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

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: 13.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 2	Seiten 493–559	Basel, August 1986

Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern)

Von BERNHARD DIEM[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Zur Zeit des älteren Oligozäns, während der Ablagerung der Hilfern- und Deutenhausenerschichten, war das Sedimentationsmilieu der Unteren Meeresmolasse durch mehrere wenig effiziente, relativ kleine Turbiditfächer geprägt. Während diese Turbidite in der Zentralschweiz nach Norden geschüttet wurden (radiale Schüttungen), beobachtet man östlich des Rheins einen nach Osten gerichteten, beckenparallelen Transport. Die basalen Turbidite der Unteren Meeresmolasse werden von Sedimenten eines progradierenden feinklastischen Schelfs überlagert (Grisigermergel, Tonmergelschichten). Nach oben leiten diese feinklastischen Schelfsedimente graduell in eine sandig bis konglomeratisch ausgebildete, mitteloligozäne regressive Küstenfazies (Horwersandsteine, Bausteinschichten) über, die den Übergang zur Unteren Süsswassermolasse markiert. In dieser regressiven Küstenfazies, welche meist sturmdominierte, Barren führende Strände oder «fan deltas» widerspiegelt, treten häufig Wellenrippelmarken auf. Anhand der Kammrichtungen von Seichtwasser-Wellenrippelmarken kann gezeigt werden, dass das Streichen der ehemaligen Küstenlinien diagonal zur Beckenachse der Unteren Meeresmolasse verlief. Wenn man die Richtungen der Wellenrippelkämme mit Paläoströmungen kombiniert, dann wird ein Vorbau der Küste parallel zur Beckenachse (von WSW nach ENE) offensichtlich. Ferner kann anhand der Wellenrippelmarken aus tieferem Wasser gezeigt werden, dass Nordost- bis Ostwinde für die Erzeugung der in der Unteren Meeresmolasse verbreiteten Sturmablagerungen verantwortlich waren. Der Vergleich der Paläowassertiefen aus Wellenrippelmarken mit den Mächtigkeiten der litoralen Sedimente zeigt, dass der Rückzug des unteren Molassemeeres nicht einzig das Resultat eines fallenden Meeresspiegels gewesen sein kann, wie dies von LEMCKE (1983) postuliert wurde, sondern dass derselbe von mehreren relativen Meeresspiegelanstiegen begleitet war. Die relativen Meeresspiegelanstiege können zum Teil auf eine Beckensubsidenz zurückgeführt werden, welche von einer Krustenüberlagerung durch prä- und ostalpine Decken herrührt. Im weiteren dokumentieren die Paläoströmungsrichtungen, Paläoküstenverläufe und Schwermineralvergesellschaftungen, dass sich die Schüttungszentren während der gesamten Ablagerungsgeschichte der Unteren Meeresmolasse wenig geändert haben. Schwermineralogisch beobachtet man eine zentrale durch Spinell-, Zirkon und TiO_2-Mineralien charakterisierte Provinz, welche westlich des Vierwaldstättersees und östlich des Rheins von zwei apatit- und turmalinreichen Provinzen umrahmt wird. Eine ähnliche Symmetrie kommt im Staurolith zum Ausdruck, welcher westlich des Thunersees und östlich des Rheins gehäuft auftritt.

ABSTRACT

The Lower Marine Molasse, of Lower to Middle Oligocene age, is the oldest group of the peri-Alpine foredeep basin. Composed of marine siliciclastic sediments, this group crops out within several allochthonous thrust sheets which comprise the so-called "Subalpine Molasse". The Lower Marine Molasse sequence is stratigraphically overlain by terrestrial sediments of the Lower Freshwater Molasse, mainly consisting of conglomeratic alluvial fan deposits of Middle Oligocene to Lower Miocene age.

During Lower Oligocene times, Lower Marine Molasse sediments (Hilfern and Deutenhausen Beds) were deposited by several relatively small Normark-type turbidite fans. In Central Switzerland northward directed palaeocurrents indicate a radial sediment dispersal pattern. East of the Rhine river, sole marks point in an easterly

[1]) Geologisches Institut der Universität, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern.

direction, suggesting sediment transport parallel to the basin axis. These basal turbiditic sediments are overlain by fine-grained deposits (Horw Shales, Tonmergelschichten), interpreted to reflect a prograding shelf. Towards the top of the Lower Marine Molasse Group (Middle Oligocene), these fine-grained shelf sediments change transitionally into a regressive sandy and conglomeratic sequence of coastal deposits (Horw Sandstone, Bausteinschichten) that mark the transition from the Lower Marine Molasse to the Lower Freshwater Molasse. This marine to non-marine transition is characterized by storm-dominated, commonly barred beaches or fan deltas. Within the regressive sequence marine wave ripple marks are abundantly preserved. Shallow water wave ripple marks indicate that the direction of strike of the ancient shoreline was, on average, diagonal to the Lower Marine Molasse basin axis. When directional wave ripple data is combined with palaeocurrent data, a shoreline retreat parallel to the basin axis (from WSW to ENE) is readily apparent. Furthermore, wave ripple marks from the storm wave-base reveal that easterly to northeasterly winds were responsible for the storms. The study of wave ripple marks as depth indicators and the thickness of ancient shore-face deposits reveal that the shoreline retreat at the end of the Lower Marine Molasse is not entirely a result of a falling sea level, but is significantly overprinted by several relative sea level rises. The relative sea level rises, which are probably of tectonic origin, can be correlated to basin subsidence that originates from supracrustal loading by Pre-Alpine and Austro-Alpine nappes. Furthermore, a relatively uniform sediment provenance during Lower and Middle Oligocene times is documented by the palaeo-shorelines and the heavy mineral assemblages. The heavy mineral dispersal pattern is characterized by a central province that is dominated by spinel, zircon and TiO_2-minerals and which is surrounded to the west and to the east by two tourmaline and apatite-rich provinces. A similar symmetry is refected by staurolite, which to the west of Lake Thun and to the east of the Rhine river, is more abundant than in the central area.

1. Einführung

Die Untere Meeresmolasse (UMM), als Unter- bis Mitteloligozän datiert (MATTER et al. 1980, WEIDMANN et al. 1982), ist die älteste Gruppe im perialpinen Vorlandtrog. Im Gebiet zwischen der Haute-Savoie und Bayern tritt diese aus marinen siliziklastischen Sedimenten aufgebaute Gruppe in mehreren zur subalpinen Molasse gehörigen tektonischen Schuppen zutage. Paläogeographisch bildete die in den Sedimenten der UMM aufgezeichnete See einst den westlichen Abschluss jenes langgezogenen Meeres-Wurmfortsatzes, welcher sich zur Zeit des älteren Oligozäns von der Region des Schwarzen Meeres über die Vorlandsenken der Karpaten und Alpen bis in die Haute-Savoie erstreckt hat (Fig. 1).

Obwohl die lithostratigraphische Dreigliederung der UMM in basale Turbidite (= untere UMM), eine Tonmergelabfolge (= mittlere UMM) und eine regressive Küstenfazies (= obere UMM) aufgrund der Arbeiten von RICHTER (1940), ZÖBELEIN (1962), BÜCHI & SCHLANKE (1977), MATTER et al. (1980), HAGN (1981) und WEIDMANN et al. (1982) heute als gesichert gelten darf, gibt es in den lokalen Details, welche für die Abschätzung der Mächtigkeiten und für die Korrelation der Profile wichtig sind, viele kontroverse Auffassungen. Dies hängt vor allem damit zusammen, dass die mergelig ausgebildete mittlere UMM nur an der Ammer (Oberbayern) sowohl tektonisch wenig beansprucht als auch praktisch vollständig aufgeschlossen ist (HÖFLE & KUHNERT 1969). In allen übrigen Gebieten sind diese weichen Mergel einerseits von den eiszeitlichen Gletschern ausgeräumt und mit Moränen bedeckt worden, anderseits waren diese inkompetenten Mergelabfolgen bevorzugte tektonische Gleithorizonte, in welchen die tektonischen Schuppen der subalpinen Molasse abgeschert wurden. Aus diesem Grund ist westlich der Ammer, wo durchgehende Profile fehlen, jede postulierte lithostratigraphische Abfolge durch die UMM-Sedimente Interpretation, welche empfindlich von der tektonischen Deutung der Kartierungsmuster abhängt. Hierbei hat in der Vergangenheit die Hypothese von RUTSCH (1961, 1962) viel Verwirrung gestiftet. RUTSCH (op. cit.)

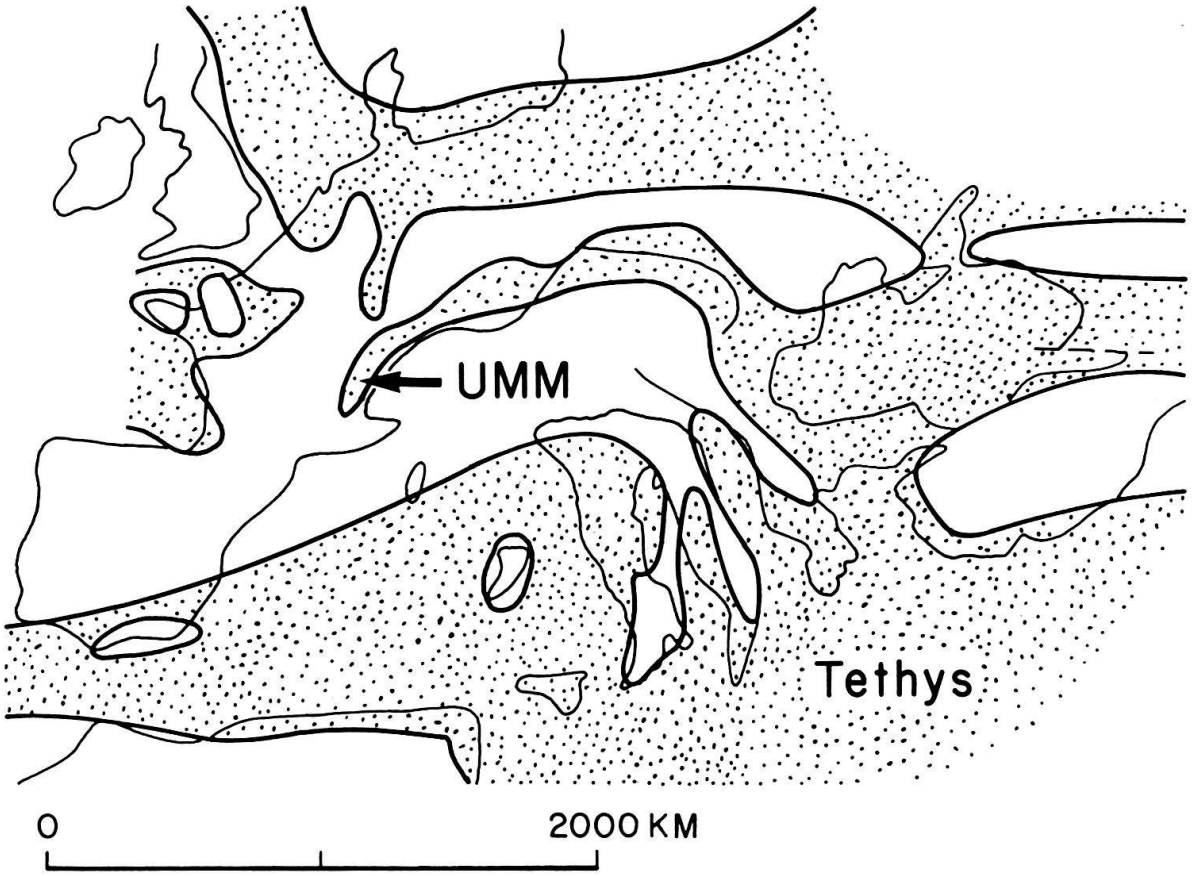


Fig. 1. Paläogeographische Situation im unteren bis mittleren Oligozän. Die Faziesverteilung nach POMEROL (1973) und ZIEGLER (1982) wurde hierbei auf die paläomagnetische Rekonstruktion von VANDENBERG (1979) übertragen.

bezweifelte, dass die vor 1961 herrschende Auffassung, wonach die im Laufe der alpinen Orogenese von Süden nach Norden verdrängte Flyschsedimentation nach der Ablagerung des nordhelvetischen Flysches allmählich in die flachmeerische Molassesedimentation übergegangen ist (TRÜMPY 1958), zutrifft. Nach RUTSCH (op. cit.) hat kein Sedimentationsübergang zwischen den eozänen bis unteroligozänen Flyschen und den flachmeerischen Molasseablagerungen stattgefunden, sondern Flysch und Molasse sind durch eine früholigozäne orogene Phase getrennt. Entsprechend diesem Konzept wurden in der Thunersee-Region «Oligozän-Flysche» und Molasseablagerungen (SCHERER 1966) als getrennte, von hypothetischen (nicht aufgeschlossenen) Überschiebungen begrenzte Einheiten kartiert.

