die im Gebiet der Rehburger Berge vorangegangenen Arbeiten (JÜRGENS 1972, KAUFMANN 1977, JORDAN 1979, Wilde 1981) werden durch die vorliegende Untersuchung ergänzt und die Kenntnisse über den Ablagerungsraum der Sedimente erweitert.

## 1.2. Geologischer Überblick und Paläogeographie

Der untersuchte Aufschluß befindet sich an der NW-Flanke des Rehburger Sattels, einer domartigen Aufwölbung, die durch Bewegungen des Münder-Mergel-Salinars (JORDAN 1979: 67) entstanden ist. Die in den Rehburger Bergen aufgeschlossenen Gesteine gehören der Bückeberg-Formation des Berrias (Unterkreide) an (vgl. Tab. 1). Sie ist durch klastische Gesteine und wiederholt eingeschaltete Kohleflözchen charakterisiert, der typischen Ausbildung der Wealden-Fazies.

Die Wealdenverbreitung umfaßt in NW-Deutschland das E-W-streichende Niedersächsische Becken, das im N von der Pompeckj'schen Schwelle und im S von der Mitteldeutschen Schwelle eingerahmt wird (Abb. 2). Unter den limnisch-brackischen Verhältnissen, die sich in diesem restriktiven Becken einstellten, wurden im Berrias bis ins tiefe Valendis mehrere 100 m mächtige Sedimentfolgen in der als Wealden bezeichneten Fazies abgelagert (PELZER et al. 1987: 52).

Im E-Teil des NW-deutschen Wealdenbeckens ragt die Hildesheimer Halbinsel von S her weit in das Becken vor. Die zwischen ihr und dem Rintelner Landvorsprung (JÜRGENS 1972: 145) gelegene Deister-Hils-Bucht (PELZER et al. 1987: 52, bei JÜRGENS 1972: 144 als Einbecker Bucht bezeichnet) unterscheidet sich durch deutlichere und raschere Fazieswechsel von der



aus Schwarzschiefern bestehenden Beckenfazies. In der marginalen Fazies (Hannoversches Bergland) sind zur Küste im S hin zunehmend Sandsteine eingeschaltet, die in einem breiten Sandfächer aus der Deister-Hils-Bucht heraus in das Niedersächsische Becken geschüttet wurden (KAUENHOFEN 1927). Mit den Sandsteinen sind Kohleflöze vergesellschaftet. Man unterscheidet eine fluviatile Fazies des Osterwaldes (PELZER 1982), die nach N allmählich in den litoralen Faziesbereich übergeht. Distal bildete sich durch küstenparallele Ströme und später durch Aufarbeitung von Deltasedimenten ein Barriersystem (PELZER et al. 1987: 63, PELZER 1988). Die fluviatilen Sedimente verloren dabei durch intensive Umlagerung und Verdriftung ihren fluviatilen Charakter (JORDAN 1979: 28).

Die Mächtigkeit der Bückeberg-Formation beträgt im Raum Bad Rehburg - Münchehagen ca. 500 m (JORDAN 1979: 25). Sie läßt

Alte Gliederung			Lithologische Gliederung der Rehburger Berge	Neue Gliederung		
UNTERKREIDE	"deutscher Wealden"	Wd6	ca. 20 m Tonstein dunkler Kalkstein	Osterwald-Folge	Bückeberg-Formation	Valangin
		Wd4	bis 300 m mächtige Folge aus Tonstein, Sandstein und Kohleflözchen	Obernkirchen-Folge 2		
		Wd3	Sandstein	Hauptsandstein	Berrias	UNTERKREIDE
		Wd2	ca. 150 m mächtige Folge aus dunklem Tonstein, Blättertonstein, Sandstein und Kohleflözchen	Obernkirchen-Folge 1		
OBERJURA	Serpulit	6	ca. 50 m dunkler Kalkstein schwarzer Tonstein schwarzer Mergel	Serpulit	Münder Formation	Tithon
		5	ca. 100 m grünlicher Mergelstein	Katzberg-Schichten		
		4	Münder Mergel	über 300 m Tonstein Anhydrit Steinsalz Tonstein	Münder Mergel	OBERJURA

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht (nach HENDRICKS 1981 und FISCHER & THIES 1993).

sich in den Rehburger Bergen lithologisch dreigliedern (vgl. Tab. 1). Der Kamm der Rehburger Berge wird dabei vom Hauptsandstein gebildet, der mitten im Wealden 3 liegt.

Der Hauptsandstein ist im Gebiet der Rehburger Berge 5 bis 15 m mächtig. Er beginnt mit einem mindestens 3 m mächtigen dickbankigen, kieselig gebundenen Schuff- bis Feinsandstein (JÜRGENS 1972: Abb. 5, KAUFMANN 1977, PELZER 1988) und geht zum Hangenden über eine Tonstein - Kohle - Sequenz in eine unregelmäßige Wechselfolge von Schluffstein, Sandstein, Tonstein und Kohle (zum Teil zyklisch) über.

Der Steinbruch Wesling wurde, wie auch weitere Steinbrüche im Umkreis von Münchehagen, im tiefsten Teil des Hauptsandsteins aufgefahren. Ihre Sohlflächen sind isochron. Unter der Aufschlußsohle des Steinbruchs Stadtländer (ca. 300 m W des ehemaligen Steinbruchs Wesling, dem heutigen Naturdenkmal) sollen nur weitere 20 cm Sandstein liegen, unter denen etwa 1 m "Schiefer" und darunter ein ca. 20 cm mächtiges Kohleflöz folgen (WILDE 1981: 72 - 73). Die Aufschlußsohlbank stellt somit die Basis des Hauptsandsteins dar.

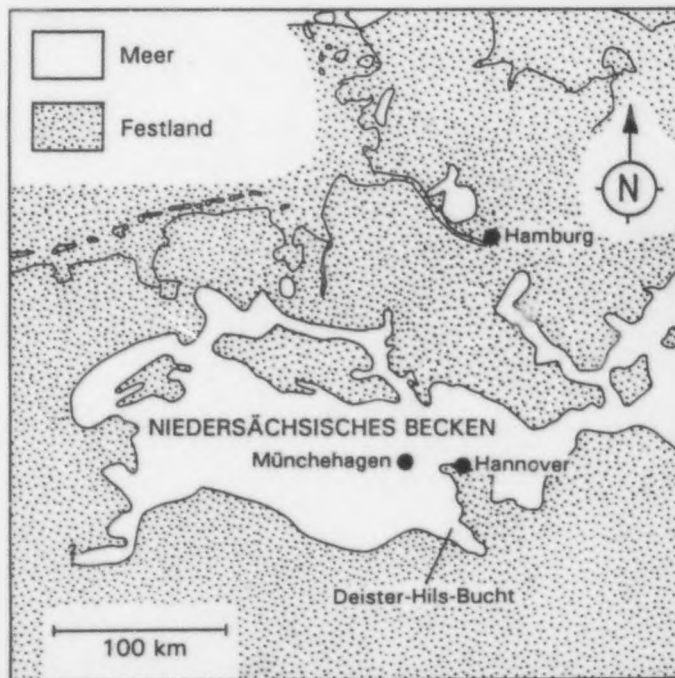


Abb. 2: Der Ablagerungsraum der Bückeberg-Formation in Nordwestdeutschland (nach HENDRICKS 1981, PELZER 1988).

### 1.3. Arbeitsmethoden

Die Grundlage der vorliegenden Arbeit bilden umfangreiche Geländestudien, die im Zeitraum September 1987 bis Mai 1988 durchgeführt wurden. Ausgewählte Bereiche der Sohlfläche des ehemaligen Steinbruchs Wesling wurden kartiert (Kap. 2.). Das Profil von Rippelmarken wurde mittels einer Profillehre (Abb. 3) abgenommen und das Streichen ihres Kammverlaufs mit dem Gefügekompas vermessen (Kap. 3.3.).



Abb. 3: Profillehre zum Abgreifen von Rippelprofilen.

Weiterhin wurden die Spurenfossilien systematisch erfaßt (vgl. Kap. 4.): Sie wurden zum Teil mit Hilfe einer auf die Fläche aufgelegten Glasplatte als Unterlage für beschreibbare Plastikfolien direkt von der Schichtoberfläche im Maßstab 1:1 abgezeichnet und detailliert beschrieben.

Im Gelände wurden Gesteinsproben entnommen, um durch die Auswertung von Anschliffen die Geländebeobachtungen zu ergänzen. Ausgewählte Handstücke wurden abgezeichnet. Die Anfertigung von Dünnschliffen half bei der Lösung spezieller Fragen. Zur räumlichen Rekonstruktion einiger Ichnofossilien wurden mehrere Gesteinsproben systematisch in Scheiben zersägt.

## 2. Kartierung der Sohlfläche des Aufschlusses

Die Sohle des Aufschlusses wird von einer durchgehenden Bankfläche gebildet. Der weitaus größte Teil dieser Bankfläche besitzt dabei eine heute wulstige Oberfläche. Im Süd- und Ostteil des ehemaligen Steinbruchs wurden jedoch auch tieferliegende Schichtflächen in unterschiedlichen Niveaus großflächig freigelegt. Die Oberflächen dieser nur wenige mm bis maximal 3 - 4 cm mächtigen Schichten weisen eine Vielfalt von Marken (vor allem Rippelmarken) und Spuren auf (Abb. 4).



Abb. 4: Teilansicht der Rippelflächen.

Um das Inventar der Marken und Spuren genauer zu erfassen und die räumlich-zeitlichen Beziehungen der angeschnittenen Schichteinheiten erkennen zu können, wurden zwei ausgewählte Bereiche kartiert (Abb. 5, 6, 7). Die Grundlage dafür bildete ein Grundrißplan des ehemaligen Steinbruchs sowie ein Rasternetz (Abb. 5) - beides angefertigt und freundlicherweise zur Verfügung gestellt von S. KULLE-BATTERMANN und R. TÖNEBÖHN, durch die erstmals eine systematische Bearbeitung der Saurierspuren auf der Steinbruchsohlfläche erfolgte (vgl. LOOK et al. 1988).

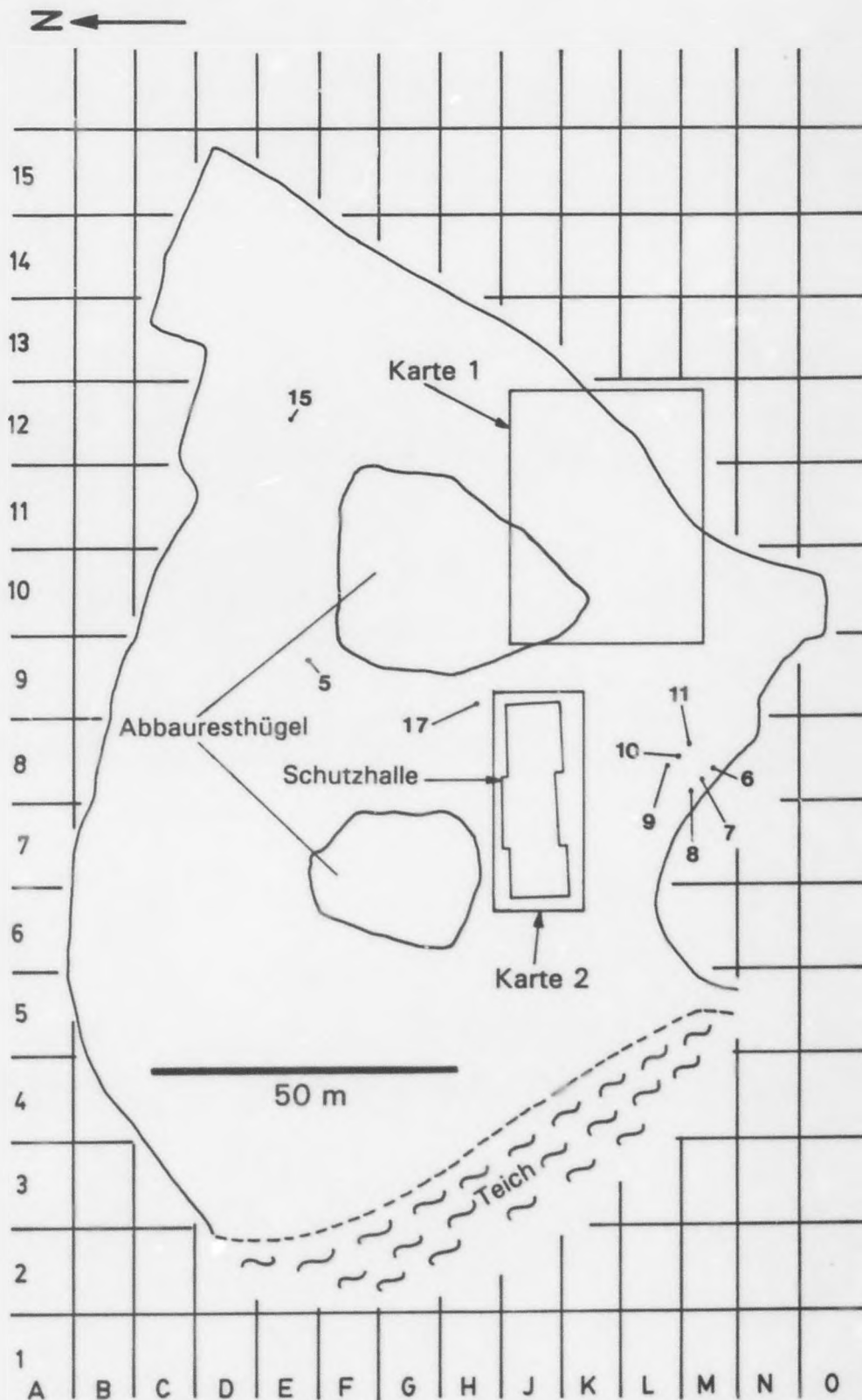


Abb. 5: Gesamtplan des Aufschlusses (Stand 1988). Eingetragen ist die Lage der Detailkarten 1 und 2 der Abb. 6 und 7, 25 und 26 bzw. 58 und 59 sowie die Lage von Probenentnahmepunkten (8). Rasternetz zur Orientierung.



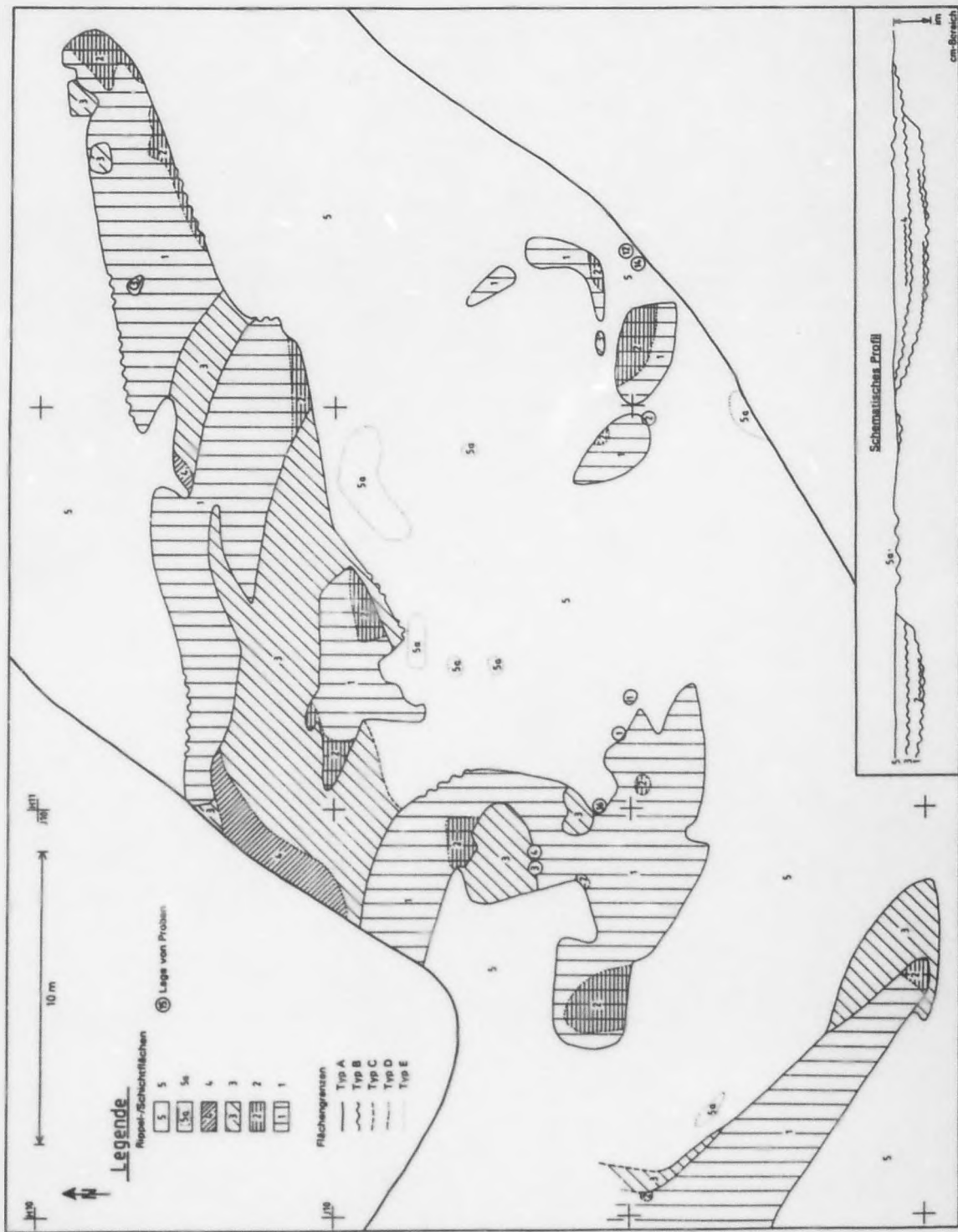


Abb. 6: Karte 1: Kartierung der Rippelflächen (Erläuterung siehe Abb. 7).



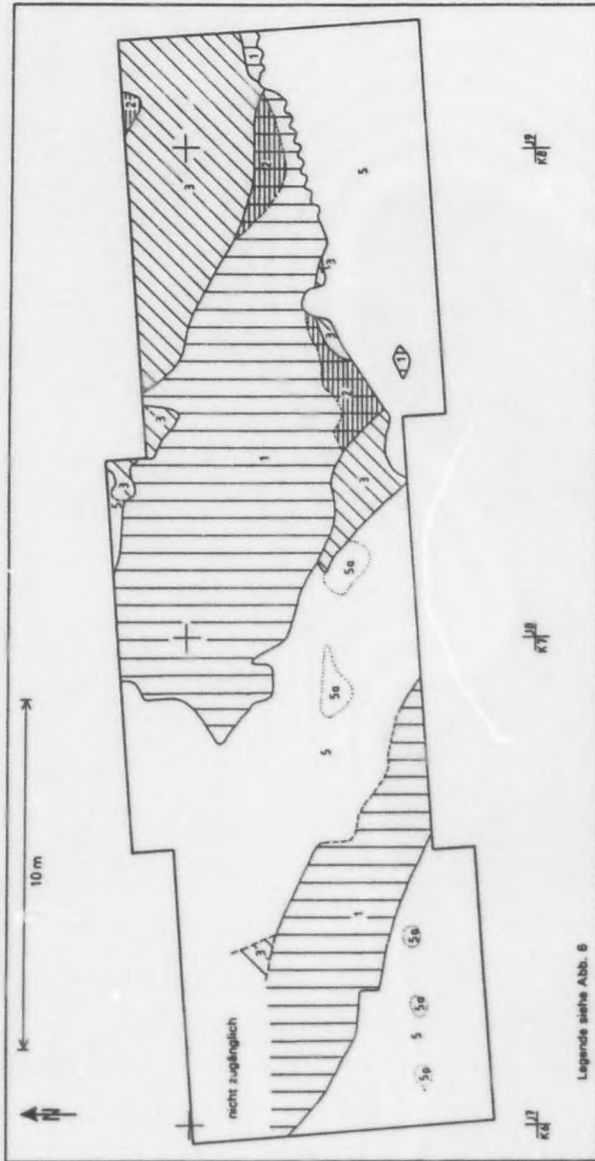


Abb. 7: Karte 2: Kartierung der Rippelflächen. Legende siehe Abb. 6: Die Rippelfläche 1 stellt das tiefste, die Fläche 5 mit Rippelflächen 5a das höchste aufgeschlossene Flächenniveau auf der Aufschlußsohlbank dar. Flächengrenzen: Typ A: willkürliche Abbruchkanten infolge des Steinbruchbetriebes, Typ B: Diskordanzen, Typ C: verwitterungsbedingt "unscharfe" Grenzen, Typ D: Grenzen von primär nur fleckenhaft angelegten Rippelflächen 2 und 4 ( heutige Verbreitung sedimentär oder verwitterungs- oder steinbruchbetriebsbedingt), Typ E: Grenzen von Rippelflächen 5a. Schematisches Profil in der Abb. 6: Extrem überhöhtes schematisches Profil zur Veranschaulichung der Lagebeziehung der aufgeschlossenen Flächen (weitere Erläuterung im Text).

Die verschiedenen Schichtniveaus wurden infolge des Steinbruchbetriebes und durch die Verwitterung freigelegt, da die einzelnen Schichten durch tonige Häutchen gegeneinander getrennt sind, entlang derer sie sich ablösen (vgl. Kap. 3.1.). Den größten Teil der Sohlbankfläche bildet die bereits erwähnte wulstige Oberfläche, die in den Abb. 6 und 7 als Oberfläche "5" bezeichnet ist.

Die Verbreitungsgrenzen der einzelnen, meist unter dem Niveau der Oberfläche 5 liegenden, Rippelflächen (vgl. Abb. 6 und 7) sind durch mehrere Faktoren begründet. Zum einen handelt es sich um willkürlich beim Steinbruchbetrieb bzw. durch die Verwitterung entstandene Abbruchkanten von Schichtflächen, d.h. zu einer tiefer gelegenen Schichtfläche, also nicht unbedingt zur nächsttieferen (Typ A, siehe Abb. 6 und 7). Auskeilende Tonlagen können dabei das Ablöseverhalten der Schichten zueinander beeinflussen und damit die Lage von Abbruchkanten von einer Schichtfläche zur nächsttieferen. Weiterhin können Erosionsdiskordanzen die Grenzen der Verbreitung von Rippelflächen darstellen (Typ B). Oftmals weist dabei die liegende Rippelfläche unmittelbar "vor" der Diskordanz ein deutliches Ansteigen zur Erosionsdiskordanz hin auf. Außerdem scheinen beim Steinbruchbetrieb entstandene Abbruchkanten zum Teil nur wenig vom Verlauf von Erosionsdiskordanzen abzuweichen (vgl. Abb. 6). Den Typ C stellen Verbreitungsgrenzen dar, die bei der Verwitterung "unscharf" geblieben sind und im Gelände keine klare Linie markieren oder sie sind solche, die sich nicht genau festlegen lassen, da sie nicht zugänglich sind (Schutzhalle, W-Teil; Abb. 7).

Schließlich kommen Rippelflächen vor, die schon primär nur "fleckenhaft" angelegt wurden (Flächengrenzen-Typ D; Abb. 6 und 7, Rippelflächen 2 und 4). Es handelt sich um isolierte, aber zeitgleich angelegte Rippelsysteme (siehe unten). Die Sedimentlagen, deren Oberflächen diese Rippelmarken tragen, sind im allgemeinen nur sehr geringmächtig (maximal einige mm). Oftmals ist ein randliches Auskeilen der rippeltragenden Sedimentlage zu beobachten, bis die Rippeln schließlich in das Niveau der liegenden Rippelfläche eingreifen, um dann, immer schwächer werdend, auszulaufen (vgl. Kap. 3.4.1.2.). Teilweise sind die Grenzen des Typs D auch verwitterungs- oder steinbruchbetriebsbedingte Abbruchkanten.

Isolierte, "fleckenhafte" Rippelflächen (mit "5a" in den Abb. 6 und 7 bezeichnet) kommen weiterhin im Niveau der Oberfläche 5 der Steinbruchsohle im gesamten Steinbruch vor. Ihre maximale Ausdehnung beträgt ca. 4 m, ist meist aber viel geringer. Die Begrenzung dieser Rippelflächen stellt einen weiteren Typ dar (Typ E): Die Rippelflächen liegen überwiegend etwas unter dem Niveau der Oberfläche 5, wiederholt auch genau in diesem Niveau bzw. manchmal sogar leicht darüber. Im ersten Fall werden die Rippeln randlich überlagert, im zweiten und dritten Fall mehr oder weniger deutlich randlich durch eine Erosionsdiskordanz gegen die Oberfläche 5 begrenzt. Häufig treten beide Möglichkeiten nebeneinander auf (Abb. 8). Die "fleckenhaften" Rippelflächen sind Reste eines Rippelsystems, das ursprünglich als durchgehende Rippeloberfläche angelegt wurde (vgl. Kap. 3.3.).



Abb. 8: Oberfläche 5 mit isoliertem "fleckenhaften" Rippelvorkommen 5a.

Die einzelnen Teilflächen der verschiedenen Rippelflächen lassen sich gut auch über größere Entfernungen korrelieren (vgl. Abb. 5, 6, 7), da die Rippelsysteme der unterschiedlichen Rippelflächen jeweils eine typische Ausbildung aufwei-

sen (Streichen der Rippelkämme, Rippelgröße, Rippelform, Gesteinsfarbe, relative Lage zu anderen Rippelflächen u.a.). Die Rippeloberfläche 1 stellt das älteste aufgeschlossene Flächenniveau dar. Es ist großflächig verfolgbar. Nachfolgend wurden "fleckenhaft" die Rippelflächen 2 angelegt. Die nächstjüngere Rippelfläche 3 stellt wiederum eine großflächig angelegte Rippelfläche dar. Nur lokal wurde anschließend die Rippelfläche 4 gebildet. Das Rippelsystem 5a war ursprünglich ebenfalls eine großflächig angelegte Rippelfläche, wurde aber nachträglich weitgehend zerstört und ist nur noch in Resten im Niveau der Oberfläche 5 erhalten (vgl. hierzu Kap. 3.3.).

Die Existenz der Rippelflächen 1 bis 4 (Abb. 6 und 7) beschränkt sich weitgehend auf die heute freiliegenden Areale im Süd- und Ostteil der Steinbruchsohle. In anderen Bereichen des ehemaligen Steinbruchs sind sie nur sporadisch in kleinen "Flecken" (im dm - m- Bereich) vorhanden und darüber hinaus wahrscheinlich nur noch in geringem Maße unter der heutigen Sohle in diesen Arealen (Oberfläche 5) verborgen, da sie in Gesteinsproben aus der Sohle des Aufschlusses in jenen Bereichen nicht beobachtet wurden (die rippelmarkentragenden Schichten wurden hier bei der Anlage der Oberfläche 5 wieder zerstört oder abgetragen). Die Oberfläche 5 bildet den weitaus größten Teil der Steinbruchsohle.

Das schematische Profil in der Abb. 6 (gültig für die Abb. 6 und 7) stellt die beobachteten Lagebeziehungen der einzelnen kartierten Flächen zueinander dar. Es ist stark überhöht. Auch die Rippelmarken sind schematisiert dargestellt, geben aber ihre Größenverhältnisse zueinander in etwa richtig wieder. Die kartierten Flächen weisen hin und wieder ein deutliches Relief auf, insbesondere die Rippeloberfläche 1. Teilweise sind auf ihr regelrechte Steilkanten (von einigen cm Höhe), als Ränder höher gelegener Areale, ausgebildet. Die Rippelfläche 3 besitzt dagegen ein deutlich geringeres Relief und das geringste die Oberfläche 5, die eine weitgehend ausgeglichene Oberfläche darstellt (vgl. Kap. 3.2.) und die wahrscheinlich der "isochronen Schichtfläche" von JÜRGENS (1972: 24) in einigen Steinbrüchen bei Münchehagen entspricht.



### 3. Sedimenttexturen

#### 3.1. Schichtung

Die wohl wichtigste texturale Eigenschaft von Sedimentgesteinen ist die Schichtung. Eine Analyse der vorhandenen Schichtungsarten erlaubt Rückschlüsse auf die Genese der zu untersuchenden Gesteine. Im folgenden sollen die verschiedenen internen Schichtungsarten des Silt- bis Feinsandsteins der Sohlbank des ehemaligen Steinbruchs Wesling vorgestellt werden.

##### 3.1.1. Rippelschichtung

Rippelschichtung stellt den vorherrschenden Schichtungstyp dar. Es handelt sich dabei um eine Wellenrippelschichtung von Kleinrippeln (vgl. REINECK et al. 1971: 94; in WILDE 1981: 14 als "Mikroschrägschichtung" bezeichnet). Diese unterscheidet sich, ganz allgemein, durch einige markante Merkmale von einer Strömungsrippelschichtung, wie in Abb. 9 dargestellt.

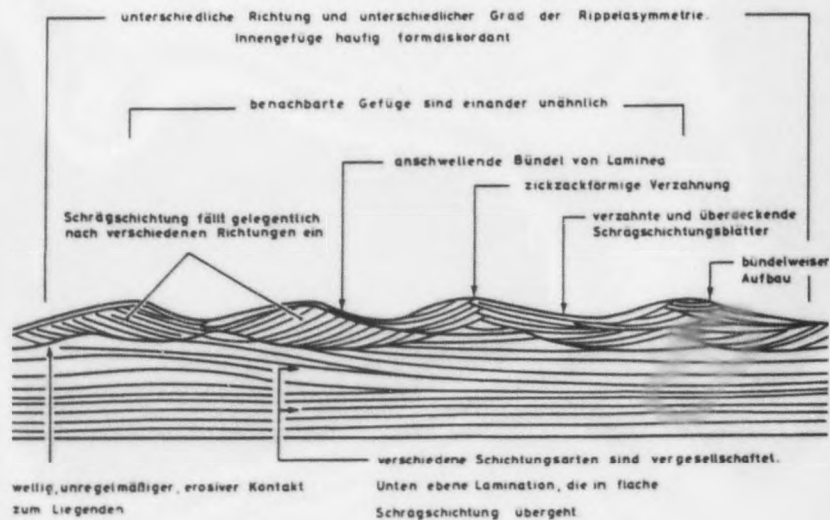


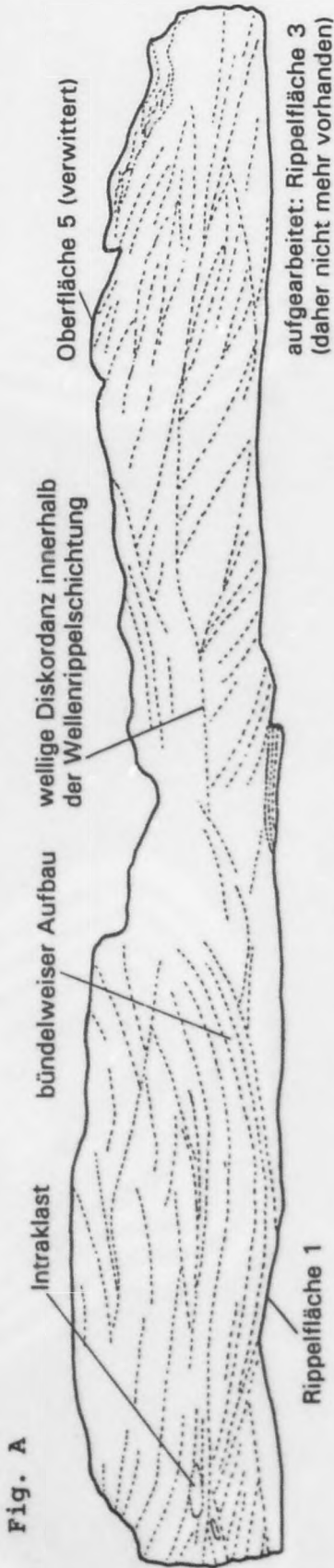
Abb. 9: Merkmale von Wellenrippelschichtung (aus REINECK 1984: 107).

Die meisten dieser Merkmale wurden in Anschliffen von Proben aus der Sohle des Aufschlusses wiedergefunden. Es sind dies vor allem: Wellige, unregelmäßige, erosive Diskordanzflächen innerhalb der Schichtung (nicht zu verwechseln mit großflächigen Diskordanzen, vgl. Kap. 2.), ein Auftreten unterschiedlicher Einfallrichtungen der Schrägschichtung, verzahnte und überdeckende Schrägschichtungsblätter (chevron structures) sowie ein bündelweiser Aufbau derselben. Einige typische Beispiele zeigen die Abb. 10 und 11. Die Proben stammen sowohl aus dem Bereich der Rippelflächen (Abb. 10) als auch aus anderen Arealen der Steinbruchsohle (Abb. 11, vgl. auch Abb. 17). Die Interstrukturen sind im allgemeinen nur schwer erkennbar, da die rippelgeschichteten Sandsteine sich durch eine gute Kornsortierung auszeichnen (sie sind vorwiegend feinsandig) und durch Bioturbation das Sediment in unterschiedlichem Maße entschichtet wurde.

Die einzelnen, geringmächtigen Schichtungskörper im Niveau der Steinbruchsohlfläche sind sowohl durch großflächige Erosionsdiskordanzen (vgl. Kap. 3.2.) als auch durch Tonlagen (im Bereich der Rippelflächen, vgl. Kap. 2.) getrennt. Teilweise wurden diese Tonlagen und das Liegende bei der Ablagerung jüngerer Sedimente wieder aufgearbeitet (vgl. Abb. 10, Fig. A, B), wodurch sich einzelne Schichten durch den Steinbruchbetrieb oder im Zuge der Verwitterung nicht mehr voneinander ablösten. Manchmal sind im Anschliff Tonfetzen zu beobachten, die zu Beginn der Sedimentation des hangenden Sediments losgerissen wurden. Nichterosive, durch Tonlagen bezeichnete Schichtoberflächen tragen Rippelmarken, die im Kap. 3.4.1. behandelt werden sollen. Meist sind die Tonlagen in den Rippeltälern deutlich mächtiger (bis zu ca. 3 mm), manchmal fehlen sie auf den Rippelkämmen ganz. Die Erhaltung der Rippelmarken nach ihrer Bildung war an die Ablagerung der Tonlagen gebunden, da selbst dünne Tonhäutchen eine Oberfläche fixieren und bei wieder auflebender Wasserbewegung eine erneute Aufarbeitung zu erschweren vermögen (HJULSTRÖM - Diagramm).

Wellenrippeln bzw. Wellenrippelschichtung kommen in unterschiedlichen Fazies vor. So auf dem offenen Schelf (RAAF et al. 1977, FREELAND et al. 1981, GRAFENSTEIN 1984) ebenso wie im Watt (REINECK 1961, REINECK 1978, REINECK & SINGH 1986),





aufgearbeitet: Rippelfläche 3 (daher nicht mehr vorhanden)

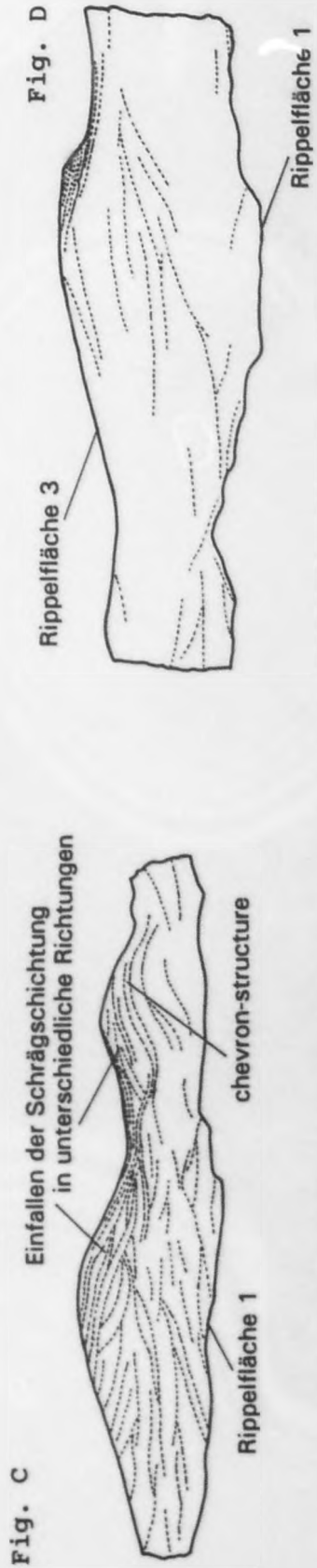


Abb. 10: Wellenrippelschichtung in Proben aus der Aufschlußsohlbank im Anschnitt (Fig. A - Probe 1, Fig. B - Probe 2, Fig. C - Probe 3, Fig. D - Probe 4; alle Proben: links: MW, rechts: SE, Lage s. Abb. 6).

