Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 79 (1986)

Heft: 2

Artikel: Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern)

Autor: Diem, Bernhard

Kapitel: 6: Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der oberen UMM

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165842

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 10.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

(1977) nur dadurch erklärt werden, dass eine im Süden gelegene Küstenebene durch einen relativen Meeresspiegelanstieg überschwemmt wurde. Die grobklastischen Sedimente wurden dann direkt an der Küste akkumuliert und gelangten nicht mehr an den Vortiefenrand. Auf dem Schelf (= ertrunkene Küstenebene) und in der Vortiefe kam es hierbei zur Ablagerung toniger Sedimente. In einer solchen Sedimentationsumgebung ist bei genügender Materialzufuhr ein progradierender feinklastischer Schelf zu erwarten. Falls diese Hypothese zutrifft, dann widerspiegeln die basalen, durch submarine Rutschungen charakterisierten Tonmergel einen ehemaligen Vortiefenabhang. Die überlagernden Flachseeturbidite dokumentieren in diesem Konzept die Schelfsedimente. Bei den in diesen Schelfsedimenten gelegentlich beobachtbaren, bis 1 m mächtigen turbiditischen Bänken handelt es sich vermutlich um Ablagerungen aus Trübeströmen, deren kritische Geschwindigkeit für Sandtransport bereits am Fuss der Delten unterschritten wurde (delta front turbidites).

6. Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der oberen UMM

Die mit obere UMM bezeichnete, sandig bis konglomeratische regressive Küstenfazies, welche die Tonmergelabfolge der mittleren UMM überlagert und zur USM überleitet, zeigt eine extrem hohe Variationsbreite in der Faziesausbildung und Mächtigkeit (Fig.7). Weder die Ober- noch die Untergrenze der oberen UMM kann sinnvoll im m-Bereich festgelegt werden. Der Übergang von der mittleren zur oberen UMM vollzieht sich allmählich durch das immer häufigere Auftreten von cm- bis dm-gebankten Siltstein- und Feinsandsteinlagen («heterolithische Fazies»). In manchen Profilen wird diese Wechsellagerung von Mergel, Siltstein und Feinsandstein gegen oben dickbankiger und grobkörniger, an anderen Lokalitäten ist die Abfolge jedoch von relativen Meeresspiegelschwankungen überprägt (vgl. Abschnitt 8.3), so dass wir eine recht komplexe Mächtigkeits- und Korngrössensequenz beobachten. Ferner können sich die cm- bis dm-gebankten Silt- und Feinsandsteine bis über 1 m mächtige Turbiditbänke (delta front turbidites) einschalten, was die Abfolge zusätzlich kompliziert. Weit komplexer ist der Übergang von der UMM-Küstenfazies zur USM. Hier gibt es, aufgrund der unterschiedlichen ehemaligen Subsidenzraten und Schüttungsverhältnisse, gewaltige Unterschiede in der Faziesausbildung (Fig. 7). Das erste Kohleflöz (Höfle & Kuhnert 1969), das Auftreten der ersten roten Mergel (Buxtorf et al. 1941) oder von Paläoböden (Fig. 7c) zeigen hier das ungefähre Einsetzen der USM an.

Im folgenden wird die Vielgestaltigkeit der Faziesentwicklungen in der oberen UMM anhand von vier Beispielen, welche für die jeweiligen Regionen typisch sind, dargestellt.

6.1 Beispiele für die vertikale Faziesentwicklung in der oberen UMM

6.1.1 Das Vuippens-Profil (Westschweiz) (Fig. 7a)

Die Abfolge durch die Couches de Vaulruz (Tab. 1) setzt im Bachbett der Sionge bei Vuippens mit geringfügig gradierten (base missing), teils intensiv vertikal verwühlten Bouma-Turbiditen ein. Auf der Profilhöhe 10,5 m treten im Dach von Sandsteinbänken, welche ähnlich aussehen wie Bouma-Turbidite, Wellenrippelmarken auf. Gegen das Hangende ist das parallel laminierte Intervall solcher Bänke immer häufiger spitzwinklig

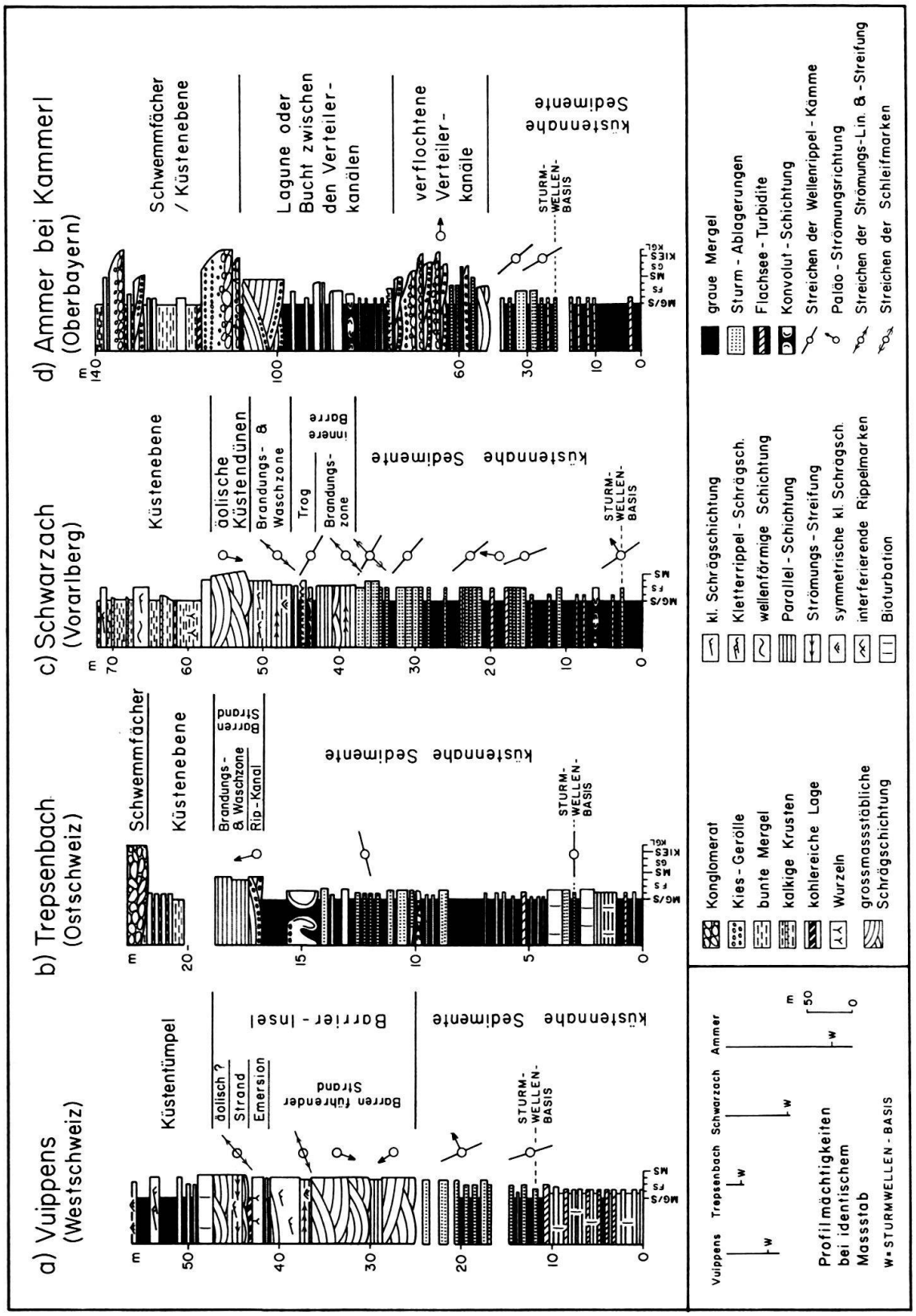

Fig. 7. Ausgewählte sedimentologische Profile durch die obere UMM. Die Koordinaten der Lokalitäten sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

schräggeschichtet (low-angle cross-laminated). Die obersten dieser spitzwinklig schräggeschichteten Bänke sind durch sehr flache Tröge (swaley cross-stratification: LECKIE & WALKER 1982) charakterisiert. Die Oberflächen dieser spitzwinklig schräggeschichteten Bänke sind nicht überall durch Wellenrippenmarken gekennzeichnet. Dort, wo die Wellenrippelmarken fehlen, verrät eine intensive Bioturbation oder eine Konvolutschichtung, dass möglicherweise einst gebildete Oberflächenmarken zerstört worden sind. An Sohlmarken können an den Unterflächen der spitzwinklig schräggeschichteten Zyklen vereinzelt Rillenmarken und Strömungswülste beobachtet werden. Diese stehen senkrecht auf den Kammrichtungen der Wellenrippelmarken.

