

Mitt. POLLICHIA	71 f. 1983	5–106	53 Abb.	6 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1984
					ISSN 0341–9665

Christoph HARTKOPF & Karl R. G. STAPF

Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland)

Kurzfassung

HARTKOPF, Chr. & STAPF, K. R. G. (1984): Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland). – Mitt. POLLICHIA, 71 f. 1983: 5–106, Bad Dürkheim/Pfalz.

Der an ehemaligen Inseln im W-Teil des Mainzer Beckens gut aufgeschlossene Untere Meeressand (Rupelium, Tertiär), eine dem Rupelton zeitgleiche Strandfazies, wurde sedimentologisch bearbeitet. Einige Überlegungen zur Paläoökologie schließen sich an.

Das Sediment setzt sich überwiegend aus mächtigen Geröllfolgen, Kies und Sand, der nach Korngrößenanalysen überwiegend mäßig bis schlecht sortiert ist, zusammen. Nur sehr untergeordnet schalten sich dünne Siltlagen ein, extrem selten auch Corallinaceen-Kalksteine. Als Ablagerungsbereiche sind der nasse Strand und der Vorstrand bis zur Obergrenze der Übergangszone dokumentiert.

Typisch ist die Schrägschichtung, die der ehemaligen Vorstrandneigung entspricht und die das Vorwachsen des Strandes nachzeichnet. Sehr häufig treten große Erosionsrinnen auf, die als Gezeitenrinnen gedeutet werden. Rutschungen, große Entwässerungsstrukturen und Echiniden-Lagerstätten sind eindeutige Hinweise für zeitweilig hohe Sedimentationsraten. Laminierte Schichtung, speziell Strand-Lamination (beach lamination), weisen auf flaches bis flachstes Wasser hin. Beckenwärts, an der Obergrenze der Übergangszone, schalten sich Horizonte mit Flaserschichtung sowie dünne, bioturbat stark verwühlte Siltlagen ein.

Nach geröllmorphometrischen Analysen sind die Gerölle sehr gut zugerundet, haben kugelige Form und erreichen Werte wie sie für Brandungsgerölle typisch sind.

Untersuchungen an Quarzkornoberflächen und an Bestrahlungsrauchquarzen zeigen, daß der Untere Meeressand in unmittelbarer Nähe der Liefergebiete zur Ablagerung kam. Neben dem dort anstehenden Rhyolith wurden lokal von dem mitteloligozänen Meer auch prämitteloligozäne Flußkiese und -sande aufgearbeitet.

Die mächtigen Kies- und Stein-Lagen, die gute Zurundung der Gerölle und das Einsetzen der Übergangszone in einer Wassertiefe von mindestens 15 m sind eindeutige Hinweise für hochenergetische Verhältnisse. Das Vorkommen von Flaserschichtung, Gezeitenrinnen und Regentropfeneindrücken, die aus dem Unteren/Oberen Meeressand von Wiesbaden-Frauenstein beschrieben wurden (ANDERLE & THEWS 1969), lassen eine Ablagerung im Auftauchbereich vermuten, doch sind die Hinweise noch nicht ausreichend, um einen Gezeiteneinfluß zweifelsfrei zu belegen. Der Nachweis von Watt-Ablagerungen im Tertiär des Nordseebeckens läßt jedoch vermuten, daß der Tidenhub, verstärkt durch das trichterförmige Zulaufen der Küsten von der Hessischen Senke in den Oberrheingraben, im Mainzer Becken ebenfalls wirksam sein konnte. Einen bedeutenden Einfluß auf die Sedimentationsverhältnisse wird außerdem tektonischen Bewegungen im Innern des Beckens und den angrenzenden Senkungsgebieten zugeschrieben.

Für den Sedimentationsraum des Unteren Meeressandes an den Inseln im W-Teil des Mainzer Beckens kann eine hochenergetische, eventuell gezeitenbeeinflusste Kliffküste mit Fjorden und zahlreichen vorgelagerten Inseln in einem kleinen, intrakontinentalen Mittelmeer angenommen werden. Dieser Ablagerungsbereich ist fossil sehr selten erhalten.

Abstract

HARTKOPF, Chr. & STAPF, K.R.G. (1984): Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland)

[Sedimentology of the Unterer Meeressand (Rupelian, Tertiary) on Island Shores in the Western Part of the Mainz Basin (South West Germany)]. – Mitt. POLLICHA, 71 f. 1983: 5–106, Bad Dürkheim/Pfalz.

The Unterer Meeressand, well exposed at former islands in the western part of the Mainz Basin, was sedimentologically investigated. It is a beach sand facies which is synchronous with the Basin clay facies of the Rupelton. Some considerations about the palaeoecology are also made.

The sediment is mainly composed of thick pebble sequences (gravel and sand). The sorting of the sand is moderate to bad, as was proved by grain size analysis. Thin silt beds appear to only a minor extent, and coralline limestones are also extremely rare. The foreshore and the shore face up to the upper transition zone are proved to be depositional environments.

The cross stratification that corresponds to the former shore face slope and that traces the grading of the beach is typical. Big erosion channels appear frequently, interpreted as tidal channels. Slump structures, water escape structures and accumulations of echinoids are clear indications of temporary high sedimentation rates. Lamination, especially beach lamination, indicates shallow to shallowest waters. At the basin, on the upper limit of the transition zone, horizons with flaser cross bedding as well as thin bioturbated silt beds are intercalated.

The morphometric grain analyses show the pebbles to be very well rounded. They have spherical forms which are characterized by data typical for surf pebbles.

Investigations of quartz grain surfaces and of smoky quartzes show that the Unterer Meeressand was deposited in the immediate vicinity of the source rock areas. Apart from the outcropping rhyolite of these areas the Middle Oligocene Sea locally reworked pre-Middle Oligocene river pebbles and sands.

The thick gravel beds, the good roundness of the pebbles and an upper limit of the transition zone in at least 15 m water depth clearly indicate high energy conditions. The occurrence of flaser cross bedding, tidal channels and raindrop imprints, described from the Unterer/Oberer Meeressand of Wiesbaden-Frauenstein (ANDERLE & THEWS 1969), indicate a sedimentation within the emerging zone. But these indications are as yet insufficient to verify the single influence of the tides. However, from the proof of North Sea Basin tidal deposits of Tertiary age it can be supposed that tidal amplitudes, intensified by the funnel-shaped formation of the coasts from the Hessian Depression up to the Upper Rhine Graben could be effective in the Mainz Basin as well. An important influence on the sedimentation conditions is also attributed to tectonic movements in the interior of the basin and in the adjoining subsidence areas.

The sedimentation area of the Unterer Meeressand at the islands in the western part of the Mainz Basin can be described as a highly energetic, possibly tidally influenced cliffcoast with fjords and numerous coastal islands in a small, intracontinental sea. Such environments are scarcely preserved in the geological record.

Résumé

HARTKOPF, Chr. & STAPF, K.R.G. (1984): Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens (SW-Deutschland)

[Sédimentologie de l'Unterer Meeressand (Rupélien, Tertiaire) sur certaines plages des îles dans la partie ouest du bassin de Mayence (Allemagne du sudouest)]. – Mitt. POLLICHA, 71 p. 1983: 5–106, Bad Dürkheim/Pfalz.

Dans l'Unterer Meeressand bien visible des îles anciennes de la partie ouest du bassin de Mayence, un faciès de plage d'époque de Rupelton, on a pu étudier sédimentologiquement les profils et textures sédimentaires. Il s'en suit quelques réflexions sur la paléocéologie.

Le sédiment est composé principalement de suites épaisses de galets, de graviers et de sables, ces derniers sont d'après l'analyse granulométrique peu ou mal classés. De fines couches de silt, s'y incèrenent rarement, de même qu'une sparite avec des corallinacées de manière encore plus rare. Zones de jets de rives, zones de déferlement et zones de transition sur des plages des îles et des avant-côtes sont répertoriées comme zones de sédimentation.

Le litage oblique est typique. Il est conforme à l'inclinaison de l'avant-côte ancienne et met en évidence la progression de la plage. De grands couloirs d'érosion se sont très souvent développés, considérés comme des zones de courants d'arrachements. Des éboulements, de grandes textures d'écoulement et des dépôts d'échinides sont des preuves évidentes d'une intense sédimentation temporaire. La lamination, particulièrement la lamination de plage indique une eau basse, voire très basse. En direction du bassin, à la limite supérieure de la zone de transition, s'incèrent des couches avec un litage de flaser, de même que de fines couches de silt fortement disloquées par bioturbation.

Les grands galets sont très bien arrondis, ils ont une forme sphérique et atteignent les valeurs typiques de galets de déferlement. Des examens des surfaces de quartz et de leurs couleurs, effectués à l'aide de rayons gamma, donnent à penser que l'Unterer Meeressand est sédimenté directement à proximité de la région qui fournit des roches. A côté des rhyolites qui affleurent, des graviers et des sables fluviatiles de l'Oligocène inférieur furent localement érodés par la mer de l'Oligocène moyen. Les couches de graviers épaisses, la bonne rondeur des galets, les couloirs de courants d'arrachements et le début de la zone de transition dans une profondeur d'eau d'au moins 15 m, sont des preuves significatives pour des conditions hautement énergétiques qui sont expliquées par l'influence éventuelle des marées. La présence de litage de flaser, de couloirs de courants d'arrachements et d'empreintes de gouttes de pluie, qui furent décrits dans l'Unterer/Oberer Meeressand de Wiesbaden-Frauenstein (ANDERLE & THEWS 1969), permettent de supposer une sédimentation dans la zone d'émersion. Les indices ne sont pourtant pas suffisants pour prouver indubitablement une influence des marées.

La mise en évidence de sédimentation au Tertiaire à l'intérieur de la zone de marées dans le bassin de la mer du Nord permet pourtant de supposer que l'amplitude des marées accrue par la forme en entonnoir des côtes de la cuvette de la Hesse dans le fossé rhénan, pourrait également avoir une influence dans le bassin de Mayence. Les mouvements tectoniques à l'intérieur du bassin et des territoires de dépression frontaliers ont une influence importante sur les conditions de sédimentation.

En ce qui concerne la zone de sédimentation de l'Unterer Meeressand sur les îles de la partie ouest du bassin de Mayence on peut admettre l'existence dans une petite mer méditerranéenne intracontinentale d'une côte de falaises bordée de fjords et de nombreuses îles avoisinantes, et ayant un caractère hautement énergétique éventuellement influencé par les marées.

Cette région de sédimentation est dans les couches fossiles très rarement conservé.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	8
1.1. Geologischer und paläogeographischer Überblick	9
1.2. Bisherige Untersuchungen	14
1.3. Problemstellung	17
1.4. Ausgewählte Aufschlüsse	18
2. Fazies und Sediment	18
2.1. Methodik	18
2.2. Schichtungsarten	19
2.2.1. Feinschichtung	26
2.2.2. Flaserschichtung	27
2.2.3. Inverse Gradierung	29
2.2.4. Gradierung	31
2.3. Rinnen	32
2.4. Rutschungen	37
2.5. Entwässerungsstrukturen (pillar structures)	39
2.6. ? Taschenstrukturen (pocket structures)	54

3. Morphometrische Schotteranalyse	54
3.1. Methodik	55
3.1.1. Probenahme, Durchführung der Messungen	55
3.1.2. Die Indizes	56
3.1.3. Graphische Darstellung und mathematische Behandlung der Daten	59
3.2. Auswertung	62
3.2.1. Die Oberfläche der Gerölle	62
3.2.2. Zurundung und Form der Gerölle	62
4. Bestrahlungsrauchquarze (smoky quartzes)	79
4.1. Methodik	80
4.2. Auswertung	80
5. Paläoökologische Aspekte	84
5.1. Dauer von Sedimentationsunterbrechungen	85
5.2. Echiniden-Lagerstätten	87
5.3. Massenvorkommen von Fischen	88
5.4. Baumstämme im Unteren Meeressand	88
5.5. Das Spurenfossil <i>Ophiomorpha</i> im Unteren Meeressand	89
6. Diskussion und Schlußfolgerungen	89
7. Danksagung	95
8. Literaturverzeichnis	95

1. Einleitung

Die geologische Erforschungsgeschichte des Mainzer Beckens begann etwa Anfang des 19. Jahrhunderts. Zu Beginn stand neben den „aquitanen“ Kalksteinen und den obermiozänen Dinotheriensanden der mittellozäne Meeressand wegen seines Fossilreichtums im Mittelpunkt des Interesses. Dennoch dauerte es über 100 Jahre, bis sich erstmals JÜNGST (1929) näher mit dem Sediment befaßte. Zu diesem Zeitpunkt war die zweite Phase der Erforschung der Mollusken aus dem Unteren Meeressand schon nahezu abgeschlossen (vgl. NEUFFER 1973: 7 f.). Im Gegensatz zu den „aquitanen“ Karbonatgesteinen sind die küstennahen, mittellozänen Ablagerungen in sedimentologischen Arbeiten bis heute nur wenig berücksichtigt worden. Ein Großteil der Kenntnis über die Ablagerungsbedingungen des Unteren Meeressandes geht auf Ergebnisse überwiegend stratigraphisch, paläoökologisch und biostratinomisch orientierter Arbeiten zurück (z. B. BOY 1975; HOCHT 1978; KUSTER-WENDENBURG 1974; NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE 1978).

Strandsedimente, die bei späterer Hebung des ehemaligen Ablagerungsraumes bald erodiert wurden, sind im Gegensatz zu den Sedimenten des Beckeninneren oft nicht mehr erhalten. Fossile Strandablagerungen sind daher überwiegend aus dem Känozoikum bekannt (vgl. Zusammenstellung bei REINECK & SINGH 1980: 415 ff.). Eine Ausnahme stellen zusätzlich hochenergetische Kliffküsten ein, die als Erosionsräume äußerst selten überliefert sind (REINECK & SINGH 1980: 339). Dieser Küstentyp war am N-, W- und SW-Rand des Mainzer Beckens (sensu GOLWER 1968) zusammen mit Fjorden (KUSTER-WENDENBURG 1974) und vorgelagerten Inseln vorhanden. Vergleichbare Kliffküsten sind fossil etwa aus dem Perm Ost-Australiens (RUNNEGAR 1979), Cenoman Südschwedens (SURLYK & CHRISTENSEN 1974), Chatt des Linzer Beckens (SPILLMANN 1959) und den nördlichsten Ausläufern der Nordkarpatischen Molasse (u. a. RADWANSKI 1968) bekannt. Die genannten Vorkommen weisen in Fossilinhalt und Fazies z. T. beträchtliche Ähnlichkeiten mit dem Unteren Meeressand des Mainzer Beckens und des Rheingrabens auf und waren wegen der für Felsküsten typischen, außerordentlich artreichen Faungemeinschaften Gegenstand zahlreicher paläontologisch-paläoökologi-

scher Untersuchungen. Dagegen liegen zur Sedimentologie bisher nur sehr wenige Daten vor. Sogar die Kenntnis über die Sedimente an recenten, hochenergetischen Stränden ist noch relativ gering. Grundsätzliche Untersuchungen stammen u. a. von CLIFTON, HUNTER & PHILLIPS (1971) und HOWARD & REINECK (1980).

1.1. Geologischer und paläogeographischer Überblick

Der Untergrund des W-Teils des Mainzer Beckens (sensu GOLWER 1968) wird von Sedimenten bzw. Vulkaniten des Rotliegenden gebildet. In der Umgebung von Wöllstein und Eckelsheim, in der sich die in dieser Arbeit untersuchten Aufschlüsse befinden, ist es der effusive Teil des Kreuznacher Rhyolithes, der zur Zeit des Ober-Rotliegenden entstand (Abb. 1). Vor allem am Steigerberg bei Eckelsheim, dem südöstlichsten Vorkommen des Rhyolithes, ist er deutlich brecciös ausgebildet. Die Komponenten sind z. T. dicht, andere besitzen deutliches Fließgefüge und lang gestreckte Blasen. Häufig sind dunkelrote Feinsandsteine, also Fremdgesteinsbruchstücke, eingeschlossen (Abb. 2). Aufgrund der genannten Eigenschaften deutet LORENZ (1973: 156 f.) das Gestein als autoklastische Breccie, die dadurch entstand, daß in unmittelbarer Nähe der Lavafront die rhyolithische Lava weitgehend abgekühlt war, somit nicht mehr laminar fließen konnte und zerbrechen mußte. Neuerdings wird das Gestein allerdings als Ignimbit gedeutet (KRUPP 1984). Die Mächtigkeit des Rhyolithes am Steigerberg beträgt ca. 80 m, muß jedoch ursprünglich noch größer gewesen sein, da Teile im Tertiär sicherlich erodiert wurden (SCHWEHLA 1976: 23).

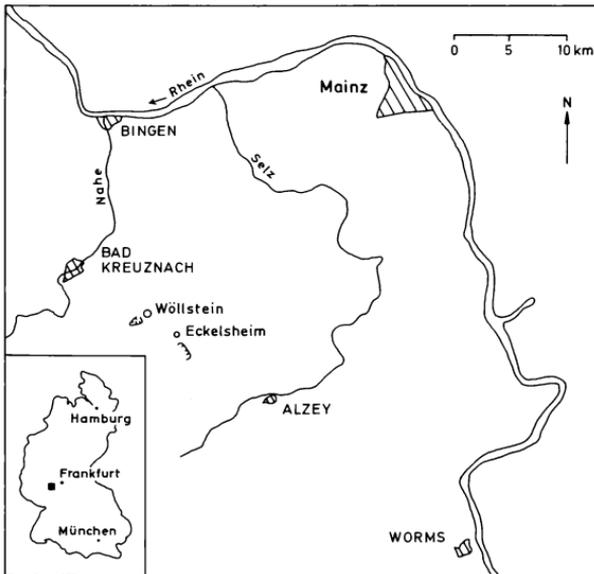


Abb. 1: Lage der Sandgruben bei Wöllstein und Eckelsheim in Rheinhessen.

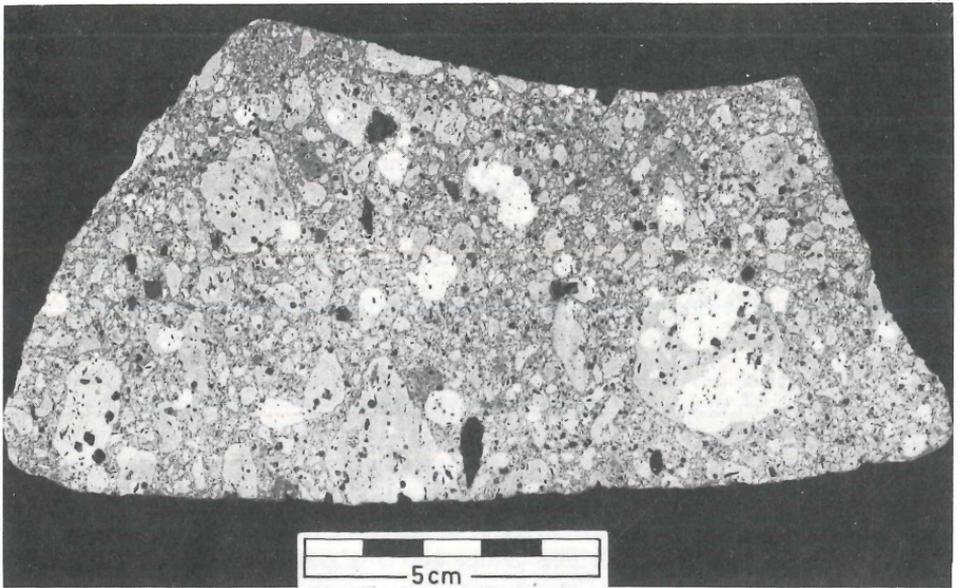


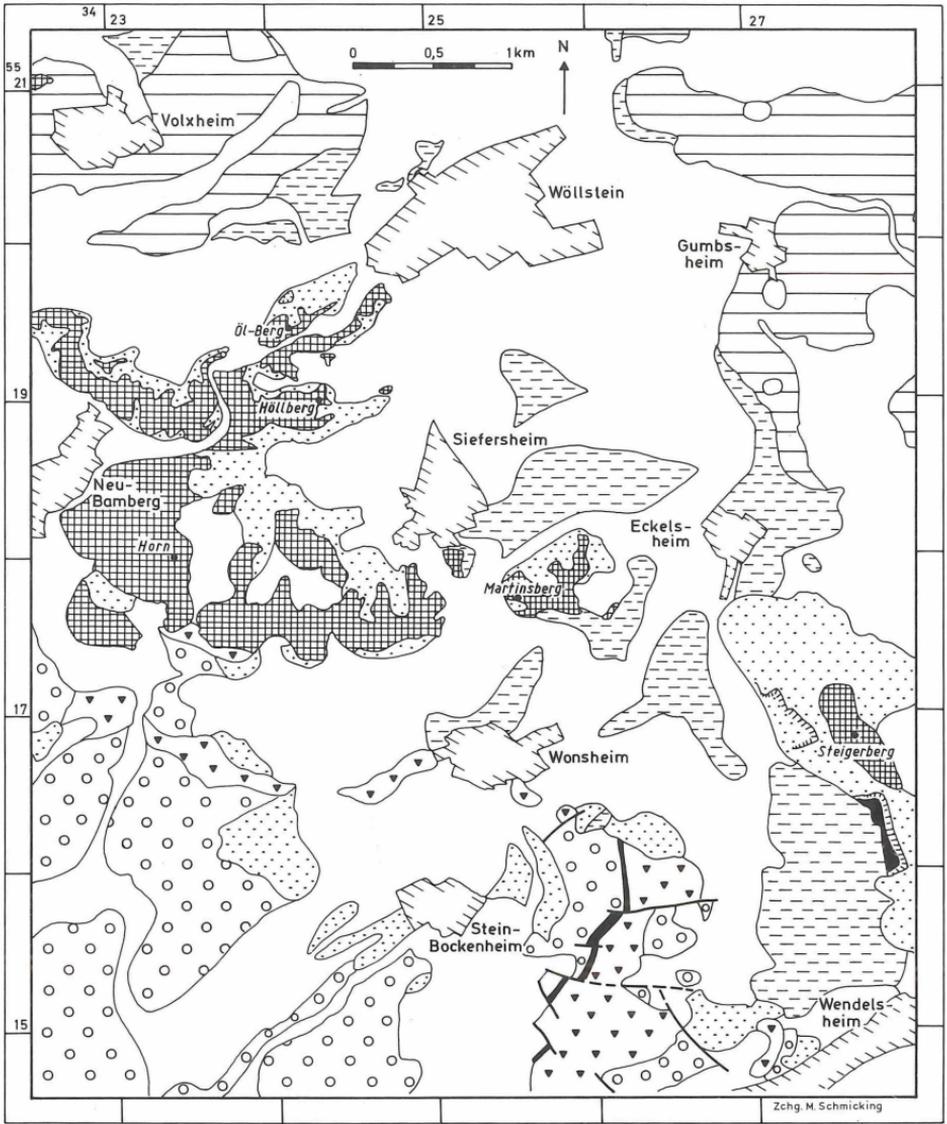
Abb. 2: Brecciös ausgebildeter Rhyolith mit Fremdgesteinsbruchstücken. Effusiver Teil des Kreuznacher Rhyolithes (Ober-Rotliegendes) vom Steigerberg bei Eckelsheim.

Große stratigraphische Bedeutung haben die rhyolithischen Tuffe NW'lich Wendelsheim und in der Grube Wendelsheim, über die hier der Untere Meeressand transgredierte. In dieser Grube, die inzwischen mit Schutt fast ganz verfüllt ist, waren sie im Winter 1980/81 hervorragend aufgeschlossen. In ca. 30 m mächtigen, lebhaft gefärbten Sand-, Silt- und Tonsteinen sind lagenweise bis 1,5 m mächtige Tuffe bzw. Tuffite eingeschaltet. Über den Ober-Rotliegend-Sedimenten wurden während des Abbaus etwa 100 permische Kieselhölzer mit bis zu 1,50 m Länge gefunden (SCHWEHLA 1976: 13 f., 43, Abb. 5–7, 12), so daß es sich bei diesen Sedimenten bzw. Pyroklastiten wahrscheinlich um den rhyolithischen Tuff III (ehem. „Grenzlagergruppe“, Ober-Rotliegendes) handelt, der durch verkieselte Baumstämme an seiner Basis gekennzeichnet ist (HANEKE, GÄDE & LORENZ 1979: 543 f.; LORENZ, mündl. Mitt.). NW'lich Wendelsheim stehen basische Laven und Sedimente des Ober-Rotliegenden an.

Aus der geologischen Karte (Abb. 3) geht deutlich hervor, wie die aus Sedimenten und Vulkaniten aufgebauten Höhen (Steigerberg, Martinsberg, Horn, Höllberg, Öl-Berg u. a.) vom Unteren Meeressand, der strandnahen Fazies des Rupeltones, der in den Tälern ansteht, umgeben werden.

Weitere Angaben zur regionalen Geologie sind den Arbeiten von FALKE (1960), ROTHAUSEN & SONNE (1984), SCHOPP (1889, 1913), SONNE (1974), WAGNER (1926) und WENZ (1921) zu entnehmen.

Mit Hilfe von Mikrofauna und Nannoplankton ist es möglich geworden, den Unteren Meeressand genauer einzustufen. Schon WAGNER (1956: 214) stellte am Steigerberg die Verzahnung des Unteren Meeressandes mit Mittlerem Rupelton (= Fischschiefer) fest. Diese Einstufung konnte in neuerer Zeit durch Nannoplankton-Untersuchungen in der Grube Wendelsheim bestätigt werden (MÜLLER in DOEBL & SONNE 1974: 14 f.; DOEBL, MARTINI, SONNE & WEILER 1980: 65 f.; MARTINI 1982: 35). Die Sedimente dieses Fundpunktes führen, wie auch die der Grube Wöllstein, eine Nannoplankton-Gemeinschaft der Standardzone NP 23 (*Sphenolithus predistentus*-Zone).



- | | | | |
|--|----------------------------|---|---|
|  | Quartär |  | Rhyolithische Tuffe des Oberrotliegenden |
|  | Schleichsand |  | Intermediär-basische Vulkanite des Oberrotliegenden |
|  | Rupelton |  | Kreuznacher Rhyolith |
|  | Unterer Meeressand |  | Störung nachgewiesen
vermutet |
|  | Sedimente des Rotliegenden |  | Ortschaften |

Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der Umgebung Neu-Bamberg – Wöllstein – Wendelsheim. Umgezeichnet nach BECKER, R. (1974), REIS (1924), SCHOPP, (1913), SCHWEHLA (1976), WAGNER (1926) und nach eigenen Aufnahmen.

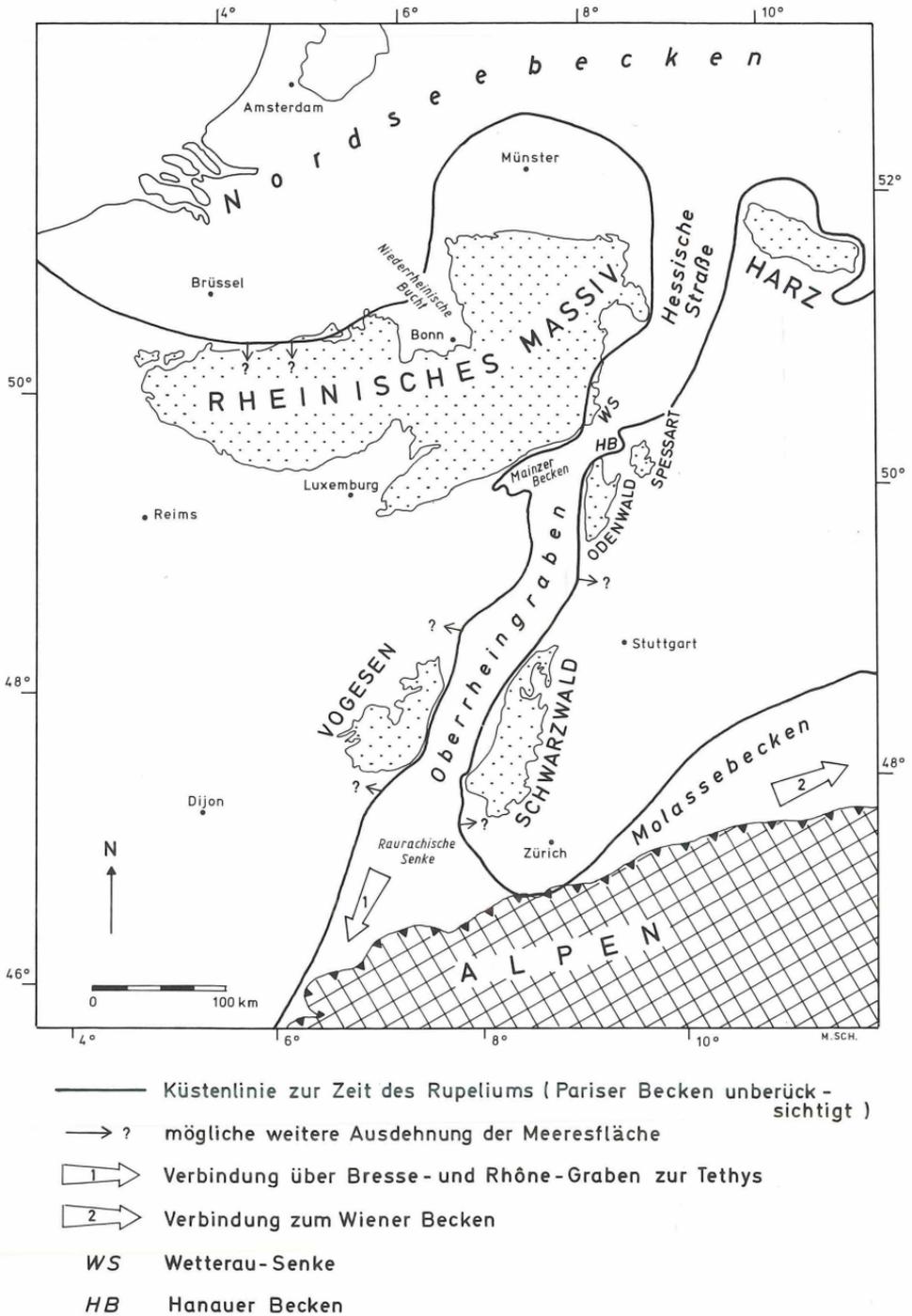


Abb. 4: Paläogeographische Karte zur Zeit des Rupeliums. Umgezeichnet nach BÜCHI (1983), FISCHER (1965), GWINNER (1971), KRUTZSCH & LOTSCH (1958) und MURAWSKI et al. (1983).

Wegen ihres Fossilreichtums waren die Aufschlüsse bei Wöllstein, Eckelsheim und Wendelsheim Gegenstand zahlreicher paläontologisch orientierter Untersuchungen. Die wichtigsten Arbeiten sind: BAHLO & TOBIEN (1982), BOY (1984), DOEBL & SONNE (1973, 1974, 1975), KUSTER-WENDENBURG (1982), MARTINI (1982), NEUFFER (1978, 1984), NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE (1978), SCHAARSCHMIDT (1982), SCHOPP (1888), SONNE (1980), STEUER (1910) und VAVRA (1983, 1984).

Über die paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Rupelium-Transgression existieren bereits recht detaillierte Vorstellungen. Aus dem Nordseebecken reichte über die Hessische Straße und die Wetterau-Senke ein Meeresarm in das Mainzer Becken und den Oberrheingraben (Abb. 4). Vom Süden aus verbanden Bresse- und Rhône-Graben über die Raurachische Senke das Molassebecken mit der Tethys. Somit bestanden über schmale Meeresstraßen Verbindungen zwischen der Tethys, dem Molassebecken als Ausläufer der Paratethys und dem Rupeltonmeer des Nordseebeckens. Zweifellos war die nördliche Verbindung von erheblich größerer Bedeutung: über die Hessische Meeresstraße, für die eine Mindestbreite von 35 – 40 km angenommen wird (RITZKOWSKI 1967: 316) und die Wetterau wanderten die ausgesprochen pelagischen Faunenelemente des Mainzer Beckens ein, z. B. die Pteropoden und zahlreiche Selachier. Besonders ein Teil der Fischfauna mit Hochseeformen wie *Alopias*, *Cetorhinus* und *Procarcharodon* kann nur über einen relativ breiten und tiefen Meeresarm in das Becken gelangt sein. Auch weisen die Selachier nach dem heutigen Stand der Kenntnis enge paläobiogeographische Beziehungen zum nordwesteuropäischen Tertiärbecken auf (HOCHT, mündl. Mitt.). Die südliche Verbindung war dagegen relativ flach und hatte Barrencharakter, der einen Faunenaustausch über diesen Weg zeitweise unmöglich machte. Demzufolge setzt sich der aus dem Süden eingewanderte Anteil der mitteloligozänen Fischfauna des Mainzer Beckens fast ausschließlich aus Formen zusammen, die küstennahe und seichte Gewässer bevorzugen (WEILER 1953: 21 f., 26 f.).

Der Transgression im Rupelium ging im Bereich des Mainzer Beckens eine lange Festlands- und Abtragungsphase voraus. Über dem Rotliegenden kamen Buntsandstein und Muschelkalk mit nur geringen Mächtigkeiten zur Ablagerung (WAGNER 1953; WURSTER 1968). Mindestens ab dem oberen Malm (BOIGK 1981: 202), vielleicht aber schon ab dem Keuper (WAGNER 1953) war das Gebiet des Beckens Festland und Abtragungsraum. Die wenigen Bohrungen, die im Inneren des Mainzer Beckens abgeteuft wurden, trafen unter Tertiär Rotliegendes an. Demnach muß zumindest der größte Teil der oberpermischen, triassischen und jurassischen (?) Sedimente während der Erosionsphase in Jura, Kreide und unterem Tertiär ausgeräumt worden sein. In dieser Zeit wurde im Inneren des Mainzer Beckens eine überwiegend ausgeglichene Morphologie mit nur geringen Höhenunterschieden geschaffen (SONNE 1970: 4, Abb. 1). Lediglich der W-Rand des Mainzer Beckens war durch die von einem mächtigen Schuttmantel umgebenen Lavaströme des effusiven Kreuznacher Rhyolithes reich gegliedert. Einen Eindruck dieser Landschaft vermittelt annähernd die heutige Rheinhessische Schweiz: da die Täler z. T. noch mit Rupelton ausgefüllt sind, wird die Morphologie vor der Transgression des Rupel-Meeres sogar noch ausgeprägter gewesen sein (GEIB, K. W. 1950: 101 f.; SONNE 1974: 83) (Abb. 5). Daher waren zu Beginn der Rupel-Transgression vor allem in diesem Bereich der von Buchten und Fjorden unterbrochenen Festlandsküste zahlreiche Inseln vorgelagert. Zu ihnen gehören auch der Höllberg bzw. Öl-Berg und der Steigerberg, in deren Bereich die hier untersuchten Aufschlüsse liegen. Beide Erhebungen gehören zum S-Rand der Kreuznach-Bucht und waren von allen Inseln am weitesten vom Festland entfernt (SONNE 1958: 282; 1970) (vgl. Abb. 6). Ihre Größe dürfte jeweils 20 km² nicht überschritten haben.

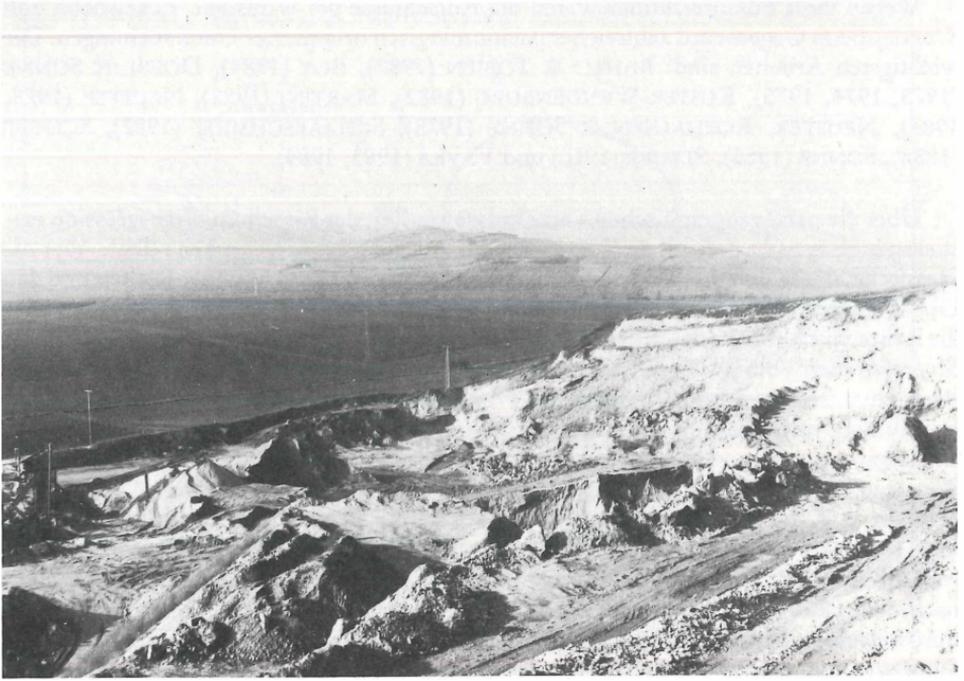


Abb. 5: Blick vom Steigerberg nach NW in das Becken. Im Vordergrund der in der Grube Eckelsheim aufgeschlossene Untere Meeressand, im Hintergrund ragen die Rhyolithklippen des Martinsberges und des Horns aus den mit Rupelton verfüllten Tälern.

1.2. Bisherige Untersuchungen

In zahlreichen paläontologischen und regionalgeologischen Arbeiten über den Unteren Meeressand wurde auf die mitteloligozäne Steilküste mit Brandungsplattform, Brandungshohlkehlen, glattgeschliffenen Klippen und mächtigen Geröllschüttungen hingewiesen (JÜNGST 1929; KÜMMERLE 1966; WAGNER 1927 u. v. a.). In der folgenden Übersicht sind die wichtigsten sedimentologischen Ergebnisse zusammengestellt.

Gefüge und Faziesmerkmale

BECKER, H.-K. (1919) beschreibt in seiner Dissertation die damaligen Aufschlüsse im Unteren Meeressand z. T. sehr detailliert und erläutert zahlreiche Profile. Für eine Grube bei Eckelsheim erwähnt er ausdrücklich das starke, beckenwärtige Einfallen der Horizonte. Die Gruben bei Wöllstein sollen wegen der zahlreichen Rhyolithklippen und dem starken Fazieswechsel in unmittelbarer Küstennähe gelegen haben.

Schon von diesem Autor wird erkannt, daß die petrographische Zusammensetzung des Unteren Meeressandes sich je nach unterlagerndem Gestein, also dem Liefergebiet, ändert. Mit einigen Siebanalysen versucht er, eventuell vorhandene, geringfügige Korngrößenvariationen zu erfassen. 1921 veröffentlicht er eine leider sehr stark gekürzte Fassung der wichtigsten Ergebnisse seiner Dissertation.

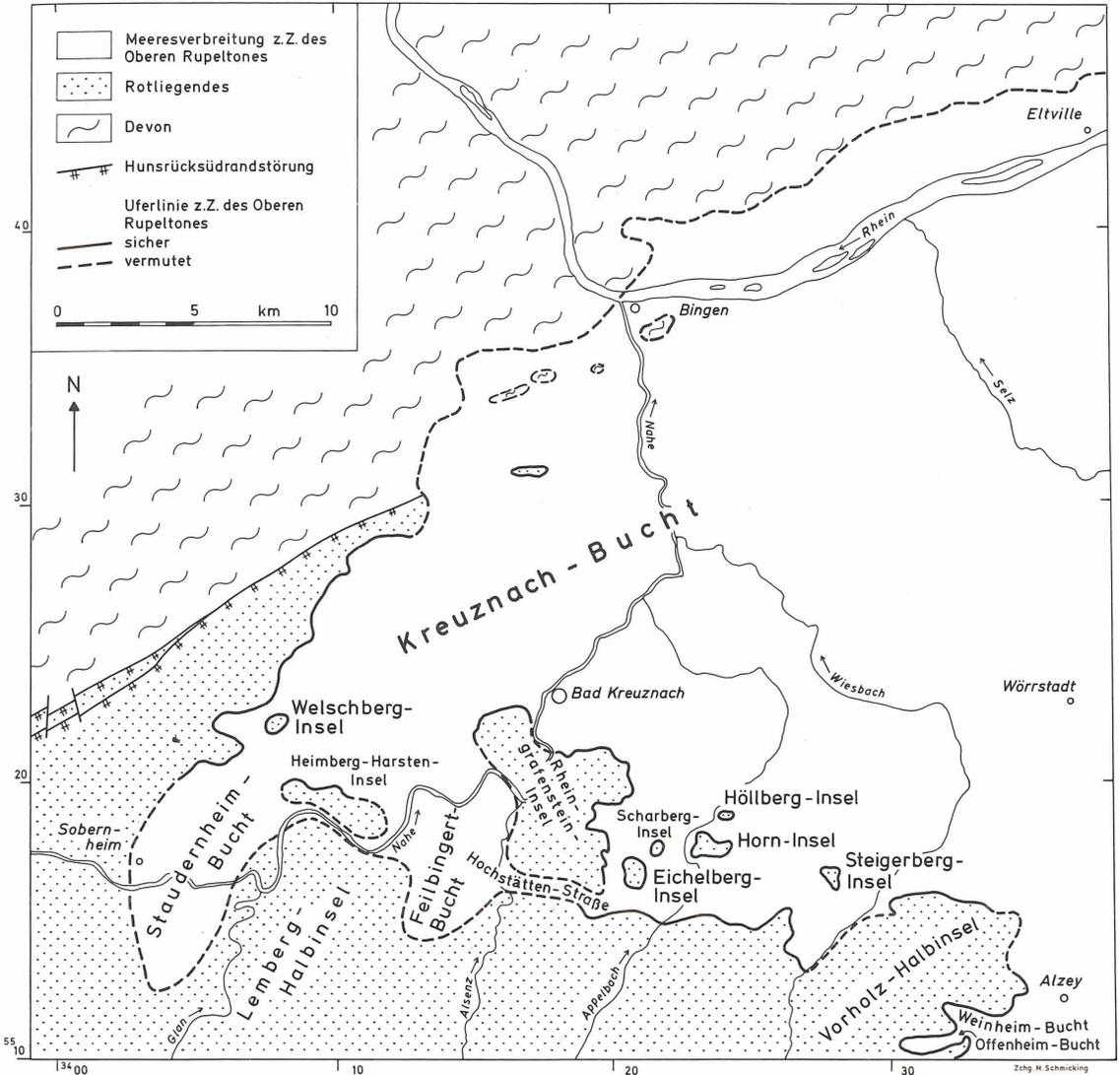


Abb. 6: Paläogeographische Karte des nordwestlichen Mainzer Beckens zur Zeit des unteren Mittel-Oligozäns. Umgezeichnet nach SONNE (1958).

JÜNGST (1929) weist schlüssig nach, daß das Einfallen der mitteloligozänen Sedimente nicht tektonisch bedingt ist, sondern primäre Schüttungskörper darstellt. Häufig lassen sich verschiedene Schüttungsfächer unterscheiden: so werden Klippen oder kleine Inseln mit lokaler Schüttung von der Schüttung hochgelegener Gebiete des Hinterlandes überrollt. Der Autor deutet das rheinhessische Oligozänmeer als Steilküstenmeer ohne oder nur mit sehr geringer Gezeitenwirkung (Vergleich mit dem Ägäischen Meer). Das transgredierende Meer fand eine ausgeprägte Morphologie, die in der Zeit vom Oberen Jura bis Eozän entstand, mit großen Mengen von Verwitterungsschutt vor. JÜNGST'S Untersuchungen beziehen sich vor allem auf die Gegend um Weinheim, Alzey und Wöllstein.

WAGNER, SCHMIDTGEN & JÜNGST in CHUDOBA et al. (1931) erläutern anhand der Gruben bei Wöllstein und Eckelsheim die deutliche Schrägschichtung, Korngrößenverteilung und Fossilführung in Abhängigkeit des Paläoreliefs sowie der Entfernung von der Küste und geben ein Raumbild des Rhyolithes und des Unteren Meeressandes der Grube Müller bei Wöllstein. Sie betonen die Notwendigkeit trigonometrischer Vermessungen, um die komplizierte Verteilung der einzelnen Schüttungsfächer zu klären.

DOEBL & SONNE (1973) geben ein vollständiges Profil der über 15 m mächtigen Sedimente des Unteren Meeressandes der Grube Wendelsheim und einige Bemerkungen zur paläogeographischen Lage der Steigerberg-Insel zur Zeit des Unteren Rupeliums.

KUSTER-WENDENBURG (1974) führt an den Unteren Meeressand-Profilen der Trift bei Weinheim, des Welschberges bei Waldböckelheim und des Kreuzberges bei Bretzenheim/Nahe umfangreiche granulometrische Analysen durch, die nach der Methode von VISHER (1969) ausgewertet werden. Vor allem werden aber paläoökologische Fragestellungen behandelt. Für die Trift bei Weinheim wird eine Sedimentation im „lower-shoreface-Bereich“, ca. 1,5 km von der ehemaligen Küste entfernt, angenommen. Außerdem können Meeresspiegelschwankungen im Zusammenhang mit der Rheingrabentektonik und Bewegungen des Alzey-Niersteiner Horstes nachgewiesen werden. Das Vorkommen am Welschberg liegt in einer fjordartigen Meeresbucht mit ausgeprägter Morphologie des Untergrundes. Im Liegenden des Profiles treten Deltasedimente auf. Die überlagernden Horizonte wurden im Riffschatten sedimentiert, den Abschluß bilden Strand-sedimente. Im Profil des Kreuzberges folgen über basalen Flußablagerungen Küsten-sedimente.

HOCHT (1977) stellt in der Umgebung des Steinbruches Marx an der Neumühle bei Weinheim ein vielgestaltiges Relief des mitteloligozänen Meeresbodens mit Klippen, Barren und Brandungshohlkehlen fest. Anhand granulometrischer Untersuchungen wird festgestellt, daß die Sedimente in der unmittelbaren Umgebung des Steinbruchs in nur wenigen Metern Wassertiefe (wave zone) abgelagert wurden. Nach paläontologischen Daten müssen aber in der Nähe schon sublitorale bis pelagische Bereiche vorhanden gewesen sein. 1978 kann der o. g. Autor, ebenfalls nach granulometrischen und paläoökologischen Untersuchungen, für den Meeressand im E-Teil des Arrentales bei Weinheim Sedimentation im sandigen Sublitoral (12–20 m Wassertiefe) mit hohen Sedimentationsraten und beckenwärts gerichteten Strömungen nachweisen, durch die Sediment und Fauna aus der Fels-Litoralzone in das Sublitoral verfrachtet wurden. Im W-Teil des Arrentales kam der Meeressand bei geringster Wassertiefe um 0,5–3 m in Vertiefungen der Rotliegend-Oberfläche zur Ablagerung.

NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE (1978) beschreiben eine Rinnenfüllung mit reicher Fossilführung, aufgeschlossen in der Sandgrube am Steigerberg bei Eckelsheim. Die Rinnenfüllung ist wegen der sich abwechselnden Erosions- und Ablagerungsphasen außerordentlich komplex aufgebaut: die einzelnen Schüttungskörper unterscheiden sich durch andersartige Korngrößenzusammensetzung, Zurundungsgrad der Rhyolith-Gerölle und verschiedenen starken Bewuchs durch Sedentarien. Weiter werden Daten zum Anlagerungsgefüge, Streichen der Rinne, Einregelung länglicher Gerölle, Orientierung des Epifauna-Bewuchses, Zusammensetzung der Fauna (mit paläoökologischer Ausdeutung) und eine Fossilliste mitgeteilt. In einer vorläufigen Interpretation weisen die Autoren mehrere Sedimentations- und Erosionsphasen in der der steilen Küste vorgelagerten Rinne nach.