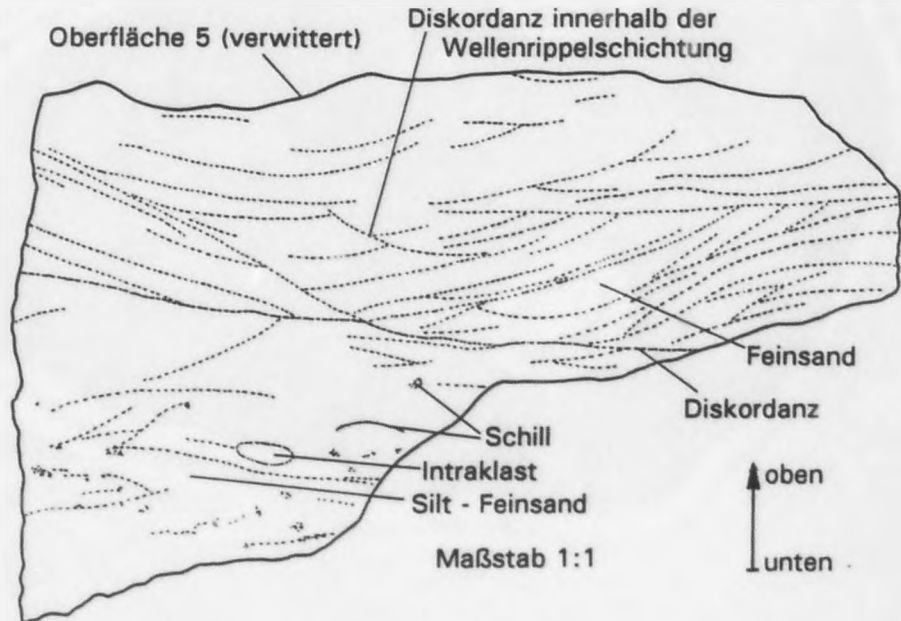


Abb. 11: Wellenrippelschichtung (Probe 5, Lokalität siehe Abb. 5).

im lagunären Milieu (STRAATEN 1954, FISHER et al. 1969, REINECK & SINGH 1986 u.a.) oder im Strandbereich (NEWTON 1968). Oszillationsrippeln in Strandnähe weisen allerdings eine gleichgerichtete Internstruktur auf (ähnlich Strömungsrippeln), da hier die kreisförmige Oszillationsbewegung der Wasserwellen in eine horizontale Bewegung übergeht. Die Entstehung von Kleinrippeln ist an ein niedriges bis mäßig hohes Energieniveau gebunden (REINECK 1984: 97), die beobachteten Tonlagen kennzeichnen Stillwasserphasen (RUST 1971: 228). Es müssen also wechselnde energetische Verhältnisse im Sedimentationsraum geherrscht haben. Die beschriebene Wellenrippelschichtung entstand unter Bedingungen, die frei vom Einfluß von Strömung (bzw. Brandung) waren.

### 3.1.2. Flaser- und Linsenschichtung

Flaser- und Linsenschichtung besteht aus Rippeln oder Rippelschrägschichtung in Wechsellagerung mit Schlicklagen, die als Flaser- oder wellige Lagen ausgebildet sind (REINECK & SINGH 1986). Es existieren alle Übergänge (REINECK

1984). Sie ist, neben Rippelschichtung, ein häufig auftretender Schichtungstyp in der Sohlbank des Aufschlusses. Es handelt sich meist um schlecht sortierte helle Sand- bis Siltsteine mit dunklen tonig-siltigen Flasern und/oder helleren siltig-sandigen Linsen. Obwohl die Überprägung durch Bioturbation insgesamt sehr stark ist, ist die primäre Form der Flasern und Linsen meist mehr oder weniger deutlich erkennbar (unzerstört gebliebene feine Internlaminationen, in den sandigen Partien Nachzeichnen von Kleinrippelgefügen durch tonige Flasern). Die obersten 0 - 2 cm unterhalb der Oberfläche 1 (vgl. Kap. 2.) der Sohlbank des Aufschlusses sind meist flaser-geschichtet. Die Basis dieser Lage ist oft erosiv. Innerhalb dieser Lage wird das vorher vorhandene Relief zum Hangenden hin ausgeglichen. Den Top bilden dann die Rippelmarken der Rippelfläche 1. Weiterhin wurde Flaser- und Linsenschichtung in Bohrkernen, die im Südteil des Aufschlusses der Sohlbank entnommen wurden, beobachtet (Abb. 12; Proben 6 - 11, ihre Lage siehe Abb. 5). Auffällig ist hier der rhythmische Wechsel von Flaser- und Linsenschichtung einerseits und Rippelschichtung andererseits, was auf eine zyklische Veränderung des Energieniveaus im Ablagerungsraum hindeutet.

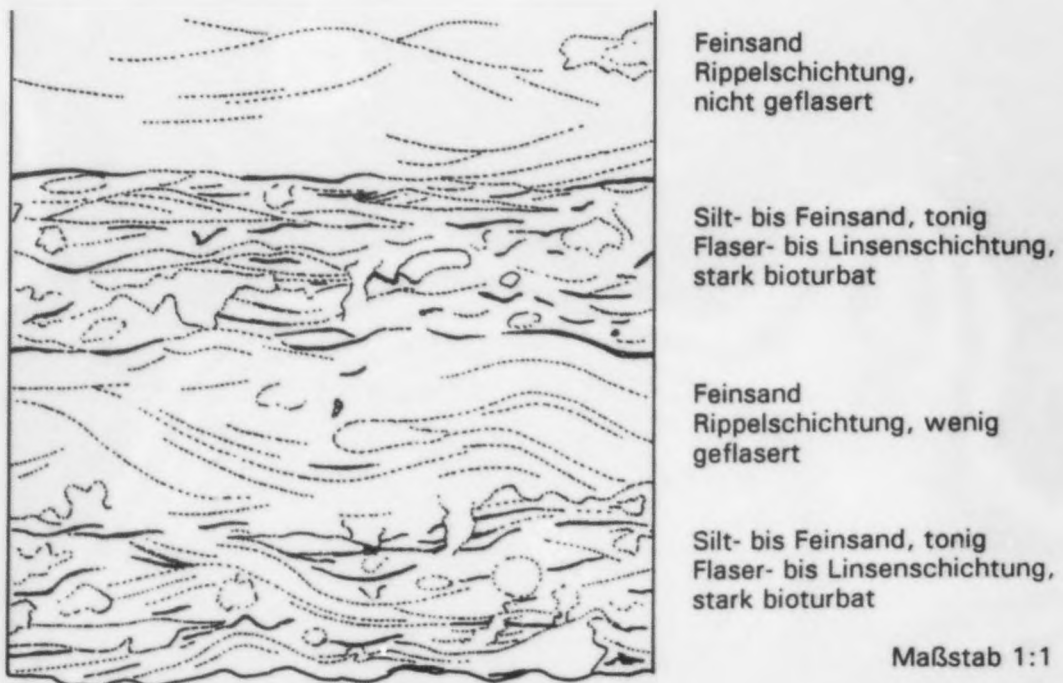


Abb. 12: stark bioturbate Linsen- und Flaserschichtung im Wechsel mit Rippelschichtung (Probe 11, Lokalität siehe Abb. 5).

Die Genese von Linsen- und Flaserschichtung ist stets an einen wiederholten Wechsel von bewegtem Wasser und Stillwasser gebunden. Bevorzugtes Bildungsmilieu ist dabei der Gezeitenbereich (REINECK & WUNDERLICH 1968: 103), sie kann aber auch in tieferem Wasser (auf dem offenen Schelf) entstehen (RAAF et al. 1977). Die schlechte Kornsortierung und die bereits erwähnte oft erosive Basis des obersten Horizonts weisen möglicherweise auf eine Entstehung unter Schlechtwetterbedingungen hin (vgl. dazu REINECK 1978: 84 f.).

### 3.1.3. Parallelschichtung

Parallelschichtung kommt nur sporadisch zusammen mit Ripfelschichtung vor. Die Mächtigkeit parallelgeschichteter, fein laminiertes Lagen (die sich oft an der Basis von rippelgeschichteten Partien befinden) beträgt selten mehr als wenige mm. Es sind alle Übergänge von der planaren Parallelschichtung über eine wellige Parallelschichtung zur Rippelschichtung vorhanden. Die parallelgeschichteten Lagen unterscheiden sich in Korngröße, Farbe etc. nicht von den rippelgeschichteten Partien. Parallelschichtung dieses Typs ent-

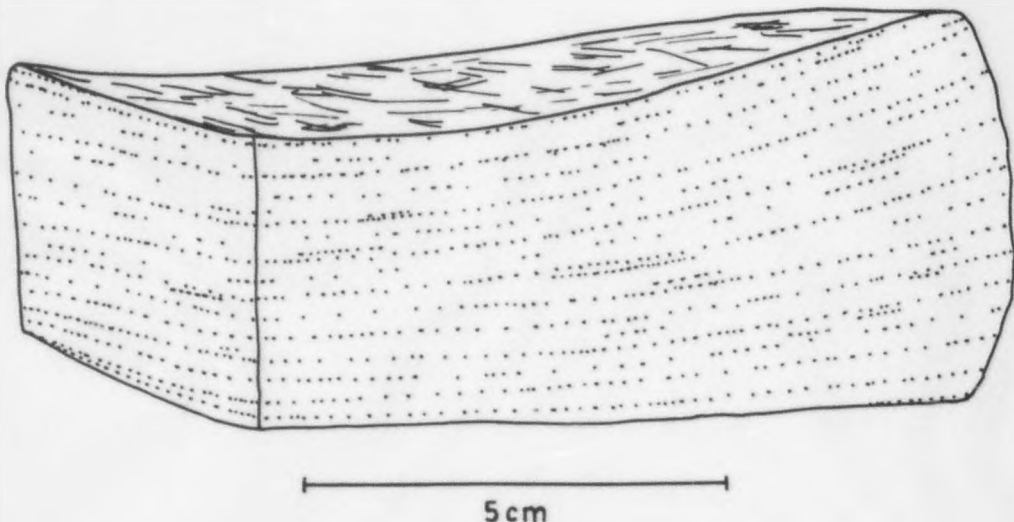


Abb. 13: Parallelschichtung, Probe aus einer Rinnenfüllung (Probe 13, Lokalität siehe Abb. 5).



steht unterhalb der kritischen Geschwindigkeit der Bildung von Rippeln, wenn genügend Sediment verfügbar ist (REINECK & SINGH 1986).

In Rinnenfüllungen (Kap. 3.5.) stellt die Parallelschichtung dagegen den vorherrschenden Schichtungstyp dar. Die Schichtung tritt hier durch die lagenweise Anreicherung von Pflanzenhäckseln und Schill sowie durch Korngrößenwechsel und Farbunterschiede deutlich in Erscheinung. Die Mächtigkeit der Laminae beträgt ca. 0,5 - 2 mm (Abb. 13). Kennzeichnend ist weiterhin eine schlechte Kornsortierung und das Vorkommen von Intraklasten (Kap. 3.1.6.) in den parallelgeschichteten Lagen. Parallelschichtung dieses Typs entsteht durch schießendes Wasser (REINECK 1984: 80, 97).

#### 3.1.4. Gradierte Schichtung

Gradierte Schichtung konnte lediglich in einem Fall eindeutig beobachtet werden. Die max. 1,5 cm mächtige Lage ist von siltigem Feinsand zu Silt gradiert. Im Hangenden schalten sich zunehmend Tonfasern ein. Die Kornsortierung ist ins-

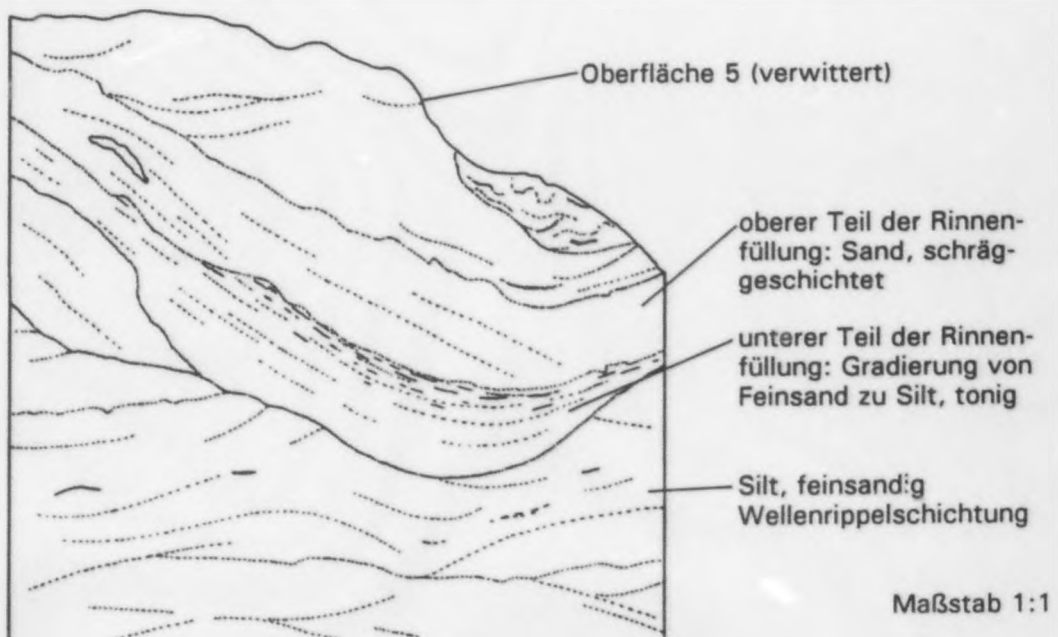


Abb. 14: Gradierte Schichtung in der Füllung einer kleinen Rinne in einem Bohrkern (Probe 6, Lokalität siehe Abb. 5).

gesamt sehr schlecht. Bioturbation ist nicht vorhanden. Es handelt sich hierbei um den tiefsten Teil einer kleinen Rinne, die in einem Bohrkern angeschnitten wurde (Abb. 14). Die Gradierung deutet auf eine anfänglich rasche Sedimentation bei dann abnehmender Wasserbewegung hin. Für eine schnelle Verfüllung der Rinne spricht weiterhin die fehlende interne Bioturbation.

### 3.1.5. Convolute bedding

Convolute bedding ist kein primäres Schichtungsgefüge, sondern stellt eine postsedimentäre Deformation der Schichtung dar (COLLINSON & THOMPSON 1989). Sie kommen lediglich im Niveau der Oberfläche 5 (vgl. Kap. 2.) in linsen- und flasergeschichteten Sedimenten vor (Abb. 15): In sandigen Bereichen sind wulstige Wickelstrukturen zu beobachten. Dies weisen keine interne Schichtung mehr auf, da diese im Zuge der Deformation der ehemals vorhandenen Sandlagen und -linsen zerstört wurde. Die Unterseiten der Sandlinsen deuten durch ihre Form darüber hinaus oft Belastungsmarken an (Abb. 15).

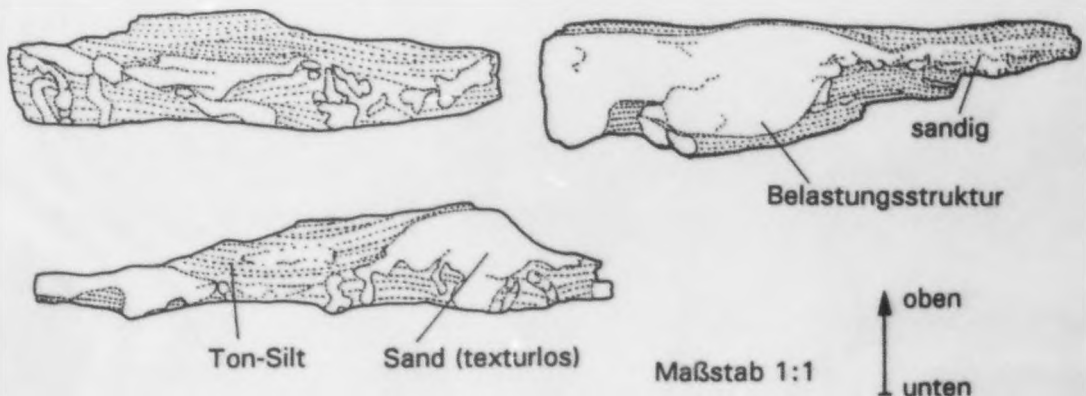


Abb. 15: Convolute bedding in linsengeschichteten Gesteinen (Probe 14, Lokalität siehe Abb. 5).

Convolute bedding entsteht durch einen "schwimmsandartigen Fließvorgang" (REINECK 1984: 50). Während der Deformation des Sediments tritt Wasser nach aus, was zu einem Aufschwimmen



des Sediments führt. Dieses kann unterschiedliche Ursachen haben: Kompaktion des Sediments beim Trockenfallen mit resultierendem Wasseraustrieb, seismische Schockwellen und anderes (REINECK & SINGH 1986.). Ob eventuell auch Dichteunterschiede durch eingeschlossene Luft (BOER 1979) im vorliegenden Fall eine Rolle spielten, ist unklar. Hinweise dafür gibt es nicht. Convolute bedding kommt häufig im Watt und im fluvialen Ablagerungsraum vor, ebenso in Turbiditen (REINECK & SINGH 1986). Voraussetzung für die Entstehung sind nichtkohäsive, feinkörnige Sedimente.

### 3.1.6. Intraklasten, Pflanzenhäcksel, Schill

Intraklasten kommen, insgesamt gesehen, recht selten vor. Es handelt sich um tonige Gerölle mit sehr unterschiedlichen Rundungsgraden (teilweise nicht, teilweise stark gerundet). Im allgemeinen überschreitet ihre Größe 10 - 15 mm nicht. Intraklasten sind in Wattgebieten besonders häufig (REINECK 1984: 218). In Sedimenten des offenen Schelfs wurden sie dagegen bisher nicht beobachtet (Ausnahme: Tempestite).

Pflanzenhäcksel von bis zu wenigen mm Größe sind sehr häufig. Speziell in den Tälern der Rippelmarken (Kap. 3.4.1.) sind kohlige schwarze Häcksel oft als regellose Zusammenschwemmungen vorhanden, seltener sind sie auf den Kämmen strömungsüberformter Rippelmarken (siehe Kap. 3.4.1.2.) eingeregelt. Hin und wieder sind auch grössere Reste (meist als Abdruck) von bis zu ca. 1 m Länge im Niveau der Oberfläche 5 (vgl. Kap. 2.) zu beobachten (vgl. WILDE 1981). Pflanzenhäcksel kommen auch in Sedimenten von Rinnenfüllungen (Kap. 3.5.) reichlich vor und sie bilden hier wiederholt besonders mächtig angehäuften Zusammenschwemmungen von zum Teil >1 m Ausdehnung.

Feiner Schill (bis ca. 3 mm Größe) ist häufig zu beobachten, vor allem in Anschliffen (vgl. Abb. 11), grober Schill kommt hingegen vorwiegend in Rinnenfüllungen vor und bildet hier wiederholt Schalenpflaster (vgl. Kap. 3.5.). Schill tritt generell nicht in Schalenerhaltung auf.

### 3.1.7. Entschichtung

Wiederholt kommt es vor, daß im Gestein infolge sekundärer Entschichtung keine Schichtungstexturen erkennbar sind. Dabei sind dann aber normalerweise ein schlieriges Innengefüge oder flaserige bis schlierige, unregelmäßige Laminationen erkennbar, die auf eine Zerstörung einer ursprünglich vorhandenen Feinschichtung schließen lassen. Entschichtung und Schichtung kommen nebeneinander vor und es gibt alle Übergänge, so daß in den meisten Fällen noch Relikte der Schichtung erkennbar sind (Abb. 12).

Der größte Teil der Entschichtung ist wahrscheinlich biogenen Ursprungs. Es handelt sich um Verformungswühlgefüge, die eine Verformung des ursprünglichen Gefüges durch Organismen ohne Gestaltung neuer Formen mit selbständigen Umrissen darstellen (SCHÄFER 1956). Auf eine Entschichtung durch Bioturbation deuten auch die zahlreich vorhandenen Spurenfossilien (Gestaltungswühlgefüge, vgl. Kap. 4.) hin. Bei den beobachteten Fällen von Entschichtung sind fast immer auch einzelne bis zahlreiche Gestaltungswühlgefüge (SCHÄFER 1956) erkennbar, so daß die Entschichtung sicher das Ergebnis von Bioturbation darstellt. Überhaupt ist eine Vielzahl an Spurenfossilien im Gestein und vor allem auf den einzelnen Schichtflächen der Aufschlußsohlbank zu beobachten. Diese sollen jedoch, obwohl auch sie zu den Sedimenttexturen im weiteren Sinne zählen, in einem späteren Kapitel (Kap. 4.) behandelt werden. Möglicherweise ist ein Teil der Entschichtung auf Mikroorganismen zurückzuführen (vgl. WERNER 1963).

Inwieweit Entwässerungsvorgänge und das Entweichen von im Sediment eingeschlossenen Gasblasen (FÖRSTNER et al. 1968) eine Rolle bei der Zerstörung der Schichtung spielten, ist nicht zu bestimmen. Zumindest sind keine Hinweise dafür vorhanden.

### 3.2. Erosionsdiskordanzen

Wiederholt wurden sowohl im Aufschluß als auch in Anschliffen von Gesteinsproben Erosionsdiskordanzen zwischen einzelnen Schichtkörpern beobachtet (Erosionsdiskordanzen, wie sie

z.B. innerhalb der Wellenrippelschichtung auftreten, sollen hier nicht betrachtet werden). Bereits im Kap. 2. wurden Diskordanzen gegen die Oberfläche 5 erwähnt. Während etwas höher gelegene Areale flächenhaft erodiert wurden, blieben tiefer gelegene Bereiche (die der heutigen Rippelflächen) davon ausgenommen. Die Oberfläche 5 stellt eine Ausgleichsfläche dar, ein vormals vorhandenes Relief im Zuge eines stärkeren Ereignisses nivellierend (vgl. Abb. 16). Sie ist als isochrone Schichtfläche auch in benachbarten Steinbrüchen vorhanden (vgl. Kap. 2.).

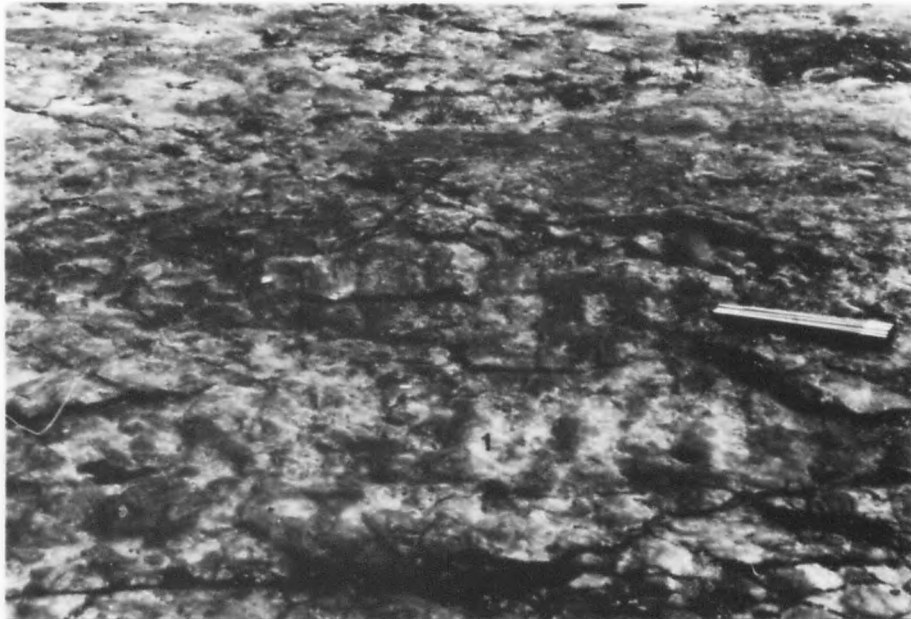


Abb. 16: Die Oberfläche 5 als Ausgleichsfläche: Durch die Oberfläche 5 werden nur die ehemals höher gelegenen Areale der Rippelfläche 1 erosiv abgeschnitten (siehe Pfeil).

Weitere Erosionsdiskordanzen wurden in Gesteinsanschliffen beobachtet. Ihr erosiver Charakter ist meist deutlich sichtbar und sie sind stets mit einem Materialwechsel verbunden (Abb. 17). Die Diskordanzen können ein ausgeprägtes Kleinrelief aufweisen (Abb. 17), wenn das liegende Sediment eine genügende Bindigkeit besaß. In rezenten Watten ist dies im Schlick der Fall. Wenn nach der Erosion des liegenden Sediments nur eine geringe Sedimentanlieferung erfolgte (Abb.

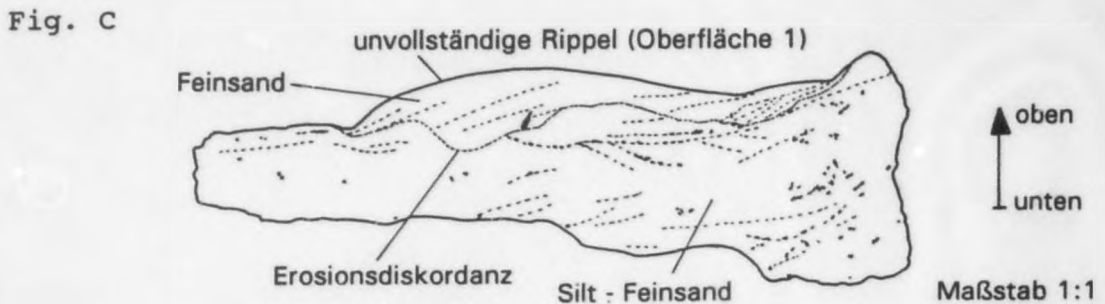
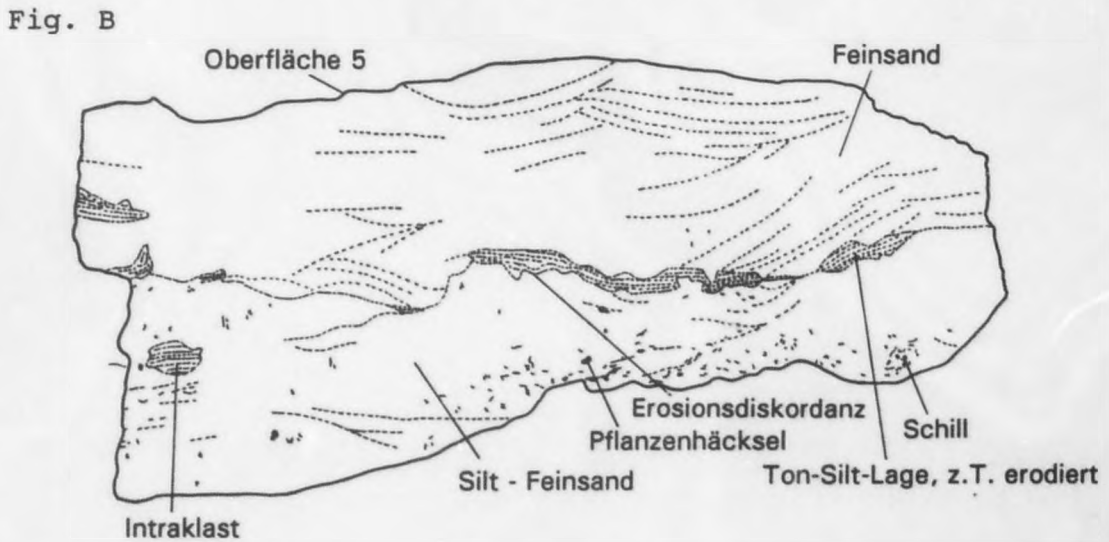
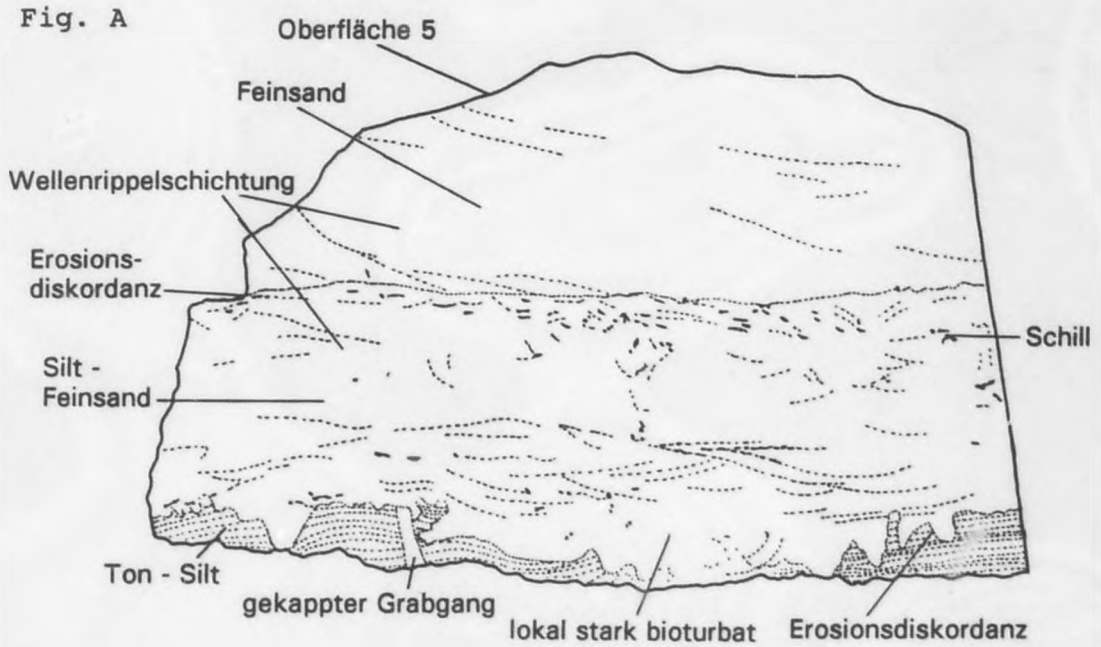


Abb. 17: Erosionsdiskordanzen (Fig. A - Probe 15, Fig. B - Probe 16, Fig. C - Probe 17; Lokalitäten der Proben siehe Abb. 5 und 6).



17, Fig. C), konnten sich nur unvollständige Rippeln (REINECK 1961: 57) bilden. Teilweise wurde nach der Erosion des Liegenden auf die Diskordanz ein tonig-siltiges Sediment abgelagert (Abb. 17, Fig. B), das nachfolgend ebenfalls teilweise wieder abgetragen wurde. Intraklasten desselben im Sediment über der Diskordanz sprechen für eine schnelle Aufarbeitung der tonig-siltigen Lage.

Insgesamt ist festzustellen: Es kommen zahlreiche Diskordanzflächen zwischen einzelnen Schichtkörpern vor. Sie sind meist deutlich erosiv sowie stets mit einem Materialwechsel verbunden. Dies deutet auf variable energetische Verhältnisse hin. Dadurch bedingt, kam es zu einer wechselnden Sedimentation unterschiedlicher Korngrößen, zu verschiedenen Sedimentationsraten und wiederholter Aufarbeitung.

### 3.3. Die Oberfläche 5 der Sohlbank des Aufschlusses

Die Oberfläche 5 der Steinbruchsohlbank bildet den weitaus größten Teil der Steinbruchsohle (vgl. Kap. 2.). Sie besitzt ein wulstiges Relief, hervorgerufen durch unregelmäßig be-



Abb. 18: Oberfläche 5 der Steinbruchsohlbank.



grenzte, zum Teil ineinanderübergehende Vertiefungen von maximal 5 cm Tiefe in ihrer Oberfläche (Abb. 18). Die Ausdehnung dieser Löcher nimmt mit deren Tiefe zu. Während kleinere Vertiefungen meist längliche Umrisse haben, besitzen Größere unregelmäßigere Formen. In einigen Bereichen der Oberfläche 5 treten die Vertiefungen in ihrer Häufigkeit zurück und es existieren darüber hinaus Areale mit einer mehr oder weniger glatten Oberfläche. Die Ausdehnung letzterer beträgt im allgemeinen maximal wenige dm. Lediglich im Bereich um das Koordinaten-kreuz 11/12 - K/L (vgl. Abb. 5) existiert ein größeres zusammenhängendes Areal mit glatter Oberfläche.

Durch die Verwitterung (vorwiegend Frostverwitterung im Winter) wird ein Ablösen unregelmäßig geformter Stücke von der Oberfläche 5 verursacht. Die Verwitterung wird dabei entlang von Inhomogenitätsflächen (Tonlagen in Rippeltälern, Tonlagen flaserschichteter Bereiche, Wühlgefüge, Pflanzenhäcksel) wirksam, das heißt die Form und Richtung abwitternder Gesteinsstücke wird durch gesteinsinterne Texturen bestimmt. Der Ausgangspunkt der Verwitterung war die oben bereits erwähnte glatte Oberfläche (siehe unten). Anfangs verlaufen die entstehenden, überwiegend länglichen Vertiefungen oft parallel - ein Zeichen dafür, daß sie sich dann an internen Rippelrichtungen (den Tonlagen der Rippeltäler) orientieren. Mit fortschreitender Vergrößerung der Vertiefungen und zunehmender Tiefe werden neue Richtungen einbezogen, so daß die Vertiefungen unregelmäßiger werden. Das Abwittern von Gesteinsstücken geschieht umso häufiger, je zahlreicher Inhomogenitätsflächen im Gestein vorhanden sind. Ein weitgehendes Fehlen von Flaserschichtung und Wühlgefügen verhindert lokal das Verwittern zu einer wulstigen Oberfläche.

Die Oberfläche 5 der Sohle des Aufschlusses (Kap. 2.) stellte ursprünglich eine glatte Fläche dar. Die Genese dieser glatten Fläche ist problematisch. Befriedigend ist dies nur unter Berücksichtigung von Vorkommen von kleinen Rippelfeldern (5a, vgl. Kap. 2.) mit größeren Wellenrippeln möglich, die trotz ihres heute nur "inselhaften" Auftretens (von maximal 4 m Ausdehnung) gemeinsamer Entstehung sind. Es bleibt zu klären, ob sie schon primär nur "fleckenhaft" auf der glatten Oberfläche 5 angelegt wurden, oder ob sie ursprünglich eine durchgehende Rippelfläche bildeten. Die Ober-

flächen der heute vorhandenen Rippelflächen 5a sind öfters entweder deutlich gegen die Oberfläche 5 geneigt oder sie besitzen eine muldenförmig eingetiefte Oberfläche. Nur selten befindet sich ihre Rippeloberfläche genau im Niveau der Oberfläche 5. Randlich können die Rippelflächen 5a sowohl vollständig erosiv durch die damals glatte Oberfläche 5 abgeschnitten, sein oder sie werden durch maximal 5 cm Sediment überlagert. Oft treten beide Möglichkeiten nebeneinander auf, bedingt durch die erwähnte Neigung der Oberflächen 5 und 5a gegeneinander (Abb. 19).