Trotz zahlreichen Oberflächenaufschlüssen, welche einen teils ausgezeichneten Einblick in die sedimentologische Faziesentwicklung der unteren Meeresmolasse erlauben, wurde bis anhin zu diesem Thema relativ wenig geschrieben. Alle bisherigen Arbeiten (SCHWERD 1978; HOMEWOOD 1978; FREI 1979; MATTER et al. 1980; FASEL 1981; DIEM 1981; WEIDMANN et al. 1982; REINECK & SCHWERD 1985) behandelten ausschliesslich die lokalen Sedimentationsmilieus. Bis heute existiert keine grossregionale Studie zur sedimentologischen Faziesentwicklung in der UMM.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, im Untersuchungsgebiet (Fig. 2) zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern) aufgrund publizierter und eigener Daten a) die Schuppentektonik und die davon abhängige lithologische Detailstratigra-

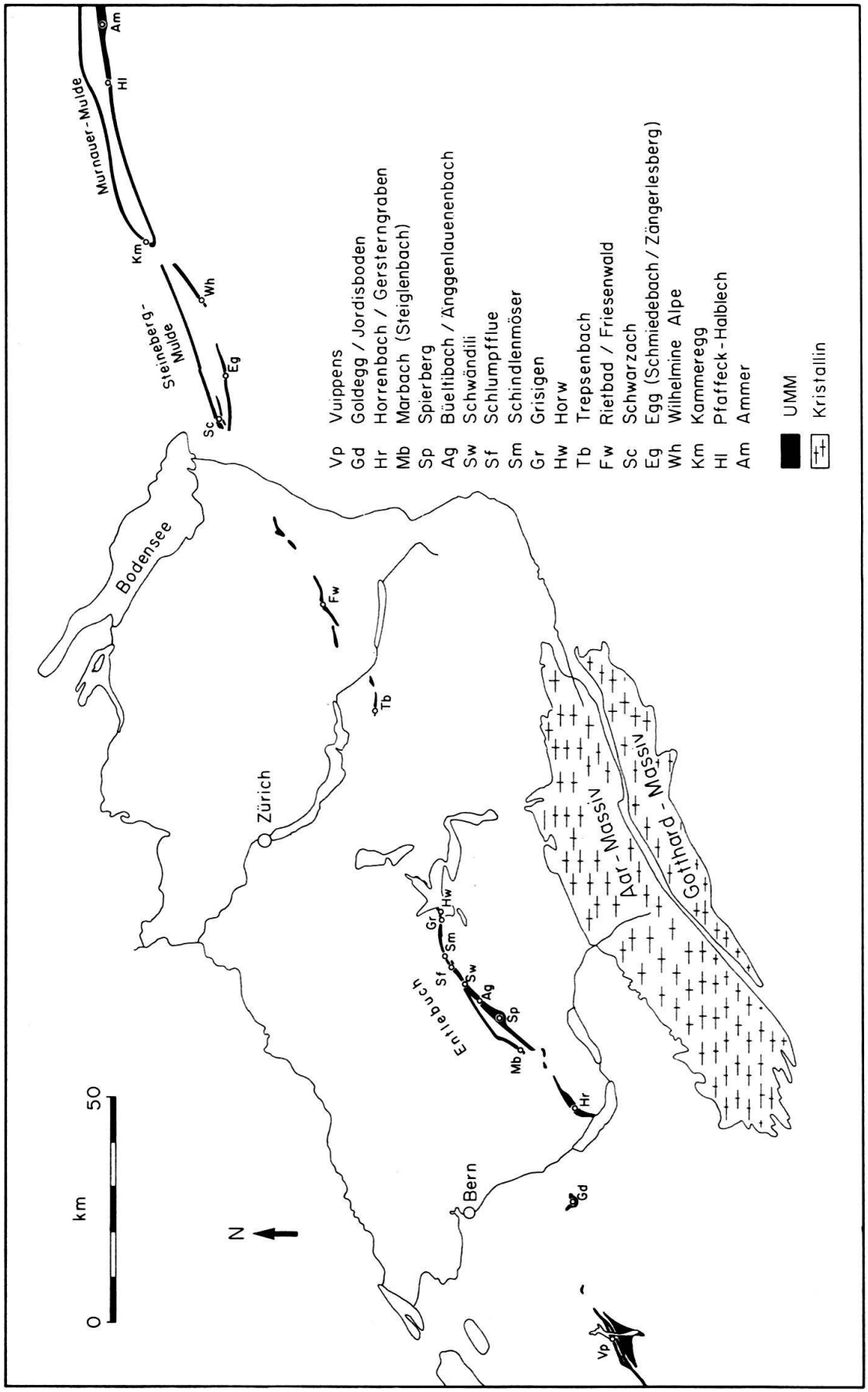


Fig. 2. Karte des Untersuchungsgebietes mit ausgewählten Profillokalitäten.

phie zu reinterpretieren und b) sowohl die vertikalen als auch die horizontalen «Trends» der sedimentologischen Faziesentwicklung im UMM-Becken aufzuzeigen. Ferner sollen die Paläoküstenverläufe an der Südküste, die Paläoschüttungen, die Paläowindrichtungen, die Regressionsgeschichte und die relativen Meeresspiegelschwankungen rekonstruiert werden.

2. Methoden

2.1 Feld- und Labormethoden

Die Sedimenttexturen und -strukturen (nach englischer Nomenklatur) wurden soweit als möglich direkt im Feld aufgenommen und vermessen. Einzig Korngrössen, welche für paläohydraulische Berechnungen Verwendung finden sollten, sind im Labor unter dem Binokular bestimmt worden. Ferner konnten die nicht immer ideal angewitterten kleinmaßstäblichen Sedimentstrukturen z. T. erst im Labor in Anschnitten und soweit notwendig durch Anätzen derselben mit 2n HCl oder durch Radiographie (BOUMA 1969) sichtbar gemacht werden.

Mit 20prozentigem H_2O_2 versetzte und anschliessend durch 2- bis 0,1-mm-Siebe gewaschene Mergelproben lieferten mit Mikrofossilien angereicherte Schlämmrückstände. Die Mikrofossilien wurden anschliessend unter dem Binokular manuell aussortiert. Das Aufbereiten und das Auszählen der Schwermineralien erfolgten nach den Methoden von HOFFMANN (1957), FÜCHTBAUER (1954) und MATTER (1964).

2.2 Numerische Auswertung der Daten

Die Berechnung paläowellenklimatischer Parameter und der Paläowassertiefen aus steilen trochoidalen Wellenrippelmarken (Gleichgewichts-Wellenrippelmarken) erfolgte nach den Methoden von MILLER & KOMAR (1980). ALLEN (1984) und DIEM (1985). Richtungsdaten wurden nach vorangehender Horizontierung der Faltenachsen durch einfache Kippung in die Horizontale zurückgedreht. Für die numerische Auswertung der Schwermineraldaten wurde die Multinomial-Diskriminanzanalyse nach COX & BRANDWOOD (1959) sowie eine in der vorliegenden Arbeit modifizierte Version der Hauptkomponentenanalyse von HOTELLING (1933) herangezogen. Hierbei wurden die ersten zwei Hauptkomponenten in Verhältnisse umgerechnet (vgl. Anhang). Da sowohl die «Cox-Brandwood scores» (COX & BRANDWOOD 1959) als auch die Schwermineralverhältnisse direkt aus Kornzahlen berechnet werden können, sind diese nicht von einer willkürlich gewählten 100%-Basis abhängig.

3. Stratigraphie und Tektonik

3.1 Die UMM zwischen der Ammer und der Ostschweiz

Im oberbayerisch-vorarlbergischen Raum tritt die UMM nur in den z. T. gefalteten inneren Schuppen der subalpinen Molasse («Faltenmolasse») zutage. Bis über 1 km mächtige UMM-Abfolgen, welche von den sehr wahrscheinlich unteroligozänen basalen Turbiditen (Deutenhausenerschichten = untere UMM) bis in die mitteloligozäne Küstenfazies (Bausteinschichten = obere UMM) reichen, sind hier auf die Südschenkel der Murnauer Mulde im Osten und der Steineberg-Mulde im Westen beschränkt (ZÖBELEIN 1962; FISCHER 1960, 1979; RESCH et al. 1979; HAGN 1981). Wegen der ausgezeichneten Aufschlussverhältnisse im Südschenkel der Murnauer Mulde (Ammer-Profil) war die lithostratigraphische Abfolge der UMM-Sedimente im oberbayerisch-vorarlbergischen Raum nie umstritten.

An der Ammer, wo im untersuchten Gebiet die UMM am vollständigsten aufgeschlossen ist (Fig. 3), beginnt die Sequenz, tektonisch an den nordpenninischen Flysch grenzend, mit einer nach oben grobkörniger werdenden Megasequenz turbiditischer Ablagerungen (Deutenhausenerschichten und unterste Tonmergelschichten = untere UMM). In den oberen Anteilen dieser turbiditischen Megasequenz, welche hier teils

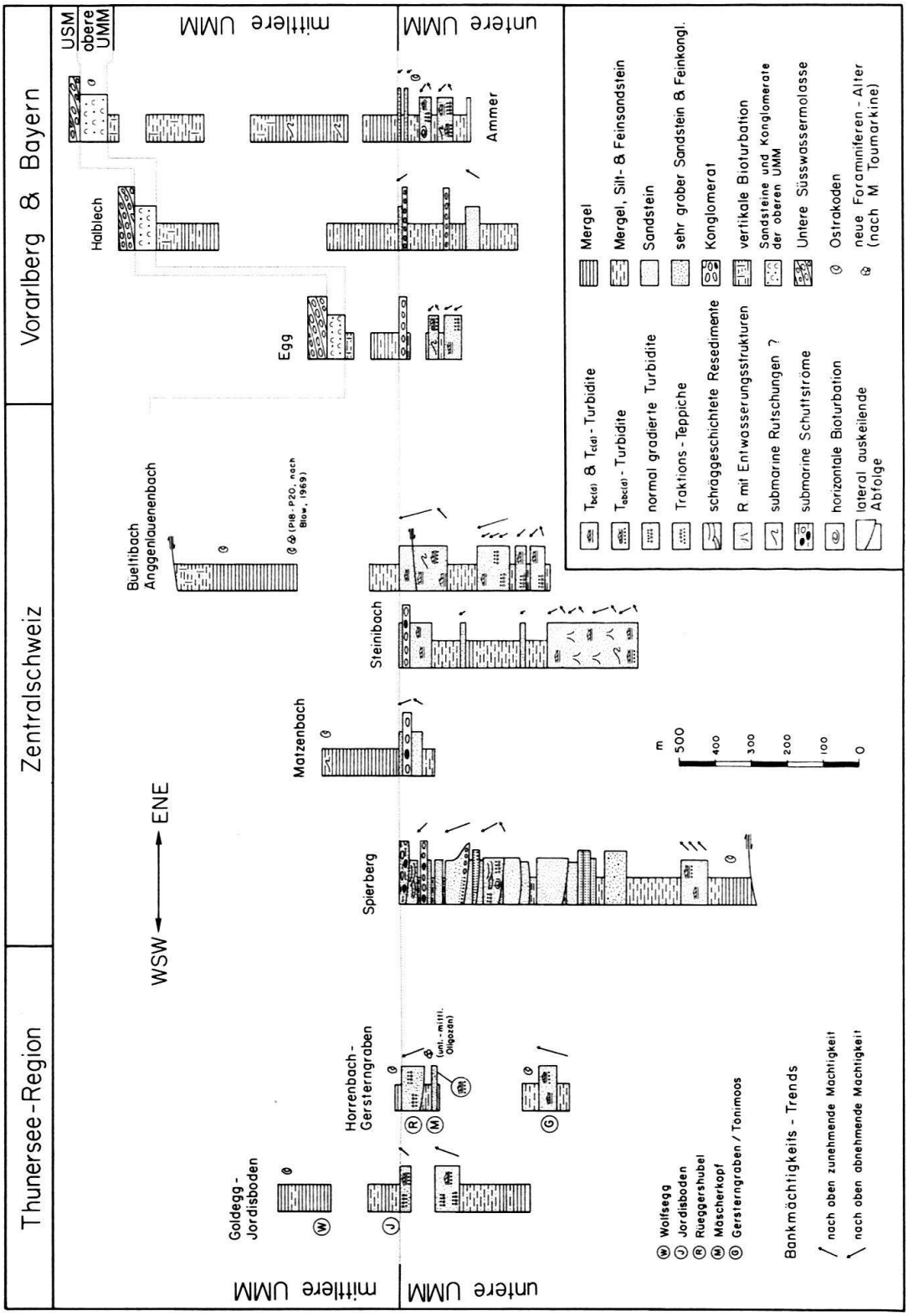


Fig. 3. Sedimentologische Profile durch die untere und mittlere UMM. Nebst eigenen Aufnahmen wurden die Arbeiten von MUHEIM (1934), HOLLIGER (1955), SCHERER (1966), BLAU (1966), SCHMID (1970), GASSER (1968), HÖFLE & KUHNERT (1969), KUHNERT & OHM (1974) und MATTER et al. (1980) verwendet.