Petrographie

THÜRACH (1884: 64–78) untersucht u. a. Proben aus dem Meeressand von Weinheim, dem Meeressand vom Gienberg bei Waldböckelheim und dem Rupelton.

WEYL (1939) legt mit seiner Arbeit die erste und bisher einzige gründliche Untersuchung über die Schwermineralführung von Meeressand, Rupelton, Schleichsand, Cyrenmergel und Süßwasserschichten vor. Die Schwermineralführung des Unteren Meeressandes ist stark von der örtlich herrschenden Schüttung eines kleinen Liefergebietes abhängig. Als Liefergestein kommen vor: der Buntsandstein des Pfälzer Berglandes, das Rotliegende mit Sedimenten, andesitischen Laven oder Rhyolith und das Devon bzw. Prädevon des Rheinischen Schiefergebirges. Die vom Autor bearbeiteten Proben von Eckelsheim und Wöllstein zeigen ein Vorherrschen von Biotit und viel Zirkon. Auch WEYL betont das Vorhandensein eines stark gegliederten Reliefs mit einer mächtigen Verwitterungsschuttedecke zur Zeit der mitteloligozänen Transgression.

ANTUN (1954) bezieht sich, ohne eigene Untersuchungen vorzunehmen, auf die letztgenannten Arbeiten und weist besonders auf die Ergebnisse THÜRACHS hin. Danach soll zur Zeit des Rupeltones und Schleichsandes der kristalline Spessart das Liefergebiet der durch Stauolith, Granat und Disthen gekennzeichneten Schüttung gewesen sein.

SITTLER (1965: 49–74) untersucht u. a. von fünf Meeressandvorkommen (Trift bei Weinheim, Steigerberg bei Eckelsheim, Öl-Berg bei Wöllstein, Neumühle bei Weinheim und ein Aufschluß bei Kirchheimbolanden) die Tonmineralfraktion und stellt ausschließlich Illit und Kaolinit fest. Sie sind bis auf die des Vorkommens am Steigerberg bei Eckelsheim sehr schlecht kristallisiert.

Diagenese

Schon früh befaßte man sich mit der Entstehung der Barytkonkretionen im Unteren Meeressand des Mainzer Beckens. Die wichtigsten Arbeiten zu dieser Fragestellung sind: DELKESKAMP (1900, 1902, 1906), GEIB, K. W. (1937, 1955) und KRIMMEL & EMMERMANN (1980). In der letztgenannten Arbeit wird die Genese dieser sedimentären Mineralisationen, abgesichert durch geochemische Daten, geklärt. Zur Bildung der Kalksandsteinbänke äußern sich zahlreiche Autoren, ohne jedoch genauere Untersuchungen anzustellen. Entsprechend widersprüchlich sind ihre Ansichten (z. B. BECKER, H.-K. 1919: 4 f., 11 ff.; JÜNGST 1929: 66 f., 72; MATTHESS 1956: 40 ff.; SCHOPP 1889: 354 f., 367).

1.3. Problemstellung

Aus der vorangegangenen Literaturzusammenstellung geht hervor, daß bisher nur mit Hilfe makroskopischer Beobachtungen, der Faunenanalyse und dem Vergleich der Kornsummen-Kurven nach VISHER (1969) versucht wurde, die Ablagerungsbedingungen des Unteren Meeressandes zu rekonstruieren. Es bot sich daher an, mit modernen sedimentologischen Methoden seine Genese zu klären, zumal von REINECK & DÖRJES (1976: 114, Taf. 7) bei der Untersuchung rezenter Geröllstrände und -vorstrände der Costa Brava bereits auf die Ähnlichkeit mit den Vorkommen im Mainzer Becken hingewiesen wurde. Insbesondere sollte den Hinweisen für die offensichtlich hochenergetischen Ablagerungsbedingungen nachgegangen werden.

Die vorliegende Arbeit ist ein erweiterter Teil der Diplomarbeit des erstgenannten Autors. Weitere Untersuchungen über Corallinaceen-Kalksteine im Unteren Meeressand (HARTKOPF, SONNE & STAPF in Vorber.), die Diagenese der Kalksandsteinbänke und -konkretionen, die Bioerosion an der mitteloligozänen Kliffküste und die Sedimentologie des Unteren Meeressandes an Festlandsstränden im SW und N des Mainzer Beckens liegen vor und werden in Kürze publiziert.

1.4. Ausgewählte Aufschlüsse

Von den zahlreichen, doch zumeist sehr kleinen Aufschlüssen am W-Rand des Mainzer Beckens wurden beispielhaft die Sandgrube F. J. Müller und H. Schmitt bei Wöllstein (R³⁴24075 H⁵⁵19625) und die Grube der Raab Karcher Baustoffhandel GmbH (ehemals Grube Gaul) bei Eckelsheim (R³⁴27200 H⁵⁵16900) ausgewählt (vgl. Abb. 1).

Am NW-SE verlaufenden Steilhang des Steigerberges bei Eckelsheim existieren schon seit langem kleine Sandgruben, die, wie schon WAGNER, SCHMIDTGEN & JÜNGST in CHUDOBA et al. (1931: 675) hervorhoben, einen hervorragenden Einblick in die Großstrukturen des Unteren Meeressandes bieten. Die kleinen Gruben sind inzwischen zum überwiegenden Teil stillgelegt. Nur noch eine, die durch den fortschreitenden, im großen Rahmen betriebenen Abbau sehr gute Aufschlußverhältnisse bietet, ist in Betrieb. Sie ging 1974 in den Besitz der Raab Karcher Baustoffhandel GmbH/Bingen über, die 1979/80 eine Brecheranlage installierte. Hier werden ca. 150 000 – 250 000 t/Jahr Filter- und Auffüllstoffe sowie Material für Straßen- und Kanalbau gewonnen. Die ca. 1 km SSE'lich gelegene Grube Wendelsheim (R³⁴27725 H⁵⁵16400) wurde 1977 geschlossen.

In der Sandgrube Wöllstein werden nach weit über 100 Jahren fortschreitendem Abbau nur noch geringe Mengen im Handbetrieb für den Privatgebrauch gewonnen. Hier haben sich seit Jahren die Aufschlußverhältnisse nicht wesentlich geändert. Große Teile der Grube sind inzwischen verrutscht und bewachsen.

Eindrucksvolle und historisch interessante Abbildungen von den wechselnden Aufschlußverhältnissen in den genannten Gruben vermitteln u. a. BECKER, H.-K. (1919), MORDZIOL (1911) und STEUER (1910).

2. Fazies und Sediment

2.1. Methodik

Bei der Profilaufnahme wurden die Sedimente entsprechend den Benennungsprinzipien nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977: 8 ff.) auf der Grundlage der Korngrößenskala DIN 4022 angesprochen. Die mit über 50 % vertretene Komponente liefert dabei den Gruppennamen, dem zur näheren Charakterisierung entsprechend der Häufigkeit anderer Fraktionen mit der Abstufung 10–25–50 % weitere Bezeichnungen angefügt werden. Um in einigen Fällen über die Korngrößenverteilung des Sedimentes genaue Informationen zu erhalten, wurden granulometrische Analysen durchgeführt. Dazu wurde die Probe aus möglichst schmalen, horizontalen Schlitzern entnommen, um weitgehend zu gewährleisten, daß das Material aus einer Lage stammt, die unter gleichbleibenden hydrodynamischen Bedingungen sedimentiert wurde [Sedimentationseinheit nach OTTO (1938)].

Die benötigte Probemenge richtete sich nach den Diagrammen für hohe Genauigkeit von DE VRIES (1970: Abb. 2). Anschließend wurde das Sediment mit HCl entkalkt, auf einer Laborsiebmaschine RETAC 3 D der Firma Retsch mit Analysensieben nach DIN 4188 in 0,5 Phi-Abstufung trocken gesiebt und die einzelnen Fraktionen mit einer Präzisionswaage ausgewogen. Die Siebdauer und Exzenterauslage betragen wie bei WALACH (1978: 145) 12 min. und 60 %.

Neben den Summenkurven eignen sich vor allem bestimmte statistische Maßzahlen, um Informationen über die Kornverteilung zu erhalten. Hierzu wurden die weit verbreiteten Parameter

$$M_z = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3} \quad (\text{Median})$$

$$\sigma_I = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6} \quad (\text{Sortierung})$$

nach FOLK & WARD (1957) gewählt.

In der Grube Wöllstein erwies es sich als wichtig, halbquantitativ die Häufigkeit der Quarz- und Quarzitzerölle zu erfassen. Dazu wurde eine ca. 0,3 m² große Plastikfolie an der Grubenwand befestigt und alle Fremdgesteinsgerölle unter dieser Fläche ausgezählt.

Die Farbansprache erfolgte nach der „Rock-Color Chart“ (1963). Diese ist besonders gut geeignet, da sie speziell für geologische Aufgabenstellung im Gelände konzipiert und weit verbreitet ist (z. B. auch KUSTER-WENDENBURG 1974).

Neben diesen sedimentologischen Daten wurden auch die häufigsten Makrofossilien erfaßt.

Von allen Profilen wurden anschließend mit einem Reduktionstachymeter (DAHLTA 010 A) Koordinaten und Höhenlage ermittelt. Ein Kartiertisch (KARTI 250) als Zusatzgerät ermöglicht schon im Gelände die Fixierung aller Meßpunkte auf einer Karte. Da z. Z. in der Nähe der Aufschlüsse keine topographischen Punkte eingemessen sind, beziehen sich alle Angaben auf ein lokales Koordinatensystem. Die genaue Lage der Peil- und Meßpunkte ist HARTKOPF (1982) zu entnehmen.

2.2. Schichtungsarten

Auffallend ist der außerordentlich starke Fazieswechsel auf engstem Raum in der Grube Wöllstein (Abb. 7). Dies gilt vor allem für die Horizonte im Liegenden und ist wahrscheinlich auf die kleine, reich gegliederte Insel zurückzuführen. Lediglich die oberste, schwach kiesige Sandschicht läßt sich in allen Profilen erfassen und durch den gesamten Aufschluß verfolgen. Sie scheint zusammen mit einem Corallinaceen-Sparit, der auch nordöstlich der Grube an mehreren Stellen aufgeschlossen ist, den Abschluß einer sehr wechselhaften Sedimentationsphase zu bilden. Mehrere Horizonte keilen zur Insel hin aus bzw. erreichen größere Mächtigkeiten in weiter zum Becken hin gelegenen Profilen. Besonders deutlich ist die Mächtigkeitszunahme des Sandhorizontes in W 5 und W 8. In der SE-Ecke des Aufschlusses sind die schon seit STEUER (1910: Taf. 6) bekannten Rhyolith-Klippen noch aufgeschlossen (Abb. 8).

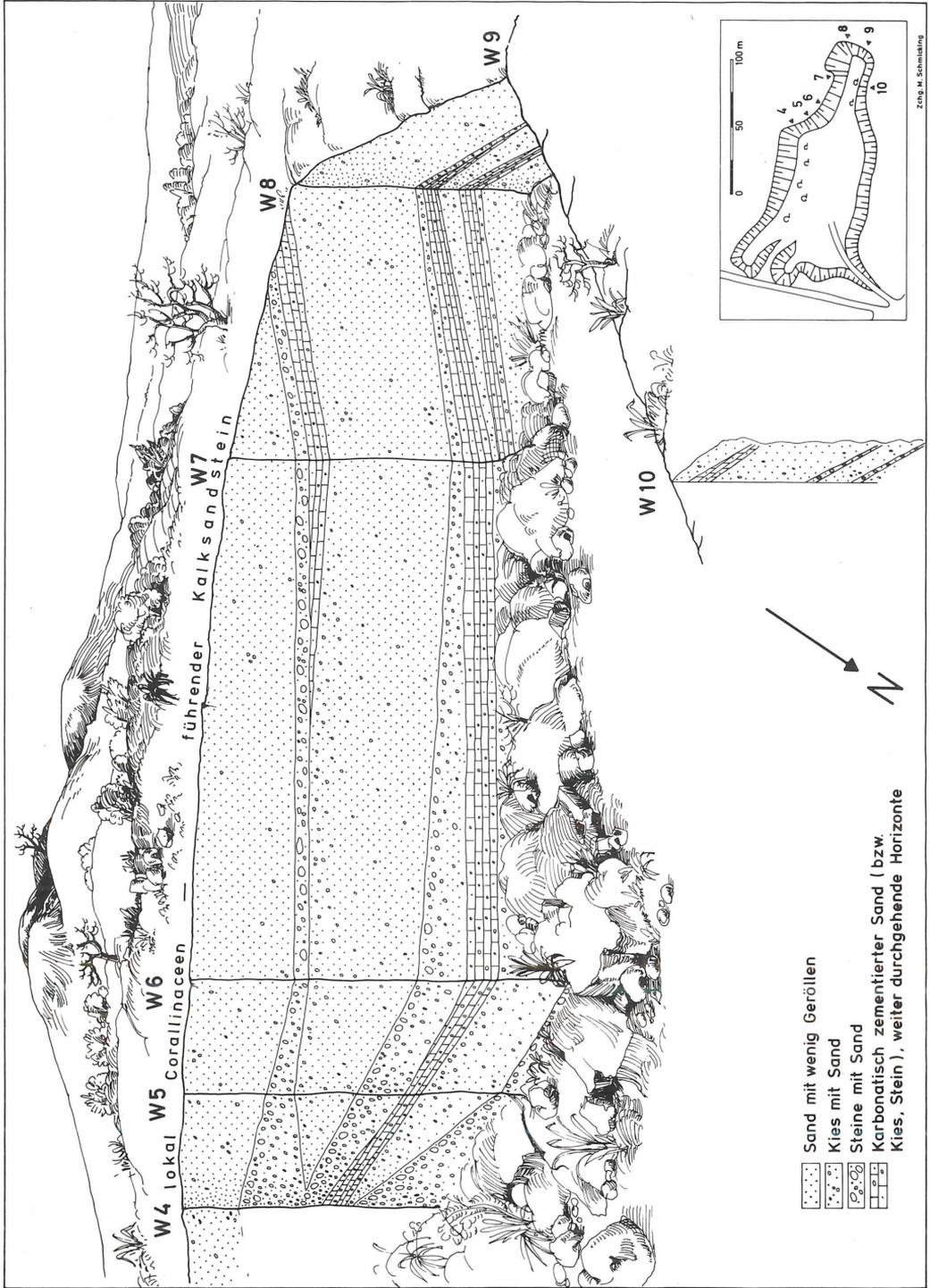


Abb. 7: Panorama-Bild der Sandgrube Müller/Schmitt bei Wöllstein, Zustand der Grube Ende 1983, Höhe 5,50 m bei W 6. Stark überhöhte Darstellung des SW-Teils der Gesamtgrube (s. Lageskizze rechts unten, 4 ≙ W 4). Die schematisch gezeichnete Kurve im Hintergrund (Oberschicht) bezeichnet die *Planung*.

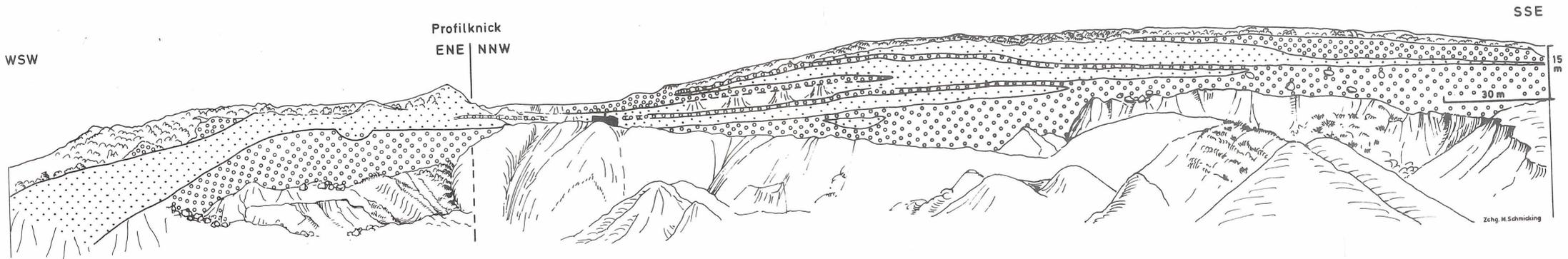


Abb. 9: Panorama der Sandgrube bei Eckelsheim. Zustand der Grube Herbst 1983.



Abb. 8:
Rhyolith-Klippen im SE-Teil der Grube Wöllstein. An der Grubenwand im Hintergrund wurde Profil W 1 aufgenommen (vgl. Abb. 47).

In der Grube Eckelsheim ist der Fazieswechsel dagegen wesentlich geringer. Vor allem im NE-Teil der Grube (Abb. 9) und in der ENE-WSW verlaufenden Profilsreihe (Abb. 11) lassen sich die geröllführende Horizonte über große Entfernung und bei weitgehend konstanter Mächtigkeit verfolgen. Diese Eigenschaften sowie die gute Sortierung sind typisch für hochenergetische Sedimentationsräume (CLIFTON 1973); in der Regel werden solche Gerölllagen in der Brecherzone abgelagert (HARMS et al. 1975: 83). Lediglich im SE-Teil der Grube, im Hangenden der mächtigen Geröllfolge, die sich durch den gesamten Aufschluß verfolgen läßt, keilen einige Horizonte aus. An der NE-Wand treten außergewöhnlich große Gerölle (Durchmesser z. T. über 5 m) weitgehend horizontbeständig auf. Dies mag auf ein gleichzeitiges, eventuell seismisch bedingtes Abbrechen der unterwaschenen Steilküste zurückzuführen sein (ROTHAUSEN & SONNE 1983: 38).

An der NNW-Wand der Grube Eckelsheim läßt sich als Folge des Sedimentüberschusses das Vorwachsen des Strandes zum Becken hin durch die mehrfache Anlagerung steil einfallender Sedimentkörper deutlich nachvollziehen (Abb. 12) (vgl. REINECK 1971: 55, 60, Abb. 9, 15; REINECK & SINGH 1980: 419, Abb. 580). In den Geröllhorizonten ist das Einfallen zum Becken hin nicht exakt zu messen, beträgt aber mindestens 30° , in dem überlagernden Sandpaket über 15° und an der etwa senkrecht zur ehemaligen Küste verlaufenden Profilsreihe im SE der Grube ca. 10° (Abb. 11). Das Einfallen entspricht der

ehemaligen Neigung des Strandhanges, die von zahlreichen Faktoren, wie dem Paläorelief, der Wellenenergie und vor allem der Korngröße und der Sortierung des Strandsedimentes abhängig ist (BASCOM 1951). Strände, die von sehr groben Sedimenten aufgebaut werden, besitzen eine stärkere Neigung als Sandstrände (ANDREWS & VAN DER LINGEN 1969; HAYES 1980: 114; REINECK & SINGH 1980: 364). So fällt auch der Geröllhorizont an der NNW-Seite der Grube Eckelsheim wesentlich steiler ein als der Sandhorizont im Hangenden.

Wesentlich für das Abschätzen der Brandungsstärke ist die Tiefenlage der Übergangszone (transition zone). In diesem Bereich, der eine vermittelnde Stellung zwischen Strandhang (shore face) und Schelf einnimmt, werden überwiegend feinkörnige Sedimente, zumeist toniger Silt bis siltiger Sand, abgelagert. Eingeschaltete Sturmsandlagen und starke Bioturbation sind weitere wichtige Kennzeichen der Übergangszone. Ihre Obergrenze entspricht der Tiefe der durchschnittlichen Wellenbasis, ihre Untergrenze spiegelt etwa die Sturmwellenbasis wider. Die Übergangszone setzt an hochenergetischen Küsten erst in größerer Wassertiefe ein als an niedrigerenergetischen; ihre Tiefenlage liefert damit wertvolle Hinweise über die Energieverhältnisse an einer Küste (HOWARD & REINECK 1981; REINECK & SINGH 1980: 373 f.).

Legende zu allen Profilen



Silt



Sand



Kies



Stein



Karbonatisch zementierter Sand (bzw. Kies, Stein), weiter durchgehende Horizonte



Karbonatisch zementierter Sand (bzw. Kies, Stein), unregelmäßige Knollen, Linsen



Ophiomorpha



Corallinaceen (mit Vol.-%-Anteilen)



Pflanzenreste

Die Anzahl der Quarzgerölle (Profile W1, W5, W6)
bezieht sich auf eine Fläche von 0,3 m²

Abb. 10: Legende zu den Profilen: Abb. 11, 14, 15, 19, 24, 27, 47.

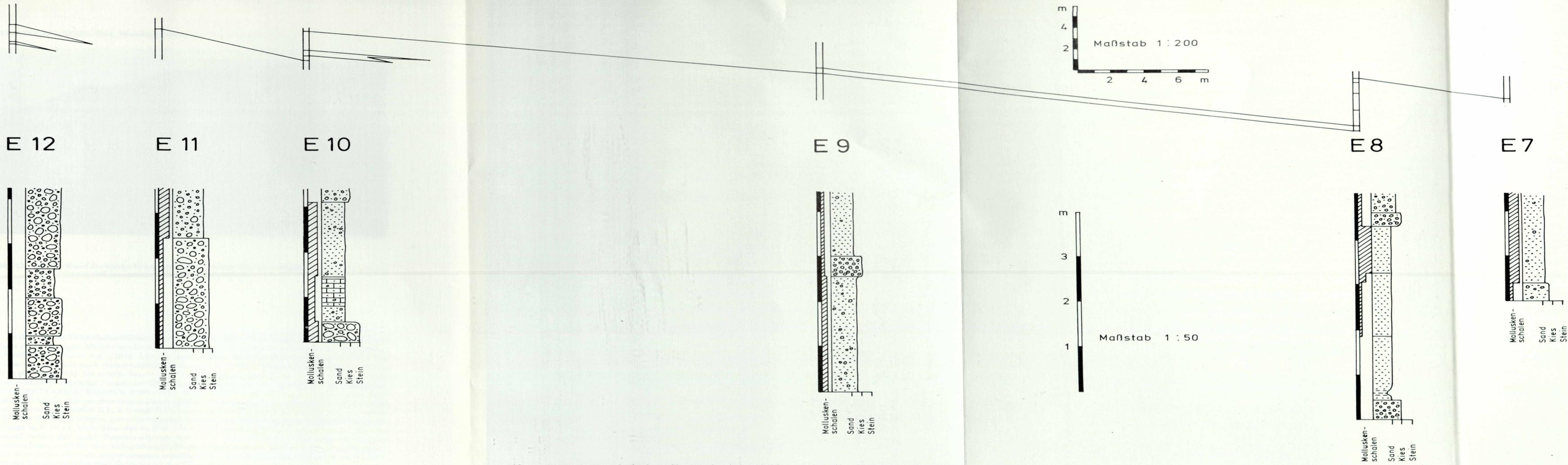


Abb. 11: ENE – WSW verlaufende Profilerie in der Grube Eckelsheim. Die Profile verlaufen etwa senkrecht zum ehemaligen Strand. Profil E 12 wird ausschließlich von sehr grobklastischen Sedimenten aufgebaut und dokumentiert den küstennächsten Bereich. Im Profil E 8 überwiegen dagegen feinkörnige Sedimente. Hier schalten sich auch im unteren Bereich die ersten dünnen Siltlagen ein, die noch oberhalb der Übergangszone zur Ablagerung kamen.



Abb. 12: WNW-Wand der Grube Eckelsheim. Entsprechend der ehemaligen Strandneigung fallen die Horizonte steil beckenwärts ein (vgl. auch Abb. 9).

In der Grube Eckelsheim treten dünne Siltlagen, die in Richtung der Steigerberg-Insel schon nach wenigen Metern auskeilen, erstmals in E 8 der etwa senkrecht zur Küste verlaufenden Profilsérie auf (Abb. 11). In noch weiter beckenwärts gelegenen Teilen der Grube setzen auch stark durchwühlte Horizonte (s. S. 90) mit einer Mächtigkeit von bis 1,5 m ein (Abb. 13). Sie sind in Sand- und Geröllfolgen eingeschaltet (Abb. 14, 15), so daß noch nicht die typische Fazies der Übergangzone erreicht ist, in der kiesige Sedimente fehlen (HOWARD & REINECK 1981: 815, Abb. 18). Für den Ablagerungsraum der Siltlagen in E 8 läßt sich aus den trigonometrischen Vermessungen annähernd die Wassertiefe bestimmen: Die Profile E 8, E 9 und E 10 lassen sich durch einen Kieshorizont, über dem in E 8 die Siltlagen folgen, gut miteinander korrelieren. Die Obergrenze dieses Horizontes liegt in E 10 ca. 15 m über der in E 8. Da in E 10 noch nicht die Strandlinie erreicht ist (darauf weist der hohe Fossilreichtum mit z. T. auf Gerölln noch aufgewachsenen Austern hin), muß für die Ablagerungstiefe der ersten dünnen Silthorizonte eine Wassertiefe von mehr als 15 m angenommen werden. Für die mächtigeren Silthorizonte im SE-Teil der Grube und für die Obergrenze der Übergangzone sind noch höhere Werte anzunehmen.



Abb. 13:
Stark durchwühlte, tonig-siltige Sedimente, die noch oberhalb der Übergangszone abgelagert wurden. Eingeschaltet sind sehr dünne, aber weit aushaltende Sandlagen. Grube Eckelsheim. Länge des Maßstabs ca. 70 cm.

Profil E 34

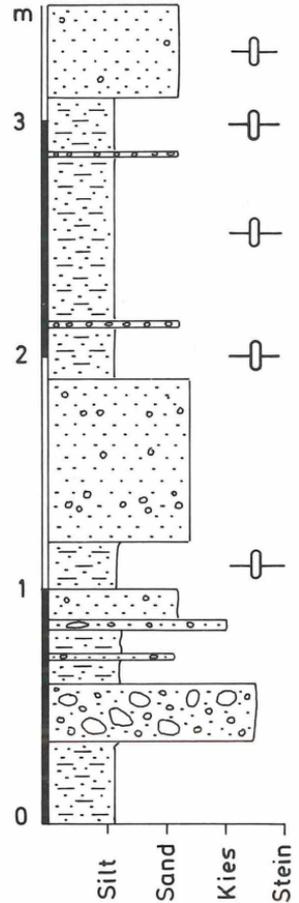


Abb. 14:
Wechselfolge aus fein- und grobklastischem Material. Die tonig-siltigen Horizonte sind meist stark von dekapoden Krebsen durchwühlt. SE-Teil der Grube Eckelsheim. Legende s. Abb. 10.

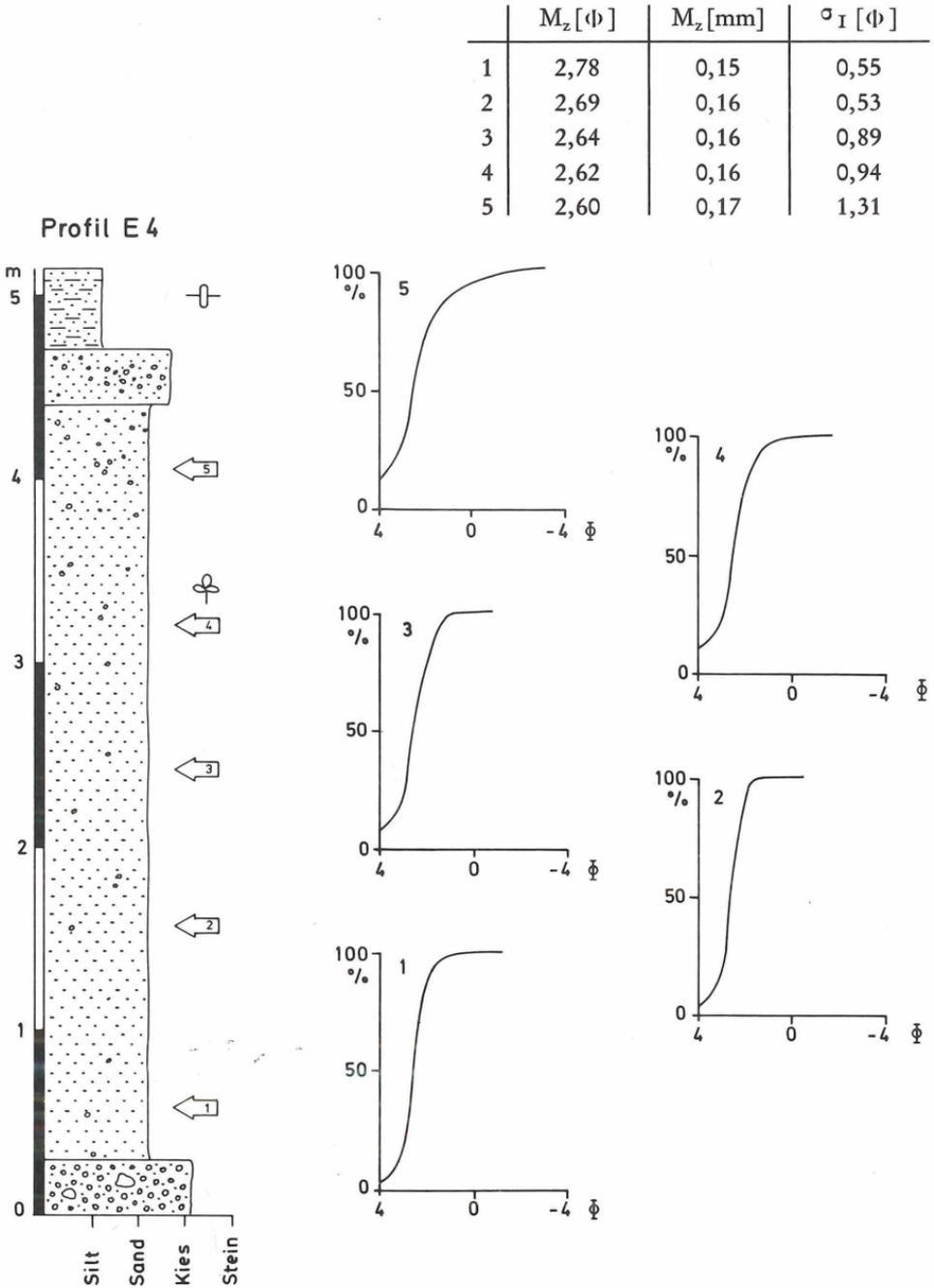


Abb. 15: Während der siltige Horizont im Hangenden stark durchwühlt ist, fehlt Bioturbation in dem mächtigen, schwach kiesigen Sandhorizont. Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957). Grube Eckelsheim. Legende s. Abb. 10.

2.2.1. Feinschichtung

Eine häufige Schichtungsart in der Grube Eckelsheim ist ebene Feinschichtung (evenly laminated sand). Jede Lage ist nur einige Millimeter bis höchstens 1–2 cm dick und läßt sich außerhalb von Rinnen bei gleichbleibender Mächtigkeit oft über mehrere Meter weit verfolgen. Die Lagen unterscheiden sich durch wechselnde Korngrößen, die von Sand- bis Feinkies reichen. Häufig ist inverse Gradierung vorhanden. In diesem Fall besteht die Basis einer Lage aus Sand, während der Top durch Feinkies, gelegentlich sogar Mittelkies, markiert wird.

Dieses für die Schwappzone (inner planar facies nach CLIFTON, HUNTER & PHILLIPS 1971: 655 f.) charakteristische Gefüge wird als Strandlamination (beach lamination, CLIFTON 1969) bezeichnet. Sie entsteht in Wassertiefen von wenigen Zentimetern, wenn aus dem zurückflutenden Wasser Sediment, das durch den Schwall auf den Strand transportiert wurde, abgelagert wird. In Sedimenten mit hohem Gehalt an Schwermineralen sind diese im unteren, feinkörnigen Abschnitt angereichert, während sie im oberen, grobkörnigen fehlen (CLIFTON 1969, vgl. auch SALLENGER 1979). In den an Schwermineralen armen Sanden von Eckelsheim sind diese Unterschiede nicht erkennbar.

Neben der Strandlamination tritt auch ebene Feinschichtung auf, die keine Gradierung erkennen läßt. Beide Gefüge bauen bis ca. 50 cm mächtige Folgen mit regelmäßig wechselnden Sand- und Feinkies-Horizonten auf. Kiesige Lagen, die ebenfalls eine weite laterale Verbreitung besitzen, können eingeschaltet sein. Ihre Mächtigkeit entspricht meist dem Durchmesser der größten Gerölle. Die einzelnen, dünnen Laminae fallen schwach beckenwärts ein. Aus ihnen bauen sich schräggeschichtete Pakete auf, die voneinander durch Erosionsflächen getrennt sind. Da Einfallrichtung und -stärke wechseln kann, überlagern sie sich mit flachen Winkeln. Diese Strandschrägschichtung (beach cross-bedding) ist typisch für den Bereich Vorstrand und oberer Strandhang (HOWARD & REINECK 1981: 814, 822; THOMPSON 1937).

In den Rinnen wird die laminierte Schichtung ebenfalls von grobkörnigen Sedimenten (Sand bis Kies) aufgebaut. Im Gegensatz zu der Strandlamination fallen die einzelnen Lagen jedoch in unterschiedliche Richtungen verschieden steil ein, oder sie sind leicht gebogen und passen sich so dem Untergrund annähernd an. Oft keilen sie schon nach kürzerer Entfernung aus (Abb. 16).

Dies läßt vermuten, daß die Feinschichtung in den Rinnen unter sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten entstand, bei denen sich zwischen der Bildung von Strömungsrippeln und Gegenrippeln eine Phase mit Horizontalschichtung einschaltet (REINECK & SINGH 1980: 15, 121 f.). In den Prielen der Nordsee wird durch „schießendes“ Wasser, d. h. im oberen Strömungsregime, häufig laminierte Schichtung gebildet.

Sofern eine Schichtung zu erkennen ist, sind die Rinnen in der Grube Eckelsheim durch mehrere, laminiert aufgebaute und durch Erosionsdiskordanzen getrennte Folgen verfüllt. Auf diese Weise entsteht eine Rinnenschrägschichtung (channel-fill cross-bedding) (Abb. 24).

Ebene Feinschichtung und eine Wechselschichtung aus Feinsand und siltig-tonigem Material findet sich auch in den mächtigeren Silthorizonten im SE-Teil der Grube, die noch oberhalb der Obergrenze der Übergangzone abgelagert wurden. Hier sind 2–10 mm dünne Sandhorizonte eingeschaltet. Die Basis der gröberen Lagen ist oft unregelmäßig wellig ausgebildet (Abb. 13).



Abb. 16: Rinnenschrägschichtung. Die einzelnen dünnen Lagen an der Basis der Rinne sind leicht gebogen und passen sich so dem Rinnenboden an. Die Horizonte im oberen Abschnitt sind durch eine Erosionsdiskordanz getrennt. Grube Eckelsheim. Länge des Maßstabs 80 cm.

Diese Folgen aus dünnen Sand- und mächtigeren Siltlagen entstehen, wenn bei einer Erhöhung des Energieniveaus Sand in Ablagerungsräume mit überwiegend Silt- bzw. Tonsedimentation verfrachtet wird. Dieser z. B. von Stürmen hervorgerufene, ablandige Sandtransport ist recent häufig beobachtet worden (z. B. AIGNER & REINECK 1982; REINECK & SINGH 1972).

2.2.2. Flaserschichtung

In der S-Ecke und an der SSE-Wand der Grube Eckelsheim ist vor allem Flaserschichtung ein häufiges Gefüge (Abb. 17). Im Profil E 8 ist sie in einem ca. 60 cm mächtigen Horizont am deutlichsten ausgebildet, da hier relativ viel feinklastisches Sediment zur Ablagerung kam und den Sandlagen zwischengeschaltet ist. Die dünnen Siltflaser sind zumeist auf die Rippeltäler beschränkt und greifen nur selten auch auf die Kämme über. Dieser Typ wird als einfache bzw. wellige Flaserschichtung bezeichnet (REINECK & WUNDERLICH 1968; REINECK & SINGH 1980: 113 f.). Selten sind unregelmäßig begrenzte, dünne Silthorizonte zwischengeschaltet. Diese Siltlagen treten jedoch so vereinzelt auf, daß noch nicht von Wechschichtung gesprochen werden kann.

Für die Entstehung der Flaserschichtung sind mehrere Voraussetzungen nötig. So müssen zwei Korngrößenbereiche (hier Silt/Feinsand bzw. Sand) zur Verfügung stehen, und die Strömungsgeschwindigkeit in der Regel häufig und stark wechseln. Bei starker Strömung wird das gröberklastische Material transportiert und in Rippeln abgelagert, während die kleineren Korngrößen in Suspension gehalten wurden. Mit nachlassender Wasserbewegung fällt das siltige Material aus und deckt die Rippeln gleichmäßig zu. Bei



Abb. 17: Flaserschichtung im Profil E 8 (vgl. Abb. 11). Grube Eckelsheim.

zunehmender Strömung wird zuerst das feinkörnige Sediment auf den Rippelkämmen je nach Geschwindigkeit vollständig oder nur teilweise erodiert, während der in den Tälern geschützter liegende Silt/Feinsand von einer zweiten Rippellage bedeckt wird. Der Silt-horizont spiegelt also eine Stillwasser-, der Sandhorizont eine Bewegtwasserphase wider. Im Gegensatz zur in Eckelsheim nicht entwickelten Linsenschichtung, bei deren Entstehung die Stillwasserphasen stark überwiegen müssen, so daß vor allem feinkörniges Sediment abgelagert wird, bildet sich die Flaserschichtung, wenn Zeiten mit höherer Strömung vorherrschen (REINECK & WUNDERLICH 1968; REINECK & SINGH 1980: 113 ff.).

Neben dieser seit langem im Watt beobachteten Bildungsweise kann Flaserschichtung auch entstehen, wenn eine Rippellage eine wellige Sedimentoberfläche überdeckt. Auch hier wird in den Tälern bevorzugt feinkörniges Material als „bottomset“-Lage sedimentiert, die fast gleichzeitig durch die folgende „foreset“-Schichtung überdeckt wird. Abwechselnde Erosions- und Sedimentationsphasen erzeugen die typischen Folgen aus Flaserschichtung und welliger Wechschichtung. So entstandene Ton/Sand-Wechselagerungen bilden sich unter konstanten Strömungsverhältnissen, die nicht durch Stillwasserphasen unterbrochen werden (PASIERBIEWICZ 1982).

Flaser-, Linsen- und wellige Wechschichtung sind, vor allem wenn sie regelmäßig vorkommen und mächtige Horizonte aufbauen, charakteristisch für die subtidale und intertidale Zone, wo der Wechsel zwischen fein- und grobkörnigen Sedimenten im direkten Zusammenhang mit dem Gezeitenrhythmus steht (Gezeitenströmung mit folgender Stillwasserphase). Allerdings ist Flaserschichtung auch schon aus der Übergangszone einer gezeitenlosen Küste (ROEP et al. 1979: 143 ff., Abb. 6, 7) und gelegentlich auch aus marinen und lakustrinen Deltasedimenten (Zusammenstellung bei REINECK & SINGH 1980: 118) beschrieben worden.

2.2.3. Inverse Gradierung

Wichtigstes Gefügemerkmal in der Grube Wöllstein sind die invers gradierten Horizonte (coarsening-upward cycles). Untergeordnet sind sie auch in Eckelsheim vertreten (vgl. Abb. 18). Im Profil W 6 sind z. B. insgesamt zwei invers gradierte, bis 2,30 m mächtige Einheiten entwickelt. Die Korngröße reicht von Sand mit schwankendem Kiesgehalt im Liegenden bis zu groben Gerölllagen (Grobkies, Steine) im Hangenden, so daß der Kontakt zur über- bzw. unterlagernden Einheit scharf ausgeprägt ist. Mit der Kornvergrößerung einhergehend nimmt oft auch der Reichtum an großwüchsigen Mollusken zu (Abb. 19).

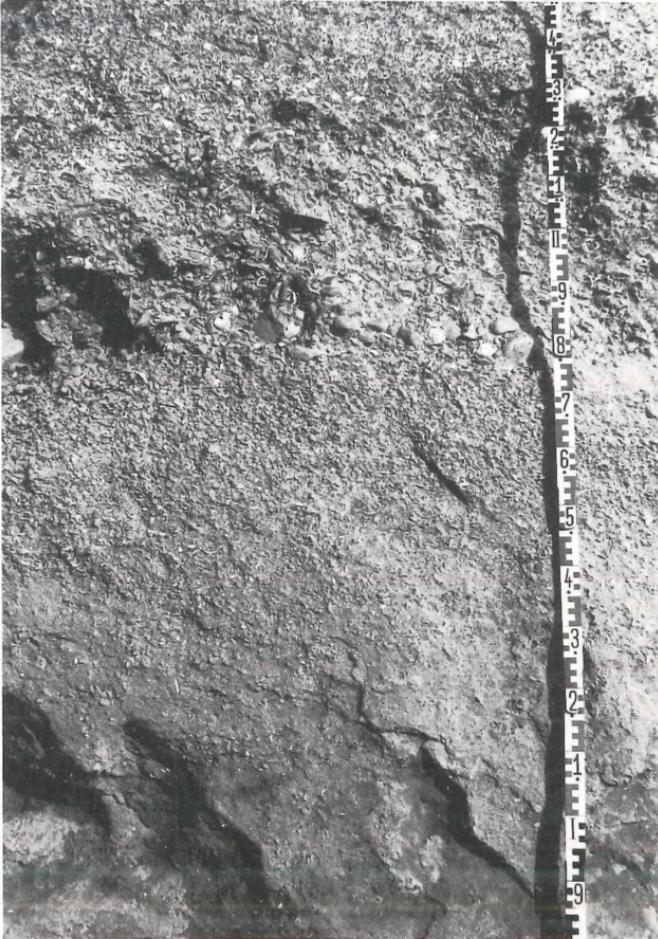


Abb. 18: Inverse Gradierung. Entsprechend der Zunahme des Kies- und Geröllanteils bilden zumeist großwüchsige Molluskenschalen (fast ausschließlich *Glycymeris subterebatularis*) einen wichtigen Anteil an der Zusammensetzung des Sediments. Grube Eckelsheim. Länge des Maßstabs 1,65 m.

Jede gradierte Einheit spiegelt eine allmähliche Zunahme der Transportkraft von Strömung oder Brandung wider. Im flachmarinen Bereich wird dies in der Regel mit Regressionen in Verbindung gebracht, hervorgerufen durch eustatische Meeresspiegelschwankungen, Sedimenttransport bei konstantem Meeresspiegel und/oder Hebung des Küstenraumes (ELLIOTT 1978). Bei diesen großräumigen Ursachen sollten jedoch über große Entfernung zu verfolgende gradierte Einheiten entstehen. Zwar fehlen hierfür entsprechend große Aufschlüsse, doch sind bei dem allgemein engräumigen Fazieswechsel diese Verhältnisse nicht zu erwarten. Die regelmäßige Wiederholung der gradierten Einheiten läßt auch eher periodisch auftretende Ereignisse vermuten. Als Ursache können u. a.

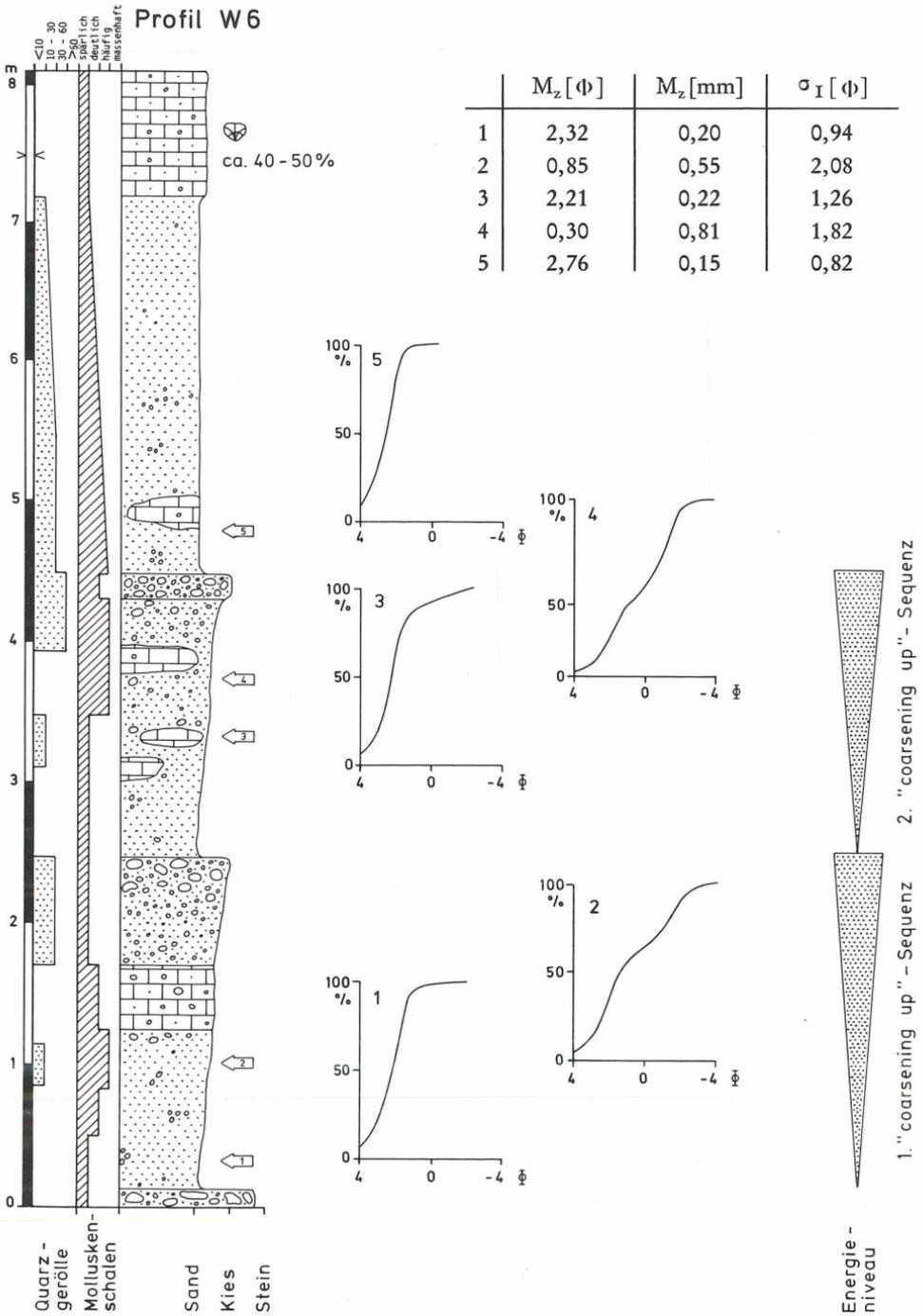


Abb. 19: Profil W6, Grube Wöllstein. Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957). Legende s. Abb. 10.

wandernde Sandwellen oder vielleicht auch Sturmfluten, deren Auswirkungen sich an einer reich gegliederten Küste nur lokal bemerkbar gemacht haben können, in Frage kommen. Der homogene Charakter des Sedimentes, das außer der Gradierung kein Gefüge erkennen läßt, macht eine endgültige Deutung jedoch unmöglich.

2.2.4. Gradierung

Neben den invers gradierten Einheiten sind seltener und nur in Eckelsheim auch normal gradierte Horizonte (fining-upward cycles) entwickelt.

Über einem Horizont mit gut gerundeten, häufig von fixosessiler Fauna besiedelten Geröllen folgt ein sandiger Kies, der massenhaft *Glycymeris subterebratularis* führt. Zum Hangenden hin nimmt die Fossilführung und die Korngröße gleichmäßig ab.