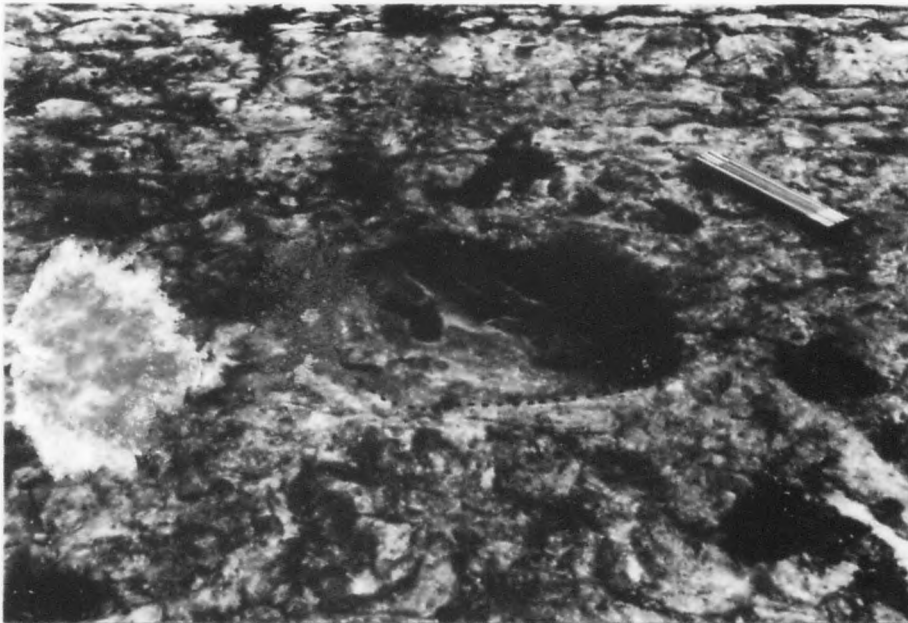


Abb. 19: Rippelfläche 5a, geneigt gegen die Oberfläche 5 (weitere Erläuterung im Text).

Ähnliche Strukturen beschreibt MACKENZIE (1975: 121f.): In einer glatten Schichtfläche sind "inselartige" kleine gerippte Flächen vorhanden. Die Rippeln steigen randlich zur glatten Oberfläche hin an, wodurch sie sich von denen der Oberfläche 5a der Sohle des Aufschlusses unterscheiden. MACKENZIE diskutiert zwei Möglichkeiten der Entstehung: 1) Durch ein kräftiges Ereignis wird eine glatte Sedimentoberfläche geschaffen und diese von Algenmatten besiedelt, die sich nachfolgend zum Teil wieder ablösen. Diese freiliegenden

Bereiche können geripfelt werden (vgl. auch REINECK 1984: 214). 2) Die Rippeln blieben nur in Depressionen erhalten; in höher gelegenen Arealen (der größte Teil der Sedimentoberfläche) werden sie durch schwappendes Wasser oder Schichtfluten zerstört. Beides deutet auf einen schnellen Wechsel der Wassertiefe hin. Die erste Möglichkeit scheidet zur Erklärung der Genese der Rippelflächen 5a aus, da die Rippeln teilweise randlich überlagert werden, d.h. sie wurden randlich überschüttet. Der zweite Fall ist in modifizierter Form eher denkbar: Einige der Rippelfelder 5a weisen Merkmale auf, die auf ein Trockenfallen hindeuten (Kap. 3.4.1.2.). Die Tatsache, daß Rippelfelder häufig randlich sowohl abgeschnitten, als auch an anderen benachbarten Abschnitten desselben Rippelfeldes konkordant überlagert werden, deutet auf eine rasche Sedimentumlagerung im Niveau der Oberfläche 5 (die eine Ausgleichsoberfläche darstellt!, vgl. Kap. 2) hin. Ein schichtflutartiges Abfließen des Wassers (MACKENZIE 1975: 122), eine glatte, mehr oder weniger ausgeglichene Sedimentoberfläche erzeugend, erscheint dafür als Erklärung am ehesten denkbar. Ein solches schnelles Abfließen des Wassers erfordert ein hochenergetisches Ereignis (Sturm).

### **3.4. Marken**

#### **3.4.1. Rippelmarken**

Rippelmarken sind auf unterschiedlichen Flächenniveaus der Sohlbankfläche des Aufschlusses erhalten (Kap. 2.). Sie unterscheiden sich sowohl in ihrer Größe und Gestalt als auch in ihren Streichrichtungen. Rippelmarken können wesentliche Informationen über den Ablagerungsraum vermitteln. Sie wurden deshalb systematisch vermessen (Kap. 3.4.1.1.). Dabei wurde erkennbar, daß sie vielfach synsedimentär überprägt sind (Kap. 3.4.1.2.), so daß die primäre Rippelgestalt in unterschiedlichem Maße verändert vorliegt.

##### **3.4.1.1. Rippelmessungen**

Eine Vermessung von Rippelmarken ist Grundlage der Deutung ihrer Genese. Rippeln entstehen durch Sedimentbewegungen an

der Substratoberfläche, hervorgerufen durch Wasserbewegungen (Windrippeln sollen hier nicht betrachtet werden). Dabei sind zwei Grundtypen von Rippeln unterscheidbar: Strömungsrippeln und Wellenrippeln (REINECK & SINGH 1986 u.a.).

Strömungsrippeln entstehen unter dem Einfluß einer Fließbewegung des Wassers. Sie sind stets gleichgerichtet asymmetrisch (Abb. 20) und ihre Käme sind stets unverzweigt.

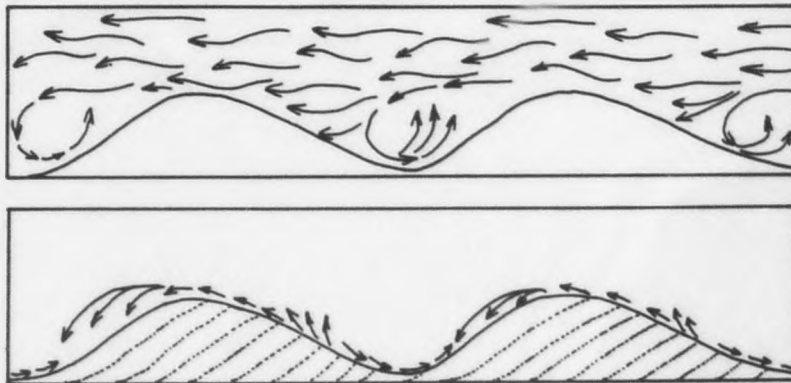


Abb. 20: Strömung (oben) und Sedimentbewegung (unten) an wandernden Strömungsrippeln (nach REINECK 1961: 52).

Wellenrippeln entstehen unter Einwirkung des Windes oder Seeganges, was im Wasser Oszillationswalzen erzeugt, die sich auf die Sedimentoberfläche übertragen (REINECK 1961). Dadurch wird Sediment von den Tälern auf die Käme transportiert (Abb. 21). Die entstehenden Rippeln sind mehr oder weniger symmetrisch. Hin und wieder auftretende Asymmetrie ist nicht gleichsinnig. Die Rippelkäme sind meist bifurkat.

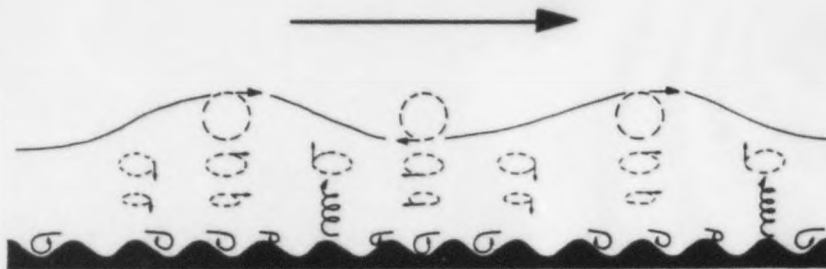


Abb. 21: Genese von Wellenrippeln (aus REINECK 1984: 216).



Zwischen Strömungsrippeln und Wellenrippeln gibt es Übergangsformen. Diese asymmetrischen Wellenrippeln entstehen durch asymmetrische Schwingungen der Wasserteilchen bis hin zu einem gleichzeitigen Wirken von Oszillation und Strömung (REINECK & WUNDERLICH 1968: 326). Ihre Rippelkämme können ebenfalls Bifurkationen aufweisen und sind meist gerade (REINECK & SINGH 1986).

Zur Beschreibung von Rippelmarken benutzt man eine Reihe meßbarer Parameter, die rechnerisch und statistisch ausgewertet werden können. Es sind dies v.a. die Rippellänge und die Rippelhöhe sowie die Projektionen von Luv- und Leehang auf die Basis (Abb. 22). Sekundär überprägte Rippelmarken (Kap. 3.4.1.2.) wurden bei der Vermessung zur Bestimmung dieser Parameter nicht berücksichtigt (vgl. TANNER 1967).

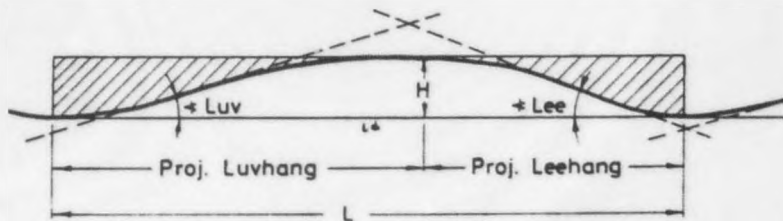


Abb. 22: Die Identitätsmaße einer Rippel (aus REINECK & WUNDERLICH 1968: 324).

Hieraus lassen sich der Rippel-Index (RI) und der Rippel-symmetrie-Index (RSI) berechnen (TANNER 1967):

$$RI = \frac{L}{H} \qquad RSI = \frac{l_1}{l_2}$$

Die gemessenen bzw. berechneten Werte lassen sich graphisch darstellen ((Abb. 23). Je flacher ein Rippel ist, umso stärker verschieben sich in der Abb. 23, Fig. A die Werte in Richtung "Strömung" und in der Abb. 23, Fig. B in Richtung "Windrippeln". Je asymmetrischer Rippelmarken sind, umso stärker verschieben sie sich im RI-RSI-Diagramm in Richtung



"Strömungsrippeln". Die schraffierten Felder und der Bereich "Ü" stellen Überlappungsbereiche dar.

Fig. A

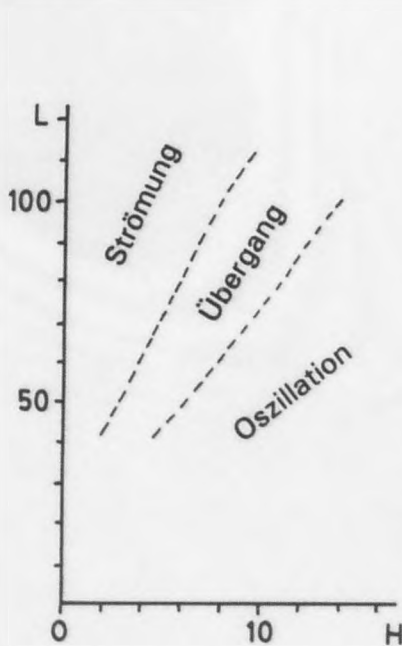


Fig. B

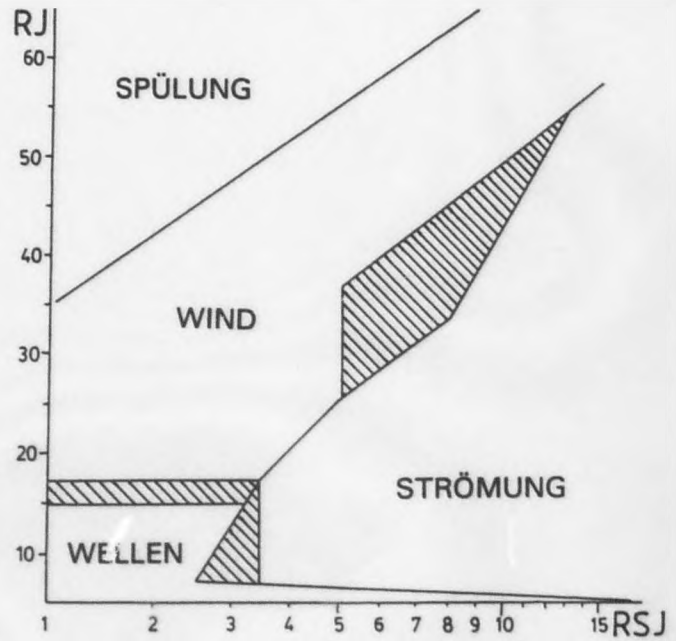


Abb. 23: Meßpunktdiagramme nach TANNER (1967).

In wenigen Fällen wurden weiterhin die Parallelitäts-Indizes  $PI_1$  und  $PI_2$  (REINECK & SINGH 1986) berechnet:

$$PI_1 = \frac{\text{Länge der Kammlobe} \cdot \text{min. Rippellänge}}{\text{Hauptrippellänge} \cdot \text{max. Rippellänge}}$$

$$PI_2 = \frac{\text{max. Rippellänge} - \text{min. Rippellänge}}{\text{Hauptrippellänge}}$$

Diese Indizes können ebenfalls zur Unterscheidung von Strömungs- und Oszillationsrippeln verwendet werden:

$$PI_1 = \frac{\text{Strömung} \begin{array}{|c|} \hline \text{---} \\ \hline \end{array} \text{Wellen}}{1 \quad 2} \quad PI_2 = \frac{\text{Strömung} \begin{array}{|c|} \hline \text{---} \\ \hline \end{array} \text{Wellen}}{2 \quad 4}$$

(nach REINECK & SINGH 1986)

Um den unterschiedlich stark pendelnden Verlauf der Rippelkämme und auch ihre Streichrichtung charakterisieren zu können, wurden Rippelkämme jeweils in kurzen Abständen eingemessen und so der unterschiedlich stark pendelnde Verlauf der Rippelkämme als Änderung der Streichrichtung erfaßt (Abb. 24). Diese Streichwerte sind in Richtungsrosen dargestellt.

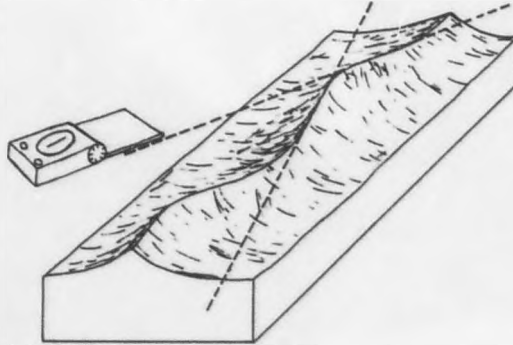


Abb. 24: Einmessen des pendelnden Rippelkammverlaufs (Erläuterung im Text).

Die im Kap. 1.3. beschriebene Meßmethode für Rippelprofile kann folgende Fehlerquellen besitzen (1. bis 5. nach BRUUN-PETERSEN & KRUMBEIN 1968: 134):

**synsedimentär:**

1. Die Rippelkämme können vom Regen erodiert worden sein.
2. Ton, Silt und Sand können in die Rippeltäler sedimentiert worden sein und das Bild verfälschen.
3. Die Rippelkämme können durch strömendes Wasser erodiert worden sein.
4. Änderungen in der Strömungsart und Richtung können die Rippeln verändert haben.

**postsedimentär:**

5. Die Rippeln können frühdiagenetisch zusammengedrückt worden sein.
6. Die Rippelkämme können durch die Verwitterung erodiert worden sein.

Dadurch können vor allem zu geringe Rippelhöhen vorgetäuscht werden, so daß sich die Werte im Diagramm (Abb. 23,

Fig. B) in Richtung "Windrippeln" verschoben. Kaum verändern sich dagegen der Rippelsymmetrie-Index (RSI) und der Rippelparallelitäts-Index (PI).

Die Rippelmarken der Sohle des Aufschlusses wurden systematisch nach den oben beschriebenen Methoden vermessen und erfaßt, um Datenmaterial für eine statistische Auswertung zu erhalten:

Das Streichen der Rippelmarken ist in den Abb. 25 und 26 dargestellt. Es treten, insgesamt gesehen, sehr unterschiedliche Streichrichtungen auf. Innerhalb eines Rippelsystems, das heißt auf einer isochronen Rippelfläche, ist jedoch das Streichen in etwa konstant. Hin und wieder treten Rippelmarken auf, die lokal durch ein Umbiegen der Kammlinien ihre Streichrichtung ändern. Interferenzrippeln wurden dagegen etwas häufiger (im Niveau der Rippelfläche 5a) beobachtet.

Das unterschiedliche Streichen der Rippelmarken der Rippelflächen, speziell der Rippelflächen 1, 3 und 5, weist in Verbindung mit dem Auftreten von Interferenz und Wellenbeugung auf eine Entstehung der Rippelmarken unter Flachwasserbedingungen in Küsten- bzw. unmittelbare Ufernähe hin, da hier durch refraktierte Wellen und sich kreuzende Wellensysteme alle möglichen Streichrichtungen auftreten können (GRAFENSTEIN 1984: 86). Das seltene Auftreten von Wellenbeugung an kleinen Untiefen, bei einer ansonsten innerhalb der isochronen Rippelflächen gleichbleibenden Streichrichtung der Rippelmarken, weist auf ein nur geringes Relief der damaligen Sedimentoberfläche im Bereich des heutigen Aufschlusses hin. Die Kante einer solchen kleinen Untiefe befindet sich ca. 2 m östlich der Rippelmeßgruppe A1 (Abb. 25). Die Untiefe selbst wurde im Zuge der Anlage der Oberfläche 5 erosiv abgeschnitten und ist nicht mehr als solche erhalten.

Den Kammverlauf der Rippelmarken charakterisieren die Richtungsrosen in den Abb. 25 und 26. Bei jeweils in etwa konstanter durchschnittlicher Streichrichtung der Rippelmarken auf den Rippeloberflächen 1 bzw. 3 zeigen sich innerhalb der Rippelflächen 1 und 3 Unterschiede im Kammverlauf ("ruhiger" bzw. "unruhiger").

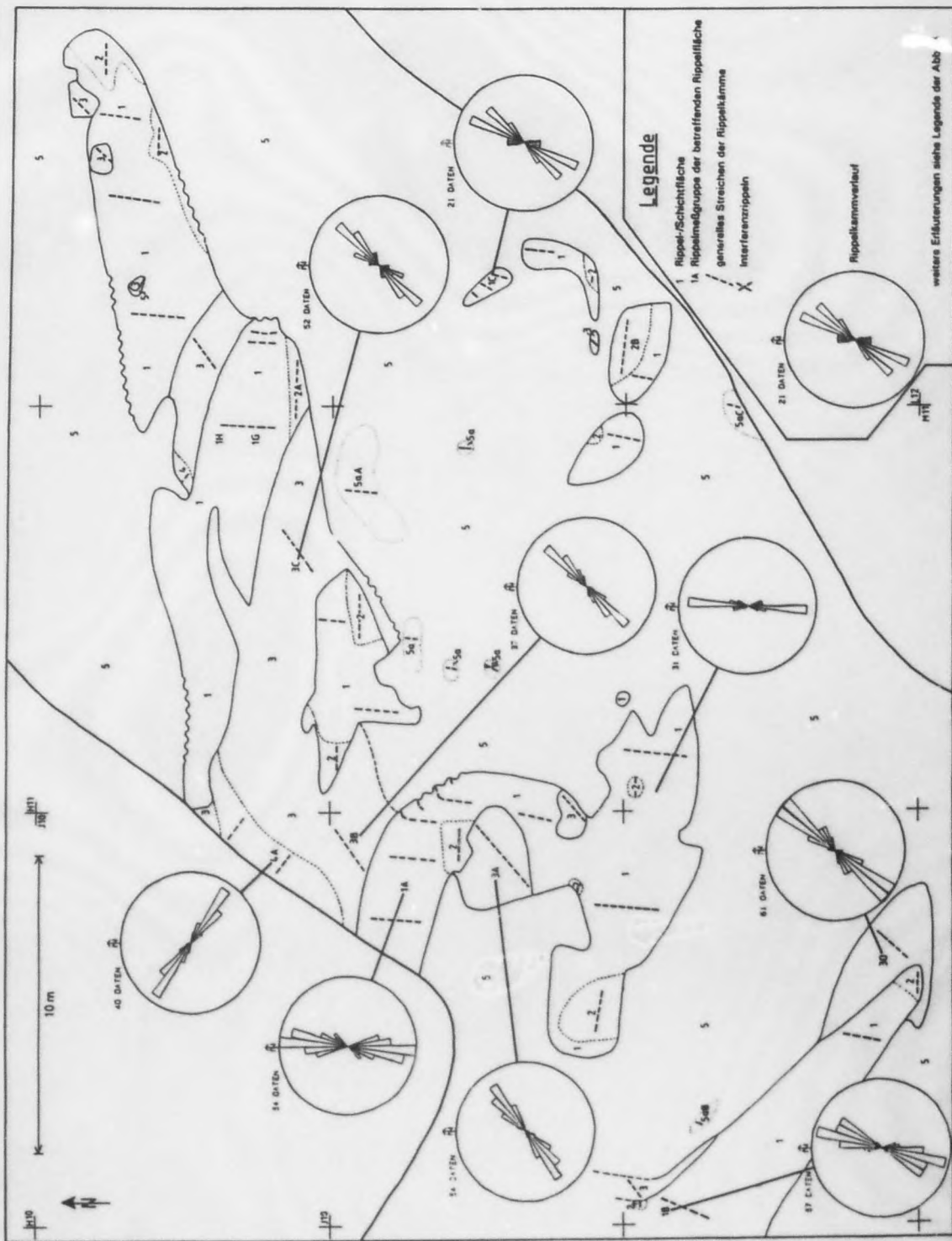


Abb. 25: Karte 1: Rippelsysteme der Rippelflächen 1, 2, 3, 4, 5a (weitere Erläuterung siehe Abb. 26).

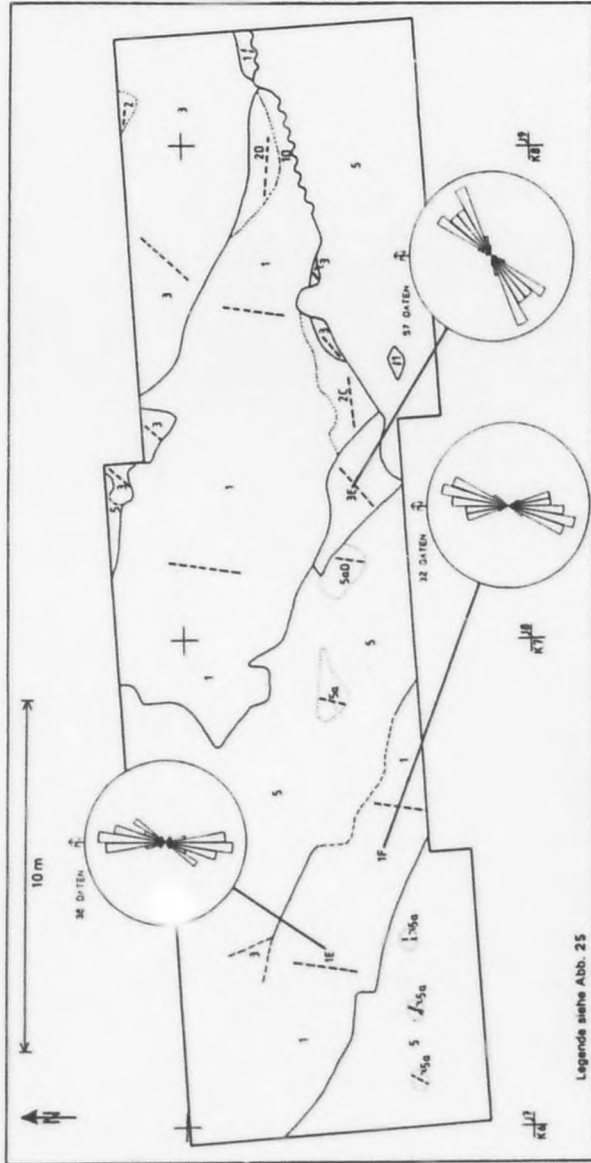


Abb. 26: Karte 2: Rippelsysteme der Rippelflächen 1, 2, 3, 4, 5a. Die generelle Rippelrichtung ist durch ----- angedeutet. Eingetragen ist die Lage von Rippelmeßgruppen ("iE", siehe Abb. 27 - 33), die zugehörigen Richtungsrosen spiegeln den unterschiedlich stark pendelnden Kammverlauf wider (vgl. Abb. 24).



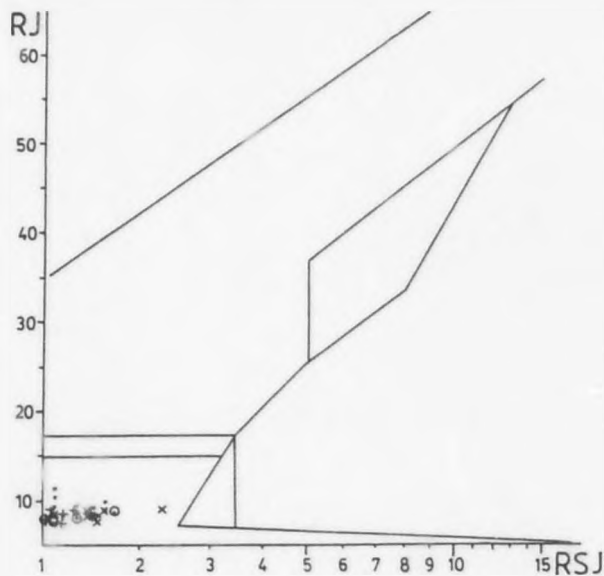
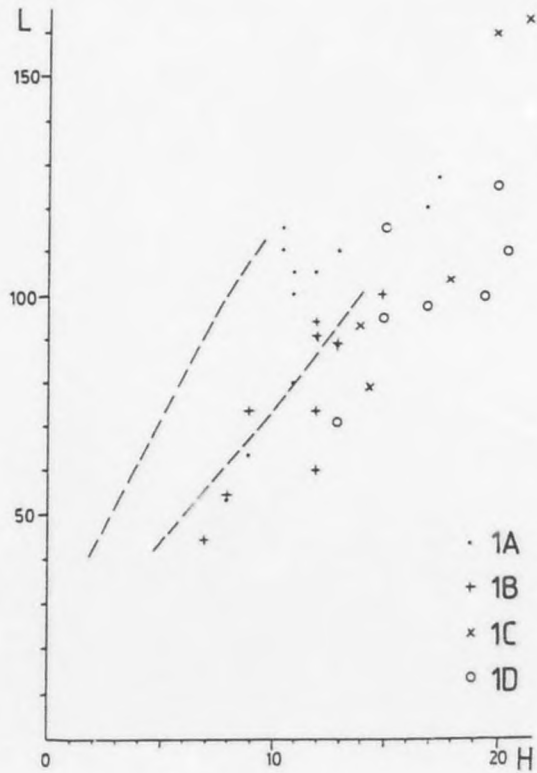


Abb. 27: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 1A, 1B, 1C und 1D der Rippelfläche 1.  
 Abb. 27 - 33: Die Auswertung erfolgt nach Rippelflächen und Rippelmeßgruppen getrennt. Die einzelnen Rippelmeßgruppen sind durch unterschiedliche Symbole bezeichnet. Zur Lage der Rippelmeßgruppen auf den Rippelflächen siehe Abb. 25 und 26. Zur Erläuterung der Diagramme siehe auch Abb. 23, weitere Erläuterung im Text.

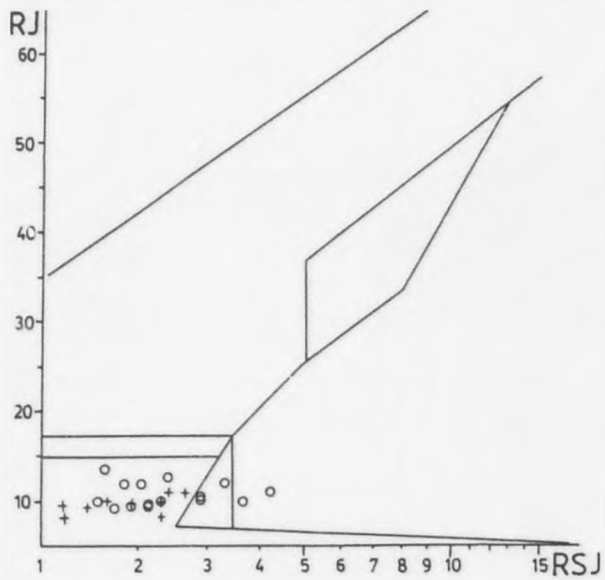
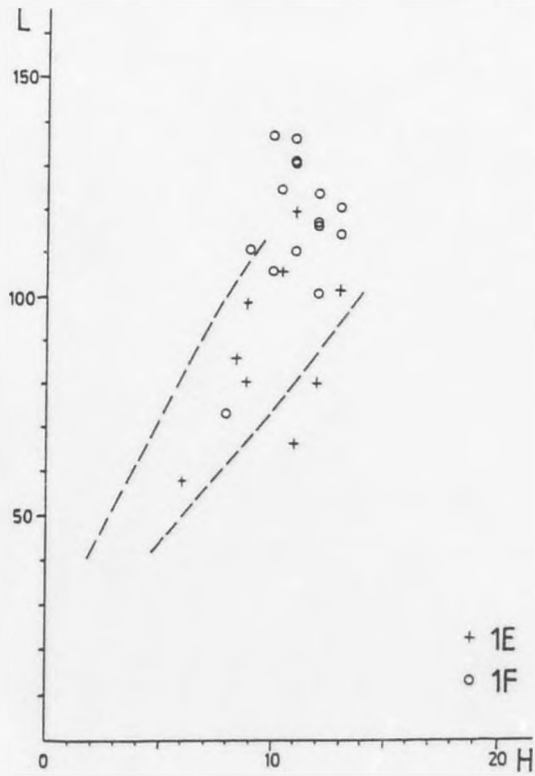


Abb. 28: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 1E und 1F der Rippelfläche 1. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.

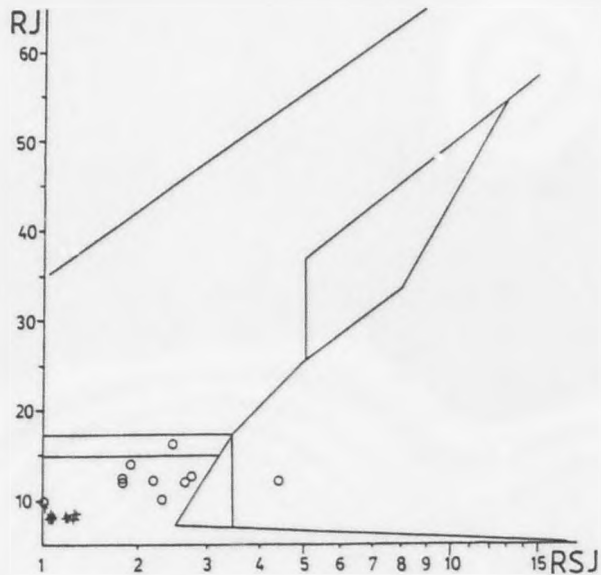
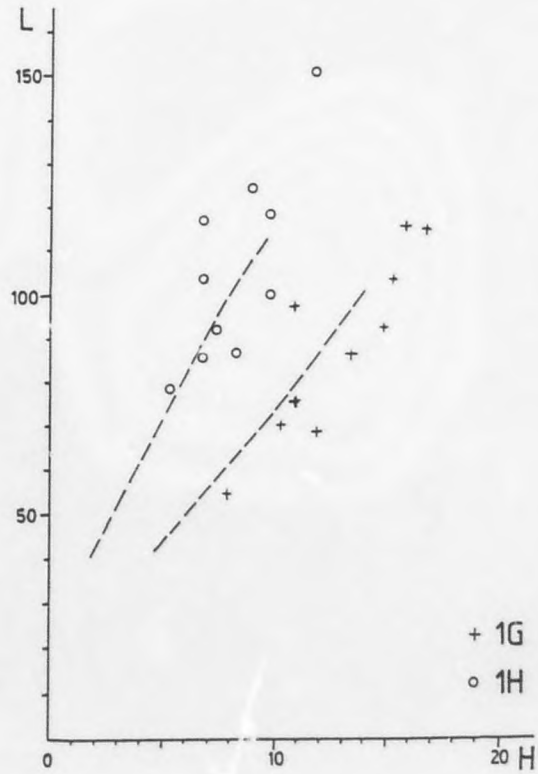


Abb. 29: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 1G und 1H der Rippelfläche 1. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.

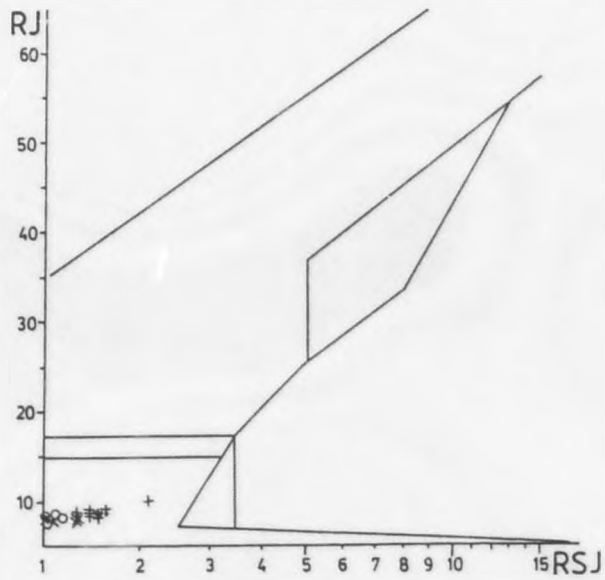
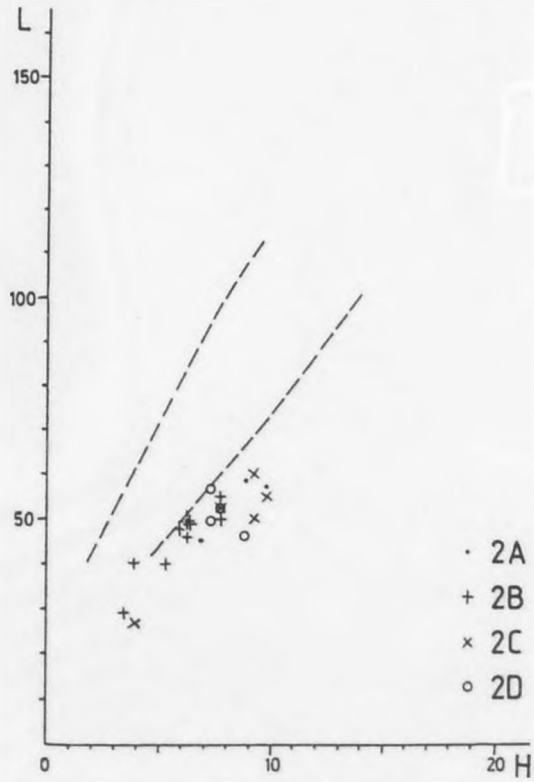


Abb. 30: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 2A, 2B, 2C und 2D der Rippelfläche 2. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.