kiesig ausgebildet ist, deuten schichtparallel verlaufende Lebensspuren (Tf. 2) auf ein tiefermarines Ablagerungsmilieu der unteren UMM hin (FISCHER 1979). Die turbiditischen Sedimente der unteren UMM werden an der Ammer von ziemlich reinen Tonmergeln überlagert. Gegen oben schalten sich in diese zur mittleren UMM gerechneten Tonmergel immer häufiger turbiditische Silt- und Feinsandsteinbänke ein. Charakteristisch für diese Silt- und Feinsandsteinbänke ist eine vertikale Organismenverwühlung, was sie von den älteren turbiditischen Ablagerungen unterscheidet. Die tonmergelige mittlere UMM wird hier von einer sandig bis konglomeratisch ausgebildeten regressiven Küstenfazies (Bausteinschichten = obere UMM) überlagert, welche zur USM überleitet.

Westlich des Rheins, in der Ostschweiz, findet man dagegen an der Basis der inneren subalpinen Molasse-Schuppen nur geringmächtige UMM-Abfolgen von mitteloligozänem Alter. Ältere Sedimente als mitteloligozäne (Palynomorphenzone 20b nach HOCHULI 1978) fehlen (FREI 1979). HABICHT (1945) beschreibt, dass an der Basis der Speerschuppe, im Rietbad-Tobel (S-736.180/233.780)[2]), eine bis zu 100 m mächtige Sandsteinabfolge in die «unteren» Grisigermergel eingeschaltet ist. HABICHT (op. cit.) lässt jedoch offen, ob es sich hier um Sandsteine in einer normalstratigraphischen Abfolge handelt oder um eine tektonische Repetition der Horwersandsteine (obere UMM). FREI (1979) datiert das Maximalalter dieser «unteren Sandsteine» als Mitteloligozän (Nannoplanktonzone NP 24, nach MARTINI 1971) und definiert eine «Rietbad-Formation», welche er aufgrund sedimentpetrographischer Kriterien mit den Deutenhausenerschichten im Osten und den Hilfernschichten im Westen korreliert. MATTER et al. (1980) weisen jedoch die Hilfernschichten dem Unteroligozän zu, womit die Korrelation von FREI (op. cit.) widerlegt ist. Ebenfalls ist die von FREI (op. cit.) postulierte normalstratigraphische Abfolge (Rietbadformation–Grisigermergel–Horwersandstein) keineswegs haltbar. Hier handelt es sich ohne Zweifel, wie von HABICHT (1945) richtigerweise als Möglichkeit in Betracht gezogen, um eine tektonische Repetition der Horwersandsteine. Die Überschiebung kann im Rietbadtobel, oberhalb der Wasserfassung des Rietbad-Hotels, beobachtet werden. Das Dach der «Rietbad-Schichten» wird hier von grünen Mergeln mit schwarzen, kohlereichen Horizonten (Paläoböden?) überlagert. Schlämmproben haben neben Knochen- und Gastropoden-Bruchstücken ein Säuger-Zahnfragment (Cricetide?) geliefert (B. Engesser, schriftl. Mitt., 1985). Diese grünen Mergel, welche gegen das Hangende stärker tektonisch beansprucht sind, werden nach einer Aufschlusslücke von etwa 8 m von grauen, typischen Grisigermergeln überlagert.

Zusammenfassend kann festgehalten werden: Während in Oberbayern und Vorarlberg die UMM-Ablagerungen z. T. von den basalen Turbiditen bis hinauf in die regressive Küstenfazies reichen, sind in der Ostschweiz alle UMM-Sequenzen in der mittleren UMM (Grisigermergel) abgeschert worden. Die untere UMM (Deutenhausenerschichten) tritt in der Ostschweiz nirgends auf.

3.2 Die UMM der Zentralschweiz

In der Zentralschweiz tritt die UMM nur in den z. T. gefalteten inneren Schuppen der subalpinen Molasse («innere aufgeschobene Zone»; BAUMBERGER 1925) zutage. Im Ent-

[2]) In der vorliegenden Arbeit sind schweizerische Koordinaten mit S und bayerische mit D bezeichnet.

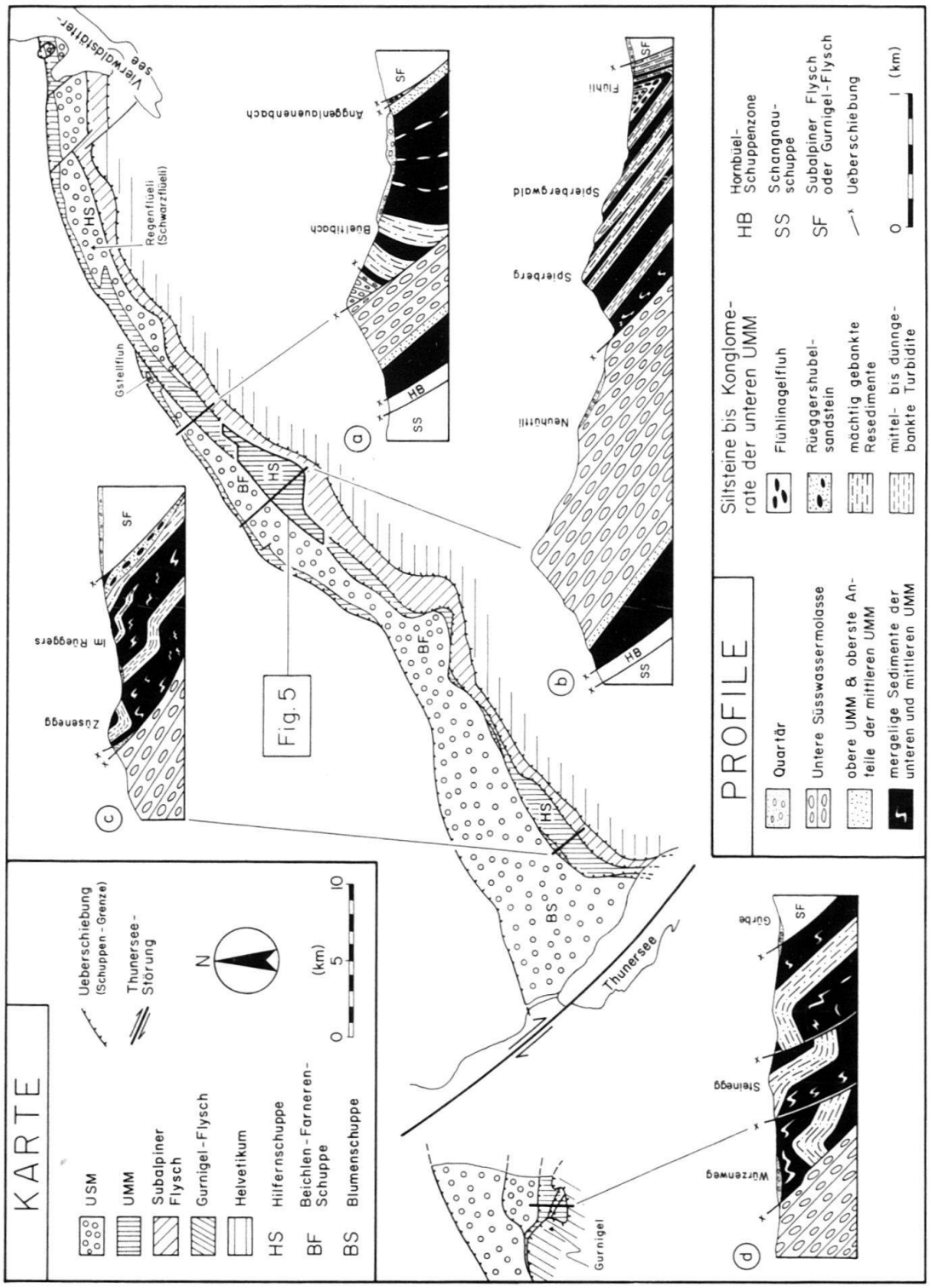


Fig. 4. Tektonische Karte und Profile durch die aufgeschobene subalpine Molasse zwischen dem Thunersee und dem Vierwaldstättersee (unter Verwendung der Arbeiten von FRÖHLICHER 1933; HAUS 1937; BUXTORF et al. 1941; HOLLIGER 1955; SCHERER 1966; BLAU 1966; GASSER 1968 und eigenen Aufnahmen).

lebuch (südwestlich des Vierwaldstättersees) ist die UMM hauptsächlich in zwei von Südwesten nach Nordosten streichenden Schuppen aufgeschlossen (Fig. 4, Karte). Während die nördliche Schuppe (Beichlen–Farneren-Schuppe) gegen Nordosten auskeilt (Fig. 4), lässt sich die UMM in den liegenden Sedimenten der südlichen Schuppe (Hilfernschuppe) bis an den Fuss des Rigi verfolgen (BUXTORF & KOPP 1943). An der Basis der nördlich gelegenen, vorwiegend aus oligozäner fluvioterrestrischer Nagelfluh (USM) aufgebauten Beichlen–Farneren-Schuppe findet man eine nur geringmächtige Abfolge von UMM-Sedimenten vor. Die UMM besteht hier aus Tonmergeln (Grisigermergel = mittlere UMM), welche gegen das Hangende graduell in eine regressive Küstenfazies (Horwersandsteine = obere UMM) übergehen. In der im Süden angrenzenden Hilfernschuppe beobachtet man im Profil Escholzmatt–Neuhüttli–Flühli (Fig. 4b), aufgeschoben auf die Konglomerate der oligozänen USM (Beichlen–Farneren-Nagelfluh), Turbidite der unteren UMM (Hilfernschichten), welche im Matzenbach (Fig. 3) von ziemlich reinen grauen Tonmergeln (Grisigermergel = mittlere UMM) überlagert werden (HAUS 1937; GASSER 1968). Die untere UMM beginnt in der Hilfernschuppe mit siltarmen, Ostrakoden führenden Mergeln (MATTER et al. 1980). Gegen oben gehen diese Mergel ähnlich wie an der Ammer in eine nach oben grobkörniger und dickbankiger werdende Megasequenz turbiditischer Ablagerungen über, welche in einer konglomeratischen Serie (Flühli-Nagelfluh) ihren oberen Abschluss findet. Diese Megasequenz konnte am Spierberg (Fig. 4b) aufgrund von Foraminiferen, Dinoflagellaten und Pollen ins tiefere Oligozän (Planktonische Foraminiferenzonen P18–P19 nach BLOW 1969; Palynomorphenzonen 19 oder 20a nach HOCHULI 1978) eingestuft werden (MATTER et al. 1980; HOCHULI 1982). Ferner deuten auch hier am Spierberg schichtparallele Lebensspuren, welche in den oberen Anteilen der turbiditischen Megasequenz beobachtet werden können, auf ein tiefermarines Ablagerungsmilieu der unteren UMM hin.

Folgt man der Hilfernschuppe gegen Nordosten, dann trifft man im Büeltibach–Änggenlauenenbach-Profil (Fig. 4a) eine UMM-Abfolge an, welche, wenn auch lückenhaft aufgeschlossen, von der unteren UMM (Hilfernschichten) bis hinauf in die obersten Anteile der mittleren UMM (Grisigermergel) reicht. Die obersten Anteile der mittleren UMM sind hier, wie an der Ammer, durch das Auftreten vertikal verwühlter turbiditischer Silt- und Feinsandsteinbänke charakterisiert.