Die *Glycymeris*-Schalen sind sehr gut erhalten, nicht eingeregelt und doppelklappige Exemplare sind äußerst selten. Bedeutsam ist das völlige Fehlen von angebohrten oder bewachsenen Individuen. Dies steht im auffallenden Gegensatz zu vielen anderen *Glycymeris*-Schillen des Unteren Meeressandes und Schleichsand im Mainzer Becken, bei denen die kompakten Klappen als Festhaltungsort für Balaniden dienten und die oft von *Lithophaga delicatula* und Clioniden fast völlig zerstört wurden (HARTKOPF 1981). Auch die Bivalven des Geröllhorizontes im Liegenden sind von bohrenden Organismen sehr stark befallen (vgl. S. 86). Außer dem hier beschriebenen Beispiel treten gradierte Schillagen auch als dünne Horizonte in mächtigen Sandfolgen auf, die sich durch ihre große laterale Ausdehnung auszeichnen. Die Basis des fossilreichen, grobklastischen Horizontes ist immer scharf ausgebildet, während die Korngröße und damit einhergehend auch die Fossilführung nach oben kontinuierlich abnimmt.

Sowohl die recenten als auch die tertiären Glycymeriden sind auf reine Sand-, Kies- und Schillböden beschränkt, von denen feinstes Sediment durch starke Strömung ferngehalten wird. In dieses mobile Substrat des Infralitorals graben sich die Glycymeriden langsam und nur so flach ein, daß der hintere Ventralrand knapp von Sediment bedeckt ist oder sogar etwas über das Substrat hinausragt (THOMAS 1975: 221 ff.). Wegen der flach vergrabenen Lebensweise und dem Unvermögen, sich plötzlich ändernden Sedimentationsbedingungen durch schnelles Ein- bzw. Ausgraben anzupassen, sind die Glycymeriden besonders anfällig, ausgewaschen bzw. verschüttet zu werden.

Die Entstehung der Schill-Horizonte ist auf einen kurzfristigen und plötzlichen Wechsel von relativ niedrig- zu hochenergetischen Verhältnissen zurückzuführen, wodurch eine *Glycymeris*-Kolonie freigelegt, aufgearbeitet und anschließend resedimentiert wurde. Die sehr gut erhaltenen Klappen wurden zwar umgelagert, aber nur geringfügig oder gar nicht transportiert (in situ-Aufarbeitung). Damit unterscheiden sich diese Schillagen von Hartteil-Konzentrationen am Strand, die sich durch einen hohen Anteil fragmentierten Materials auszeichnen (REINECK & SINGH 1980: 154). Parautochthone Schille treten dagegen häufig an der Basis von Sturmflutablagerungen auf, wo zusammen mit organischen Hartteilen auch Fein- und Mittelkies angereichert wird (vgl. KREISA & BAMBACH 1982). Nach dem allmählichen Abklingen der turbulenten Phase fielen die kleineren Korngrößen rasch aus der Suspension aus, und die „normalen“ Sedimentationsverhältnisse stellten sich wieder ein.

Als auslösendes Ereignis für diesen einphasigen Vorgang kommen im flachmarinen Bereich vor allem Stürme in Betracht, die einen grundberührenden, starken Seegang verursachen. Sehr ähnliche Ablagerungen sind recent wie fossil häufig beschrieben worden (z. B. KREISA 1981; KUMAR & SANDERS 1976). Für eine eindeutige Identifizierung der Schill-Horizonte als Sturmflutablagerungen fehlen allerdings typische Sedimenttexturen,

die im oberen Abschnitt einer proximalen Tempestit-Sequenz typisch sind (z. B. laminiertes Sand, „hummocky“-Schichtung, Wellenrippeln; vgl. AIGNER & REINECK 1982). Diese Gefügemerkmale sind im gesamten, sehr homogen erscheinenden Unteren Meeressand jedoch immer selten oder fehlen völlig.

2.3. Rinnen

Typisch für den Unteren Meeressand der Grube Eckelsheim sind die zahlreichen Erosionsrinnen. Sie fehlen in Wöllstein völlig.

Die genaue Breite und Höhe der Querschnitte lassen sich meist nicht angeben, da die Rinnen nur zum Teil senkrecht zu ihrer Längserstreckung angeschnitten sind und dadurch größere Dimensionen vorgetäuscht werden. Die Breiten reichen von wenigen Zentimetern bis über 40 m bei einer Tiefe bis 5 m. Auch der Verlauf der Strömungsrichtung läßt sich nicht in jedem Fall ermitteln, da Aufschlüsse, die in den Rinnen dreidimensionale Anschnitte bieten, nicht immer vorhanden sind. Die sehr großen Erosionsrinnen verlaufen meist senkrecht zur Küste (z. B. aufgeschlossen an der NE-Wand), während strandparallele Richtungen nur untergeordnet auftreten. Oft können überhängende, z. T. spitz auslaufende Wände in den Rinnen beobachtet werden (Abb. 20). Die nicht senkrecht zur Fließrichtung verlaufenden Anschnitte täuschen allerdings zu stark in die Rinne hineinragende Wände vor. Das gilt z. B. für die Rinne an der NE-Wand der Grube (Abb. 20).

Die Rinnenfüllung greift bei einigen Rinnen über ihren Rand hinweg und bildet dann einen weiter auszuhaltenden Horizont (Abb. 20), in anderen Fällen hebt sich das in der Rinne abgelagerte Material deutlich vom unter- bzw. überlagernden Sediment ab, so daß sie im Querschnitt als isolierte Linsen erscheinen (Abb. 21, 22). Fast allen Rinnen ist gemeinsam, daß am Boden besonders große Gerölle konzentriert sind und dort auch große Molluskenschalen gehäuft auftreten. Gelegentlich kommen als weitere Komponenten Siltgerölle vor, die aus dem umgebenden Sediment stammen. Sie entstanden, nachdem die Wände der Rinnen lokal soweit unterhöhlt waren, daß Teile herabbrachen und das Sediment schon nach kurzem Transport in recht gut gerundete Gerölle zerlegt wurde. Zumindest zum Teil sind die Rinnen durch steil einfallende Lagen asymmetrisch gefüllt (Abb. 24), häufig ist außerdem laminierte Schichtung. Rutschungen bzw. Scherflächen an den Hängen sowie longitudinale Schrägschichtung wurden nicht beobachtet.

In Abb. 23 sind die einzelnen Entwicklungsphasen der großen an der NE-Wand aufgeschlossenen Rinne (Abb. 20) dargestellt. Von dem mächtigen Geröllhorizont wurde in einer intensiven Erosionsphase bei hoher Strömungsgeschwindigkeit ein Teil der Gerölle abgetragen. In der Rinne wurde überwiegend Sand beckenwärts transportiert, der beim Nachlassen der Strömung in und über den Rand der Rinne hinaus zur Ablagerung kam. In diesem Horizont entstanden in einem Zeitraum erhöhter Strömungsgeschwindigkeit zahlreiche kleinere Rinnen, die später besonders im unteren Abschnitt mit großen Geröllen verfüllt wurden. Auch hier war der Materialanfall so groß, daß die Gerölle über die Rinne hinaus eine mächtige Schicht bildeten. Danach sedimentierte als letzte Einheit der Sandhorizont. Die sich hier andeutende Überlagerung mehrerer Rinnensysteme wurde auch von NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE (1978) beobachtet. Erosionsrinnen können im strandnahen Flachwasser unter dem Einfluß gerichteter Strömung (Kolkrinnen), durch die Brandungsrückströmung (Rippstromrinnen) und an einer gezeitenbeeinflussten Küste durch die Gezeitenströmung (Priele) entstehen.



Abb. 20: Rinne an der NE-Wand der Grube Eckelsheim. Die einzelnen Entwicklungsphasen dieser größten bisher in Eckelsheim aufgeschlossenen Rinne sind in Abb. 23 dargestellt.



Abb. 21: Rinne mit Sand-Füllung in einem mächtigen Geröllhorizont. Größte Mächtigkeit der Sand-Füllung (= größte Tiefe der Rinne) ca. 4 m. Grube Eckelsheim.

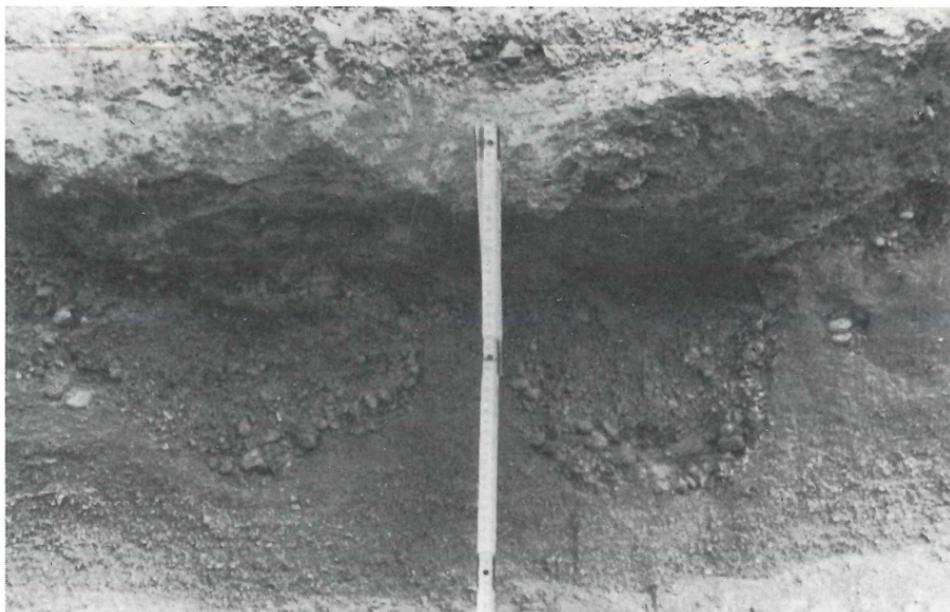


Abb. 22: Zwei kleine Rinnen. Am Rinnenboden sind die größten Gerölle konzentriert. Grube Eckelsheim. Länge des Maßstabs ca. 50 cm.

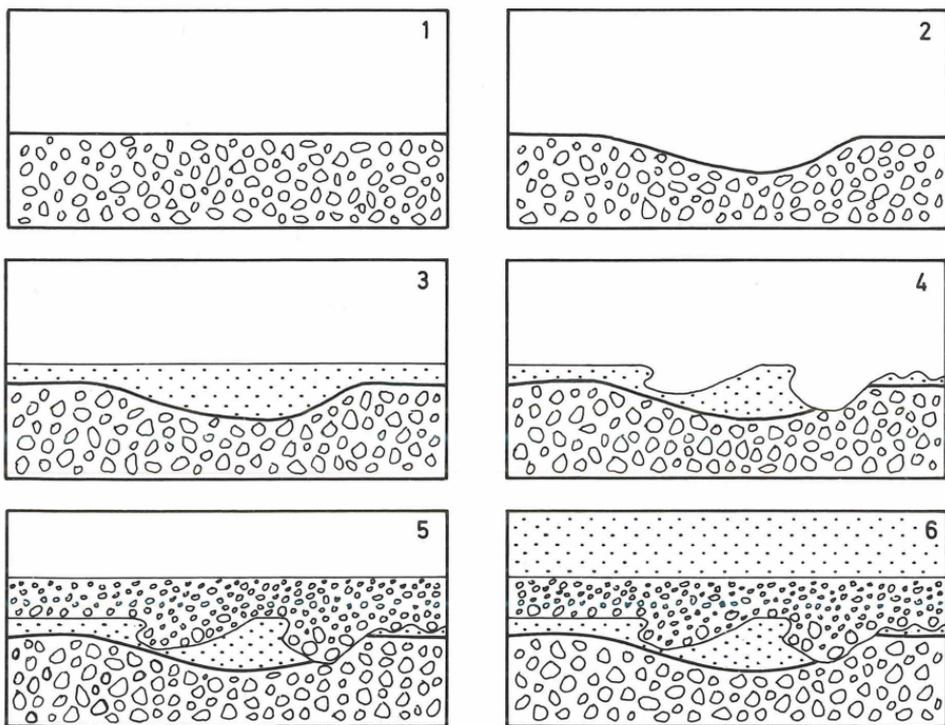


Abb. 23: Entwicklungsphasen der großen Rinne an der NE-Wand der Grube Eckelsheim. Nähere Erläuterungen s. Text.

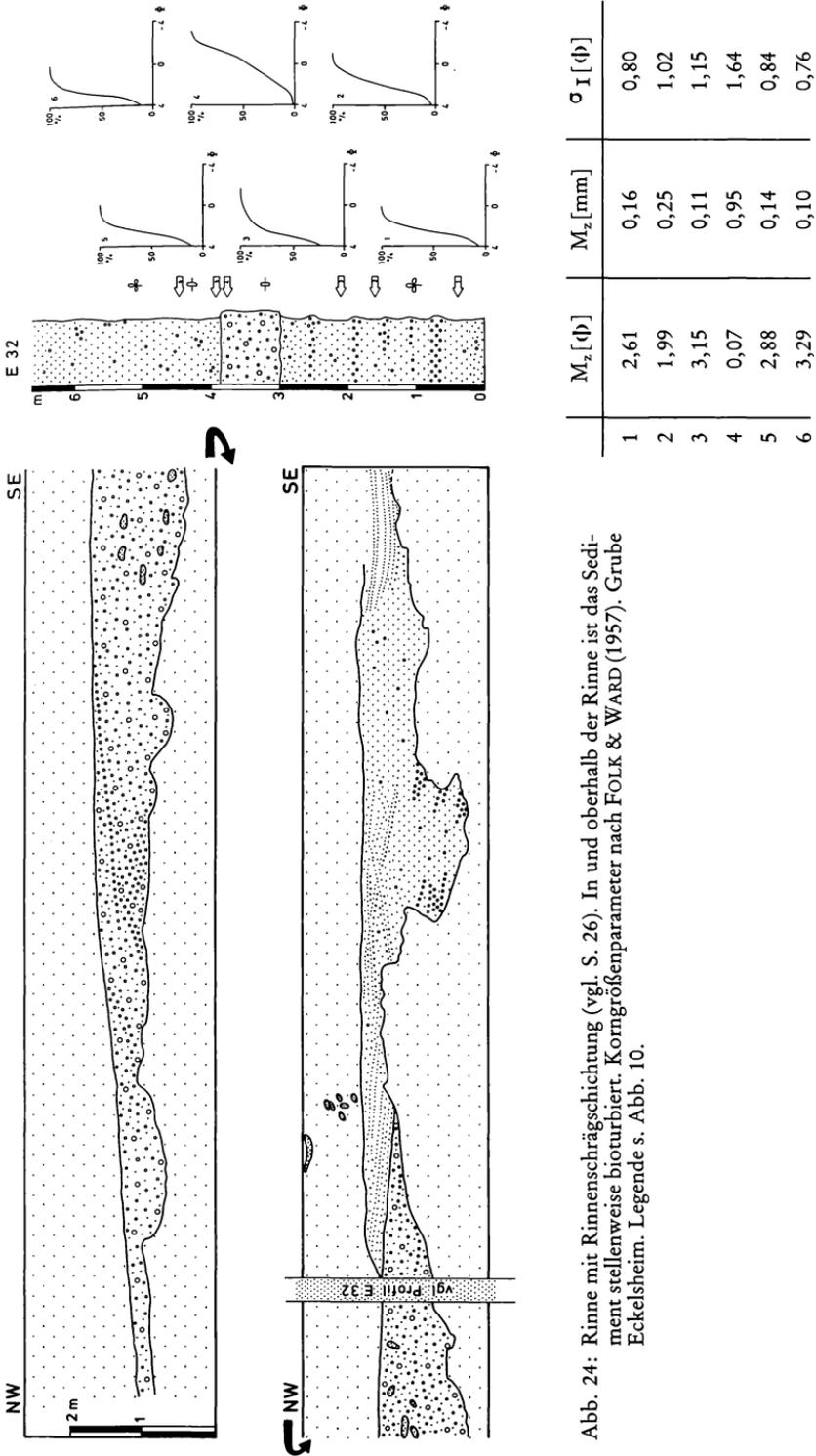


Abb. 24: Rinne mit Rinnenschrägschichtung (vgl. S. 26). In und oberhalb der Rinne ist das Sediment stellenweise bioturbiert. Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957). Grube Eckelsheim. Legende s. Abb. 10.

Kolkinnen (gutter casts) bilden sich unter Wasserbedeckung als Folge starker Strömung hinter Hindernissen. Die Rinnen sind nur wenige Dezimeter tief, selten über einen Meter breit und besitzen eine Längserstreckung von nur wenigen Metern. Am Beginn einer Kolkrinne entsteht um das Hindernis herum ein Kolktopf, der sich stromabwärts in eine allmählich verflachende Rinne fortsetzt. Sie bildet sich in bindigen Sedimenten mit steilen Wänden und einem Breiten/Tiefen-Verhältnis von 3 : 1, im Sand ist ihr Querschnitt dagegen sehr flach (AIGNER & FUTTERER 1978).

Die sehr kleinen, relativ seltenen Erosionsrinnen von Eckelsheim mit einer Breite von ca. 20 cm können eventuell Kolkinnen darstellen. Obwohl im kiesigen Sand gebildet, besitzen sie ein Breiten/Tiefen-Verhältnis von 1 : 1 bis 2 : 1. Bei diesen Rinnen kann es sich aber ebenso um die Anfänge von Prielen handeln, die in senkrechten Anschnitten nur schwer von Kolkinnen zu unterscheiden sind (vgl. HÄNTZSCHEL & REINECK 1968: 13, 34 ff.).

Im Gegensatz zu Prielen sind fossile Rippstromrinnen bisher wenig untersucht worden. Sie entstehen an hochenergetischen Küsten und sind auf das dort entwickelte, küstennahe Strömungssystem zurückzuführen (Abb. 25). Die vom Strand zurückflutenden und von den Wellen aufgestauten Wassermassen sammeln sich in kleinen, küstenparallel verlaufenden Rinnen als Küstenlängsströmung. Nach einigen zehn oder hundert Metern biegt sie in die schräg zum Strand verlaufende Rippströmung um und durchbricht die Brandungszone (DIETRICH et al. 1975: 364; REINECK & SINGH 1980: 347 f., 368). An

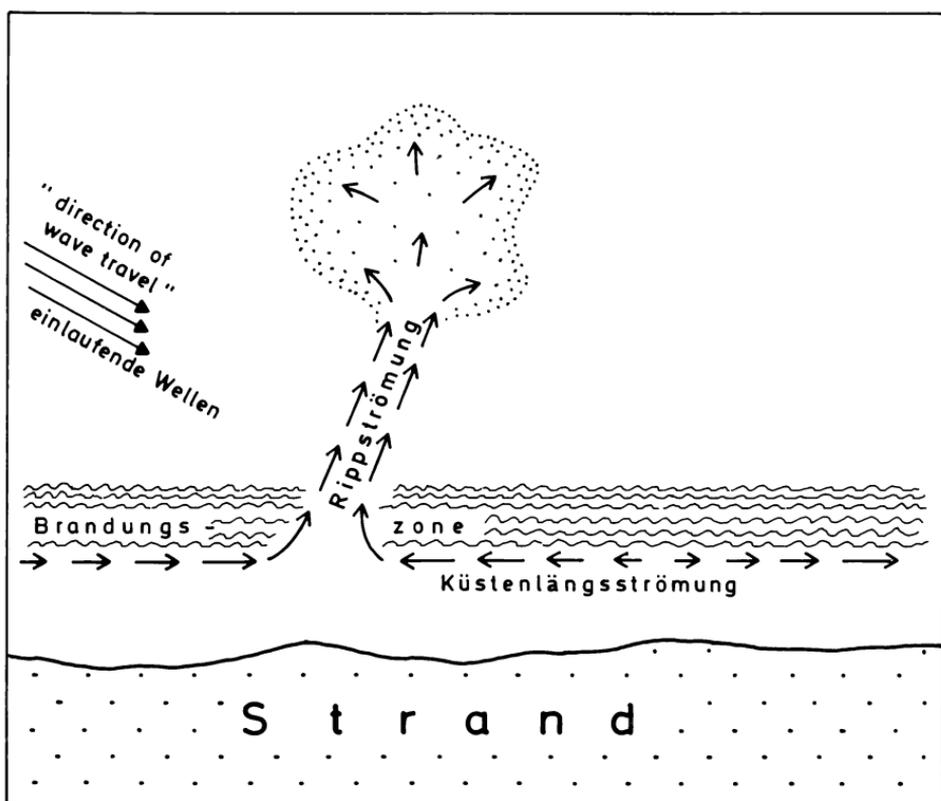


Abb. 25: Oberflächenströmungen in Strandnähe bei Brandung (umgezeichnet nach DIETRICH et al. 1975: Abb. 8.31).

dieser Stelle ist die Strömung, die außerordentlich hohe Geschwindigkeiten (über 10 m/sec; vgl. DRAPER 1968: 951) erreicht, auf 10–30 m eingengt, so daß eine 1–3 m tiefe und 25–100 m lange Rinne erodiert werden kann. Zwar läßt die Geschwindigkeit hinter der Brandungszone schnell nach, doch ist die Strömung auch noch weit entfernt vom Strand und in Wassertiefen von 20 m wirksam. Die Stärke der Rippströmung ist von vielen Faktoren wie der Wellenhöhe, Strandmorphologie, Windstärke u. a. abhängig. Rippstromrinnen sind am besten nach hochenergetischen Ereignissen wie Stürmen entwickelt (COOK 1970: 173 ff., 184) und treten deshalb häufig im Zusammenhang mit Sturmflutablagerungen auf (SEILACHER 1982: 346 f.; VOS & HOBDAV 1977).

VOS & HOBDAV (1977) beschreiben spätpaläozoische Strandsedimente mit Rippstromablagerungen, die sich durch mittel- bis großdimensionale, trogförmige Schrägschichtung innerhalb von linsenförmigen Einheiten mit erosiver Basis auszeichnen. Diese Merkmale sind bei den Rinnen in der Grube Eckelsheim nicht ausgebildet.

Ein typisches Merkmal für Gezeitenrinnen ist die longitudinale Schrägschichtung, die durch das Mäandrieren der Rinne auf dem flach geneigten Watt entsteht. An der Basis der schrägschichteten Einheiten ist grobes Material, wie z. B. Gerölle oder Schalen ange-reichert. Diese Lage stellt den ehemaligen Rinnenboden dar, der bei der seitlichen Ver-lagerung des Gleithanges überdeckt wurde. Am Gleithang selber treten häufig Rutschungen, Dehnungsrisse und Wickeltexturen (convolute bedding) auf. Typisch sind auch bipolare Strömungsgefüge. Die Rinnen selber verzweigen sich im landnahen Bereich in zahlreiche kleine Priele und Wasserläufe (REINECK 1958; REINECK & SINGH 1980: 71 f., 104 f., 434 ff.).

Die großen Rinnen in Eckelsheim zeigen weder longitudinale Schrägschichtung noch Rutschungen an den Hängen. Rinnensohlen-Pflaster, die sich seitlich der Rinne fortsetzen, sind nicht entwickelt. Die Rinnen verlagerten sich also nicht kontinuierlich. Damit fehlen den Erosionsrinnen von Eckelsheim ein wichtiges kennzeichnendes Merkmal von Prie-len. Allerdings kommt es nur bei schwachem Gefälle zum Mäandrieren der Wasser-rinnen.

Ein sehr steiler Strandhang mit grobem Sediment wie er in Eckelsheim entwickelt ist, kann eine laterale Verlagerung durchaus unterbunden haben. Die intensiven Umlage-rungserscheinungen und die Abfolge mehrerer kleiner und großer Rinnen neben- und übereinander (vgl. auch NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE 1978) deuten auf häufiges Wechseln zwischen Sedimentations- und Erosionsphasen, wie es für das Gezeitenmilieu typisch ist. Aus diesem Grund erscheint es am wahrscheinlichsten, die Rinnen als Hin-weis für den Auftauchbereich zu werten.

2.4 Rutschungen

Im Frühjahr 1980 war kurze Zeit im Liegenden eines Rinnensystems eine Rutschung aufgeschlossen. Über einem mächtigen Geröllhorizont folgt eine Sandschicht, deren Basis beckenwärts mit etwa 12° und deren Top mit etwa 23° einfällt. Ein Teil dieses Hori-zontes ist auf den Geröllen im Liegenden etwa 2 m als Block hangabwärts gerutscht. Innerhalb dieses Paketes sind weder Störungen noch Deformationsgefüge zu erkennen. Die entstandene Lücke wurde durch die Gerölle der hangenden Kies-Schicht verfüllt. Sie war zum Zeitpunkt der Rutschung schon teilweise abgelagert, da in dem Spalt keine hori-zontale Schichtung, sondern ein randparalleles Einregelungsgefüge entwickelt ist (Abb. 26).

Auf diese Weise entstandene, verfüllte Spalten können nach STRAUCH (1966: 274 f.) auch als Sedimentgänge bezeichnet werden. Die von ihm aufgeführten Beispiele haben allerdings wesentlich größere Dimensionen.

Subaquatische Rutschungen wurden in neuester Zeit von SCHWARZ (1982) untersucht. Sie treten bevorzugt in Ablagerungsräumen mit steiler Morphologie und hohen Sedimentationsraten auf und können u. a. durch Erdbeben, Sturmwellen, Erosion am Hangfuß und Trockenfallen des Sedimentstoßes ausgelöst werden (MILLS 1983: 95 ff.; SCHWARZ 1982: 7 ff.). Letzteres ist im flachmarinen Ablagerungsraum, vor allem im Watt, von Bedeutung. Dort rutschen bei Ebbe an den übersteilen Gleithängen (10° und mehr) der Gezeitenrinnen die Schichtstöße unter der eigenen Last gravitativ ab (REINECK 1958: 77, Abb. 1, 3).

Die steile Hangneigung, die durch das Vorwachsen des Strandprofiles noch vergrößert wurde und hohe Sedimentationsraten dürften bei der Rutschung in der Grube Eckelsheim die wichtigste Rolle gespielt haben. Ob weiteren auslösenden Faktoren eine Bedeutung zukommt, läßt sich bei fossilen Vorkommen in der Regel nicht mehr feststellen. Auffallend ist jedoch, daß die Rutschung nicht im Zusammenhang mit Rinnen auftritt.

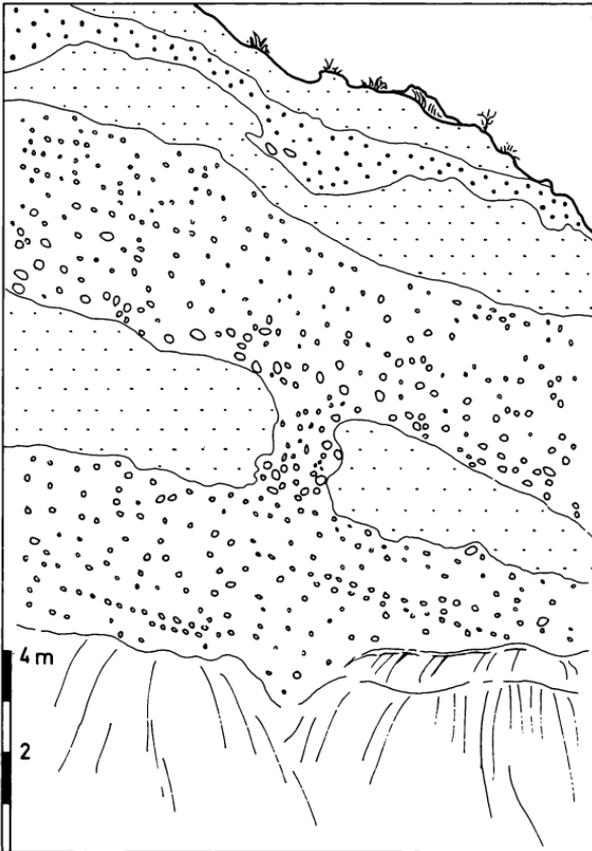


Abb. 26: Rutschung. In dem im Hangenden aufgeschlossenen Rinnensystem sind die Wände z. T. unterhöhlt. Einige Sandgerölle kommen nur am Rinnenboden vor. Im Liegenden ist die Rutschung aufgeschlossen (vgl. Text). Grube Eckelsheim.

2.5. Entwässerungsstrukturen (pillar structures)

Zu den auffälligsten Gefügemerkmalen im Unteren Meeressand der Grube Eckelsheim gehören kegelförmige, mit gut gerundeten Geröllen verfüllte Entwässerungsstrukturen. Sie sind auf einen Horizont im NE-Teil der Grube Eckelsheim beschränkt.

Die Abb. 27 zeigt zwei typische Profile: über einer mächtigen, im oberen Teil der undeutlich invers gradierten, fossilreichen Sandschicht folgt eine kiesige Steinschicht mit gut gerundeten Geröllen, deren a-Achse bis 10 cm erreichen kann (Zurundungs- und Formwerte s. Tab. 2; Probe E 30, die aus diesem Horizont stammt). Der Geröllhorizont wird von mächtigen Fein- bis Mittelsanden, denen Kalksandsteinbänke eingeschaltet sind, mit scharfer Grenze überlagert.

Aus den beiden Sandhorizonten wurden in verschiedenen Niveaus Proben zur Korngrößenuntersuchung entnommen. Die Summenkurven zeigen für den unteren und mittleren Teil des Profils einen nach FOLK (1966) schlecht sortierten Sand mit sehr geringem Kiesanteil und mit einem Ton/Siltgehalt zwischen 6 und 15 %. Im oberen Abschnitt des Horizontes ist dem Sediment, einem kiesigen Sand bis Kiessand, wesentlich weniger siltig-toniges Material beigemischt, und die Sortierung wird zum Hangenden merklich schlechter (sehr schlecht sortiert) (Abb. 28, 29). Die Probe aus dem oberen Sandhorizont ist bei höherem Anteil $< 63 \mu\text{m}$ wiederum besser sortiert.

Die Strukturen finden sich ausschließlich an der Grenze zwischen dem Geröllhorizont und der liegenden Sandschicht, dort aber regelmäßig und sehr häufig (ca. 20 auf etwa 30 m). Sie verlaufen meist senkrecht zur Schichtfläche, reichen bis zu 1 m in die Sandschicht und besitzen im Vertikalanschnitt einen auffallend regelmäßigen, kegelförmigen Umriß mit einem oberen Durchmesser um 10–20 cm (Abb. 30, 31).

Untergeordnet treten außerdem auch längliche, schräg zur Schichtfläche verlaufende Strukturen auf. Sie bestehen alle grundsätzlich aus den Geröllen des überlagernden Kies-Horizontes und heben sich dadurch von dem kiesigen Sand deutlich ab (Abb. 32, 33). Häufig weist der obere Teil des Kegels eine trompetenförmige Erweiterung auf, in der ein deutliches, internes Anlagerungsgefüge zu erkennen ist (Abb. 34). Im tieferen Teil sind vor allem entlang der äußeren Begrenzung Molluskenschalen und Rhyolithgerölle senkrecht und randparallel orientiert. Die größten Gerölle befinden sich in der Mitte der Kegel, während seitlich kleinere konzentriert sind. Im Querschnitt sind die Strukturen rundlich bis elliptisch, selten unregelmäßig gelappt. Der die Kegel umgebende, kiesige Sand zeigt bis auf die undeutliche Gradierung keine Sedimentstrukturen.

Die Basis des hangenden Sandhorizontes verläuft bis auf eine Ausnahme, bei der der Sand als etwa rechteckig begrenzter Vorsprung in die Kies-Schicht eingedrungen ist, geradlinig (Abb. 35). Der Geröllhorizont fällt mit etwa 10° beckenwärts ein. Die kontinuierliche Zunahme des Kies- und Steinanteils im liegenden, sandigen Horizont deutet auf eine stete Erhöhung des Energieniveaus, hervorgerufen etwa durch die Verflachung des Sedimentationsraumes.

Große kegelförmige Strukturen dieser oder ähnlicher Art fanden in der sedimentologischen und ichnologischen Literatur weite Beachtung. Häufig ist die Entscheidung, ob sie organischen oder anorganischen Ursprungs sind, schwer zu treffen, da bestimmte

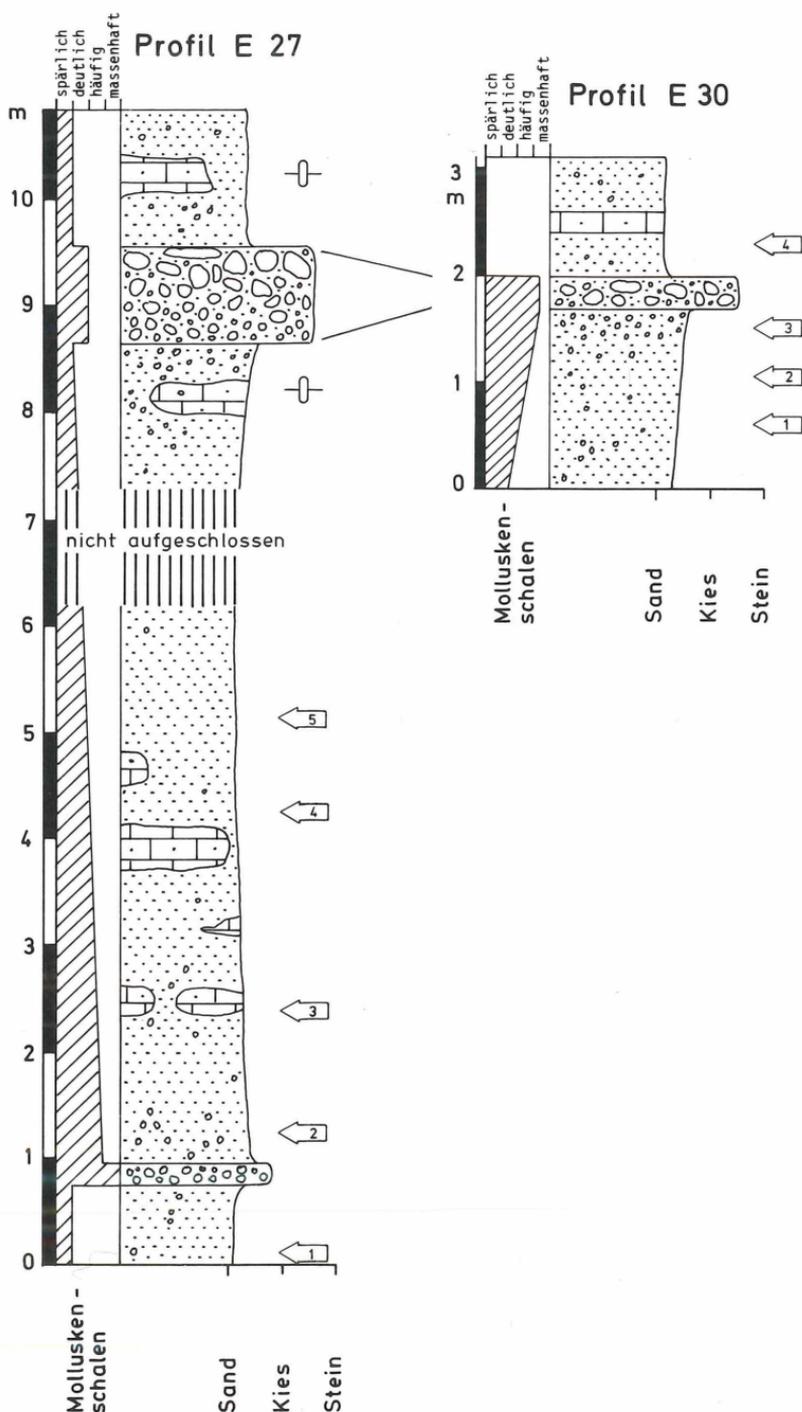


Abb. 27: Profile E 27 und E 30. Die Entwässerungsstrukturen treten nur an der Basis des oberen Geröllhorizontes auf. Kornsummenkurven und Korngrößenparameter s. Abb. 28, 29. Grube Eckelsheim. Legende s. Abb. 10.

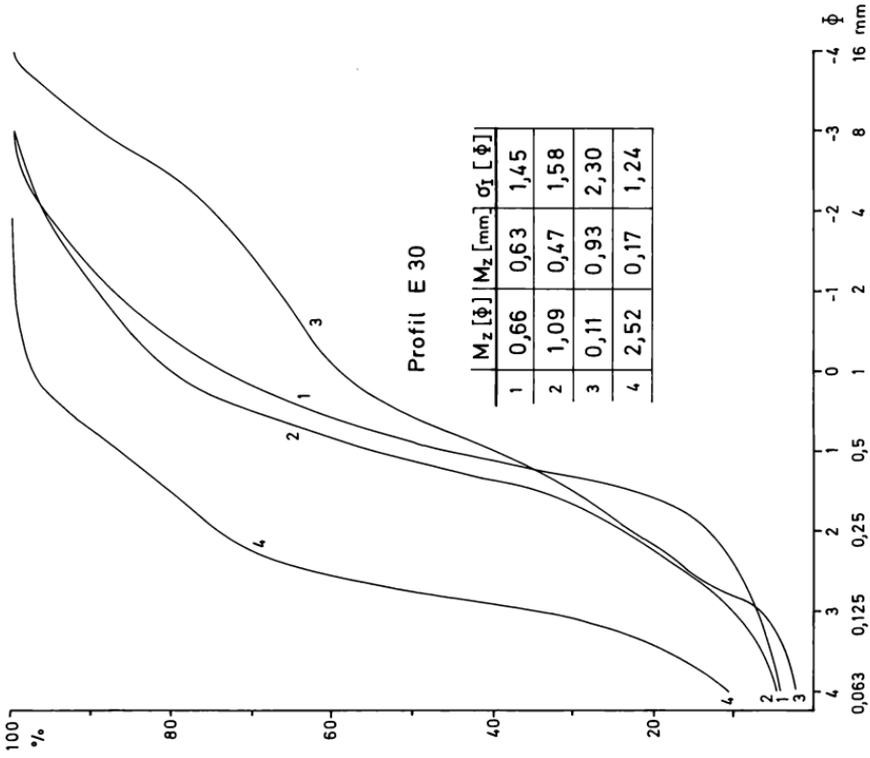


Abb. 29: Kornsummenkurven und Korngrößenparameter der Proben aus Profil E 30. Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957).

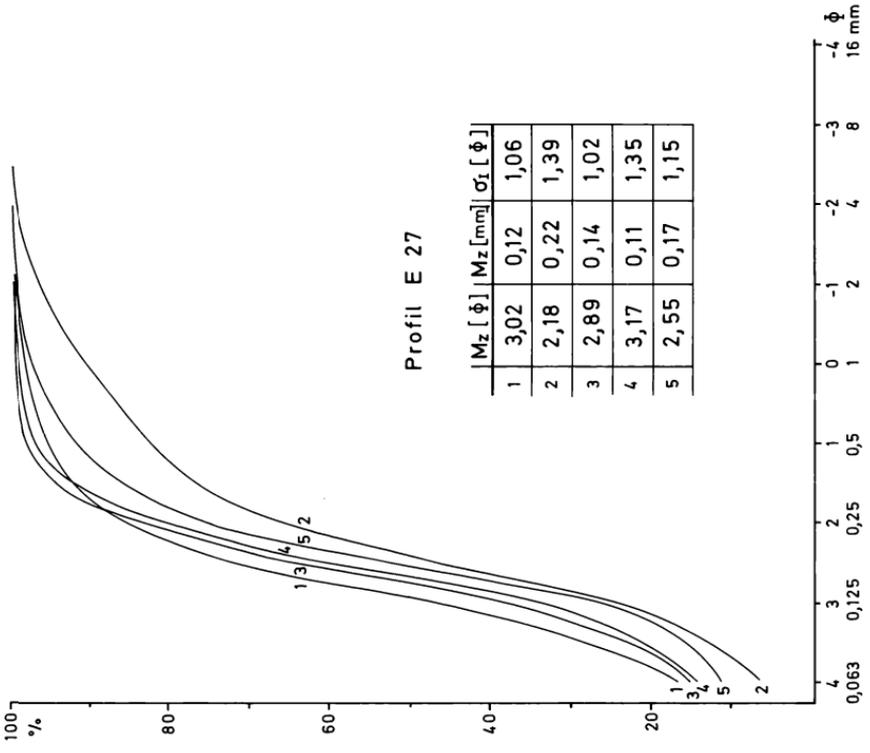


Abb. 28: Kornsummenkurven und Korngrößenparameter der Proben aus Profil E 27. Korngrößenparameter nach FOLK & WARD (1957).



Abb. 30a: Senkrecht zur Schichtung verlaufende Entwässerungsstrukturen. Die Struktur neben dem Metermaß kann als „pocket“ angesprochen werden (vgl. POSTMA 1983: Abb. 7 B). Grube Eckelsheim.

Lebensspuren Sedimenttexturen verschiedenster Ursachen oft sehr ähneln (BOYD 1975: 70 ff.; BROMLEY et al. 1975; CURRAN & FREY 1977: 142 f.; u. a.). Die folgenden Deutungsmöglichkeiten bieten sich an:

a) Lebensspuren

Große V-förmige Bauten können von verschiedenen Organismen erzeugt werden.

Schon mehrfach wurden die Fluchtspuren von Actiniern (Actiniaria, Hexacorallia, Anthozoa) (z. B. SHINN 1968) beschrieben.

Einige Seeanemonenarten graben sich bis zu den Tentakeln in das Sediment ein. Sie bevorzugen Bewegtwasser-Gebiete, wo es häufig zur Sedimentverlagerung kommt. Sobald die Tiere bei hohen Sedimentationsraten überschüttet werden, durchstoßen sie das überlagernde Sediment und erzeugen dabei eine charakteristische Struktur, bei der die Laminae beiderseits des Baues scharf nach unten abknicken und so wie zahlreiche ineinandergeschachtelte Kegel erscheinen. Wengleich recente Actinier-Fluchtspuren nur einen Durchmesser von 3,5 cm erreichen, gelten Seeanemonen auch als Verursacher wesentlich größerer (bis mehrere Meter Länge) aber sonst völlig gleicher Strukturen pleistozänen Alters (CURRAN & FREY in BROMLEY et al. 1975: 370 f., Abb. 16.12–16.13; vgl. aber CURRAN & FREY 1977: 142 f., Taf. 1 a; PLINT 1983 a: Abb. 6).

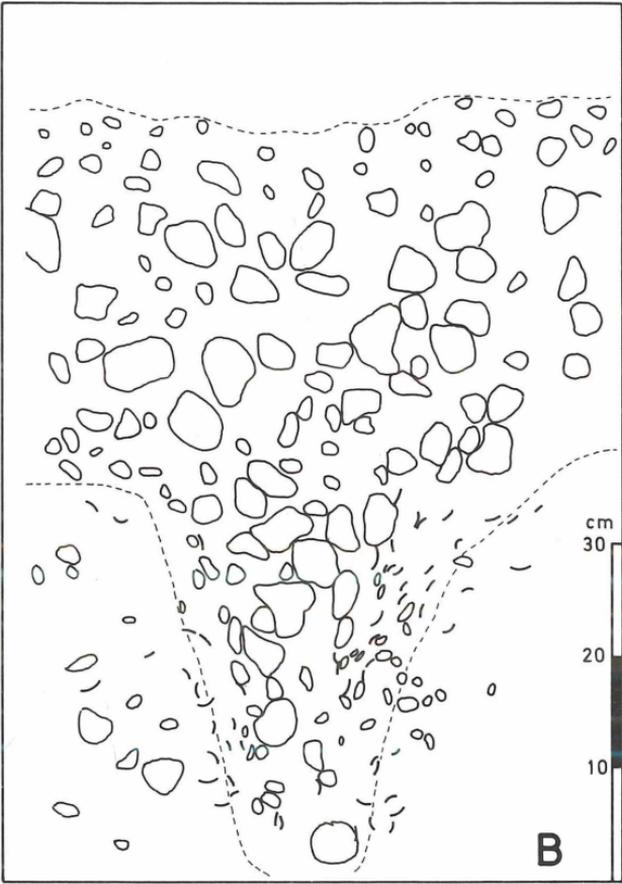
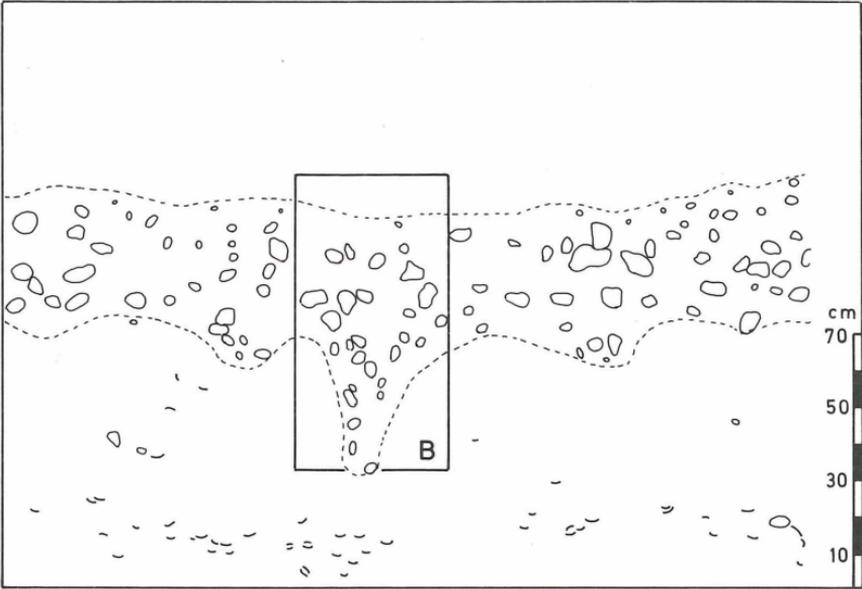


Abb. 30b: Der obere Teil stellt die Skizze zum Foto auf S. 42 dar.

Auf Fluchtspuren von Actiniern lassen sich die Strukturen von Eckelsheim aus mehreren Gründen nicht zurückführen: sowohl die recenten als auch die fossilen Spuren sind im Verhältnis zur Länge wesentlich schlanker, und es fehlt ihnen die obere, trichterförmige Erweiterung. Auch stellt ein so grober Geröllhorizont für Seeanemonen im Gegensatz zu sandigem Material sicherlich eine undurchdringbare Grenze dar, was zum sofortigen Absterben der Tiere führen muß.

Als Folge intensiver Bioturbation durch Krebse (recent etwa *Callianassa*) können zylindrische oder konische Strukturen durch das Einbrechen hangender Schichten über den Bauten entstehen. Dabei knicken die Schichtflächen über dem ehemaligen Hohlraum plötzlich U- oder V-förmig nach unten ab und bilden ineinandergeschachtelte, zum Hangenden an Größe und Deutlichkeit abnehmende Trichter. Sie können eine Vertikalerstreckung von über einem Meter erreichen und erinnern sehr an die oben beschriebenen Fluchtspuren von Actiniern. Diese Strukturen sind von recenten und meso- bis känozoischen Strandablagerungen bekannt (CURRAN & FREY 1977: 142, Taf. 1 C; FREY, HOWARD & PRYOR 1978: 212, Taf. 7 E, 8 G, 9 A-D).