Darüber folgt zwischen den Profilhöhen 25 m und 49 m eine durch feinsiltige Intervalle und ein Kohleflöz unterbrochene Sequenz von vorwiegend klein- und grossmaßstäblich schräggeschichteten Feinsandsteinen. Wechsellagernd mit dieser Schrägschichtung können parallelgeschichtete Sandsteine beobachtet werden, deren Schichtflächen durch eine Strömungsstreifung (parting lineation) charakterisiert sind. Während die in der Parallelschichtung auftretende Strömungsstreifung in etwa rechtwinklig zum Streichen der Wellenrippelkämme verläuft, tendiert die grossmaßstäbliche Schrägschichtung zu einer wellenrippelparallelen Paläoströmungsrichtung.

Die überlagernden, vorwiegend mit grauen und grünlichen Mergeln wechsellagernden Fein- und Mittelsandsteine führen, eine geringe Wassertiefe anzeigend, engständige Wellenrippelmarken. Ferner enthalten die Mergel Bivalven der Gattung *Polymesoda* sowie lakustrische Ostrakoden und Gastropoden (WEIDMANN et al. 1982).

6.1.2 Das Trepsenbach-Profil (Ostschweiz) (Fig. 7b)

Ähnlich wie bei Vuippens ist am Trepsenbach der Übergang zwischen mittlerer und oberer UMM durch teils vertikal verwühlte, geringfügig gradierte Bouma-Turbidite charakterisiert. Gegen oben beobachtet man im Dach von turbiditähnlichen Feinsandsteinbänken Interferenz- und Wellenrippeln. Die Wellenrippelkämme, im Liegenden nach Osten streichend, drehen nach dem Hangenden in eine ENE-Richtung ab. Charakteristisch ist ferner eine mit diesen turbiditähnliche Feinsandsteinbänken vergesellschaftete Konvolutschichtung, bei welcher die Bänke in einzelne Knollen zerfallen (ball and pillow).

Auf der Profilhöhe 17 m beobachtet man eine grossmaßstäbliche Schrägschichtung. Die im Mittel nach NNW gerichtete Paläoströmungsrichtung, welche durch diese Schrägschichtung angezeigt wird, steht in etwa senkrecht auf den Kämmen der Wellenrippelmarken. Darüber folgen 1,5 m parallel laminierte Sandsteine. Diese werden von grünlichen Mergeln überlagert, welche das Einsetzen der USM (als Fazies) manifestieren.

Der wesentlichste Unterschied zwischen dem ostschweizerischen Trepsenbach-Profil und dem westschweizerischen Vuippens-Profil besteht darin, dass die obere UMM am Trepsenbach wesentlich geringmächtiger ausgebildet ist als bei Vuippens.

6.1.3 Das Schwarzach-Profil (Vorarlberg) (Fig. 7c)

Die geringfügig gradierten Bouma-Turbidite, welche an der Basis des Schwarzach-Profils verbreitet sind, werden gegen das Hangende allmählich von Bänken mit Wellenrippelmarken im Dach verdrängt. Diese Bänke lassen sich an der Basis, abgesehen von

den Wellenrippelmarken, kaum von Bouma-Turbiditen unterscheiden. Gegen das Hangende findet man anstelle eines parallel laminierten Intervalls immer häufiger eine Beulen-Schrägschichtung (hummocky cross-stratification: HARMS 1975). Die Wellenrippelkämme, welche im Liegenden durchschnittlich nach SSE streichen, drehen nach dem Hangenden in eine südöstliche Streichrichtung. Die aus Strömungswülsten an den Sohlflächen der Bänke ermittelten Paläoströmungsrichtungen weisen einerseits nach Nordosten bis Norden und stehend andererseits in etwa senkrecht auf den Wellenrippelkämmen.

Über der Profilhöhe 38 m findet man zwei, durch ein 2 m mächtiges mergeliges Intervall getrennte Abfolgen vorwiegend parallel geschichteter Feinsandsteine. Wechsellagernd mit der Parallelschichtung können klein- bis mittelmaßstäbliche Schrägschichtungen beobachtet werden, deren Leeblätter nach Nordosten einfallen. Ferner kann auf den Schichtflächen der Parallelschichtung eine Strömungsstreifung beobachtet werden, die senkrecht zu den Wellenrippelkämmen verläuft. Das zwischen die beiden vorwiegend parallel geschichteten Feinsandsteinabfolgen eingeschaltete mergelige Intervall führt dmmächtige Feinsandsteinbänke mit gut erhaltenen Wellenrippelmarken.

Auf der Profilhöhe 51 m werden die parallelgeschichteten Feinsandsteine von grossmaßstäblich schräggeschichteten, gut sortierten Sanden erosiv gekappt. Die Leeblätter der grossmaßstäblichen Schrägschichtung zeigen eine nach SSW gerichtete Paläoströmung an. Diese grossmaßstäbliche Schrägschichtung wird von schwärzlichen und grünlichen Mergeln überlagert, in welchen nebst Wurzeln und kohlereichen Lagen mehrerer kalkreiche Siltlagen (Kalkkrusten) beobachtet werden können.

6.1.4 Das Ammer-Profil (Oberbayern) (Fig. 7d)

An der Ammer beobachtet man über nichtgradierten Bouma-Turbiditen und turbiditähnlichen Feinsandsteinbänken mit Wellenrippelmarken eine teils grossmaßstäblich schräggeschichtete, sandig-konglomeratische Sequenz. Zwischen und über diesen Konglomeraten findet man graue und grünliche Mergel, deren mindestens teilweises marines Ablagerungsmilieu durch marine Mollusken (ZÖBELEIN 1962; HÖLZL, in ZEIL 1954) dokumentiert ist. Über diesen grauen und grünlichen Mergeln, welche mit Sandsteinen wechsellagern, setzen dann grösstenteils rot gefärbte Konglomerate, Sandsteine und Mergel der basalen USM (Weissachschichten) ein.

6.2 Die Faziesentwicklung an den übrigen Lokalitäten

Im unteren Abschnitt der oberen UMM, bestehend aus Bouma-Turbiditen und turbiditähnlichen Bänken, kann überall im Untersuchungsgebiet eine ähnliche Fazies beobachtet werden. Die darüber folgende Sequenz, welche zur USM überleitet, ist zwischen der Westschweiz und der Kammeregg (Allgäu, Fig. 2) vorwiegend sandig ausgebildet, wobei einzig in der Ostschweiz und im Allgäu ausnahmsweise konglomeratische Abfolgen beobachtet werden können. Östlich von der Kammeregg treten in dieser oberen UMM zunehmend konglomeratische Abfolgen auf, welche mit derjenigen an der Ammer verwandt sind. In den meisten Regionen ist die Fazies der oberen UMM von Lokalität zu Lokalität stark unterschiedlich ausgebildet.

In der Westschweiz sind alle Profile, wie dasjenige von Vuippens (Fig. 7a), durch eine mächtig entwickelte Sedimentabfolge im marin-terrestrischen Übergang charakterisiert

(vgl. auch HOMEWOOD 1978). Typisch für diese Sandsteinabfolgen sind mehrere, oft strömungsgestreifte parallel laminierte Intervalle. Ähnliche Sequenzen findet man gegen Osten erst wieder in Vorarlberg, wo an der Schwarzach, Subersach und Bolgenach ausgezeichnet aufgeschlossene Übergänge von der oberen UMM zur USM beobachtet werden können.