Zwischen diese obersten Anteile der mittleren UMM und den überschobenen subalpinen Flysch schaltet sich im Änggenlauenenbach ein etwa 15 m mächtiger, überkippter konglomeratischer Schürfling ein (Fig. 4a). Hierbei handelt es sich um eine nach dem Hangenden feinkörniger und dünnbankiger werdende Wechsellagerung von invers gradierten Fein- und Grobkonglomeraten und grauen Mergeln. An den ehemaligen Unterflächen der invers gradierten Feinkonglomeratbänke verraten grosse Sohlmarken die überkippte Lagerung. Leider ist die Foraminiferenfauna dieses Schürfpakets für eine Datierung zu schlecht erhalten (schriftl. Mitt. M. Toumarkine, 1983), so dass die Beheimatung desselben unsicher ist. Die grossen Sohlmarken, die inverse Gradierung und die überkippte Lagerung zeigen jedoch, dass das hier anstehende Konglomerat-Paket, wenn aus der UMM, dann vermutlich aus dem Dach der unteren UMM stammt. Dass es sich dagegen bei den hier im Änggenlauenenbach anstehenden Konglomeraten um eine Fortsetzung der im Nordosten anstehenden fluvioterrestrischen Heuboden–Äschitannen-Nagelfluh (USM) handeln könnte, wie dies von KAUFMANN (1886) postuliert und später von MOLLET (1921) und GASSER (1968) übernommen wurde, ist eher unwahrscheinlich.

In den tieferen Anteilen der mittleren UMM am Änggenlauenenbach (S-647.000/198.240) konnte eine reiche Fauna von planktonischen Foraminiferen und sehr wahrscheinlich transportierten litoralen Ostrakoden isoliert werden (Fig. 3). M. Toumarkine,

welche die planktonische Foraminiferenfauna in freundlicher Weise durchsah, bestimmte folgende Formen:

Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina tripartita KOCH
Globigerina gortanii s.l.
Globigerina ampliapertura BOLLI
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ)

Diese Faunenassoziation zeigt unteres bis mittleres Oligozän an (Planktonische Foraminiferenzonen P18–P20 nach BLOW 1969).

Weiter im Nordosten der Hilfernschuppe kann am Schwändili (S-651.400/201.400) wiederum dieselbe, von der mittleren bis in die obere UMM reichenden Abfolge beobachtet werden, wie wir sie bereits in der nördlich angrenzenden Beichlen–Farneren-Schuppe vorgefunden haben. Diese von der mittleren bis in die obere UMM reichende Sequenz ist für den ganzen vom Schwändili gegen Osten anschliessenden Abschnitt der Hilfernschuppe charakteristisch (BUXTORF et al. 1941; BUXTORF & KOPP 1943). Die obere UMM gehört hier zeitlich am ehesten dem mittleren Oligozän an (HOCHULI 1982).

Die Tatsache, dass die mittlere UMM in der Hilfernschuppe weitgehend von würmeiszeitlichen Moränen bedeckt ist (MOLLET 1921), hat in der Vergangenheit zu vom Konzept der vorliegenden Arbeit abweichenden Interpretationen geführt. KAUFMANN (1886) interpretierte die UMM-Sedimente («Ralligschichten») aufgrund der Oberflächenkartierung als Kerne von SW–NE streichenden Antiklinalen. Während der Schuppenbau im Profil Escholzmatt–Flühli wegen der günstigen Aufschlussverhältnisse schon früh erkannt worden ist (SCHIDER 1913; MOLLET 1921), wurde die Antiklinal-Hypothese von KAUFMANN (1886) für die Region zwischen dem Regenflüeli (S-658.200/204.700) und dem Büeltibach bis in jüngste Zeit beibehalten. GASSER (1968), welcher weitgehend an KAUFMANNS (1886) Antiklinalbau festhielt, war der Ansicht, dass die nördlich von Flühli beobachtete Überschiebung der Hilfernschichten auf die USM (SCHIDER 1913; MOLLET 1921) erst südwestlich vom Schwarzenbergchrüz (S-648.600/200.500) im nördlichen Antiklinalschenkel aufgerissen sei und dass der Überschiebungsbetrag nach Südwesten allmählich zunehmen würde. Dem Umstand, dass im Büeltibach anhand von Sohlmarken eine eindeutig überkippte Lagerung der unteren UMM nachgewiesen werden kann (Fig. 4a), was in deutlichem Widerspruch zu KAUFMANNS (1886) Hypothese steht, trug GASSER (1968) durch Annahme isoklinal verfalteter Mergel Rechnung. Solche isoklinalen Mergelfalten (die hypothetisch isoklinal verfalteten Mergel sind im Entlebuch unter Moränenbedeckung) lassen sich in der gesamten übrigen subalpinen Molasse nirgends nachweisen. Ferner gibt die eher geringe tektonische Beanspruchung der Tonmergel im Büeltibach–Änggenlauenenbach-Profil Anlass zu erheblichem Zweifel an GASSERS (1968) Hypothese.

Betrachten wir als Vergleich die vorarlbergisch-bayerische subalpine Molasse. Hier wurde analog wie im Entlebuch aus den Oberflächenkartierungen ein Faltenbau mit höchstens geringfügig verscherten Antiklinalscheiteln hergeleitet (MUHEIM 1934; GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1955). Reflexionsseismische Untersuchungen und Bohrungen haben jedoch gezeigt, dass dieser aus den Oberflächenkartierungen hergeleitete Faltenbau im tieferen Untergrund nicht mehr zu vertreten ist (BREYER 1958; FISCHER 1960; MÜLLER 1984). Kennzeichnend ist, dass die Scheitel praktisch aller früher postulierten Antiklinalen verschert sind und dass dadurch ein typischer Schuppenbau vorliegt.

Es wird daher angenommen, wenn wegen mangelnder Aufschlüsse letztendlich auch nicht sicher beweisbar, dass GASSERS (1968) isoklinale Verfaltung der Mergel nicht existiert und dass ein ähnlicher tektonischer Stil vorliegt wie im oberbayerisch-vorarlbergischen Raum, wo die Tiefenstruktur reflexionsseismisch und durch Bohrungen verifiziert ist.

Basierend auf diesem Konzept, kann der scheinbare Antiklinalbau an der grossen Entlen dadurch erklärt werden, dass nach Südosten einfallende UMM-Sedimente an die Gstellfluh-Mulde aufgeschoben sind. Damit erübrigt sich die Annahme einer von der grossen Entlen nach Südwesten streichenden Antiklinalen, wie diese von KAUFMANN (1886) postuliert wurde. Im Profil Büeltibach–Änggenlauenenbach haben wir dann ein Profil, welches von den basalen UMM-Turbiditen (hier leicht überkippt) in tektonisch wenig gestörter Lagerung bis in die obersten Anteile der Tonmergel-Abfolge reicht (Fig. 4a).

Wenn wir ferner die Tatsache beachten, dass die Überschiebung des subalpinen Flysches auf die Hilfernschuppe schief zur Schichtung verläuft und nach Südwesten immer ältere Schichten anschneidet (Fig. 4, Karte), dann wird offensichtlich, dass wir in der Hilfernschuppe eine Sedimentabfolge antreffen, welche einerseits in kontinuierlicher Abfolge von der unteren UMM bis in die fluvioterrestrischen Konglomerate der oligozänen USM reicht und welche andererseits in Fazies und Mächtigkeit mit der Ammer-Sequenz in Oberbayern eine grosse Ähnlichkeit aufweist (Fig. 3).

3.3 Die UMM der Westschweiz und der Thunersee-Region

Sowohl in der Westschweiz wie auch in der Thunersee-Region fehlen normalstratigraphische Abfolgen, welche von der unteren bis in die obere UMM reichen. Bedingt durch die Tatsache, dass die meist mächtig entwickelten Tonmergel der mittleren UMM eine günstige tektonische Gleitmasse darstellen, finden wir in dieser Region nur Schuppen, welche entweder ausschliesslich aus Turbiditen der unteren UMM aufgebaut sind, oder solche, deren lithostratigraphische Abfolge in der mittleren UMM einsetzt und bis in die basale USM reicht.

Weil die untere UMM sowohl im Entlebuch (Hilfernschichten) als auch in der Region von Bulle–Vevey (Formation de Cucloz) im Unteroligozän zur Ablagerung kam (MATTER et al. 1980; WEIDMANN et al. 1982), können die dazwischenliegenden, von SCHERER (1966) und BLAU (1966) beschriebenen Oligozän-Flysche der Thunersee-Region, welche eine ähnliche Fazies wie die basalen UMM-Turbidite aus anderen Regionen aufweisen, der unteren UMM zugeordnet werden. Dies bedeutet, dass wir die Hilfernschichten des Entlebuchs, welche südlich von Schangnau auf kurzen Strecken vollständig vom subalpinen Flysch überfahren wurden, nach Westen bis in die Gurnigel-Region (westlich vom Thunersee) verfolgen können (Fig. 4, Karte).

Die Sedimente der oberen UMM treten in der Thunersee-Region nur östlich vom Thunersee zutage. Hier findet man die obere UMM in geringmächtigen tektonischen Spickeln, welche zwischen die USM der Blumenschuppe (südwestliche Fortsetzung der Beichlen–Farneren-Schuppe) und die auf dieselbe aufgeschobene Hilfernschuppe eingeklemmt sind (Fig. 4c). Westlich vom Thunersee taucht die obere UMM erst wieder in der Region von Bulle auf, wo der nur untere UMM führenden Cuclozschuppe drei kleinere Schuppen vorgelagert sind, deren stratigraphische Abfolgen von der mittleren UMM

(Marnes de Vaulruz) über die obere UMM (Grès de Vaulruz) bis in die basale USM (Couches de Chaffa) reicht.

Im Gegensatz zur vorliegenden Arbeit, der ein sedimentologisches Konzept zugrunde gelegt wurde, verwendeten die Autoren der sechziger Jahre für die Abgrenzung der UMM-Einheiten in der Thunersee-Region primär biostratigraphische Daten. Sedimente, welche Ostrakoden der Arten *Loxoconcha delemontensis, Cytheridea ventricosa* oder *Eucytheridae reticulata* führen, wurden generell in die zeitlich als Rupélien aufgefasste UMM gestellt (SCHERER 1966; SCHMID 1970). Dagegen wurden Oligozän-Foraminiferen führende turbiditische Sedimente gemäss der Hypothese von RUTSCH (1961, 1962) zum sogenannten «tektonisch von der Molasse getrennten Oligozän-Flysch» gerechnet (SCHERER 1966; BLAU 1966). Ferner gelangte SCHERER (1966) aufgrund verschiedenartiger Foraminiferen-Assoziationen zur Ansicht, dass die «Oligozän-Flysche» östlich vom Thunersee in zwei tektonischen Schuppen, einer «Gersterngraben-Formation» und einer «Horrenbach-Formation», zutage treten.

Dieses auf biostratigraphischen Daten beruhende tektonische Konzept von SCHERER (1966), BLAU (1966) und SCHMID (1970) ist jedoch aufgrund neuerer Erkenntnisse nicht mehr haltbar. Die Arbeiten von MATTER et al. (1980) und CARBONNEL (1982) zeigen, dass die Ostrakodenarten *Loxoconcha delemontensis* und *Eucytheridea reticulata* auch in den unteren Anteilen der ins tiefere Oligozän gehörenden unteren UMM des Entlebuchs (Hilfernschichten) auftreten. In der unteren UMM Oberbayerns (Deutenhausenerschichten), welche heute eher dem Lattorfien zuzurechnen sind (HAGN 1981), kommt im weiteren auch die Art *Cytheridea venticosa* vor (GOERLICH 1953). Ferner lieferten Schlämmproben aus praktisch allen Niveaus der Entlebucher Tonmergelabfolge sporadisch Ostrakoden (Fig. 3) und nicht nur die obersten Partien, wie von GASSER (1968) angenommen. Aus diesem Grunde lässt sich die hier etwas simplifiziert wiedergegebene Gleichung «Oligozän-Ostrakoden = Rupélien = Molasse» nicht mehr aufrechterhalten.