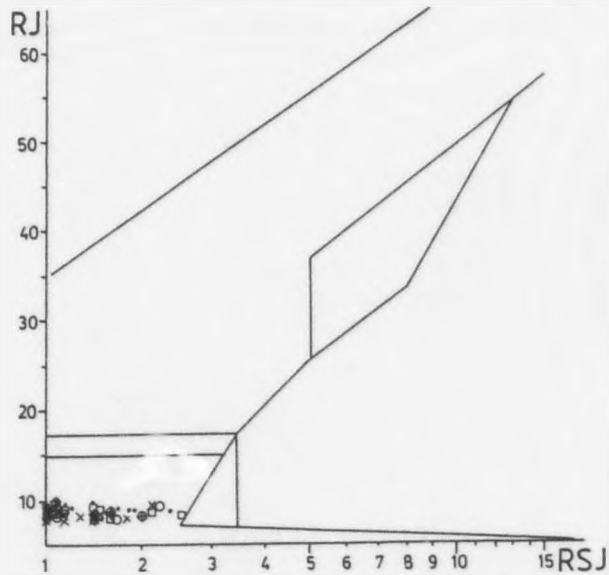
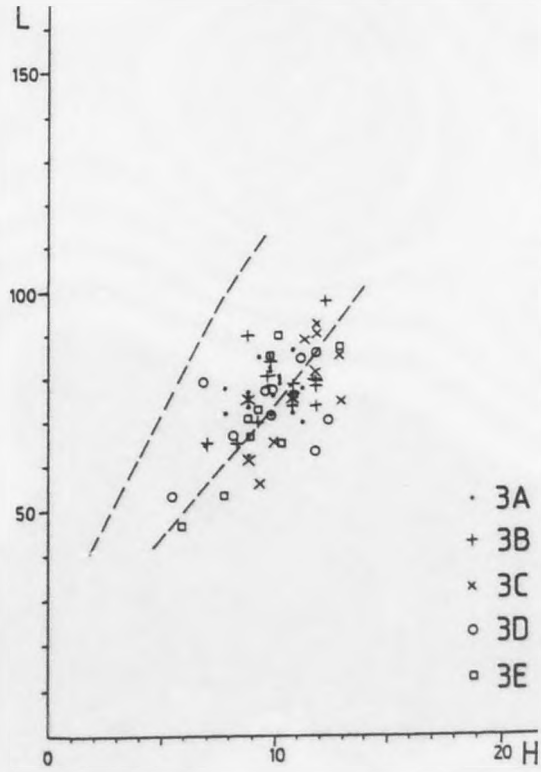


Abb. 31: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 3A, 3B, 3C, 3D und 3E der Rippelfläche 3. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.



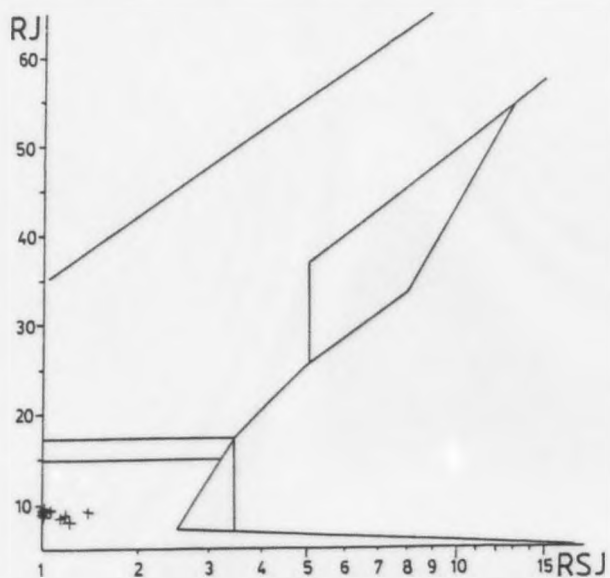
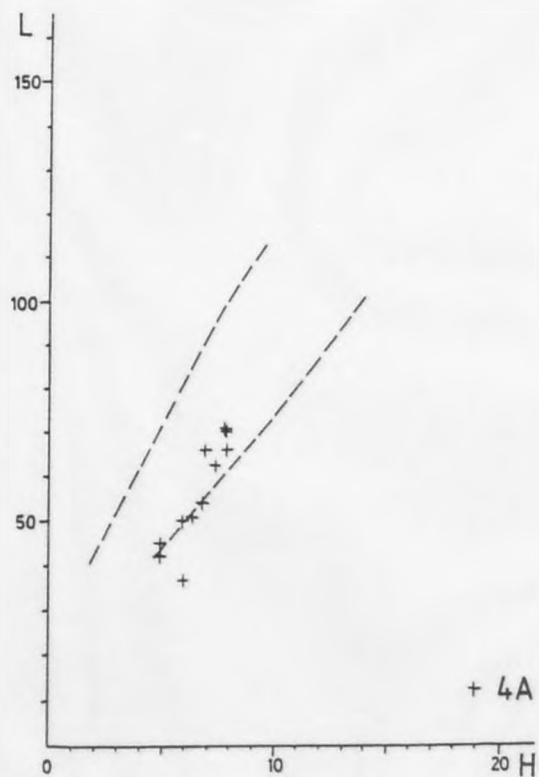


Abb. 32: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppe 4A der Rippelfläche 4. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.

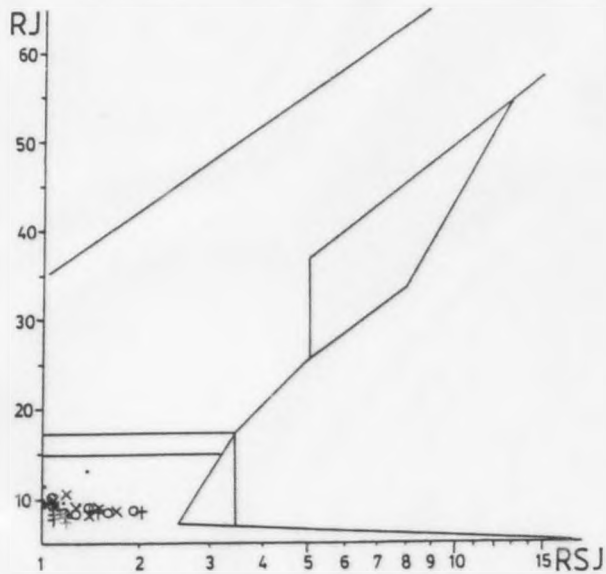
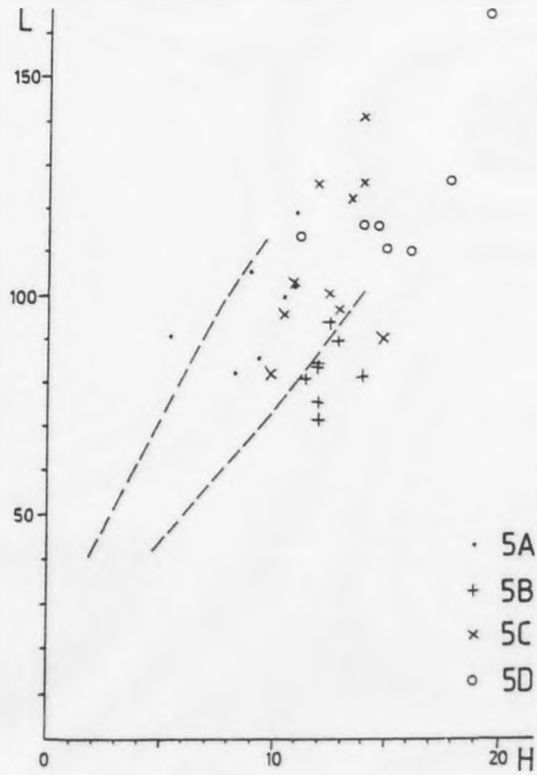


Abb. 33: Auswertung der Rippelprofilmessungen der Meßgruppen 5A, 5B, 5C und 5D der Rippelfläche 5. Weitere Erläuterung siehe Abb. 27.

Typisches Rippelprofil für die Meßgruppen 5A, 5B, 5C, 5D:



Typisches Rippelprofil für die Meßgruppe 4A:



Typisches Rippelprofil für die Meßgruppen 3A, 3B, 3C, 3D, 3E:



Typisches Rippelprofil für die Meßgruppen 2A, 2B, 2C, 2D:



Typisches Rippelprofil für die Meßgruppen 1A, 1B, 1C, 1D:



Typisches Rippelprofil für die Meßgruppen 1E, 1F, 1G, 1H:



Abb. 34: Typische Rippelprofile der Rippelmeßgruppen der unterschiedlichen Rippelflächen (vgl. Abb. 25, 26).

Die Unterschiede im Kammverlauf innerhalb einer Rippelfläche wurden wahrscheinlich durch etwas variierende Wassertiefen im Zusammenhang mit einem veränderlichen Einfluß unterschiedlicher Wellenrichtungen hervorgerufen. Besonders auffällig ist der fast völlig gestreckte Kammverlauf der Rippen der Rippelfläche 1 im Areal um das Koordinatenkreuz K/L-10/11 (Abb. 25), erkennbar an der geringen Streuung der Werte in der Richtungsrose. Ursache dafür ist hier eine Kappung der Rippelmarken durch strömendes Wasser (vgl. Kap. 3.4.1.2.). Auch Strömungsüberformung von Rippelmarken (siehe unten) führte zu einer geringen Begradigung des Kammverlaufs (vgl. die Richtungsrose der strömungsüberformten Rippen der Meßgruppe 1F mit der der Meßgruppe 1E, Abb. 26).

Rippelprofilmessungen wurden in ausgewählten Arealen durchgeführt, um daraus Daten für eine Auswertung nach dem oben beschriebenen Verfahren zu gewinnen: Die Meßgebiete der einzelnen Rippelmeßgruppen sind in den Karten der Abb. 25 und 26 eingetragen. Die Daten dieser Messungen werden in den Diagrammen der Abb. 27 bis 33 dargestellt. Es kommen dazu die Meßpunktdiagramme nach TANNER (1967), vgl. Abb. 23, zur Anwendung. Einzelne Meßgruppen der verschiedenen Rippelflächen werden durch unterschiedliche Symbole bezeichnet. Ergänzend dazu zeigt die Abb. 34 typische Rippelprofile der einzelnen Meßgruppen.

Aus der Auswertung der Daten ergibt sich folgendes: Die meisten Rippen sind symmetrische bis leicht asymmetrische Wellenrippeln (jedoch ohne gleichgerichtete Orientierung der Asymmetrie der Rippen einer Fläche), da ihre Werte in den RI-RSI-Diagrammen alle in den Bereich "Oszillation" und in den L-H-Diagrammen in den Bereich "Oszillation" oder in den Übergangsbereich fallen, siehe Abb. 27, 30, 31 32 und 33. Generell handelt es sich um Kleinrippeln. Ihre L- und H-Werte können dabei auch innerhalb der verschiedenen Rippelflächen erheblich schwanken (Abb. 27, 33). Die Rippelmarken weisen den für Wellenrippeln typischen Innenbau auf (Abb. 9, 10, 11). Die Meßergebnisse bestätigen somit diese Beobachtungen.

In den Abb. 28 und 29 werden jeweils zwei benachbarte Meßgruppen, und zwar die Meßgruppen 1E und 1F bzw. 1G und 1H, der Rippeloberfläche 1 miteinander verglichen (vgl. dazu die

entsprechenden Rippelprofile der Abb. 34!). Die Rippeln jeweils einer Meßgruppe (1F bzw. 1H) zeigen eine deutliche Asymmetrie (siehe RI-RSI-Diagramme), wodurch einige Werte sogar in den Bereich "Strömung" fallen; ebenso auf Grund ihres L-H-Verhältnisses in den L-H-Diagrammen. Diese Rippeln haben durchschnittlich eine größere Rippellänge als die Rippeln der jeweils benachbarten Meßgruppe bei meist kleinerer Rippelhöhe. Eindeutig haben diese asymmetrischen Rippeln eine Strömungsbeeinflussung erfahren. Dies führte außerdem zu einer geringen Begradigung des Kammverlaufs (vgl. dazu die Richtungsrosen der Abb. 26).

Die Rippelparallelitätsindizes  $PI_1$  und  $PI_2$  wurden je einmal auf der Rippeloberfläche 1 und zweimal auf der Rippeloberfläche 3 berechnet:

Meßgruppe 1G:	$PI_1 = 1,98$	$PI_2 = 0,3$
" 3A:	$PI_1 = 5,47$	$PI_2 = 0,28$
" 3B:	$PI_1 = 4.04$	$PI_2 = 0,41$

Die errechneten Werte zeigen, daß es sich bei den betrachteten Rippelmarken um Wellenrippeln handelt, wobei jedoch die Rippelmarken unterschiedlicher Rippelflächen Unterschiede in ihrer Parallelität aufweisen.

Als Ursache für die schwankenden L- und H-Werte, das heißt der Rippelgrößen, auch innerhalb einer Rippelfläche kann ein unterschiedlich hohes Energieniveau an der Sedimentoberfläche in den verschiedenen Arealen zum Zeitpunkt der Rippelbildung angenommen werden. Vermutlich spielten vorwiegend Wassertiefenunterschiede eine Rolle.

Die strömungsbeeinflussten Rippeln der Meßgruppen 1F und 1H können jedoch nicht primär als Strömungsrippeln gebildet worden sein, da sie nur "fleckenhaft" zusammen mit Wellenrippeln auf ein und derselben Rippelfläche vorkommen. Das gemeinsame Vorkommen von Wellenrippeln und Strömungsrippeln auf einer Fläche gilt als Flachstwasseranzeichen (REINECK 1984: 26f.). Durch ablaufendes, das heißt fließendes Wasser werden lokal die zur Zeit des Wasserspiegelhöchststandes gebildeten Wellenrippeln umgeformt. Die Asymmetrie dieser strömungsüberformten Rippeln ist in allen beobachteten Fällen gleichge-



richtet (mit der Leeseite an der W-Seite der Rippelkämme), was auf eine lokale Fließrichtung nach W hindeutet. Die Bildung dieser "Strömungsrippeln" erforderte immerhin noch eine Mindestwassertiefe, die der 3-fachen Rippelhöhe entspricht (REINECK 1984: 103), entsprechend ca. 5 - 10 cm.

Schließlich stellt sich die Frage, inwieweit sich die Rippelmarken für eine Bestimmung der Wassertiefe zum Zeitpunkt der Rippelbildung heranziehen lassen. Generell ist eine Berechnung der Wassertiefe aus einer Untersuchung von Wellenrippeln heraus nicht möglich (GRAFENSTEIN 1984). Für die Bildung von Strömungsrippeln (also auch der strömungsüberformten Rippeln) ist eine Wassertiefe von mindestens 3-facher Rippelhöhe notwendig (REINECK 1984: 103). Dieser Wert für die Wassertiefe ist jedoch nur für die Spätphase des Trockenfallens charakteristisch (da erst zu diesem Zeitpunkt die strömungsüberformten Rippeln gebildet wurden) und erlaubt keine Rückschlüsse auf die maximale Wassertiefe zur Zeit der Bildung der Wellenrippeln.

#### 3.4.1.2. Überprägung von Rippelmarken

Die Rippeln sind häufig in ihrer Gestalt sekundär verändert. Ursache ist eine Überprägung ihrer Bildung durch unterschiedliche Prozesse:

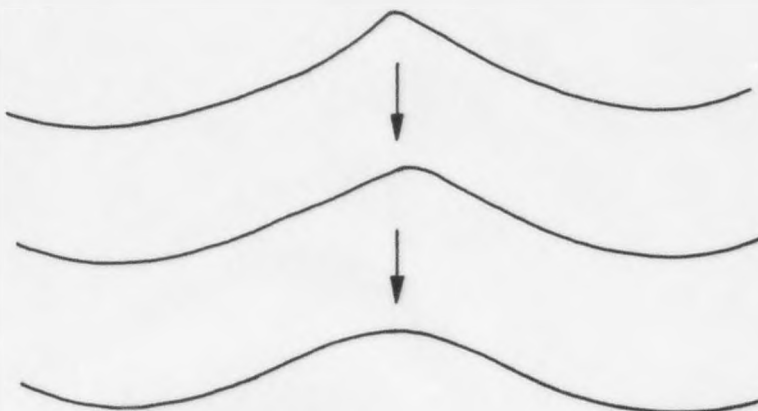


Abb. 35: Zunehmende Abrundung von Rippelkämmen (etwa natürliche Größe, schematisch).

Sehr häufig sind die Rippelkämme in unterschiedlichem Maße abgerundet. Hin und wieder sind auch in diesen Arealen Rippelmarken mit scharfer Kontur der Rippelkämme vorhanden. Die abgerundete Kammform stellt somit kein primäres Merkmal der Rippeln dar, sondern ist durch eine Überprägung der Rippelmarken entstanden (Abb. 35, 36). Möglich ist dies sowohl durch strömendes Wasser als auch durch Setzungserscheinungen beim Trockenfallen. Eventuell spielte beides eine Rolle.



Abb. 36:  
Rippelmarken mit abgerundeten Rippelkämmen auf der Rippelfläche 3.

In einigen Bereichen der Rippelfläche 1, speziell aber um das Koordinatenkreuz K/L-10/11, haben die Rippelmarken sehr stark abgeflachte breite Kämme. Die Rippeltäler dagegen sind schmal und scharf. Die Rippelkämme verlaufen gerade. Unzählige Pflanzenhäcksels sind sowohl in den Rippeltälern als auch auf den Rippelkämmen quer zur Kammrichtung eingeregelt. Die Ursache für die Überprägung der Rippelmarken war strömendes

Wasser, was zu einer Kappung der Käme und zu einem Transport des Sediments in die Rippeltäler führte. Dadurch wurden die Rippelkäme in ihrem Verlauf begradigt (vgl. die Richtungsrose der Rippelkäme aus dem Areal um das Koordinatenkreuz K/L-10/11, Abb. 25).

Ebenso kommen auf den Rippelflächen 1 und 3 Rippelmarken vor, deren Käme nur hin und wieder abgeflacht sind. Die Rippeltäler sind in diesen Abschnitten schmaler als normal. In diesen Fällen ist wohl ein Breitlaufen der Rippeln beim Trockenfallen, ein Überformen durch schwappendes Wasser beim Trockenfallen (REINECK & SINGH 1986) bzw. eine Kappung durch Kapillarwellen bei geringer Wasserbedeckung (REINECK 1984: 66f.) die Ursache, da dort keine Hinweise auf fließendes Wasser gefunden wurden. Welche der genannten Möglichkeiten die entscheidende Ursache war, kann hier nicht entschieden werden.

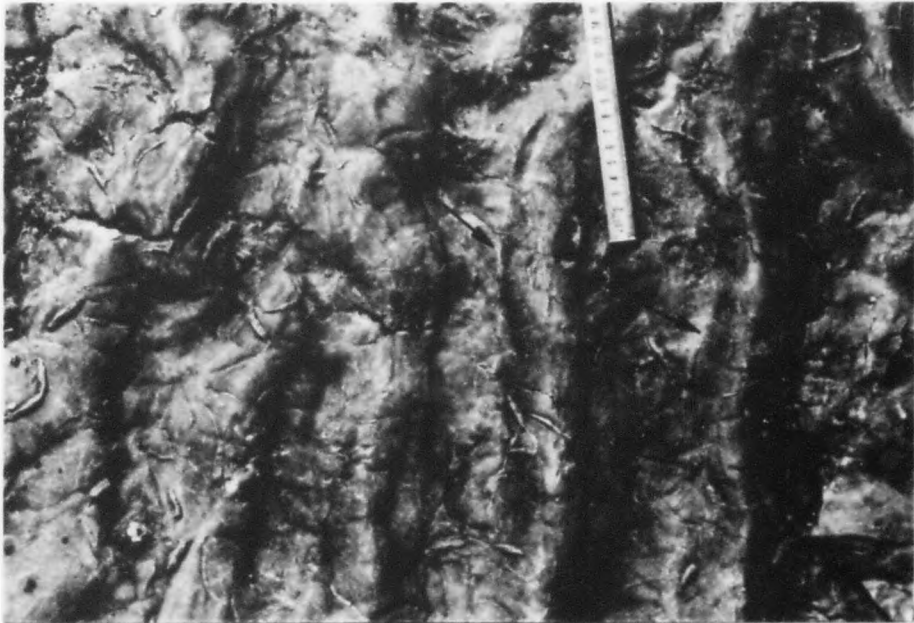


Abb. 37: Rippelmarken der Rippeloberfläche 1, mit kleineren parallelen Rippelkämmen (Pfeile) auf den E-Flanken (Zollstockspitze nach N).

Auf der Rippelfläche 1 sind häufig parallel zu den Rippelkämmen auf deren Flanken bzw. in den Rippeltälern kleine Rip-

pelkämme entwickelt (Abb. 37). Sie können einseitig (nur auf der E-Flanke der Hauptrippelkämme, siehe Abb. 37) oder beidseitig symmetrisch vorkommen. Ihr Auftreten ist ein Anzeichen für fallendes Wasser: Bedingt durch kleinere Wasserwellen bei geringerer Wassertiefe können nur kleinere Rippelmarken gebildet werden (nach eigenen Beobachtungen im Nordseewatt, vgl. auch KLEIN 1970: 1123).

Dagegen treten Rippelmarken mit Doppelrippelkämmen nur sporadisch auf (lediglich auf der Rippelfläche 1 um das Koordinatenkreuz H/J-8/9, vgl. Abb. 5 und 38). Sie sind hier außerdem an strömungsüberformte Rippelmarken (siehe Kap. 3.4.1.1.) gebunden. Der Kammabstand der beiden Rippelkämme beträgt ca. 3 bis 5 cm. Doppelrippelkämme entstehen bei fallendem Wasser (KLEIN 1970: 1123, REINECK & SINGH 1986): Bei fallendem Wasser nimmt auch die Größe der Wasserwellen ab. Dadurch reichen diese unter Umständen nur bis auf die Käme der zuvor gebildeten Rippelmarken hinab und können nur dort neue, kleinere Rippeln erzeugen.

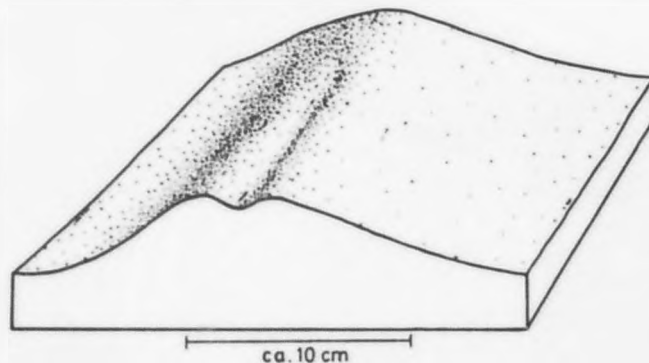


Abb. 38: Doppelrippelkamm (Erläuterung im Text).

Sehr selten wurden Rippelmarken beobachtet, in deren Tälern kleine Rippeln winklig zu den Hauptrippelkämmen entwickelt sind (auf den Rippelflächen 3 und 5, Abb. 39). Diese Querrippeln haben eine maximale Rippellänge von ca. 5 cm und eine maximale Rippelhöhe von ca. 1 cm, sind meist aber kleiner. Es handelt sich um Wellenrippeln. Sie entstehen, nach eigenen Beobachtungen im Nordseewatt, in der letzten Phase des Trockenfallens (wenn nur noch in den Rippeltälern mehr oder weniger stehendes Wasser vorhanden ist). Während die Hauptrippel-

marken zum Zeitpunkt des Wasserspiegelhöchststandes unter dem Einfluß des Seeganges entstanden sind, bildeten sich die Querrippeln unter minimaler Wasserbedeckung unter dem des Windes (vgl. auch COLLINSON & THOMPSON 1989: Abb. 6.4).

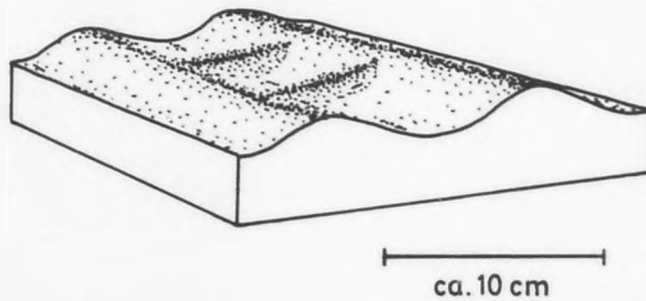


Abb. 39: Querrippeln in den Tälern von Rippelmarken (Erläuterung im Text).

Insbesondere auf der Rippeloberfläche 1 sind häufig Rippeln zu beobachten, deren Rippelkämme dellenförmige Einmudungen bei gleichzeitigem Anschwellen der Rippeln im Basisbereich neben Abschnitten mit schärferem Rippelprofil aufweisen. Oft ist diese dellenförmige Einmudung nur einseitig an einer Rippelflanke ausgebildet, so daß zwangsläufig die Kammlinie in die entgegengesetzte Richtung zurückweicht. Auch die Verbreiterung im Basisbereich ist dann lediglich einseitig vorhanden. Es handelt sich um Rutschungserscheinungen, verursacht durch ein Instabilwerden der Rippeln beim Trockenfallen infolge zunehmenden Einflusses der Schwerkraft auf das Sediment: Partien der Rippelkämme sind in die Rippeltäler hinabgeglitten (Abb. 40, vgl. NEWTON 1968: 276). Es treten alle Übergänge bis hin zu völlig breitgelaufenen Rippeln (siehe oben) auf.

Oft sind in den Rippeltälern kleine Kanten an den Seiten der Rippelkämme ausgebildet. Sie können vor allem in Arealen, in denen die Rippelkämme breitgelaufen sind bzw. Rutschungen aufweisen, deutlich in Erscheinung treten (Abb. 40), da hier Sediment in die Täler transportiert wurde. Diese Kanten (maximale Höhe ca. 7 mm) entstehen in der letzten Phase des Trockenfallens, wenn die Rippelkämme bereits trockengefallen



sind und nur noch in den Rippeltälern ablaufendes Wasser vorhanden ist (nach eigenen Beobachtungen im Nordseewatt). Dieses ablaufende Wasser kann eine gewisse Tiefen- und Seitenerosion verursachen, was zur besagten Kantenbildung führt. Diese Kanten wurden nur auf der Rippeloberfläche 1 beobachtet. Sie sind hier weit verbreitet.

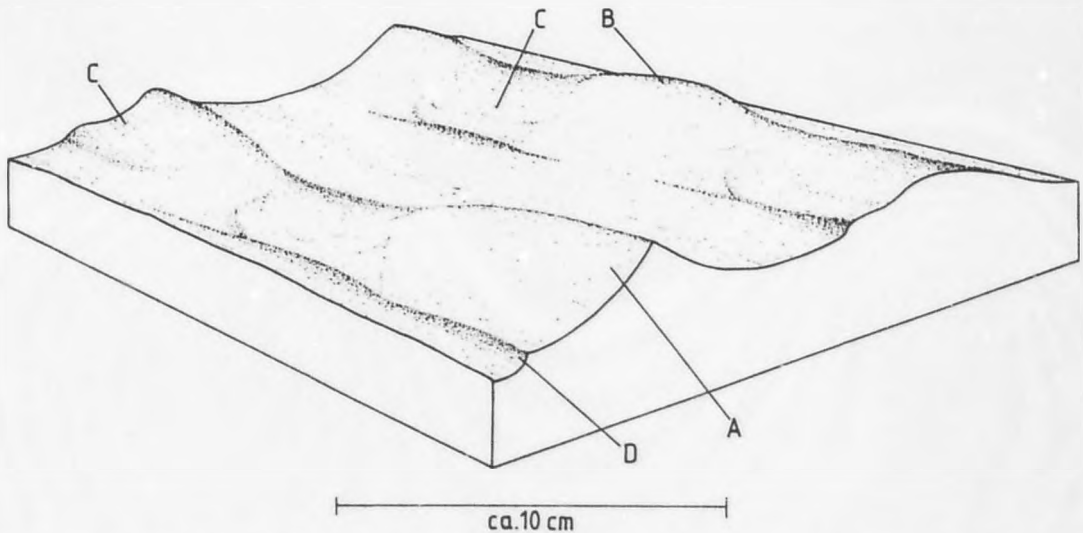


Abb. 40: Überprägung von Rippelmarken beim Trockenfallen: A - ursprüngliche Rippelform, B - Rundung des Rippelkammes, C - Rutschungen, D - Kantenbildung; weitere Erläuterung im Text.

Neben Bereichen, in denen in den Rippeltälern durch ablaufendes Wasser erodiert wurde (Kantenbildung), können sich unmittelbar benachbart solche befinden, in denen in den Tälern sedimentiert wurde. Das Ergebnis sind dann verflachte Rippeltäler, die typischerweise einen verbreiterten und ebenen Talboden aufweisen.

Weiterhin kommen auf den Rippeloberflächen 1, 2, 4 und 5a (vgl. Kap. 2) kleine Areale vor, in denen die Rippelmarken stark verwaschen oder sogar völlig eingeebnet sind (Abb. 41 und 50). Die Abb. 41 zeigt darüber hinaus einen stehengebliebenen Rippelrest. Die Ursache für die Zerstörung der Rippelmarken sind wahrscheinlich schwappendes Wasser beim Auftauchen bzw. Interferenzen (Interferenzrippeln, die ebenfalls nur im Flachwasser entstehen, wurden wiederholt beobachtet).

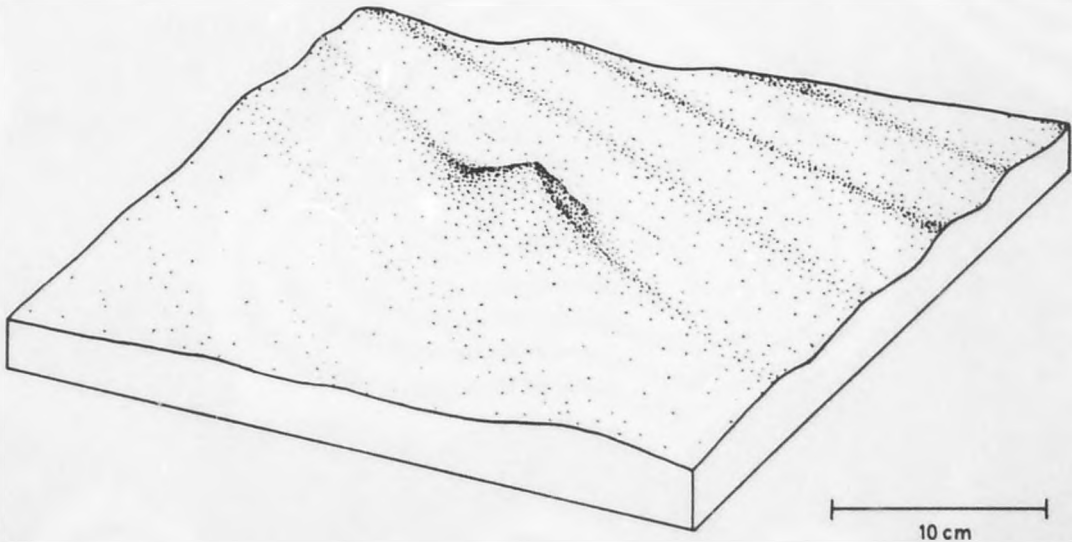


Abb. 41: Eingeebnete Rippelmarken auf der Rippelfläche 1, in der Bildmitte ein erhaltengebliebener Rippelrest.

Ein spezielles Problem stellt die Genese der Rippelflächen 2 und 4 dar. Wie bereits im Kap. 2 erwähnt, handelt es sich um nur "fleckenhaft" angelegte Rippelsysteme, die durchschnittlich kleiner als die sonstigen Rippeln sind. Rückschlüsse auf die Genese erlauben insbesondere die Rippelsysteme der Rippelfläche 2. Das Vorkommen der Rippelmarken dieser Fläche ist an Depressionen in der Oberfläche der Rippelfläche 1 gebunden. Die rippeltragenden Sedimentlagen sind maximal ca. 5 - 10 mm mächtig. Oftmals ist ein randliches Ausdünnen bis hin zum völligen Auskeilen zu beobachten, so daß ihre Rippeln schließlich in das Niveau der Rippelfläche 1 eingreifen, also aus einer Umformung der Rippeln dieser Fläche ohne Sedimentzufuhr hervorgegangen sind (Abb. 42). Die Genese der Rippelflächen 2 und 4 wird folgendermaßen gedeutet: In der jeweiligen Endphase des Trockenfallens der Rippelflächen 1 und 3 blieben in Depressionen noch einige Zeit kleine Restwasserflächen erhalten. In ihnen konnten noch eine Zeitlang Wellenrippeln kleiner Rippellänge gebildet werden. Von höher gelegenen Arealen ablaufendes Wasser

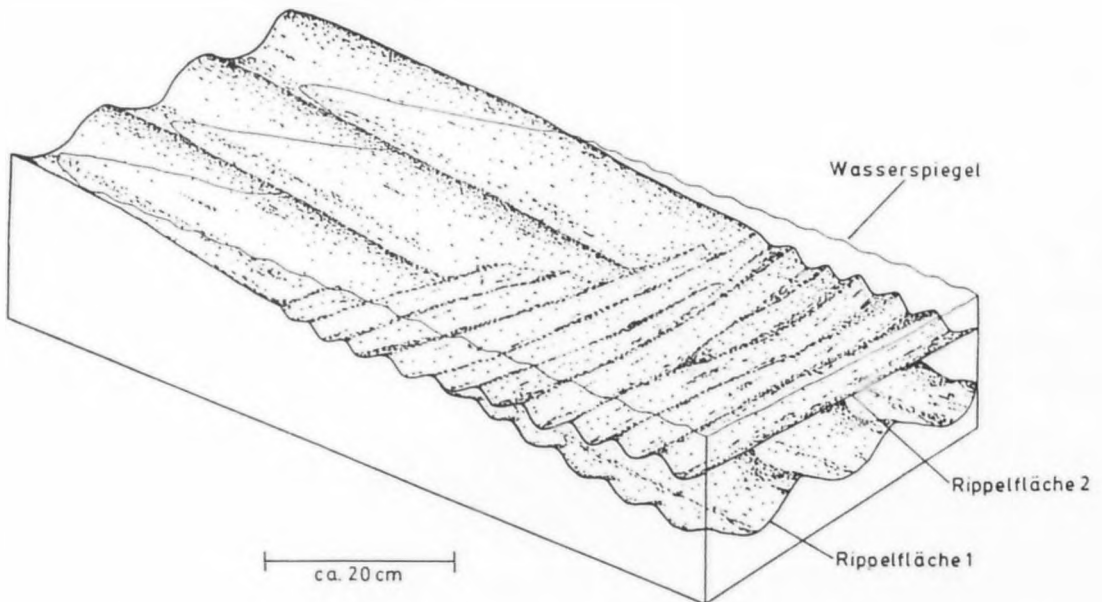
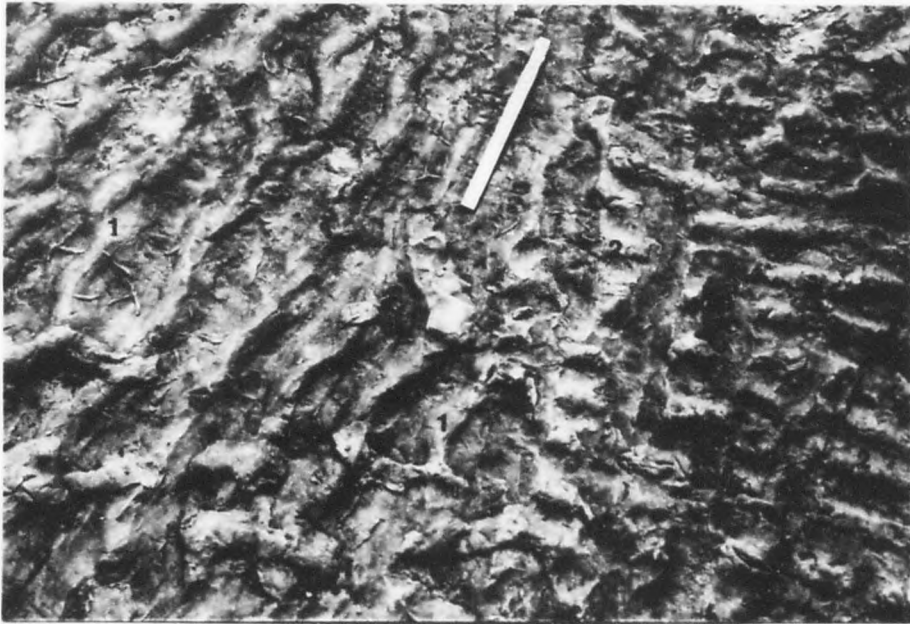


Abb. 42: Oben: Fleckenhafte Entstehung von Rippeln der Rippelfläche 2 in Depressionen der Sedimentoberfläche in der Endphase des Trockenfallens der Rippelfläche 1. Verlauf der Rippeln der Rippelfläche 1 in Zollstockrichtung. Im Vordergrund greifen Rippeln quer in die Käme der Rippelfläche 1 ein, diese Rippeln gehen zum rechten Bildrand hin in eine eigenständige Rippelfläche 2 über. Unten: Schematisierte Darstellung des Sachverhalts im überhöhten Blockbild.

verfrachtete Sediment in diese Depressionen, was dort lokal begrenzt zur Bildung eigenständiger Sedimentlagen führte.