In der Zentral- und Ostschweiz tritt in der obersten UMM oft nur eine wenige Meter mächtige, vorwiegend parallel laminierte bis spitzwinklig schräggeschichtete, plattige Sandsteinabfolge auf, welche die marine Sedimentation nach oben abschliesst. Die Unterflächen der parallel laminierten Sandsteinplatten zeigen hier des öfteren eine aus kleinen Wülstchen bestehende primäre Strömungslineation (Tf. 2f). Diese Lineation, welche in der beschriebenen Ausbildung nur in der obersten UMM auftritt, verläuft immer senkrecht zu den Kämmen der flachmarinen Wellenrippelmarken. Die plattige Natur dieser parallel laminierten UMM-Sandsteine hat denselben den Namen Horwer-

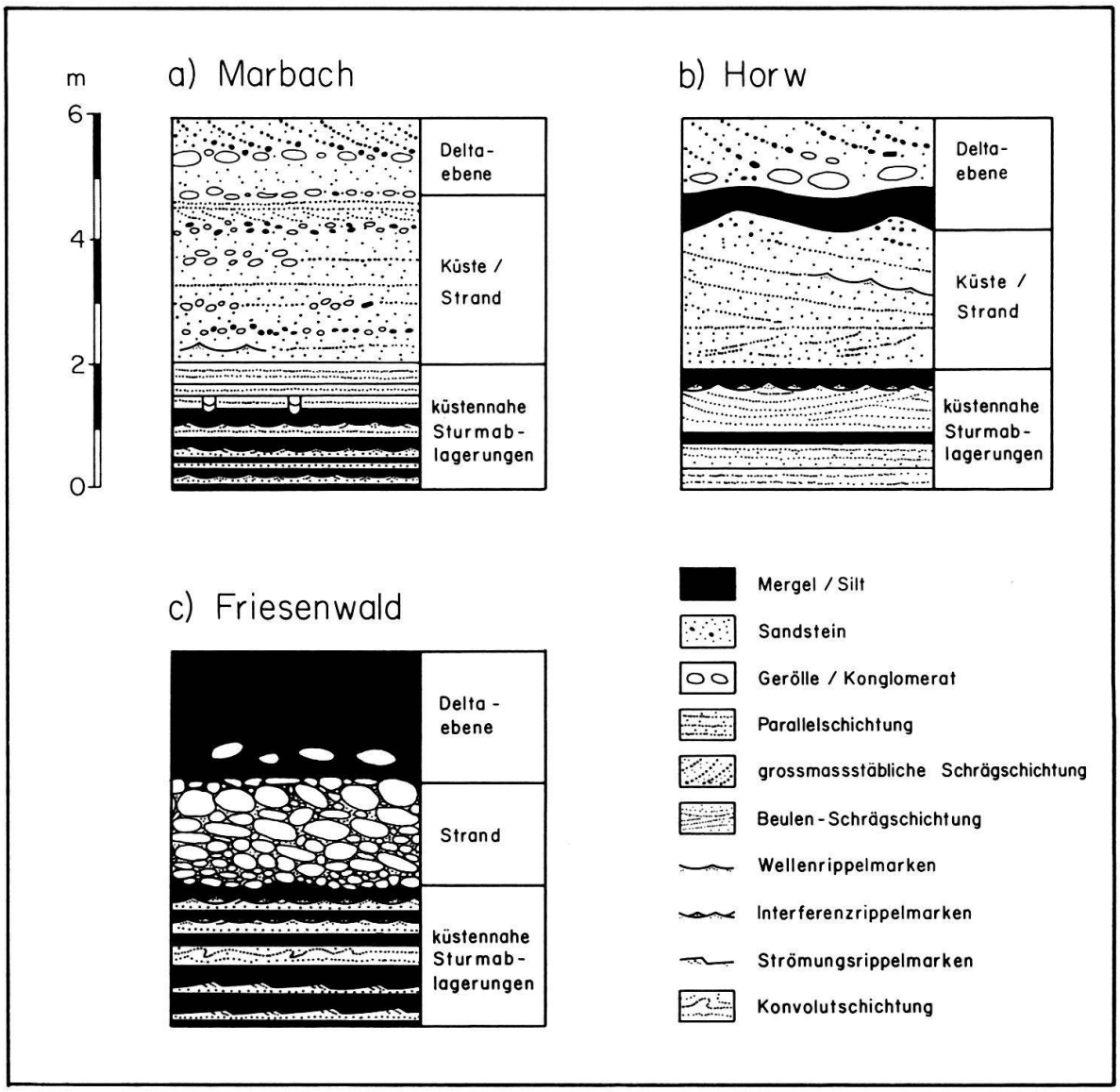

Fig. 8. Ausgewählte Detailprofile aus der oberen UMM der Zentral- und Ostschweiz. Die Koordinaten der Lokalitäten sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

platten (BUXTORF et al. 1941) eingetragen. Im Trepsenbach (Fig. 7b) beobachtet man an der Basis jener parallel laminierten Sandsteine, welche die UMM-Fazies gegen oben abschliessen, eine grossmaßstäbliche Schrägschichtung. Diese, auch andernorts auftretende Schrägschichtung fehlt in verhältnismässig grobkörnigen Sandsteinen (Fig. 8a). Die oberen Abschnitte der Parallelschichtung sind meist erosiv gekappt. In einem Ausnahmefall, bei Horw, wurde ein gut erhaltenes, nichterodiertes Dach über einer Fast-Parallelschichtung gefunden. Hier treten über einer rund 2 m mächtigen, spitzwinklig schräggeschichteten Abfolge, welche zur USM (als Fazies) überleitet, invers gradierte Rücken auf (Fig. 8b). Diese Rücken, deren steilere Flanken nach Süden einfallen, weisen Kammabstände von etwa 2,2 m auf.

Nebst den vorwiegend sandigen Sequenzen findet man in der Ostschweiz auch vereinzelt konglomeratische Abfolgen, welche die UMM-Fazies gegen oben abschliessen (vgl. auch FREI 1979). In der Ostschweiz kann z. B. im Friesenwald ein konglomeratischer Übergang von der oberen UMM zur basalen USM beobachtet werden (Fig. 8c). Dieser Übergang ist hier durch eine deutlich ausgeprägte inverse Gradierung charakterisiert. Über dieser Konglomeratabfolge beobachtet man vereinzelte, in den grünlichen Mergeln der basalen USM schwimmende Gerölle.

6.3 Interpretation

6.3.1 Küstennahe Sedimente

Das Seichterwerden des Ablagerungsmilieus kündigt sich bereits in den oberen Anteilen der mittleren UMM durch das immer häufigere Auftreten meist geringmächtiger, oft vertikal verwühlter Bouma-Turbidite (Flachseeturbidite) an. Mit dem Einsetzen der oberen UMM findet man neben diesen Flachseeturbiditen zyklisch gegliederte turbiditähnliche Bänke, welche manchmal anstelle der Parallelschichtung (T_b) Beulen-Schrägschichtung oder flache Tröge (swaley cross-stratification) aufweisen. Ferner beobachtet man dort, wo keine Zerstörung der primären Sedimentstrukturen nachgewiesen werden kann, über der Parallelschichtung Wellenrippelschrägschichtung oder Wellenrippelmarken (Tf. 1d). Die Zerstörung der primären Sedimentstrukturen ist bei manchen dieser Bänke durch eine intensive Organismenverwühlung oder durch Konvolutschichtung, welche Sedimentverflüssigung widerspiegelt (ALLEN 1982), dokumentiert.