Wie bereits erwähnt, findet man östlich vom Thunersee faziell typische obere UMM nur eingespiesst zwischen die USM der Blumenschuppe und die überschobenen Hilfernschichten (Fig. 4c). Bei allen übrigen, von SCHERER (1966) kartierten Vorkommen von Ralligen-Formation (Rupélien) konnten bei Feldbegehungen turbiditische Ablagerungen beobachtet werden, bei welchen es sich zweifellos um Ostrakoden führende untere UMM handelt. Ferner stimmt die Faziesentwicklung vom Liegenden zum Hangenden in der unteren UMM der Thunersee-Region und des Entlebuchs (Hilfernschichten) weitgehend überein. Wie auch in der Entlebucher Region finden wir östlich des Thunersees eine von der «Gersterngraben-Formation» über die «Horrenbach-Formation» bis in die «Ralligen-Formation» am Rüeggershubel reichende Megasequenz turbiditischer Ablagerungen, welche nach oben dickbankiger und grobkörniger wird. Die grobkörnigen proximalen Turbidite, welche am Rüeggershubel das Dach der Megasequenz bilden (Fig. 3 und 4c), wurden früher von SCHERER (1966) aufgrund von Ostrakodenfunden als «Ralligen-Formation» (Rupélien) ausgeschieden und somit tektonisch von der «Horrenbach-Formation» im Liegenden abgetrennt. Geschlämmte Mergelproben, die von der Basis der Rüeggershubelsandsteine stammen, haben neben Fischresten eine, von SCHERER (1966) nicht beschriebene, individuenreiche planktonische Foraminiferen-Fauna geliefert. M. Toumarkine, welche die etwas geplätteten Formen in freundlicher Weise durchsah, glaubte folgende Formen zu erkennen:

Globigerina officinalis SUBBATINA
Globigerina ouachitaensis HOWE & WALLACE
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina ciperoensis BOLLI(?)

Diese Globigerinenarten, welche, mit Ausnahme der fraglichen Art *G. ciperoensis*, auch in SCHERERS (1966) «Gerstengraben-Formation» auftreten, sprechen für unter- bis mitteloligozänes Alter. Aufgrund dieser turbiditischen Rüeggershubel-Sandsteine, welche nebst Ostrakoden massenhaft Oligozän-Foraminiferen führen, ist das von RUTSCH (1961, 1962) hergeleitete Scherersche Konzept widerlegt. Die grosse Ähnlichkeit der vertikalen Faziesentwicklung in den oligozänen Turbiditen östlich vom Thunersee mit denjenigen des Entlebuchs legt nahe, dass wir es hier mit einer Fortsetzung der Hilfernschichten, also mit einer einzigen Schuppe (Hilfernschuppe), zu tun haben.

BLAU (1966) beschreibt aus der Gurnigel-Region (westlich des Thunersees) mehrere Streifen von «Oligozän-Flyschen», welche aus grobkörnigen turbiditischen Sandsteinen (Goldegg-Sandsteine) und mergeligen Abfolgen (Jordisbodenmergel) aufgebaut sind. Hierbei lässt es BLAU (1966) offen, ob es sich um eine Wechsellagerung oder eine Verschuppung handelt. Der Bau der Forststrasse, welche vom Schmidenbruch (S-602.780/176.905) über die Steinegg zum Ober Wald (S-603.050/178.000) führt, hat die Schuppengrenzen zutage gefördert (Fig. 4d und Karte). Diese innerhalb des Oligozän-Flysches auftretenden Schuppengrenzen sind hier durch eine in Richtung zum tektonischen Kontakt zunehmende Klüftung der Sandsteine, welche lateral an stark verfaltete Mergel grenzen, charakterisiert. Die aus dieser Tektonik resultierende lithostratigraphische Abfolge (Fig. 3) beginnt im Liegenden mit spärlich aufgeschlossenen, etwa 200 m mächtigen mergeldominierten Sedimenten, die nach oben in eine rund 160 m mächtige Sequenz grobkörniger Turbidite (Goldegg-Sandsteine) übergehen. Diese grobkörnigen Turbidite werden von über 300 m mächtigen, vorwiegend mergeligen Sedimenten überlagert, welche an der Basis Foraminiferen führen (Jordisbodenmergel). Gegen das Hangende verschwinden die Foraminiferen, dafür treten Ostrakoden auf (Wolfsegg-Formation: SCHMID 1970). Die Siltbänke der Wolfsegg-Formation zeigen keinerlei vertikale Verwühlung durch Organismen, wie dies für die obersten Anteile der mittleren UMM oder für die obere UMM typisch wäre. Es liegt daher nahe, dass dieser jüngste Anteil der UMM-Sedimente im Gebiet von SCHMID (1970) fehlt.

3.4 Die litho- und biostratigraphische Korrelation der UMM-Einheiten

Tabelle 1 zeigt die lithostratigraphische Korrelation der von früheren Autoren ausgeschiedenen UMM-Einheiten im Untersuchungsgebiet. Mit «Unterer Meeresmolasse» wird hierbei im Sinne von TRÜMPY (1980) die stratigraphische Gruppe bezeichnet und nicht die Fazies. Leider wird der Begriff UMM heute sowohl als Gruppenname als auch als Faziesbegriff verwendet. Dadurch ergibt sich eine etwas unerfreuliche Situation in der stratigraphischen Nomenklatur der Molasseeinheiten. Da nämlich die Grenze zwischen marinen und terrestrischen oder lakustrischen Sedimenten nicht überall exakt lokalisierbar ist und weil dieser Übergang von Aufschluss zu Aufschluss stark unterschiedlich ausgebildet sein kann, war es in mehreren Regionen sinnvoll, die gesamte regressive Küstenfazies zu einer Einheit zusammenzufassen (z. B. Bausteinschichten, Horwerschich-

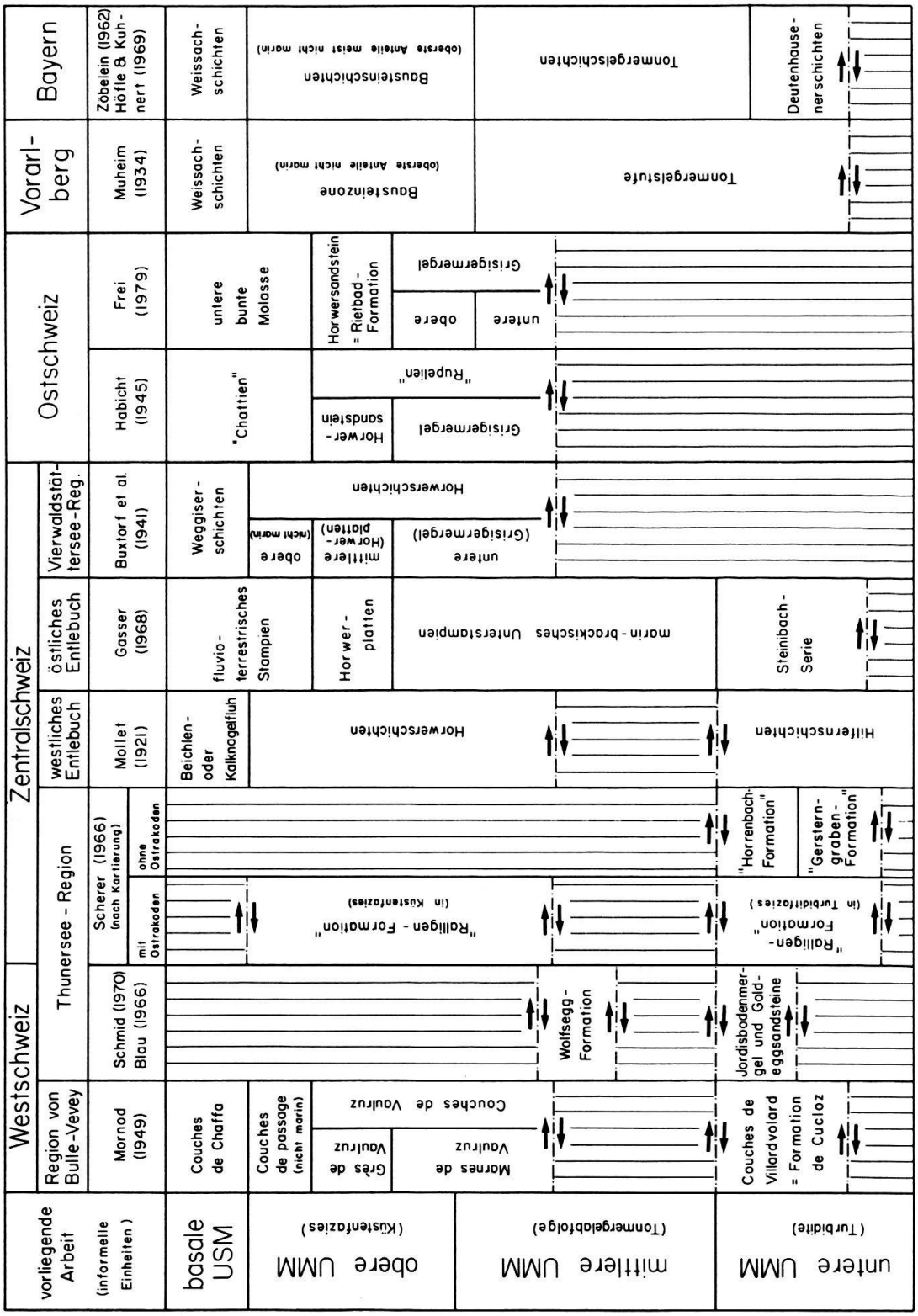


Tabelle 1: *Vergleich der in der vorliegenden Arbeit verwendeten informellen lithostratigraphischen Einheiten mit einer Auswahl von lokalstratigraphischen Termini. Die Stratigraphie von* SCHERER (1966) *und* FREI (1979) *wurde in der vorliegenden Arbeit revidiert. Die angegebene Übereinanderfolge der Einheiten stimmt daher nicht mit den Angaben dieser beiden Autoren überein. Fehlende Einheiten sind vertikal schraffiert.*

ten). Wenn somit in der vorliegenden Arbeit die regressive Küstenfazies gesamthaft der UMM-Gruppe zugeordnet wird, dann werden die z. T. terrestrischen oder lakustrinen Sedimente in den obersten Anteilen der regressiven Küstenfazies im Gruppennamen fälschlicherweise mit «Meeresmolasse» bezeichnet.

Die untere UMM kann sowohl in der West- als auch in der Zentralschweiz aufgrund von Palynomorphen ins tiefere Oligozän (Palynomorphenzonen 19 oder 20a nach HOCHULI 1978) eingestuft werden (HOCHULI 1982, WEIDMANN et al. 1982). Die von HAGN (1978) aus den Katzenlochschichten isolierte Foraminiferenfauna legt ferner eine zeitliche Zugehörigkeit der bayerischen unteren UMM (Deutenhausenerschichten) zum unteren Oligozän nahe (HAGN 1981).

Das Alter der oberen UMM wurde sowohl mit Mikrofossilien (FREI 1979; WEIDMANN 1982; HOCHULI 1982) als auch mit Säugerresten, bestehend aus einer Tatze von *Palaeotherium medium suevicum* aus den Grès de Vaulruz und Kleinsäugerzähnen aus der untersten USM (WEIDMANN et al. 1982; HÜNERMANN & SULSER 1981; ENGESSER et al. 1984), datiert. Zurzeit ist jedoch die Übereinstimmung zwischen den Datierungen aufgrund von Mikrofossilien (Palynomorphe, Foraminiferen, Nannofloren) und jener gestützt auf Säugerreste unbefriedigend. Während die Palynomorphen ein von der West- bis in die Ostschweiz konstantes mitteloligozänes Alter (Palynomorphenzone 20b nach HOCHULI 1978) liefern, welches von Nannofloren und Foraminiferen gestützt wird, zeigen die Säugerfaunen im Untersuchungsgebiet eine deutliche Heterochronie von der Westschweiz bis nach Vorarlberg an. Die obere UMM, welche in der Westschweiz ins obere Unteroligozän (Ronzon–Hoogbutsel) eingestuft werden muss, erreicht an der Bolgenach (Vorarlberg) knapp ein oberoligozänes Alter (Rickenbach), was ein Jüngerwerden der oberen UMM nach Osten dokumentiert. Dieses säugetierstratigraphische Resultat, welches aufgrund bisher spärlicher Funde schlecht abgestützt ist (M. Weidmann, schriftl. Mitt., 1985), stimmt gut mit dem noch zu beschreibenden sedimentologischen Befund (vgl. Abschnitt 6.4) einer von Westen nach Osten progradierenden Küste überein.

4. Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der unteren UMM

4.1 Sedimentfazies und Faziesentwicklung bei Flühli (Entlebuch, Zentralschweiz)

In der Spierberg-Syklinale bei Flühli, wo die untere UMM (Hilfernschichten) am vollständigsten und mächtigsten entwickelt ist (Fig. 3 und 4b), geben gut kartierbare Aufschlüsse (HOLLIGER 1955) einen Einblick in die grossmaßstäbliche Geometrie der Sedimentkörper frei (Fig. 5, Karte). Die untere UMM setzt hier, aufgeschoben auf die Konglomerate der Beichlen–Farneren-Schuppe (USM), mit ziemlich reinen Mergeln ein. Gegen das Hangende gehen diese Mergel in eine nach oben dickbankiger und grobkörniger werdende turbiditische Megasequenz über, welche im unteren Drittel vorwiegend aus Turbiditen vom Typ, der ursprünglich von BOUMA (1962) beschrieben wurde (Bouma-Turbidite), zusammengesetzt ist. Darüber folgt eine Sequenz teils mächtig gebankter Sand- und Feinkonglomerate mit grossmaßstäblicher Schrägschichtung und Entwässerungsstrukturen. Diese findet in einer Abfolge teils sandmatrixgetragener Konglomerate ihren oberen Abschluss.

4.1.1 Die vorwiegend mergeligen Abfolgen an der Basis der Hilfernschichten

An der Überschiebung der UMM auf die USM der Beichlen–Farneren-Schuppe setzen die ältesten Hilfernschichten mit Ostrakoden führenden ziemlich reinen Tonmergeln ein (MATTER et al. 1980). Diese Tonmergel führen vereinzelte, meist parallel laminierte, selten kleinmaßstäblich schräggeschichtete mm- bis cm-mächtige Siltsteinlagen. Gegen das Hangende geht diese vorwiegend mergelige Abfolge allmählich in eine Wechsellagerung von Mergeln mit cm-mächtigen, geringfügig gradierten (base missing) Bouma-Turbiditen über (Pelitanteil etwa 50%).

4.1.2 Die zyklisch gebankten Bouma-Turbidite im Hellschwandbach (Fig. 5a)

Im mittleren Hellschwandbach sind in die basalen, vorwiegend mergeligen Abfolgen der Hilfernschichten vier 15–20 m mächtige Zyklen teils gradierter, dm-gebankter Bouma-Turbidite eingeschaltet (Pelitanteil < 50%). Die Zyklen, welche über mehrere Kilometer kartiert werden können, sind durch nach oben wachsende maximale Bankmächtigkeiten und Korngrössen (thickening and coarsening upward) charakterisiert.

Vollständige Bouma-Turbidite treten im Hellschwandbach wie auch anderswo in der UMM selten auf. Es herrschen unvollständige Zyklen, häufig mit den Intervallfolgen T_{a-c}, T_{b-c}, T_c, vor. Etwa bei der Hälfte der Bouma-Turbidite fehlt das basale gradierte Intervall (T_a). Bei den übrigen Bouma-Turbiditen des Hellschwandbachs ist das T_a-Intervall durchschnittlich eher geringmächtig entwickelt. Gelegentlich verrät nur noch die grobkörnige Füllung der Sohlmarken, dass vor der Bildung der Parallellamination (T_b) eine grobkörnige Fraktion abgelagert wurde. In den T_b-Intervallen, welche ganz oder nur im oberen Teil konvolut sein können, lassen sich hie und da Tonschmitzen beobachten, die parallel zur Schichtung eingeregelt sind. Die kleinmaßstäblich schräggeschichteten Intervalle (T_c) fallen durch stark unterschiedlich entwickelte Mächtigkeiten auf. Ein solches T_c-Intervall kann nur aus einem Zug relativ flacher Rippeln bestehen oder aus mehreren Rippellagen aufgebaut bis einige Zentimeter dick werden.

An den Unterflächen der Turbidite des Hellschwandbachs sind Sohlmarken verbreitet. Neben Belastungsmarken (load casts) sind Rillen- und Stossmarken (groove and prod casts) sowie longitudinale Erosionsmarken (ridge and furrows) weitaus am häufigsten vertreten. Ferner können z. T. recht grosse Strömungswülste (flute casts), Quastenmarken (brush casts) und vereinzelte Fiedermarken (chevron marks) beobachtet werden. Diese Sohlmarken zeigen im Mittel eine Paläoströmungsrichtung nach NNE an. Hierbei konnten die Orientierungen von Paläoströmungen aus Rillenmarken, die bloss das Strömungslinear dokumentieren, oft in den Schrägschichtungen der T_c-Intervalle abgelesen werden. Die mittleren Paläoströmungen sind durch zyklische Drehungen charakterisiert. Die an der Basis eines aufwärts dickbankiger werdenden Zyklus nach Osten bis Nordosten weisende Paläoströmungsrichtung dreht sich nach oben jeweils in eine nördliche Richtung (Fig. 5a).

4.1.3 Strukturlose Sandsteine, grossmaßstäbliche Schrägschichtung und Sandsteine mit Entwässerungsstrukturen im Steinibach (Fig. 5b)

Die sandige Sequenz des Steinibachs, welche das vorwiegend Bouma-Turbidite führende untere Drittel der Hilfernschichten überlagert, tritt über mehrere Kilometer in etwa

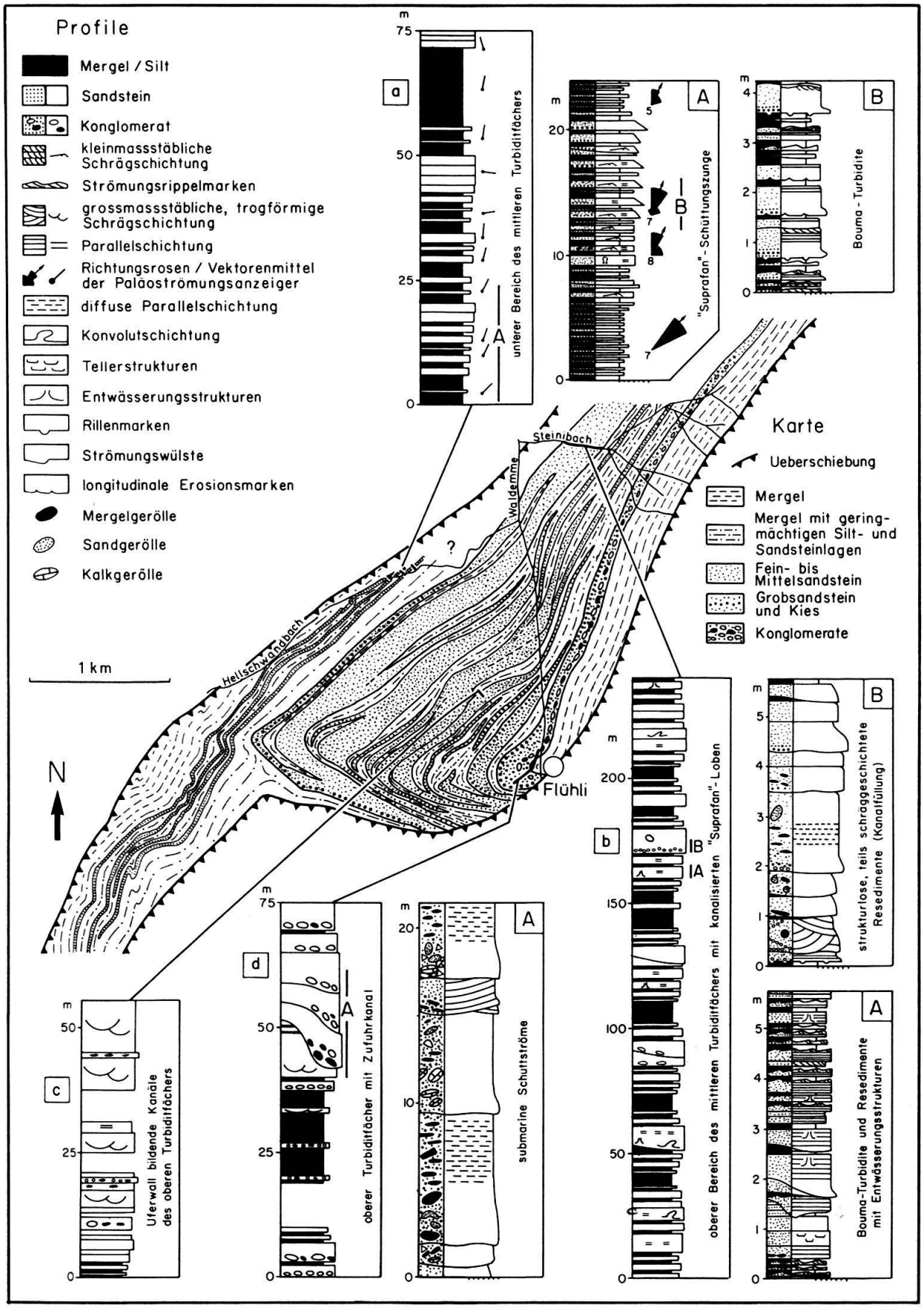


Fig. 5. Geologische Karte und sedimentologische Profile durch die untere UMM bei Flühli (Entlebuch). Nebst eigenen Aufnahmen wurde die Kartierung von HOLLIGER (1955) verwendet.

gleich mächtig auf. In dieser Sequenz findet man als neue Fazieselemente strukturlose Sandsteine, Entwässerungsstrukturen und grossmaßstäbliche Schrägschichtung. Ferner lassen sich in dieser Sequenz mehrere etwa 25 m mächtige Bankmächtigkeitszyklen beobachten, welche sich meist durch eine nach oben zuerst zu- dann abnehmende maximale Bankmächtigkeit manifestieren (thickening and thinning upward). Im aufwärts dickbankiger werdenden Abschnitt der Zyklen treten sowohl meist geringfügig gradierte (base missing) Bouma-Turbidite als auch Sandsteine mit Entwässerungsstrukturen auf. Darüber folgen, teils über einer markanten Erosionsdiskordanz, nach oben dünnbankiger werdende strukturlose Bänke oder solche mit Entwässerungsstrukturen. Untergeordnet können auch schräggeschichtete Intervalle beobachtet werden. Im Hangenden enden die Zyklen mit geringmächtigen, geringfügig gradierten Bouma-Turbiditen.

An Entwässerungsstrukturen beobachtet man in der Steinibach-Sequenz vor allem Sandvulkane. Seltener treten Tellerstrukturen (dish structures) auf. Ferner findet man auf den Bankoberflächen bis zu 30 cm lange und 1–3 cm breite Wülste.

Die Sandvulkane, gewöhnlich mit Konvolutschichtung vergesellschaftet, durchschlagen zum Teil parallel laminierte Sedimente, welche oft von einer kleinmaßstäblichen Schrägschichtung überlagert werden. Teils zeigt die Parallelschichtung eine Strömungsstreifung, teils lässt sich an Bänken mit Sandvulkanen eine höchstens geringfügig erosive (ebene) Unterfläche beobachten. Das Zusammentreffen beider Phänomene ist selten. Die 1–3 cm breiten Sandsteinwülste findet man auf den Oberflächen solcher Sandsteinbänke, wo das Dach grösstenteils aus eingeebneten Kleinrippeln besteht. Diese Sandsteinwülste verlaufen im Mittel quer zur Paläoströmungsrichtung. Röntgenbilder (Tf. 2b) zeigen, dass die Fortsetzung der Wülste nach unten nicht in eine Entwässerungsröhre mündet. Diese Wülste treten fast immer am Oberende von etwas tonreicheren Leeblättern auf. Es wird daher vermutet, dass es sich hier um eine Sedimentverflüssigung (liquefaction) mit an Tonhäuten gestauter Entwässerung handelt, einen Mechanismus, wie er von LOWE & LOPICCOLO (1974) für die Erklärung von Tellerstrukturen herangezogen wurde.

Im nach oben dünnbankiger werdenden Abschnitt der Bankmächtigkeitszyklen beobachtet man, oft gehäuft auftretend, weitgehend strukturlose, fein- bis mittelsandige Bänke mit höchstens geringfügig erosiven Unterflächen. Selten lässt sich in diesen eine durch eingeregelte Tonschmitzen angezeigte diffuse Parallellamination beobachten. Im Einzelfall ist es hierbei im Feld nicht möglich, zu entscheiden, ob eine echte strukturlose Bank vorliegt oder ob eigentlich vorhandene Sedimentstrukturen maskiert sind. Das gehäufte Auftreten solcher strukturloser Sandsteinbänke lässt jedoch vermuten, dass hier abgesehen von einer gelegentlichen diffusen Parallelschichtung keine Sedimentstrukturen vorhanden sind.