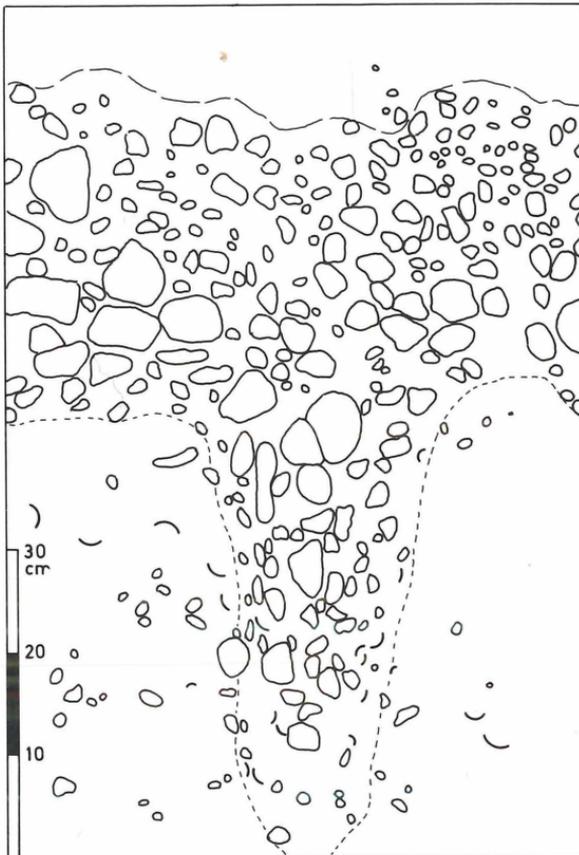


Abb. 31: Senkrecht zur Schichtung verlaufende Entwässerungsstruktur. Zum Teil sind die Gerölle und Molluskenschalen randparallel eingeregelt. Grube Eckelsheim.

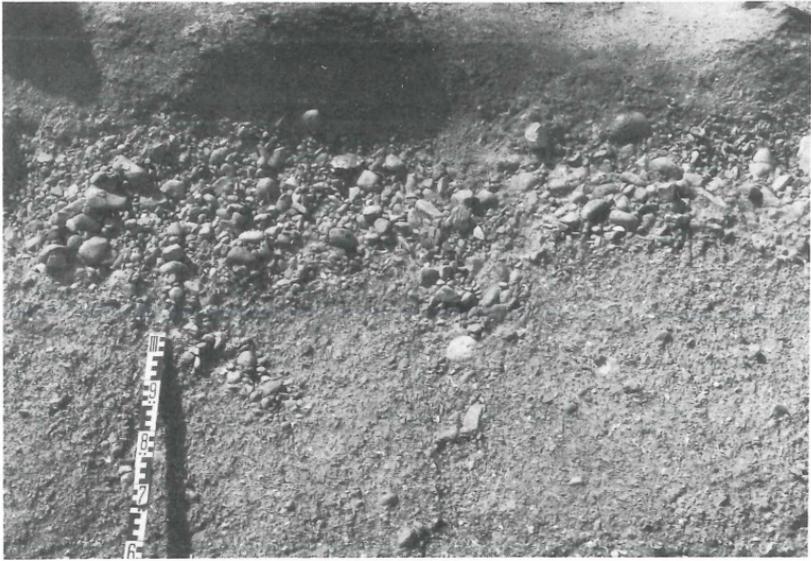


Abb. 32a: Schräg zur Schichtung verlaufende Entwässerungsstruktur (vgl. POSTMA 1983: Abb. 5, 7 D). Grube Eckelsheim.

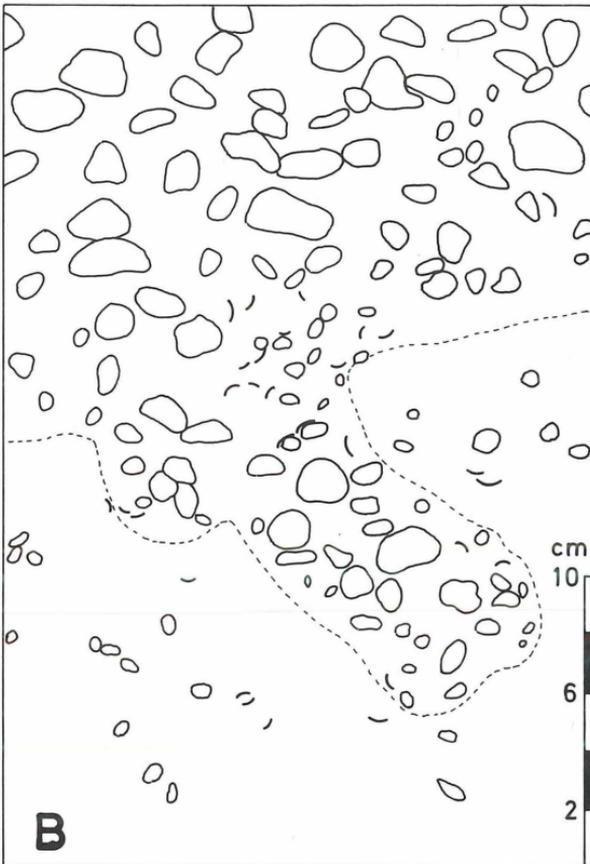
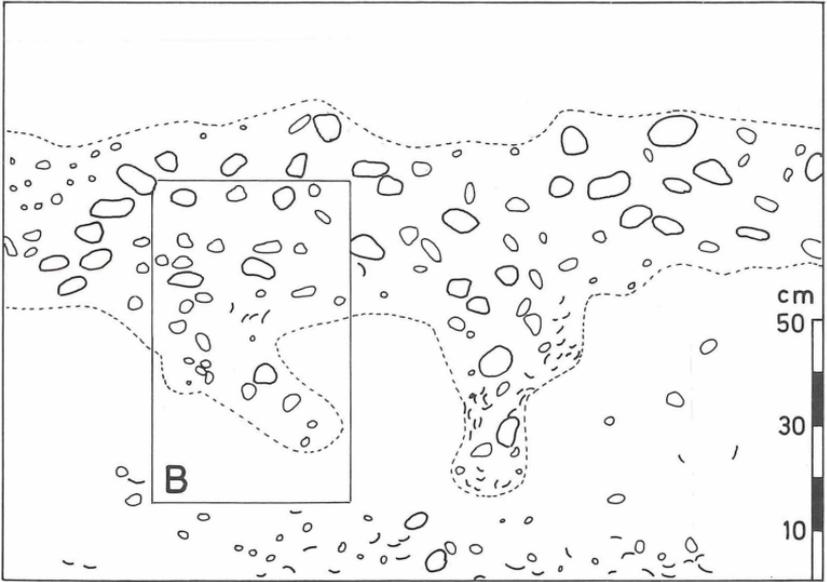


Abb. 32b: Skizzen zu den Fotos auf S. 45.

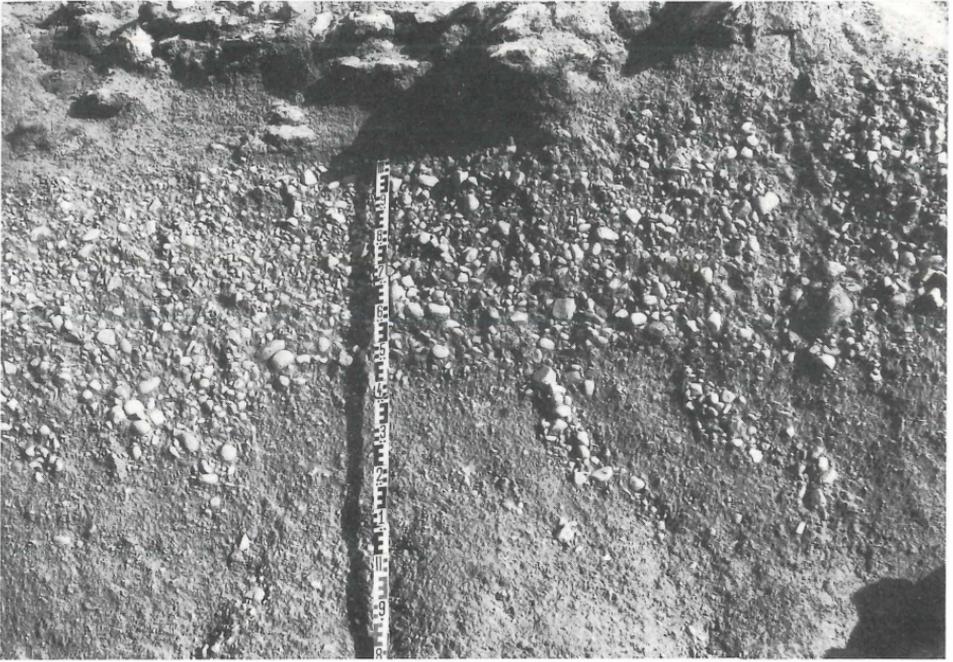


Abb. 33a: Schräg zur Schichtfläche verlaufende Entwässerungsstruktur. Grube Eckelsheim. Länge des Maßstabs beim Foto 2,25 m. Skizze zu dem Foto s. unten.

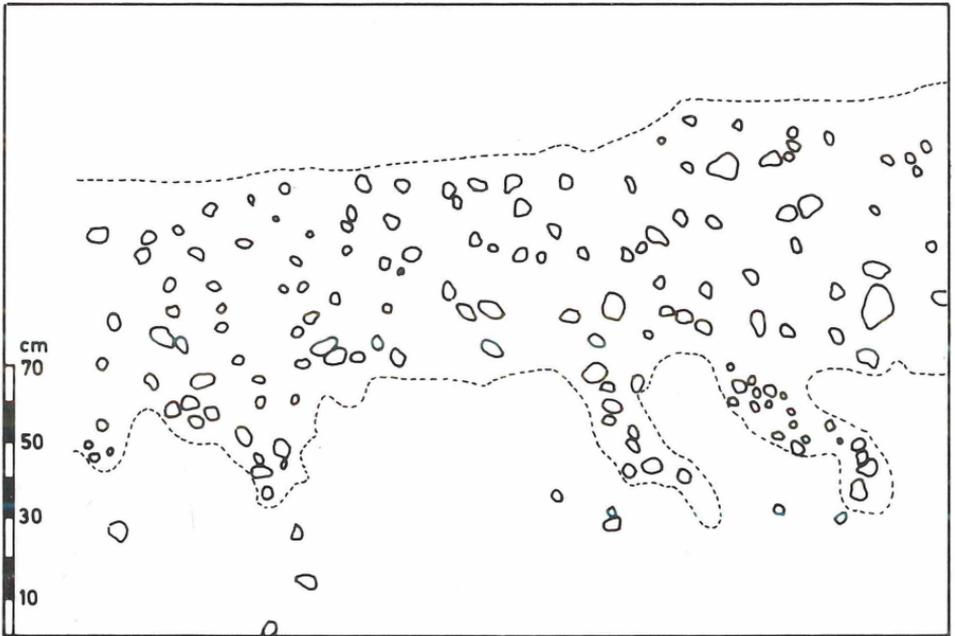
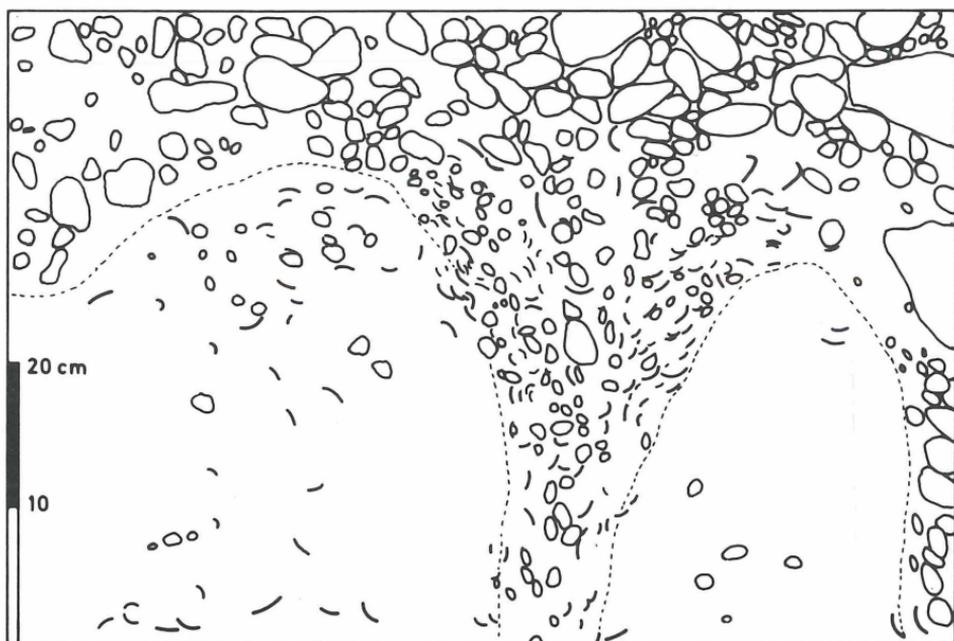


Abb. 33b: Skizze zu Abb. 33a.



▲
Abb. 34:
Kegelförmige Entwässerungsstruktur mit deutlicher randparalleler Einregulierung der Molluskenschalen (vgl. POSTMA 1983: Abb. 7 C). Grube Eckelsheim.

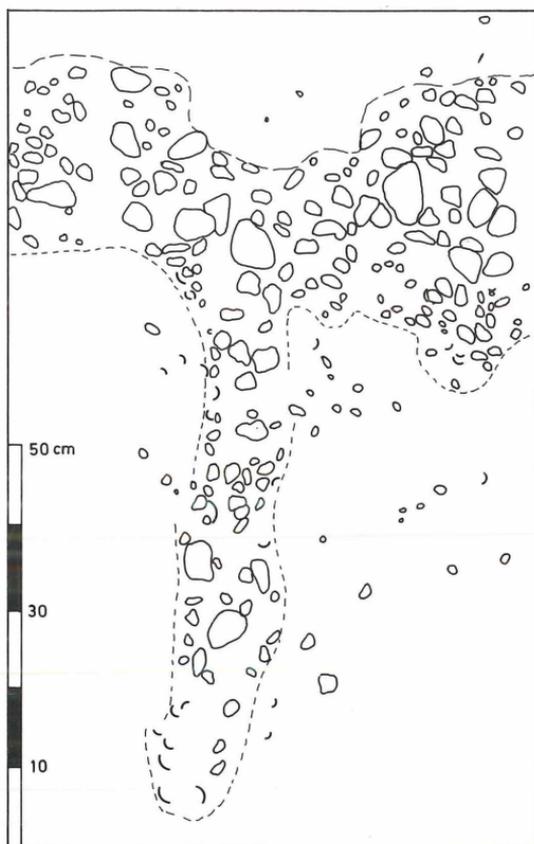


Abb. 35:
Der hangende Sandhorizont ist über der Entwässerungsstruktur taschenförmig in den Geröllhorizont eingedrungen. Grube Eckelsheim.

Gegen diese Bildungsweise spricht bei dem Eckelsheimer Vorkommen, daß nur die Gerölle aus dem Hangenden in die Sandschicht eingedrungen sind (während letztere völlig ungestört ist) sowie die trichterförmige Erweiterung im oberen Kegelabschnitt. Auch fehlen im liegenden Sandhorizont alle Anzeichen für Bioturbation.

Aufgrund der Größe der Strukturen in Eckelsheim kommen als Verursacher sicherlich auch Vertebraten in Betracht, über deren Tätigkeit im bzw. auf dem Sediment im Gegensatz zur Invertebraten-Ichnologie bisher allerdings nur wenig bekannt ist. Im marinen Milieu sind so große Strukturen am ehesten auf Fische zu beziehen. Vor allem unter den Knochenfischen finden sich viele grabende Vertreter. So können sich u. a. bestimmte Meeraale (Ophichthidae, Echilidae) innerhalb kürzester Zeit bis zu einem Meter tief eingraben. Untersuchungen über die dabei entstehenden Sedimentstrukturen liegen bis jetzt noch nicht vor. Eine Gruppe der Knorpelfische, die Dasyatidae, hinterläßt bei der Nahrungssuche tiefe, steilwandige, zylindrische Gruben im Sediment (vgl. HOWARD, MAYOU & HEARD 1977: Abb. 3). Sie entstehen dadurch, daß der Fisch, dicht über dem Boden liegend, Wasser aus Maul oder Kiemen kräftig ausstößt, wodurch das Sediment aufgewühlt und die Infauna, die Nahrungsquelle der Rochen, freigespült wird (GREGORY, M. R. et al. 1979). Die dabei entstehenden, charakteristischen Vertiefungen wurden fossil bereits aus dem Pleistozän und der Kreide beschrieben (HOWARD, MAYOU & HEARD 1977; KAMOLA 1984).

Von den Strukturen in der Grube Eckelsheim unterscheiden sie sich durch einen größeren oberen Durchmesser und die geringere Tiefe. Sicherlich würden die im wassergesättigten Sediment unverfestigten Wände der kegelförmigen Vertiefungen beim Auftragen einer Geröllschicht auch zusammenbrechen und sind in einem hochenergetischen Milieu mit globklastischer Sedimentation wohl nicht erhaltungsfähig.

Sehr ähnliche V- bis U-förmige Strukturen entstehen im Watt auch bei der Erosion schon vorhandener Vertiefungen, wie sie etwa von Vögeln bei der Nahrungssuche verursacht werden. Die steilen Wände können später durch Algenmatten stabilisiert werden und sind bei anschließender, feinklastischer Sedimentation erhaltungsfähig. Auf diese Bildungsweise führt RAVEN (1983) große Deformationsstrukturen in holozänen Gezeitenablagerungen der Nordsee zurück.

Da in Eckelsheim auch schräg zur Schichtung verlaufende, geröllgefüllte Trichter auftreten, die meistens sehr tief in das Sediment hinabreichen und steile Wände besitzen, muß auch diese Möglichkeit ausgeschlossen werden.

b) Eiskeile

Im Vertikalschnitt können Eiskeile den Strukturen von Eckelsheim fast völlig gleichen (z. B. VANDER MEER & SEMEIJN 1981: Abb. 4). Eiskeile erreichen Tiefen von mehreren Metern, sind mit einem anderen Sediment als dem umgebenden Gestein gefüllt und zeigen ein deutliches internes Einregelungsgefüge. Sie sind charakteristische Bildungen des periglazialen Klimabereiches, doch nicht auf ihn beschränkt.

Die Strukturen von Eckelsheim treten in einem Horizont 10 m und mehr unter der heutigen Oberfläche auf, und das Sediment (Sand- und Geröllfolgen, Kalksandsteinbänke) im Hangenden läßt keinerlei pleistozäne Beeinflussung erkennen. Außerdem bilden Eiskeile Spalten und nicht wie im vorliegenden Fall engumgrenzte Kegel.

c) Trockenrisse

Auch Trockenrisse besitzen im Vertikalschnitt meist einen V-förmigen Umriss. Längserstreckung und Weite können erheblich variieren, liegen meist jedoch im Bereich

einiger Zentimeter. Unter bestimmten Bedingungen erreichen sie jedoch Tiefen von mehreren Metern. Die Bildung solcher großer Trockenrisse wird begünstigt durch mächtige, feinkörnige, homogene Sedimente mit erheblichem Ton- und Siltanteil, wodurch bei Austrocknung die Volumenabnahme gegenüber dem wassergesättigten Sediment bedeutend ist. Recente und fossile, außergewöhnlich tiefe Trockenrisse wurden z. B. von GOLDBERG (1967) aus einem Karbonatschlamm beschrieben, der im trockenen Zustand so kohärent ist, daß selbst bei folgender Wasserbedeckung und leichter Strömung die Trockenrisse erhalten bleiben. Werden die offenen Spalten anschließend verfüllt, so können sie ein anderes Sediment als das umgebende Gestein enthalten (vgl. SIEDLECKA 1978: 280, Abb. 4).

Im Unterschied zu Trockenrissen weisen die Strukturen in Eckelsheim einen im Querschnitt kreisförmigen Umriß auf. Das Sediment ist wegen des geringen Feinkorngehaltes sicherlich nicht genügend raumschwändig um Trockenrisse, vor allem dieser Größe, zu bilden. Außerdem besitzt es selbst im ausgetrockneten Zustand eine so geringe Standfestigkeit, daß die Wände bei stärkerer Strömung zusammenfallen würden. Die bevorzugt vertikale Einregelung der Gerölle läßt sich mit dieser Deutung ebenfalls nicht in Einklang bringen.

d) Strudellöcher

Unter bestimmten Bedingungen können sich auch subaquatisch kegelförmige Vertiefungen von beträchtlicher Tiefe bilden. Zahlreiche Literaturangaben und eine ausführliche Zusammenstellung über die Bildungsmöglichkeiten dieser Strukturen geben DIONNE & LAVERDIERE (1972). Für die vorliegende Fragestellung sind die Auswirkungen von Wasserwirbeln und von submarinen Quellaustritten (s. u.) bedeutsam.

Als Folge entgegengesetzt fließender Strömungen bilden sich entlang ihrer Grenze Wirbel. Solche Verhältnisse finden sich vor allem im hochenergetischen, marinen oder fluviatilen Flachwasserbereich. Die Strudel hinterlassen im nicht konsolidierten, wassergesättigten Sediment zylindrische bis kegelförmige Hohlräume. Durch die hohe Geschwindigkeit der kreisförmigen Wasserbewegung und die daraus resultierende Zentrifugalkraft, die auf die Wände des Strudeloches wirkt und sie dadurch stabilisiert, können sehr tiefe Hohlräume gebildet werden. Beim Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeit werden zuerst die größten Körner an der Wand abgelagert bis zuletzt das feinste Material die Mitte des Strudeloches füllt. Auf diese Weise entsteht eine tiefe, zylindrisch bis kegelförmige, konzentrisch aufgebaute Struktur, deren Begrenzung zusätzlich eine radial verlaufende Striemung aufweisen kann (DIONNE & LAVERDIERE 1972; DORR Jr. & KAUFMANN 1963).

Während Strudellöcher das feinste Material im Zentrum aufweisen, befinden sich bei den Strukturen von Eckelsheim dort die größten Gerölle. Auch zeigt der Geröllhorizont, der schon vor Bildung des Strudeloches abgelagert worden sein müßte, keine Veränderungen. Auch die Häufung zahlreicher Strudellöcher auf engstem Raum scheint unwahrscheinlich.

e) submarine Quellaustritte (spring vents)

Von TANNER (1964) wurden aus kretazischen, küstennahen Sedimenten der USA gehäuft auftretende Sandkörper von über 1 m Länge und mehreren Dezimetern Durchmesser beschrieben, die in einen unterlagernden Tonstein hineinragen. Die konischen Vertiefungen entstanden als Folge von subaquatischen Quellaustritten, währenddessen um die Trichter in einem niedrigerenergetischen Milieu Tontrübe sedimentierte. Nachträglich wurden die Trichter mit Sand verfüllt.

Von diesen Strukturen unterscheiden sich die von Eckelsheim durch den schlankeren, regelmäßigeren Umriss, das deutliche, randliche Einregelungsgefüge und durch das wesentlich gröbere Sediment. Auch ist es zweifelhaft, ob die nicht verfestigten Wände stabil genug sind, um den hohen Strömungsgeschwindigkeiten beim Auftragen der Gerölle standzuhalten.

f) Entwässerungsstrukturen

Am besten lassen sich die geröllgefüllten, kegelförmigen Strukturen von Eckelsheim als Entwässerungsstrukturen erklären.

POSTMA (1983) beschreibt diese Strukturen aus pliozänen, konglomeratischen Deltasedimenten. Es handelt sich um längliche, U- bis V-förmige, bis 1 m lange und 15 cm breite, im oberen Teil gelegentlich fächerförmig verbreiterte Kegel, deren Geröllfüllung im unteren Abschnitt oft senkrechte Einregelung zeigt. Sie verlaufen senkrecht oder schräg zur Schichtfläche, können sich auch verzweigen und werden als „Säulenstrukturen“ (pillar structures LOWE 1975) bezeichnet. Andere Strukturen („Taschenstrukturen“, pocket structures LOWE 1975) haben schüsselförmigen Umriss, sind ebenfalls mit gröberem Material als das sie umgebende Sediment gefüllt und erreichen eine Höhe bzw. Breite von bis zu mehreren Dezimetern. In einigen Fällen weisen sie zusätzlich kleinere Säulenstrukturen auf. Die Strukturen konzentrieren sich auf steil beckenwärts einfallende Folgen und treten sowohl innerhalb der Horizonte als auch an Schichtgrenzen auf. Das umgebende Sediment, geröllführender Silt, kiesig-steiniger Sand und Kies, ist schlecht sortiert.

Säulenstrukturen werden auch von HERM (1969: 36 ff.) aus pliozänen, sandig-kiesigen Sedimenten des marinen Sublitorals im Pliozän von Chile erwähnt. Die trichterförmigen Strukturen mit eingeregeltten Komponenten ragen von einem hangenden Geröllhorizont etwa 50 cm tief in eine unterlagernde Sandschicht hinein.

Ebenfalls sehr ähnlich sind die von PLINT (1983 b) abgebildeten und als Entwässerungsstrukturen gedeuteten, z. T. über 1 m tiefen, im Horizontalanschnitt \pm runden, V-förmigen, Strukturen. Sie sind gehäuft (etwa alle 2–3 m) in sandigen Ästuar-Ablagerungen ausgebildet (Mittel-Eozän von Dorset, England).

Die von HERM (1969) und POSTMA (1983) beschriebenen und abgebildeten Entwässerungsstrukturen stimmen mit denen von Eckelsheim völlig überein. Auch das sie umgebende Sediment entspricht sich weitgehend.

Nach den Angaben von HERM (1969: 36 ff.) gleichen sich sogar die Ablagerungsbedingungen der strandnahen Flachwasserfazies weitgehend: wie auch im W-Teil des Mainzer Beckens waren der Küste zahlreiche Inseln vorgelagert, und große Blöcke, Erosionsrinnen, Schrägschichtung und zeitweilig hohe Ablagerungsraten weisen auf ein wechselhaftes Sedimentationsgeschehen unter turbulenter Wasserbewegung hin.

Die zur Bildung von Entwässerungsstrukturen notwendigen Bedingungen, auslösende Faktoren und der Bildungsmechanismus wurden von LOWE (1975, 1976) und LOWE & LOPICCOLO (1974) umfassend untersucht. Einen zusammenfassenden Überblick gibt MILLS (1983): Die meisten Sedimente konsolidieren allmählich unter weitgehendem Verlust des Porenwassers und unter Kompaktion als Folge zunehmender Versenkung. Unter bestimmten Bedingungen kann die Konsolidierung schon während oder direkt nach der Sedimentation sehr plötzlich und heftig verlaufen. Verbunden ist dies mit dem plötzlichen Austritt überschüssigen Porenwassers und mit der völligen Neuordnung des ursprünglichen Korngefüges. Dabei kommt es häufig zur Bildung von Deformationsstrukturen. Dies kann geschehen durch:

– Durchsickern des Porenwassers zum Hangenden (seepage)

Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung ist hierbei so gering, daß es meist nicht zur Zerstörung des Korngefüges und zur Bildung spezieller Strukturen kommt.

– Liquefaktion (liquefaction)

Hierunter versteht man den plötzlichen Zusammenbruch des Korngefüges, wodurch das ausgepreßte Porenwasser aufwärts strömt und so die einzelnen Körner in der Porenflüssigkeit feinverteilt in der Schwebelage gehalten werden. Das Sediment wird bei nachlassendem Flüssigkeitsstrom an der Basis der verflüssigten Zone abgelagert und bildet ein dicht gepacktes Gefüge. Der viskose Zustand des Sedimentes ermöglicht es, daß es auch durch geringe Wasserbewegungen oder durch einsinkende, dichtere Sedimentpartien zur Bildung charakteristischer Strukturen kommt.

– Fluidisierung (fluidization)

Dieser Zustand stellt sich ein, wenn die Flüssigkeit durch das Sediment nach oben schießt und bei genügend hoher Fließgeschwindigkeit die Körner kurzfristig gegen die Schwerkraft angehoben werden. Auch hierbei wird das vorher korngestützte Gefüge zerstört. Meist ist die Fluidisierung ein kurzfristiger, lokal wirkender Vorgang, der dann nur eng umgrenzte, zylinderförmige Kanäle betrifft, während Liquefaktion auf größere Teile eines Horizontes Auswirkungen hat.

Liquefaktion und Fluidisierung werden durch zahlreiche Faktoren begünstigt. Vor allem die Korngröße spielt eine bedeutende Rolle. Grobsand und kiesige Sedimente besitzen eine hohe Permeabilität, daß die Porenflüssigkeit meist ungehindert entweichen kann. Zusätzlich ist die Reibung zwischen den Körnern zu hoch und diese in der Regel auch zu schwer, um durch den Flüssigkeitsstrom verlagert zu werden. Ton ist ebenfalls ungeeignet, da er schon bei geringer Überdeckung konsolidiert und eine hohe Kohäsion besitzt. Daher finden sich Entwässerungsstrukturen überwiegend in Fein- bis Mittelsand mit Korngrößen zwischen 0,1 und 0,5 mm und einer mittleren Permeabilität. Begünstigend wirkt ferner eine hohe Porosität (Porosität > 43 %; vgl. DOE & DOTT 1980: 798), wie sie beispielsweise in locker gepackten Dünenstränden und schräggeschichteten, marinen Sanden, die unter hohen Sedimentationsraten abgelagert wurden, zu finden sind. Dünne Lagen aus Ton oder organischem Material können ebenfalls einen Einfluß haben, da sich unter ihnen aufsteigendes Wasser staut bis ein so großer Druck aufgebaut ist, der die Lage plötzlich zerreißt und das hangende Sediment durch den eindringenden Wasserstrom partiell fluidisiert.

Die oben genannten Eigenschaften eines Sedimentes begünstigen zwar Liquefaktion und Fluidisierung, reichen hierfür aber noch nicht aus. Äußere, den Vorgang auslösende Ereignisse, müssen hinzukommen. Auch hierfür gibt es eine Vielzahl von Möglichkeiten:

Die am häufigsten genannte Ursache für den Zusammenbruch eines korngestützten, lockeren Gefüges sind Erdbeben. Über die Zusammenhänge zwischen seismischen Ereignissen und heftiger Konsolidierung eines Sedimentes liegen umfangreiche Untersuchungen vor (z. B. HEMPTON & DEWEY 1983; SEED 1968; weitere Literatur siehe LOWE 1975 und POSTMA 1983), da als Folge von Beben häufig der Baugrund liquesziert bzw. fluidisiert wird und es dann zu Erdrutschen oder dem Einstürzen großer, ihrer Gründung beraubter Gebäude kommen kann. Neben der Stärke der Erschütterungen spielt auch ihre Länge eine wichtige Rolle. Kurze und schwache Erdbeben reichen in der Regel nicht aus, um den Prozeß in Gang zu setzen.

Hohe Ablagerungsraten können ebenfalls den Anstoß für plötzliche Konsolidierung des liegenden Sedimentes geben (loading consolidation). Das entweichende, nach oben quellende Porenwasser führt im gerade abgelagerten Sediment zu Liquefaktion und

Fluidisierung. Dieser Vorgang ist besonders dann von großer Bedeutung, wenn mächtige Sandlagen auf weichen, unkonsolidierten Ton sedimentiert werden, der einen besonders hohen Wassergehalt besitzt (bis 80 %).

Wiederholter Porendruckwechsel, bedingt etwa durch brechende Wellen, kann in flachmarinen Sedimenten das Korngefüge von Sand bis in Tiefen von mehreren Metern liqueszieren (SEED & RAHMAN 1978). Insbesondere durch Sturmwellen wird ein Vielfaches des notwendigen Porendruckes aufgebaut. Untersuchungen von recenten, strandnahen Sedimenten mit Entwässerungsstrukturen beweisen die wahrscheinlich erhebliche Bedeutung dieses Mechanismus gerade in flachmarinen Ablagerungen (DALRYMPLE 1979, 1980).

Durch Rutschungen können dünne Tonlagen, unter denen sich Porenwasser mit großem Druck gesammelt hat, zerrissen werden. Die nun nach oben strömende Flüssigkeit fluidisiert in eng umgrenzten Kanälen das überlagernde Sediment.

Die oben genannten Faktoren sind im subaquatischen Ablagerungsraum sicherlich die wesentlichsten, die zur heftig verlaufenden Konsolidierung eines Sedimentes führen. In Dünenstränden, aus denen riesige, auf Liquefaktion zurückzuführende Deformationsstrukturen beschrieben wurden, können Grundwasserspiegel-Schwankungen (DOE & DOTT 1980) oder explosionsartiges Entweichen großer Mengen von Luft, die zwischen Grundwasserspiegel und einem oberen wasserdurchlässigen Horizont eingeschlossen ist, die Ursache sein (GLENNIE & BULLER 1983).

Die meisten Entwässerungsstrukturen wurden bisher aus Ablagerungsräumen mit hohen Sedimentationsraten und Sand/Schlick-Wechselfolgen, wie sie typisch für Deltas und Turbidite sind, beschrieben. Selten sind dagegen die Angaben aus recenten, flachmarinen Ablagerungen, da hier häufige Umlagerung, das Überwiegen von groben Korngrößen gegenüber Silt und die Wühltätigkeit zahlreicher Organismen ungünstige Voraussetzungen schaffen. Auch aus fossilen Sedimenten dieses Sedimentationsraumes sind sie bisher kaum beschrieben (JOHNSON 1977: 389, mit weiteren Literaturangaben).

Meistens handelt es sich bei den beschriebenen Entwässerungsstrukturen um Sedimentgänge (z. B. STRAUCH 1966), Sand- und Schlammvulkane (z. B. JOHNSON 1977), Gekröseschichten (contorted bedding) oder „dish-structures“ (Überblick bei REINECK & SINGH 1980).

Seltener, dann fast ausschließlich aus Fein- und Mittelsanden, wurden dagegen die Säulen- und Taschenstrukturen beschrieben. Eine der wenigen detaillierten Untersuchungen über diese Entwässerungsstrukturen in Kiesen wurde von POSTMA (1983) durchgeführt. In Übereinstimmung mit diesen Ergebnissen und denen von LOWE (1975), LOWE & LOPICCOLO (1974) und PLINT (1983 b) kann man sich die Entstehung der Entwässerungsstrukturen von Eckelsheim folgendermaßen vorstellen: Nach Sedimentation des liegenden Sandhorizontes wurde die Geröllschicht, eventuell in sehr kurzer Zeit, aufgetragen. Das relativ starke Einfallen läßt vermuten, daß das Sediment locker gepackt und die Porosität relativ hoch war. Zumindest in einem Fall ist auch der hangende Sandhorizont von der Deformation mitbetroffen. Daher kam es vermutlich erst nach dessen Ablagerung zur Konsolidierung des Sandes im Liegenden. Damit einhergehend strömte das Porenwasser durch eng begrenzte Trichter, in denen es zur Fluidisierung kam, nach oben ab. Als Folge sanken die Gerölle an dieser Stelle tief in das viskos reagierende Sediment ein (vgl. JOHNSON 1977: 401; LOWE 1975: 180; POSTMA 1983: 101). Dieser Vorgang wird durch die Dichteunterschiede zwischen Geröll- und Sandhorizont begünstigt (sogenannte sedimentäre b-a-Systeme, vgl. ANKETELL, CEGŁA & DŻUŁYŃSKI 1970). Durch die Abwärtsbewegung regeln sich vor allem in den Randpartien die Gerölle und

Muschelschalen senkrecht ein. Die fächerförmige Erweiterung im oberen Teil einiger der Strukturen hängt wohl direkt mit der Fließbewegung des austretenden Wassers zusammen.

Die V-förmigen Säulenstrukturen sind wegen ihrer großen Ähnlichkeit mit den „type B pillars“ (LOWE 1975: 169, 173, Abb. 6 b, c), die unabhängig von „dish-structures“ auftreten, wohl auf lokale Fluidisierung zurückzuführen (vgl. auch POSTMA 1983: 101; PLINT 1983 b: 531 ff.).

Durch welches Ereignis die plötzliche Konsolidierung ausgelöst wurde, ist schwer zu entscheiden. Sicherlich mußten für die Entstehung der Entwässerungsstrukturen ganz bestimmte Voraussetzungen zusammentreffen, die während der Ablagerung des Unteren Meeressandes von Eckelsheim nur sehr selten erfüllt wurden, da die Strukturen nicht regellos im Profil verteilt auftreten, sondern sich bisher auf ein Niveau beschränken, dort dann aber sehr häufig sind. Auch HERM (1969: 39) und POSTMA (1983) heben die Horizontgebundenheit bzw. die Häufigkeit (PLINT 1983 b: 531) hervor. Dies ist damit zu erklären, daß sandig-kiesiges Material nur sehr schwer zu liqueszierien bzw. fluidisieren ist und dazu außergewöhnlich hohe Porenwasserdrücke notwendig sind (vgl. LOWE 1975: Abb. 1).

Nach POSTMA (1983: 100 f.) bildeten sich die Strukturen als Folge von schneller Sedimentation mächtiger Kieshorizonte mit dünnen, eingeschalteten Tonlagen, was einen erheblichen Anstieg des Porendrucks in den schlecht sortierten, wenig permeablen Sedimenten hervorrief (loading consolidation). Unter diesen Bedingungen entwickelten sich auch die von HERM (1969) beschriebenen Strukturen.

Sicherlich können die Entwässerungsstrukturen von Eckelsheim ebenfalls durch eine schnelle Schüttung der Geröll- und Sandschicht (eventuell als Folge eines Sturmes; vgl. MILLS 1983: 97 ff.) hervorgerufen worden sein. Da sich seit dem Eozän der Oberrheingraben bildete, das Mainzer Becken somit in unmittelbarer Nähe eines seismisch sehr aktiven Gebietes lag, ist aber auch an ein Erdbeben als auslösender Faktor zu denken.

2.6. ? Taschenstrukturen (pocket structures)

In den Gruben Wöllstein und Eckelsheim treten im schwach feinkiesigen, mäßig sortierten Sand Strukturen auf, die annähernd halbmondförmigen bis schüsselförmigen Querschnitt besitzen und mit Grobsand bis Mittelkies gefüllt sind. Ihre Breite beträgt 5–15 cm, die Höhe entsprechend weniger. Gelegentlich sind mehrere dieser Strukturen hintereinandergeschaltet. Wenn eine Gradierung vorhanden ist, findet sich das gröbere Material am Boden der Strukturen, Schrägschichtung ist nicht entwickelt.

Die Genese dieses im Unteren Meeressand häufigen Gefüges ist noch nicht geklärt. Am ehesten lassen sich Ähnlichkeiten mit „pocket structures“ (POSTMA 1983) oder mit „storm surge turbation“ (LINDSTRÖM 1979) feststellen. Detaillierte Untersuchungen sind in Vorbereitung.

3. Morphometrische Schotteranalyse

Seit HÖVERMANN & POSER (1951) wird die Untersuchung der geometrischen Merkmale von Geröllen wie Größe, Rundung, Form und Oberfläche als Geröllmorphometrie bzw. morphometrische Schotteranalyse bezeichnet. Damit soll besonders auf die metrische Analyse hingewiesen werden, die weitgehend frei von subjektiven Abschätzungen ist.

Die Morphometrie hat das Ziel, die Gestalt von Geröllen oder Sandkörnern qualitativ zu bestimmen. Seitdem durch WENTWORTH (1919) der erste Zurundungsindex entwickelt wurde, hat sich die gerölmorphometrische Analyse zu einem wichtigen Bestandteil sedimentologischer Arbeitsmethoden entwickelt. In den meisten Fällen wird die Form und Zurundung eines Gerölles mit bestimmten Maßzahlen ausgedrückt, während die Oberflächenbeschaffenheit, für die auch noch keine numerischen Parameter entwickelt wurden, unberücksichtigt bleibt. Neben rein rechnerischen Verfahren wurden von zahlreichen Autoren zur visuellen Abschätzung Vergleichstabellen mit Rundungsklassen entwickelt, die jedoch weniger präzise sind. Sie werden in der Gerölmorphometrie seltener benutzt. Diese Vorgehensweise eignet sich dagegen besonders bei der Rundungsanalyse von Sandkörnern, an denen die Messung bestimmter Größen schwierig ist.

3.1. Methodik

3.1.1. Probenahme, Durchführung der Messungen

Da sich die Gestalt der Gerölle verschiedener Ablagerungsräume nicht sehr deutlich unterscheidet, muß auf die Probenahme besondere Sorgfalt verwandt werden (SAMES 1966: 126).

In den untersuchten Gruben sind nur vertikale Anschnitte und keine Schichtflächen aufgeschlossen, so daß es kaum durchführbar ist, die Proben aus einer exakt definierten Sedimentationseinheit (OTTO 1938) zu gewinnen. Daher wurden die Gerölle gleichmäßig verteilt aus den grobklastischen Horizonten entnommen. Die Proben stellen also Durchschnittswerte der Gerölle eines Horizontes dar. Die Entnahmestellen sind aus den Profilen W 1, W 5, W 6, W 7, E 1, E 12, E 26, E 30, E 33 (HARTKOPF 1982) zu ersehen.

Die Angaben über den benötigten Probenumfang schwanken zwischen 40 (DOBKINS & FOLK 1970: 1172) und 300 (MÜLLER, G. 1964: 34). REINECK & DÖRJES (1976: 117) legen 50–150 Messungen zu Grunde. Eigene Untersuchungen erbrachten, daß 100 Messungen genügen. Wurde die Anzahl erhöht, ergaben sich keine wesentlichen Unterschiede. Auch nach HÖVERMANN & POSER (1951: 138) ergeben genetisch gleichartige Schotter nach 100 Messungen weitgehend gleiche Meßergebnisse (vgl. auch SAMES 1966: 129).

In den meisten Arbeiten wird empfohlen, die Messungen nach Korngrößenklassen getrennt durchzuführen (z. B. HUMBERT 1968: 8; DOBKINS & FOLK 1970: 1172), da mit abnehmender Länge auch die Zurundung abnimmt. Besonders im Korngrößenbereich $\sim 1-2$ cm sind häufig zerbrochene Gerölle konzentriert, die in den Zwickeln zwischen größeren Geröllen vor dem Einfluß der Brandung geschützt sind. Wie auch REINECK & DÖRJES (1976: 130) beobachten, ist der Unterschied zwischen den einzelnen Korngrößenklassen > 2 cm allerdings gering. Daher wurden bei dieser Arbeit nur Gerölle von 2–100 cm Länge berücksichtigt, so daß die vorgenommenen Messungen mit denen von REINECK & DÖRJES (1976) vergleichbar sind (s. a. ORFORD 1975: 446).

Die Achsenlängen wurden bei Geröllen mit einer Länge < 30 cm mit einer Schieblehre durchgeführt, bei einer Achsenlänge > 30 cm mit einer Schraubzwinde, auf der eine Zentimetereinteilung angebracht war. Der Krümmungsradius wurde mit einer Radientafel (vgl. KÖSTER 1964: 149; diese ist aber nicht maßstabsgetreu!) bestimmt.

Ein besonderes Problem stellen frisch zerbrochene Gerölle dar, die vor erneuter Zurundung abgelagert wurden. BLENK (1960: 224) und SAMES (1966: 129) empfehlen, solche Gerölle auszuschließen. Damit werden aber nur Gerölle ab einem bestimmten, willkürlich gewählten Zurundungsgrad in die Untersuchungen aufgenommen, was aber dem Ziel der gerölmorphometrischen Analyse widerspricht. Daher wurden auch frisch zerbrochene Gerölle ausgemessen (vgl. HUMBERT 1968: 14).

Da Gesteinsarten und Textur großen Einfluß auf die Geröllgestalt haben (vgl. ABBOTT & PETERSON 1978), beziehen sich die Messungen bis auf die Probe W 1 Q, die sich aus Gangquarzen zusammensetzt, ausschließlich auf Rhyolithgerölle.

Leider ist die Probenahme (z. B. Probeumfang, Korngrößenklassen, welches Gestein eignet sich am besten usw.) bisher nicht standardisiert, was zumindest teilweise verhindert, daß die Gerölmorphometrie zur Klärung sedimentologischer Probleme mit Erfolg eingesetzt werden kann. Besonders BROCK (1974) weist auf die häufig fehlenden Angaben hin, so daß die Daten anderer Bearbeiter in diesen Fällen nur beschränkt verwendbar sind. Da die Untersuchungen von REINECK & DÖRJES (1976) für die vorliegende Arbeit besonders wichtig sind, wurde die Probenahme weitgehend nach Angaben dieser Autoren durchgeführt.

3.1.2. Die Indizes

Die Gestalt (shape) eines Gerölles kann durch die folgenden Begriffe annähernd beschrieben werden: Die Form (form), die durch das Verhältnis der drei Raumachsen zueinander ausgedrückt wird, die Zurundung (roundness), die sich nur noch auf die Kanten des Gerölles bezieht und die Oberflächenstruktur, die zwar das gesamte Geröll betrifft, aber auf Form und Zurundung keinen Einfluß hat. Diese drei Eigenschaften sind voneinander weitgehend unabhängig und bilden ein hierarchisches System (BARRETT 1980: 292 f.).

KÖSTER (1964: 144) gibt eine Übersicht über die zahlreichen Indizes, die vorgeschlagen wurden, um aus ihnen Transport- und Sedimentationsbedingungen eines Gerölles abzulesen. Wie kaum eine andere Methode in der Sedimentologie ist die gerölmorphometrische Analyse überladen mit einer Vielzahl von verschiedenen Parametern, die in keiner direkten mathematischen Beziehung zueinander stehen und damit untereinander nicht vergleichbar sind. Bis heute ist kein Form- bzw. Zurundungs-Index allgemein anerkannt, obwohl fast alle gebräuchlichen Parameter lediglich vier, ohne großen Aufwand zu ermittelnde Größen, die z. T. aber unterschiedlich gemessen werden (z. B. SNEED & FOLK 1958: 117 aber HUMBERT 1968: 11), miteinander verknüpfen:

die größte Länge:	$L = L = a$
dazu senkrecht die größte Breite:	$l = I = b$
dazu senkrecht die größte Dicke:	$E = S = c$
kleinster Radius in der Ebene a/b:	r

Die Bezeichnungen L, l, E wurden von CAILLEUX und seiner Schule verwandt und sind im europäischen Schrifttum am gebräuchlichsten, während L, I, S von amerikanischen Autoren (z. B. SNEED & FOLK 1958; DOBKINS & FOLK 1970; BARRETT 1980) bevorzugt werden. Im Sinne einer Vereinheitlichung und zur besseren Überschaubarkeit werden in dieser Arbeit die Parameter mit a, b, c gekennzeichnet (so auch bei FÜCHTBAUER & MÜLLER 1977: 56; HUMBERT 1968). Damit wird auch die Anlehnung an Arbeitsweisen der älteren Kristallographie betont, von der das Verfahren, bestimmte Achsen miteinander in Verbindung zu bringen, übernommen wurde. Eine völlig andere Methode, bei der ein Geröll durch eine Vielzahl von Messungen beschrieben wird, wurde von BEHRENS (1977) vorgestellt. Sie ist jedoch nur mit erheblichem apparativen Aufwand durchführbar.

Von den zahlreichen Indizes sollen im folgenden nur die wichtigsten besprochen werden.

a) Form-Indizes

Die meisten Form-Indizes setzen die drei Achsen auf verschiedene Weise in Verhältnis, damit die Maßzahlen von der Größe der Gerölle nicht beeinflusst werden. Bei der Ermittlung der Achsenlänge treten nur sehr geringe Meßfehler auf; sie sind zu vernachlässigen (FOLK 1955).

„maximum projection sphericity index“

nach SNEED & FOLK (1958):
$$3 \sqrt{\frac{c^2}{a \cdot b}}$$

Der Index, erstmals von FOLK (1955) erwähnt, wurde durch SNEED & FOLK (1958) ausführlich begründet und in einer umfangreichen Studie angewandt. Diese Maßzahl ist am ehesten korrelierbar mit der Sinkgeschwindigkeit von Geröllen verschiedenster Gestalt (SNEED & FOLK 1958: 118; HUMBERT 1968: 15). Da die Sinkgeschwindigkeit für die Formung eines Gerölles von wesentlicher Bedeutung ist – sie beeinflusst z. B. die Transportart wie rollend, springend oder schwebend – erfaßt diese Maßzahl die natürlichen Verhältnisse sehr gut. Aus diesem Grund wird sie vor allem von amerikanischen Autoren bevorzugt (in neuerer Zeit z. B. CARR 1971; DOBKINS & FOLK 1970; RUSSELL 1980), so daß umfangreiche Vergleichsdaten vorliegen. In einer kritischen Studie über die einzelnen Maßzahlen betont BARRETT (1980: 298) die gute Brauchbarkeit dieses Parameters, dem auch HUMBERT (1968: 15 f.) in seiner grundlegenden Arbeit über Strandgerölle den Vorzug gibt.