Zahlreiche Untersuchungen in den letzten Jahrzehnten haben gezeigt, dass zyklisch gegliederte Bänke auf Einzelereignisse mit abnehmender hydraulischer Energie zurückgeführt werden können. Neben der Abnahme der Turbulenz beim Ausklingen eines Trübestroms (MIDDLETON & HAMPTON 1973) führt auch der Zerfall der Wellenenergie nach einem Sturm zu einem Milieu mit abnehmender hydraulischer Energie. In einem solchen hydraulischen Milieu entstehende Silt- und Sandsteinbänke werden als Sturmablagerungen bezeichnet (HAYES 1967; DOTT & BOURGEOIS 1982).

Die in der oberen UMM verbreiteten turbiditähnlichen Bänke mit Wellenrippelmarken stellen solche Sturmablagerungen dar (HOMEWOOD 1978; REINECK & SCHWERD 1985). Die Parallelschichtung, welche in Sturmablagerungen eine starke sturmwelleninduzierte Strömung widerspiegelt (ALLEN 1985), wird von Wellenrippelmarken überlagert, deren mittlere Korngrösse und Kammabstände gemässigte Wellenenergien bei einer Periode von maximal 4 Sek. anzeigen (Fig. 10). Die oft gute Erhaltung der Wellenrip-

pelmarken lässt sich darauf zurückführen, dass dieselben beim Ausklingen des Sturms inaktiv geworden sind und durch ausregnendes toniges Material zugedeckt und so vor der Erosion geschützt wurden (DIEM 1985).

Für diese Sturmablagerungen sind meist nur die Wellenrippelmarken diagnostisch. Die in der oberen UMM beobachtete «hummocky» oder «swaley cross-stratification», welche nach der neueren Literatur für Sturmablagerungen typisch sein soll (HARMS 1975; HAMBLIN & WALKER 1979; LECKIE & WALKER 1982), ist kaum von den ebenfalls nach oben konvexen, in Turbiditen vorkommenden Antidünenstrukturen (SKIPPER 1971), unterscheidbar. Dort, wo typische Wellenrippelmarken durch Sedimentverflüssigung, Verwühlung, tektonische Deformation oder Verwitterung nicht mehr identifizierbar sind, lassen sich Sturmablagerungen schwerlich von klassischen Bouma-Turbiditen unterscheiden.

6.3.2 Küstensedimente

Die Sturmablagerungen und Flachseeturbidite in den unteren Anteilen der oberen UMM werden gegen das Hangende von sandigen bis konglomeratischen Sedimenten abgelöst, welche im Übergang zwischen dem marinen und dem terrestrischen Ablagerungsmilieu im Wechselspiel von Meereswellen, fluviatilen Prozessen und äolischen Umlagerungen entstanden sein müssen. Die Sedimentstrukturen erzeugenden Prozesse können in einer solchen Umgebung nur dann zuverlässig interpretiert werden, wenn der Verlauf des Paläo-Ufers bzw. die paläolandwärtige und paläoseewärtige Richtung bekannt sind (vgl. z. B. HUNTER et al. 1979). In der vorliegenden Arbeit wurden die Paläoküstenverläufe mit Hilfe von Seichtwasserwellenrippenmarken rekonstruiert. Weil die Kämme der Wasserwellen in Ufernähe, bedingt durch die Refraktion, immer in etwa küstenparallel sind (KOMAR 1976), finden wir in den Richtungen der Seichtwasserwellenrippelmarken die Verläufe der ehemaligen Küstenlinien aufgezeichnet. Die paläoseewärtige Richtung wird durch Paläoströmungsrichtungen aus den fluviatilen Sedimenten aus der überlagernden USM oder durch Strömungsmarken der ablandig transportierten Sturmablagerung und Flachseeturbidite angezeigt.

Die parallel geschichteten Intervalle, welche in der Küstenfazies der oberen UMM zwischen der Westschweiz und dem Allgäu beobachtet werden können, dokumentieren nach dem Modell von CLIFTON et al. (1971) ehemalige Strandablagerungen aus dem Brandungs- und Waschbereich. Diese Parallelschichtung ist in der oberen UMM oft durch eine Strömungsstreifung (parting lineation) oder eine Strömungslineation (current lineation) charakterisiert, welche orthogonal auf den Kämmen der Seichtwasser-Wellenrippelmarken steht und somit senkrecht zur Paläo-Uferlinie verläuft (Fig. 7a, c). Bei dieser Lineation dürfte es sich mindestens teilweise um fossile Waschmarken handeln, welche unter dem dünnen Wasserfilm zurückwaschender Wellen entstehen (HÄNTZSCHEL 1939). An den meisten Lokalitäten sind die parallelgeschichteten Strandablagerungen mit gross- und kleinmaßstäblich schräggeschichteten Intervallen vergesellschaftet, was Barren führende Küsten widerspiegelt (vgl. HOMEWOOD 1978; WEIDMANN et al. 1982).

Die in Oberbayern in der oberen UMM auftretenden sandigen bis konglomeratischen, oft grossmaßstäblich schräggeschichteten Abfolgen, welche mit marinen Sedimenten wechsellagern, dokumentieren ehemalige «fan deltas». Solche «fan deltas» sind z. B. von GRADSTEIN & GELDER (1971) und WESCOTT & ETHRIDGE (1980) beschrieben worden.

Um die in den Küstensedimenten der obersten UMM auftretenden Sedimentstrukturabfolgen im Detail verstehen zu können, müssen die ehemaligen relativen Meeresspiegelschwankungen bekannt sein (vgl. HUNTER et al. 1979). Diese relativen Meeresspiegelschwankungen konnten in der vorliegenden Arbeit mit Hilfe von Wellenrippelmarken und Mächtigkeitsvergleichen rekonstruiert werden. Während der relative Meeresspiegel zur Zeit der UMM-Regression in der Ostschweiz und in grossen Teilen der Zentralschweiz höchstens leicht anstieg oder absank, beobachtet man in der Westschweiz, in Vorarlberg und Oberbayern, entgegen der Erwartung, generell ein relatives Ansteigen des Meeresspiegels (vgl. Abschnitt 8.2).

Aufzeichnung Barren führender Küsten bei relativ steigendem Meeresspiegel. Die einfachste und vollständigste geologische Aufzeichnung einer Barren führenden Küste bei steigendem relativem Meeresspiegel tritt an der Schwarzach in Vorarlberg zutage (Fig. 7c). Hier zeigen die flachmarinen Wellenrippelmarken (berechnete Paläowassertiefen < 6 m), dass die ehemalige Küste von Nordwesten nach Südosten strich. Ferner dokumentieren die Strömungsrippeln der Flachseeturbidite und die Sohlmarken der Sturmablagerungen, dass sich die See im Nordosten befunden hat.

Im Schwarzachprofil folgen über den küstennahen Sedimenten zwei, durch ein mergeliges Intervall getrennte Abfolgen parallel laminierter Strandsandsteine. Eingeschaltet in diese Strandsedimente können klein- bis mittelmaßstäbliche Schrägschichtungen beobachtet werden, deren Leeblätter grösstenteils nach Nordosten, also paläoseewärts, einfallen. Diese paläoseewärtigen Strömungen können auf Ausgleichsströmungen zu den durch die brandenden Wellen landwärts transportierten Wassermassen zurückgeführt werden (vgl. HUNTER et al. 1979). Das zwischen die beiden Strandsandsteinabfolgen eingeschaltete mergelige Intervall führt dm-mächtige Feinsandsteinbänke mit gut erhaltenen Wellenrippelmarken. Die im Vergleich zu den Sturmablagerungen im Liegenden gröbere Korngrösse lässt vermuten, dass es sich hier um Sedimente eines ehemaligen Barrentroges handelt.

Im Hangenden des Schwarzachprofils werden die Strandsedimente von grossmaßstäblich schräggeschichteten, gut sortierten Sanden erosiv gekappt. Die Leeblätter der grossmaßstäblichen Schrägschichtung zeigen eine nach SSW gerichtete paläolandwärtige Strömung an. Es dürfte sich hierbei, wie dies an rezenten Küsten häufig der Fall ist, um äolische Bildungen (Küstendünen) handeln, die das Einsetzen der USM markieren. Die äolische Schrägschichtung wird von Mergeln überlagert, in welchen als typische terrestrische Bildungen Wurzeln und mehrere kalkreiche Siltlagen (Kalkkrusten von Paläoböden?) beobachtet werden können.