**Zusammenfassend ist festzustellen:**

Bei den Rippelmarken der Sohlbankoberfläche des Aufschlusses handelt es sich um Oszillationsrippeln. Die Größe der Rippelmarken schwankt, die Rippen der Rippelflächen 2 und 4 sind im Durchschnitt etwas kleiner als die der anderen Rippelflächen. Generell handelt es sich um Kleinrippeln. Lediglich ein kleiner Teil der Rippen zeigt eine Überformung durch strömendes Wasser an. Die Rippelmarken weisen eine Vielzahl weiterer Überprägungsmerkmale auf. Alle diese Überprägungen sind bei fallendem oder ablaufendem Wasser bis hin zu einem völligen Trockenfallen entstanden. Einen Sonderfall stellen die Rippelflächen 2 und 4 dar, die erst im Zuge des Trockenfallens der Rippelflächen 1 bzw. 3 fleckenhaft in flachen Depressionen der Sedimentoberfläche angelegt wurden.

**3.4.2. Weitere Marken**

Im Niveau der Oberfläche 5 der Steinbruchsohle (vgl. Kap. 2.) sind hin und wieder Rißstrukturen zu beobachten. Die Risse haben eine maximale Breite von ca. 2 mm und sind jeweils über einige cm verfolgbar. Sie verlaufen in unterschiedlichen Richtungen, bilden aber kein Polygonmuster. Es könnte sich um Trockenrisse handeln. Da sie jedoch zusammen mit convolute bedding (Kap. 3.1.4.) vorkommen, ist eine Entstehung als Trockenrisse zumindest fraglich (vgl. WILDE 1981: 21ff.). Es könnte sich auch um subaquatisch entstandene Rißstrukturen im Zusammenhang mit Sedimentbewegungen handeln. Nach COLLINSON & THOMPSON (1989: 149) steht die Genese solcher Risse in ursächlichem Zusammenhang mit Volumenänderungen von Tonmineralen, zum Beispiel durch Entwässerung.

Auf der Rippeloberfläche 1 sind vereinzelt löchrige Strukturen zu beobachten, bestehend aus Anhäufungen zahlreicher kleiner, runder bis ovaler Vertiefungen von 1 - 3 mm Durchmesser und gleicher oder geringerer Tiefe. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Schaummarken (vgl. REINECK



1978: 102, 1984: 76f.). Schaummarken stellen ein sicheres Auftauchanzeichen dar. Fossile Beispiele wurden wiederholt beschrieben (z.B. WUNDERLICH 1970: 121), obwohl sie nur schlecht erhaltungsfähig sind.

Kolkmarken treten nur untergeordnet im Niveau der Oberfläche 5 auf. Der größte beobachtete Durchmesser beträgt ca. 1 m, die maximale Tiefe nur wenige cm. Die Umrisse sind unterschiedlich, die Sedimentoberfläche glatt. Am Boden der Auswaschungen sind meist Ton- und Pflanzenhäcksel angereichert. Kolke kommen in den unterschiedlichsten Wassertiefen vor (AIGNER & FUTTERER 1978). Die Häufigkeit ihres Auftretens kann aber Hinweise auf die Art des Sedimentationsraumes geben (STRAATEN 1954), speziell auf das Energieniveau zur Zeit ihrer Bildung.

### 3.5. Rinnen

Rinnenstrukturen sind sowohl in Anschliffen von Gesteinsproben zu beobachten als auch im Gelände aufgeschlossen. Eine gestreckte, SSE-NNW verlaufende Struktur von über 20 m Länge auf der Steinbruchsohlfläche wurde bereits von WILDE (1981: 73) erwähnt. Zwei ähnliche, aber wesentlich kleinere Strukturen von etwa 10 m Länge mit etwa gleichem Streichen sind an anderer Stelle auf der Steinbruchsohle aufgeschlossen (Abb. 43). Aufbau und Schichtungsmerkmale lassen sich besonders gut an Hand der in der Abb. 43 abgebildeten Struktur studieren. Sie ist, bei einer aufgeschlossenen Länge von über 20 m, meist nur 1 - 2 m breit. Lediglich an ihrem NNE-Ende schwillt die Breite auf 3 - 4 m an. In ihrer äußeren Form zeigt die Struktur einen stark mäandrierenden Verlauf; einige Umbiegungen sind mit Richtungsänderungen von bis zu 80° verbunden. Die Sedimentfüllung ist zwiebelschalenförmig aufgebaut und trogförmig schräggeschichtet (Abb. 43). Die Strukturen sind erosiv in das Liegende eingeschnitten, das heißt sie stellen von ihrer Anlage her Erosivformen dar, die nachfolgend mit Sediment verfüllt wurden.

Sie sind als Rinnenrelikte zu deuten. Die heute auf der Sohlbankfläche aufgeschlossenen Relikte sind die tiefsten Bereiche ehemals existierender Rinnensysteme. Ein mäandrieren-



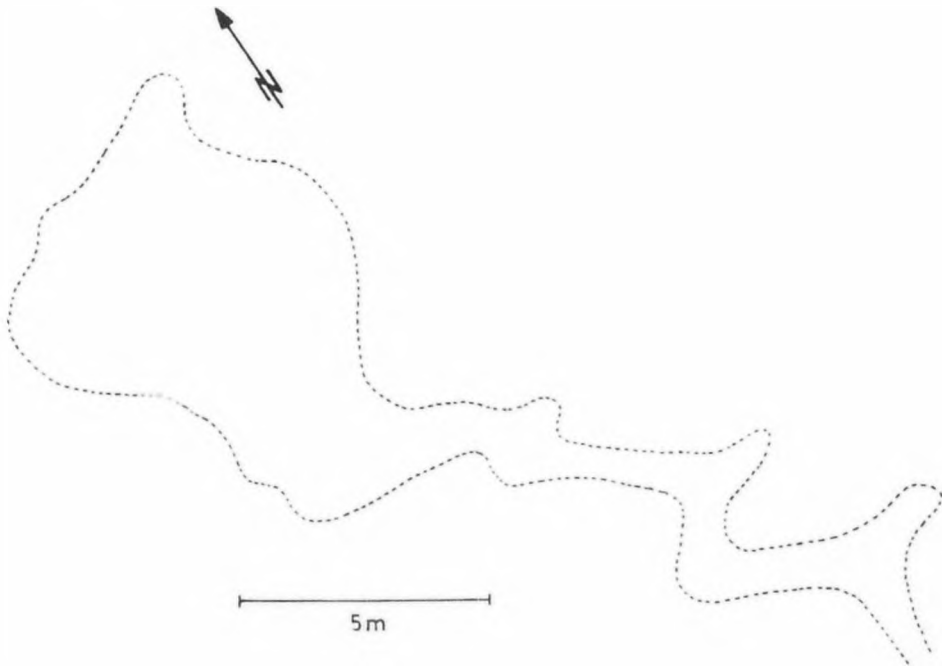


Abb. 43: Rinnenrelikt. Oben: Gesamtansicht, der mäandrierende Verlauf ist erkennbar, Bifurkationen sind angedeutet. Unten: Detailausschnitt, deutlich ist die Schrägschichtung der Rinnenfüllung sichtbar (Blick nach S, weitere Erläuterung im Text).

der Verlauf ist typisch für Wattrinnen (REINECK & SINGH 1986). Am S-Ende der großen Rinne ist ansatzweise die Einmündung einer weiteren Rinne von E her erkennbar.

Die einzelnen Schrägschichtungskörper (mit einer Mächtigkeit von wenigen mm bis einigen cm) deuten ebenfalls einen wechselnd mäandrierenden Verlauf an. Außenseiten von Umbiegungen sind steil und oft deutlich erosiv (Prallhänge), die Innenflanken sind flach (Gleithänge). Durch den wechselnd mäandrierenden Verlauf schneiden sich einzelne Schrägschichtungskörper gegenseitig ab (vgl. WUNDERLICH 1970: 115). Generell befindet sich das Mächtigkeitsmaximum der Schrägschichtungskörper im jeweiligen Rinnentiefsten.

Intern sind die einzelnen Schrägschichtungskörper vorwiegend schräg- und parallelgeschichtet (vgl. Abb. 13). Die Sedimente zeichnen sich insgesamt durch eine geringe bis fehlende Bioturbation aus; lokal ist sie jedoch in stärkerem Maße vorhanden, was zur Entschichtung (Kap. 3.1.7.) führte. Vermutlich geschah letzteres vorrangig während Stillwasserperioden, vgl. WUNDERLICH 1970: 115). Das Sediment ist im allgemeinen schlecht sortiert und die Korngröße reicht von der Ton- und Silt- bis zur Sandfraktion. Intraklasten treten nur selten auf, Pflanzenhäcksel sind dagegen reichlich zu beobachten.

Die Schrägschichtungskörper fallen meist deutlich nach S hin ein, dem entspricht auch das Einfallen der internen Schrägschichtung. Beides beweist eine Fließrichtung in der Rinne von NNW nach SSE. Untergeordnet sind auf den Oberseiten von Schrägschichtungskörpern kleine Wellenrippeln geringer Höhe zu beobachten, die vermutlich während Stillwasserphasen entstanden sind.

Im gesamten Areal der Steinbruchsohlfläche sind zahlreiche weitere Rinnenrelikte zu beobachten, die aber alle nur eine geringe Ausdehnung aufweisen (0,1 - 4 m, vgl. Abb. 44). Auch sie greifen, wie die großen Rinnenrelikte, mehr oder weniger deutlich in das Liegende ein. Die äußere Form dieser Rinnenrelikte ist meist länglich bis gestreckt. Intern weisen sie dieselben Schichtungsmerkmale auf wie die großen Rinnenrelikte: Vorherrschende Schichtungstypen sind Schräg- und



Abb. 44: Rinnenrelikt auf der Sohlfläche des Aufschlusses.

Parallelschichtung. Diskordanzen kommen ebenfalls vor und bezeugen wiederholte Aufarbeitung. Die Sedimente sind nur untergeordnet durch Bioturbation entschichtet. Nur wenige Male konnten auf Rinnenrelikten Schillpflaster beobachtet werden, so zum Beispiel 5 m nordwestlich des Koordinatenkreuzes D/E-4/5 (siehe Abb. 5). Schillpflaster sind kennzeichnend für Rinnen; allgemein kommen Schillpflaster bevorzugt an der Basis von Rinnen vor (REINECK 1978: 90f.).

Interessant ist es weiterhin, das Streichen und die Verteilung der kleinen Rinnenrelikte zu untersuchen. Es ergeben sich folgende Beobachtungen: Die Rinnenrelikte kommen nicht vollkommen gleichmäßig verteilt auf der Steinbruchsohlfläche vor, sondern sie treten in einigen Arealen gehäuft auf. Benachbarte Relikte besitzen meist ein gleiches oder ähnliches Streichen (oft ist auch eine gleiche oder ähnliche Einfallsrichtung der Schrägschichtung erkennbar) und häufig sind sie mit ihrer Längsachse im Streichen der jeweils benachbarten Relikte angeordnet, was dann die Zugehörigkeit zur gleichen ehemals existierenden Rinne wahrscheinlich macht: So haben zum Beispiel im Feld D-12 (Abb. 5) die Rinnenrelikte überwie-

gend ein annäherndes N-S-Streichen. Insgesamt kommen aber alle möglichen Richtungen vor.

Aus den Ergebnissen wird deutlich, daß es sich bei den Rinnenrelikten kleiner Ausdehnung nicht um durch Entgasung entstandene Sandvulkane (KAUFMANN 1977: 94, KAUFMANN et al. 1980: 13f.) handelt, obwohl deren äußere Gestalt manchmal daran erinnern könnte. Weitere kleine Rinnen wurden mehrfach in Anschliffen beobachtet (vgl. Abb. 14). Unklar bleibt, ob die Zerstörung der oben beschriebenen, großen Rinnen synsedimentär im Zuge einer flächenhaften Abtragung erfolgte (WUNDERLICH 1987: 187f. beschreibt ein rezentes Beispiel) oder erst durch den Steinbruchbetrieb. Vermutlich ist letzteres der Fall. Eine endgültige Entscheidung darüber ist nicht möglich, da der untere Teil der hangenden Schichten über der Steinbruchsohle am Rand des Steinbruchs oft nicht aufgeschlossen ist.

Insgesamt stellen Rinnen ein wesentliches Element des Ablagerungsraumes dar. Es war ein verzweigtes, prilartiges Rinnensystem vorhanden, in dem ablaufendes Wasser lokal (im Bereich des Aufschlusses!) wahrscheinlich vorwiegend in südöstliche Richtungen abfloß.

#### 4. Ichnofauna

In diesem Kapitel sollen Gestaltungswühlgefüge behandelt werden. Verformungswühlgefüge, die auf Bioturbation ohne Schaffung neuer Formen mit selbständigen Umrissen zurückgehen, wurden bereits im Kap. 3.1.7. behandelt.

##### 4.1. Allgemeines

##### 4.1.1. Benennung von Ichnofossilien nach der Erhaltung

Bei Ichnofossilien unterscheidet man Reliefs von Vollformen. Hierauf baut sich eine weitergehende Terminologie auf, die von den meisten Autoren mehr oder weniger einheitlich gehandhabt wird (SEILACHER 1964, MARTINSSON 1970, SIMPSON 1975 u.a.). Sie ist in der Abb. 45 dargestellt.

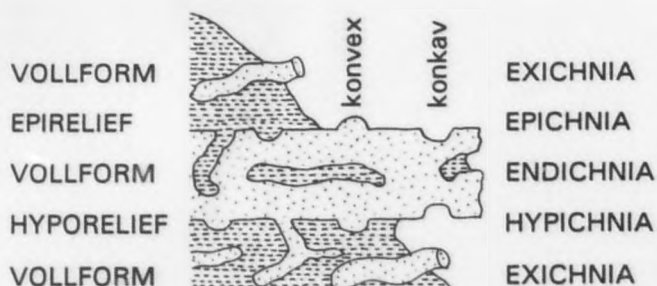


Abb. 45: Benennung von Ichnofossilien nach der Erhaltung (nach EKDALE et al. 1984: 22).

Reliefs sind Halbformen, die an Schichtgrenzen vorkommen. Man unterscheidet jeweils negative (konkave) und positive (konvexe) Epireliefs (Epichnia, Schichtoberseite) und Hyporeliefs (Hypichnia, Schichtunterseite), vgl. Abb. 45.

Vollformen sind dreidimensionale Gebilde, die aktiv oder passiv mit Sediment verfüllt wurden. Endichnia sind Spuren, die in der abgußerzeugenden Schicht angelegt wurden und Exichnia sind solche, die außerhalb der abgußerzeugenden Schicht liegen.



Die im Gelände sichtbaren Spuren treten fast generell als Epichnia oder Exichnia in Erscheinung. Beim Verwittern können an der Schichtunterseite von sich ablösenden Gesteinsstücken auch Hypichnia erhalten sein. Endichnia sind nur im Anschliff zu beobachten.

#### 4.1.2. Einteilung von Ichnofossilien nach Lebensäußerungen

Spurenfossilien dokumentieren das Verhalten spurenerzeugender Organismen (biologische Funktionen, wie Nahrungsaufnahme, Bewegung, Ruhen; vgl. HÄNTZSCHEL 1975, EKDALE et al. 1984 u.a.). SEILACHER (1953, 1964, 1967) unterscheidet Fraßbauten (Fodinichnia), Wohnbauten (Domichnia), Bewegungsspuren (Repichnia), Ruhespuren (Cubichnia) und Weidespuren (Pascichnia), vgl. Abb. 46.

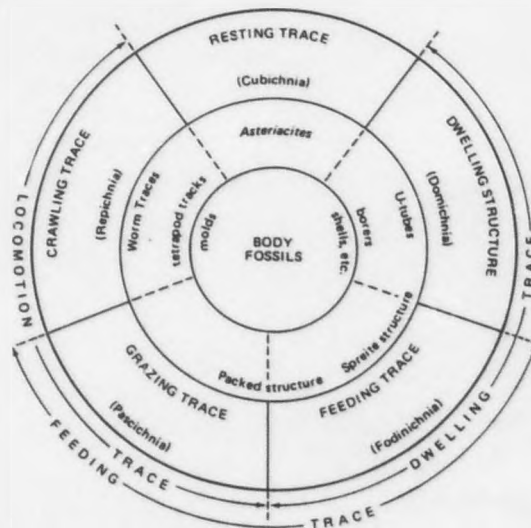


Abb. 46: Einteilung von Ichnofossilien nach ihrem Verhalten und ihre Beziehung zu Körperfossilien (aus BASAN et al. 1978: 57).

Auf der Sohlbankfläche des Aufschlusses kommen Fodinichnia, Domichnia, endogene Cubichnia und endogene Repichnia sowie kombinierte Fodinichnia-Domichnia vor. Fodinichnia sind Spuren endobenthisch lebender Sedimentfresser. Domichnia stel-

len dauerhaft angelegte Bauten dar, die vagilen und hemisesilen Tieren Schutz bieten. Ihre Nahrung beschaffen sie sich als Räuber, Suspensions- oder Detritusfresser (EKDALE et al. 1984: 23). Fodinichnia-Domichnia sind Spuren, die als kombinierte Wohn-/Freßbauten angelegt werden. Cubichnia entstehen durch ein Verweilen des spurenerzeugenden Tieres. Ruhespuren von Bivalven leiten zu den Domichnia über. Repichnia stellen Bewegungsspuren dar.

#### 4.1.3. Taxonomie

Die Taxonomie von Ichnofossilien orientiert sich an den morphologischen Merkmalen der Spuren. Da nur in den seltensten Fällen Spur und Erzeuger gemeinsam erhalten sind, scheidet oft eine systematische Ansprache des Erzeugerorganismus.

Nach EKDALE et al. (1984: 18f.) kann:

1. Das gleiche Individuum oder die gleiche Art von Organismus unterschiedliche Spuren erzeugen, in Abhängigkeit von unterschiedlichem Verhalten.
2. Das gleiche Individuum oder die gleiche Art von Organismus bei gleichartigem Verhalten in unterschiedlichem Substrat auch verschiedenartige Spuren erzeugen.
3. Gleiches Verhalten verschiedenartiger Spurenerzeuger zu identischen Spuren führen.
4. Mehrere Organismen eine einzige, gemeinsame Spur erzeugen.
5. Das gleiche Individuum oder die gleiche Art von Organismus unterschiedliche Spuren erzeugen, die auf verschiedenen Sedimenttexturen, Substrattypen und ökologischen Verhältnissen basieren.

Daher sollte nach EKDALE et al. (1984) die Bestimmung nicht nur auf der Morphologie beruhen, sondern auch die Erhaltungsform, das Verhalten und die Paläoumgebung berücksichtigen. In der Praxis stellt aber die Morphologie das wichtigste Kriterium dar.

## 4.2. Beschreibung des Ichnofossilinhalts

Die Klassifizierung der Ichnofossilien folgt weitgehend morphologischen Merkmalen. Nur zum Teil ist eine systematische Zuordnung zu Erzeugerorganismen möglich.

### 4.2.1. Fodinichnia-Domichnia

Im Sediment (endogen) angelegte Fodinichnia-Domichnia bilden den größten Anteil an der Ichnofauna der Sohlfläche des Aufschlusses. Zwei Typen sind unterscheidbar, von denen jedoch der erste ungleich häufiger vorkommt. Beide sind vor allem als Vollformen erhalten.

#### Spurentyp A (*Thalassinoides*)



Abb. 47: Spurentyp A (*Thalassinoides*).

Es handelt sich um reichlich verzweigte Gangsysteme mit vorwiegend horizontalen, aber auch vertikalen Elementen. Der Gangdurchmesser schwankt (auch innerhalb eines Gangsystems) zwischen 3 und 9 mm. Der Gangquerschnitt ist kreisförmig,

ellipsoid oder auch trapezförmig. Die Gänge zeigen keine Wandung im eigentlichen Sinne. Während im bindigen und daher standfesteren Substrat (Ton) eine Wandung auch nicht erforderlich war, wurde im losen Sand eine Stabilisierung durch "Räumauskleidung" (SCHÄFER 1962: 321, FÜRSICH 1974) erreicht (vgl. auch HOWARD & FREY 1984: 213). Die Verzweigungen sind typischerweise als Y- oder T-Verzweigungen ausgebildet und sehr häufig an den Verzweigungspunkten deutlich verengt. Auf Grund der Vielzahl an Verzweigungen entstehen netzförmig verzweigte Gangsysteme (Abb. 47), die jedoch kein regelmäßiges Muster ergeben. Gangendungen sind abgerundet bis spitz. Vertikale Verzweigungen sind selten; die hauptsächliche Ausrichtung der Gangsysteme ist horizontal. Manchmal ist ein Stockwerkbau angedeutet (Abb. 48). Die Gänge kreuzen sich nie in einer Ebene, sondern es ist stets ein "Ausweichen" des jüngeren Gangsystems zu beobachten (Abb. 48). Die Gangsysteme sind mehr oder weniger deutlich erkennbar gestopft.

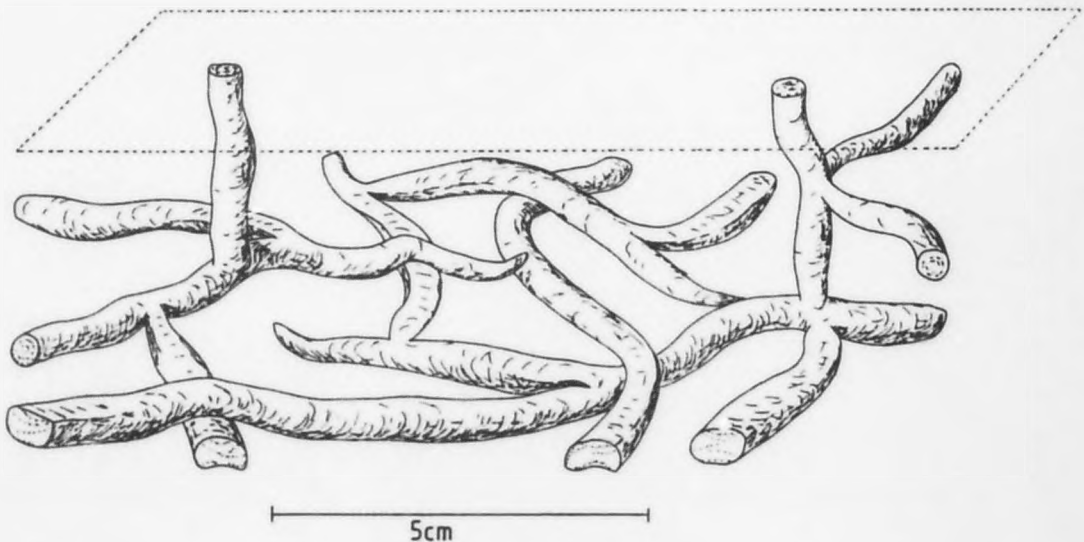


Abb. 48: Räumliche Lage des Spurentyps A (*Thalassinoides*).

Der Spurentyp A weist mehrheitlich Merkmale thalassinoider Bauten auf. Es sind dies vor allem:

- Die Art der Verzweigung der Gangsysteme (Y,T) und deren große Häufigkeit.



- Das Auftreten verengter Verzweigungspunkte (BROMLEY & FREY 1974: 322, FREY & HOWARD 1975).
- Das Nichtvorhandensein einer Wandung (im Unterschied zu Ophiomorpha, vgl. BROMLEY & FREY 1974).
- Vorhandensein schalenförmiger "Räumauskleidung" mit vertikaler Gangverlagerung (EKDALE et al. 1984).
- Das Vorhandensein sowohl aktiv gestopfter als auch passiv gefüllter Gangteile (HOWARD & FREY 1984: 213, KAMOLA 1984: 533).
- eine bevorzugt horizontale Ausrichtung der Gangsysteme (FÜRSICH 1973: 722, KAMOLA 1984: 533 u.a.).

Problematisch ist die geringe Größe der Gangsysteme, jedoch sind *Thalassinoides*-Bauten ähnlicher Größe in der Literatur beschrieben (MÜLLER 1971, ARCHER 1984). Insgesamt gesehen erscheint es daher zulässig, den hier beschriebenen Spurentyp als *Thalassinoides* EHRENBERG 1944 zu bezeichnen.

Allgemein werden, vor allem auf Grund rezenter Vergleiche, Crustaceen als Erzeuger thalassinoider Bauten angenommen (HERTWECK 1972, BROMLEY & FREY 1974, HÄNTZSCHEL 1975, FREY et al. 1984, SWINBANKS & LUTERNAUER 1987). MÜLLER (1970) beschreibt *Thalassinoides*-Bauten der sächsischen Oberkreide, bei denen Scheren von *Protocallianassa* gefunden wurden. BROMLEY & ASGAARD (1972) fanden *Glyphea* in jurassischen *Thalassinoides*-Bauten. Für eine Crustaceen-Natur des Erzeugers auch der hier beschriebenen *Thalassinoides*-Bauten sprechen einige morphologische Merkmale der Spuren:

Die Gänge sind sehr unregelmäßig gestopft und nicht immer ist ein Stopfmuster erkennbar. Meist sind (im Anschliff deutlich sichtbar) die Stopflamellen nicht konzentrisch scheibenförmig, sondern zwiebelschalenförmig ineinanderliegend (siehe Abb. 48, 49; vgl. EKDALE et al. 1984, COLLINSON & THOMPSON 1989: Abb. 9.40). Sie werden teilweise als Lamellen einer "Räumauskleidung" gedeutet, was zu einer vertikalen Verlagerung der Gänge führte (vgl. SCHÄFER 1962: 331, KAMOLA 1984: 533). Daher weisen die Gangsysteme, die im Niveau von Tonlagen auf Rippelflächen (vgl. Kap. 2.) angelegt wurden, meist insbesondere an der Oberseite einen hellen Streifen auf. Es handelt sich um nachgefallenes sandiges Material, das sich farblich deutlich von der durch einen gewissen Tongehalt



wesentlich dunkleren sonstigen Gangfüllung unterscheidet (Abb. 49). Der Sedimentnachfall war umso stärker, je breiter der betreffende Gang angelegt worden war. Weiterhin ist ein aktives Verstopfen von einzelnen Gängen denkbar, um "Abfall", der beim Anlegen neuer Gänge anfiel, zu beseitigen sowie um nicht mehr benötigte Gänge zu blockieren (MÜLLER 1970: 779). Für Crustaceen (und nicht etwa Anneliden) als Erzeuger der Bauten spricht auch, daß die Gangsysteme nicht nur variable Gangdurchmesser, sondern auch unterschiedliche Gangquerschnittsformen aufweisen.

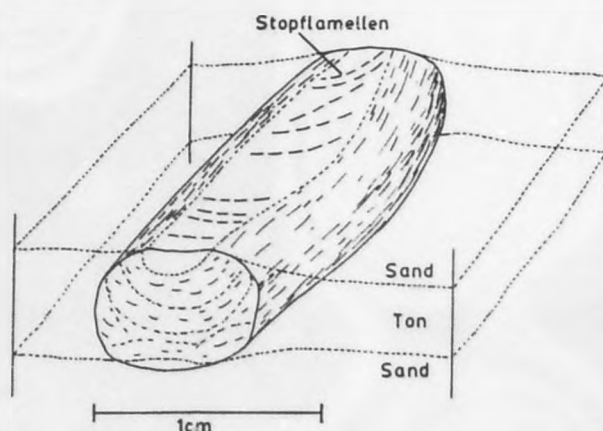


Abb. 49: Innenbau der Gänge des Spurentyps A (*Thalassinoides*), bevorzugt im Niveau von Tonlagen angelegt.

Die Tatsache, daß die Gangsysteme im Bereich der Rippelflächen streng den Tonhäutchen auf den Rippelflächen folgen, ist ein Indiz für die Fodinichnia-Domichnia-Natur der Gangsysteme, da das Nahrungsangebot im Ton am größten war (da sich organischer Detritus bei den herrschenden Stillwasserbedingungen absetzen konnte). Unklar bleibt dabei, in welcher Tiefe unter der damaligen Sedimentoberfläche die Gangsysteme angelegt wurden. Vermutlich waren es weniger als 10 cm, direkte Hinweise dafür gibt es aber nicht.

Allgemein ist *Thalassinoides* nicht streng faziesbeständig, kommt jedoch vorwiegend im niedrigerenergetischen Flachwasser vor (Schelf bis Lagune), wenn es sich um bevorzugt horizontal

angelegte Gangsysteme handelt (ARCHER 1984, HEINBERG & BIRKELUND 1984, KAMOLA 1984).

Die *Thalassinoides*-Bauten dieses Spurentyps stellen den weitaus größten Anteil an der Gesamtheit der vorhandenen Ichnofauna (siehe Kap. 4.3.). Sie sind vor allem auf den Rippelflächen zu beobachten.

#### Spurentyp B (? *Thalassinoides*)

Die Spuren dieses Typs sind wesentlich kleiner als die des Spurentyps A. Es sind nur zum Teil verzweigte, horizontale Gangsysteme von im allgemeinen 2 - 5 cm Länge. Vertikale Elemente wurden nicht beobachtet. Der Gangquerschnitt ist meist kreisförmig und der Durchmesser beträgt ca. 2 - 5 mm. Die Gangdicke kann innerhalb eines Ganges schwanken. Der Verlauf der Gangsysteme ist unregelmäßig gestreckt bis bogig. Gangsysteme kreuzen sich stets in unterschiedlichen Ebenen (vgl. Spurentyp A). Es kommen Y- und T-Verzweigungen vor. Die Verzweigungsstellen sind meist verengt, aber nicht so deutlich wie beim Spurentyp A. Eine Gangwandung ist nicht vorhanden. Die Gangfüllungen sind undeutlich gestopft und heben sich durch eine hellere oder dunklere Farbe vom umgebenden Sediment ab (Abb. 50).

Dieser Spurentyp weist, wie der Spurentyp A, thalassinoidische Merkmale auf. Sie sind jedoch hier wesentlich geringer ausgeprägt. *Thalassinoides*-typisch ist insbesondere das Vorhandensein von Y- und T-Verzweigungen, die restriktive Form der Verzweigungen, das Fehlen einer speziellen Wandung, die Existenz gestopfter Gangfüllungen. Problematisch sind die geringe Verzweigungsdichte und die geringe Größe der Spuren (*Thalassinoides*-Bauten dieser Größe wurden in der zugänglichen Literatur bisher nicht beschrieben). Dieser Spurentyp kann daher nur als eine *Thalassinoides* verwandte Spur bezeichnet werden. Als Erzeuger kommen vermutlich auch hier, wie beim Spurentyp A, Crustaceen in Betracht.

Spuren dieses Typs sind nur lokal stärker auf der Sohlfläche des Steinbruchs vorhanden. Insgesamt gesehen haben sie

nur einen geringen Anteil an der Gesamtheit der Ichnofauna (Kap. 4.3.).

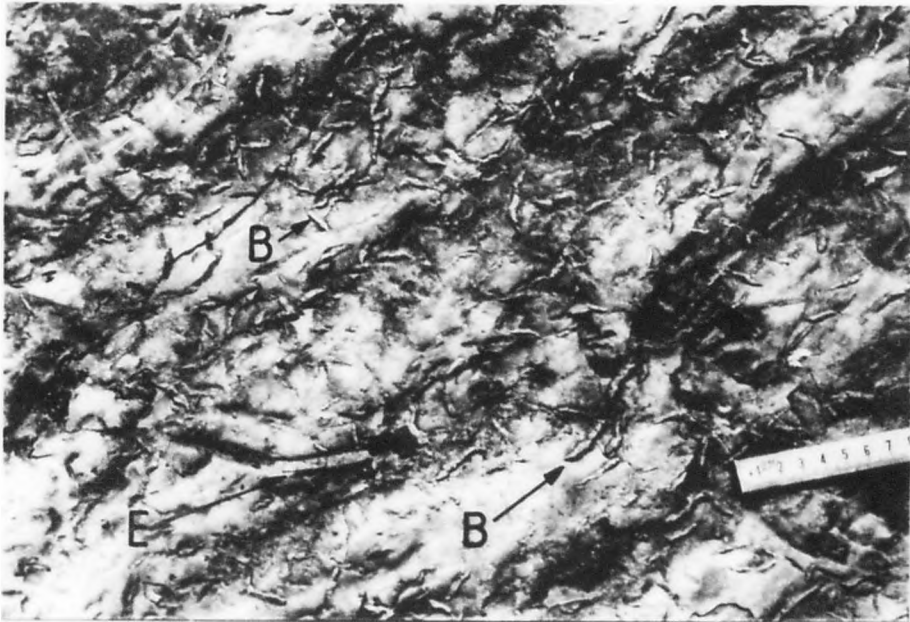


Abb. 50: Spurentypen B (? *Thalassinoides*) und E (cf. *Planolites*). Stark eingeebnete Rippelmarken.

Spurentyp C (? *Monocraterion*)

Generell sind diese Spuren als negative Epichnia erhalten. Es handelt sich um kleine, muldenartige Trichter mit gefurchtem Trichterboden. Der Durchmesser dieser Trichter beträgt ca. 0,6 - 2,5 cm, die randliche Begrenzung ist unregelmäßig. In der Mitte (Trichtertiefstes) befindet sich die Mündung einer Kanalfüllung von ca. 2 - 4 mm Durchmesser (Abb. 51).

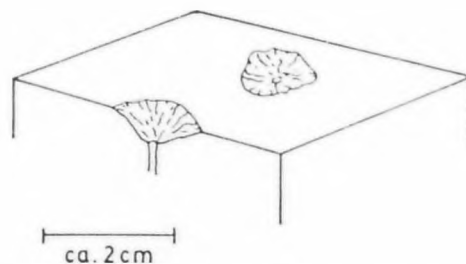


Abb. 51: Räumliche Lage des Spurentyps C (? *Monocraterion*).

Möglicherweise entsprechen die Spuren dem Spurentyp I von PELZER et al. (1987) und PELZER (1988). Es könnte sich um Bauten von *Monocraterion* handeln. Sicher ist dies jedoch nicht, da Beobachtungen aus entsprechenden senkrechten Anschnitten fehlen. Als Erzeuger kommen vermutlich sedimentfressende Anneliden in Betracht. Es wurden insgesamt nur sehr vereinzelt Spuren dieses Typs beobachtet.