Abplattungs-Index nach WENTWORTH (1922):
$$\frac{a + b}{2c}$$

Dieser Index wurde erstmals von WENTWORTH (1922) entwickelt und dann von CAILLEUX (1945) übernommen. Die Formel liefert leicht vorstellbare Ergebnisse, ist schnell zu berechnen und wird daher in neueren Arbeiten noch häufig benutzt (z. B. CARR 1971; KING & BUCKLEY 1968; REINECK & DÖRJES 1976). Allerdings ergibt der Abplattungsindex von der Normalverteilung stark abweichende Werte, so daß er für statistische Testverfahren weniger geeignet ist (BARRETT 1980: 297 f.).

„intercept sphericity index“ nach KRUMBEIN (1941 a; vgl. auch 1941 b):

$$3 \sqrt{\frac{b \cdot c}{a^2}}$$

Obwohl der Parameter mehrere Nachteile besitzt, vor allem steht er nicht mit dem hydraulischen Verhalten der Gerölle in Beziehung (SNEED & FOLK 1958: 117 f.), war dieser Index in der amerikanischen Literatur lange Zeit der am häufigsten benutzte. Heute ist er weitgehend von dem „maximum projection sphericity index“ verdrängt und wird nur noch selten herangezogen.

Neben diesen Maßzahlen werden häufig je zwei der drei Achsen in Beziehung gesetzt (z. B. BLENK 1960; Zusammenstellung bei BARRETT 1980), was den Vorteil hat, daß die Form als zweidimensionale Verteilung dargestellt werden kann. Diesen Vorzug, kombiniert mit einer sehr zeiter sparenden Meßweise, bietet auch die Methode nach LÜTTIG (1956), die eine Sonderstellung einnimmt, da hier ein Geröll durch drei Maßzahlen beschrieben wird:

- a) Abplattungswert π , das ist das Verhältnis $a : c$, c ausgedrückt in % von a
(also $\frac{c}{a} \cdot 100$)
- b) Symmetriewert σ , das ist das Verhältnis $a : b$, b ausgedrückt in % von a
(also $\frac{b}{a} \cdot 100$; diese beiden Maßzahlen sind bei KÖSTER (1960: 167) nicht richtig umgeformt)
- c) Abrollungsgrad ρ , d. h. der Prozentsatz konvexer Teile am Umfang des Gerölles.

Der besondere Vorteil dieser Methode ist die Schnelligkeit, mit der die Messungen durchgeführt werden können. Während für alle anderen Maßzahlen die Länge jeder Achse mit einer Schieblehre bestimmt werden muß, lassen sich Symmetrie- und Abplattungswerte mit einer „Strahlenfigur“ schnell und trotzdem genau ermitteln (LÜTTIG 1956: Abb. 2, 3). Der Abrollungsgrad wird geschätzt und soll mit einiger Übung recht genau erkannt werden können. Diese Methode wurde in mehreren Arbeiten mit Erfolg getestet (u. a. LÜTTIG 1956, 1962 a, b, 1964; SAMES 1966), hat sich bisher aber noch nicht durchsetzen können.

b) Zurundungs-Indizes

Bisher liegen allen Zurundungsparametern Messungen aus einer Ebene zugrunde, obwohl die Zurundung eine dreidimensionale Größe ist. Die meisten Parameter berücksichtigen nur den Radius der schärfsten Kante bzw. der kleinsten Rundung, während ausführlichere mehrere Radien und z. T. auch den Innenkreis miteinbeziehen. Damit werden die Messungen sehr zeitraubend, so daß der Vorteil wohl nicht mehr mit dem Zeitaufwand in Relation steht (vgl. BEHRENS 1977: 19). Indizes, bei denen die geringste Zurundung eines Gerölles eingeht, sind mit einem relativ hohen Meßfehler, etwa 3-fach größer als bei Form-Indizes, behaftet, da die Anpassung der schärfsten Kante an einen Kreis u. U. schwierig zu beurteilen ist (FOLK 1972).

KUENEN - Zurundungs-Index nach KUENEN (1956): $\frac{2r}{b}$

Diese Maßzahl wurde von KUENEN (1956: 355) vorgeschlagen. Obwohl inzwischen allgemein akzeptiert ist, daß der Index dem von CAILLEUX (1947) überlegen ist (vgl. HUMBERT 1968: 12 f.), fand er in der Literatur kaum Beachtung. Er berücksichtigt, daß Gerölle mit sehr hohem Zurundungsindex bei weiterem, rollenden Transport im Verhältnis schlanker werden, da sie um ihre längste Achse bewegt werden; wird nun der Radius mit der größten Länge in Bezug gesetzt, würde der Zurundungsindex schnell abnehmen, obwohl das Geröll durch die langandauernde Abrasion keine Kanten, sondern gleichmäßige Zurundung aufweist. KUENEN (1956) entwickelte diesen Index, nachdem er die Abrasionswirkung des rollenden Transportes experimentell untersucht hatte.

CAILLEUX - Zurundungs-Index nach CAILLEUX (1947): $\frac{2r}{a}$

Diesen Index führte CAILLEUX (1947) in die Literatur ein, obwohl schon wesentlich früher durch WENTWORTH (1919) ein sehr ähnlicher Parameter vorgestellt wurde (vgl. CAILLEUX 1964). CAILLEUX und seine Schule verwandte ihn mit großem Erfolg, so daß diese Maßzahl als CAILLEUX-Index in die europäische Literatur eingegangen ist. Der große Vorteil ist darin zu sehen, daß eine inzwischen kaum übersehbare Fülle von Vergleichsdaten aus unterschiedlichsten Ablagerungsbereichen und Klimaten für verschiedene Gesteinsarten vorliegt. Aus diesen Gründen wird der Index von den meisten europäischen Bearbeitern auch noch in neuester Zeit benutzt (z. B. GREGORY, K. J. & CULLINGFORD 1974; KING & BUCKLEY 1968; REINECK & DÖRJES 1976; SCHRAPS 1969). Allerdings wird z. B. von KUENEN (1956), DOBKINS & FOLK (1970) und BARRETT (1980: 301) seine Brauchbarkeit sehr stark angezweifelt.

Diese Aufstellung nur der wichtigsten Parameter verdeutlicht das größte Problem der morphologischen Arbeitsweise. Die zahlreichen, verschiedenen Indizes, deren unterschiedliche Brauchbarkeit für konkrete Fragestellungen zudem nicht bekannt ist, verleitet die meisten Bearbeiter, sich auf wenige Verfahren zu beschränken. Sogar die vergleichende Studie von VAN ANDEL, WIGGERS & MAARLEVELD (1954) berücksichtigt nur die Parameter nach CAILLEUX (1947), KRUMBEIN (1941 a) und WENTWORTH (1922). Damit sich die Daten mit denen zahlreicher anderer Arbeiten vergleichen lassen, wurden in der vorliegenden Publikation, wie auch bei HUMBERT (1968) und BARRETT (1980), alle gängigen Indizes berechnet (Tab. 1).

Tab. 1: Zusammenstellung der in dieser Arbeit benutzten gerölmorphometrischen Indizes

	Autor	Bezeichnung (diese Arbeit)	Formel
F o r m	SNEED & FOLK (1958)	maximum projection sphericity index	$\frac{3}{\sqrt{\frac{c^2}{a \cdot b}}}$
	WENTWORTH (1922)	Abplattungs-Index	$\frac{a + b}{2 c}$
	KRUMBEIN (1941 a)	intercept sphericity index	$\frac{3}{\sqrt{\frac{b \cdot c}{a^2}}}$
	LÜTTIG (1956)	[Abplattungswert π Symmetriewert σ Abrollungsgrad ρ	$\frac{c}{a} \cdot 100$
			$\frac{b}{a} \cdot 100$
geschätzt			
BLENK (1960)		$\frac{c}{b}$	
Zurundung	KUENEN (1956)	KUENEN-Zurundungs-Index	$\frac{2 r}{b}$
	CAILLEUX (1947)	CAILLEUX-Zurundungs-Index	$\frac{2 r}{a}$

3.1.3. Graphische Darstellung und mathematische Behandlung der Daten

Am übersichtlichsten wird das umfangreiche Datenmaterial (1100 Messungen) in den klassischen Morphogrammen (= Histogrammen) dargestellt (KÖSTER 1964: 155). In ihnen läßt sich mühelos die Verteilung der Gerölle in Form- bzw. Zurundungsklassen erkennen. Für den Vergleich der Proben untereinander ist diese Darstellungsweise jedoch wenig geeignet. Für diesen Zweck kommen eher Verteilungs- und Summenkurven (SAMES 1966: 138) in Betracht.

Die graphischen Darstellungsweisen sind zwar sehr anschaulich, doch liefern sie keine Hinweise über Standardabweichung, funktionellen Zusammenhang zwischen Mittelwert und Standardabweichung oder ob sich bestimmte Proben signifikant voneinander unterscheiden. Für diese Fragestellung müssen statistische Arbeitsweisen zur Aufklärung herangezogen werden.

Auf die Bedeutung der Standardabweichung bei der morphometrischen Analyse haben REINECK & DÖRJES (1976) hingewiesen. Die Standardabweichung berechnet sich nach

$$s = \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n - 1}}$$

Um festzustellen, ob die Mittelwert-Unterschiede zwischen den Proben zufällig sind oder signifikant voneinander abweichen, wird am einfachsten der STUDENT-t-Test (= Zweistichproben-t-Test) angewandt. Für diesen Test sollten bestimmte Voraussetzungen gegeben sein (HAYS 1970: 321 ff.):

1. die zugrundeliegenden Populationen sollen normalverteilt sein;
2. die Varianzen sollen homogen sein, d. h. die Standardabweichungen der gegenübergestellten Verteilungen sollen nicht signifikant voneinander abweichen.

Allerdings ist der t-Test bei großen Stichproben gegenüber Abweichungen von der Normalverteilung relativ unempfindlich (MARSAL 1979: 64; SACHS 1984: 209). Der Test ist auch bei heterogenen Varianzen anwendbar, falls die Stichproben gleich oder groß genug sind (HAYS 1970: 322). Bei den untersuchten Proben sind beide Bedingungen gleichzeitig erfüllt. Aus diesen Gründen konnte – wie auch z. B. bei DOBKINS & FOLK (1970) – in dieser Arbeit der t-Test angewandt werden; bei ungleichen und kleinen Stichprobenumfängen und heterogenen Varianzen kann auch der verteilungsunabhängige, aber auch etwas schwächere Test nach KOLMOGOROFF & SMIRNOFF benutzt werden.

Die Prüfgröße \hat{t} lautet für $s_1^2 = s_2^2$:

$$\hat{t} = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{\left[\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2} \right] \cdot \left[\frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2}{n_1 + n_2 - 2} \right]}} \quad \text{mit FG} = n_1 + n_2 - 2.$$

Die Signifikanzschranken können aus Tabellen entnommen werden (z. B. SACHS 1984: 111). Die errechneten \hat{t} -Werte sind in Tabellenform zusammengefaßt nicht leicht zu überblicken. Daher ist es oft anschaulicher, die Konfidenzintervalle zu berechnen und jede Probe mit ihrem Vertrauensrechteck darzustellen. Der tatsächliche Schwerpunkt eines Kollektivs liegt dann bei der gewählten Sicherheitsschwelle innerhalb des Rechteckes. Überlappen sich die zwei Rechtecke zweier Proben nicht, unterscheiden sie sich signifikant. Dagegen darf aus einer schwachen Überdeckung der beiden Rechtecke nicht unbedingt gefolgert werden, daß die beiden Stichproben demselben Kollektiv entstammen. Unter Umständen können die beiden Populationen in solchen Fällen doch signifikant differieren; daher soll neben den Vertrauensgrenzen auch der \hat{t} -Wert bestimmt werden (MARSAL: 1979: 57; SACHS 1984: 215).

Die Sicherheitsschwelle wurde mit 95 % festgelegt ($\alpha = 0,05$; vgl. BARRETT 1980). Die Vertrauensgrenze berechnet sich dann nach

$$\mu = \bar{x} \pm t_{\alpha, \text{FG}} \cdot \frac{s}{\sqrt{n}} \quad \text{mit FG} = n - 1$$

t ist dabei der Faktor der t-Verteilung und läßt sich den Tabellen entnehmen, μ ist der unbekannt, tatsächliche Mittelwert des Kollektivs.

Um Art und Grad des Zusammenhanges zwischen zwei Größen – hier Mittelwert und Standardabweichung – zu ermitteln, gibt es mehrere Möglichkeiten:

1. die beiden Maßzahlen werden in ein Koordinatensystem eingetragen. Hieraus läßt sich Streuung, Form und Trend der Punktwolke ablesen. Diese Darstellung, auf die sich REINECK & DÖRJES (1976: 132) beschränken, liefert aber nur eine Grundvorstellung, aus der das Maß der Abhängigkeit beider Größen und ihre Vertrauensbereiche nicht direkt hervorgehen. Fehlinterpretationen können daher relativ leicht unterlaufen.

2. die Korrelationsanalyse. Das wichtigste (numerische) Abhängigkeitsmaß ist der Korrelationskoeffizient (= Produktmoment-Korrelationskoeffizient nach BRAVAIS & PEARSON) (SACHS 1984: 299). Er ist ein Maß zur formalen Beurteilung der Güte eines linearen Trends (MARSAL 1979: 86).

Der Korrelationskoeffizient wird geschätzt nach

$$r = \frac{\sum(x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x - \bar{x})^2 \sum(y - \bar{y})^2}} = \frac{\sum xy - \frac{1}{n}(\sum x)(\sum y)}{\sqrt{[\sum x^2 - \frac{1}{n}(\sum x)^2][\sum y^2 - \frac{1}{n}(\sum y)^2]}}$$

Für kleine Stichprobenumfänge – wie auch bei dieser Untersuchung (n = 11) – soll die Korrektur

$$r^* = r \left[1 + \frac{1 - r^2}{2(n - 3)} \right] \quad \text{für } n \geq 4$$

angewandt werden, die für kleine n eine verbesserte Schätzung liefert (SACHS 1984: 315). r und r* können nur Werte zwischen -1 und +1 einnehmen. Je mehr sie sich von Null unterscheiden, desto stärker ist der stochastische Zusammenhang. Bei negativen r- bzw. r*-Werten ist die Steigung der Regressionsgeraden ebenfalls negativ (negativ lineare Korrelation), bei positiven r- bzw. r*-Werten ist die Steigung positiv.

Es stellt sich nun die Frage, ob eine lineare Korrelation tatsächlich vorhanden bzw. auf welchem Signifikanzniveau sie nachweisbar ist. Geprüft wird, inwieweit der ermittelte Korrelationskoeffizient mit der geforderten statistischen Sicherheit signifikant von Null verschieden ist. Dies läßt sich anhand von Tabellen (z. B. SACHS 1984: 330) leicht feststellen. Bei den hier behandelten Fragestellungen muß der zweiseitige Test durchgeführt werden (mit FG = n - 2).

3. die Regressionsanalyse. Bei der Regressionsanalyse wird versucht, eine Punktwolke durch eine empirische Funktion zu beschreiben. Im einfachsten Fall ist diese Funktion die Gleichung einer Geraden mit der Form

$$y = bx + a.$$

Dabei ist a der Achsenabschnitt auf der Ordinate und b die Steigung bzw. der Regressionskoeffizient. Diese beiden Größen werden durch folgende Beziehungen ermittelt (SACHS 1984: 316 ff.):

$$b_{yx} = \frac{n \sum xy - (\sum x)(\sum y)}{n \sum x^2 - (\sum x)^2} \quad a_{yx} = \frac{\sum y - b_{yx} \sum x}{n}$$

Damit ist die Lage der Regressionsgeraden im Koordinatensystem bestimmt.

Häufig paßt sich die Regressionslinie jedoch nicht einer Geraden an, so daß eine Funktion 1. Grades den Zusammenhang nicht befriedigend beschreibt. Eine Gleichung zweiten Grades oder eine Exponentialfunktion erfassen dann u. U. den tatsächlichen Zusammenhang besser. Prinzipiell können die Funktionsgleichungen über die Normalgleichungen approximiert werden. Die allgemeine Form einer Funktion zweiten Grades, die auch im praktischen Teil der Arbeit benötigt wird, lautet:

$$y = a + bx + cx^2.$$

Die Konstanten a, b, c werden über die Normalgleichungen

$$\begin{aligned} an + b \sum x + c \sum x^2 &= \sum y \\ a \sum x + b \sum x^2 + c \sum x^3 &= \sum xy \\ a \sum x^2 + b \sum x^3 + c \sum x^4 &= \sum x^2 y \end{aligned}$$

geschätzt.

3.2. Auswertung

Bis auf Probe W 1 Q bestehen alle Gerölle aus Rhyolith. In Wöllstein ist das Gestein durchweg homogen, während in Eckelsheim die Gerölle häufig aus einer autoklastischen, rhyolithischen Breccie bestehen.

3.2.1. Die Oberfläche der Gerölle

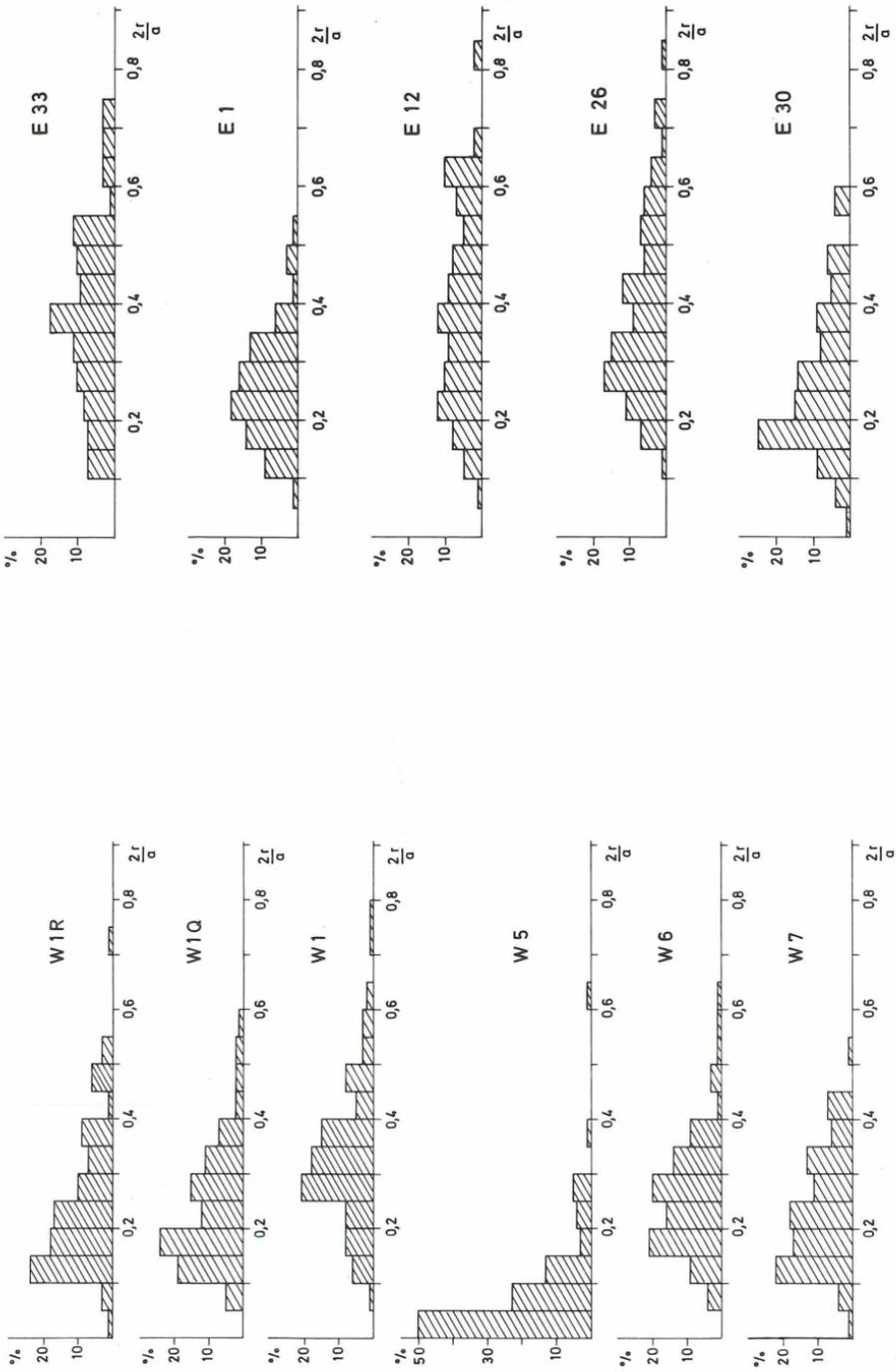
Die Rhyolithgerölle von Wöllstein fallen durch ihre zumeist narbige Oberfläche auf, die nur bei feinkristallinem, feldspatarmen Rhyolith fehlt. Die narbige Oberfläche ist auf die herausgewitterten Feldspäte zurückzuführen: z. T. lassen sich noch kaolinisierte Reste in den Hohlräumen finden, z. T. zeigen sie noch deutliche Abdrücke der Kristallflächen. Häufig ist zu beobachten, daß ausgehend von den Hohlräumen das Gefüge gelockert wurde. Während die Auflösung der Feldspäte die Folge von chemischer und/oder mechanischer Verwitterung zur Zeit des Mittel-Oligozäns sein kann (z. B. Einwirkung des Meerwassers, mechanische Beanspruchung durch die Brandung), ist die Bildung der Klüfte wohl auf die Frosteinwirkung im Pleistozän zurückzuführen. Diese läßt sich besonders gut an der NE-Wand der Grube Eckelsheim beobachten: dort stehen direkt unter dem Bodenhorizont große, sehr gut gerundete Gerölle an, die meist in der Mitte zerbrochen sind.

3.2.2. Zurundung und Form der Gerölle

Die Abb. 36 und 37 zeigen die klassischen Morphogramme, wie sie von CAILLEUX und seiner Schule häufig publiziert wurden. In ihnen sind nur Gerölle der Größenklasse 2–100 cm berücksichtigt. Bei den untersuchten Kiesen ist in kleineren Korngrößenbereichen die Zurundung bedeutend geringer. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die kleinen Gerölle die meiste Zeit in den Zwickeln zwischen größeren Geröllern liegen und daher von der Brandung nicht erfaßt werden (DOBKINS & FOLK 1970: 1182; REINECK & DÖRJES 1976: 130). Außerdem überwiegt in den kleineren Größenklassen der Vorgang des Zerbrechens vor dem des Abriebs (GIERLOFF-EMDEN 1957: 419).

Die Zurundungsmorphogramme von Wöllstein besitzen bis auf W 5 Maxima zwischen 0,1 und 0,3. Damit liegen sie geringfügig unter dem für marin geprägte Gerölle typischen Maximum von 0,2–0,25 (GIERLOFF-EMDEN 1957: 419) bzw. 0,25–0,3 (TRICART & SCHAEFFER 1950: 160 ff.), dessen Lage bei petrographisch gleichartigen Geröllern sehr stark von der Seegangsenergie, der die Gerölle ausgesetzt waren, abhängig ist. Die Probe W 5 besitzt ein außerordentlich reifes Zurundungsmorphogramm. Die Hälfte aller Gerölle sind in der Zurundungsklasse 0,0–0,05 konzentriert. Sie besitzen damit noch die ursprüngliche „Rundung“ scharfkantiger Rhyolithscherben.

Dennoch läßt sich neben der großen Gruppe schlecht zugerundeter Gerölle eine weitere, allerdings wesentlich kleinere Gruppe (11 %) mit einem Zurundungswert über 0,2 erkennen. Aus dem Diagramm in Abb. 38, in dem die Zurundung gegen die größte Länge (a) aufgetragen ist, geht deutlich hervor, daß der überwiegende Teil der gut zugerundeten Gerölle aus dem Bereich zwischen 20 und 40 mm stammt. Hier liegt die Vermutung nahe, daß einige der kleineren Gerölle aus einem hochenergetischen Raum, wie der Schwappzone, in einen niedrigerenergetischen verfrachtet wurden. Auch die zahlreichen, kanten- bis gut gerundeten Gerölle, die regellos verstreut in einem Sandhorizont der Grube Eckelsheim vorkommen (Abb. 39), dürften vom Geröllstrand in Bereiche mit Sandsedimentation transportiert worden sein. Dies kann etwa bei Sturmfluten geschehen (REINECK & DÖRJES 1976: 136, 138). Vor allem Gerölle, die von großen Algen umwachsen sind, können leicht über weitere Strecken transportiert werden (GILBERT 1984). Auch durch Treibholz, an dem sich noch das Wurzelwerk mit Sediment befindet, können sehr große Gerölle sogar bis in pelagische Sedimentationsbereiche gelangen (MASSARI & SAVAZZI 1981).



b) Proben aus der Grube Eckelsheim.

Abb. 36: Zurundungsmorphogramme für den CAILLEUX-Zurundungs-Index.

a) Proben aus der Grube Wöllstein.

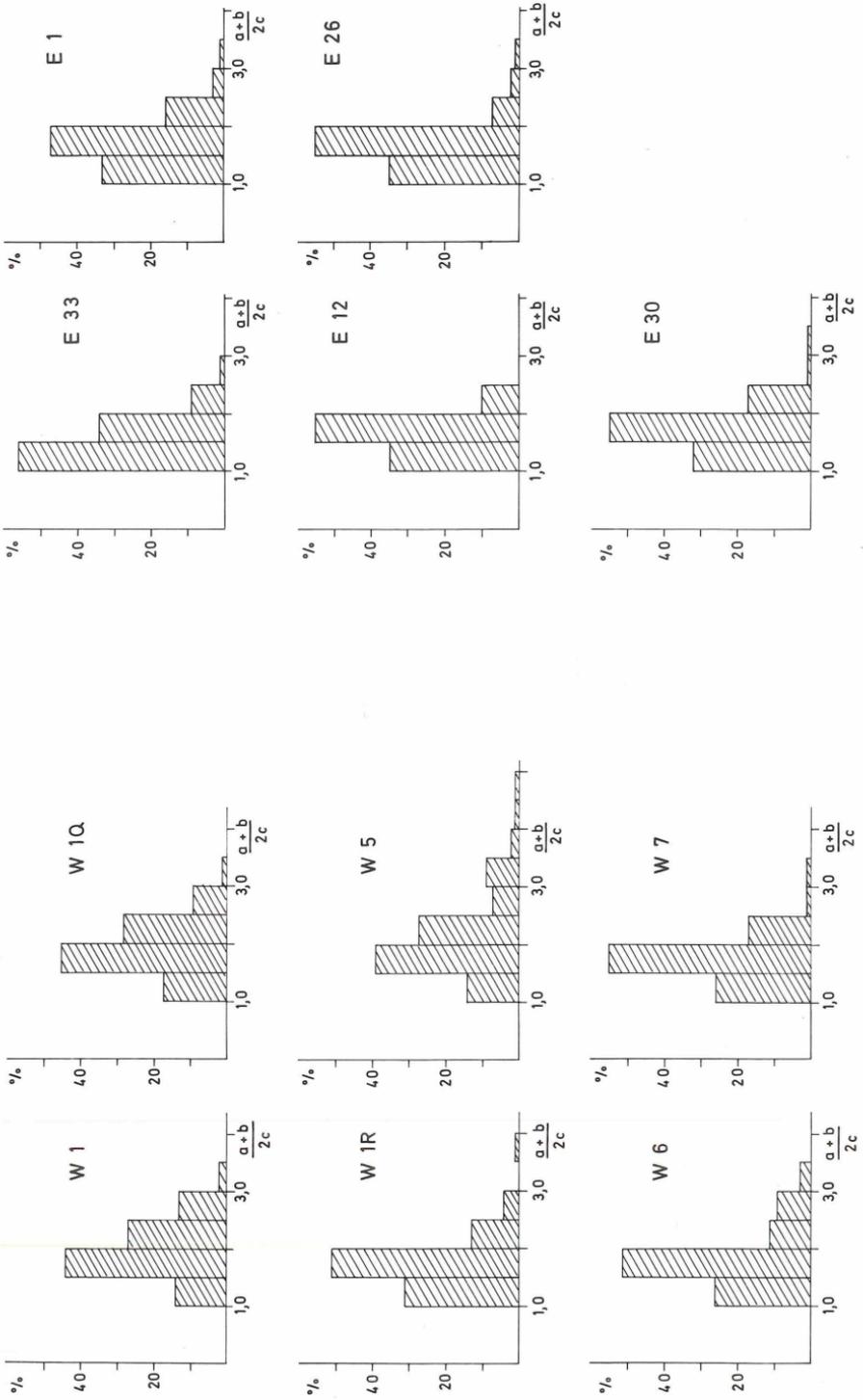


Abb. 37: Ablationmorphogramme für den Abblatungs-Index nach WENTWORTH (1922).
 a) Proben aus der Grube Wöllstein. b) Proben aus der Grube Eckelsheim.

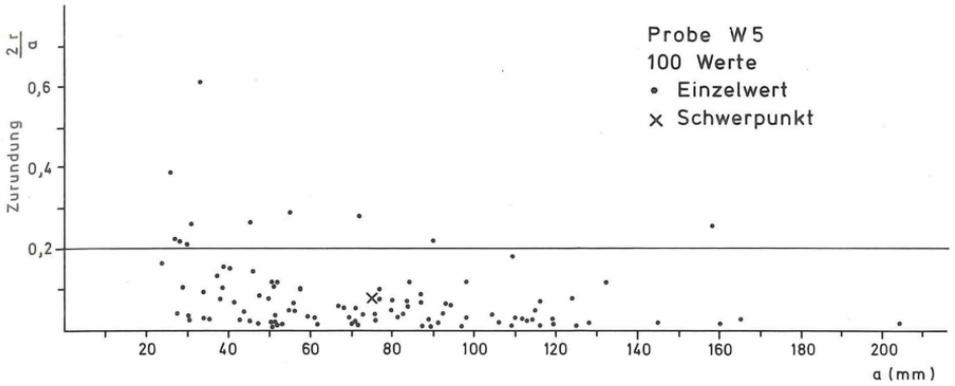


Abb. 38: CAILLEUX-Zurundungs-Index gegen a (größte Länge eines Gerölls). Einige, zumeist kleinere Gerölle erreichen höhere Zurundungswerte. Probe W 5 aus der Grube Wöllstein.



Abb. 39: Kanten- bis gut gerundete Gerölle in einem Sandhorizont. Die Gerölle könnten bei Sturmfluten aus der Brandungszone in einen niedrigerenergetischen Sedimentationsraum transportiert worden sein. Grube Eckelsheim.

Die Zurundungsmaxima der Proben von Eckelsheim liegen durchschnittlich über denen von Wöllstein und z. T. auch über den üblichen Werten für Strandgerölle. Vor allem gewinnen nun Werte über 0,5, die in Wöllstein nur sporadisch erreicht werden, an Bedeutung [E 12: 26 %; E 26: 22 %; E 21: 21 %; nach TRICART & SCHAEFFER (1950: 162) liegen bei Geröllen des marinen Litorals ca. 15 % in den Gruppen $>0,5$]. Dagegen sind in den Proben von Eckelsheim (bis auf E 30) die Klassen zwischen 0–0,05 für E 1 und E 12 bzw. zwischen 0–0,1 für E 26 und E 33 nicht besetzt.

Ausgesprochen eckige und schlecht zugerundete Gerölle fehlen hier also. Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen von DOBKINS & FOLK (1970: 1178) und KUENEN (1956: 364), die selbst an hochenergetischen, sturmexponierten Steilküsten, wo große Blöcke mit ungeheurer Wucht aneinanderschlagen, keine frisch zerbrochenen Gerölle fanden.

Wie bei der Zurundung nimmt die Probe W 5 auch bei der Abplattung mit einem unreifen Morphogramm und sehr hohen Werten eine Sonderstellung ein. Auch dieses Histogramm verdeutlicht, daß die Gerölle kaum überprägt wurden, d. h. die sehr unterschiedliche Form frisch zerbrochener, eckiger Rhyolithbruchstücke (flache Scherben, Quader) ist nur wenig verändert. Die Abplattungsmaxima liegen für die Proben von Wöllstein zwischen 1,5–2,0, für Eckelsheim zwischen 1,0 und 2,0. Damit hat der größte Teil der gut gerundeten Gerölle annähernd drei gleichlange Achsen, sie sind also einer Kugel bzw. einem Ellipsoid ähnlicher als einem diskusförmigen Körper.

Von zahlreichen Autoren wurde die Gestalt der Gerölle bzw. deren Zonierung am Strand untersucht (zusammenfassende Literaturübersicht bei KÖSTER 1964: 143; HUMBERT 1968: 3; DOBKINS & FOLK 1970: 1167 f.), doch sind die Ergebnisse widersprüchlich:

1. Die Gestalt der Gerölle richtet sich nur nach dem Gestein, so daß die Gestalt der Gerölle gleichen Gesteins in jedem Ablagerungsraum die gleiche ist (vgl. DOBKINS & FOLK 1970: 1167).
2. Auf Sandstränden finden sich unabhängig von der Höhenlage nur diskusförmige Gerölle, die durch die schurrenden Bewegungen auf dem Sandboden diese Gestalt erhalten. Auf Blockstränden entstehen dagegen nur kugelige bzw. ellipsoidförmige Körper.

In diesem Zusammenhang sind die experimentellen Untersuchungen von KUENEN (1956) interessant, der Zurundung und Formänderung durch die Brandung in Tanks, die um ihre horizontale Achse bewegt wurden, nachahmte. Bestand die Unterlage, auf der die Gerölle bewegt wurden, aus Sand, war der Gewichtsverlust durch Abrasion sehr gering, stieg dagegen auf kiesig-steinigem Substrat stark an (KUENEN 1956: 343 ff.). Auch DOBKINS & FOLK (1970) erwähnen besonders gut gerundete Schotter von Geröllstränden.

3. Diskusförmige Gerölle werden hoch auf den Strand geworfen, wo sie eine stabile Lage einnehmen, während kugelige Gerölle den Strand hinabrollen und sich so der ersten Beobachtung entziehen. Die Wellen wirken also sortierend, und das Substrat hat keinen Einfluß auf die Gestalt. Zunehmende Kugeligkeit (= geringere Abplattungswerte) von der Schwappzone zum Vorstrand wurde von zahlreichen Autoren beobachtet (Literatur bei KUENEN 1964: 37 f.). Ein besonders eindrucksvolles Beispiel lieferte BLUCK (1967). An brandungsexponierten Stränden von Wales fand sich eine deutliche Zonierung: der strandhöchste Abschnitt wird von großen diskusförmigen Geröllen aufgebaut. Es folgt eine Zone mit diskusförmigen Geröllen in Dachziegellagerung, dann große, kugelige, deren Zwicker mit kleineren Geröllen ausgefüllt sind, und

zuletzt schließlich nur noch große, kugelige Gerölle ohne Zwickelfüllung. Nach DOBKINS & FOLK (1970: 1191) sind flache Gerölle an höheren Stellen einiger Strände ange-reichert, während kugelige Gerölle am Strandfuß überwiegen. Doch soll diese Form-sortierung selten und auf Strände mit geringem Sandgehalt und Wellenhöhen unter 1 m beschränkt sein.

4. Die Gestalt der Gerölle ist abhängig von der Strandmorphologie. Auf breitem Flachstrand besitzen sie hohe Abplattungswerte, während vor Steilküsten im Bereich stark turbulenter Wasserbewegung runde, massige Formen entstehen (LÜTTIG 1962 a: 258; RICHTER 1958: 406, 410 f.; SCHRAPS 1969).
5. Die Gestalt der Strandgerölle ist überwiegend von der ursprünglichen Form abhängig. War sie flach und damit lagestabil, wird ein Teil der Bewegung am Strand schurrend, auf der flachen Seite liegend, zurückgelegt. Bei dieser Bewegung ist der Abrieb in Richtung der c-Achse nur gering. Stärker beansprucht werden dagegen die Ränder der diskusförmigen Gerölle, die nur über die Kanten abrollen können. Befindet sich solch ein Geröll für längere Zeit in einer stabilen Lage, werden die Ecken und Kanten außerdem durch den Aufprall kleinerer Partikel beansprucht. Diese von KUENEN (1956: 349; 1964) experimentell gewonnenen Ergebnisse sprechen also gegen eine nur durch Abrasion erzeugte Plattigkeit; vielmehr ist sie ganz überwiegend auf die ursprüngliche Gestalt zurückzuführen (vgl. auch KRUMBEIN 1941 c: 491 ff.).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Abrasion und damit die Gestalt der Gerölle von zahlreichen Faktoren abhängt (KUENEN 1956: 351), und selbst Untersuchungen an Recentmaterial konnten keine eindeutige Abhängigkeit zwischen Gestalt und bestimmten Einflüssen herausarbeiten. Es scheint daher vorerst nicht möglich, nur aus der Gestalt Rück-schlüsse auf die Beschaffenheit des Strandes und auf die zahlreichen formgebenden Kräfte zu ziehen oder die Gerölle einem bestimmten „subenvironment“ des Litorals zuzuordnen.

Die Untersuchung der statistischen Maßzahlen läßt jedoch noch weitere Aussagen über die Ablagerungsbedingungen der Gerölle von Wöllstein und Eckelsheim zu. Für alle errechneten Indizes sind die Daten in Tab. 2 zusammengestellt. Die Werte der Formeln nach CAILLEUX (1947), WENTWORTH (1922) und LÜTTIG (1956, 1962 a) liegen sämtlich in dem für Strandgerölle typischen Bereich, z. T. an seiner oberen Grenze. Die Zurundungsmittelwerte der Gerölle von REINECK & DÖRJES (1976) liegen wesentlich über den eigenen ermittelten Daten, was aber auf die unterschiedliche Petrographie der Gerölle zurückzuführen ist. Besonders grobkörniger Granit erhält sehr schnell seine endgültige Gestalt, während Rhyolith zu der widerstandsfähigsten Gesteinsgruppe zählt und die Umgestaltung daher wesentlich länger andauert (ABBOTT & PETERSON 1978; KUENEN 1956: 350; SAMES 1966: 130).

Eine auffallende Ausnahme ergibt sich aber im Vergleich mit dem „maximum projection sphericity index“, für den DOBKINS & FOLK (1970) umfangreiche Daten für Strand- und Flußgerölle publizierten. Die Autoren stellten eine von der Lithologie offensichtlich unabhängige Grenzlinie zwischen Strand- und Flußgeröllen bei 0,65–0,66 fest (Strandgerölle $< 0,65$; Flußgerölle $> 0,65$). Mit steigender Seegangsexposition nimmt die Zurundung zu, die „sphericity“ ab, die Gerölle nähern sich also immer mehr diskusähnlichen Formen. Dies ist weitgehend unabhängig von der Korngrößenklasse und dem Strandsediment. Lediglich zwei Werte von DOBKINS & FOLK (1970: 1187) lassen sich mit denen des Mainzer Beckens vergleichen. Dabei handelt es sich um Gerölle kleiner Kliffstrände, bei denen die hohe Sedi-mentationsrate verhindert, daß die Gerölle ihre endgültige Form erhalten.

Die Ergebnisse von DOBKINS & FOLK (1970) stehen allerdings im Widerspruch zu einigen anderen Arbeiten (z. T. HUMBERT 1968; weitere Angaben bei RUSSELL 1980: 280 ff.) und vor allem zu REINECK & DÖRJES (1976), die mit steigender Seegangsexposition kugeligere Gerölle fanden. Offensichtlich sind zahlreiche Gründe dafür verantwort-lich, daß an manchen Stränden kugelig statt diskusförmige Gerölle ausgebildet werden.

Tab. 2: Mittelwert und Standardabweichung der geröllmorphometrischen Indizes (Abkürzungen: R = Rhyolith; Q = Gangquarz).

Probe	Gestein	$\frac{2r}{a}$	$\frac{2r}{b}$	$\frac{a+b}{2c}$	$\sqrt[3]{\frac{c^2}{a \cdot b}}$	$\sqrt[3]{\frac{b \cdot c}{a^2}}$	$\frac{c}{b}$	ρ	$\pi = \frac{100c}{a}$	$\sigma = \frac{100b}{a}$
		\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s	\bar{x} s
W1	R	0,335 0,128	0,459 0,158	1,71 0,40	0,718 0,094	0,719 0,090	0,731 0,135	82 15	52,6 12,2	72,4 12,7
W1R	R	0,243 0,126	0,354 0,172	1,96 0,45	0,662 0,096	0,683 0,080	0,664 0,151	67 20	45,3 10,5	69,1 10,7
W1Q	Q	0,234 0,108	0,361 0,168	1,90 0,39	0,678 0,088	0,665 0,075	0,694 0,136	65 20	45,7 10,3	66,4 10,9
W5	R	0,081 0,092	0,116 0,119	2,13 0,65	0,641 0,114	0,656 0,093	0,636 0,172	54 18	42,9 12,6	68,5 13,2
W6	R	0,255 0,104	0,354 0,131	1,79 0,45	0,708 0,099	0,718 0,089	0,714 0,141	78 17	51,6 12,3	73,2 12,9
W7	R	0,229 0,101	0,325 0,140	1,71 0,36	0,723 0,092	0,715 0,092	0,736 0,127	65 22	52,4 12,6	71,4 12,5
E1	R	0,278 0,103	0,374 0,127	1,70 0,38	0,725 0,085	0,730 0,078	0,725 0,125	71 17	53,5 11,1	74,3 11,6
E12	R	0,384 0,166	0,496 0,189	1,63 0,29	0,743 0,081	0,749 0,069	0,741 0,120	78 20	56,1 10,5	76,1 9,7
E26	R	0,381 0,146	0,504 0,165	1,63 0,32	0,740 0,080	0,751 0,078	0,735 0,123	86 15	55,8 10,4	76,6 11,9
E30	R	0,265 0,124	0,346 0,151	1,68 0,35	0,731 0,085	0,747 0,084	0,723 0,120	68 18	54,9 11,5	76,2 11,4
E33	R	0,372 0,153	0,470 0,184	1,55 0,30	0,768 0,086	0,777 0,071	0,762 0,130	75 22	60,1 10,8	79,2 10,4

Wie nach den Morphogrammen zu erwarten, sind die Zurundungs-Mittelwerte der Proben von Eckelsheim durchschnittlich wesentlich höher als von Wöllstein. Lediglich Probe W 1 erreicht einen Wert über 0,3. Die Abplattungswerte sind für Eckelsheim alle niedriger, d. h. diese Gerölle sind durchschnittlich kugeligere als in Wöllstein. Um die

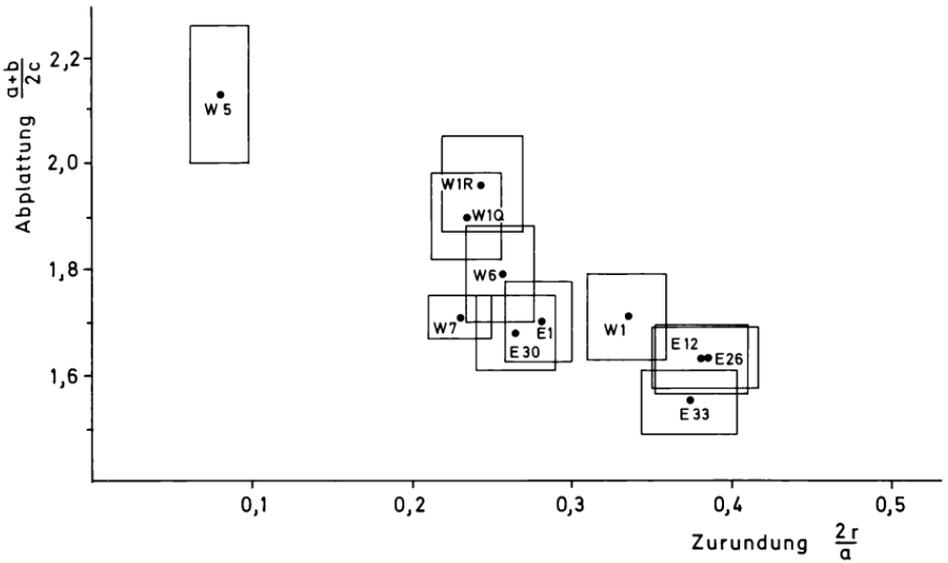


Abb. 40: CAILLEUX-Zurundungs-Index gegen Abplattungs-Index nach WENTWORTH (1922) mit den dazugehörigen Vertrauensrechtecken.

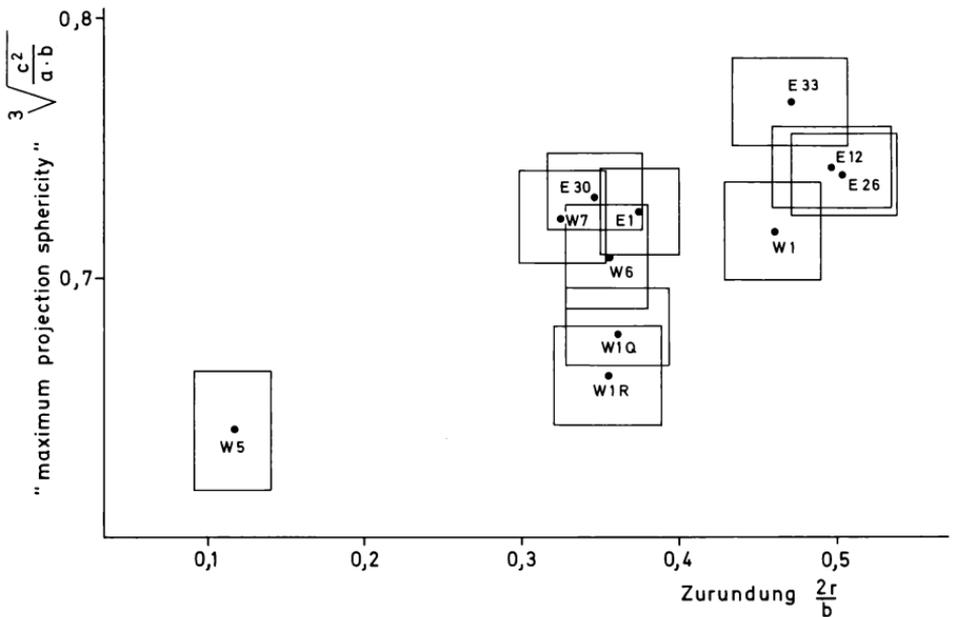


Abb. 41: KUENEN-Zurundungs-Index gegen „maximum projection sphericity index“ mit den dazugehörigen Vertrauensrechtecken.