In rezenten siliziklastischen Ablagerungsmilieus, wo seewärts gerichtete Ausgleichsströmungen (rip currents) auftreten, ist die Küstenmorphologie während Sturmperioden immer durch Barren charakterisiert (KOMAR 1976). Während die Barren in grobklastischer Umgebung meist während Schönwetterperioden zerstört werden, beobachtet man in feinkörnigen Sanden in der Regel permanente Barrensysteme (IWAGAKI & NODA 1963; DEAN 1973). Im Schwarzachprofil dokumentieren daher bereits die geringe Korngrösse der Strandsande und der Nachweis von seewärts gerichteten Ausgleichströmungen, dass wir eine permanente Barrenküste gehabt haben müssen.

DAVIDSON-ARNOTT & GREENWOOD (1976) beschrieben von einer rezenten, permanent Barren führenden Küste Ostkanadas annähernd dieselbe landwärtige Abfolge von Sedi-

mentstrukturgürteln, wie sie in den fossilen Strandsedimenten an der Schwarzach von unten nach oben beobachtet werden kann (Fig. 7c). Allerdings fehlt an der Schwarzach die Aufzeichnung einer äusseren halbmondförmigen Barre (crescentic bar) und einer landwärtigen Barrenfront (landward slope).

Mit Hilfe der Wellenrippelmarken und der Paläoströmungsrichtungen kann ferner belegt werden, dass einerseits ein nach Osten gerichteter Vorbau der Küste stattgefunden hat (Abschnitt 6.4) und dass anderseits der relative Meeresspiegel während dieses Vorbaus anstieg (Abschnitt 8.2, Fig. 14). Figur 9 zeigt, wie man sich, auf dieser Grundlage basierend, die Aufzeichnung der Barrenküste im Schwarzachprofil vorstellen kann. Durch die seewärtige Verlagerung einer permanenten inneren Barre, bei gleichzeitigem relativem Meeresspiegelanstieg, bleiben die Sedimente der Brandungs- und Waschzone,

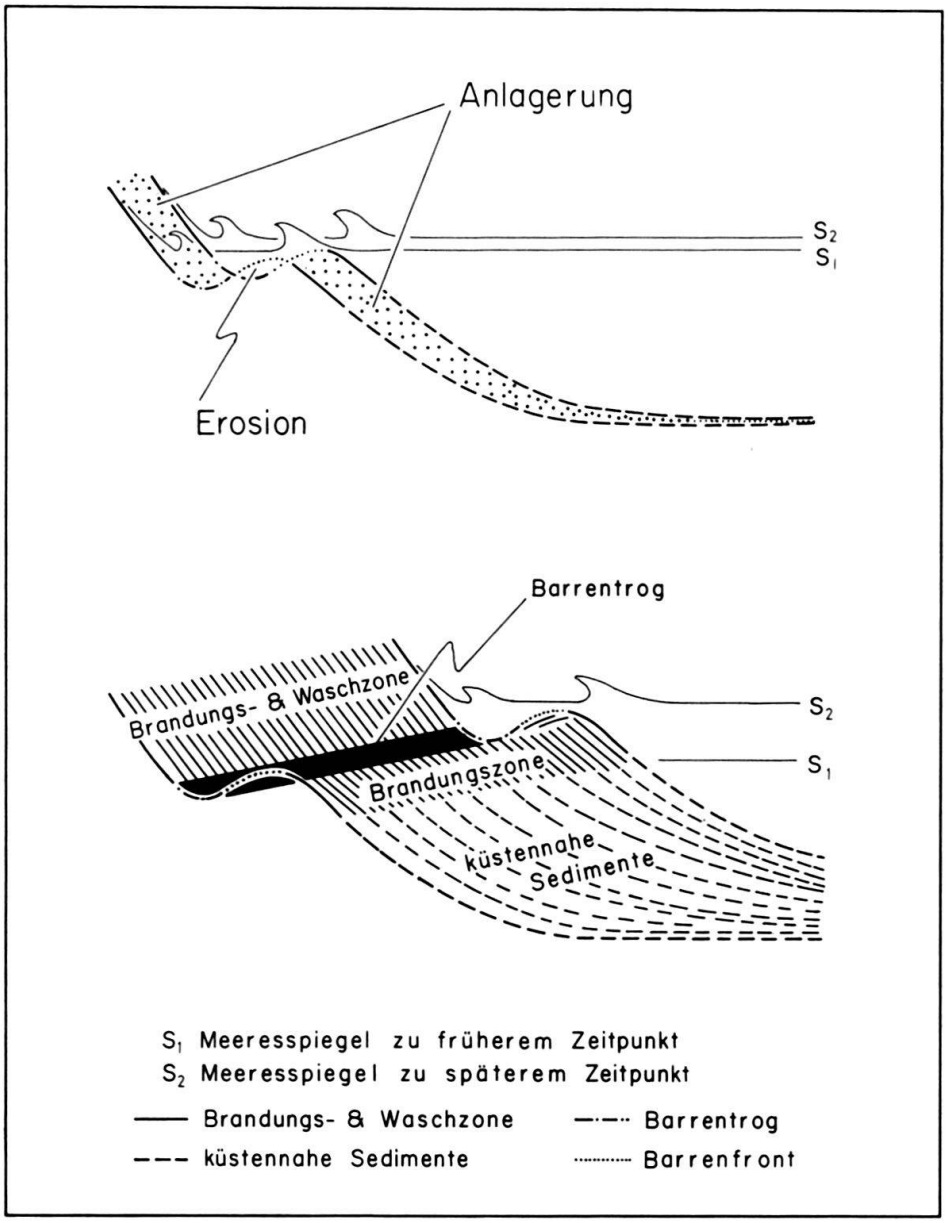

Fig. 9. Sedimentologische Aufzeichnung einer progradierenden, Barren führenden Küste bei steigendem Meeresspiegel.

des Barrentroges und der seewärtigen Barrenflanke (seaward slope) erhalten, während die landwärtige Barrenfront ständig umgelagert und daher nicht aufgezeichnet wird. Ob ferner die fehlende Aufzeichnung einer äusseren, halbmondförmigen Barre darauf zurückzuführen ist, dass diese nie gebildet wurde, oder ob diese der Erosion anheimgefallen ist, entzieht sich der Beobachtung.

Die Schwarzach (Fig. 7c) ist die einzige Lokalität in der gesamten UMM des Untersuchungsgebietes, wo eine Barren führende Küste in quasi idealer Abfolge aufgezeichnet ist. An den übrigen Lokalitäten sind Barren führende Küsten in Form einer Wechsellagerung zwischen typischen parallel geschichteten Strandsanden und grossmaßstäblich schräggeschichteten Intervallen aufgezeichnet (HOMEWOOD 1978; WEIDMANN et al. 1982; Fig. 7a). Die Paläoströmungsrichtung dieser grossmaßstäblich schräggeschichteten Intervalle weist meist paläoküstenparallel (Fig. 7a) und weniger häufig paläoseewärts. Da direkte Hinweise auf Gezeiten fehlen, dürfte es sich hier um die Aufzeichnung Barren begleitender küstenparalleler Strömungen und seewärts gerichteter Ausgleichströmungen (rip currents) handeln.

Aufzeichnung Barren führender Küsten bei geringfügig ansteigendem bis absinkendem relativem Meeresspiegel. In der Ostschweiz und in grossen Teilen der Zentralschweiz werden die küstennahen Sedimente gewöhnlich von einer nur wenige Meter mächtigen, vorwiegend sandigen Abfolge überlagert. Dort, wo diese Sandsteine relativ feinkörnig sind (z. B. bei Horw, am Rappenbach und am Trepsenbach), beobachtet man in denselben eine basale, grossmaßstäbliche Schrägschichtung, welche nach oben von parallel geschichteten Sandsteinen abgelöst wird. Dass es sich bei diesen parallel laminierten Sandsteinen um Strandsedimente aus dem Brandungs- und Waschbereich handelt, ist gelegentlich durch eine primäre Strömungslineation dokumentiert.