#### 4.2.2. Fodinichnia

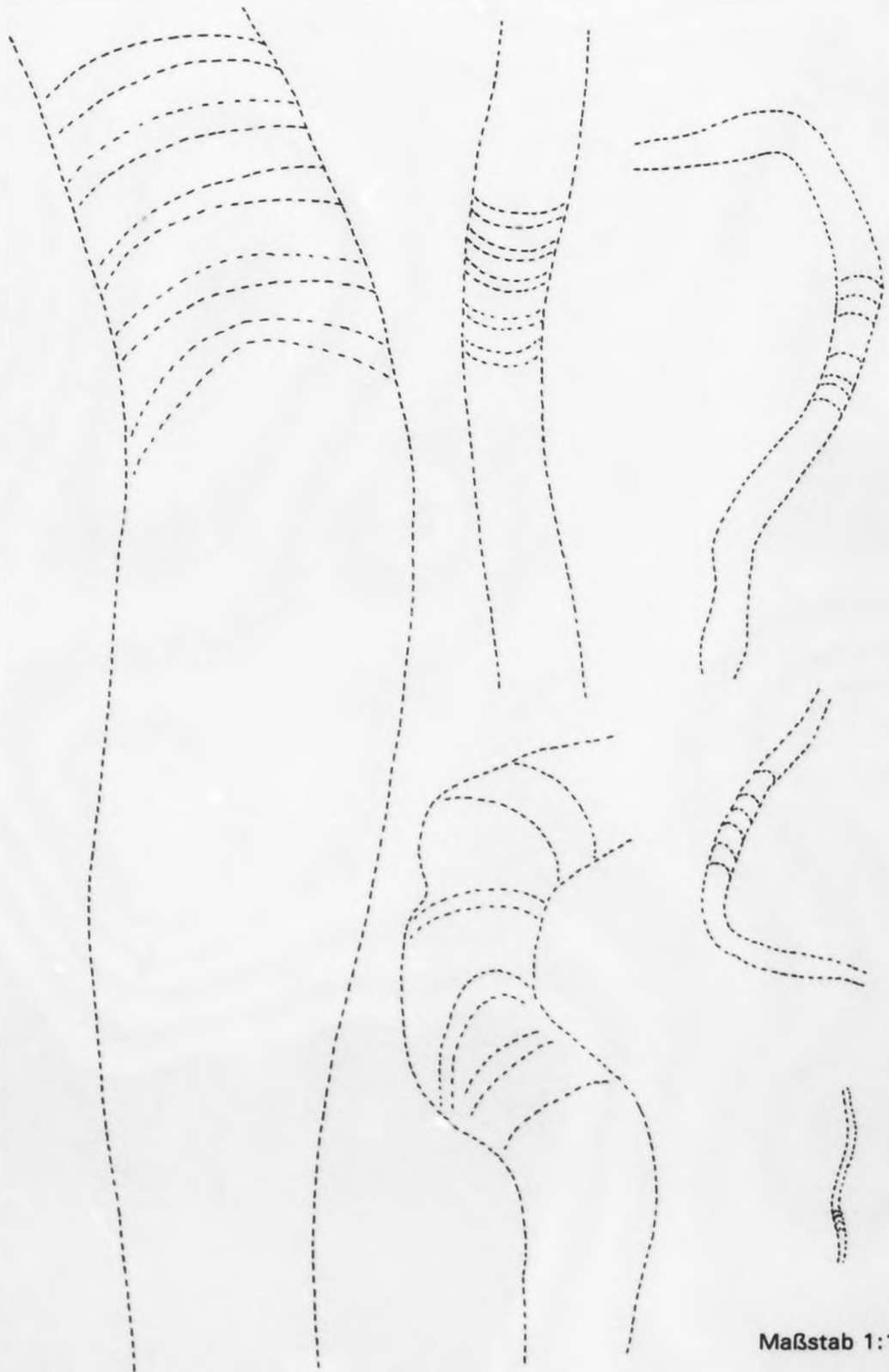
Fodinichnia bilden, neben den Fodinichnia-Domichnia (Kap. 4.2.1.), einen weiteren wesentlichen Anteil der Ichnofauna der Steinbruchsohlfläche. Es sind nach der Morphologie, der Größe und der Erhaltung mehrere Spurentypen unterscheidbar.

##### Spurentyp D (Muensteria)

Die Ichnofossilien dieses Typs sind als negative oder schwach positive Epireliefs erhalten. Innerhalb einer Spur sind beide Erhaltungsformen möglich.

Es handelt sich um generell unverzweigte, bevorzugt horizontal angelegte, aktiv gestopfte Gangfüllungen (Abb. 52). Der Gangquerschnitt ist kreisförmig. Der Durchmesser der Spuren variiert stark und beträgt 0,2 - 5 cm. Er ist innerhalb eines Ganges nicht immer konstant. Es treten innerhalb der angegebenen Bandbreite alle möglichen Durchmesser auf, so daß es nicht eindeutig möglich ist, aus dieser nach der Größe sehr heterogenen Gruppe Untergruppen auszugliedern (vgl. zu diesem Problem BRACKEN & PICARD 1984). Der Verlauf der Spuren ist gestreckt bis bogig. Eine Gangwandung ist nicht vorhanden. Bei einer Erhaltung als positives Epirelief sind die Spuren oft nur undeutlich erkennbar, da sich die Gangfüllung farblich kaum bzw. gar nicht vom umliegenden Sediment unterscheidet. Die Stopflamellen sind häufig nur undeutlich zu erkennen. Sie sind uhrglasförmig gebogen und zeigen somit die Bewegungsrichtung des spurenerzeugenden Tieres an (Abb. 52).

Bei dem hier beschriebenen Spurentyp handelt es sich wahrscheinlich um *Muensteria* STERNBERG 1833 (vgl. BROMLEY &



Maßstab 1:1

Abb. 52: Spurentyp D (*Muensteria*); Darstellung unterschiedlicher beobachteter Größen. Die interne Stopftextur ist angedeutet.



ASGAARD 1979, BRACKEN & PICARD 1984, HEINBERG & BIRKELUND 1984) oder eine eng verwandte Form. Auf jeden Fall existieren deutliche Unterschiede zu ähnlichen Bauten: *Ancorichnus* HEINBERG 1974 besitzt zwar ebenfalls eine gestopfte Füllung, aber im Gegensatz zur hier beschriebenen Spur mit einem aus "chevrons" bestehenden Stopfmuster (HOWARD & FREY 1984: 201). *Ancorichnus* besitzt außerdem eine Wandung (FREY et al. 1984). *Planolites* NICHOLSON 1873 weist zwar ebenfalls gestopfte Füllungen und keine Wandung auf, ist aber spärlich verzweigt (PEMBERTON & FREY 1982, HOWARD & FREY 1984: 207, FREY & HOWARD 1990). Die Spur entspricht wahrscheinlich dem Typ XIII von PELZER et al. (1987) und PELZER (1988).

Als Erzeuger dieser Spuren kommen nur endobenthisch lebende Sedimentfresser in Betracht (BRACKEN & PICARD 1984: 485, HEINBERG & BIRKELUND 1984: 365). Neben dem Spurentyp A ist der hier beschriebene Typ der Zweitwichtigste der Ichnofauna der Sohlfläche des Aufschlusses. Spuren von *Muensteria* treten vorwiegend im Bereich der Oberfläche 5 auf.

#### Spurentyp E (cf. *Planolites*)

Im Unterschied zu den Spurentypen D und G sind die Spuren dieses Typs meist als deutliche positive Epichnia erhalten. Es sind unverzweigte, völlig horizontale (und daher bis zu 0,4 m weit verfolgbare), gestreckte Gangfüllungen. Der Querschnitt ist in etwa kreisförmig. Der Durchmesser der Gänge beträgt ca. 5 - 6 mm und ist jeweils völlig konstant. Die Gangfüllung erscheint oft texturlos, in vielen Fällen ist jedoch auch eine unregelmäßige Stopftextur angedeutet. Randlich sind die Gangfüllungen dunkler gefärbt (auch dunkler als das umliegende Sediment), was aber keine Wandung im eigentlichen Sinne darstellt, sondern wohl eher auf ein Schleimen des Tieres beim Durchgang durch das Sediment zurückzuführen ist.

Es handelt sich wahrscheinlich um Spuren des Ichnogenus *Planolites* NICHOLSON 1873 oder eine verwandte Form (PEMBERTON & FREY 1982). Als Erzeuger der Spuren dieses Typs kommen vermutlich sedimentfressende Anneliden in Betracht. Der hier beschriebene Spurentyp wurde in nur sehr wenigen Exemplaren beobachtet (Abb. 50).

### Spurentyp F

Diese Spuren sind als positive Epichnia erhalten. Es handelt sich um unverzweigte, horizontale bis wenig geneigte Bauten, die mehrheitlich als geführte Mäander angelegt wurden (Abb. 53). Der Gangquerschnitt ist kreisförmig, der Durchmesser beträgt 4 - 6 mm und ist innerhalb eines Ganges weitgehend konstant. Stopftexturen sind nur teilweise, und auch dann nur schlecht, erkennbar. Eine Wandung oder ähnliches ist nicht vorhanden. Die Gangfüllung hebt sich farblich nicht vom umgebenden Sediment ab, so daß die Spuren dieses Typs im Gelände nur im Falle einer Herauswitterung gut zu erkennen sind. Gangfüllungen unterschiedlicher Systeme können sich in einer Ebene kreuzen.

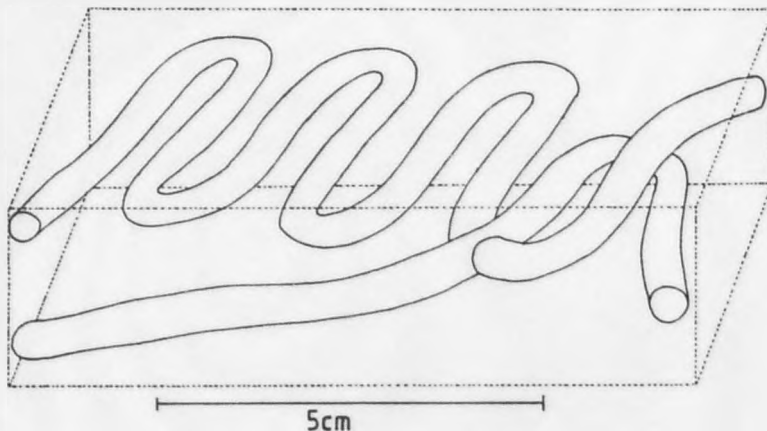


Abb. 53: Räumliche Lage der Spuren des Typs F.

Erzeuger dieser Spuren waren wahrscheinlich endobenthisch lebende Anneliden. Um den im Sediment verteilten Nahrungsdetritus möglichst gut auszunutzen, wurde der Fraßgang in geführten Mäandern angelegt (vgl. SCHÄFER 1962: 333ff.). Spuren dieses Typs kommen nur sehr selten vor.

### Spurentyp G (Planolites)

Die Spuren dieses Typs sind als negative und positive Epichnia sowie seltener auch als Endichnia erhalten. Die Epireliefs sind meist nur unscharf. Es sind ungeteilte oder

spärlich verzweigte Gänge. Sie sind glatt, gerade oder gebogen (zum Teil stark) und sie besitzen einen Durchmesser von ca. 0,5 bis max. 10 mm. Der Querschnitt ist in etwa kreisförmig und die Gänge sind zylindrisch. Die Lage ist bevorzugt horizontal oder flach geneigt, aber es kommen alle möglichen Orientierungen im Raum vor, wobei sich die Gänge zum Teil in einer Ebene kreuzen. Eine Wandung ist nicht vorhanden und die Gangfüllungen unterscheiden sich farblich und texturell kaum vom umgebenden Gestein (Abb. 54).

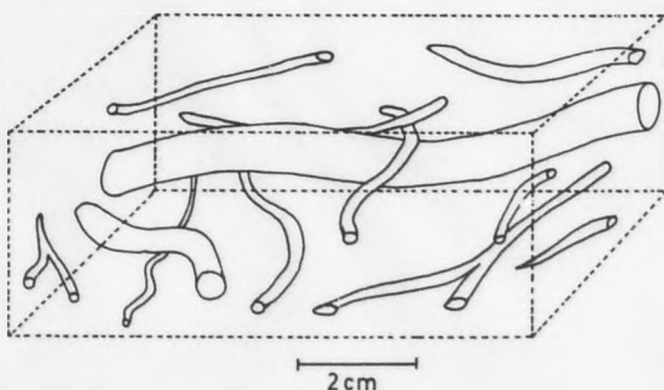


Abb. 54: Räumliche Lage der Spuren des Typs G (*Planolites*).

Die Spuren sind dem Ichnogenus *Planolites* NICHOLSON 1873 zuzuordnen (PEMBERTON & FREY 1982, FREY & HOWARD 1990). Das Vorkommen von *Planolites* ist vorwiegend an niedrig- bis mä-  
Bigenergetische Bedingungen unterschiedlicher Fazies geknüpft (EKDALE et al. 1984, HOWARD & FREY 1984, KAMOLA 1984 u.a.).

Wahrscheinlich waren die Erzeuger dieser Bauten endoben-  
thisch lebende Sedimentfresser, vermutlich Anneliden. Spuren von *Planolites* sind im Niveau der Steinbruchsohlfläche ziemlich häufig.

#### 4.2.3. Domichnia

Reine Domichnia kommen nur sehr untergeordnet vor. Dabei sind Bauten des Spurentyps H (*Skolithos*) häufiger als die des Spurentyps J.

### Spurentyp H (Skolithos)

Es handelt sich um einfache Röhren, die senkrecht zur Sedimentoberfläche orientiert sind. Sie haben einen kreisförmigen Gangquerschnitt, sind zylindrisch und besitzen keine Wandung oder ähnliche Strukturen. Die Gänge sind passiv gefüllt (im Anschliff sichtbar). Der Gangdurchmesser reicht von weniger 0,1 cm bis über 1,0 cm. Die minimale Länge beträgt nur knapp 1 cm, die maximale Länge der Röhren wahrscheinlich einige cm.

Auf Grund der beschriebenen Merkmale ist dieser Spurentyp als *Skolithos* zu bezeichnen (ALPERT 1974, HÄNTZSCHEL 1975, BRACKEN & PICARD 1984, KAMOLA 1984, PIENKOWSKI 1985). Als Erzeuger kommen Anneliden, Phoroniden (HÄNTZSCHEL 1975) aber auch Crustaceen (FREY et al. 1984: 342) in Frage.

### Spurentyp J (Arenicolites)

Die U-förmigen Gänge sind mehr oder weniger senkrecht zur Sedimentoberfläche orientiert, so daß im Gelände nur die Mündungsöffnungen der Röhren sichtbar sind. Es existieren alle Röhrendurchmesser von 2 - 10 mm, wobei das Verhältnis von Röhrendurchmesser zu Röhrenabstand in etwa gleich bleibt (etwa 1:1). Spreiten sind nicht vorhanden. Die Gangfüllungen unterscheiden sich in Farbe und Textur kaum vom umgebenden Sediment. Die Spuren sind dem Ichnogenus *Arenicolites* SALTER 1857 zuzuordnen (vgl. HOWARD & FREY 1984, KAMOLA 1984 u.a.).

Wahrscheinlich handelt es sich um *Domichnia*, eventuell auch um *Fodinichnia-Domichnia*. Die Spuren sind selten vertreten.

#### **4.2.4. Cubichnia**

### Spurentyp K (Pelecypodichnus)

Diese Spuren sind als positive und negative Epichnia, aber auch als positive Hypichnia erhalten. Die Reliefs sind meist scharf. Bei vorhandener Füllung unterscheiden sie sich farblich und textuell nicht vom Nebengestein, da es sich um passive Füllungen handelt. Nach der Form sind vier Typen



unterscheidbar (Abb. 55). Die Formtypen 1 und 2 besitzen spitz zulaufende Enden, der Typ 2 ist jedoch deutlich schlanker und von geringerer maximaler Größe als der Typ 1. Den Formtypen 3 und 4 ist ein spitz zulaufendes und ein kreisbogenförmiges Ende gemeinsam. Durch eine geringere maximale Größe und eine schlankere Form unterscheidet sich der Typ 4 vom Typ 3.

Erzeuger dieser Spuren sind Bivalven (= Pelecypoden). Somit handelt es sich bei diesem Spurentyp um *Pelecypodichnus* (SEILACHER 1953, HÄNTZSCHEL 1975, KAMOLA 1984, PIENKOWSKI 1985; vgl. auch ZEINO-MAHMALAT 1970: 15f., JÜRGENS 1972: 112).

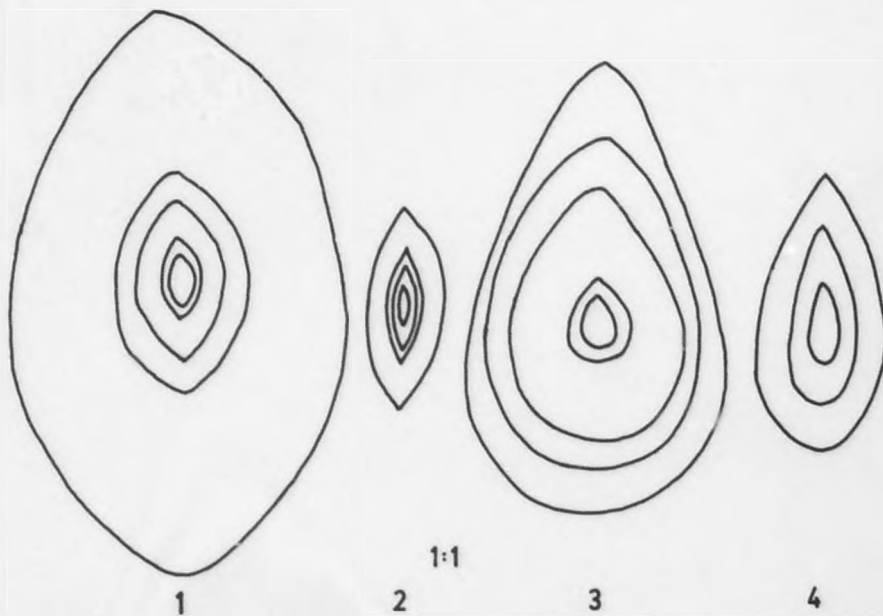


Abb. 55: Spurentyp K (*Pelecypodichnus*): Vier Formtypen sind unterscheidbar, die sich auch durch ihre jeweilige maximale Größe unterscheiden (jeweils existierende Größen der Formtypen sind ineinandergezeichnet dargestellt).

*Pelecypodichnus* ist ein sehr zahlreich vertretener Spurentyp. Am häufigsten kommt die zweite Form (Abb. 55) vor. Selten vertreten ist dagegen der letzte Formtyp. Der zweite Formtyp tritt als einziger öfters "fleckenhaft" gehäuft auf. Insgesamt müssen also mindestens vier verschiedene Bivalvenarten als Spurenerzeuger angenommen werden.



Im Areal um das Koordinatenkreuz K/L-10/11 ist auf der Rippeloberfläche 1 (vgl. Kap. 2.) eine deutliche Orientierung der Spuren der Formtypen 3 und 4 (Abb. 55) zu beobachten. Es wurden die Längsachsen der Spuren eingemessen. Festgehalten wurde nicht das Streichen, sondern die Richtung der spitzen Enden der Spuren. Die Meßwerte sind in der Richtungsrose der Abb. 56 dargestellt. Es ergibt sich eine bevorzugte E-W-Orientierung der Längsachsen, die spitzen Enden der Spuren (= Lage der Klappenränder?) zeigen mehrheitlich nach E. Ursache für die Orientierung der spurenerzeugenden Bivalven war sicherlich eine gerichtete Wasserbewegung (vgl. THOMS & BERG 1985). Die E-W-Richtung dieser gerichteten Wasserbewegung stimmt nicht mit der N-S-Orientierung der großen Rinnenrelikte (Kap. 3.5.), aber mit der von einigen kleinen Relikten überein. Entscheidend ist jedoch, daß die Spuren exakt senkrecht zu den Rippelmarken (die hier strömungsüberformt sind) orientiert sind.

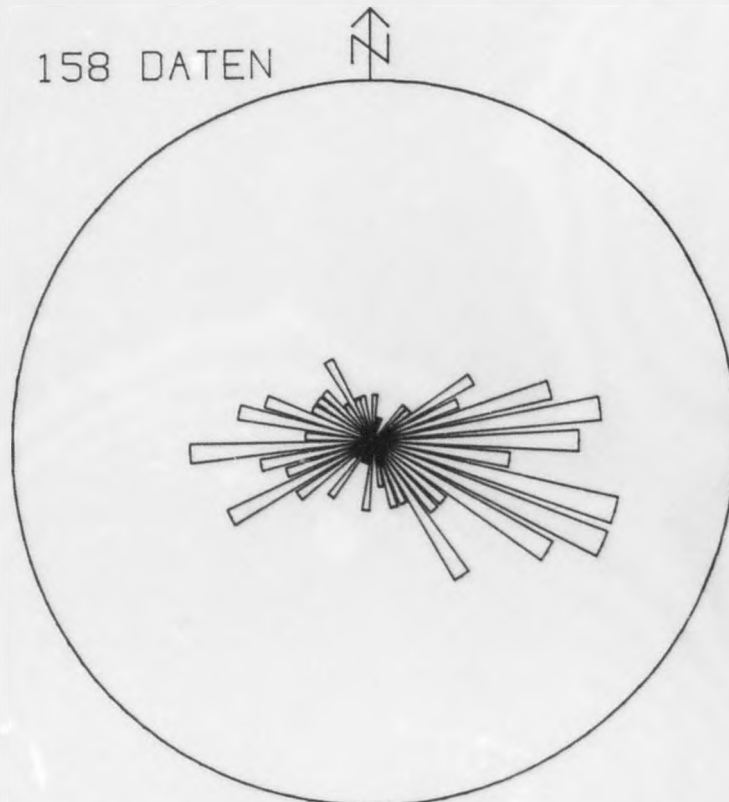


Abb. 56: Orientierung von Spuren des Typs K (*Pelecypodichnus*), weitere Erläuterung im Text.

#### 4.2.5. Repichnia

##### Spurentyp L

Es handelt sich um Bewegungsspuren von Bivalven, da dieser Spurentyp mit dem Spurentyp K assoziiert ist. Die Spuren sind als Epichnia erhalten.

Im einfachsten Fall entstanden die Spuren durch eine Dreh- oder steile Aufwärtsbewegung der Bivalven (Abb. 57: Fig. B, C). Etwas häufiger sind Wühlspuren zu beobachten, die zum Teil zusammen mit Cubichnia (Spurentyp K - *Pelecypodichnus*) vorkommen (Abb. 57: Fig. A, D). Diese Wühlspuren (vgl. ZEINOMAHMALAT 1970: 16) nehmen meist eine nur wenig geneigte Lage gegen die Schichtung ein, es handelt sich deshalb mehrheitlich zumindest nicht um eindeutige Fluchtspuren (bei Fluchtspuren dominiert die vertikale Richtung).

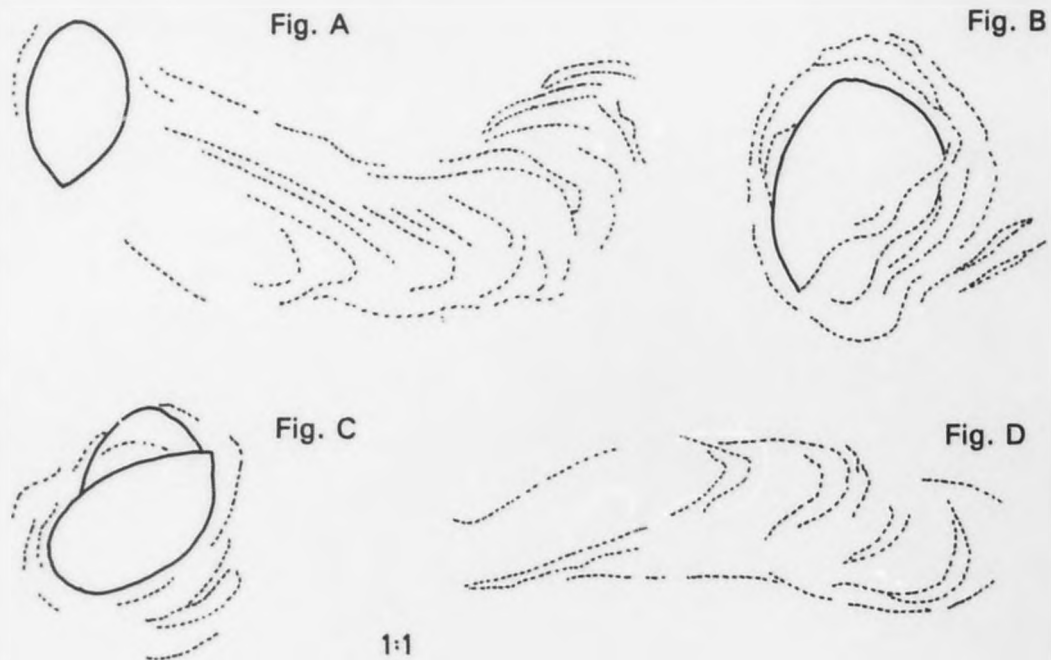


Abb. 57: Fig. A - D: Beispiele von Spuren des Spurentyps L - Bewegungsspuren von Bivalven. Fig. A und D: Flach geneigte Bewegungsspuren. Fig. B: Spur infolge einer steilen Aufwärtsbewegung. Fig. C: Drehbewegung (weitere Erläuterung im Text).

#### 4.2.6. Fragliche Spuren

Auf der Rippeloberfläche 1 und auch der Rippeloberfläche 3, sind hin und wieder, zum Teil lokal häufiger, fragliche Spuren zu beobachten: Es sind flache, schüsselförmige, ovale bis kreisförmige Vertiefungen mit einem Durchmesser zwischen 7 und 12 cm. Die Tiefe beträgt 1 - 2 cm. Möglicherweise handelt es sich um Ruhespuren eines unbekanntes Organismus (?Fische).

#### 4.3. Verbreitung der Ichnofossilien auf der Sohlbankfläche des Aufschlusses

Sowohl in der Verbreitung und Häufigkeit der einzelnen Spurenfossiltypen (vgl. Kap. 4.2.) auf der Steinbruchsohlfläche als auch ganz allgemein in ihrer Dichte bestehen zum Teil erhebliche Unterschiede. Die Verbreitung der vorhandenen Spurentypen auf den kartierten Rippelflächen der Steinbruchsohle ist in den Abb. 58 und 59 dargestellt. Auffällig ist das Vorherrschen der Spurentypen A (*Thalassinoides*), B (?*Thalassinoides*), D (*Muensteria*) sowie K (*Pelecypodichnus*), die anderen Typen treten stark zurück und sind nur lokal häufiger vorhanden. In den Karten der Abb. 58 und 59 wird die veränderliche Spurendichte durch eine unterschiedliche Dichte der Symbole dargestellt. Meist sind die Spuren jedoch in etwa gleichmäßig dicht vorhanden.

Auf der Oberfläche 5 sind ebenfalls alle Spurentypen vertreten. Lokal haben hier aber die Typen D (*Muensteria*) und G (*Planolites*) einen größeren Anteil an der Gesamtichnofauna als auf den Rippelflächen. Auf Grund der schlechteren Erhaltung bzw. Herauswitterung der Spuren im Niveau der Oberfläche 5 ist hier eine kartographische Erfassung der Verteilung der einzelnen Spurentypen nicht genau möglich und wurde deshalb auch nicht vorgenommen.

Um die Spurendichte und die vorhandenen Spurengemeinschaften genauer zu erfassen, wurden an repräsentativen Punkten die jeweils existierenden Spuren direkt von den Rippeloberflächen abgezeichnet (siehe Kap. 1.3.). Die Lokalitäten sind in den Karten der Abb. 58 und 59 eingetragen, die Wiedergabe



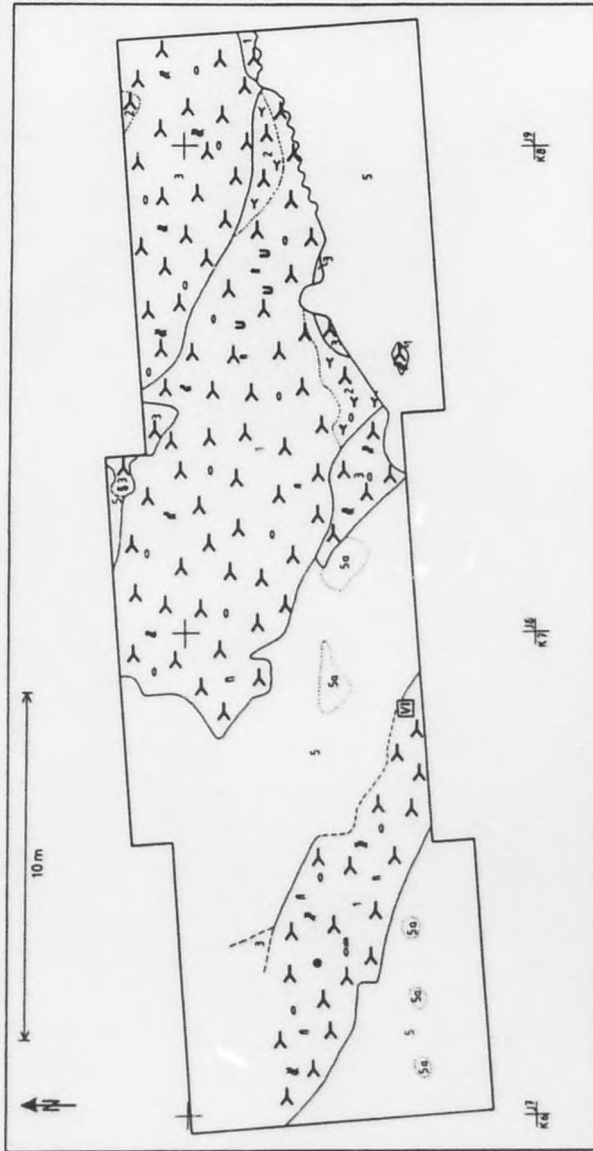


Abb. 59: Karte 2: Vorkommende Ichnofossilien auf den Rippelflächen. Legende siehe Abb. 58 (weitere Erläuterung im Text).



der abgezeichneten Spurengemeinschaften erfolgt im Anhang. Die Unterschiede zwischen den vorhandenen Spurengemeinschaften werden verdeutlicht. Auffällig ist die geringe Spurendichte in den Rinnen, im Detailausschnitt IX des Anhangs gezeigt am Beispiel der Ichnofauna eines Rinnenrelikts (Abb. 43). Dagegen ist auf den Rippelflächen und der Oberfläche 5 die Spurendichte im allgemeinen sehr hoch (Detailausschnitte I - VIII).

#### 4.4. Ichnofazies

Spurenfossilien reflektieren, neben dem Verhalten ihres Erzeugers, mehr oder weniger deutlich ökologische Parameter, wie Wasserbewegung, Konsistenz des Substrats, Korngröße, Sedimentationsrate, Nahrungsangebot, Sauerstoffgehalt und Salinität (SEILACHER 1967, 1978, 1984). Dagegen hat die Wassertiefe keinen direkten Einfluß auf die Zusammensetzung der Spurengemeinschaft (FREY et al. 1990). Durch die Wassertiefe können allerdings andere Parameter beeinflusst werden (z.B. Tiefsee: Stillwasser). Insgesamt gesehen, können Spurenfossilien in Verbindung mit sedimentologischen Daten wichtige Informationen für eine Interpretation des Ablagerungsraumes und damit des Lebensraumes der spurenerzeugenden Organismen liefern.

Im folgenden sollen zunächst wichtige ökologische Parameter diskutiert werden. Die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen fließen in eine ichnofazielle Interpretation der Spurengemeinschaft der Sohlfläche ein.

Bathymetrie: Die Wassertiefe spielt nur indirekt für die Zusammensetzung der Ichnofauna eine Rolle. Andere ökologische Parameter (die allerdings häufig durch die Bathymetrie beeinflusst werden) sind für die Zusammensetzung der Ichnofauna von entscheidender Bedeutung (FREY et al. 1990). Es konnte bereits nachgewiesen werden, daß im Ablagerungsraum eine nur sehr geringe Wassertiefe vorhanden war. Wiederholt kam es zum Trockenfallen des Sedimentationsbereichs (Kap. 3.).

Wasserbewegung: Durch die Stärke der Wasserbewegung werden Art und Geschwindigkeit der Sedimentumlagerung bestimmt, was

einen entscheidenden Einfluß auf die Gestaltung der Bauten hat: Starke Umlagerung bedingt ein Vorherrschen vertikaler Bauten, geringe Sedimentumlagerung ein Überwiegen horizontaler Spuren (SEILACHER 1984). Die Wasserbewegung bestimmt aber auch die Ernährungsweise der Fauna mit: Bei stärkerer Wasserbewegung werden die Nahrungspartikel in Schwebelage gehalten, was zu einer Dominanz von filtrierenden Organismen führt. Stillwasserbedingungen ermöglichen ein "Abregnen" der Nahrungspartikel auf die Sedimentoberfläche. Ein Vorherrschen von Sedimentfressern ist die Folge (HEINBERG & BIRKELUND 1984: 389, KAMOLA 1984: 539), die (wie auch in Mönchshagen) bevorzugt horizontale Spuren anlegen. Daraus ergibt sich ein Überwiegen von Fodinichnia gegenüber Domichnia/Cubichnia. Die Spurenssoziation der Sohlbankfläche zeigt somit vergleichsweise niedrigenergetische Verhältnisse an (in einem Flachwasserbereich, vgl. Kap. 3.) und kann nicht der hochenergetischen Skolithos-Fazies von SEILACHER (1967) zugeordnet werden.

Durch die Stärke der Wasserbewegung wird auch die entstehende Schillmenge mitbestimmt. Die zahlreich im Aufschluß beobachteten Bivalven-Ruhschalen (Spurentyp K, siehe Kap. 4.2.4.) sprechen in Verbindung mit einem Mangel an größerem Schill (Ausnahme: Rinnenfüllungen) ebenfalls für nur geringe Wasserbewegung.

Substrat: Die Mineralogie des Substrats spielt für die darin lebenden Bewohner keine Rolle (EKDALE et al. 1984). Wichtiger ist die Konsistenz des Substrats sowie die Korngröße und Sortierung. Ein weiches, feinkörniges Sediment begünstigt endobenthisch lebende Organismen. Die Kornsortierung beeinflusst die Stabilität des Substrats: Ein gut sortiertes Sediment hat eine geringe Packungsdichte, was die Stabilität des Sediments mindert ("Räumauskleidung" oder ähnliches wird erforderlich). Auf der anderen Seite begünstigt eine geringe Packungsdichte (= hohes Porenvolumen) einen hohen O<sub>2</sub>-Gehalt sowie eine gute Wasserzirkulation im Sediment (wichtig für Sedimentfresser).

Sedimentationsrate: Eine hohe Sedimentationsrate bedingt eine geringe Bioturbation (dies gilt vor allem in Rinnen, vgl. Kap. 3.1.7., 3.5., 4.3.), eine geringe Sedimentationsrate führt zu einer hohen Spurendichte (HOWARD 1978). Im bear-

beiteten Aufschluß ist wegen der allgemein hohen Spurendichte und der starken Bioturbation mit einer eher niedrigen Sedimentationsrate zu rechnen.

Sauerstoffgehalt: Für einen hohen (ausreichenden) O<sub>2</sub>-Gehalt zum Zeitpunkt der Ablagerung des Sediments der Steinbruchsohle spricht neben der hohen Spurendichte auch das Fehlen von FeS<sub>2</sub>. Die bedeutende maximale Größe der Spurentypen D (*Muensteria*) und K (*Pelecypodichnus*) (siehe Kap. 4.2.) stellt möglicherweise ebenfalls einen Hinweis auf gut durchlüftetes Wasser dar. Dagegen sind andere Spuren, speziell die Bauten von *Thalassinoides* (Spurentyp A), von auffällig geringer Größe.