Angaben statistisch abzusichern, wurden die Schwerpunkte für den CAILLEUX-Zurundungs-Index und den Abplattungs-Index sowie zum Vergleich der KUENEN-Zurundungs-Index und der „maximum projection sphericity index“ zusammen mit den Vertrauensrechtecken in ein Koordinatensystem eingetragen (Abb. 40, 41). Da hohe Abplattungswerte niedrigen „sphericity“-Werten entsprechen, sind die beiden Darstellungen längs einer Linie parallel der Abszisse spiegelbildlich. Beide Index-Gruppen liefern gleiche Ergebnisse. Allerdings trennt das Diagramm in Abb. 41 deutlicher und soll daher als erstes betrachtet werden. Vor allem bezüglich der Zurundung lassen sich drei Gruppen klar unterscheiden:

1. W 5 ist von allen anderen Proben völlig isoliert, was durch diese Darstellungsweise noch besser als durch die Morphogramme zum Ausdruck kommt.
2. Die Proben W 1 R, W 1 Q, W 6, W 7, E 1, E 30 sind sich in der Zurundung relativ ähnlich, bezüglich der Form aber unterschiedlicher. So überlappen sich nicht alle Vertrauensrechtecke, wodurch W 1 R und W 1 Q signifikant von W 7, E 1 und E 30, sowie W 1 R zusätzlich von W 6 unterschieden sind, doch grenzen sich diese 6 Proben besonders deutlich nur von W 5 und W 1, E 12, E 26, E 33 ab. Bemerkenswert ist auch die deutliche Überschneidung der Vertrauensrechtecke der Proben W 1 R und W 1 Q. Die beiden Proben unterscheiden sich also trotz des andersartigen Gesteins, was für die Formgebung wesentlich ist (SAMES 1966: 132; KING & BUCKLEY 1968: 205; KUENEN 1956: 347), nicht signifikant.
3. In der dritten Gruppe sind allein drei der fünf Eckelsheimer Proben sowie W 1 vertreten. Sie zeichnet sich durch die durchschnittlich höchsten Zurundungs- und „sphericity“-Werte aus; somit müssen die Gerölle von Eckelsheim durchschnittlich besser gerundet und kugeliger sein, was tatsächlich auch der Fall ist (Zurundungs-Index / Abplattungs-Index für alle Proben von Eckelsheim 0,336/1,64 bzw. von Wöllstein 0,229/1,87). Die Vertrauensrechtecke der Proben E 12 und E 26 überschneiden sich fast ganz und verdeutlichen die enge Verwandtschaft zwischen beiden Stichproben. Deutlich getrennt sind bezüglich der Form allerdings die Proben W 1 und E 33.

Das Diagramm in Abb. 40 liefert grundsätzlich gleiche Ergebnisse. Da der Zurundungs-Index nach KUENEN (1956) in der Regel um 0,1 höhere Werte als der von CAILLEUX (1947) liefert, sind die beiden großen Gruppen um diesen Wert verschoben. Ausnahmen sind W 5 und W 1, die mit dem CAILLEUX-Index im Verhältnis zu niedrige Werte ergeben. Dadurch wird die Trennung zwischen den beiden großen Gruppen weniger markant.

Da trotz schwacher Überlappung der Vertrauensrechtecke die Schwerpunkte signifikant abweichen können (vgl. S. 60), wurde der t-Test durchgeführt (Tab. 3, 4). Tatsächlich beweist er für einige Proben innerhalb der beiden großen Gruppen doch noch signifikante Unterschiede.

Als nächstes soll der Zusammenhang zwischen den Mittelwerten für den Zurundungs- und Abplattungs-Index sowie den dazugehörigen Standardabweichungen untersucht werden. REINECK & DÖRJES (1976) haben erstmals auf die Bedeutung dieser Abhängigkeit hingewiesen. An Geröllstränden und -vorstränden der Costa Brava fanden sie in seegangsexponierten Buchten hohe Zurundungswerte, niedrige Abplattungswerte und niedrige Standardabweichungen von beiden Parametern. Mit abnehmender Brandungseinwirkung sanken die Zurundungswerte, während Abplattung und Standardabweichung zunahm. Daraus ziehen REINECK & DÖRJES (1976: 132) den Schluß, daß bei häufiger Abrollung durch die Brandung die Gerölle kugeliger und formähnlicher werden als bei geringerer Beanspruchung. Falls diese Abhängigkeit tatsächlich besteht, müßte aus dem Verhältnis Mittelwert/Standardabweichung bei fossilen Geröllen des Strandbereiches auf die Seegangsexposition geschlossen werden können. Damit ließe sich eine sehr wesentliche, gestaltbeeinflussende Kraft halbquantitativ erfassen.

Tab. 3: t-Test für den Zurundungsindex nach KUENEN (1956) (extrafett) bzw. CAILLEUX (1947).

$t_{198;0,05} = 1,97$ $t_{198;0,01} = 2,60$ $t_{198;0,001} = 3,34$ $t_{198;0,0001} = 3,97$

	W1	W1R	W1Q	W5	W6	W7	E1	E12	E26	E30	E33
W1		5,12	6,03	16,11	4,85	6,50	3,47	2,34	2,37	3,93	1,85
W1R	4,50		0,54	10,38	0,73	0,87	2,15	6,77	7,16	1,24	6,51
W1Q	5,62	0,29		10,78	1,40	0,34	2,95	7,57	8,09	1,89	7,37
W5	17,34	11,38	11,90		12,53	10,83	14,26	15,97	17,38	11,92	16,30
W6	5,12	0,00	0,33	13,45		1,79	1,57	6,59	7,03	0,62	6,32
W7	6,35	1,31	1,65	11,37	1,51		3,40	7,98	8,56	2,25	7,80
E1	4,19	0,94	0,62	14,82	1,10	2,59		5,43	5,76	0,81	5,10
E12	1,50	5,56	5,34	17,01	6,17	7,27	5,36		0,14	5,74	0,19
E26	1,97	6,29	6,07	19,07	7,12	8,27	6,24	0,32		6,06	0,43
E30	5,17	0,35	0,66	11,96	0,40	1,02	1,42	6,20	7,06		5,43
E33	0,45	4,61	4,37	16,15	5,14	6,27	4,29	0,99	1,38	5,21	

Tab. 4: t-Test für den „maximum projection sphericity index“ nach SNEED & FOLK (1958) (extrafett) und den Abplattungsindex nach WENTWORTH (1922).
 $t_{198;0,05} = 1,97$ $t_{198;0,01} = 2,60$ $t_{198;0,001} = 3,34$ $t_{198;0,0001} = 3,97$

	W1	W1R	W1Q	W5	W6	W7	E1	E12	E26	E30	E33
W1		4,15	3,40	5,50	1,33	0,00	0,18	1,62	1,56	0,56	3,20
W1R	4,17		1,01	2,15	2,67	4,34	4,41	6,16	5,98	4,91	7,58
W1Q	3,11	1,23		3,03	2,23	3,58	3,67	5,56	5,35	4,20	7,11
W5	5,21	1,41	2,57		4,30	5,65	5,71	7,02	6,90	6,10	8,10
W6	0,73	3,34	2,26	4,44		1,39	1,53	2,99	2,90	1,93	4,87
W7	0,38	4,59	3,53	5,60	1,11		0,19	1,73	1,66	0,60	3,41
E1	0,55	4,91	3,84	5,91	1,30	0,16		1,46	1,41	0,39	3,10
E12	2,01	6,45	5,43	7,29	2,74	1,63	1,53		0,00	1,10	1,92
E26	1,78	6,24	5,21	7,11	2,51	1,39	1,29	0,26		1,05	1,82
E30	1,03	5,38	4,33	6,33	1,76	0,64	0,50	1,02	0,77		2,82
E33	3,92	8,22	7,31	8,89	4,58	3,57	3,56	2,12	2,38	3,06	

Leider wurden in der genannten Arbeit nur fünf Buchten untersucht. Die Gerölle bestanden in vier Buchten aus Granit/Granodiorit, in einer Bucht (Sa Tuna) aus Phylliten (REINECK & DÖRJES 1976: 130). Da, wie schon erwähnt, die Gesteinsart, Härte und Textur einen großen Einfluß auf die Gestalt haben, lassen sich die Phyllite nur begrenzt mit den Granitgeröllen, deren Zurundung durch die Wollsockverwitterung noch begünstigt wird, vergleichen. Dies wird auch von REINECK & DÖRJES (1976: 114, 130) betont. KUENEN (1956: 350) und ABBOTT & PETERSON (1978) stellten aufgrund experimenteller Untersuchungen Gesteinsgruppen auf, die weitgehend gleiche Widerstandsfähigkeit besitzen. Gesteine mit hoher Härte, wie Radiolarit, Achat, Quarz/Quarzit und Rhyolith, sind für die gerölmorphometrische Analyse am besten geeignet, während Granit, Gabbro, Dolerit, harte Kalksteine weniger geeignet sind. Die hohe Widerstandsfähigkeit des Rhyolithes kann durch die dichte Grundmasse erklärt werden. Auch SAMES (1966: 128 f.) betont den großen Einfluß von Lithologie und tektonisch bedingten Anisotropien wie Klüfte und Schieferung (Phyllite!) auf die Gestalt der Gerölle. Er hält Rhyolith aufgrund seiner kompakten Struktur für am geeignetsten, dagegen erreichen grobkörnige Granitgerölle zwar schnell hohe Zurundungswerte, sind aber gegenüber späterer Überprägung auch sehr anfällig. Es bestehen also gewisse Unsicherheiten beim Vergleich der Granit-/Phyllit-Gerölle mit den in dieser Arbeit untersuchten Rhyolith-Geröllen. Es ist allerdings wahrscheinlich, daß sich an der prinzipiellen Aussage von REINECK & DÖRJES (1976), auch wenn eine andere Gesteinsart der Untersuchung zugrunde liegt, nichts ändert.

In Abb. 42 sind die Abplattungswerte gegen die Standardabweichung der fünf Proben von REINECK & DÖRJES (1976: Tab. 2, vgl. Abb. 6 b) aufgetragen. In dem Diagramm ist zusätzlich die Regressionsgerade dargestellt. Der Pfeil zeigt in Richtung zunehmend geschützter Buchten. Aus dieser Darstellung geht der von REINECK & DÖRJES (1976) erkannte Zusammenhang klar hervor: niedrige Abplattungswerte und niedrige Standardabweichungen finden sich in brandungsexponierten Buchten, während in geschützten Buchten plattige Gerölle und eine größere Formenvielfalt anzutreffen ist. Der korrigierte Korrelationskoeffizient ist außerordentlich hoch (Tab. 5, Spalte 3, 4). Völlig gleiche Verhältnisse können bei den Proben von Wöllstein und Eckelsheim festgestellt werden (Abb. 43, Tab. 5 Spalte 1, 2). Auch hier ist die Irrtumswahrscheinlichkeit für den Korrelationskoeffizient $< 0,001$.

In Abb. 44 sind entsprechend die Zurundungswerte und Standardabweichungen der Gerölle aus der Schwappzone (REINECK & DÖRJES 1976: Abb. 6 a, Tab. 1) dargestellt. Der Pfeil der Regressionsgerade zeigt wieder in Richtung zunehmend geschützter Buchten. Aus diesen Werten schlossen REINECK & DÖRJES (1976) den erwähnten Zusammenhang zwischen Zurundungs-Mittelwert und -Standardabweichung. Die Korrelationsanalyse ergibt jedoch, daß diese Abhängigkeit keinesfalls signifikant ist (Tab. 5, Spalte 3). Berechnet man den Kennwert ohne die Phyllit-Gerölle von Sa Tuna – was methodisch besser ist, besonders weil die Phyllite eher zur Ausbildung plattiger Gerölle neigen – ist r^* noch wesentlich kleiner. Außerdem nimmt die Regressionsgerade für diesen Fall einen (gegensinnigen) Verlauf mit positiver Steigung (Tab. 5, Spalte 4). REINECK & DÖRJES (1976: 132) vermuten, daß die Zahl der Messungen in einer Bucht (Atumi) zu gering ist. Tatsächlich unterscheidet sich dieser Wert deutlich von den anderen. Wird er ausgeschlossen, so ist eine Signifikanz auf dem 5 %-Niveau und eine Regressionsgerade, die die von REINECK & DÖRJES (1976) postulierte Abhängigkeit wiedergibt, festzustellen (Tab. 5, Spalte 5). Ohne die Probe von Sa Tuna, die nur bedingt mit den granitischen Geröllen der anderen Buchten verglichen werden kann, besteht kein signifikanter Zusammenhang (Tab. 5, Spalte 6). Das gleiche gilt für die Proben aus Schwappzone und Vorstrand (Tab. 5, Spalte 7).

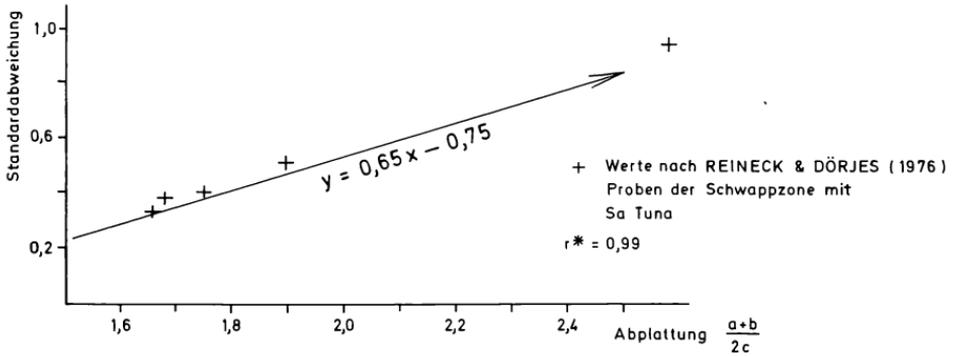


Abb. 42: Abplattungs-Index nach WENTWORTH (1922) gegen Standardabweichung. Werte nach REINECK & DÖRJES (1976).

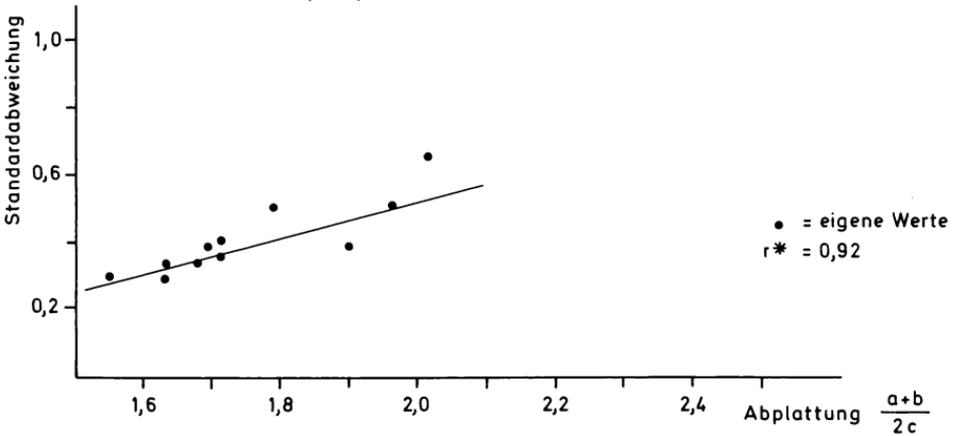


Abb. 43: Abplattungs-Index nach WENTWORTH (1922) gegen Standardabweichung. Proben von Wöllstein und Eckelsheim.

Festzuhalten ist also, daß der lineare Zusammenhang zwischen Zurundungs-Mittelwert und -Standardabweichung durch statistische Analysen nicht befriedigend abgesichert werden kann und daher offensichtlich nicht besteht. Die lineare Beziehung wurde durch die Verwendung von Geröllen verschiedenen petrographischen Aufbaus vorge-tauscht.

Für die Rhyolith-Gerölle von Wöllstein und Eckelsheim ergibt sich, wie auch bei der Abplattung, eine sehr deutliche, positive Korrelation mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit $< 0,001$ (Abb. 45; Tab. 5, Spalte 1, 2). Die Regressionsgerade verdeutlicht folgende Beziehung: je größer der Zurundungswert, desto größer ist auch die Standardabweichung. Gerölle mit durchschnittlich sehr guter Zurundung zeichnen sich also gleichzeitig durch große Zurundungsunterschiede aus. Dieser Zusammenhang ist vorerst überraschend, da gute Zurundung für hochenergetische Verhältnisse spricht, in denen die Gerölle auch sehr formähnlich sein sollten. Zur Klärung dieses Widerspruchs muß auf den allgemeinen Zusammenhang zwischen Zurundungs-Mittelwert und -Standardabweichung bei begrenzten Skalen eingegangen werden (über die Verteilung von Zurundungswerten im unteren Skalenbereich vgl. BARRETT 1980: 302): Die Zurundung kann definitionsgemäß die Werte 0,0 und 1,0 nicht unter- bzw. überschreiten. Es ist einleuchtend, daß Proben mit sehr hohem Zurundungswert nur wenig streuen können, während Proben mit einem mittleren Zurundungswert um 0,5 im allgemeinen die höchste Standardabweichung haben sollten. Das bedeutet, daß mit steigenden Mittelwerten bis 0,5 auch

Tab. 5: Korrelationskoeffizient (r), korrigierter Korrelationskoeffizient (r*), Irrtumswahrscheinlichkeit (α) und Funktion der Regressionsgeraden für den Zusammenhang zwischen Zurundungs-Mittelwert und Standardabweichung bzw. zwischen Abplattungs-Mittelwert und Standardabweichung.
 Proben von Wöllstein/Eckelsheim und nach REINECK & DÖRJES (1976).

Wöllstein – Eckelsheim

Spalte	Proben	n	r	r*	α	Funktion
1	mit W1Q $\frac{2r}{a}$ gegen s	11	0,854	0,868	<0,001	$y = 0,23x + 0,059$
	$\frac{a+b}{2c}$ gegen s	11	0,913	0,922	<0,0001	$y = 0,536x - 0,551$
2	ohne W1Q $\frac{2r}{a}$ gegen s	10	0,850	0,867	<0,01	$y = 0,227x + 0,06$
	$\frac{a+b}{2c}$ gegen s	10	0,951	0,957	<0,001	$y = 0,58x - 0,62$

Werte nach REINECK & DÖRJES (1976: 131)

3	Schwappzone mit Sa Tuna $\frac{2r}{a}$ gegen s	6	-0,620	-0,684	>0,05	$y = -0,127x + 0,234$
	$\frac{a+b}{2c}$ gegen s	5	0,995	0,997	<0,001	$y = 0,65x - 0,75$
4	Schwappzone ohne Sa Tuna $\frac{2r}{a}$ gegen s	5	0,224	0,277	>0,05	$y = 0,028x + 0,144$ bzw. $y = -0,32 + 1,72x - 1,5x^2$
	$\frac{a+b}{2c}$ gegen s	4	0,965	0,998	<0,01	$y = 0,44x - 0,38$
5	Schwappzone ohne Atumi $\frac{2r}{a}$ gegen s	5	-0,906	-0,947	<0,05	$y = -0,167x + 0,262$
6	Schwappzone ohne Sa Tuna und Atumi $\frac{2r}{a}$ gegen s	4	-0,624	-0,815	>0,05	$y = -0,061x + 0,199$
7	Schwappzone und Vorstrand ohne Sa Tuna $\frac{2r}{a}$ gegen s	9	0,469	0,499	>0,05	$y = 0,094x + 0,106$

die Standardabweichung wächst, dann aber, bei weiter zunehmenden Mittelwerten, wieder abnimmt. In einem Koordinatensystem aufgetragen, müßte sich also eine umgekehrt U-förmige Verteilung ergeben.

Die Zurundungswerte der Proben von Wöllstein und Eckelsheim liegen zwischen 0,081 und 0,384, also alle deutlich unter 0,5 und teilweise sogar im untersten Bereich der Skala. Nach dem oben geschilderten, rein methodischen Zusammenhang müßten die niedrigen und hohen Zurundungs-Werte niedrige Standardabweichung, die mittleren Zurundungs-Werte hohe Standardabweichung besitzen, was auch der Fall ist.

Unter dem beschriebenen Gesichtspunkt sollen nun die Werte von REINECK & DÖRJES (1976) nochmals betrachtet werden. Die Probe Sa Tuna wird aus den schon genannten Gründen ausgeschlossen; die Werte schwanken damit zwischen 0,459 und 0,67. Zu erwarten sind damit erst steigende, dann fallende Werte für die Standardabweichung. Ein Blick in die Tabelle (REINECK & DÖRJES 1976: Tab. 1) bestätigt den vermuteten Zusammenhang: die Daten für die Schwappzone lassen eine umgekehrt U-förmige Verteilung vermuten. Tatsächlich paßt sich eine Regressionskurve zweiten Grades der Punktwolke sehr gut an (Abb. 44). Für die Zurundungswerte der Proben aus dem Mainzer Becken ist die lineare Korrelation noch sehr gut, weil der Bereich des Wendepunktes nicht erreicht bzw. überschritten wird.

Für die Abplattungswerte liegen die Verhältnisse dagegen anders. Diese Skala ist nach unten durch den Wert 1,0 begrenzt, nach oben ist sie hingegen (zumindest theoretisch) offen. Standardabweichung und Mittelwert sollten daher, solange sie sich nicht im untersten Bereich der Skala befinden, von einem methodischen Zusammenhang frei sein. Daher kann die von REINECK & DÖRJES (1976) gefundene Beziehung in dieser Arbeit bestätigt werden. Einschränkend muß jedoch festgestellt werden, daß vor allem aus dem Recentbereich noch zu wenig Daten vorliegen. Der von REINECK & DÖRJES (1976) eingeschlagene Weg, halbquantitative Vorstellungen über die Stärke der Brandung zu erhalten, bedarf dringend der weiteren Absicherung durch zusätzliche Untersuchungen.

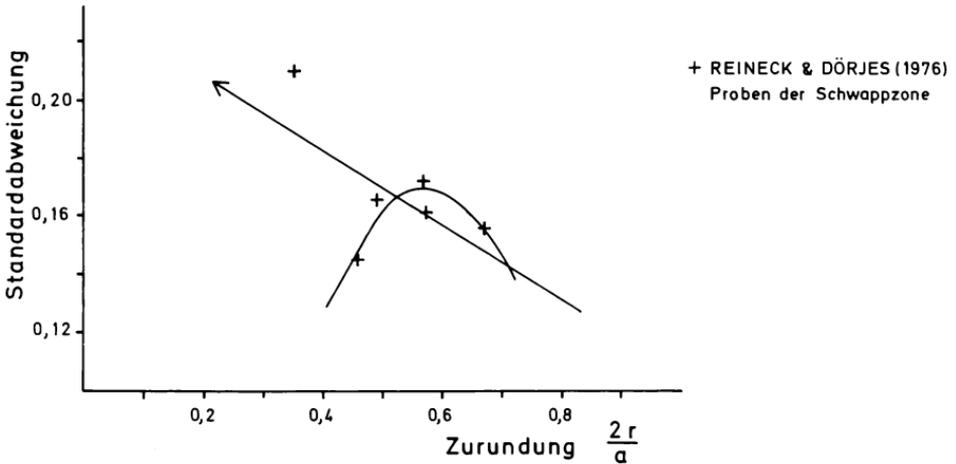


Abb. 44: CAILLEUX-Zurundungs-Index gegen Standardabweichung. Werte nach REINECK & DÖRJES (1976). Der Pfeil der Regressionsgeraden zeigt in Richtung zunehmend geschützter Buchten. Die Regressionskurve paßt sich den erst steigenden, dann fallenden Werten für die Standardabweichung besser an, sofern die Phyllite der Probe Sa Tuna unberücksichtigt bleiben.

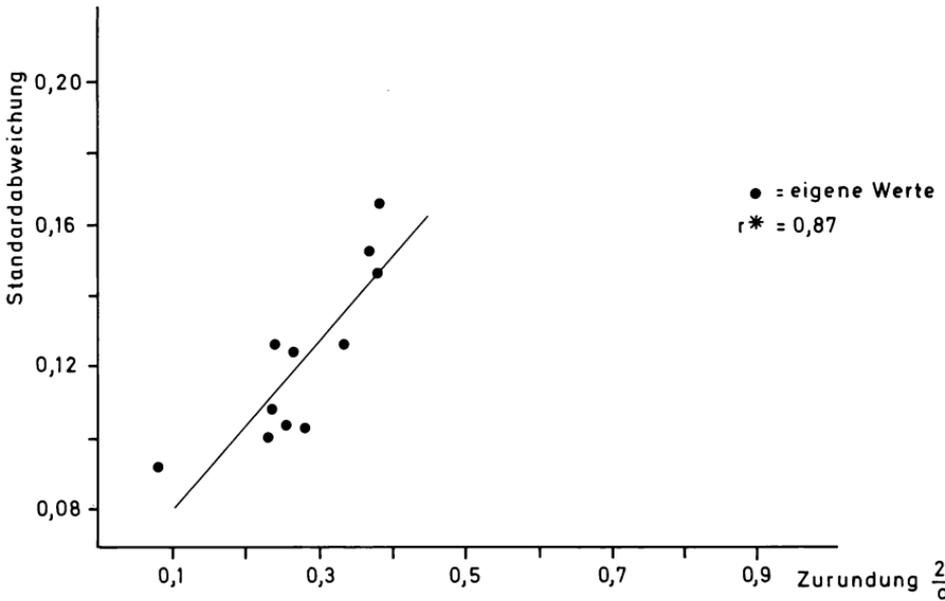


Abb. 45: CAILLEUX-Zurundungs-Index gegen Standardabweichung. Mit besserer Zurundung wächst auch die Standardabweichung. Proben von Wöllstein und Eckelsheim.

Eine weitere Methode, Art und Stärke der Wasserbewegung abzuschätzen, wird von RICHTER (1958) und SCHRAPS (1969) vorgeschlagen. Nach RICHTER (1958: 400) streuen die Werte für marine Gerölle in einem Zurundungs-/Abplattungs-Diagramm stark, was auf die sehr verschiedenen Ablagerungsprozesse im marinen Bereich zurückzuführen ist. In Abb. 46 wurden die Proben aus der Schwappzone nach REINECK & DÖRJES (1976), Probe 31 nach RICHTER (1958: Abb. 10) (Rhyolithgeröll-Kollektion aus dem oligozänen Meeressand von Bad Kreuznach), Proben von Quarzgeröllen aus dem kretazischen Rothenbergsandstein (SCHRAPS 1969: Abb. 2) sowie die Werte der Proben von Wöllstein und Eckelsheim eingetragen. Probe 31 ist ähnlich schlecht gerundet wie W 5, aber weniger plattig als diese. Die Gerölle von Eckelsheim und Wöllstein, die weniger hohe Zurundungswerte aufweisen, liegen in unmittelbarer Nachbarschaft der Proben von SCHRAPS 1969: 45 f.). Aus diesem Diagramm geht außerdem klar hervor, wie weit die Werte von

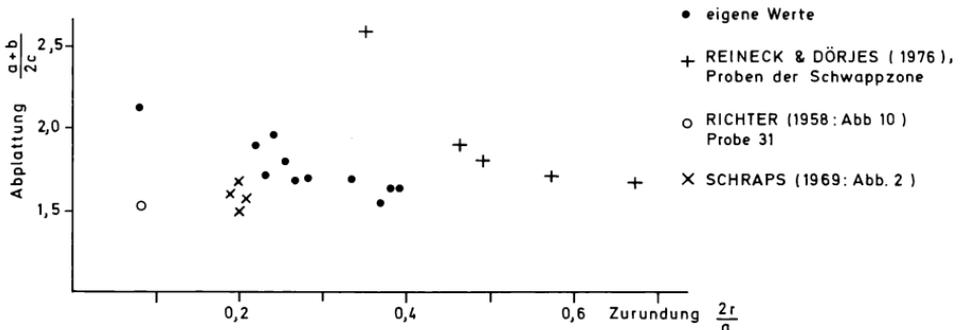


Abb. 46: CAILLEUX-Zurundungs-Index gegen Abplattungs-Index nach WENTWORTH (1922). Erläuterungen s. Text.

REINECK & DÖRJES (1976) auseinanderliegen. Dies ist nicht verwunderlich, da sich die Buchten wesentlich durch die Brandungsintensität und damit auch durch die transportdynamischen Bedingungen unterscheiden.

Betrachtet man die Werte von REINECK & DÖRJES (1976) und die des Mainzer Beckens getrennt, so geht der z. T. hochsignifikante Zusammenhang zwischen Zurundung und Abplattung hervor (Tab. 6): flache Gerölle besitzen geringe Zurundung, kugelige einen hohen Zurundungswert (vgl. auch WENTWORTH 1922: 82). Nach TRICART (1951: 252, 254), KUENEN (1956) u. a. sind hohe Zurundung und niedrige Abplattung charakteristisch für Gerölle brandungsexponierter, kiesig-steiniger Strände. Ob mit Hilfe dieses Diagrammes tatsächlich marine Ablagerungsverhältnisse so differenziert rekonstruiert werden können, erscheint aber fraglich, da die Untersuchungen an recenten Sedimenten bisher zu widersprüchliche Ergebnisse lieferten (vgl. S. 66 f.). Mit Erfolg kann es bei der Abgrenzung der Transportbedingungen im glazialen und fluviatilen Bereich angewandt werden (z. B. RICHTER 1958; REINECK & SINGH 1980: 140).

Tab. 6: Korrelationskoeffizient (r), korrigierter Korrelationskoeffizient (r^*), Irrtumswahrscheinlichkeit (α) und Funktion der Regressionsgeraden für den Zusammenhang zwischen Zurundungs- und Abplattungs-Mittelwert.
Proben von Wöllstein/Eckelsheim und nach REINECK & DÖRJES (1976).

Wöllstein – Eckelsheim

Proben	n	r	r*	α	Funktion
mit W 1 Q $\frac{2 r}{a}$ gegen $\frac{a + b}{2 c}$	11	-0,878	-0,891	<0,001	$y = -1,68 x + 2,23$
ohne W 1 Q $\frac{2 r}{a}$ gegen $\frac{a + b}{2 c}$	10	-0,878	-0,892	<0,001	$y = -1,64 x + 2,21$

Werte nach REINECK & DÖRJES (1976: 131)

Schwappzone mit Sa Tuna $\frac{2 r}{a}$ gegen $\frac{a + b}{2 c}$	5	-0,868	-0,921	<0,05	$y = -2,75 x + 3,33$
Schwappzone ohne Sa Tuna $\frac{2 r}{a}$ gegen $\frac{a + b}{2 c}$	4	-0,917	-0,99	<0,01	$y = -1,09 x + 2,36$

Nach Auswertung der Zurundungs- und Abplattungsmorphogramme, der statistischen Kennwerte, des Zusammenhanges Abplattungs-Mittelwert und -Standardabweichung und des Zurundungs-/Abplattungs-Diagrammes ergibt sich folgendes Bild:

Die Probe W 5 zeichnet sich durch extrem niedrige Zurundungs- aber hohe Abplattungswerte aus. Die Rhyolithbruchstücke sind ausgesprochen eckig und besitzen eine vergleichsweise große Formenvielfalt. Damit unterscheidet sich dieses Sediment von allen anderen Stichproben sehr deutlich. Die Gerölle wurden kaum überprägt, liegen mit ihrer nahezu ursprünglichen Form vor und waren zu keiner Zeit stärkerer Brandung oder Strömung ausgesetzt. Sie bieten so eine Vorstellung von der Gestalt der ursprünglichen Gesteinsbruchstücke, die die Rhyolithkuppen vor der mitteloligozänen Transgression als mächtige Schutzzonen umgaben.

Ein ähnliches Sediment wie Probe W 5 beschreibt WEYL (1939: 42) vom Steigerheck bei Fürfeld als Rhyolithschutt und vermutet darin eine festländische Verwitterungsdecke, was jedoch bei den hier beschriebenen Geröllen aufgrund der Fossilführung nicht der Fall sein kann. LÜTTIG (1964) weist ausdrücklich darauf hin, daß Transgressionsschotter nicht immer gut gerundet, vielmehr oft ausgesprochen eckig sind und sie kaum jemals stärkerer Abrasion ausgesetzt waren (vgl. auch LÜTTIG 1962 b: 390; SAMES 1966: 141).

Alle anderen Gerölle besitzen die für Strandschotter typischen Eigenschaften. Die Zurundungs-Mittelwerte nach CAILLEUX (1947) liegen für Wöllstein zwischen 0,229 und 0,335 (Mittelwert 0,259), für Eckelsheim zwischen 0,265 und 0,384 (Mittelwert 0,336), die Abplattungswerte nach WENTWORTH (1922) für Wöllstein zwischen 1,71 und 1,90 (Mittelwert 1,81), für Eckelsheim zwischen 1,5 und 1,7 (Mittelwert 1,64). Für die spätere Charakterisierung des Ablagerungsraumes (s. S. 91) sind die Daten von GROGAN (1945) für Rhyolithgerölle vom Strand des Lake Superior von Bedeutung. Auf Grundlage des „intercept sphericity index“ nach KRUMBEIN (1941 a) sind die Gerölle von Wöllstein und Eckelsheim wesentlich kugelig [nach GROGAN (1945) Werte zwischen 0,55 und 0,64; eigene Proben zwischen 0,656 und 0,777].

Interessante Vergleichsuntersuchungen führten TRICART (1951: 254), TRICART & SCHAEFFER (1950: 163, 176 f., Abb. 6 C, 11 B) und TRICART & VONFELT (1955) an triasischen und jurassischen Karbonatgeröllen in den oligozänen Sedimenten des elsässischen Rheingrabenrandes durch. Die ermittelten Zurundungs- und Abplattungs-Werte entsprechen etwa denen von Eckelsheim und Wöllstein. Nach TRICART (1951: 254) und TRICART & SCHAEFFER (1950: 176 f.) wurden die Gerölle in einem marinen, hochenergetischen Milieu geformt, während TRICART & VONFELT (1955) eher an eine Zurundung in Torrenten denken (vgl. auch ILLIES 1965: 18). Die Gerölle sollen dann anschließend am oligozänen Strand abgelagert worden sein, wo sie kaum überprägt wurden. Die detaillierten Folgerungen gerade in TRICART & VONFELT (1955) scheinen aber, in Anbetracht der sehr komplexen Vorgänge bei der Verformung von Geröllen, zu weit zu gehen.

4. Bestrahlungsrauchquarze (smoky-quartzes)

Die Untersuchung von Bestrahlungsrauchquarzen ist in der Sedimentologie eine relativ neue Methode, die von SCHNITZER (1977, 1979) beschrieben wurde.

Bestrahlungsrauchquarze sind natürliche Quarzkörner, die aufgrund einer künstlichen Gamma-Bestrahlung je nach ihrer ursprünglichen Bildungstemperatur eine rauchbraune Färbung annehmen. Durch solche Bestrahlungen verfärben sich Quarze aus Effusivgesteinen in kurzer Zeit dunkel, Pegmatitquarze und Quarze aus Graniten über einen

längeren Zeitraum ebenfalls dunkel, während sich Quarze aus Gneisen und anderen Metamorphiten kaum und niedrig-thermale Gangquarze nicht färben lassen. Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß mit ihr erstmals die Liefergebiete der Hauptkomponenten, nämlich der Quarze, relativ schnell und einfach festgestellt werden können, während bei der Schwermineralanalyse oft nur ein äußerst geringer Prozentsatz des Sedimentes Auskunft über paläogeographische Konstellationen geben kann.

4.1. Methodik

Im Gegensatz zur einfachen Auswertung steht der vorherige hohe apparative Aufwand. Der Analysengang ist bei SCHNITZER (1977: 18 f.; 1979: 351 ff.) beschrieben. Die geeigneten Korngrößenfraktionen (0,5–2 mm) lassen sich durch Siebung abtrennen. Um reine Quarzkonzentrate zu erhalten, werden anschließend 300–500 Körner ausgelesen. Bei größeren Probemengen empfiehlt sich die Abtrennung mit Schwerelösungen. Die eventuell vorhandene Eigenfarbe wird durch 30 min. langes Kochen in mehrfach zu erneuernder, konzentrierter HCl festgestellt. Nach dem Auswaschen mit destilliertem Wasser kann die Bestrahlung in verschiedenen Geräten (Röntgengerät, Co⁶⁰-Präparat, Betatron, abgeschalteter Kernreaktor, Linearbeschleuniger) vorgenommen werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit erfolgte die Bestrahlung im Kernreaktor der Johannes Gutenberg-Universität Mainz.

4.2. Auswertung

Untersucht wurden mehrere Proben, die direkt über den Rhyolithklippen von Wöllstein aus den mitteloligozänen Kiessanden entnommen wurden. Eine weitere Probe (W 1 Q) stammt aus einem der Horizonte, die sich durch eine auffallende Häufung von Milchquarzgeröllen auszeichnen, während die Rhyolithgerölle sehr stark zurücktreten (vgl. Abb. 47). Auf diesen Umstand haben schon SCHOPP (1889: 362) und WAGNER (1926: 26, 40) hingewiesen, ohne aber eine Interpretation zu liefern. Vergleichbare Verhältnisse beschreibt GEIB, K. W. (1938: 94 f.) aus der Umgebung von Hargesheim, nordwestlich Bad Kreuznach. Dort sind im Unteren Meeressand bis über kopfgroße Quarz-, Quarzit- und Kalkgerölle eingeschaltet, die aus dem Devon von Stromberg stammen sollen.

Abb. 48 zeigt eine typische Probe aus dem Basisbereich des Unteren Meeressandes von Wöllstein. Die Quarzkörner sind eckig bis kantengerundet. Schon vor der Gammastrahlung lassen sich graue und sehr selten weiße Quarze unterscheiden. Nach der Bestrahlung verfärben sich weit über 95 % und nehmen eine dunkelgraue bis braungraue Farbe an, wodurch sich der Kontrast verstärkt. Die noch anhaftende feinkörnige Rhyolithmasse erscheint an den Quarzkörnern als helle Stellen. Die Quarzkörner, für deren Entstehung relativ hohe Bildungstemperaturen angenommen werden müssen, stammen alle aus dem direkt im Untergrund anstehenden Rhyolith. Dieselben Verhältnisse konnten in dem Proben von Eckelsheim ebenfalls festgestellt werden. Der Untere Meeressand der beiden untersuchten Gebiete stellt also sehr lokale Schüttungen dar. Ein Transport durch das Becken oder entlang der Küste kann nicht stattgefunden haben, vielmehr wurden die Sedimente in unmittelbarer Nähe ihrer Liefergebiete (Höllberg bzw. Steigerberg) abgelagert. Auch nach rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen der

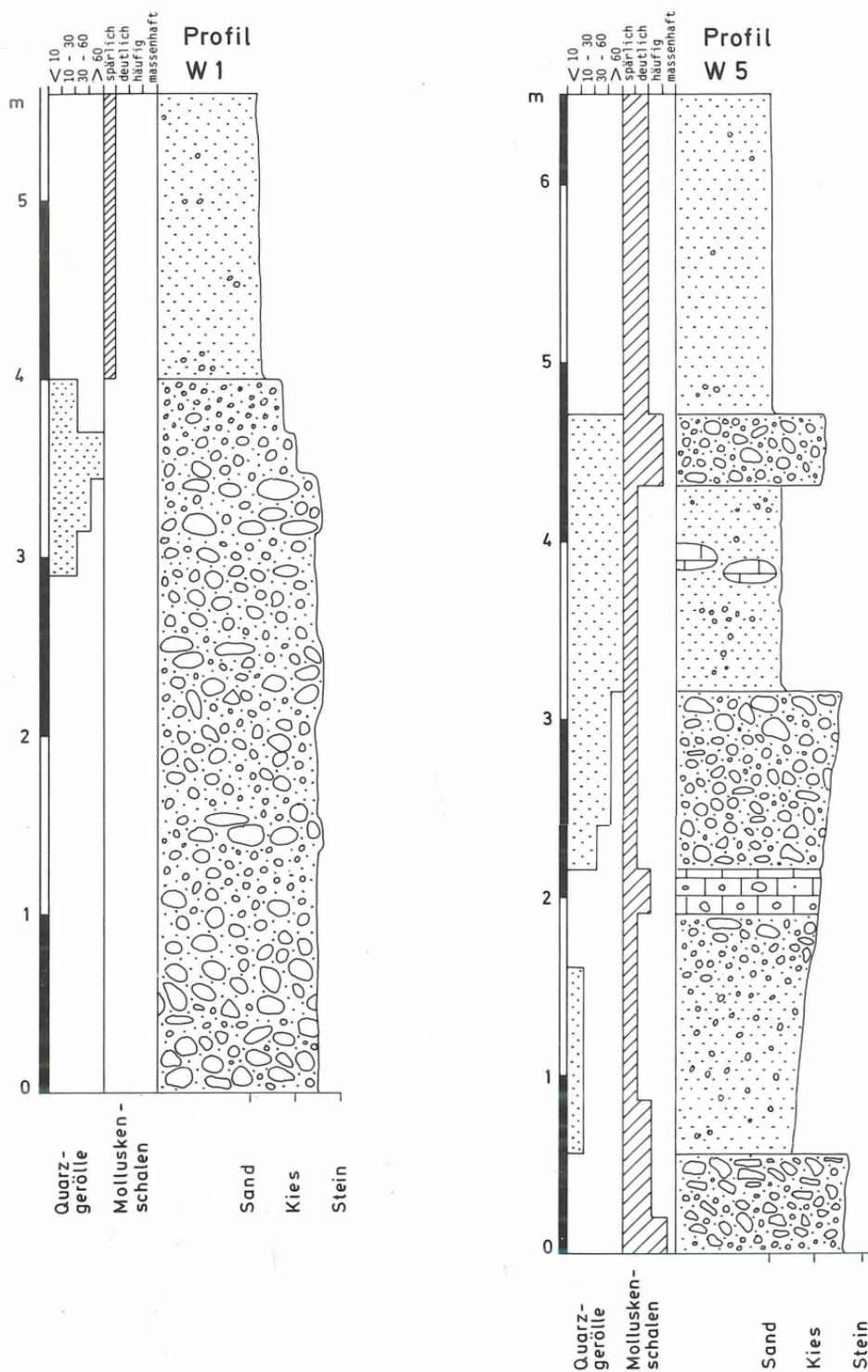


Abb. 47: Profile W 1 und W 5. Die Probe W 1 Q stammt aus dem Bereich zwischen 3 und 4 m. Grube Wöllstein. Legende s. Abb. 10.

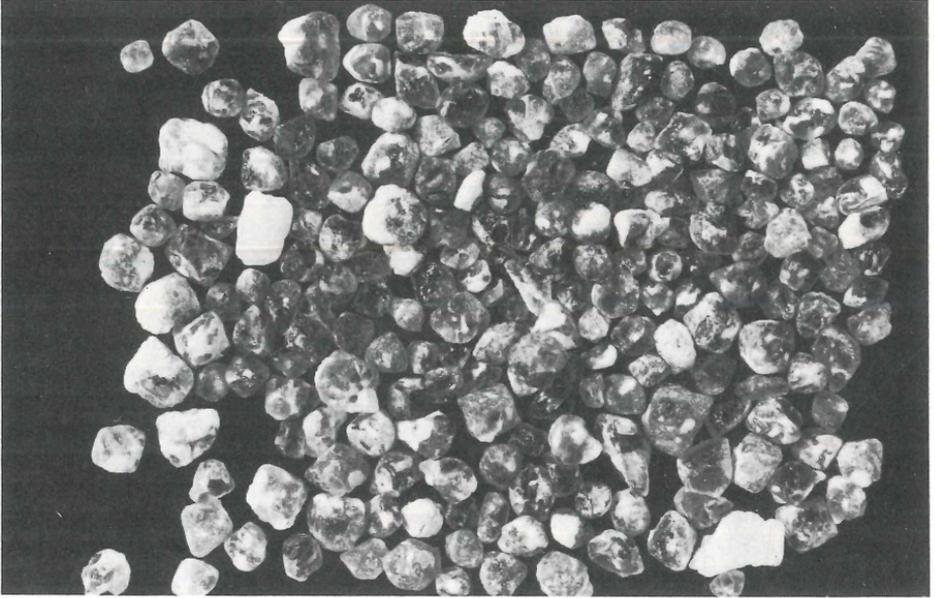


Abb. 48: Quarzkörner aus dem Basisbereich des Unteren Meeressandes von Wöllstein nach der Bestrahlung. Quarze, die unter niedrigen Bildungstemperaturen entstanden und sich nicht verfärbten, fehlen fast völlig. Bildbreite 3,5 cm.



Abb. 49: Probe W 1 Q, Grube Wöllstein. Die nicht verfärbten, niedrig thermalen Gangquarze bilden einen beträchtlichen Anteil in der Korngrößenfraktion 0,5 – 2 mm. Bildbreite 3,5 cm.

Quarzkornoberflächen ist ein weiterer Transport auszuschließen, da die Quarzkörner ausgesprochen eckig sind und häufig muschelförmige Abschlagflächen aufweisen (HARTKOPF 1982). WEYL (1939: 37 ff.) kam mit Hilfe der Schwermineralanalyse zu gleichen Ergebnissen, und zahlreiche andere Autoren wiesen nach makroskopischen Beobachtungen schon sehr früh auf diesen Umstand hin (z. B. WEINKAUFF 1865: 181).

Ein völlig anderes Bild bietet dagegen die Probe W 1 Q (Abb. 49). Hier überwiegen zwar immer noch die stark verfärbten Bestrahlungsrauchquarze (ca. 65 %) aus dem Rhyolith, es tritt aber eine beachtliche Menge nicht verfärbter Quarzkörner hinzu. Da sie überhaupt keine Verfärbung zeigen, müssen sie unter sehr niedrigen Bildungstemperaturen entstanden sein (z. B. niedrig thermale Gangquarze, vgl. SCHNITZER 1979: Abb. 1).

Interessant ist ein Vergleich zwischen dem Verhältnis Bestrahlungsrauchquarze – Gangquarze in den verschiedenen Korngrößen. In der Kiesfraktion der Probe W1Q überwiegen die Gangquarze mit ca. 80 %, der Rest wird von Rhyolithgeröllen und sehr untergeordnet von Quarziten und Lyditen gebildet; in der Sandfraktion sind nicht verfärbte Quarze nur noch mit 30–40 % vertreten. Da die Gangquarz-Kiese annähernd gleiche Sinkgeschwindigkeit haben wie die Rhyolithgerölle und damit keine Sortierung stattgefunden haben kann, muß in dem Liefergebiet die Kiesfraktion stärker vertreten gewesen sein als kleinere Korngrößenbereiche.

Problematisch ist die Herkunft der Gangquarze. Es ist sehr schwierig, nach den ausschließlich widerstandsfähigen Komponenten ein Liefergebiet zu bestimmen. Durch einen langen Transportweg werden ehemals vielleicht vorhandene, weiche Gesteine sehr bald zerstört, und zurück bleibt ein verarmter, untypischer Geröllbestand, in dem harte Gesteine überproportional vertreten sind (vgl. ABBOTT & PETERSON 1978).

In Rotliegend-Sedimenten verschiedener stratigraphischer Stellung kommen Gangquarze neben Quarziten u. a. häufig vor. Sedimente der Lebach- und Tholey-Gruppe stehen NNW'lich Wendelsheim an; soweit bekannt, fehlen sie aber in der unmittelbaren Umgebung der von Rhyolith aufgebauten Höllberg-Insel, so daß es sich nicht um die Aufarbeitungsprodukte des Liegenden handeln kann. So bieten sich die beiden folgenden Möglichkeiten an, das gehäufte Auftreten der Gangquarzgerölle zu deuten:

- a) Die Kiese und Sande wurden im Mitteloligozän durch einmündende Flüsse in das Rupelton-See geschüttet. So deutet GEIB, K. W. (1938: 94) die ortsfremden Quarz- und Kalkgerölle im Unteren Meeressand der Festlandküste bei Hargesheim. Dagegen war die Höllberg-Insel nach S und W aber durch zahlreiche Tiefen und Inseln (z. B. Rheingrafenstein-I., Eichelberg-I., Horn-I.; vgl. Abb. 6) vom Festland getrennt und diesem etwa 4 km vorgelagert. Daher ist es relativ unwahrscheinlich, daß die Gangquarzgerölle aus dem Strandbereich des Festlandes bis zur Höllberg-Insel transportiert werden konnten. In dieser Gegend wurden die Kiese nicht in Ablagerungen des Rupeltones, sondern nur an dessen Basis gefunden [Bohrung Gau-Bickelheim und Wallertheim (SONNE 1970: 19, 24 f.)]. Ein weiterer möglicher Transportweg wäre vom Hunsrück quer durch die Kreuznach-Bucht. Hierfür könnten die „fluviomari-“, bis über 7 m mächtigen Quarz- und Quarzitschotter im Rupelton (Foraminiferen-Mergel) von Bad Kreuznach einen Hinweis geben. Sie lassen sich zwar weiter nach W bis auf Blatt Waldböckelheim verfolgen, sind jedoch SE'lich von Bad Kreuznach innerhalb des Rupeltones bisher nicht bekannt geworden (GEIB, K. 1918; GEIB, K. W. 1950: 103, Abb. 1). Als Liefergebiet für diese Kiese wird der Hunsrück angenommen (WAGNER 1926: 40 f.).