Ein typisches Profil durch eine solche wenige Meter mächtige, zwischen marine und terrestrische Sedimente eingeschaltete, sandige Abfolge wurde im Abschnitt 6.1.2 vom Trepsenbach (Fig. 7b) beschrieben. Hier dokumentieren die flachmeerischen Wellenrippelmarken eine von WSW nach NNE streichende Uferlinie. Die tiefer im Profil beobachtbaren Flachseeturbidite, in Figur 7b nicht dargestellt (vgl. FREI 1979), dokumentieren einen ablandigen Transport nach Norden. Somit hat sich die See im Norden befunden. Am Trepsenbach setzen die Küstensandsteine mit einer paläoseewärts einfallenden, grossmaßstäblichen Schrägschichtung ein, welche auf seewärtige Ausgleichsströmungen (rip currents) zurückgeführt werden kann. Die darüber folgenden, parallel geschichteten Sandsteine können als Strandablagerungen der Brandungs- und Waschzone interpretiert werden. Bei Horw (Fig. 8b) und am Rappenbach (FREI 1979), wo über den küstennahen Sedimenten ähnliche Sandsteinabfolgen beobachtet werden können wie am Trepsenbach, wurde die unter der Parallelschichtung auftretende Schrägschichtung durch in etwa paläoküstenparallele Strömungen erzeugt.

Im Dach der spitzwinklig schräggeschichteten Strandablagerungen bei Horw (Fig. 8b) konnten invers gradierte Rücken beobachtet werden. Da diese Rücken, mit Kammabständen von 2,2 m, parallel zu den Seichtwasser-Wellenrippelmarken sind, verlaufen sie parallel zur Paläoküstenlinie. Bei diesen Rücken, deren steilere Flanke paläolandwärts weist, handelt es sich vermutlich um Sedimentkörper, wie sie bei der Strandhornbildung (beach cusps) an rezenten Stranden erzeugt werden (vgl. ALLEN 1982).

Solche sandigen Abfolgen, wie sie in der oberen UMM der Zentral- und Ostschweiz beobachtet werden können, entsprechen weitgehend derjenigen, welche von HUNTER et al. (1979) für bei konstantem Meeresspiegel progradierende Küsten postuliert wurde. Nach dem Modell von HUNTER et al. (1979) hat eine Strandbarre selbst bei konstant bleibendem Meeresspiegel kein Erhaltungspotential. Das einzige, was nebst der Brandungs- und Waschzone aufgezeichnet werden kann, sind hierbei die schräggeschichteten Sedimente der küstenparallelen Tröge (longshore troughs) und der Abflusskanäle von seewärts gerichteten Ausgleichsströmungen (rip channels). Nach diesem Konzept werden in der geologischen Aufzeichnung einer Barrenküste schräggeschichtete Sande, welche küstenparallelen oder seewärtigen Transport anzeigen, von parallel geschichteten Strandsandsteinen überlagert.

Barrenfreie Küsten. Im Friesenwald (Fig. 8c) werden die küstennahen Sturmablagerungen von invers gradierten Konglomeraten überlagert. Diese Konglomerate können als Strandabfolge interpretiert werden. Über diesen invers gradierten Konglomeraten folgen grünliche, fossilarme Mergel, welche das Einsetzen der USM markieren. In diesen Mergeln schwimmen einzelne Gerölle. Diese dürften während Sturmperioden ins Rückland transportiert worden sein.

Bei Marbach (Fig. 8a) finden wir über marinen Mergeln, welche mit Sturmablagerungen wechsellagern, in etwa 3 m mächtige, mittelkörnige, parallel geschichtete Strandsande. In diese Strandsande sind mehrere Kiesschnüre eingeschaltet. Basale Schrägschichtungen, welche als Barren begleitende Sedimente interpretiert werden könnten, wurden nicht beobachtet.

Geologisch erhaltbare (konstruktive), barrenfreie Strände entstehen bevorzugt bei niedriger Tiefwasserwellensteile und grober Korngrösse (IWAGAKI & NODA 1963; KOMAR 1976). Da sowohl im Friesenwald als auch bei Marbach in relativ grobkörnigen Abfolgen keine Barren begleitenden Sedimente nachgewiesen werden konnten, lässt dies vermuten, dass hier höchstens zeitweise Strandbarren vorhanden waren. Meist dürfte der Strand jedoch barrenfrei gewesen sein.

«Fan deltas». In der oberen UMM an der Lech und an der Ammer (Oberbayern) werden marine Mergel, welche mit Sturmablagerungen und Flachseeturbiditen wechsellagern, von sandigen bis konglomeratischen Abfolgen überlagert (ZÖBELEIN 1962; KUHNERT & OHM 1974). An der Ammer (Fig. 7d) findet man über den Sturmablagerungen eine grossmaßstäblich schräggeschichtete, sandig-konglomeratische Sequenz. Zwischen und über diesen Konglomeraten findet man marine Mergel (ZÖBELEIN 1962; HÖLZL, IN ZEIL 1954). Ferner dokumentiert die Mächtigkeit der litoralen Sedimente, dass der Meeresspiegel während der Ablagerung der Sequenz angestiegen ist (vgl. Abschnitt 8.2). Die im Ammer-Profil auf der Profilhöhe 30 m auftretenden Wellenrippelmarken widerspiegeln eine von Südosten nach Nordwesten streichende Paläo-Uferlinie. Dass sich das Meer im Nordosten befunden hat, wird hierbei durch tiefer im Ammer-Profil beobachtbare, in Figur 7d nicht dargestellte Flachseeturbidite angezeigt.

Die Wechsellagerung von grobklastischen Sedimenten mit marinen Mergeln dürfte darauf zurückzuführen sein, dass ein Schwemmfächer (alluvial fan) direkt ins Meer mündete. Wir haben es hier mit einem sogenannten «fan delta» zu tun. Die teils grossmaßstäblich schräggeschichteten, amalgamierten, sandigen, konglomeratischen Abfolgen über der Profilhöhe 65 m zeigen eine seewärts gerichtete Paläoströmung an. Es dürfte

sich hierbei um die Aufzeichnung verflochtener Verteilerkanäle handeln. Die über der Profilhöhe 70 m auftretenden marinen Mergel dokumentieren, dass die Verteilerkanäle bei relativ steigendem Meeresspiegel nach dem Inaktivwerden dieses Deltabereichs ertrunken sind. Ob sich über diesen ertrunkenen Verteilerkanälen eine Lagune oder eine Bucht zwischen den aktiven Verteilerkanälen ausgebildet hat, kann anhand der vorliegenden Daten nicht beurteilt werden.

6.4 In den Wellenrippelmarken der oberen UMM aufgezeichnete Paläoküstenverläufe

Wasserwellen, welche auf die Küste auflaufen, werden immer in der Weise gebrochen, dass die Wellenstrahlen mehr oder weniger senkrecht auf die Küste treffen (KOMAR 1976). Weil die Kämme der Wasserwellen in Ufernähe, bedingt durch die Refraktion, immer etwa küstenparallel sind, finden wir in den Richtungen der marinen Seichtwasser-Wellenrippelmarken die ehemaligen Küstenlinien aufgezeichnet. Die ablandigen Paläoströmungsrichtungen (vgl. Abschnitt 6.3.2) dokumentieren ferner, auf welcher Seite sich jeweils das Land und wo sich das Meer befunden hat. Figur 6 (unten) zeigt die mit Hilfe von Wellenrippelmarken und Paläoströmungsrichtungen aus der oberen UMM rekonstruierten Paläoküstenverläufe (nicht isochron). Diese gliedern sich teilweise in Loben und Buchten, welche mindestens einen Teil der ehemals aktiven Schüttungszentren widerspiegeln. In der Westschweiz, zwischen der Beichlenschüttung und der Horwer Bucht, sowie im vorarlbergisch-bayrischen Raum beobachten wir ausschliesslich von Nordwesten nach Südosten streichende Küstenlinien. Das Meer hat sich hierbei jeweils im Nordosten befunden. Diese Erscheinung kann nur dadurch erklärt werden, dass die Küste in diesen Regionen von Südwesten nach Nordosten, also parallel zur Achse des ehemaligen UMM-Beckens, progradiert ist. Das UMM-Meer hat sich demnach allmählich von Westen nach Osten zurückgezogen.