Salinität: Es sind oligo- bis mesohaline Verhältnisse anzunehmen, wie sich aus Funden von Neomiodontiden in benachbarten Aufschlüssen ableiten läßt. Die Fundschichten stehen stratigraphisch sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der bearbeiteten Aufschlußfläche (PELZER 1988). Im mittleren Teil des Hauptsandsteins, das heißt stratigraphisch einige m oberhalb der bearbeiteten Aufschlußfläche, war der Süßwassereinfluß kurzzeitig besonders stark, wie Unioniden im benachbarten Steinbruch Stadtländer anzeigen (PELZER 1988).

Das Gebiet der Rehburger Berge, und damit auch der bearbeitete Aufschluß, liegt im Übergang von der fluviatilen zur Beckenfazies (siehe Kap. 1.2.). Es erscheint daher möglich, daß durch den veränderlichen fluviatilen Einfluß die vermutlich ohnehin vorhandenen, kurzfristigen Schwankungen des Salzgehaltes noch verstärkt wurden. Für viele Organismen stellt ein solches Milieu, in Verbindung mit weiteren Faktoren, wie zeitweiliges Trockenfallen oder Schwankungen der Temperatur, besondere Stress-Verhältnisse dar (vgl. EKDALE et al. 1984).

Generell wird die Diversität von Spurenassoziationen bei abnehmender Salinität gemindert (HOWARD 1978, EKDALE 1984, WIGHTMAN et al. 1987). Entsprechende Vergleiche zwischen der Ichnofauna der Aufschlußsohlfläche und dem Liegenden und Hangenden bzw. zu anderen Aufschlüssen fehlen jedoch. Auffällig ist aber, daß wenige Spurentypen (Kap. 4.2.) den Hauptteil der Ichnofauna der Steinbruchsohlfläche ausmachen.

Schließlich zeigen viele marine Arten eine Größenreduktion bei abnehmendem Salzgehalt (EKDALE et al. 1984). Der Spurentyp A (*Thalassinoides*) könnte eine solche Größenreduktion seines Erzeugers widerspiegeln, da es sich um besonders kleine Bauten von *Thalassinoides* handelt.

#### Interpretation der Ichnofazies:

An dieser Stelle sollen noch einmal die auf der Sohlfläche des Aufschlusses vorkommenden Ichnofossilien aufgeführt werden:

- Spurentyp A: *Thalassinoides* (häufigster Spurentyp).
- Spurentyp B: ? *Thalassinoides* (häufig).
- Spurentyp C: ? *Monocraterion* (vereinzelt).
- Spurentyp D: *Muensteria* (häufig).
- Spurentyp E: cf. *Planolites* (vereinzelt).
- Spurentyp F: mäandrierende Spuren (selten).
- Spurentyp G: *Planolites* (häufig).
- Spurentyp H: *Skolithos* (selten).
- Spurentyp J: *Arenicolites* (selten).
- Spurentyp K: *Pelecypodichnus* (häufig).
- Spurentyp L: Bewegungsspuren von Bivalven (selten).

Allgemein entspricht dem marinen Flachwasserbereich die *Skolithos*-Fazies von SEILACHER (1967). Sie spiegelt die hochenergetischen Verhältnisse wider, wie sie normalerweise im Bereich einer Küste auftreten. Die Wasserbewegung im Ablagerungsraum war jedoch normalerweise relativ gering, wie die vorhandenen Schichtungsmerkmale, Rippelmarken und die allgemein starke Bioturbation beweisen (Kap. 3.). Lediglich sporadisch traten hochenergetische Ereignisse auf (Genese der Oberfläche 5, Kap. 3.3.).

Die Spurenssoziation der Sohlbankfläche entspricht nicht der *Skolithos*-Fazies. Lediglich einige Spuren, wie *Monocraterion* und *Skolithos*, sind charakteristisch für die *Skolithos*-Fazies. Andere Ichnofossilien der vorliegenden Spurenssoziation lassen sich dagegen eher der *Cruziana*-Fazies zuordnen, wie *Muensteria*, *Planolites* und *Thalassinoides*



(EKDALE et al. 1984, HEINBERG & BIRKELUND 1984). Diese Ichnofazies tritt vorwiegend im subtidalen Schelfbereich als hochdiverse Spurenassoziation auf und wird durch Sedimentfresser dominiert. Allerdings sind einige für die *Cruziana*-Fazies typische Bauten, wie *Teichichnus* oder *Rhizocorallium*, im Bereich der Aufschlußsohlfläche nicht vertreten. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, daß aufgrund der Brackwasserverhältnisse zum Zeitpunkt der Ablagerung mit einer verminderten Diversität der Ichnocoenose zu rechnen ist (siehe oben). Weiterhin werden Bauten von *Rhizocorallium* von WILDE (1981) und von PELZER (1988) aus der mittleren Partie des Hauptsandsteins im benachbarten Steinbruch Stadtländer, das heißt stratigraphisch nur wenige m oberhalb der bearbeiteten Aufschlußfläche, beschrieben.

Die Ichnofazies enthält keine charakteristischen Spuren der nichtmarinen *Scoyenia*-Fazies (vgl. Frey et al. 1984). Dieser Befund stützt indirekt die Vorstellung von einem Brackwassermilieu. Allerdings sind einige der Spurenfossilien auch aus dem nichtmarinen Bereich beschrieben, zum Beispiel *Muensteria* (BRACKEN & PICARD 1984). Die Spurenassoziation unterscheidet sich weiterhin auch von der *Psilonichnus*-Fazies, die als Misch-Ichnofazies vorwiegend im Bereich des Trockenen Strandes und von Dünen, aber zum Beispiel auch von Durchbruchschwemmfächern vorkommt und insbesondere durch Bauten von *Psilonichnus upsilon* repräsentiert wird (FREY & PEMBERTON 1987).

Die Spurenfossilien der Sohlbankfläche des Aufschlusses bilden eine geringdiverse Misch-Ichnocoenose, bestehend aus Spuren der *Skolithos*- und der *Cruziana*-Fazies. Die Spurendichte ist hoch, wobei der größte Teil der Spuren eher der *Cruziana*-Fazies zuzuordnen ist. Eine Mischfazies aus *Skolithos*- und *Cruziana*-Fazies ist charakteristisch für ästuarine Milieus (EKDALE et al. 1984). Die Ichnocoenose der Aufschlußsohlfläche besteht allerdings weitgehend aus Spuren der *Cruziana*-Fazies. Geringdiverse Vorkommen der *Cruziana*-Fazies mit hoher Spurendichte sind aus lagunären Ablagerungen bekannt (EKDALE et al. 1984). Die Spurenassoziation spiegelt somit einen lagunären Ablagerungsraum mit weitgehend ruhigen Sedimentationsbedingungen wider. Innerhalb eines solchen Ablagerungsraumes treten *Thalassinoides* und *Planolites* bevorzugt im



inneren Bereich der Lagune, *Muensteria* und *Skolithos* dagegen in washover-Ablagerungen auf (EKDALE et al. 1984). Die Spurengemeinschaft deutet darauf hin, daß Wasserspiegelschwankungen bis hin zum Trockenfallen eher die Ausnahme und nicht die Regel im Ablagerungsraum war (Kap. 3.4., 3.5.). Allgemein scheinen Mischfazies aus *Skolithos*- und *Cruziana*-Fazies für Brackwasser-Ablagerungen charakteristisch zu sein (WIGHTMAN et al. 1987, BEYNON et al. 1988).

## 5. Deutung des Sedimentationsraumes

Der Ablagerungsraum ist, im Bereich des Aufschlusses, durch ein Vorherrschen von Wellenrippelschichtung und Flaserschichtung gekennzeichnet, was in Verbindung mit der vorhandenen, starken Bioturbation auf ein niedriges bis mäßig hohes Energieniveau hindeutet (Kap. 3.1.). Wiederholt blieben in unterschiedlichen Niveaus Rippelmarken erhalten (Kap. 3.4.1.). Es handelt sich fast ausschließlich um Wellenrippeln, lediglich ein kleiner Teil stellt strömungsüberformte Rippeln dar. Die Rippelmarken unterscheiden sich in ihrer Größe und ihrem Streichen. Überprägungen beweisen wiederholtes Trockenfallen, ihr wechselndes Streichen zeigt variierende Windrichtungen an. Die Sedimentationsrate war insgesamt wahrscheinlich gering. Zwischenzeitlich kam es in Stillwasserphasen fast zum Sedimentationsstillstand und zur Ablagerung von tonig-siltigen Lagen auf Rippelflächen (Kap. 3.). Die Genese der Oberfläche 5 markiert ein einzelnes höher-energetisches Ereignis (Starkwind oder Sturm) mit merklichen Sedimentumlagerungen (Kap. 3.3.).

Bedingt durch Wasserstandsschwankungen (vgl. auch JÜRGENS 1972: 143, WILDE 1981: 84, PELZER 1988), kam es wiederholt zum Trockenfallen dieses Flachwasserbereichs (Kap. 3.4.1.). Wohl durch das ablaufende Wasser wurden Rinnen eingeschnitten, die nachfolgend mit Sediment verfüllt wurden. Es existierte ein verzweigtes Rinnensystem (Kap. 3.5.).

Die Bioturbation ist in der Sohlbank des Aufschlusses sehr stark. Häufig ist völlige Entschichtung zu beobachten (Kap. 3.1.7.). Die Ichnofossilien auf der Aufschlußsohlfläche bilden eine geringdiverse Misch-Ichnocoenose, bestehend aus Spuren der *Cruziana*- und der *Skolithos*-Fazies. Spuren von Sedimentfressern und somit Ichnofossilien der *Cruziana*-Fazies überwiegen. Die Spurendichte ist sehr hoch. Die Ichnocoenose kennzeichnet den Sedimentationsraum als niedrigenergetischen, gut durchlüfteten Flachwasserbereich (Kap. 4.4.). Die Erhaltung von über 250 Dinosauriertrittsiegeln auf der Steinbruchsohlfläche weist ebenfalls auf nur mäßige Wasserbewegungen zum Zeitpunkt ihrer Anlage hin. Es herrschten Brackwasserverhältnisse (Kap. 4.4.).

Insgesamt ergibt sich das Bild eines geschützten (lagunären) Ablagerungsraumes: Wellenrippelschichtung und Flaserschichtung (bei einem Fehlen von Strömungsrippelschichtung) sind charakteristisch für ein lagunäres Ablagerungsmilieu (STRAATEN 1954, REINECK 1984: 190f., REINECK & SINGH 1986). Die Existenz der Tonhäutchen auf den Rippelflächen, Stillwasserphasen kennzeichnend, wird ebenso wie der Mangel an grobem Schill und das seltene Auftreten von Intraklasten verständlich. Sporadisch können höherenergetische Ereignisse die lagunären "Normalbedingungen" unterbrechen und zur Bildung von washover-Ablagerungen führen (REINECK 1984, REINECK & SINGH 1986). Im Zuge eines solchen Ereignisses entstand die Oberfläche 5 der Aufschlußsohlfläche. Rinnen bilden ebenfalls ein Merkmal lagunärer Bereiche, wo sie in unterschiedlicher Häufigkeit vorhanden sein können (NICHOLS 1965, FISHER & MCGOWEN 1969, REINECK 1984: 227f. u.a.).

Lagunensedimente sind oft stark bioturbat (RUSNAK 1960, NICHOLS 1965, EKDALE et al 1984, KAMOLA 1984, REINECK 1984, REINECK & SINGH 1986). Darüber hinaus wird auch durch die vorkommenden Spurenfossilien ein lagunäres Ablagerungsmilieu angezeigt, in dem brackische Verhältnisse herrschten.

Die häufigen Pflanzenreste deuten auf einen reichlichen Pflanzenwuchs (teilweise als Mangrove?) in dieser semiaquatischen Landschaft hin (vgl. WILDE 1981, PELZER 1988). Die zahlreichen Dinosauriertrittsiegel verweisen auf Landnähe.

Das Gebiet der Rehburger Berge (und damit auch der bearbeitete Aufschluß) liegt im Randbereich des niedersächsischen Beckens, im Übergang von der fluviatilen in die litorale Fazies (vgl. Kap. 1.2.). Im unteren Berrias, zu Beginn der Wealden-Sedimentation, herrschten regressive Bedingungen, wodurch sich eine Deltaebene aus dem S bis in das Gebiet der Rehburger Berge vorschieben konnte (PELZER 1988). Allmählich erfolgte ein Umschwung zu einer transgressiven Entwicklung, in deren Verlauf es zu Erosion und Aufarbeitung entlang der Küste kam. Es entstanden Küstenbarrieren, an deren Rückseite sich ein lagunäres Milieu entwickelte. Eine fluviatil dominierte Deltaebene stieß aus dem Gebiet des Osterwaldes nach N in diesen lagunären Bereich vor. Diesem Modell entspricht der Deltatyp IV von COLEMAN & WRIGHT (1975), der durch mittlere

Wellenenergie und einem extrem flachen Relief zum Becken hin charakterisiert wird (PELZER 1988). Der Barrieregürtel verlagerte sich aus dem Gebiet der Rehburger Berge und der Bückeberge allmählich nach S, erst im Bereich von Deister und Süntel kam es wahrscheinlich zu einem Stillstand der transgressiven Entwicklung (PELZER 1988).

Die lagunäre Fazies ist im Liegenden und als Einschaltungen zwischen den als Barriersedimente zu deutenden Sandsteinkomplexen des Hauptsandsteins entwickelt (PELZER 1988). In den flachen Lagunen kam es vorwiegend zu toniger bis tonig-siltiger Sedimentation. In längerfristig im Niveau des Wasserspiegels liegenden Gebieten konnten sich lagunäre Sümpfe mit Waldbestand bilden. Von der Barrierenrückseite, das heißt aus nördlicher Richtung, stießen sandige Sedimentfächer (washover-Ablagerungen) und Torfmoore in die Lagune vor (PELZER 1988). Es herrschte wahrscheinlich ein humid-tropisches Klima mit saisonalen Trockenperioden (PELZER & WILDE 1987).

Der Hauptsandstein entspricht dem transgredierenden Barrieren-Komplex, der lagunäre Sedimente (Tonstein, Kohleflöz) überlagert (PELZER 1988). Die Steinbruchsohle befindet sich nahe der Basis des Hauptsandsteins (Kap. 1.2.). Daraus ist zu schlußfolgern, daß sich der Aufschlußbereich wahrscheinlich im rückwärtigen Übergangsbereich des Barrieren-Komplexes oder zumindest in dessen Nähe befand, wo sturm-induzierte washover-Prozesse eine große Rolle spielen (Entstehung der Oberfläche 5, Kap. 3.3.). Der Sandstein der Sohlbank entspricht somit im Flachwasser der Lagune aufgearbeiteten washover-Sedimenten. Andererseits war die Wassertiefe im Bereich der Aufschlußsohle groß genug, daß es hier nicht zu einer Besiedlung durch Pflanzen kam. Im niedrigenergetischen, brackischen Flachwasser konnte sich ein reiches Bodenleben entwickeln (Abb. 60).

Der Aufschluß und seine nähere Umgebung befand sich somit nicht im eigentlichen Deltabereich mit einem überwiegend fluviatilen Ablagerungsregime (vgl. PELZER 1988), auch wenn dies FISCHER & THIES (1993) annehmen.

Es stellt sich die Frage nach der Ursache der Wasserspiegelschwankungen. Naheliegender wäre, das Wirken von Gezeiten



anzunehmen. Diese spielten aber wohl im Niedersächsischen Becken (einem Nebenmeer ähnlich der Ostsee, vgl. SCHOTT 1968) nur eine geringe oder keine Rolle. Außerdem ist ein regelmäßiges, periodisches Trockenfallen nicht anzunehmen, da in diesem Falle die Ichnocoenose eine merklich andere Zusammensetzung haben müßte (höherer Anteil an Spuren der *Skolithos*-Fazies).

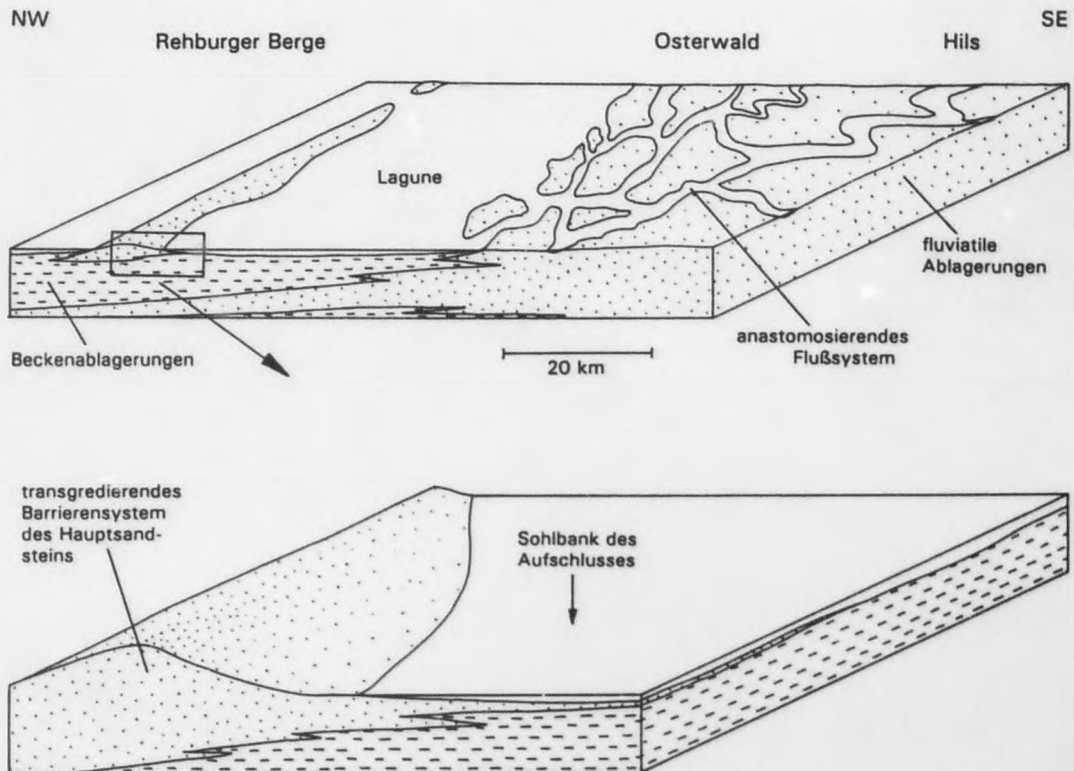


Abb. 60: Modell des Ablagerungsraumes. Lage des Aufschlußbereichs im rückwärtigen Bereich einer Barriere (in Anlehnung an PELZER 1988).

Wasserspiegelschwankungen in Lagunen können, außer Gezeiten, verschiedene andere Ursachen haben. So sind jahreszeitlich unterschiedliche Wasserstände möglich, wenn die Lagune im Einflußbereich eines Flusses mit jahreszeitlich schwankender Wasserführung liegt (STRAATEN 1959: 201). Das aus S vorstoßende Flußsystem könnte, unter der Voraussetzung wech-



selnder Wasserführung, einen gewissen Einfluß auf Wasserspiegelschwankungen im Ablagerungsraum gehabt haben.

In rezenten Lagunen sind Wasserspiegelschwankungen unter dem Einfluß des Windes zu beobachten (STRAATEN 1959: 201, RUSNAK 1960, REINECK 1984: 227f. u.a.). Diese Wasserspiegelschwankungen können im Extremfall bis zu 4,50 m betragen (SHEPARD & MOORE 1960). Bei ablandigen Winden fallen Windwatten trocken, bei auflandigen Winden wird der Wasserspiegel erhöht. Diese Windwatten befinden sich bevorzugt im rückwärtigen Bereich des Barrierensystems (REINECK 1984: 194).

Ein nur sporadisches Trockenfallen durch ablandige Winde ist auf Grund der reichlich vorhandenen Ichnofauna eher denkbar als jahreszeitlich bedingte Wasserspiegelschwankungen. Letzteres würde ein Trockenliegen über längere Zeiträume bedeuten.

In diesem Zusammenhang stellt sich erneut die Frage nach der Wassertiefe im untersuchten Bereich des Sedimentationsraumes (vgl. Kap. 3.4.1.1.). Eine Wassertiefe von max. 3 - 4 m bei auflandigem Wind erscheint gerade noch möglich. Eine größere maximale Wassertiefe ist aber unwahrscheinlich, da sonst zu große Wasserstandsschwankungen anzunehmen wären. Die "Normal"-Wassertiefe (ohne Erhöhung oder Erniedrigung des Wasserstandes) war vermutlich eher geringer und ermöglichte einzelnen oder Gruppen von Sauriern ein Durchwaten dieses seichten Gewässers, wie die zahlreichen Trittsiegel auf der Sohlfläche des Naturdenkmals beweisen.

## 6. Literatur

- ALPERT, S. P. (1974): Systematic review of the genus *Skolithos*.- Jour. Paleont., 48: 661 - 669, 3 Abb.; Lawrence.
- AIGNER, T. & FUTTERER, E. (1978): Kolk-Töpfe und -Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk - Anzeiger für Wattenmeer?.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 156: 285 - 304, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ARCHER, A. W. (1984): Preservational control of trace-fossil assemblages: Middle Mississippian carbonates of south-central Indiana.- Jour. Paleont., 58: 285 - 297, 6 Abb.; Lawrence.
- BEYNON, B. M., PEMBERTON, S. G., BELL, D. D. & LOGAN, C. A. (1988): Environmental implications from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake oil sands deposit.- In: JAMES, D. P. & LECKIE, D. A. [Hrsg.]: Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface.- Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 15: 275 - 290, 9 Abb., 2 Tab.; Calgary.
- BOER, P. L. DE (1979): Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oosterschelde, the Netherlands, formed as a result of entrapped air.- Sedimentology, 26: 283 - 294, 8 Abb.; Amsterdam.
- BRACKEN, B. & PICARD, M. D. (1984): Trace fossils from the Cretaceous/ Tertiary North Horn Formation in Central Utah.- Jour. Paleont., 58: 477 - 487, 13 Abb.; Lawrence.
- BROMLEY, R. G. & ASGAARD, U. (1972): The burrows and microcoprolites of *Glyphea rosenkrantzi*, a lower Jurassic palinuran Crustacean from Jamson Land, East Greenland.- Gronlands geol. Undersogelse, 49: 15 - 21, 9 Abb.; Copenhagen.
- BROMLEY, R. G. & ASGAARD, U. (1979): Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 28: 39 - 80, 22 Abb.; Amsterdam.
- BROMLEY, R. G. & FREY, R. W. (1974): Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*.- Bull. Geol. Soc. Denmark, 23: 311 - 335, 11 Abb.; Copenhagen.
- BRUUN-PETERSEN, J. & KRUMBEIN, W. E. (1975): Rippelmarken, Trockenrisse und andere Seichtwassermerkmale von Helgoland.- Geol. Rdsch., 64: 126 - 143, 17 Abb.; Stuttgart.
- COLEMAN, J.M. & WRIGHT, L. D. (1975): Modern river deltas: Variability of process and sand bodies.- In: BROUSSARD, M. L. [Hrsg.]: Delta-models for exploration: 99 - 149, 29 Abb., 2 Tab.; Houston (Houston Geol. Soc.).

- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. (1989): Sedimentary structures.- 2. Aufl., 207 S., 204 Abb., 3 Tab., 2 Anh.; London, Boston, Sydney (Allen & Unwin).
- EKDALE, A., BROMLEY, R. G. & PEMBERTON, S. G. (1984): Ichno-logy.- SEPM Short Course, 15: 1 - 317, 95 Abb., 18 Tab.; Tulsa.
- FISCHER, R. & THIES, D. (1993): Das Dinosaurier-Freilicht-museum Münchehagen und das Naturdenkmal "Saurierfährten Münchehagen".- 60 S., 64 Abb.; Rehburg-Loccum.
- FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H. (1969): Lower Eocene lagoonal systems in the Texas Gulf coast.- In: CASTAÑARES, A. A. & PHLEGER, F. R. [Hrsg.]: Coastal Lagoons - a symposium: 263 - 274, 6 Abb.; Mexico, D. F..
- FÖRSTNER, U., MÜLLER, G. & REINECK, H.-E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee.- N. Jb. Mineral. Abh., 109: 33 - 62, 29 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FREELAND, G. L., STANLEY, D. J., SWIFT, D. J. P. & LAMBERT, D. N. (1981): The Hudson Shelf valley: Its role in shelf sediment transport.- In: NITTROUER, C. A. [Hrsg.]: Sedi-mentary dynamics of continental shelves.- Devel. in Sedi-mentol., 32: 399 - 427, 16 Abb.; Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier).
- FREY, R. W. (1978): Behavioral and ecological implications of trace fossils.- In: BASAN, P. B. [Hrsg.]: Trace fossil in concept.- SEPM Short Course, 5: 43 - 66, 5 Abb., 3 Tab.; Oklahoma City.
- FREY, R. W., CURRAN, H. A. & PEMBERTON, S. G. (1984): Trace-making activities of crabs and their environmental signi-ficance: The ichnogenus *Psilonichnus*.- Jour. Paleont., 58: 333 - 350, 9 Abb.; Lawrence.
- FREY, R. W. & HOWARD, J. D. (1975): Endobenthic adaptions of juvenile thalassinidean shrimp.- Bull. Geol. Soc. Den-mark, 24: 283 - 297, 7 Abb.; Copenhagen.
- FREY, R. W. & HOWARD, J. D. (1990): Trace fossils and deposi-tional sequences in a clastic shelf setting, Upper Creta-ceous of Utah.- Jour. Paleont., 64: 803 - 820, 28 Abb., 1 Anh.; Lawrence.
- FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. (1987): The *Psilonichnus* ichno-coenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast.- Bull. Canad. Petrol. Geol., 35: 333 - 357, 33 Abb., 1 Tab.; Calgary.
- FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. & FAGERSTROM, J. A. (1984): Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenus *Scoyenia* and *Ancorichnus*.- Jour. Pale-ont., 58: 511 - 528, 4 Abb.; Lawrence.

- FREY, R. W., PEMBERTON, S. G. & SAUNDERS, T. D. A. (1990): Ichnofacies and bathymetrie: A passive relationship.- Jour. Paleont., 64: 155 - 158, 1 Abb.; Lawrence.
- FÜRSICH, F. T. (1974): On *Diplocraterion* Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical spreiten-bearing, U-shaped trace fossils.- Jour. Paleont., 48: 952 - 962, 5 Abb.; Lawrence.
- GRAFENSTEIN, U. VON (1984): Zur Aussagekraft von Oszillationsrippeln: Ereignisbezogene sedimentologische Untersuchungen in Gebieten mit unterschiedlichen Seegangsspektren in der Nord und Ostsee.- Diss. Univ. Kiel: 127 S., 34 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Kiel.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975): Trace fossils and problematica, 2: In: TEICHERT, C. [Hrsg.]: Treatise on invertebrate paleontology, W, Miscellanea, Supp. 1: 269 S., 110 Abb.; Lawrence (Geol. Soc. Amer. & Univ. Kansas).
- HEINBERG, C. & BIRKELUND, T. (1984): Trace-fossil assemblages and basin evolution of the Vardeloft Formation (Middle Jurassic, central east Greenland).- Jour. Paleont., 58: 362 - 397, 28 Abb.; Lawrence.
- HENDRICKS, A. (1981): Die Saurierfährte von Münchehagen bei Rehburg - Loccum (NW-Deutschland).- Abh. a. d. Landesmus. f. Nat.-kunde Münster in Westfalen, 43(2): 1 - 21, 13 Abb., 1 Tab.; Münster.
- HERTWECK, G. (1978): Die Bewohner des Wattenmeeres in ihren Auswirkungen auf das Sediment.- In: REINECK, H.-E. [Hrsg.]: Das Watt, 2. Aufl.: 145 - 172, 13 Abb.; Frankfurt a.M. (Waldemar Kramer).
- HOWARD, J. D. (1978): Sedimentology and trace fossils.- In: BASAN, P. B. [Hrsg.]: Trace fossil in concept, SEPM Short Course, 5: 11 - 42, 14 Abb.; Oklahoma City.
- HOWARD, J. D. & FREY, R. W. (1984): Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of central Utah.- Canad. Jour. Earth Sci., 21: 200 - 219, 25 Abb., 1 Tab.; Ottawa.
- JORDAN, H. (1979): Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 3521 Rehburg.- 134 S., 14 Abb., 1 Taf.; Hannover (Nds. L.-A. f. Bodenforsch.).
- JÜRGENS, U. (1972): Sedimentologie der Wealden-Sandsteine im Hannoverschen Bergland (NW-Deutschland).- Diss. Univ. Hamburg: 164 S., 34 Abb., 12 Tab., 19 Taf.; Hamburg.
- KAMOLA, D. L. (1984): Trace fossils from marginal-marine facies of the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation (Upper Cretaceous), east-central Utah.- Jour. Paleont., 58: 529 - 541, 21 Abb.; Lawrence.



- KAUENHOFEN, W. (1927): Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehung zur Erdölbildung an der Wende Jura - Kreide in Nordwestdeutschland.- N. Jb. Miner., Beil.-Bd., Abt. B, 58: 215 - 272, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- KAUFMANN, R. (1977): Sedimentologie des Wealden auf der SW-Flanke des Rehburger Sattels.- unveröff. Dipl.-Arb. Techn. Univ. Braunschweig: 163 + 85 S., 4 Anl., Anh.; Braunschweig.
- KAUFMANN, R., OPPERMANN, H.-U. & PETSCH, K. (1980): Zur Entwicklungsgeschichte der tiefen Unterkreide (Berrias/Valangin) im Süden des Rehburger Sattels unter besonderer Berücksichtigung der Tongrube Sachsenhagen.- Ballerstädtiana, 3: 5 - 26, 4 Abb., 2 Tab.; Bückeberg.
- KLEIN, G. DE V. (1970): Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars.- Jour. Sed. Petrol., 40: 1095 - 1127, 34 Abb.; Madison.
- LOOK, E. R., KULLE-BATTERMANN, S. & TÖNEBÖHN, R. (1988): Die Dinosaurierfährten von Münchehagen (Landkreis Nienburg/Weser) im Naturpark "Steinhuder Meer".- 20 S., 11 Abb., 2 Tab.; Hannover (Naturhistor. Gesell.).
- MACKENZIE, D. B. (1975): Tidal sand flat deposits in Lower Cretaceous Dakota Group near Denver, Colorado.- In: GINSBURG, R. N. [Hrsg.]: Tidal deposits. A casebook of recent examples and fossil counterparts: 117 - 125, 25 Abb., 1 Tab.; New York (Springer).
- MARTINSON, A. (1970): Toponymy of trace fossils.- In: CRIMES, T. P. [Hrsg.]: Trace fossils, 1: 323 - 330, 2 Abb.; Liverpool (Seel House Press).
- MÜLLER, A. H. (1970): Über Ichnia vom Typ *Ophiomorpha* und *Thalassinoides* (*Vestigia invertebratorum*, Crustacea).- Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, 12: 775 - 787, 2 Taf.; Berlin.
- MÜLLER, A. H. (1971): Bioturbation durch Decapoda (Crustacea) in Sandsteinen der sächsischen Oberkreide.- Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, 13: 696 - 707, 4 Taf.; Berlin.
- NEWTON, R. S. (1968): Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone.- Sedimentology, 11: 275 - 292, 7 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Amsterdam.
- NICHOLS, M. M. (1965): Composition and environment of recent transitional sediments on the Sonoran coast, Mexico.- Diss. Univ. Calif., Los Angeles: 419 S.; Los Angeles.
- PELZER, G. (1982): Sedimentologische und palynologische Untersuchungen in der Wealden-Fazies (Bückeberg-Formation) des Osterwaldes, Hannoversches Bergland.- unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen: 164 S., 30 Abb., 4 Tab., 1 Karte, 3 Beil.; Göttingen.



- PELZER, G. (1988): Sedimentologie und Palynologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland.- Diss. Univ. Göttingen: 274 S., 155 Abb., 6 Taf.; Göttingen.
- PELZER, G., RIEGEL, W. & WILDE, V. (1987): Terrestrische Paläoökologie und Sedimentologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland.- Exkurs.-führer zur Tagung d. Paläont. Ges., Okt. 1987: 41 S., 23 Abb.; Göttingen.
- PELZER, G. & WILDE, V. (1987): Klimatische Tendenzen während der Ablagerung der Wealden-Fazies in Nordwesteuropa.- Geol. Jb., A96: 239 - 263, 4 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- PEMBERTON, S. G. & FREY, R. W. (1982): Trace fossil nomenclature and the *Planolites* - *Palaeophycus* dilemma.- Jour. Paleont., 56: 843 - 881, 2 Abb., 5 Taf.; Lawrence.
- PIENKOWSKI, G. (1985): Early liassic trace fossil assemblages from Holy Cross Mountains, Poland: Their distribution in continental and marginal marine environments.- In: CURRAN, H. A. [Hrsg.]: Biogene structures: Their use in interpreting depositional environments.- SEPM Spec. Publ., 35: 37 - 51, 7 Abb., 2 Taf.; Tulsa.
- RAAF, J. F. M. DE, BOERSMA, R. J. & GELDER, A. VAN (1977): Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County York, Ireland.- Sedimentology, 24: 451 - 483, 23 Abb.; Amsterdam.
- REINECK, H.-E. (1961): Sedimentbewegungen an Kleinrippeln im Watt.- Senckenbergiana leth., 42: 51 - 67, 5 Abb., 3 Taf.; Frankfurt a. M..
- REINECK, H.-E. (1978): Das Watt - Ablagerungs- und Lebensraum.- 2. Aufl., 185 S., 88 Abb.; Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer).
- REINECK, H.-E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente.- 348 S., 250 Abb., 12 Tab.; Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1986): Depositional sedimentary environments.- 2. Aufl.: 551 S., 683 Abb., 38 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- REINECK, H.-E., SINGH, I. B. & WUNDERLICH, F. (1971): Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper.- Senckenbergiana marit., 3: 93 - 101, 2 Tab.; Frankfurt a. M..
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F. (1968): Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln.- Senckenbergiana leth., 49: 321 - 345, 18 Abb., 1 Taf.; Frankfurt a. M..

- RUSNAK, G. A. (1969): Sediments of Laguna Madre, Texas.- In: SHEPARD, F. P., PHLEGER, F. B. & ANDEL, T. H. VAN [Hrsg.]: Recent Sediments, northwest Gulf of Mexico: 153 - 196, 30 Abb., 8 Tab.; Tulsa (AAPG).
- SCHÄFER, W. (1956): Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband.- Senckenbergiana leth., 37: 183 - 263, 35 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a. M..
- SCHÄFER, W. (1962): Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee.- 666 S., 277 Abb., 36 Taf.; Frankfurt a. M. (Waldemar Kramer).
- SCHOTT, W. (1968): Norddeutsches Wealdenbecken und Ostseebecken (Gedanken zur Paläogeographie des Wealden).- Geol. Jb., 85: 919 - 940, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SEILACHER, A. (1953): Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z. dt. geol. Ges., 105: 214 - 227, 3 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- SEILACHER, A. (1964): Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils.- Sedimentology, 3: 253 - 256, 1 Tab.; Amsterdam.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils.- Mar. Geol., 5: 413 - 428, 4 Abb., 2 Taf.; Amsterdam.
- SEILACHER, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments.- In: BASAN, P. B. [Hrsg.]: Trace fossil in concept.- SEPM Short Course, 5: 175 - 201, 10 Abb.; Oklahoma City.
- SEILACHER, A. (1984): Bathymetrie von Spurenfossilien.- In: LUTERBACHER, H. P. [Hrsg.]: Paläontologische Kursbücher, 2: 104 - 123, 11 Abb.; München.
- SHEPARD, F. P. & MOORE, D. G. (1960): Bays of central Texas coast.- In: SHEPARD, F. P., PHLEGER, F. B. & ANDEL, T. H. VAN [Hrsg.]: Recent Sediments, northwest Gulf of Mexico: 117 - 152, 27 Abb.; Tulsa (AAPG).
- SIMPSON, S. (1975): Classification of trace fossils.- In: FREY, R. W. [Hrsg.]: The study of trace fossils: 39 - 54, 2 Abb., 5 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1954): Sedimentology of recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz.- Geol. en Mijnbouw, 16: 25 - 47, 15 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Den Haag.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN (1959): Minor structures of some recent litoral and neritic sediments.- Geol. en Mijnbouw, 21: 197 - 216, 12 Abb.; Den Haag.