4.1.4 Kiesige Grobsandsteine und grossmaßstäblich schräggeschichtete Mittelsandsteine im Spierbergwald (Fig. 5c)

Die Steinibach-Sequenz wird von mehreren linsenförmigen Sedimentkörpern überlagert (Fig. 5, Karte). Im Südschenkel der W–E streichenden Spierberg-Synklinale mag möglicherweise tektonische Ausdünnung zum Auskeilen der linsenförmigen Sedimentkörper beitragen. In nordöstlicher Richtung gibt es dagegen keinen Grund anzunehmen, dass das Auskeilen nicht sedimentären Ursprungs ist. Intern sind die Sedimentlinsen gleich wie die Steinibach-Sequenz teils aus nach oben zuerst dick-, dann dünnbankiger

werdenden Zyklen aufgebaut. Im Spierbergwald (Fig. 5c) ist eine dieser aufwärts zuerst dick- dann dünnbankiger werdenden Zyklen gut aufgeschlossen. Der untere Abschnitt dieses Zyklus führt dm-gebankte, teils stark gradierte Bouma-Turbidite (T_{a-c}). Auf den Unterflächen der übrigen geringfügig gradierten Bouma-Turbidite (T_{b-c}, T_{c-d} usw.) können hier z.T. ähnliche schichtparallele Lebensspuren beobachtet werden, wie sie von FISCHER (1979) aus der unteren UMM Bayerns beschrieben wurden. Darüber folgen grossmaßstäblich trogförmig schräggeschichtete Sandsteine mit Zwischenlagen von dm-gebankten, strukturlosen kiesigen Sandsteinen. Die mittlere Paläoströmungsrichtung, aus den Sohlmarken der Bouma-Turbidite und aus der Schrägschichtung ermittelt, weist bei starker Streuung im Mittel nach Norden. Anhand der Karte der unteren UMM bei Flühli (Fig. 5) kann die Breite der linsenförmigen Sedimentkörper, senkrecht zur Paläoströmungsrichtung, auf 1–3 km geschätzt werden.

4.1.5 Die Flühlinagelfluh (Fig. 5d)

Bei der Abzweigung, von welcher die Strasse westlich von Flühli Richtung Spierberg führt (S-643.870/192.700), können in der Flühlinagelfluh mehrere bis einige Meter mächtige Zyklen mit sandmatrixgetragenen Mergel-, Sandstein- und Kalkgeröllen beobachtet werden. Während sich in den einzelnen Zyklen die Korngrösse in der Sandmatrix vom Liegenden zum Hangenden nur unwesentlich ändert, zeigen die Gerölle eine deutliche Grössenabnahme. Die Sandsteine weisen im höheren Anteil der Zyklen oft eine nur durch parallel eingeregelte Tonschmitzen wahrnehmbare Parallellamination auf.

Folgt man der Strasse weiter nach SSW, dann durchquert man im Südschenkel der Spierbergsynklinalen vom Hangenden zu Liegenden den gleichen Flühlinagelfluh-Ausschnitt wie im Nordschenkel. Im Gegensatz zum Nordschenkel der Spierbergsynklinalen beobachtet man hier jedoch eine mergelige Abfolge, welche gegen das Hangende in vorwiegend grossmaßstäblich schräggeschichtete Sandsteine und Feinkonglomerate übergeht. Zyklen mit sandmatrixgetragenen Geröllen treten hier nur noch untergeordnet auf. Es muss daher angenommen werden, dass die bei Flühli beobachteten mächtigen Zyklen sandmatrixgetragener Konglomerate gegen Südwesten auskeilen.

4.2 Interpretation der Sedimentfazies und Faziesentwicklung bei Flühli

4.2.1 Generelle Interpretation

In der unteren UMM bei Flühli deuten die diagnostischen Sedimentstrukturen ausnahmslos auf Resedimente. Die Resedimentation wird abgesehen von typischen Bouma-Turbiditen durch weitgehend strukturlose Sandsteine und sandmatrixgetragene Konglomerate dokumentiert, bei welchen hie und da eine diffuse Parallelschichtung laminares Fliessen widerspiegelt.

Die weitgehend strukturlosen Sandsteine und die sandmatrixgetragenen Konglomerate dokumentieren ehemalige verflüssigte Sandströme (liquefied flows: LOWE 1975, 1976). Hierbei dürften die möglicherweise einst vorhandenen primären Sedimentstrukturen während der Sedimentverflüssigung (liquefaction) durch aufsteigendes Porenwasser zerstört worden sein. Von einer zeitweisen Verflüssigung des Sediments zeugen ferner die Konvolutschichtung und die Sandsteinbänke mit Entwässerungsstrukturen (ALLEN 1982). Ein Grossteil der in der unteren UMM bei Flühli beobachteten Konvolutschich-

tung und ein Teil der Entwässerungsstrukturen dürfte allerdings auf Überlagerungs-Sedimentverflüssigung zurückzuführen sein. Die Entstehung in verflüssigten Sandströmen ist nur dort naheliegend, wo entweder die Konvolutschichtung durch Kleinrippeln erosiv gekappt wurde oder wo Sandvulkane in einer Bank mit ebener Sohlfläche eine nicht strömungsgestreifte Parallelschichtung durchschlagen. Hier haben wir es mit einer sogenannten B_1-Fazies nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) zu tun. Die in der unteren UMM weitverbreitete grossmaßstäbliche Schrägschichtung (MATTER et al. 1980) ist nicht diagnostisch für irgendeine Ablagerungsumgebung. Solche Schrägschichtungen können aber durchaus in einem Resedimentations-Milieu auftreten. Während MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) diese Schrägschichtung als durch Rollen transportierte Rückstandssedimente (tractional lag) interpretieren, sind dieselben nach ALLEN (1970) normale, aufgrund hydrodynamischer Berechnungen zu erwartende Strukturen in Ablagerungen aus abklingenden Trübeströmen mit grobkörniger Fracht.

Auffällig ist ferner das Fehlen von Spuren vertikal wühlender Organismen, wie sie für flachmeerische Milieus charakteristisch wären. Dafür beobachtet man vereinzelt schichtparallel verlaufende Lebensspuren, welche eine grössere Wassertiefe anzeigen (SEILACHER 1967). Weiter im Westen, in der Thunersee-Region, kann das tiefermarine Ablagerungsmilieu der unteren UMM mit Hilfe von benthischen Foraminiferenassoziationen belegt werden (SCHERER 1966).

Wie vorangehend dargelegt wurde, widerspiegeln die Sedimentfazies und die horizontale Bioturbation der unteren UMM bei Flühli eine in grösserer Wassertiefe abgelagerte resedimentierte Sequenz. Diese Interpretation steht im Widerspruch zur bisherigen Auffassung. Während die turbiditische Natur der unteren UMM im Hellschwandbach wegen den typischen Bouma-Zyklen bekannt ist (MATTER et al. 1980), galten die oberen Anteile der unteren UMM bei Flühli bisher als Deltaablagerungen (STAUB 1934; GASSER 1968). Hierbei scheinen die von MATTER et al. (1980) und CARBONNEL (1982) beschriebenen Ostrakoden, welche eine geringe Paläowassertiefe anzeigen, diese Hypothese zu stützen. Bei diesen Ostrakoden-Paläowassertiefen sei jedoch Vorsicht angebracht. Es ist durchaus denkbar, dass die winzigen Ostrakoden durch Sturmprozesse aufgewirbelt und durch sturmerzeugte Turbidite (CHAMBERLAIN 1964; KULM et al. 1975) lebend in grössere Tiefen verfrachtet wurden, wo sie abgestorben sind. Abgesehen von diesen Ostrakoden gibt es keine weiteren eindeutigen Indizien für eine ehemalige Küste.

4.2.2 Der Turbiditfächer-Typ

Nach oben dickbankiger und grobkörniger werdende Turbidit-Megasequenzen, welche im Liegenden mit Bouma-Turbiditen einsetzen und im Hangenden mit resedimentierten Konglomeraten enden, werden von den meisten Autoren (RICCI LUCCHI 1975; LINK 1975; WALKER 1978 u.a.) auf das Progradieren eines Turbiditfächers zurückgeführt. Hierbei entsprechen die basalen Bouma-Turbidite dem distalen Turbiditfächer. Die überlagernden dickbankigen Resedimente werden im proximalen Bereich des Turbidit-Fächers beheimatet, und die Konglomerate stellen Ablagerungen des Zufuhrkanals (feeder channel) dar.

Das Fehlen von Charakteristiken einer «by-passing»-Zone (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) sowie die im Vergleich zu den Ablagerungen des distalen Fächers mächtig entwikkelten Ablagerungen des proximalen Fächers (Fig. 3 und 5) dokumentieren wenig effi-

ziente Turbiditfächer. Es handelt sich hierbei um einen Turbiditfächer-Typ, der demjenigen entspricht, welcher von NORMARK (1978) aus rezenten Milieus beschrieben wurde. Dieser Turbiditfächer-Typ wird von MUTTI (1985) als Typ-II-System bezeichnet. In einem solchen Typ-II-System lassen sich die einzelnen Faziesassoziationen gegenwärtig nur mit dem Turbiditfächer-Modell von WALKER (1978) sinnvoll interpretieren.

4.2.3 Die Faziesentwicklung im Turbiditfächer

Die vorwiegend mergeligen Abfolgen an der Basis der Hilfernschichten, welche gegen das Hangende bis mehrere cm-mächtige Bouma-Turbidite aufnehmen, entsprechen im Turbiditfächer-Modell von WALKER (1978) den Ablagerungen der Beckenebene und des äusseren Fächers.

Darüber folgen aus Bouma-Turbiditen aufgebaute, nach oben dickbankiger werdende Zyklen, die über Kilometer kartiert werden können. Bei dieser Fazies handelt es sich um die sedimentologische Aufzeichnung von randlichen, nichtkanalisierten Anteilen von Suprafächer-Schüttungszungen des mittleren Fächers (smooth portion of suprafan lobes: WALKER 1978). Die systematisch drehenden Paläoströmungsrichtungen zeigen hierbei, dass die zunehmende Bankmächtigkeit nicht nur von einer Progradation herrühren kann, sondern mindestens zum Teil auf seitliches Wandern der Schüttungszungen zurückgeführt werden muss. Gegen das Hangende gelangt man wiederum in eine Wechsellagerung von Mergeln mit geringmächtigen, geringfügig gradierten Bouma-Turbiditen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Ablagerungen aus Trübeströmen geringer Dichte, welche zwischen den aktiven Schüttungszungen sedimentiert wurden.

Die lateral extensive Steinibach-Sequenz widerspiegelt den oberen Teil des mittleren Fächers. Hierbei lassen sich die Zyklen mit nach oben zuerst zu-, dann abnehmenden Bankmächtigkeiten auf kanalisierte progradierende oder seitlich wandernde Suprafächer-Schüttungszungen zurückführen. Der nach oben dickbankiger werdende Abschnitt der Zyklen dokumentiert die Ablagerungen vor oder seitlich von sich nähernden Verteilerkanälen. Die darüber folgende, dünnerbankiger werdende Sequenz von einst in verflüssigtem Zustand transportierten Resedimenten (strukturlose Bänke und solche mit Entwässerungsstrukturen) zeigt die allmähliche Aufgabe der Verteilerkanäle an.

Die Steinibach-Sequenz wird von linsenförmigen Sedimentkörpern überlagert. Für Suprafächer-Schüttungszungen in einer Konglomerat transportierenden turbiditischen Umgebung ist die Ausdehnung dieser linsenförmigen Sedimentkörper zu gering. Deshalb dürften hier eigentliche uferwallbildende, nichterosive Kanalsysteme (NORMARK 1978) des oberen Turbiditfächers vorliegen. Der untere, nach oben dickbankiger werdende Abschnitt der Zyklen dokumentiert bei solchen Kanalsystemen nicht das Progradieren einer turbiditischen Sedimentationszunge, sondern wahrscheinlich die allmähliche Kanalisierung der Turbidite während der initalen Uferwallbildung.

Da in rezenten Turbiditfächern eine positive Korrelation zwischen der Breite der Kanalkomplexe und dem Fächerradius besteht (NORMARK 1978), können wir den Radius des Flühlifächers in seiner Grössenordnung abschätzen. Dieser betrug, bei einer Breite der hier aufgezeichneten Kanalkomplexe von 1 bis 3 km (vgl. Abschnitt 4.1.4), weniger als 30 km. Wenn wir die Breite der Beichlen-Schwermineralprovinz (vgl. Abschnitt 7.3) mit einbeziehen, dann erscheint ein Radius von 15 bis 20 km als wahrscheinlich.