6.5 Sturmwellenenergien und Paläowindrichtungen

In der oberen UMM können im Dach von Sturmablagerungen oft steile, trochoidale Gleichgewichtswellenrippelmarken (LOFQUIST 1978) beobachtet werden (Tf. 2e). Solche Wellenrippelmarken aus Sturmablagerungen widerspiegeln die Paläowellenperiode zu demjenigen Zeitpunkt, wo bei abklingender Sturmenergie die Bodengeschwindigkeit der oszillierenden Wasserteilchen noch gerade ausreichte, um Sediment zu transportieren (DIEM 1985). Diese kritische Geschwindigkeit der Wasserteilchen («treshold-velocity») ist aufgrund von hydraulischen Experimenten gut definiert (KOMAR 1976, S. 220–221). Ferner kann mit Hilfe von empirischen Daten und der Wasserwellentheorie gezeigt werden, dass die mit der kritischen Geschwindigkeit korrespondierende Wellenperiode positiv mit der mittleren Sturmwellenperiode korreliert sein muss (DIEM 1985). Aufgrund dieser physikalischen Eigenschaften sind Gleichgewichtswellenrippelmarken aus Sturmablagerungen ideale paläohydraulische Indikatoren, welche die relativen Änderungen der ehemaligen Sturmwellenperioden dokumentieren.

Figur 10 zeigt jene der kritischen Geschwindigkeit entsprechenden Wellenperioden, welche aus den Kammabständen und der Korngrösse[3]) der Gleichgewichtswellenrippelmarken berechnet werden können.

---

[3]) Die Originaldaten sind in DIEM (1986) zusammengestellt.

Um Nicht-Gleichgewichtswellenrippelmarken von der Analyse auszuschliessen, wurden für die paläohydraulische Rekonstruktion nur trochoidale Wellenrippelmarken mit einem «vertical form index» < 9 und einem «ripple symmetry index» < 1,4 verwendet (DIEM 1985), deren Kammabstände λ (in cm) die Länge

$$\lambda = 0{,}0028\ D^{1.68}$$

nicht übersteigen. Hierbei ist D die Korngrösse in µm. Während zwischen Marbach (Entlebuch) und der Ammer (Oberbayern) geeignete Wellenrippelmarken gefunden werden konnten, fehlen solche wegen zu geringer Korngrösse in der Westschweiz.

Neben den maximalen Wellenperioden sind in Figur 10 auch die aufgrund von Wellenrippelkammabständen, Korngrössen und eingeschränkten Wassertiefen oder Wellenhöhen geschätzten, maximal möglichen Wellenleistungen aufgetragen.

Die Grössenordnung der ehemaligen Wassertiefe oder der Wellenhöhe, welche für die Berechnung der Paläowellenleistung herangezogen werden muss, kann mit Hilfe folgender Kriterien eingeschränkt werden:

a) Bei benachbarten Wellenrippelmarken ist die maximal mögliche Wassertiefe durch das Minimum der berechneten Tiefenmaxima gegeben (Minimax-Prinzip). Tiden, welche in der UMM nicht nachgewiesen werden können, sind hierbei vernachlässigt.

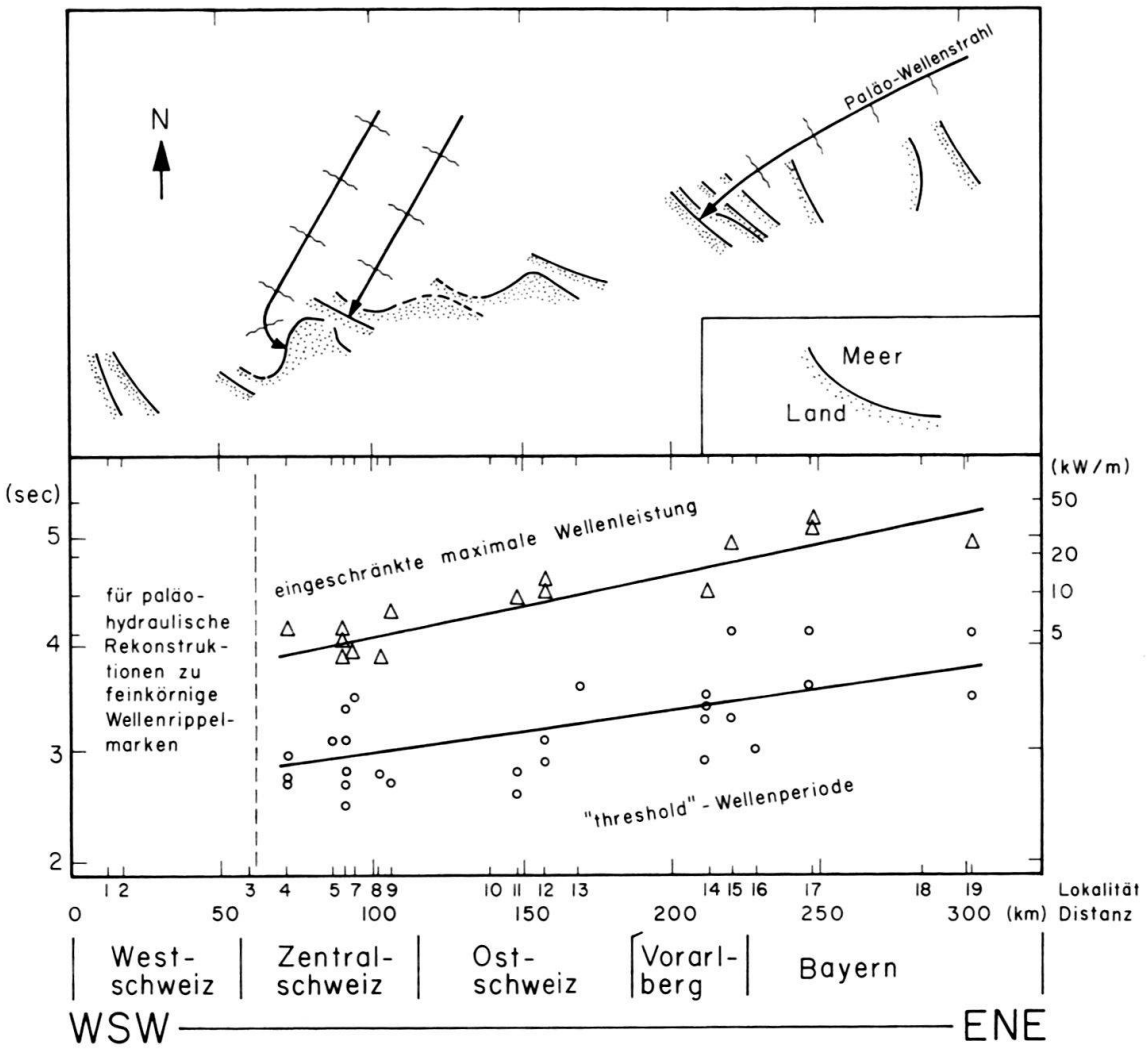

Fig. 10. Paläowellenklima und Paläowellenstrahlen. Die Lokalitäten sind in Tabelle 4 aufgeführt.

b) In einer voll entwickelten See sind die Wellenperiode und Wellenhöhen positiv korreliert (BRETSCHNEIDER 1966). Da die Wellenhöhe schneller zerfällt als die Wellenperiode, kann aus den in Sturmablagerungen aufgezeichneten «threshold»-Wellenperioden mit Hilfe der «deep-water wave-forecasting curves» des Coastal Engineering Research Center (1973) die maximal mögliche Wellenhöhe abgeschätzt werden.