- SWINBANKS, D. D. & LUTERNAUER, J. L. (1987): Burrow distribution of thalassinoid shrimp on a Fraser Delta tidal flat, British Columbia.- *Jour. Paleont.*, 61: 315 - 332, 11 Abb.; Lawrence.
- TANNER, W. F. (1967): Ripple marks and their uses.- *Sedimentology*, 9: 89 - 104, 4 Abb.; Amsterdam.
- THOMS, R. E. & BERG, T. M. (1985): Interpretation of bivalve trace fossils in fluvial beds of the basal Catskill Formation (Late Devonian), eastern U.S.A.- In: CURRAN, H. A. [Hrsg.]: Biogenic structures: Their use in interpreting depositional environments.- *SEPM Spec. Publ.*, 35: 13 - 20, 4 Abb.; Tulsa.
- WERNER, F. (1963): Über den inneren Aufbau von Strandwällen an einem Küstenabschnitt der Eckernförder Bucht.- *Meyniana*, 13: 108 - 121, 9 Abb., 3 Taf.; Kiel.
- WIGHTMAN, D. M., PEMBERTON, S. G. & SINGH, C. (1987): Depositional modelling of the Upper Mannville (Lower Cretaceous), east central Alberta: Implications for the recognition of brackish water deposits.- In: TILLMAN, R. W. & WEBER, K. J. [Hrsg.]: Reservoir sedimentology.- *SEPM Spec. Publ.*, 40: 198 - 220, 33 Abb.; Tulsa.
- WILDE, V. (1981): Untersuchungen zur Genese der sandigen Fazies des Wealden im Bereich der Rehburger Berge (Niedersachsen).- unveröff. unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Münster: 113 S., 40 Abb.; Münster.
- WUNDERLICH, F. (1970): Genesis and environment of the "Nellenköpfchenschichten" (Lower Emsia, Rheinian Devon) at locus typicus in comparison with modern coastal environment of the German Bay.- *Jour. Sed. Petrol.*, 40: 102 - 130, 42 Abb.; Madison.
- WUNDERLICH, F. (1987): Aktuogeologische Indizienbeweise.- *Natur und Museum*, 117 (6): 182 - 190, 11 Abb.; Frankfurt a. M..
- ZEINO-MAHMALAT, M.-H. (1970): Die Geologie der Mittelrät-Schichten von Velpke.- *Mitt. Geol. Techn. Inst. Univ. Hannover*, 9: 3 - 40, 6 Abb., 2 Taf.; Hannover.

## Anhang


Darstellung der Detailausschnitte der Abb. 58 und 59. Die Numerierung der Abbildungen entspricht der Numerierung der Detailausschnitte der Abb. 58 und 59. Alle Darstellungen sind im Maßstab 1:1.


### Legende:

I Detailausschnitt-Nr.

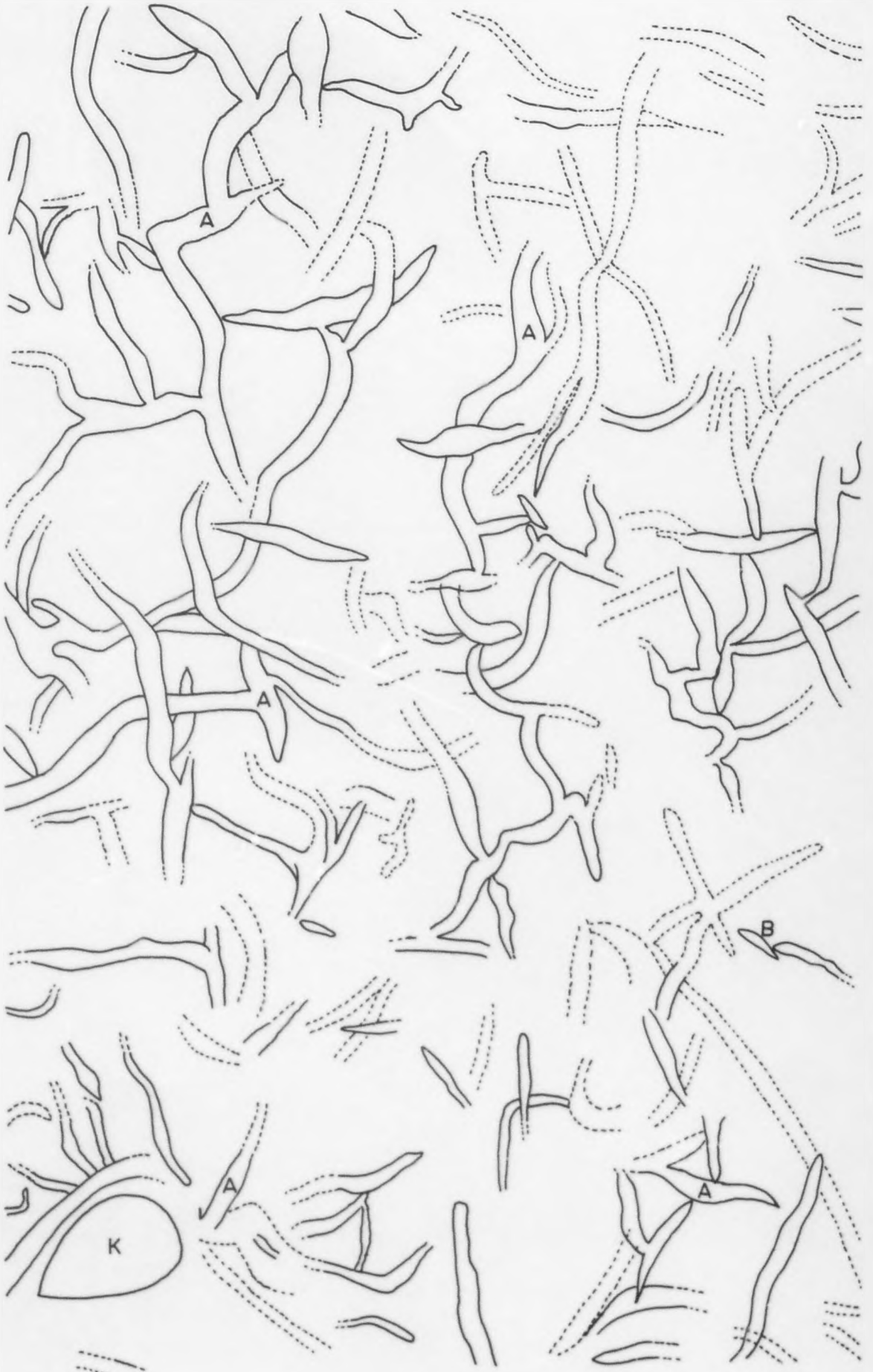
 Nord-Pfeil

Spuren:

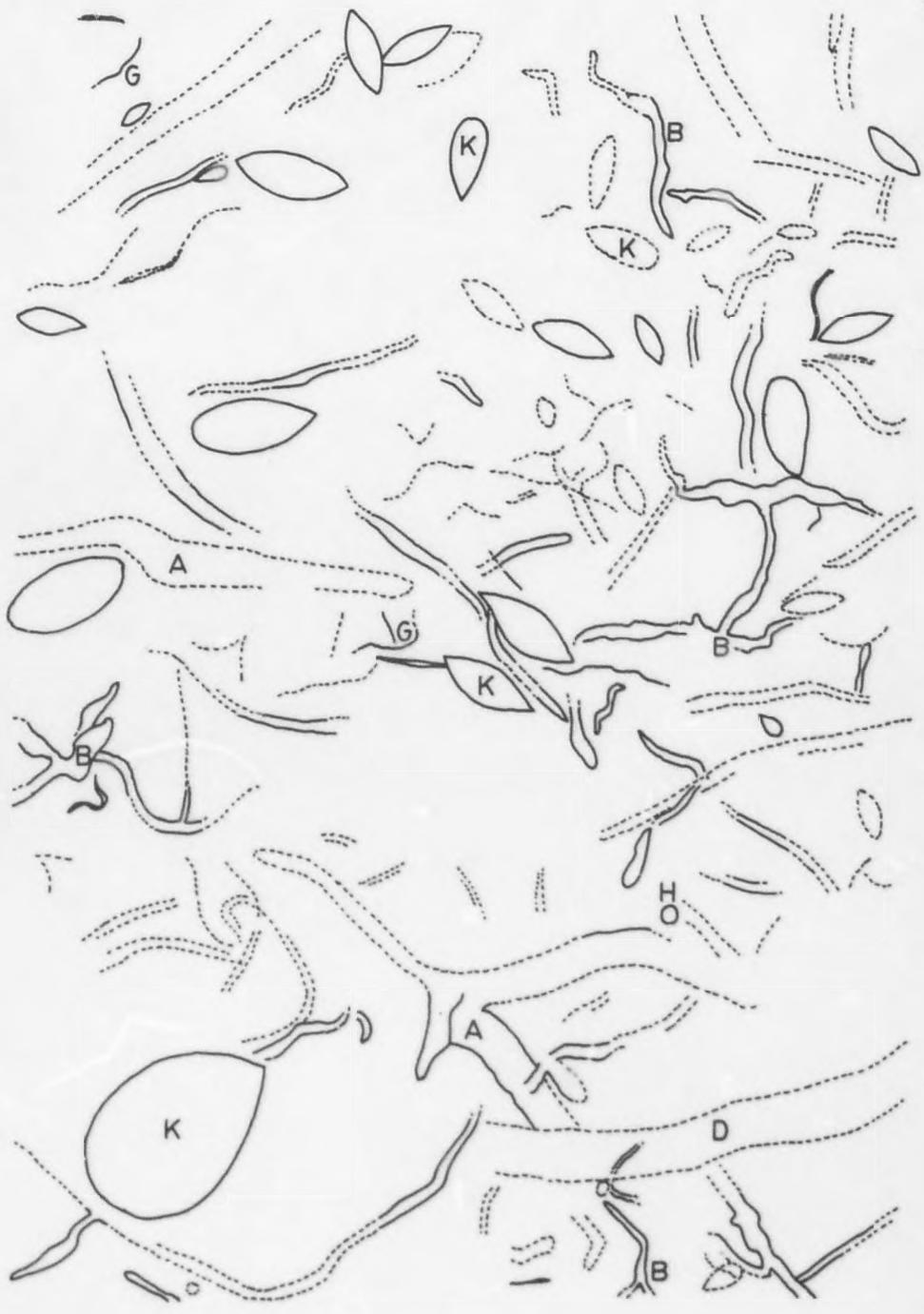
 konvex

 konkav/abgewittert

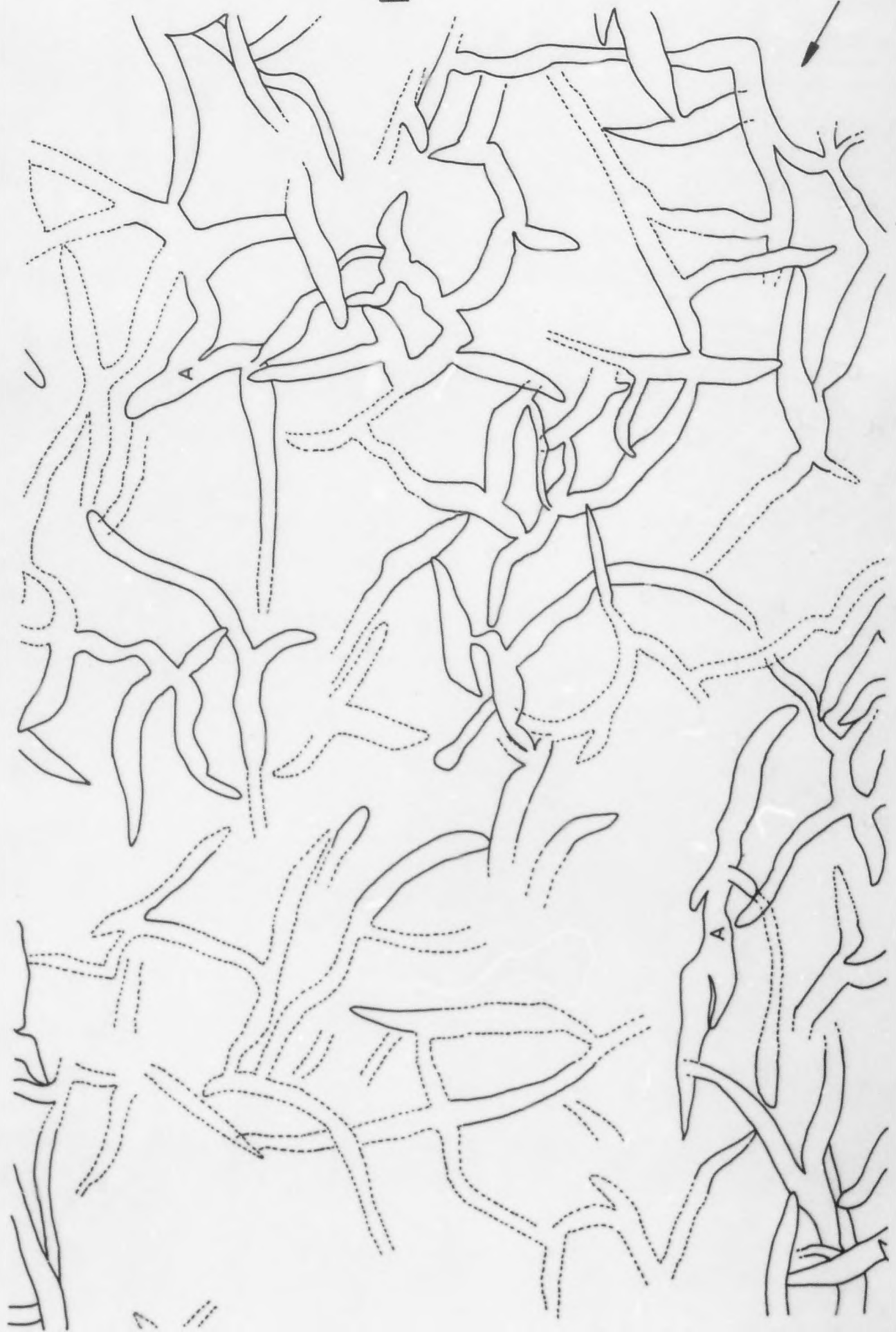
D Spurentyp

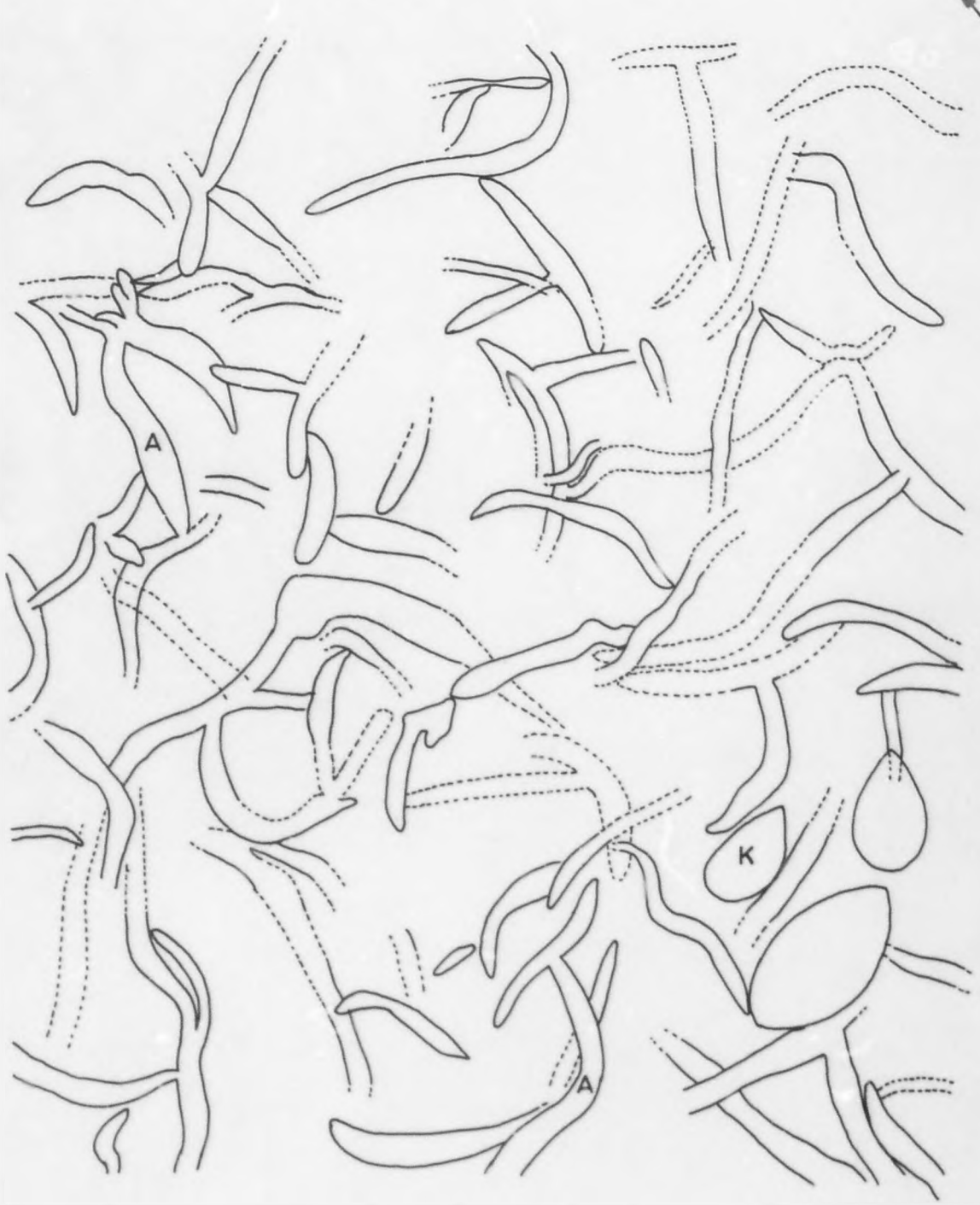




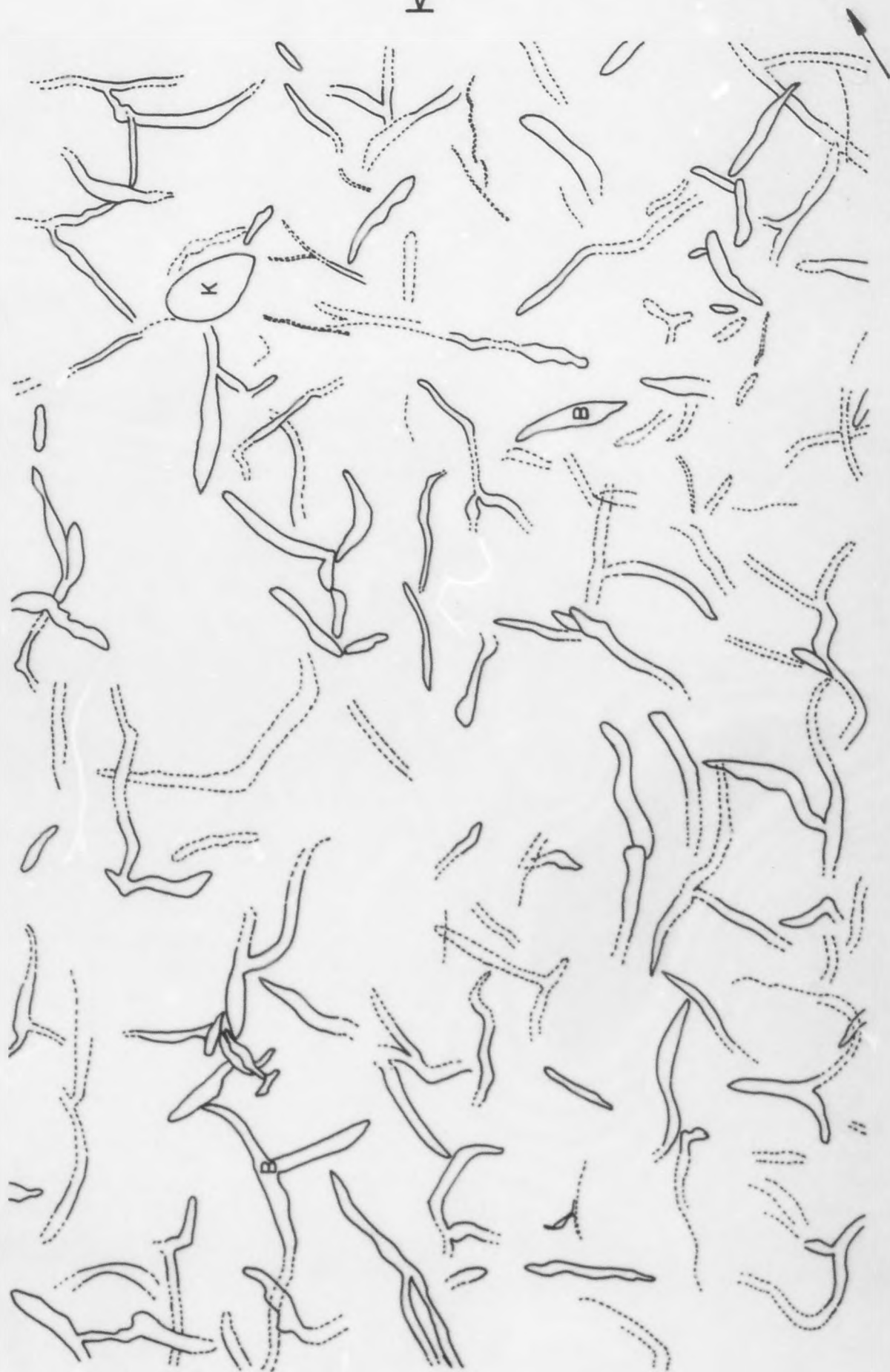


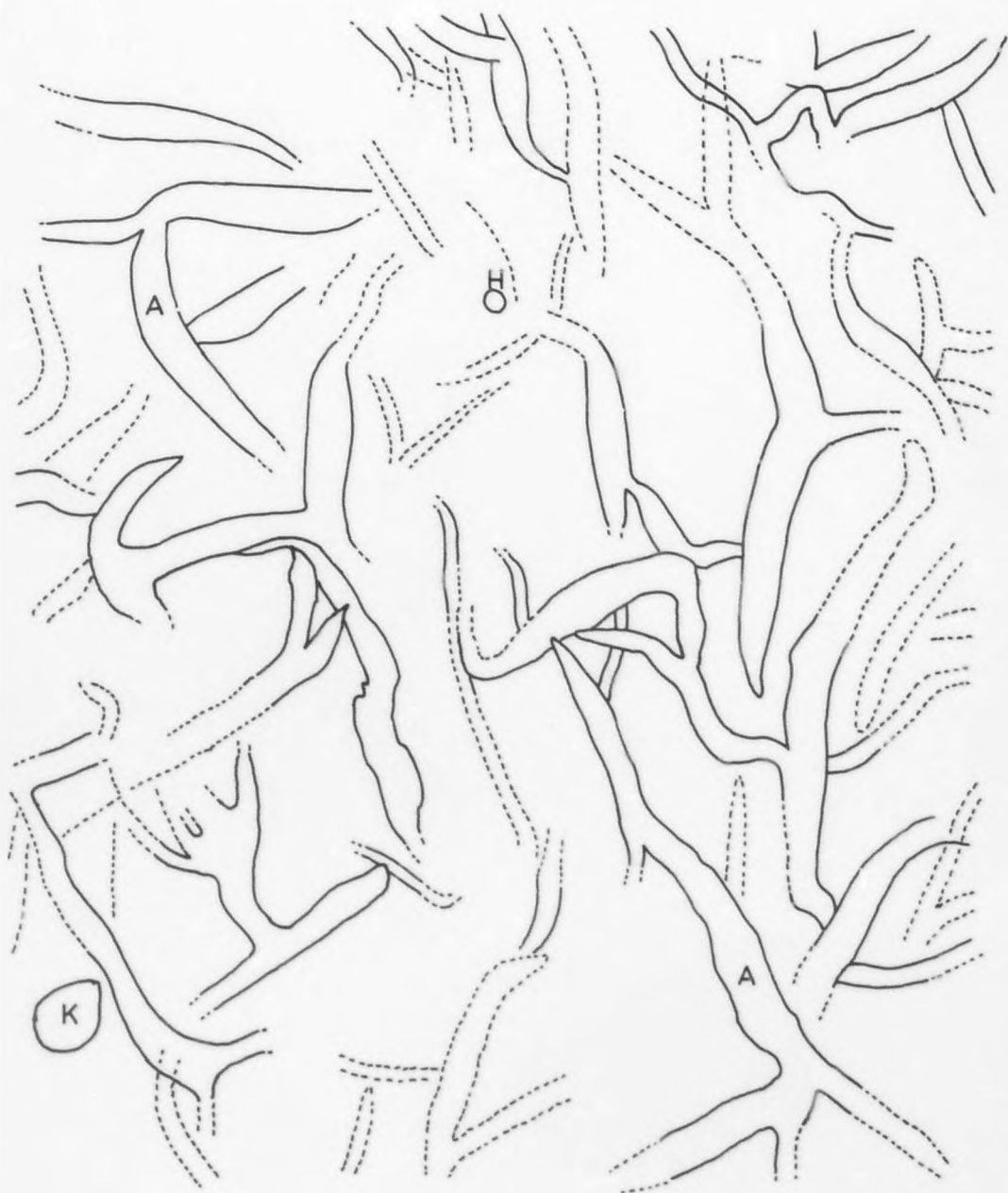
III





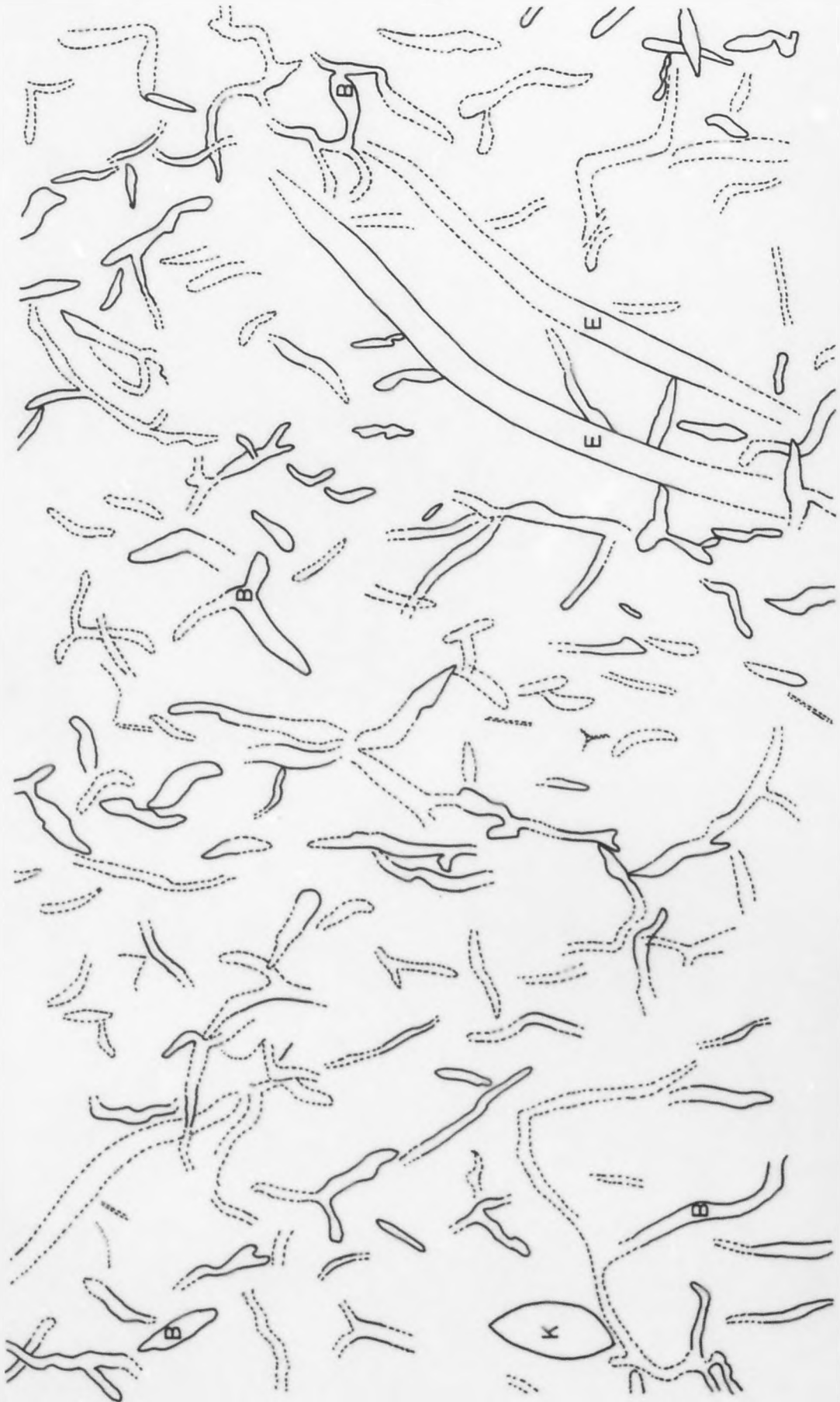
V



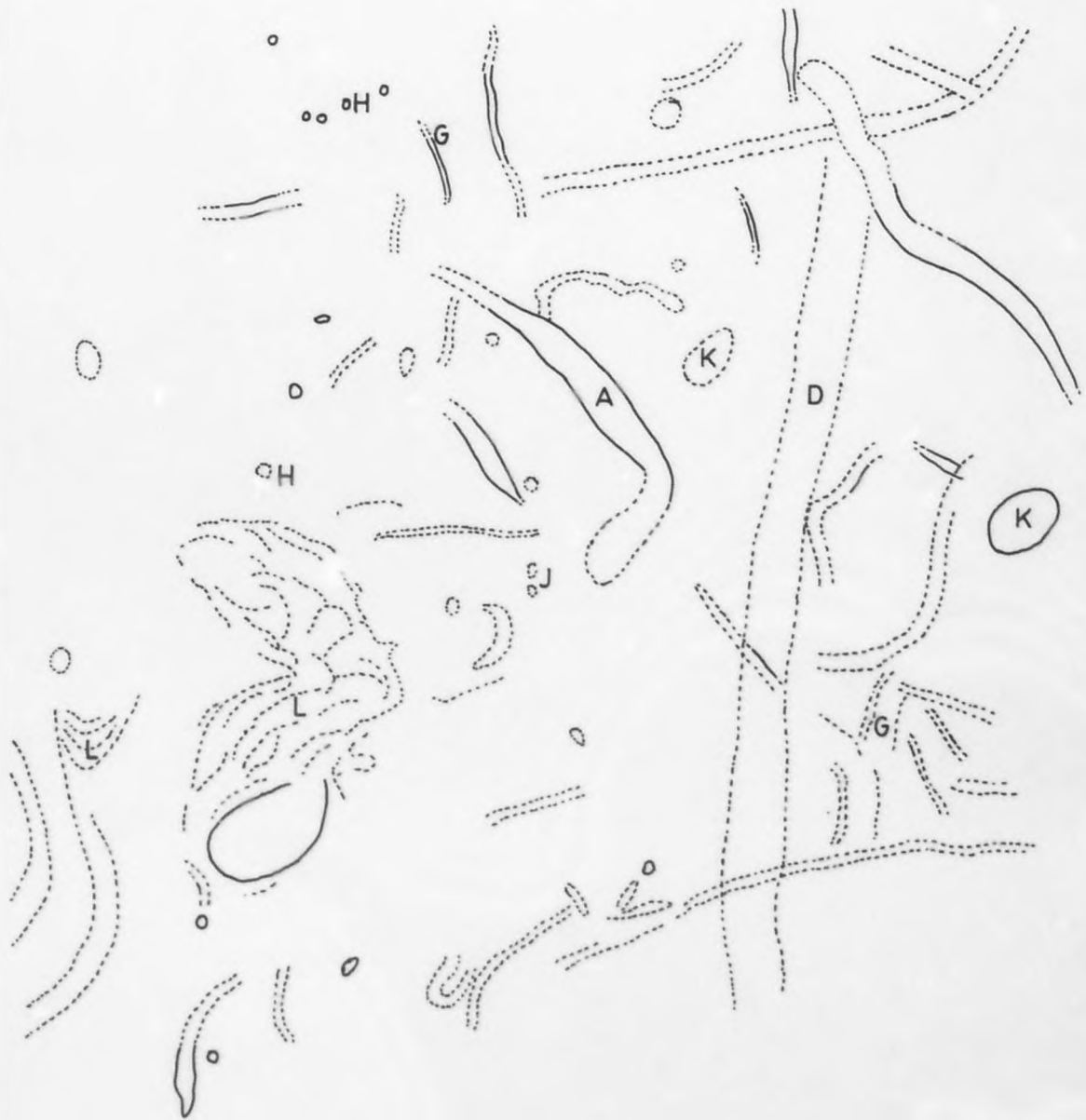




VII



VIII



IX



In der Reihe

## **DEUTSCHE HOCHSCHULSCHRIFTEN (DHS)**

werden wissenschaftliche Arbeiten  
(Dissertationen, Habilitationsschriften, Diplom-, Magister-,  
Staatsexamensarbeiten, Bibliographien, Forschungsberichte, Monographien)

### **OHNE DEN ÜBLICHEN AUTORENZUSCHUSS**

als zitierfähige Mikroedition  
oder mit einem günstig kalkulierten Zuschuß als hochwertige Paperback-Buchausgabe

### **VERÖFFENTLICHT**

Eine „Deutsche Hochschulschrift“

- ist mindestens 5 Jahre im Buchhandel lieferbar,
- wird auch über den internationalen Buchhandel vertrieben,
- erscheint im CIP-Neuerscheinungsdienst,
- in der deutschen Nationalbibliographie,
- im „Verzeichnis lieferbarer Bücher (VIB)“,
- erhält eine Internationale Bestellnummer (ISBN),
- genießt als Reihen-Publikation oftmals Abgabevorteile im Promotionsverfahren
- und wird auf Dauer im DHS-Gesamtverzeichnis geführt.

### **Die Mikroedition – ein „Ausweg aus dem Dilemma des Veröffentlichungszwangs“**

(Die Zeit, 7. August 1992, S. 35).

Der Verlag informiert gern über die Publikationsmöglichkeiten  
innerhalb der Reihe „Deutsche Hochschulschriften (DHS)“



**VERLAG HÄNSEL-HOHENHAUSEN**  
VERLAG DER DEUTSCHEN HOCHSCHULSCHRIFTEN (DHS)

Egelsbach · Köln · New York

Postfach 12 12 · Boschring 8 · D-63324 Egelsbach · Tel. 0 61 03-4 49 40 · Fax 0 61 03-4 49 77