- b) Bei den Gangquarzgeröllen handelt es sich um prämitteloligozäne (unteroligozäne?), fluviatile Ablagerungen, die vom mitteloligozänen Meer aufgearbeitet wurden. Diese fluviatilen Sedimente, reine Gangquarze bis Faustgröße, wurden durch GEIB, K. W. (1961) von mehreren Lokalitäten in der Staudernheim- und der Kreuznach-Bucht sowie aus Bohrungen bei Gau-Bickelheim und Wallertheim bekanntgemacht. Diese Kiese treten gehäuft in einem prämitteloligozän angelegten Tal zwischen Waldböckelheim und Bad Kreuznach unter Foraminiferen-Mergel und auf Rotliegendem auf. Die Gerölle aus den Bohrungen Gau-Bickelheim und Wallertheim liegen unter Fischschiefer und ebenfalls auf Rotliegendem. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis 16 m (SONNE 1970: 19, 24 f.). Diese Sedimente gehören also nicht demselben Schotterkörper an, der im Raum Bad Kreuznach - Waldböckelheim im Rupelton als fluviatile Schüttung eingeschaltet ist. Die von GEIB, K. W. (1961) beschriebenen Vorkommen liegen in zwei \pm NE-SW verlaufenden Depressionen im Untergrund des Mainzer Beckens, müssen also von zwei verschiedenen Flüssen stammen (SONNE 1970: 19, Abb. 1). Das Vorkommen von Wöllstein läßt sich keinem der beiden Talsysteme eindeutig zuordnen.

Die auffallende Häufung von Gangquarzgeröllen in einigen wenigen Horizonten der Grube Wöllstein läßt sich am besten folgendermaßen erklären: Während der langen, prämitteloligozänen Festlandsphase wurden durch ein Flußsystem in der nächsten Umgebung des Höllberges Gangquarzgerölle abgelagert. Ihre Herkunft ist noch ungeklärt. Am ehesten lassen sie sich aus geröllreichen Sedimenten des Rotliegendem oder aus dem tektonisch stark beanspruchten Hunsrückschiefer, der häufig von Quarzgängen durchsetzt ist, ableiten (vgl. GEIB, K. W. 1961: 22, 24; SONNE 1970: 19). Auf die fluviatilen Kiese transgredierte dann das mitteloligozäne Meer. Das ausschließliche Vorkommen besonders widerstandsfähiger Komponenten (95 % Gangquarze, 5 % Quarzite und Lydite) läßt sich mit der wiederholten Umlagerung erst in einer fluviatilen, dann marinen Phase erklären.

5. Paläoökologische Aspekte

Wie von NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE (1978: 113) in einer ersten paläoökologischen Analyse gezeigt werden konnte, setzt sich die Fauna der Sandgrube Eckelsheim überwiegend aus Arten des Supralitorals, Litorals und Sublitorals zusammen. Die Biozöosen des felsigen Litorals sind sehr spezifisch, da die hier heimischen Arten schnell wechselnden hydrostatischen Drücken (Brandung) und z. T. auch kurzfristig der Luft ausgesetzt sind. Zudem benötigen sessile Organismen (viele sind passive Filtrierer) bestimmte Anpassungen, um sich im rasch fließenden Wasser ernähren zu können. Die Stärke der Wasserbewegung ist also nicht nur für die Verteilung des Sedimentes, sondern auch für die Sedentier des Felslitorals von erstrangiger Bedeutung.

Ziel dieser Arbeit war es nicht, neben der sedimentologischen Untersuchung eine detaillierte paläoökologische Analyse durchzuführen (siehe dazu NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE 1978). Für die Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse sind jedoch einige spezielle Probleme, die im folgenden erörtert werden, von Wichtigkeit. Dies betrifft vor allem die Bedeutung sessiler Organismen für die Abschätzung der Dauer von Sedimentationsunterbrechungen und den Nachweis plötzlicher Änderungen im Sedimentationsgeschehen.

5.1. Dauer von Sedimentationsunterbrechungen

Vor allem in der Grube Eckelsheim wurden vielfach Hartteile sessiler Invertebraten auf gut gerundeten Geröllen noch feststehend gefunden (Abb. 50 a, b). Für diese Gerölle muß zumindest während der Lebzeiten der aufgewachsenen Tiere eine \pm stabile Lage angenommen werden (vgl. NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE 1978: 112; REINECK & DÖRJES 1976: 138). Da diese Organismen hohen Sedimentationsraten nicht durch schnelles Freigraben entgehen können, läßt sich aus ihrem Vorkommen die Dauer der Sedimentationsunterbrechung abschätzen. Hierzu kann die Lebensdauer aller sessiler und hemisessiler Organismen herangezogen werden (vgl. BRADSHAW 1980: 292 f.; STRAUCH 1968: 214). Zu den wichtigsten im Unteren Meeressand zählen (in Klammern beispielhaft bedeutende Familien bzw. Gattungen): Porifera (Clionidae), Coelenterata (*Balanophyllia*), Bryozoa, Brachiopoda (Terebratulidae), Annelida (*Serpula*, *Spirorbis*, *Polydora*), Bivalvia (Spondylidae, Anomidae, Gryphaeidae, Ostreidae, Chamidae, Myidae, Gastrochaenidae u. a.), Gastropoda (Patellidae, Vermetidae u. a.), Cirripedia (Balanidae).

Leider finden sich in der zoologischen Literatur kaum und nur weit verstreut Angaben über die Lebensdauer naher recenter Verwandter. Am ehesten sind Daten über marine Bivalven erhältlich, die jedoch meist durch Auszählen der Wachstumsringe gewonnen wurden. Häufig sind Anwachslineien jedoch nicht von Ringen zu unterscheiden, die aufgrund von Umweltveränderungen oder während Zeiten der Reproduktion gebildet wurden. Verlässliche Informationen sind daher lediglich aus der direkten Beobachtung der Tiere in ihrem natürlichen Lebensraum zu erhalten (vgl. COX 1969: 11). Im folgenden sind einige Angaben zusammengestellt, bei denen aber berücksichtigt werden muß, daß viele Tiere schon vor dem Erreichen der maximalen Altersgrenze etwa als Beute anderen Organismen zum Opfer fallen oder wegen verschiedenster Umweltveränderungen vorzeitig zugrunde gehen können (Daten nach COMFORT 1957; KAESTNER 1965: 356, 402; 1967: 1024):

Porifera:	ca. 2 – 10 Jahre
Bryozoa:	z. T. mehrjährig
marine Bivalvia:	meist 3 – 20 Jahre, Austern max. 10 – 15 Jahre
marine Gastropoda:	meist 1 – 15 Jahre
<i>Balanus balanoides</i> :	durchschnittlich 3 Jahre, z. T. aber auch bis doppelt so alt.

Am folgenden Beispiel läßt sich eine Abfolge mehrerer Besiedlungsphasen besonders gut nachvollziehen. Das Objekt stammt aus der Grube Eckelsheim, wo Gerölle der obersten Lage bestimmter Horizonte von sessilen Organismen wie Coelenteraten, Bryozoen, Anneliden, *Pycnodonte callifera*, *Chama weinheimensis* und *Petalococonchus imbricatus* regelmäßig bewachsen sind:

Auf einem gut gerundeten Rhyolithgeröll siedelte zuerst eine Balanidenkolonie, die von mehreren Exemplaren der Auster *Pycnodonte callifera* überwachsen wurde. Da sich deutlich aufgrund der Größe zwei Gruppen unterscheiden lassen, erfolgte die Festsetzung der Larven nicht zur gleichen Zeit, sondern innerhalb eines oder mehrerer Jahre. Die Innenseite der Austern weist zahlreiche Bohrlöcher auf, die auf die Tätigkeit von Clioniden zurückzuführen sind. Da die Klappen von innen ausgehend befallen wurden, kann dies erst nach dem Absterben der Austerkolonie geschehen sein. In den Bohrgängen befinden sich noch zahlreiche Klappen von *Sphenia* sp. und *Hiatella arctica*. Da immer die zueinandergehörigen rechten und linken Klappen erhalten sind, ist ein zufälliges Einspülen in die Bohrlöcher auszuschließen. Vielmehr nisteten sich diese Mollusken, die als Siedlungsplätze Kavernen, enge Nischen und vor allem Bohrgänge von verschiedenen Organismen bevorzugen (nestling habit), nach dem Absterben der Clioniden in den Gängen ein (vgl. BALUK & RADWAŃSKI 1977, 1979).

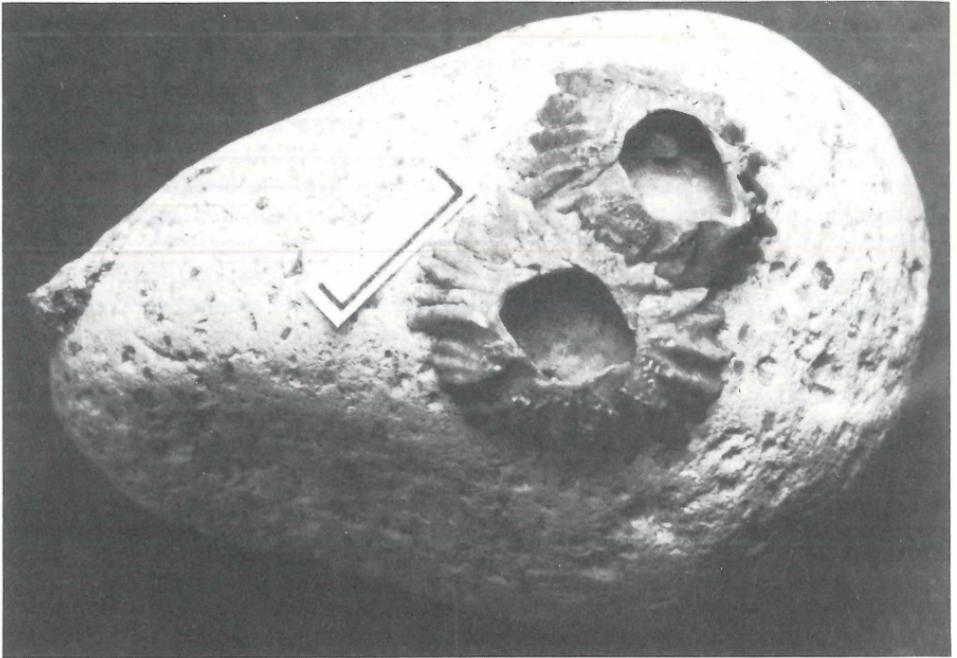
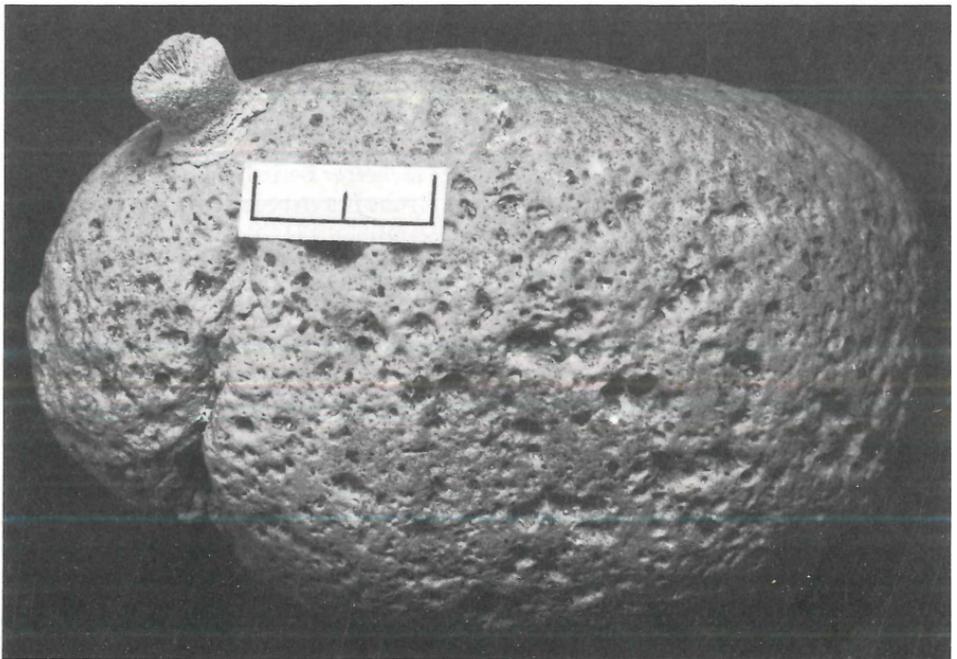


Abb. 50: Gut gerundete Rhyolith-Gerölle, die nach der Zurundung von sessilen Invertebraten besiedelt wurden. Grube Eckelsheim.

a) Bewuchs mit Balaniden, Maßstab 1 cm.



b) Bewuchs mit *Balanophyllia inaequidens*, Maßstab 1 cm.

Diese vier Besiedlungsphasen haben sicherlich einen Zeitraum von mindestens 10 Jahren eingenommen, u. U. sogar noch wesentlich länger. Wahrscheinlich wurde die Lage des Gerölles während dieser gesamten Zeit nicht wesentlich verändert, da es sonst von Bewuchs völlig frei ist.

5.2. Echiniden-Lagerstätten

Hinweise auf plötzliche Sedimentschüttungen bieten die Massenvorkommen von vollständig erhaltenen, im Unteren Meeressand sonst sehr seltenen Echiniden in einigen Horizonten der Grube Eckelsheim. So fanden sich im sandigen Sediment zwischen großen, gut gerundeten Geröllen Hunderte von kompletten Exemplaren. Ihr gehäuftes Vorkommen erlaubt es, von einer Echiniden-Lagerstätte zu sprechen.

Echinodermen zerfallen nach dem Absterben schon innerhalb weniger Tage, so daß artikuliert überlieferte Gehäuse biostratigraphische Sondersituationen aufzeigen, die wesentlich zur Aufhellung des sedimentologischen Geschehens beitragen können. Bedingungen, die zur Einbettung von Echinodermen und zur Bildung von Lagerstätten führen, wurden eingehend von ROSENKRANZ (1971) untersucht. Typisch scheinen mehrere Phasen zu sein: Der erste Zeitabschnitt ist durch fehlende Sedimentation oder Mangel-sedimentation und verminderte Umlagerung gekennzeichnet. Zu diesem Zeitpunkt wird der Lebensraum von Echinodermen und häufig auch von fixosessilen Organismen besiedelt. Nachdem sich diese Biozönose etabliert hat, führt ein plötzlicher Sedimentationsumschwung, wie er im Sublitoral regelmäßig vorkommt (z. B. Stürme, Änderung von Strömungsstärke und -verlauf), zur Verschüttung. Dabei sterben die fixosessilen Faunenelemente in jedem Fall ab, während es für die Echinodermen prinzipiell möglich ist, geringmächtige Sedimentdecken zu durchwühlen. Befindet sich in dem angelieferten Korngemisch aber ein geringer Ton/Silt-Anteil, so wird das Ambulakralsystem verstopft, und schon geringe Sedimentüberdeckung führt zum Absterben der Echinodermenfauna. Um letal zu wirken, sind bei Verschüttung mit grobkörnigerem Material jedoch höhere Mächtigkeiten nötig. Daher sind Echinodermen-Lagerstätten häufig in feinkörnigem, tonhaltigem Sediment überliefert, während sie in Sand/Kies sehr selten zu sein scheinen.

Der letzte Fall ist in der Eckelsheimer Lagerstätte verwirklicht: Nach der Zurundung der Gerölle in einem hochenergetischen Milieu wurden diese von der typischen Fauna (*Anomiidae*, *Pycnodonte callifera*, *Chama weinheimensis*, *Petalococonchus imbricatus*, *Balanus cf. stellaris*) besiedelt, die Echiniden lebten geschützt in den Lücken zwischen den Geröllen. Auf diese Phase mit geringer bis fehlender Sedimentation folgt ein sehr rascher Wechsel in der Sedimentationsrate, der die Ablagerung erheblicher Mächtigkeiten von Sand und Kies ohne siltig-tonigen Anteil zur Folge hat. Dadurch wird eine außergewöhnlich gut erhaltene, individuenreiche, autochthone Echinidenfauna überliefert.

Die autochthone, fixosessile Epibionten-Echiniden-Thanatozönose von Eckelsheim weist demnach alle charakteristischen Merkmale einer Echinodermen-Lagerstätte (ROSENKRANZ 1971: 253 f.) vom Typ der Obruptions-Lagerstätte (SEILACHER 1976: 228) auf.

Das gehäufte Vorkommen von Echinodermen soll außerdem die Untergrenze der Wellenwirkung markieren. Beobachtungen an recenten Formen ergaben, daß sich unterhalb der zweiten kritischen Wellentiefe Echinodermengemeinschaften optimal entfalten können (ausführliche Literaturangaben bei SARNTHEIN 1970: 657 ff.). Unter der zweiten kritischen Tiefe versteht man den Bereich, in dem die rhythmischen Wellenbewegungen so stark nachlassen, daß sie von küstenparallelen Strömungen überlagert werden können. Die Tiefenlage dieser biologisch wichtigen Zone ist je nach Stärke des Seeganges und der Strömung starken Schwankungen unterworfen (ca. 10–100 m Tiefe; vgl. SARNTHEIN 1970).

Für die Eckelsheimer Vorkommen sind jedoch eher Verhältnisse zu vermuten, wie sie etwa an der Felsküste der Bretagne zu beobachten sind: dort siedeln massenhaft Echiniden und verschiedene Anthozoa in kleinen, auch bei Ebbe nicht trockenfallenden Tümpeln. Diese Vorstellung stimmt auch eher mit der von NEUFFER, ROTHAUSEN & SONNE 1978: 116) ermittelten Tiefenlage von max. ca. 10 m (oberes Infralitoral) für diese Thanazönose überein.

5.3. Massenvorkommen von Fischen

Einen weiteren Hinweis auf plötzlichen Sedimentationswechsel, der zumindest für einen Teil der Fischfauna ähnlich katastrophale Folgen wie für die Echiniden hatte, läßt sich aus dem Vorkommen eines Fischleichenfeldes gewinnen. Im Herbst 1981 wurde kurzfristig im SE-Teil der Grube Eckelsheim, etwa auf Straßenniveau, ein siltig-toniger Horizont von ca. 30 cm Mächtigkeit aufgeschlossen. Neben zahlreichen Pflanzenresten (Achsen, keine Blätter) kamen seltener auch kleine, vollständig erhaltene Fische vor. Eine nur sehr dünne Lage in einem ähnlichen Sediment lieferte vor einigen Jahren zahlreiche weitere Exemplare.

Derartige Anreicherungen können nur nach einem für die Fauna katastrophalen Ereignis entstehen. Aus dem Mainzer Becken sind ähnliche Vorkommen aus dem tieferen Miozän bekannt. Ihre Bildung wird auf Planktonblüten (red tides) (MALZ 1978), neuerdings aber auf Salinitätsschwankungen und Sauerstoffmangel (MARTINI 1981) zurückgeführt. Da die gesamte Fauna des Unteren Meeressandes ein vollmarines Milieu anzeigt und zu den Meeren im N und S Verbindungen bestanden, sind größere Salinitätsschwankungen auszuschließen. Auch eine gute Durchlüftung war in dem hochenergetischen Milieu gewährleistet. Daher müssen bei dem Eckelsheimer Fischleichenfeld andere Ursachen zu dem Massensterben geführt haben. Das feinkörnige Sediment läßt an eine plötzliche Zunahme des Schwefelstoffgehaltes im Wasser denken (z. B. durch Aufwirbeln feiner Sedimente nach submarinen Rutschungen oder starken Stürmen), so daß die Kiemen dieser Fische verstopft wurden und sie ersticken (vgl. BOY 1977: 159; BOY, mündl. Mitt.).

5.4. Baumstämme im Unteren Meeressand

Bei der Deutung der kantengerundeten bis gerundeten, regellos in Sandhorizonten verteilten Geröllen wurde schon auf die Bedeutung, die im Wasser driftende Bäume und Sträucher beim Transport grobklastischen Materials haben können, hingewiesen (S. 64). In diesem Zusammenhang ist interessant, daß in den Gruben Eckelsheim und Wöllstein von holzbohrenden Bivalven (Teredinidae) stark befallene Holzstämme bis 4 m Länge gefunden wurden. Die Holzsubstanz selbst ist nicht mehr vorhanden, doch sind die Reste am Abdruck im Sand und an den verfüllten Bohrgängen der Terediniden gut zu erkennen. Eine genaue Beschreibung gibt TRUNKO (1976). Ihr ist lediglich hinzuzufügen, daß die Gangausfüllungen die typische Aufeinanderfolge von aufgeblähten und eingeschnürten Teilen zeigen, was aus der Pendelbewegung, die die „Holzbohrer“ ausführten, abzuleiten ist.

5.5. Das Spurenfossil *Ophiomorpha* im Unteren Meeressand

Zeugten die letzten angeführten Beispiele für intensiven Sedimenttransport, so dokumentieren die auf einzelne Horizonte beschränkten *Ophiomorpha*-Bauten nach ihrer Anlage Zeiten geringer oder fehlender Umlagerung bzw. Erosion. Bisher war *Ophiomorpha* aus dem Mainzer Becken nur vom „Zeilstück“ bei Weinheim (U. Meeressand, MARTINI & MENTZEL 1971) und von Wiesbaden-Frauenstein (U./O. Meeressand, ANDERLE & THEWS 1969) bekannt. Es erscheint aber zweifelhaft, daß die Lebensspuren lediglich auf diese wenigen Stellen beschränkt sein sollen. Gut erkennbar sind sie nur nach langen, windigen Trockenperioden, während denen die Gänge freipräpariert wurden (vgl. ANDERLE & THEWS 1969: 76; JUX & STRAUCH 1967: 129). Die scheinbare Armut von Lebensspuren im Unteren Meeressand ist daher vielleicht nur erhaltungsbedingt.

In der Grube Eckelsheim sind die Horizonte aus tonig/siltigem Feinsand, die knapp oberhalb der Übergangszone abgelagert wurden (S. 23), besonders stark durchwühlt. In Sanden und kiesigen Sanden ist *Ophiomorpha* selten. Auch REINECK & SINGH (1971: 187) konnten im Feinsand des Vorstrandes im Golf von Gaeta (< 2,40 m Wassertiefe) nur sehr geringe Bioturbation beobachten. Auch an der hochenergetischen Küste von Kalifornien registrierten HOWARD & REINECK (1981: 815, 829) bis zu einer Wassertiefe von 6,25 m keine Bioturbation, obwohl zahlreiche makrobenthonische Organismen vorhanden sind. Die Ursache für die fehlende Verwühlung sind häufige, wellen- und strömungsbedingte Sedimentumlagerungen, die die Spuren der biogenen Aktivität verwischen.

Gelegentlich konnten an den *Ophiomorpha*-Bauten von Eckelsheim Abzweigungen mit kleinerem Durchmesser beobachtet werden (Abb. 51 b). Dabei kann es sich um Öffnungen zur ehemaligen Sedimentoberfläche handeln (apertural neck), um Gänge von Kommensalen oder um Bauten juveniler Krebse.

Nach HOWARD (1972) tritt *Ophiomorpha* in reinen Sanden vom oberen Schelf bis zum oberen Vorstrand auf und überwiegt in Gebieten hoher Wasserturbulenz und Strömung. Danach ließe sich *Ophiomorpha* als wichtiges Faziesfossil für strandnahe Ablagerungen benutzen. Neuere Untersuchungen von FREY, HOWARD & PRYOR (1978: 217) ergeben für diese Lebensspur jedoch eine wesentlich weitere Verbreitung. Als Erzeuger für die Bauten kommen *Callianassa* und andere Dekapoda in Betracht.

6. Diskussion und Schlußfolgerungen

Auffallenderweise fehlt im Unteren Meeressand des Mainzer Beckens Schrägschichtung fast völlig oder läßt sich eventuell nur mit speziellen Verfahren (z. B. Röntgen-Radiographie) sichtbar machen. Dadurch ist eine Zuordnung zu den Faziesbereichen, wie sie für küstennahe Ablagerungsräume erarbeitet wurden (z. B. CLIFTON, HUNTER & PHILLIPS 1972; DAVIDSON-ARNOTT & GREENWOOD 1977; HOWARD & REINECK 1981), nicht möglich. Lediglich die invers gradierte, ebene Feinschichtung (beach lamination, CLIFTON 1969) läßt sich der „inner planar facies“ nach CLIFTON, HUNTER & PHILLIPS (1971) zuordnen.

Allerdings ist es möglich, die Tiefenlage der Übergangszone in der Grube Eckelsheim ungefähr zu ermitteln, um so ein wichtiges Kriterium für die energetischen Verhältnisse an der mitteloligozänen Küste zu gewinnen (vgl. HOWARD & REINECK 1981; REINECK & SINGH 1980: 373). Die Obergrenze dieser Zone dürfte bei mindestens 15 m Wassertiefe gelegen haben (s. S. 23).

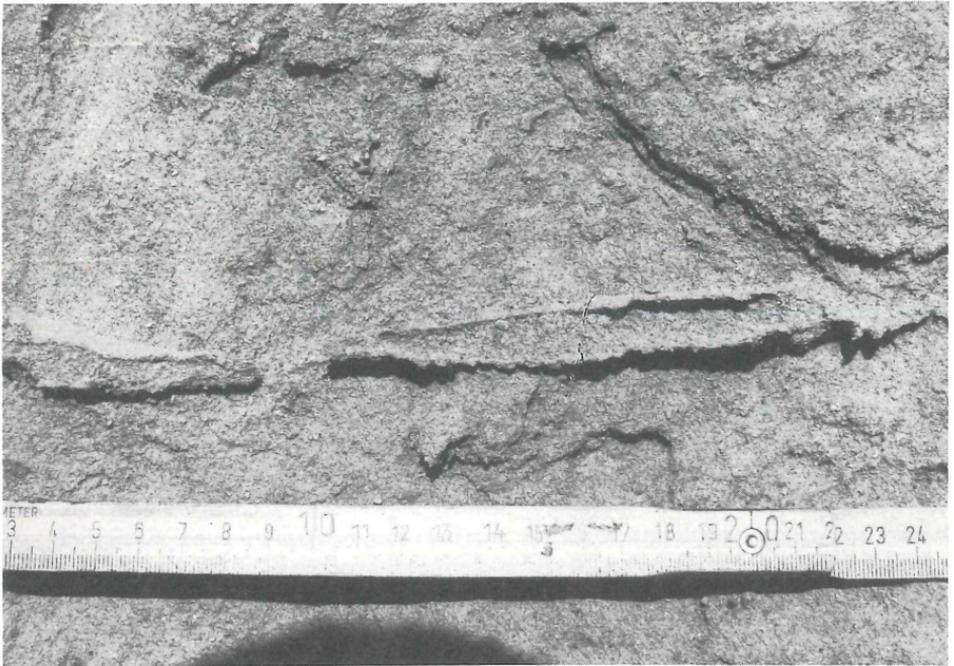


Abb. 51: *Ophiomorpha*-Bau. Grube Eckelsheim.

a) Längsschnitt durch einen Gang. Die untere Wand zeigt stellenweise eine Knötchenstruktur. Maßstab in cm.



Abb. 51: *Ophiomorpha*-Bau. Grube Eckelsheim.

b) Gang mit einer kleinen Abzweigung. Maßstab in cm.

An recenten Küsten setzt die Übergangszone, abhängig von der Brandungsintensität, zwischen 2 und 20 m, im Schnitt zwischen 8 und 10 m Wassertiefe ein. So werden etwa für Sapelo Island (Georgia, USA) 2 m (HOWARD & REINECK 1972), für den Golf von Gaeta 6 m (REINECK & SINGH 1971), für die Deutsche Bucht bei Büsum 10–15 m (REINECK et al. 1968: 301) und für einen Strand an der Pazifikküste Kaliforniens 9 m Wassertiefe (HOWARD & REINECK 1981) angegeben. Entsprechend der jahreszeitlich wechselnden Witterungsverhältnisse an der Küste variiert die Tiefenlage der Wellenbasis am Vorstrand der Insel Norderney zwischen 3 und 5 m Wassertiefe im Sommer und 6 bis 12 m Wassertiefe während stürmischer Perioden (AIGNER & REINECK 1983). ROEP et al. (1979: 157) konnten in pliozänen Küstenablagerungen des Sorbas-Beckens (Spanien) für die Obergrenze der Übergangszone eine Wassertiefe von ca. 10 m rekonstruieren. Im Vergleich mit diesen Werten müssen für die mitteloligozäne Küste hochenergetische Verhältnisse angenommen werden. Hierfür sprechen neben der Tiefenlage der Übergangszone auch das zum Teil sehr grobklastische Sediment, die gute Sortierung der bei \pm gleicher Mächtigkeit weit zu verfolgenden Geröllhorizonte (niedriger „lenticularity index“ und hoher „pebble segregation factor“ nach CLIFTON 1973) und die hohen Zurundungs- und niedrigen Abplattungswerte auch sehr großer Gerölle mit über 1 m Durchmesser. Lediglich die relativ schlechte Sortierung der Sande mit γ -Werten meist zwischen 0,75–1,25 (HARTKOPF 1982) ist nicht typisch für Strandablagerungen. Allerdings ist dabei zu bedenken, daß das Ausgangsmaterial nicht vorsortiert ist (vgl. WEYL 1939: 38 ff.) und hohe Sedimentationsraten, abhängig auch von der Reliefenergie, eine gute Sortierung verhindert haben können. Diese hochenergetischen Verhältnisse lassen sich zum Teil dadurch erklären, daß bei dem steil einfallenden Strandhang die volle Energie der Wellen direkt an die Steilküste abgegeben wurde, ohne vorher (noch weit vom Strand entfernt) durch die Brandung vermindert zu werden (WUNDERLICH 1971: 142 f.).

Überraschenderweise finden sich in den mitteloligozänen Sedimenten des Nordseebeckens kaum grobklastische Sedimente, die auf hochenergetische Ablagerungsbedingungen schließen ließen. Allerdings fehlen küstennahe oligozäne Ablagerungen fast völlig, da diese durch die beträchtliche, postoligozäne Hebung des Rheinischen Schiefergebirges weitgehend erodiert wurden. Die mitteloligozänen Strandsedimente im nördlichen Hessen sind ebenfalls nicht mehr erhalten (RITZKOWSKI 1967: 313). Der überwiegend fein-mittelsandige Walsumer Meeressand (oberes Unter-Oligozän bis unteres Mittel-Oligozän; vgl. VAN DEN BOSCH & HAGER 1984), der am Niederrhein auf prätertiären, reliefarmen Untergrund transgredierte, besitzt nur an der Basis geringmächtige Kieslagen. Zur Zeit der oligozänen Transgression war das Rheinische Schiefergebirge, im Gegensatz zum westlichen Mainzer Becken, morphologisch kaum gegliedert und von einer mächtigen Verwitterungsrinde bedeckt. Sie war erst gegen Ende des Pliozäns abgetragen. Aus diesen Gründen konnten an der flachen oligozänen Küste des Schiefergebirges keine grobklastischen Sedimente zur Ablagerung kommen (QUITZOW 1959: 390).

Einer Erklärung bedürfen weiterhin die Hinweise auf Gezeitenbeeinflussung. Als Kriterien für Gezeiten können die Flaserschichtung und Rinnen in der Grube Eckelsheim gelten sowie die Regentropfenabdrücke, die ANDERLE & THEWS (1969: 76, 79) im Unteren/Oberen Meeressand von Wiesbaden-Frauenstein fanden. Auch ROTHE in DOEBL et al. (1972: 31, 34 f.) nimmt für die Basis der Oberen Cerithien-Schichten (Grenzbereich Ober-Oligozän/Unter-Miozän; vgl. MARTINI 1978: 158 f.) eine Ablagerung im Auftauch- und Wattenbereich an. Es muß jedoch betont werden, daß diese Hinweise nicht ausreichen, um den Unteren Meeressand als Gezeitenablagerung eindeutig zu identifizieren. So fehlen bipolare Strömungsgefüge sowie weitere Indizien für den Auftauchbereich. Außerdem sollte Gezeitenschichtung häufiger und in größeren Mächtigkeiten vorkommen.

Aus zahlreichen sedimentologischen Untersuchungen (z. B. RADWAŃSKI, FRIIS & LARSEN 1975; DE RAAF & BOERSMA 1971) ist bekannt, daß zumindest zur Zeit des Unter-Oligozäns bis Unter-Miozäns im Nordseebecken Gezeiten herrschten. Aufgrund der paläogeographischen Situation (s. S. 13; Abb. 4, 52) ist ihre Auswirkung bis in das Mainzer Becken sehr wahrscheinlich, vor allem weil die Gezeitenwelle auf ansteigendem Meeresboden und bei trichterförmig verlaufendem Küstenumriß eine sehr starke Steigerung ihres Hubes erfährt (DIETRICH et al. 1975: 425). Aus den heutigen Meeren sind zahlreiche Beispiele bekannt, wo sich in schmalen Buchten, Flußmündungen, Fjorden oder Meerengen (ENGELHARDT 1973: 97) der Tidenhub sehr stark erhöht: so nimmt in der Bucht von Bristol und St. Malo im Ärmelkanal der Tidenhub um mehr als das Doppelte

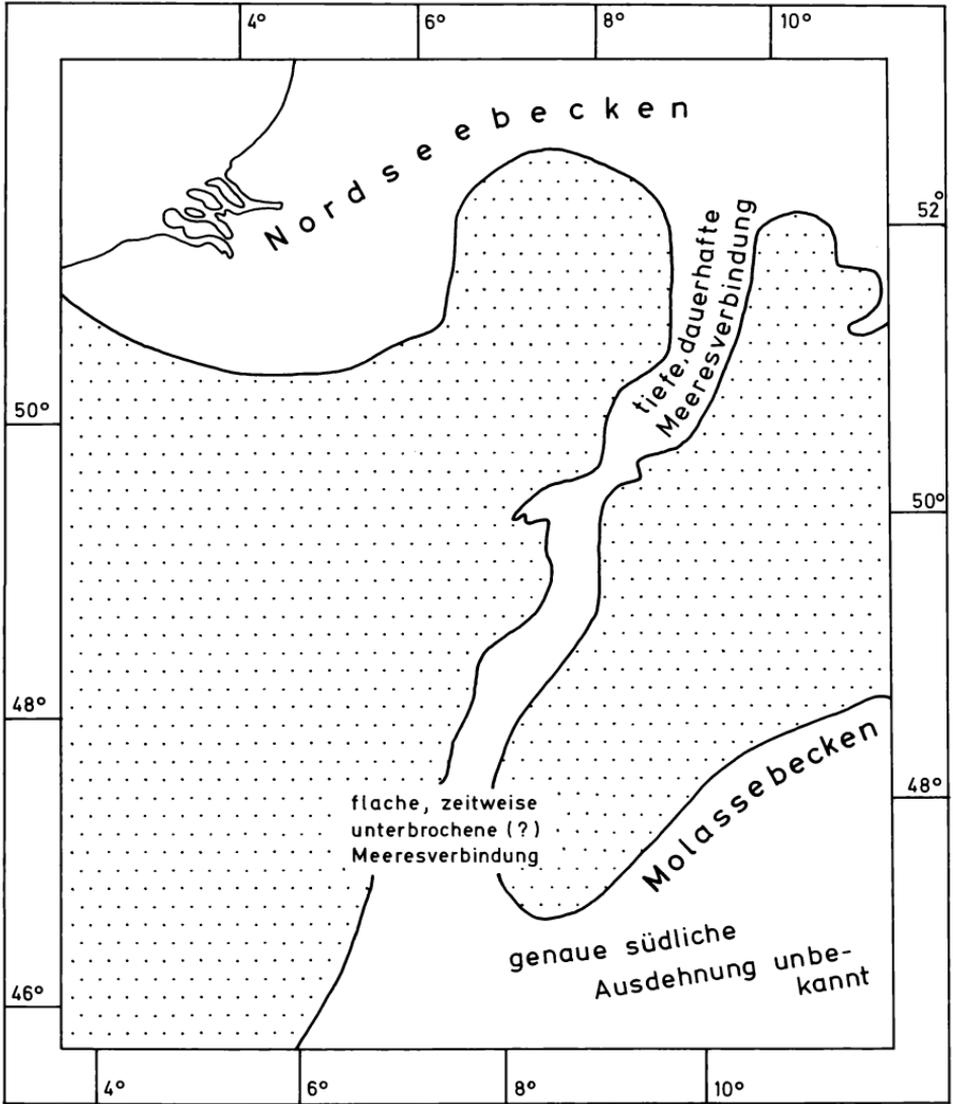


Abb. 52: Meeresverbindungen zur Zeit des Rupeliums. Umgezeichnet nach BÜCHI (1983), FISCHER (1965), GWINNER (1971), KRUTZSCH & LOTSCH (1958) und MURAWSKI et al. (1983); s. auch Abb. 4.

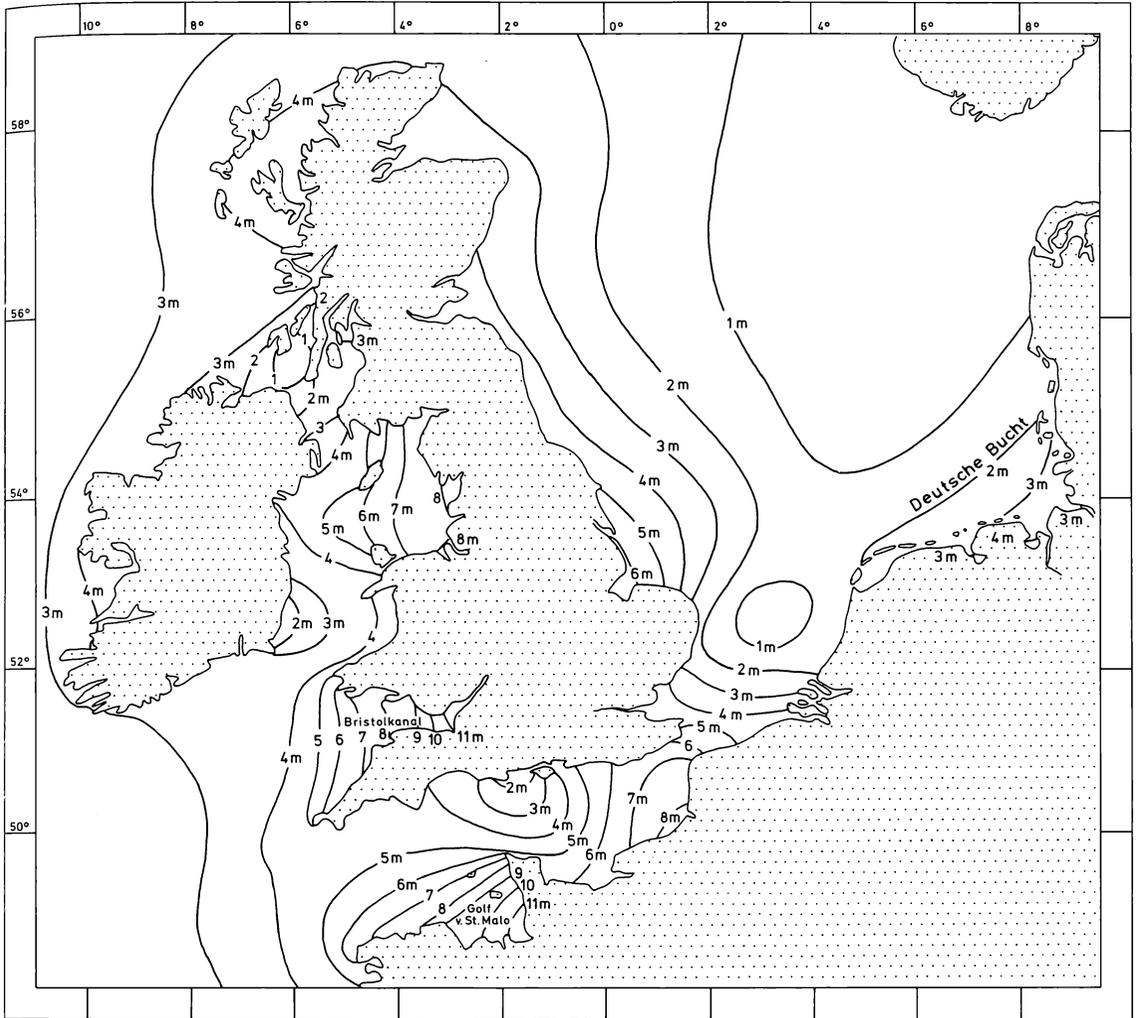


Abb. 53: Linien gleichen mittleren Springtidenhub. Umgezeichnet nach den Gezeitentafeln für das Jahr 1982, Karte 6, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg 1981.

zu (vgl. Abb. 53), im Golf von Kalifornien sogar um das Siebenfache (GIERLOFF-EMDEN 1980: Abb. 11.8). Gleichzeitig werden in Querschnittsverengungen die sonst geringen Geschwindigkeiten der Gezeitenströme gesteigert. Dies tritt sowohl in Meeresstraßen (wie z. B. in der Straße von Gibraltar) als auch über unterseeischen Rücken auf. Klassisches Beispiel ist der Skjerstadt- und Saltfjord in Nordnorwegen, wo die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten mit 8 m/sec erreicht werden (DIETRICH et al. 1975: 430 ff.).

Für die Hessische Meeresstraße, das Mainzer Becken und den Oberrheingraben können also Tidenhub und Gezeitenströme vermutet werden, so daß die sedimentologischen Hinweise auf Gezeiteneinfluß im Mainzer Becken eine Erklärung finden.

In diesem Zusammenhang sind auch die allochthonen, prämitteloligozänen Mikrofaunen in oligozänen Sedimenten des Mainzer Beckens, der Wetterau und der Hessischen Senke von Interesse.

Im Unteren Rupelton der Hessischen Senke findet sich sehr häufig umgelagertes, kretazisches Nannoplankton, das aus nördlichen Kreidenvorkommen abzuleiten ist. Nach Süden hin, also in Richtung des Mainzer Beckens und Oberrheingrabens, nimmt der Reichtum stetig ab (MARTINI & MÜLLER 1971: 383; MÜLLER, C. 1971: 46). Auch RITZKOWSKI (1967: 300 ff.) fand im Mittleren Rupelton ein gehäuftes Auftreten allochthoner Kreide-Foraminiferen.

Diese Befunde dokumentieren eine entsprechend der Transgressionsrichtung des mitteloligozänen Meeres von Nord nach Süd gerichtete Strömung zur Zeit des Unteren Rupeltones. Ab dem Mittleren Rupelton und vor allem zur Zeit des Oberen Rupeltones und Schleichsandes beginnt eine verstärkte Zufuhr allochthoner Formen aus dem Süden. Als Herkunftsgebiet der jurassischen, kretazischen und paläogenen, typisch mediterranen Formen kann nur der westliche Alpenrand angenommen werden, da für das Nordseebecken charakteristische Faunenelemente völlig fehlen (MARTINI 1960: 70 f., 73; MARTINI 1982: 34 f.). Dieser Hinweis auf eine von Süd nach Nord gerichtete Strömung wird auch durch die umgelagerten Foraminiferenfaunen alpiner Herkunft im Schleichsand der Hessischen Senke gestützt (z. B. GRAMANN 1966: 507 f., 510; RITZKOWSKI 1967: 312), die aus mergelig-tonigen Sedimenten mit reicher planktonischer Foraminiferenfauna, wie sie in den westlichen Alpen (Helvetikum, Klippendecke, Klippenflysch) angetroffen werden, stammen (FISCHER 1965: 68 ff., vgl. auch Taf. 3). Lediglich HOLTZ (1962: 40 ff.) schließt aufgrund der guten Erhaltung überwiegend oberkretazischer Palynomorphen in den oligozänen Sedimenten des Mainzer Beckens eine weiter entfernte Herkunft aus. Allerdings ist es durchaus möglich, daß Sporen und Pollen auch einen längeren Transport unbeschadet überstehen (Zusammenstellung bei STREEL & BLESS 1980).

Die mit Hilfe allochthoner Faunen und Floren rekonstruierten Paläoströmungsrichtungen im Oberrheingraben, Mainzer Becken und der Kasseler Bucht, die einen lang andauernden Ferntransport ermöglichten, lassen sich eventuell mit Gezeitenströmungen erklären.

Auf den oft plötzlichen Wechsel zwischen groben Geröllagen, die unter hochturbulenten Bedingungen abgelagert wurden, und überwiegend sandigen Sedimenten, die niedrig-energetische Verhältnisse widerspiegeln, wurde mehrfach hingewiesen. Diese tiefgreifenden Veränderungen in den Ablagerungsbedingungen müssen auf die Verlagerung des Sedimentationsraumes in größere bzw. flachere Wassertiefen zurückgeführt werden. Auch die zahlreichen invers gradierten Horizonte (coarsening-upward cycles) und der Aufwuchs der Fauna auf kugeligen Geröllen spricht für eine Verschiebung der Strandlinie, da die Gerölle ihre gute Zurundung nur in einer hochenergetischen Zone erhalten können, andererseits sessile Organismen nur auf einem lagestabilen Substrat zu siedeln vermögen. Für die Meeresspiegelschwankungen kommen vor allem tektonische Ursachen in Frage.

Zur Zeit des Rupeliums fanden im Mainzer Becken beträchtliche tektonische Bewegungen statt: in drei besonders labilen Zonen, dem Udenheim-Boderheimer „Graben“, dem Ingelheimer „Graben“ und dem Hackenheimer „Graben“, wurde Rupelton mit einer Mächtigkeit von z. T. über 80 m abgelagert (SONNE 1970). Die Absenkungsbeträge werden wegen der stattgefundenen Kompaktion noch größer gewesen sein. Im Oberrheingraben ist der Untere und Mittlere Rupelton erheblich geringmächtiger entwickelt. Trotzdem ist anzunehmen, daß neben den tektonischen Bewegungen im Innern des Mainzer Beckens auch die in der Riftzone und in der Hessischen Senke von beträchtlicher

Bedeutung für die Sedimentationsbedingungen im Becken waren. Auch eine stärkere, kontinuierlich oder kurzfristig verlaufende Absenkung der Steigerberg- und Höllberg-Insel kann stattgefunden haben. Hierfür spricht die für das Mainzer Becken recht große Mächtigkeit des Unteren Meeressandes am Steigerberg (SONNE 1970: 26). Die tektonischen Bewegungen führten zur Hebung bzw. Absenkung des Ablagerungsraumes und beeinflussten die paläogeographische Entwicklung des Mainzer Beckens wesentlich. Dagegen kommen globale Meeresspiegelschwankungen als Ursache für wiederholte Verlagerung des Sedimentationsraumes sicherlich nicht in Betracht.