Im Untersuchungsgebiet wachsen die Paläowellenperioden, welche aus den Wellenrippelmarken von 28 Sturmablagerungsoberflächen berechnet wurden, von durchschnittlich 2,9 Sek. im Entlebuch auf im Mittel 3,9 Sek. in Oberbayern an (Fig. 10). Den gleichen Trend beobachten wir in den Paläowellenleistungen. Hierbei sind durch Refraktion reduzierte Wellenleistungen nicht berücksichtigt. Das Anwachsen der Wellenperiode und Wellenleistung gegen Osten dokumentiert eine Zunahme der mittleren Sturmwellenenergien. Dieses Ergebnis kann auf eine Zunahme der Wirkungslänge des Windes (fetch) oder auf eine grösser werdende Windgeschwindigkeit zurückgeführt werden (BRETSCHNEIDER 1966; NEUMANN 1953). Mit Hilfe der «deep-water wave-forecasting curves» des Coastal Engineering Research Center (1973) kann ferner gezeigt werden, dass unter Annahme einer gleichen mittleren Windgeschwindigkeit die Wirkungslänge des Windes in Oberbayern mindestens dreimal grösser gewesen sein muss als im Entlebuch.

Das Wellenrefraktionsgesetz hat es uns im Abschnitt 6.4 erlaubt, aus Seichtwasserwellenrippelmarken die Paläoküstenverläufe zu rekonstruieren. In ähnlicher Weise liefern uns die stratigraphisch tiefsten Wellenrippelmarken (an der Sturmwellenbasis) die Fortpflanzungsrichtungen der ehemaligen Tiefwasserwellen (Fig. 7). Allerdings dürfen diese Tiefwasserwellenrichtungen nicht einfach von den Wellenrippelkämmen an der Sturmwellenbasis abgelesen werden. Mit Hilfe der Airy-Wellentheorie kann nämlich gezeigt werden, dass die Wellenrefraktion bereits bei einer Wassertiefe einsetzt, wo die Geschwindigkeit der Bodenteilchen noch nicht ausreicht, um Sand zu transportieren. Deshalb sind die Tiefwasserwellen-Richtungen nur durch regionale Vergleiche der Wellenrippel-Kammrichtungen rekonstruierbar.

Im Schwarzach-Profil (Fig. 7c) dreht das mittlere Azimut der Wellenrippelkämme vom Liegenden zum Hangenden von 150° auf 120°. Unter der Voraussetzung, dass nicht eine zeitliche Änderung der Paläowellenrichtungen vorliegt, dokumentiert diese Drehung der Wellenrippelkämme eine ehemalige Refraktion im Gegenuhrzeigersinn. In anderen Profilen, zum Beispiel am Spitzenstöss bei Schwarzenberg (DIEM 1981, 1986) ändert das mittlere Azimut der Wellenrippelkämme vom Liegenden zum Hangenden nicht. Diese Beobachtung widerspiegelt das Fehlen einer Wellenrefraktion an der ehemaligen Küste. In solchen Fällen waren die Uferlinie und die Tiefwasserwellen in etwa parallel. Hier liefern uns die Wellenrippelkämme approximativ die Richtung der ehemaligen Tiefwasserwellen.

Figur 10 zeigt die Paläowellenstrahlen, welche aus der Kenntnis des Umlaufssinns der Refraktion (gebogene Linien) und der Tiefwasserwellenrichtungen (gerade Linien) rekonstruiert werden können. Man beachte, dass die Paläowellenstrahlen im Westen diagonal zum UMM-Becken verlaufen, während sie im Osten annähernd beckenparallel sind. Dieses Resultat bestätigt die Zunahme der Wirkungslänge des Windes nach Osten, welche aufgrund hydraulischer Berechnungen ermittelt wurde.

Die Tiefwasserwellenstrahlen widerspiegeln die Richtungen der ehemaligen Sturmwinde. Wir dürfen wohl annehmen, dass die Sturmwellen im Westen durch Nordostwinde und im Osten durch Ostwinde erzeugt worden sind.

Theoretisch erzeugen auch um 180° entgegengesetzte Windrichtungen (Winde aus westlichen Richtungen) dieselben Tiefwasserwellenstrahlen. Seewärts gerichtete Westwinde hätten jedoch zu geringen Wellenhöhen und keinem wesentlichen Sturm-Wasseranstieg (storm set up) geführt. Die Sturmerosion der ehemaligen Küsten wäre hierbei geringfügig gewesen (SWIFT 1976). Die Tatsache, dass in der UMM bis zu 1 m mächtige Sturmablagerungen eine starke Küstenerosion dokumentieren, zeigt uns, dass die Sturmwellen vorwiegend durch landwärts gerichtete Ostwinde erzeugt wurden.

Extrem energiereiche Wasserwellen, welche eine starke Erosion der Küste verursachen, entstehen nur bei hohen Windgeschwindigkeiten über grossen Wasserflächen (KOMAR 1976). Solche Windverhältnisse treten vor allem in Zyklonenstürmen auf (FAIRBRIDGE 1966). Hierbei würden uns aussertropische Zyklonen, die im instabilen Grenzbereich zwischen polaren und subtropischen Luftmassen gebildet werden, vor allem Westwinde bescheren. Die Tatsache aber, dass in der UMM vor allem Ost- bis Nordostwinde nachgewiesen wurden, drängt die Vermutung auf, dass möglicherweise tropische Zyklonen für die ausserordentlich energiegeladenen Stürme verantwortlich waren.

7. Schwermineralprovinzen und Paläoschüttungen

7.1 Die Daten

Die Datenbasis für die Etablierung von Schwermineralprovinzen bilden in der vorliegenden Arbeit 189 Proben aus der unteren UMM sowie 237 Proben aus der oberen UMM.

Die Schwermineraldaten stammen aus den Arbeiten von FÜCHTBAUER (1964), GASSER (1968), STÜRM (1974), FREI (1979), Originaldaten zu MAURER et al. (1978), MAURER & NABHOLZ (1980), FASEL (1981), MAURER & GASSER (zum Blatt Eggiwil, unpubl.), MAURER & BREITSCHMID (zum Blatt Beatenberg, unpubl.). Zahlreiche weitere Proben (DIEM 1986) wurden freundlicherweise von H. Maurer und M. Mange ausgezählt. Alle Autoren verwendeten für die Aufbereitung der Schwermineralien dieselben Korngrösseninterval wie FÜCHTBAUER (1954) und HOFMANN (1957). Aus diesem Grunde ist eine Vergleichbarkeit der Daten gewährleistet.

7.2 Einflussgrössen, welche die prozentuale Schwermineralzusammensetzung kontrollieren

Wie verschiedene Autoren zeigen konnten (FÜCHTBAUER 1964 und andere), sind Schwermineralvergesellschaftungen oft gute Spiegel der ehemaligen Schüttungsverhältnisse. Die Methode leidet jedoch an der Tatsache, dass die Schwermineralzusammensetzung nicht nur von der ehemaligen Sedimentquelle abhängt, sondern ebenso signifikant von diagenetischen und hydraulischen Prozessen. Bei den diagenetischen Prozessen sind es authigene Neubildungen (z. B. Anatas und Baryt, vgl. BOENIGK 1983) sowie interstratale Lösung der instabilen Schwermineralien (GRIMM 1973; MORTON 1985), welche das Schwermineralspektrum empfindlich verändern können. Ferner haben die Kornform, die Korngrösse und die Mineraldichte oft einen bedeutenden Einfluss auf die Transportgeschwindigkeit und lokale Anreicherungen einzelner Schwermineralspezies (VAN ANDEL 1950; BLATT et al. 1980, S. 306).

Eine weitere, nicht vernachlässigbare Problematik wird durch die zum Teil extrem hohen Variationsbreiten der meisten Schwermineralgehalte (vgl. Tab. 2) verursacht.