7. Danksagung

Vor allem danken wir Prof. Dr. H.-E. REINECK (Wilhelmshaven), Prof. Dr. V. SONNE (Mainz), Dipl.-Geol. F. VON DER HOCHT (Kerpen-Türnich) und Prof. Dr. K. ROTHAUSEN (Mainz) für zahlreiche Diskussionen und Anregungen und das Interesse am Fortgang dieser Arbeit. Prof. Dr. J. A. BOY (Mainz), Prof. Dr. S. DÜRR (Mainz), Prof. Dr. D. HERM (München), Prof. Dr. V. LORENZ (Mainz), Dipl.-Geol. S. A. OPPERMANN und Dr. K.-W. TIETZE (Marburg) unterstützten uns durch Hinweise zu speziellen Fragestellungen. Die Quarzkornproben konnten durch Vermittlung von Dr. H. MENKE (Mainz) am Inst. f. Kernchemie/Univ. Mainz bestrahlt werden. Herr M. SCHMICKING führte die umfangreichen Photo- und Zeichenarbeiten durch. Frau A. STAPF tippte das Manuskript. Ihnen allen sei hiermit herzlicher Dank ausgesprochen.

8. Literaturverzeichnis

- ABBOTT, P. L. & PETERSON, G. L. (1978): Effects of abrasion durability on conglomerate clast populations: examples from Cretaceous and Eocene conglomerates of the San Diego area, California. — *J. sediment. Petrol.*, **48** (1): 31–42, 10 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Okla.
- AIGNER, T. & FUTTERER, E. (1978): Kolk-Töpfe und -Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk — Anzeiger für Wattenmeer? — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **156** (3): 285–304, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- AIGNER, T. & REINECK, H.-E. (1982): Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. — *Senckenbergiana marit.*, **14** (5/6): 183–215, 10 Abb.; Frankfurt a. M.
- (1983): Seasonal variation of wave-base on the shoreface of the barrier island Norderney, North Sea. — *Senckenbergiana marit.*, **15** (1/3): 87–92, 4 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- ANDERLE, H.-J. & THEWS, J.-D. (1969): Grabgänge dekapoder Krebse in oligozänen Sanden am Geiskopf bei Wiesbaden-Frauenstein (Bl. 5915 Wiesbaden). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 76–80, Taf. 6; Wiesbaden.
- ANDREWS, P. B. & VAN DER LINGEN, G. J. (1969): Environmentally significant sedimentologic characteristics of beach sands. — *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **12**: 119–137, 11 Abb., 2 Tab.; Wellington.
- ANKETELL, J. M.; CEGŁA, J. & DŻUŁYŃSKI, S. (1970): On the deformational structures in systems with reversed density gradients. — *Ann. Soc. géol. Pol.*, **40**: 3–30, 18 Abb.; Warszawa.
- ANTUN, P. (1954): Eine Bemerkung zur oligozänen Geographie des Mainzer Beckens. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**: 213–214; Wiesbaden.
- BAHLO, E. & TOBIEN, H. (1982): Bestandsaufnahme der Säugetiere im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. — *Mainzer geowiss. Mitt.*, **10**: 131–157, 1 Abb., 3 Tab.; Mainz.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- BAŁUK, W. & RADWAŃSKI, A. (1977): Organic communities and facies development of the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). — Acta geol. pol., 27 (2): 85–123, 6 Abb., 12 Taf.; Warszawa.
- (1979): Shell adaptation and ecological variability in the pelecypod species *Sphenia anatina* (BASTEROT) from the Korytnica basin (Middle Miocene; Holy Cross Mountains, Central Poland). — Acta geol. pol., 29 (3): 269–286, 15 Abb.; Warszawa.
- BARRETT, P. J. (1980): The shape of rock particles, a critical review. — Sedimentology, 27 (3): 291–303, 6 Abb., 5 Tab.; Oxford u. a.
- BASCOM, W. N. (1951): The relationship between sand size and beach-face slope. — Trans. amer. geophys. Union, 32 (6): 866–874, 7 Abb.; Washington, D. C.
- BECKER, H.-K. (1919): Beiträge zur Kenntnis des Meeressandes im Mainzer Becken. — Diss., masch.-schrift.: IX + 81 S., 2 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1921): Beiträge zur Kenntnis des Meeressandes im Mainzer Becken. — Senckenbergiana, 3: 72–75, 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- BECKER, R. (1974): Das Rotliegende auf dem Pfälzer Sattel zwischen Wonsheim – Wendelsheim – Nieder-Wiesen und Mörsfeld. — Dipl.-Arb., masch.-schriftl.: V + 72 S., 18 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- BEHRENS, M. (1977): Zur Stereometrie von Geröllen. — Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, 47: 1–124, 29 Abb., 25 Taf.; Hamburg.
- BLENK, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse. — Z. Geomorph., N. F., 4 (3/4): 202–242, 7 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- BLUCK, B. J. (1967): Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. — J. sediment. Petrol., 37 (1): 128–156, 31 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Okla.
- BOIGK, H. (1981): Erdöl und Erdölgas in der Bundesrepublik Deutschland. — X + 330 S., 109 Abb., 51 Tab., 2 Taf.; Stuttgart (Enke).
- BOY, J. A. (1975): Eine neue Selachier-Fauna aus dem mitteloiligozänen Meeressand des Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 103: 71–101, 9 Abb., 2 Tab., Taf. 11–13; Wiesbaden.
- (1977): Typen und Genese jungpaläozoischer Tetrapoden-Lagerstätten. — Palaeontographica Abt. A, 156 (4/6): 111–167, 17 Abb.; Stuttgart.
- (1984): Bestandsaufnahme der Teleosteer-Otolithen im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. — Mainzer geowiss. Mitt., 13: 215–231, 2 Tab.; Mainz.
- BOYD, D. W. (1975): False or misleading traces. — In: FREY, R. W. (Ed.): The study of trace fossils: 65–83, 9 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BRADSHAW, M. A. (1980): Boring bivalves in the New Zealand Cenozoic with a redefinition of *Teredolites*. — Rec. Canterbury Mus., 9 (5): 289–294, 5 Abb.; Christchurch.
- BROCK, E. J. (1974): Coarse sediment morphometry: a comparative study. — J. sediment. Petrol., 44 (3): 663–672, 4 Abb., 4 Tab.; Tulsa, Okla.
- BROMLEY, R. G. et al. (1975): Problems of interpreting unusually large burrows. — In: FREY, R. W. (Ed.): The study of trace fossils: 351–376, 16 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BÜCHI, U. P. (1983): Zur Frage der Meeresverbindung zwischen der alpinen Vorlandsenke und dem Rheintalgraben zur Zeit des Rupelian. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 65: 213–222, 4 Abb.; Stuttgart.
- CAILLEUX, A. (1945): Distinction des galets marins et fluviaux. — Bull. Soc. géol. France, Notes et Mém., (5) 15: 375–404, 10 Abb., 12 Tab.; Paris.
- (1947): L'indice d'éroussé: définition et première application. — C. R. Soc. géol. France, 13: 250–252; Paris.
- (1964): Rectification à propos de la définition de l'indice d'éroussé. — C. R. somm. Séances Soc. géol. France, 1964 (8): 318; Paris.
- CARR, A. P. (1971): Experiments on longshore transport and sorting of pebbles: Chesil Beach, England. — J. sediment. Petrol., 41 (4): 1084–1104, 10 Abb., 7 Tab.; Tulsa, Okla.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- CHUDOBA, K. et al. (1931): Bericht über die Begehung vor, während und nach der Hauptversammlung in Mainz. – Z. dt. geol. Ges., 83: 671–694, 1 Abb.; Stuttgart.
- CLIFTON, H. E. (1969): Beach lamination: nature and origin. – *Marine Geol.*, 7: 553–559, 3 Abb.; Amsterdam.
- (1973): Pebble segregation and bed lenticularity in wave-worked versus alluvial gravel. – *Sedimentology*, 20 (2): 173–187, 9 Abb., 2 Tab.; Oxford u. a.
- CLIFTON, H. E.; HUNTER, R. E. & PHILLIPS, R. L. (1971): Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. – *J. sediment. Petrol.*, 41 (3): 651–670, 27 Abb.; Tulsa, Okla.
- COMFORT, A. (1957): The duration of life in molluscs. – *Proc. malacol. Soc. London*, 32 (6): 219–241, 2 Abb., 1 Tab.; London.
- COOK, D. O. (1970): The occurrence and geologic work of rip currents off southern California. – *Marine Geol.*, 9: 173–186, 6 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- COX, L. R. (1969), mit Beitr. von NUTTALL, C. P. & TRUEMAN, E. R.: General features of Bivalvia. – In: MOORE, R. C. & TEICHERT, C. (Ed.): *Treatise on invertebrate paleontology*, Part N, Bivalvia, 1: 2–129, 86 Abb., 1 Tab.; Boulder, Colo.
- CURRAN, H. A. & FREY, R. W. (1977): Pleistocene trace fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues. – In: CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Ed.): *Trace fossils*, 2: 139–162, 2 Abb., 5 Taf.; Liverpool (Seel House Press).
- DALRYMPLE, R. W. (1979): Wave-induced liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. – *Sedimentology*, 26 (6): 835–844, 4 Abb.; Oxford u. a.
- (1980): Wave induced liquefaction: an addendum. – *Sedimentology*, 27 (3): 641; Oxford u. a.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D. & GREENWOOD, B. (1976): Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. – In: DAVIS Jr., R. A. & ETHINGTON, R. L. (Ed.): *Beach and nearshore sedimentation*: 149–168, 11 Abb., 3 Tab.; Tulsa, Okla.
- DELKESKAMP, R. (1900): Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen und ihre Entstehung, zumal in den Manganlagerstätten. – *Notizbl. Ver. Erdkde. u. grossherzogl. geol. L.-Anst. Darmstadt*, (4) 21: 47–83, 1 Tab., Taf. 5; Darmstadt.
- (1902): Über die Krystallisationsfähigkeit von Kalkspat, Schwerspat und Gyps bei ungewöhnlich grosser Menge eingeschlossenen Quarzsandes. – *Z. Naturwiss.*, 75: 184–208, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1906): Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Tertiärbeckens. I. Der Kreuznacher mitteloligocäne Meeressand und seine Fauna. – *Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westfalens u. Reg.-Bez. Osnabrück*, 62: 95–134, 5 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- DE RAAF, J. F. M. & BOERSMA, J. R. (1971): Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from Western Europe). – *Geol. en Mijnb.*, 50 (3): 479–503, 7 Abb.; s'Gravenhage.
- DE VRIES, M. (1970): On the accuracy of bed-material sampling. – *J. hydraul. Res.*, 8 (4): 523–533, 2 Abb.; Delft.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W. & SIEDLER, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie*. – XII + 593 S., 328 Abb., 48 Tab., 8 Taf.; Stuttgart, Berlin (Borntraeger).
- DIONNE, J. C. & LAVERDIERE, C. (1972): Structure cylindrique verticale dans un dépôt meuble Quaternaire, au nord de Montréal, Québec. – *Canad. J. Earth Sci.*, 9: 528–543, 8 Abb.; Ottawa.
- DOBKINS Jr., J. E. & FOLK, R. L. (1970): Shape development on Tahiti-Nui. – *J. sediment. Petrol.*, 40 (4): 1167–1203, 32 Abb., 8 Tab.; Tulsa, Okla.
- DOE, T. W. & DOTT Jr., R. H. (1980): Genetic significance of deformed cross bedding – with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah. – *J. sediment. Petrol.*, 50 (3): 793–812, 19 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- DOEBL, F.; MARTINI, E.; SONNE, V. & WEILER, H. (1980): Mikrofauna und -flora des Unteren Meeressandes (Rupel). 2. Sandgrube am „Zeilstück“ bei Alzey-Weinheim (Mainzer Becken). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 8: 31–71, 14 Abb., 6 Tab.; Mainz.

- DOEBL, F.; MOWAHED-AWAL, H.; ROTHE, P.; SONNE, V.; TOBIEN, H.; WEILER, H. & WEILER, W. (1972): Ein „Aquitain“-Profil von Mainz-Weisenau (Tertiär, Mainzer Becken). Mikrofau-
nistische, sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen zu seiner Gliede-
rung. — Geol. Jb., A 5: 141 S., 4 Abb., 13 Tab., 17 Taf.; Hannover.
- DOEBL, F. & SONNE, V. (1973): Mikrofauna und -flora des Unteren Meeressandes (Rupel).
1. Sandgrube am Steigerberg bei Wendelsheim (Mainzer Becken) a. Aufschluß und Fossil-
inhalt. — Mainzer geowiss. Mitt., 2: 27–33, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1974), mit einem Beitr. von MÜLLER, C.: Mikrofauna und -flora des Unteren Meeressandes
(Rupel). 1. Sandgrube am Steigerberg bei Wendelsheim (Mainzer Becken) b. Foraminiferen
und Nannoplankton. — Mainzer geowiss. Mitt., 3: 13–67, 2 Tab., 10 Taf.; Mainz.
 - (1975): Mikrofauna und -flora des Unteren Meeressandes (Rupel). 1. Sandgrube am Steiger-
berg bei Wendelsheim (Mainzer Becken) c. Ostracoden. — Mainzer geowiss. Mitt.,
4: 139–157, 1 Tab., 3 Taf.; Mainz.
- DORR JR., J. A. & KAUFFMAN, E. G. (1963): Rippled toroids from the Napoleon sandstone
member (Mississippian) of southern Michigan. — J. sediment. Petrol., 33 (3): 751–758,
1 Abb., 2 Taf.; Tulsa, Okla.
- DRAPER, L. (1968): Rip current. — In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.): The encyclopedia of geomorpho-
logy: 950–951, 4 Abb.; New York, Amsterdam, London (Reinhold Book Corporation).
- ELLIOTT, T. (1978): Clastic shorelines. — In: READING, H. G. (Ed.): Sedimentary environments and
facies: 143–177, 49 Abb.; Oxford u. a. (Blackwell).
- ENGELHARDT, W. VON (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. — X + 378 S.,
133 Abb., 55 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FALKE, H. (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. — Slg. geol. Führer, 38: VIII +
156 S., 8 Abb., 2 Tab., 13 Kt.; Berlin (Borntraeger).
- FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel). Mit einem
mikropaläontologischen Beitrag. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N. F., 122: XX + 107 S.,
19 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Bern.
- FOLK, R. L. (1955): Student operator error in determination of roundness, sphericity, and grain
size. — J. sediment. Petrol., 25 (4): 297–301; Tulsa, Okla.
- (1966): A review of grain-size parameters. — Sedimentology, 6: 73–93, 1 Abb., 3 Tab.;
Amsterdam.
 - (1972): Experimental error in pebble roundness determination by the modified Wentworth
method. — J. sediment. Petrol., 42 (4): 973–974; Tulsa, Okla.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size
parameters. — J. sediment. Petrol., 27 (1): 3–26, 19 Abb.; Tulsa, Okla.
- FREY, R. W.; HOWARD, J. D. & PRYOR, W. A. (1978): *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic,
and environmental significance. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 23: 199–229,
14 Abb.; Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. — XVI + 784 S.,
341 Abb., 70 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GEIB, K. (1918): Beiträge zur Kenntnis der Westufer des Mainzer Beckens. 1. Über fluviomarine
Ablagerungen im Tertiär von Kreuznach. — Notizbl. Ver. Erdkde. großherzogl. geol.
L.-Anst. Darmstadt, (5) 3: 22–25, 1 Abb., 1 Taf.; Darmstadt.
- GEIB, K. W. (1937): Der mitteloligozäne Meeressand von Steinhardt bei Kreuznach und seine
Barytkonkretionen. — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., 26: 43–50, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1938): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Bereiche des Kartenblattes Wald-
böckelheim im Naheberglande und die tertiären Ablagerungen im westlichen Teile des
Mainzer Beckens. — Notizbl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt, (5) 19: 71–119, 2 Abb.,
Taf. 12; Darmstadt.
 - (1950): Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie des westlichen Mainzer Beckens. — Notizbl.
hess. L.-Amt Bodenforsch. Wiesbaden, (6) 1: 101–111, 5 Abb.; Wiesbaden.
 - (1955): Über den Vorgang der Konkretionsbildung bei den Barytkonkretionen des mittel-
oligozänen Meeressandes von Steinhardt (Kreis Kreuznach). — Notizbl. hess. L.-Amt
Bodenforsch., 83: 243–245, 7 Abb.; Wiesbaden.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- GEIB, K. W. (1961): Prämitteloligozäne (unteroligozäne?) fluviatile Ablagerungen im Bereich des westlichen Mainzer Beckens. – Z. rhein. naturforsch. Ges., 1 (1): 20–25, Abb. 5; Mainz.
- GIERLOFF-EMDEN, H. G. (1957): Eine neue Methode zur Untersuchung der Aufarbeitung mariner Schotter. – Naturwissenschaften, 13: 418–419, 1 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- (1980): Geographie des Meeres, 2, Ozeane und Küsten. – L + 581 S., zahlr. Abb., Tab.; Berlin, New York (Gruyter).
- GILBERT, R. (1984): The movement of gravel by the alga *Fucus vesiculosus* (L.) on an arctic intertidal flat. – J. sediment. Petrol., 54 (2): 463–468, 5 Abb.; Tulsa, Okla.
- GLENNIE, K. W. & BULLER, A. T. (1983): The Permian Weissliegend of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. – Sediment. Geol., 35: 43–81, 19 Abb.; Amsterdam.
- GOLDBERG, M. (1967): Supratidal dolomitization and dedolomitization in Jurassic rocks of Hamakhtesh Haquatan, Israel. – J. sediment. Petrol., 37 (3): 760–773, 22 Abb.; Tulsa, Okla.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 96: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GRAMANN, F. (1966): Das Oligozän der hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheintalgraben. – Z. dt. geol. Ges., 115: 497–514, 1 Abb.; Hannover.
- GREGORY, K. J. & CULLINGFORD, R. A. (1974): Lateral variations in pebble shape in northwest Yorkshire. – Sediment. Geol., 12: 237–248, 6 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- GREGORY, M. R.; BALLANCE, P. F.; GIBSON, G. W. & AYLING, A. M. (1979): On how some rays (Elasmobranchia) excavate feeding depressions by jetting water. – J. sediment. Petrol., 49 (4): 1125–1129, 4 Abb.; Tulsa, Okla.
- GROGAN, R. M. (1945): Shape variation of some Lake Superior beach pebbles. – J. sediment. Petrol., 15 (1): 3–10, 7 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- GWINNER, M. P. (1971): Geologie der Alpen. – VIII + 477 S., 394 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HÄNTZSCHEL, W. & REINECK, H.-E. (1968), mit Beitr. von GADOW, S.: Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen). – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, 37: 5–39, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1–16; Hamburg.
- HANEKE, J.; GADE, C.-W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der Rhyolithischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. – Z. dt. geol. Ges., 130: 535–560, 9 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B.; SPEARING, D. R. & WALKER, R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – Lecture Notes SEPM Short Course, 2: IV + 161 S., 71 Abb., 1 Tab.; Dallas, Tex.
- HARTKOPF, C. (1981): Schleichsand-Profil (Rupelium, Oligozän) und Molluskenfauna vom Schildberg bei Sulzheim/Rheinhausen. – Mitt. POLLICHA, 67 [für 1979]: 56–67, 1 Taf.; Bad Dürkheim.
- (1982): Zur Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium) an Inselstränden – dargestellt an zwei Beispielen aus dem NW-Teil des Mainzer Beckens. – Dipl.-Arb., masch.-schriftl.: IV + 253 S., 184 Abb., 3 Tab., 5 Beil.; Mainz.
- HARTKOPF, C.; SONNE, V. & STAPF, K. R. G. (i. Vorber.): Corallinaceen-Kalksteine im Unteren Meeressand (Rupelium, Tertiär) des Mainzer Beckens (SW-Deutschland). –
- HAYES, M. O. (1980): Lecture notes. – In: HAYES, M. O. & KANA, T. W. (Ed.): Terrigenous clastic depositional environments. Some modern examples. – Technical Report, 11-CRD: I–131 S., 138 Abb., 8 Tab.; Columbia, S. C.
- HAYS, W. L. (1970): Statistics. – 2. Aufl.: XVI + 719 S., zahlr. Abb., Tab.; London u. a. (Holt, Rhinehart & Winston).

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- HEMPTON, M. R. & DEWEY, J. F. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. – *Tectonophysics*, **98** (3/4): T 7 – T 14, 4 Abb.; Amsterdam.
- HERM, D. (1969): Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. – *Zitteliana*, **2**: 159 S., 47 Abb., 4 Tab., 18 Taf.; München.
- HOCHT, F. VON DER (1977): Untersuchung des tertiären/quartären Deckgebirges in der Umgebung des Steinbruches MARX an der Neumühle bei Weinheim/Rhh. – Dipl.-Kartierung, masch.-schriftl.: III + 34 S., 8 Tab., 8 Taf., 3 Kt., 4 Beil.; Mainz.
- (1978): Fazies, Stratigraphie und Lagerung der Papillaten-Schichten im Bereich des Zeilstücks bei Weinheim/Rhh. – Dipl.-Arb., masch.-schriftl.: 92 S., 3 Abb., 8 Tab., 21 Taf., 3 Kt., 1 Beil.; Mainz.
- HÖVERMANN, J. & POSER, H. (1951): Morphometrische und morphologische Schotteranalysen. – Proc. 3. int. Congr. Sedimentol.: 135–156, 12 Abb.; The Hague.
- HOLTZ, S. (1962): Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **40**: 46 S., 1 Abb., 6 Taf.; Wiesbaden.
- HOWARD, J. D. (1972): Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. – In: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (Ed.): Recognition of ancient sedimentary environments: 215–225, 6 Abb.; Tulsa, Okla.
- HOWARD, J. D.; MAYOU, T. V. & HEARD, R. W. (1977): Biogenic sedimentary structures formed by rays. – *J. sediment. Petrol.*, **47** (1): 339–346, 5 Abb.; Tulsa, Okla.
- HOWARD, J. D. & REINECK, H.-E. (1972): Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology. IV. Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. – *Senckenbergiana marit.*, **4**: 81–123, 12 Tab., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1981): Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence: comparison with low-energy sequence. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **65**: 807–830, 19 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- HUMBERT, F. L. (1968): Selection and wear of pebbles on gravel beaches. – *Diss. Rijksuniv. Groningen*: VIII + 144 S., 43 Abb., 34 Tab.; Groningen.
- ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. Ein Beitrag zum „Upper Mantle Project“. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **14**: 1–54, 26 Abb.; Karlsruhe.
- JOHNSON, H. D. (1977): Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. – *Sedimentology*, **24** (3): 389–411, 14 Abb.; Oxford u. a.
- JÜNGST, H. (1929): Zur Sedimentation des Meeressandes im Mainzer Becken. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B*, **1929**: 65–84, 3 Abb.; Stuttgart.
- JUX, U. & STRAUCH, F. (1967): Zum marinen Oligozän am Bergischen Höhenrand. – *Decheniana*, **118** (2): 125–133, 2 Taf.; Bonn.
- KAESTNER, A. (1965): Lehrbuch der Speziellen Zoologie, I (1): Wirbellose, Mesozoa, Parazoa, Coelenterata, Protostomia ohne Mandibulata. – 2. Aufl.: XVIII + 845 S., 660 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- (1967): Lehrbuch der Speziellen Zoologie, I (2), Crustacea. – 2. Aufl.: VIII + 849–1242 S., 242 Abb.; Stuttgart (Fischer).
- KAMOLA, D. L. (1984): Trace fossils from marginal-marine facies of the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation (Upper Cretaceous), east-central Utah. – *J. Paleont.*, **58** (2): 529–541, 21 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- KING, C. A. M. & BUCKLEY, J. T. (1968): The analysis of stone size and shape in arctic environments. – *J. sediment. Petrol.*, **38** (1): 200–214, 6 Abb., 7 Tab.; Tulsa, Okla.
- KÖSTER, E. (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. – VIII + 336 S., 109 Abb., 69 Tab.; Stuttgart (Enke).
- KREISA, R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. – *J. sediment. Petrol.*, **51** (3): 823–848, 16 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- KREISA, R. D. & BAMBACH, R. K. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Ed.): *Cyclic and event stratification*: 200–207, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- KRIMMEL, M. & EMMERMANN, K.-H. (1980): Geochemische Untersuchungen an Baryten. Ein Beitrag zur Genese der Baryte in Rheinland-Pfalz. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **9**: 127–166, 17 Abb., 9 Tab.; Mainz.
- KRUMBEIN, W. C. (1941 a): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. – *J. sediment. Petrol.*, **11** (2): 64–72, 5 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Tulsa, Okla.
- (1941 b): Corrigenda for „Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles“. – *J. sediment. Petrol.*, **11** (3): 148; Tulsa, Okla.
 - (1941 c): The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. – *J. Geol.*, **49**: 482–520, 11 Abb., 5 Tab.; Chicago, Ill.
- KRUPP, R. (1984): The Nahe caldera – a resurgent caldera in the Permocarboneous Saar Nahe Basin, SW-Germany. – *Geol. Rdsch.*, **73** (3): 981–1005, 12 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KRUTZSCH, W. & LOTSCH, D. (1958): Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentraleuropäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum). – *Ber. geol. Ges. DDR*, **3** (2/3): 99–110, Taf. 19–29; Berlin.
- KÜMMERLE, E. (1966): Zur alttertiären Meeresküste im Rheingau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **94**: 379–382; Wiesbaden.
- KUENEN, P. H. (1956): Experimental abrasion of pebbles. 2. Rolling by current. – *J. Geol.*, **64**: 336–368, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf.; Chicago, Ill.
- (1964): Experimental abrasion: 6. Surf action. – *Sedimentology*, **3**: 29–43, 1 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- KUMAR, N. & SANDERS, J. E. (1976): Characteristics of shore-face storm deposits: modern and ancient examples. – *J. sediment. Petrol.*, **46** (1): 145–162, 10 Abb.; Tulsa, Okla.
- KUSTER-WENDENBURG, E. M. (1974): Fazielle, biostratonomische und feinstratigraphische Untersuchungen dreier Meeressandvorkommen (Rupelium) im Mainzer Tertiärbecken. – *Geol. Jb.*, **A 22**: 107 S., 65 Abb., 16 Tab.; Hannover.
- (1982): Bestandsaufnahme der Gastropoden im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **10**: 83–130, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- LINDSTRÖM, M. (1979): Storm surge turbation. – *Sedimentology*, **26** (1): 115–124, 5 Abb.; Oxford u. a.
- LORENZ, V. (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **142** (2): 139–164, 8 Abb.; Stuttgart.
- LOWE, D. R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, **22** (2): 157–204, 20 Abb.; Oxford u. a.
- (1976): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. – *Sedimentology*, **23** (3): 285–308, 7 Abb., 1 Tab.; Oxford u. a.
- LOWE, D. R. & LOPICCOLO, R. D. (1974): The characteristics and origins of dish and pillar structures. – *J. sediment. Petrol.*, **44** (2): 484–501, 12 Abb.; Tulsa, Okla.
- LÜTTIG, G. (1956): Eine neue, einfache gerölmorphometrische Methode. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **7**: 13–20, 6 Abb., 2 Tab.; Öhningen, Württ.
- (1962 a): The shape of pebbles in the continental, fluvial and marine facies. – *Bull. int. Assoc. sci. Hydrol.*, **59**: 253–258, 1 Abb.; Rom.
 - (1962 b): Gerölmorphometrie des Zechsteinkonglomerats im Schacht Rossenray 1. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **6**: 385–390, 1 Abb.; Krefeld.
 - (1964): Zur Gerölmorphometrie von Transgressionskonglomeraten. – In: VAN STRAATEN, L. M. J. U. (Ed.): *Deltaic and shallow marine deposits*: 253–256, 1 Tab.; Amsterdam (Elsevier).

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- MALZ, H. (1978): Aquitane Otolithen-Horizonte im Untergrund von Frankfurt am Main. – *Senckenbergiana lethaea*, **58** (6): 451–471, 5 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Frankfurt a. M.
- MARSAL, D. (1979): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – 2. Aufl.: XII + 192 S., 53 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MARTINI, E. (1960): Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**: 65–87, 5 Abb., Taf. 8–11; Wiesbaden.
- (1978): Massenvorkommen von Nannoplankton in den Cerithien-Schichten des Mainzer Beckens und des Oberrheingrabens (Ober-Oligozän). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **7**: 155–169, 2 Abb., 2 Taf.; Mainz.
 - (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und des Hanauer Beckens (Miozän). – *Senckenbergiana lethaea*, **62** (2/6): 93–123, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
 - (1982): Bestandsaufnahme des Nannoplankton im „prä-aquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **10**: 29–36, 1 Tab; Mainz.
- MARTINI, E. & MENTZEL, R. (1971): Lebensspuren und Nannoplankton aus dem Alzeyer Meeressand (Mittel-Oligozän). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 54–61, 1 Tab., Taf. 6–7; Wiesbaden.
- MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1971): Das marine Alttertiär in Deutschland und seine Einordnung in die Standard Nannoplankton Zonen. – *Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **24**: 381–384, 1 Taf.; Hamburg.
- MASSARI, F. & SAVAZZI, E. (1981): Driftwood transportation of exotic pebbles in the Upper Cretaceous Scaglia Rossa veneta (Mt. Loffa, Southern Alps) suggested by Teredinid tubes. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1981** (5): 311–320, 5 Abb.; Stuttgart.
- MATTHES, G. (1956): Beiträge zur geologischen Spezialkartierung des Blattes Alzey mit Karte 1 : 10 000. – *Dipl.-Arb., masch.-schriftl.*: III + 103 S., 26 Abb., 1 Tab., 1 Kt.; Darmstadt.
- MILLS, P. C. (1983): Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. – *Sediment. Geol.*, **35**: 83–104, 5 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- MORDZIOL, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – *Slg. geol. Führer*, **16**: XII + 167 S., 39 Abb., 5 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- MÜLLER, C. (1971): Nannoplankton-Gemeinschaften aus dem W-deutschen Mittel-Oligozän. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 43–53, 1 Tab., Taf. 5; Wiesbaden.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. – XII + 303 S., 89 Abb., 30 Tab., 2 Taf., 2 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MURAWSKI, H. et al. (1983): Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish Massiv. – In: FUCHS, K. et al. (Ed.): Plateau uplift. The Rhenish Shield – a case history: 9–38, 17 Abb.; Berlin u. a. (Springer).
- NEUFFER, F. O. (1973): Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. – *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **68**: 113 S., 13 Taf.; Wiesbaden.
- (1978): Zwei für den Unteren Meeressand (Rupelium) des Mainzer Beckens neue Mollusken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **6**: 93–97, 7 Abb.; Mainz.
 - (1984): Bestandsaufnahme der Bivalven des „prä-aquitanen“ Tertiärs im Mainzer Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**: 157–193, 1 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- NEUFFER, F. O.; ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1978): Fossilführende Rinnenfüllung im Unteren Meeressand an einer Insel-Steilküste des Mitteloligozän-Meeress (Steigerberg bei Eckelsheim, Mainzer Becken). 1. Aufschluß, Makro- und Mikrofauna. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **6**: 99–120, 8 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Mainz.
- ORFORD, J. D. (1975): Discrimination of particle zonation on a pebble beach. – *Sedimentology*, **22** (3): 441–463, 7 Abb., 6 Tab.; Oxford u. a.
- OTTO, G. H. (1938): The sedimentation unit and its use in field sampling. – *J. Geol.*, **46** (4): 569–582, 1 Tab.; Chicago, Ill.
- PASIERBIEWICZ, K. W. (1982): Experimental study of cross-strata development on an undulatory surface and implications relative to the origin of flaser and wavy bedding. – *J. sediment. Petrol.*, **52** (3): 769–778, 8 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Okla.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- PLINT, A. G. (1983 a): Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. — Spec. Publ. int. Assoc. Sediment., 6: 355–368, 12 Abb.; Oxford u. a.
- (1983 b): Liquefaction, fluidization and erosional structures associated with bituminous sands of the Bracklesham Formation (Middle Eocene) of Dorset, England. — Sedimentology, 30 (4): 525–535, 11 Abb.; Oxford u. a.
- POSTMA, G. (1983): Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). — Sedimentology, 30 (1): 91–103, 9 Abb.; Oxford u. a.
- QUITZOW, H. W. (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4: 389–400, 1 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- RADWAŃSKI, A. (1968): Tortonian cliff deposits at Zahorska Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). — Bull. Acad. polon. Sci., Sér. Sci. géol. géogr., 16 (2): 97–102, 1 Abb., 4 Taf.; Varsovie.
- RADWAŃSKI, A.; FRIIS, H. & LARSEN, G. (1975): The Miocene Hagenør – Børup sequence at Lillebølt (Denmark): its biogenic structures and depositional environment. — Bull. geol. Soc. Denmark, 24: 229–260, 21 Abb.; Copenhagen.
- RAVEN, J. G. M. (1983): Subatlantic (Holocene) tidal flat and marsh deposits at Katwijk aan Zee (province of Zuid-Holland, The Netherlands). — Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., 20 (2): 51–66, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Leiden.
- REINECK, H.-E. (1958): Longitudinale Schrägschichten im Watt. — Geol. Rdsch., 47: 73–82, 4 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1971): Der Küstensand. — Natur u. Museum, 101 (2): 45–60, 15 Abb.; Frankfurt a. M.
- REINECK, H.-E. & DÖRJES, J. (1976): Geologisch-biologische Untersuchungen an Geröllstränden und -vorstränden der Costa Brava, Mittelmeer. — Senckenbergiana marit., 8 (1/3): 111–153, 7 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- REINECK, H.-E.; DÖRJES, J.; GADOW, S. & HERTWECK, G. (1968): Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. — Senckenbergiana lethaea, 49 (4): 261–309, 15 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Frankfurt a. M.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). III. Die Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten. — Senckenbergiana marit., 3: 185–201, 3 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Frankfurt a. M.
- (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. — Sedimentology, 18 (1/2): 123–128, 3 Abb.; Oxford u. a.
- (1980): Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. — 2. Aufl.: XX + 549 S., 683 Abb., 38 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — Sedimentology, 11: 99–104, 5 Abb.; Amsterdam.
- REIS, O. M. (1924): Zur Geologie der Gegend zwischen der unteren Alsenz (Hochstätten – Ebernburg) und dem Wiesbach (Nack – Wendelsheim). — Geogn. Jh., 37: 73–108, 4 Abb., 1 Tab., 1 Kr.; München.
- RICHTER, K. (1958): Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens aufgrund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. — Z. dt. geol. Ges., 110 (2): 400–435, 13 Abb.; Hannover.
- RITZKOWSKI, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatte im nördlichen Hessen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 127 (3): 293–336, 12 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- ROEP, T. B.; BEETS, D. J.; DRONKERT, H. & PAGNIER, H. (1979): A prograding coastal sequence of wave-built structures of Messinian age, Sorbas, Almeria, Spain. — Sediment. Geol., 22: 135–163, 19 Abb.; Amsterdam.
- ROSENKRANZ, D. (1971): Zur Sedimentologie und Ökologie von Echinodermen-Lagerstätten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138 (2): 221–258, 10 Abb.; Stuttgart.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1983): Mainzer Tertiär-Becken. — Paläont. Ges. 53. Jahresversamml. Mainz, Exkursion D: 67 S., 23 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- (1984): Mainzer Becken. — Slg. geol. Führer, 79: XI + 203 S., 21 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- RUNNEGAR, B. (1979): Ecology of *Eurydesma* and *Eurydesma* fauna, Permian of eastern Australia. – *Alcheringa*, 3: 261–285, 15 Abb.; Sydney.
- RUSSELL, T. (1980): Use of clast shape in determining the sedimentary history of the Late Devonian Keepit Conglomerate, Australia. – *Sediment. Geol.*, 25: 277–290, 2 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- SACHS, L. (1984): *Angewandte Statistik*. – 6. Aufl.: XXIV + 552 S., 59 Abb., 190 Tab.; Berlin u. a. (Springer).
- SALLENGER Jr., A. H. (1979): Inverse grading and hydraulic equivalence in grain-flow deposits. – *J. sediment. Petrol.*, 49 (2): 553–562, 5 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Okla.
- SAMES, C. W. (1966): Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. – *J. sediment. Petrol.*, 36 (1): 126–142, 16 Abb., 2 Tab.; Tulsa, Okla.
- SARNTHEIN, M. (1970): Sedimentologische Merkmale für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. – *Geol. Rdsch.*, 59: 649–666, 7 Abb.; Stuttgart.
- SCHAARSCHMIDT, F. (1982): Bestandsaufnahme der Makroflora im „prä-aquitane“ Tertiär des Mainzer Beckens. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 10: 19–28, 1 Abb.; Mainz.
- SCHNITZER, W. A. (1977) mit Beitr. von SCHMIDT, T.: Die Quarzkornfarben-Methode und ihre Bedeutung für die stratigraphische und paläogeographische Erforschung psammitischer Sedimente. Natürliche Quarzkornfarben und Bestrahlungsfarben. – *Erlanger geol. Abh.*, 103: 28 S., 9 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- (1979): Die Bestrahlungsmethode (Gamma-Bestrahlung von detritischem Quarz) und ihre Einsatzmöglichkeit in klastischen Sedimenten. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., 61: 347–366, 9 Abb.; Stuttgart.
- SCHOPP, H. (1889): Der Meeressand zwischen Alzey und Kreuznach. – *Abh. grossherzogl. hess. geol. L.-Anst. Darmstadt*, 1 (3): 343–392, 2 Taf.; Darmstadt.
- (1913): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Großherzogtums Hessen im Maßstabe 1 : 25 000. Blatt Fürfeld. – 71 S., 1 Abb., 1 Kt.; Darmstadt.
- SCHRAPS, W. (1969): Morphometrische Untersuchungen an Geröllen aus Unterkreidesanden. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 17: 41–46, 2 Abb.; Krefeld.
- SCHWARZ, H.-K. (1982): Subaqueous slope failures – experiments and modern occurrences. – *Contr. Sedimentol.*, 11: IV + 116 S., 44 Abb., 8 Tab.; Stuttgart.
- SCHWEHLA, K. (1976): Das Oberrotliegende des Alzeyer Horstes in der Umgebung von Erbes-Büdesheim. – *Dipl.-Kartierung, masch.-schriftl.*: IV + 44 S., 17 Abb., 2 Kt.; Mainz.
- SEED, H. B. (1968): Landslides during earthquakes due to soil liquefaction. – *J. Soil Mech. Found. Div.*, 94: 1055–1122, 66 Abb., 1 Tab.; New York, N. Y.
- SEED, H. B. & RAHMAN, M. S. (1978): Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils. – *Marine Geotechnol.*, 3 (2): 123–150, 21 Abb., 2 Tab.; New York, N. Y.
- SEILACHER, A. (1976): Echinodermen-Lagerstätten. – In: *Sonderforschungsbereich 53, „Palökologie“*, Arbeitsbericht 1970–1975. – *Zbl. Geol. Paläont.*, II, 1976 (5/6): 227–231, 5 Abb.; Stuttgart.
- (1982): Distinctive features of sandy tempestites. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Ed.): *Cyclic and event stratification*: 333–349, 7 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- SHINN, E. A. (1968): Burrowing in recent lime sediments of Florida and the Bahamas. – *J. Paleont.*, 42 (4): 879–894, 17 Abb., Taf. 109–112; Tulsa, Okla.
- SIEDLECKA, A. (1978): Late Precambrian tidal-flat deposits and algal stromatolites in the Båtsfjord Formation, East Finnmark, North Norway. – *Sediment. Geol.*, 21: 277–310, 12 Abb.; Amsterdam.
- SITTLER, C. (1965): Le paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatologiques. – *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 24: 392 S., 102 Abb., 120 Tab.; Strasbourg.
- SNEED, E. D. & FOLK, R. L. (1958): Pebbles in the lower Colorado River, Texas. A study in particle morphogenesis. – *J. Geol.*, 66: 114–150, 22 Abb., 13 Tab., 1 Taf.; Chicago, Ill.

- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim/Rhh.). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 281–315, 9 Abb.; Wiesbaden.
- (1970): Das nördliche Mainzer Becken im Alttertiär. Betrachtungen zur Paläoorographie, Paläogeographie und Tektonik. – Oberrhein. geol. Abh., **19**: 1–28, 12 Abb., 1 Tab.; Karlsruhe.
 - (1974): Exkursion in das Mainzer Becken am 19. April 1974 (Demonstrationen zur Tertiär-Stratigraphie, Paläomorphologie, Hydrogeologie und Ingenieurgeologie). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **56**: 79–94, 2 Abb.; Stuttgart.
 - (1980): *Escornebovina doebli* n. sp., eine neue Foraminifere aus dem Unteren Meeressand (Rupel) des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **8**: 201–208, 8 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- SPILLMANN, F. (1959): Die Sirenen aus dem Oligozän des Linzer Beckens (Oberösterreich), mit Ausführungen über „Osteosklerose“ und „Pachyostose“. – Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **110** (3): 68 S., 34 Abb., 4 Taf.; Wien.
- STEUER, A. (1910): Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. großherzogl. geol. L.-Anst. Darmstadt, (4) **31**: 34–62, Taf. 1–8; Darmstadt.
- STRAUCH, F. (1966): Sedimentgänge von Tjörnes (Nord-Island) und ihre geologische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **124** (3): 259–288, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 29; Stuttgart.
- (1968): Platzwahl, Siedlungsweise und Bautypen bei einigen känozoischen Balaniden. – Paläont. Z., **42**: 195–216, 37 Abb.; Stuttgart.
- STREEL, M. & BLESS, M. J. M. (1980): Occurrence and significance of reworked palynomorphs. – Meded. Rijks geol. Dienst, **32** (10): 69–80, 4 Abb.; Haarlem.
- SURLYK, F. & CHRISTENSEN, W. K. (1974): Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous rocky coast. – Geology, **2** (11): 529–534, 10 Abb.; Boulder, Colo.
- TANNER, W. F. (1964): Filled submarine spring vents in Cretaceous rocks of Alabama. – South-eastern Geol., **5** (2): 113–117, 2 Abb.; Durham, N. C.
- THOMAS, R. D. K. (1975): Functional morphology, ecology, and evolutionary conservatism in the Glycymerididae (Bivalvia). – Palaeontology, **18** (2): 217–254, 12 Abb., 3 Tab., Taf. 38; London.
- THOMPSON, W. (1937): Original structures of beaches, bars, and dunes. – Bull. geol. Soc. Amer., **48**: 723–751, 6 Abb., 2 Tab., 8 Taf.; Boulder, Colo.
- THÜRACH, H. (1884): Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titan-Mineralien in den Gesteinen. – Verh. phys.-med. Ges. Würzburg, N. F., **18**: 1–82, Taf. VII; Würzburg.
- TRICART, J. (1951): Etudes sur le façonnement des galets marins. – Proc. 3. int. Congr. Sedimentol.: 245–255, 5 Abb., 1 Tab.; The Hague.
- TRICART, J. & SCHAEFFER, R. (1950): L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. – Rev. Geomorph. dyn., **1**: 151–179, 11 Abb., 7 Tab.; Paris.
- TRICART, J. & VONFELT, J. (1955): La signification paléogéographique des conglomérats oligocènes de la bordure vosgienne. – Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., **8** (1): 105–118, 4 Abb., 3 Tab.; Strasbourg.
- TRUNKO, L. (1976) mit Beitr. von EBERT, G.: Spuren von Bohrorganismen in fossilem Treibholz des mitteloligozänen Meeressandes von Steinhardt bei Bad Kreuznach. – Beitr. naturkdl. Forsch. Südwestdtl., **35**: 169–179, 6 Abb.; Karlsruhe.
- VAN ANDEL, T. H.; WIGGERS, A. J. & MAARLEVELD, G. (1954): Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands), a comparison of several methods of investigation. – J. sediment. Petrol., **24** (2): 100–116, 10 Abb., 5 Tab.; Tulsa, Okla.
- VAN DEN BOSCH, M. & HAGER, H. (1984): Lithostratigraphic correlation of Rupelian deposits (Oligocene) in the Boom area (Belgium), the Winterswijk area (The Netherlands) and the Lower Rhine district (F. R. G.). – Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., **21** (3): 123–138, 6 Abb.; Leiden.
- VAN DER MEER, J. J. M. & SEMEIJN, J. (1981): Frost cracks of Saalian age near Lunteren (The Netherlands). – Geol. en Mijnb., **60** (2): 273–276, 4 Abb.; s'Gravenhage.

HARTKOPF & STAPF: Unt. Meeressand (Rupel) an Inselstränden d. Mainzer Beckens

- VAVRA, N. (1983): Bryozoen aus dem Unteren Meeressand (Mitteloligozän) von Eckelsheim (Mainzer Becken, Bundesrepublik Deutschland). – Mainzer naturwiss. Arch., 21: 67–123, 2 Abb., 8 Taf.; Mainz.
- (1984): Bryozoen im „prä-aquitanen“ Tertiär des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., 13: 233–236; Mainz.
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. – J. sediment. Petrol., 39 (3): 1074–1106, 21 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okla.
- VOS, R. G. & HOBDAI, D. K. (1977): Storm beach deposits in the late Palaeozoic Ecca Group of South Africa. – Sediment. Geol., 19: 217–232, 7 Abb.; Amsterdam.
- WAGNER, W. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen im Maßstabe 1 : 25 000, Blatt Wöllstein – Kreuznach. – 118 S., 4 Taf., 1 Kt.; Darmstadt.
- (1927): Neuaufschlüsse von Küstenbildungen des Oligozänmeeres am Westufer des Mainzer Beckens bei Hackenheim südöstlich von Kreuznach. – Jb. Nassau. Ver. Naturkde., 79: 26–28, Taf. 4; München, Wiesbaden.
- (1953): Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 81: 164–194, 2 Tab.; Wiesbaden.
- (1956): Zur Frage der Altersbeziehungen von Meeressand zu Rupelton im Mainzer Becken und im Rheintalgraben. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84: 212–215; Wiesbaden.
- WALACH, G. (1978): Ein Beitrag zur Analytik sandiger Sedimente – dargestellt am Beispiel eines Profils durch die Westflanke des Oststeirischen Beckens. – Mitt. österr. geol. Ges., 68: 143–161, 8 Abb., 3 Tab.; Wien.
- WEILER, W. (1953): Die Verbindung des mitteloligozänen Rheintalgrabens mit dem Mittelmeer. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 34: 21–29, 2 Abb.; Stuttgart.
- WEINKAUFF, H. C. (1865): Ein Beitrag zur Kenntniss der Tertiär-Bildungen in der hessischen Pfalz und den angrenzenden preussischen und bayrischen Bezirken. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., 1865: 171–211; Stuttgart.
- WENTWORTH, C. K. (1919): A laboratory and field study of cobble abrasion. Preliminary report. – J. Geol., 27: 507–521, 28 Abb.; Chicago, Ill.
- (1922): The shapes of beach pebbles. – Prof. Pap. U. S. geol. Surv., 131 C: 75–83, 12 Abb., 1 Tab.; Washington, D. C.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 351 S., 38 Abb., 41 Taf.; Heidelberg (Ehrig).
- WEYL, R. (1939): Faziesprobleme der mitteleuropäischen Tertiärmeere Nr. 6. Sedimentpetrographische Studien zur Paläogeographie des Oligocäns im nordwestlichen Rheintalgraben. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. B, 80: 31–62, 11 Abb., 11 Tab.; Stuttgart.
- WUNDERLICH, F. (1971): Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). II. Strandaufbau und Stranddynamik. – Senckenbergiana marit., 3: 135–183, 22 Abb., 7 Taf.; Frankfurt a. M.
- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – Eclogae geol. Helv., 61 (1): 157–166, 7 Abb.; Basel.
- Deutsches Hydrographisches Institut (1981): Gezeitentafeln für das Jahr 1982. Band I: Europäische Gewässer. – 224 S., 6 Kt.; Hamburg.
- Geological Society of America, New York, N. Y. (1963): Rock-Color Chart; Enschede (Huyskes).

Anschriften der Autoren:

Dipl.-Geol. Christoph HARTKOPF,
Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld

Dr. Karl R. G. STAPF,
Institut für Geowissenschaften (Geologie) der Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21,
D-6500 Mainz.