Die sandmatrixgetragenen Konglomerate (Schuttströme, debris flows), welche die turbiditische Megasequenz nach oben abschliessen, sind nach WALKER (1975, 1977) charakteristisch für die Füllungen ehemaliger Zufuhrkanäle (feeder channels). Dass diese fossilen Schuttströme in Kanälen abgelagert wurden, wird durch das laterale Auskeilen der sandmatrixgetragenen Konglomerate dokumentiert.

4.3 Sedimentfazies, Faziesentwicklung und Paläoströmungsrichtungen in den übrigen Lokalitäten des Untersuchungsgebietes

Während an den übrigen Lokalitäten des Untersuchungsgebietes in den oberen zwei Dritteln der basalen UMM-Turbidite eine ähnliche Faziesentwicklung wie bei Flühli beobachtet werden kann (Fig. 3), liegt die fazielle Entwicklung des unteren Drittels, da meist tektonisch abgeschert, im dunkeln. Einzig im Gersterngraben (Fig. 3) tritt eine basale Abfolge vorwiegend klassischer Turbidite (Bouma-Turbidite) auf, welche mit derjenigen von Flühli eine gewisse Ähnlichkeit aufweist. Im Gersterngraben konnte beobachtet werden, dass das B-Intervall in geringmächtigen gradierten Turbiditen oft vollständig fehlt (Tf. 1a). Ob die B-Intervalle nie gebildet wurden oder ob sie Erosionsphasen bei der Bildung der Turbidite zum Opfer gefallen sind, konnte nicht entschieden werden. Bei beiden Interpretationen weist jedoch das Fehlen des B-Intervalls auf eine erhöhte Nichtstationarität der ehemaligen Turbidite hin, was mit der Annahme eines wenig effizienten Turbiditfächers gut übereinstimmt.

Die Resedimente der unteren UMM sind im obersten Abschnitt von Region zu Region unterschiedlich ausgebildet. Während derselbe in der Thunersee-Region aus Sandsteinen mit invers gradierten Intervallen zusammengesetzt ist, trifft man in Vorarlberg und Oberbayern invers oder normal gradierte Konglomerate an.

In Vorarlberg und in Oberbayern sind die resedimentierten Konglomeratgerölle oft dachziegelartig gelagert (Imbrikation). Die feinkonglomeratischen Resedimente an der Ammer, welche dort invers gradiert sind, führen mit der Längsachse in Paläoströmungsrichtung eingeregelten Kies (Tf. 2d). Dies deutet nebst der inversen Gradierung darauf hin, dass die Gerölle vor der Ablagerung durch elastische Kollision (dispersiver Druck) in Schwebe gehalten wurden (DAVIES & WALKER 1974; WALKER 1975, 1977). An der Lech (Bayern) und am Zängerlesberg (Egg–Vorarlberg) finden man normal gradierte Konglomerate. Hier sind die Längsachsen der Gerölle meist quer zur Paläoströmungsrichtung ausgerichtet. Dies weist auf einen Gerölltransport durch Rollen (Traktion) hin. Die Turbiditenergie, welche offensichtlich ausreichte, um dichtemodifiziertes Kornfliessen (LOWE 1982) von Kiesgeröllen (< 63 mm) aufrechtzuerhalten, war für einen Kollisionstransport von Geröllen (> 63 mm) zu gering. Wir beobachten deshalb bei Geröllen nur noch Transport durch Rollen. Dies weist ebenfalls darauf hin, dass die UMM-Trübeströme wenig effizient waren.

Figur 6 (oben) zeigt die aus den Sohlmarken und der Schrägschichtung ermittelten Paläoströmungsrichtungen. Diese weisen in der Region zwischen dem Thunersee und dem Entlebuch nach Nordwesten bis Nordosten. Das heisst, hier sind die ehemaligen Trübeströme quer zur WSW nach ENE streichenden Beckenachse geflossen (radiale Schüttungen). Östlich des Rheins beobachten wir dagegen in Richtung Osten und Nordosten zeigende Paläoströmungen. Hier flossen die Trübeströme beckenparallel (longitudinale Schüttungen).

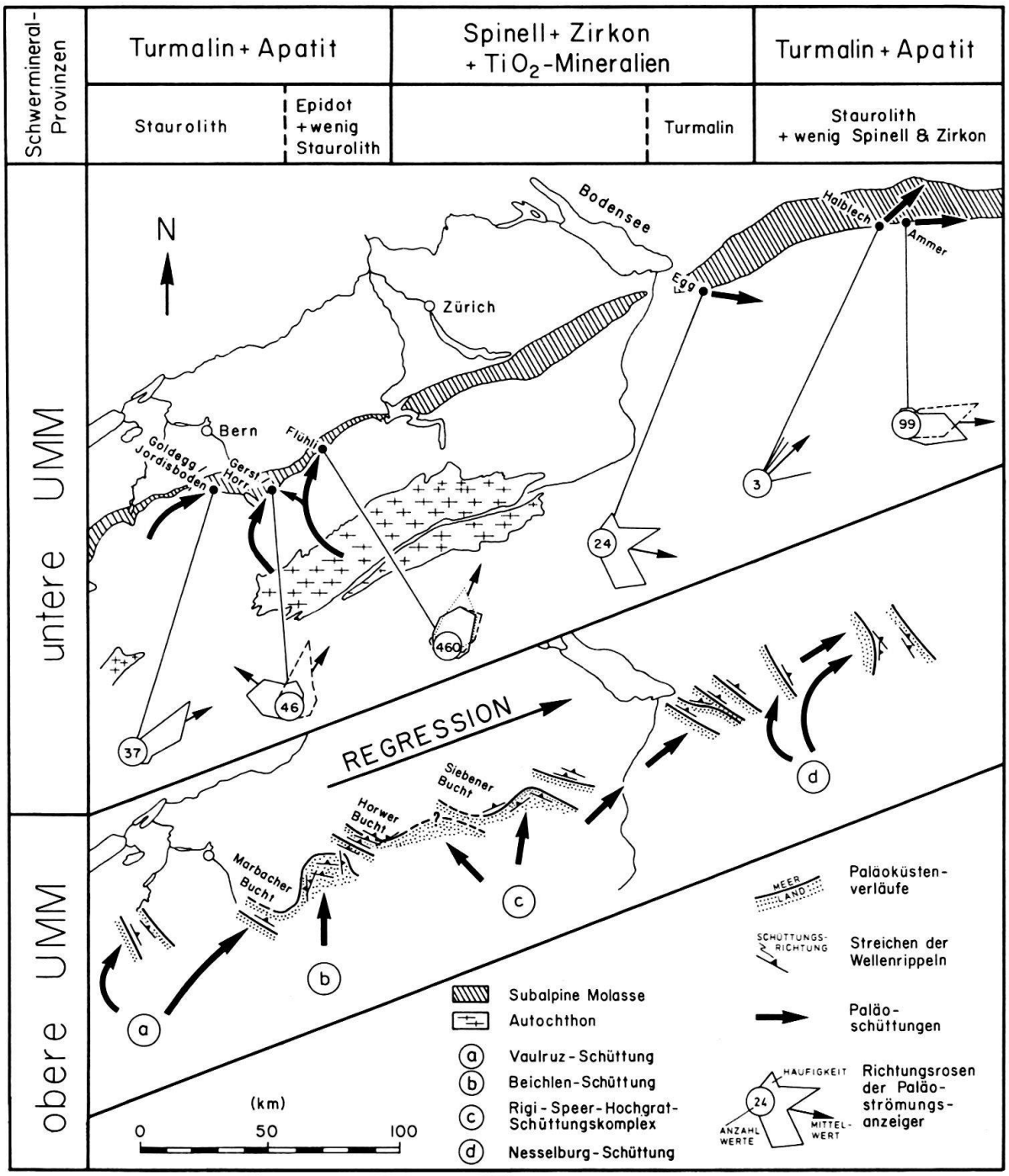


Fig. 6. Schwermineralprovinzen, Paläoströmungsrichtungen und Paläoküstenverläufe in der unteren und oberen UMM.

5. Sedimentfazies und Faziesentwicklung in der mittleren UMM

5.1 Die Faziesentwicklung an der Ammer (Oberbayern)

Die etwa 800 m mächtige mittlere UMM setzt hier über dem teils feinkonglomeratisch ausgebildeten oberen Anteil der unteren UMM mit ziemlich reinen Tonmergeln ein (Fig. 3). In diesen Tonmergeln treten vereinzelte mm- bis cm-mächtige, meist parallel

laminierte und seltener kleinmaßstäblich schräggeschichtete Siltlagen auf. Charakteristisch sind ferner, zwischen zwei ungestörte Abfolgen eingeschaltet, bis mehrere Meter mächtige Mergelfalten. In diesen Mergelfalten fehlen Kalzitadern. Gegen das Hangende werden die Siltlagen zunehmend häufiger und mächtiger. Immer häufiger können hier typische geringfügig gradierte Bouma-Turbidite (T_{bc}, T_c usw.) beobachtet werden. Im Gegensatz zu den Bouma-Turbiditen der unteren UMM zeigen die in der mittleren UMM auftretenden Bouma-Turbidite öfters vertikale Lebensspuren. Unterhalb vom Kraftwerk Kammerl (D–^{44}23950/^{52}80930) lassen sich ferner gut ausgebildete, aus solchen Bouma-Turbiditen aufgebaute Kanalfüllungen beobachten. Die Bouma-Turbidite werden gegen das Hangende von turbiditähnlichen Zyklen abgelöst, welche auf den Oberflächen Wellenrippelmarken zeigen (vgl. Kap. 6).

5.2 Die Faziesentwicklung an den übrigen Lokalitäten

Eine gleichartige Faziesentwicklung wie an der Ammer lässt sich sowohl an der Lech wie auch in der Zentralschweiz beobachten. In der Zentralschweiz sind allerdings die meisten Mergelfalten von Kalzitadern durchsetzt. An einigen Lokalitäten, unterhalb der Corbières-Brücke (S-673.650/167.200), bei Marbach (S-636.320/188.700) und möglicherweise auf der Wilhelmine-Alpe (D-^{35}86100/^{52}60450), führen diese obersten Tonmergel der mittleren UMM auch bis über 1 m mächtige turbiditische Sandsteinbänke. Auf der Wilhelmine-Alpe wurden solche Bänke bisher zu den basalen UMM-Turbiditen (Deutenhausenerschichten) gerechnet (Fischer 1960). Die schlechten Aufschlussverhältnisse und die starke Verwitterung des Sandsteins lassen dort jedoch keine sichere Zuordnung dieser Bänke zur mittleren oder unteren UMM zu. Immerhin weist die im Vergleich zur mittleren UMM im Südschenkel der Murnauer-Mulde geringe Mächtigkeit der Tonmergel (etwa 130 m) darauf hin, dass es sich eher um turbiditische Bänke der mittleren UMM und nicht um basale UMM-Turbidite handeln dürfte.

Bei Egg (Vorarlberg) beobachten wir ferner eine nur etwa 150 m mächtige mittlere UMM (Fig. 3). Die schlechten Aufschlussverhältnisse erlauben es jedoch nicht, zu entscheiden, ob diese geringe Mächigkeit primär ist oder ob sie durch tektonische Ausquetschung zustande kam.

5.3 Interpretation

Die Mergelfalten, welche an der Ammer als submarine Rutschungen (slumps) interpretiert werden können, dokumentieren, dass die Tone der mittleren UMM mindestens teilweise auf einem Hang zur Ablagerung kamen. In der Zentralschweiz, wo die Mergelfalten von Kalzitadern durchsetzt sind, kann eine tektonische Genese nicht ausgeschlossen werden.

An der Basis der mittleren UMM verrät das Fehlen einer Bioturbation ein eher tiefermarines Ablagerungsmilieu. Gegen oben kündigt sich das Seichterwerden des Sedimentationsmilieus durch das immer häufigere Auftreten meist geringmächtiger, oft vertikal verwühlter, geringfügig gradierter Bouma-Turbidite an, bei denen es sich deshalb um Flachseeturbidite handeln muss.

Den Schlüssel zur Interpretation der mittleren UMM liefert im wesentlichen die Frage, weshalb die turbiditische Sedimentation der unteren UMM plötzlich abbricht und durch eine reine Tonmergelsedimentation ersetzt wird. Dies kann im Sinne von Vail et al.

(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

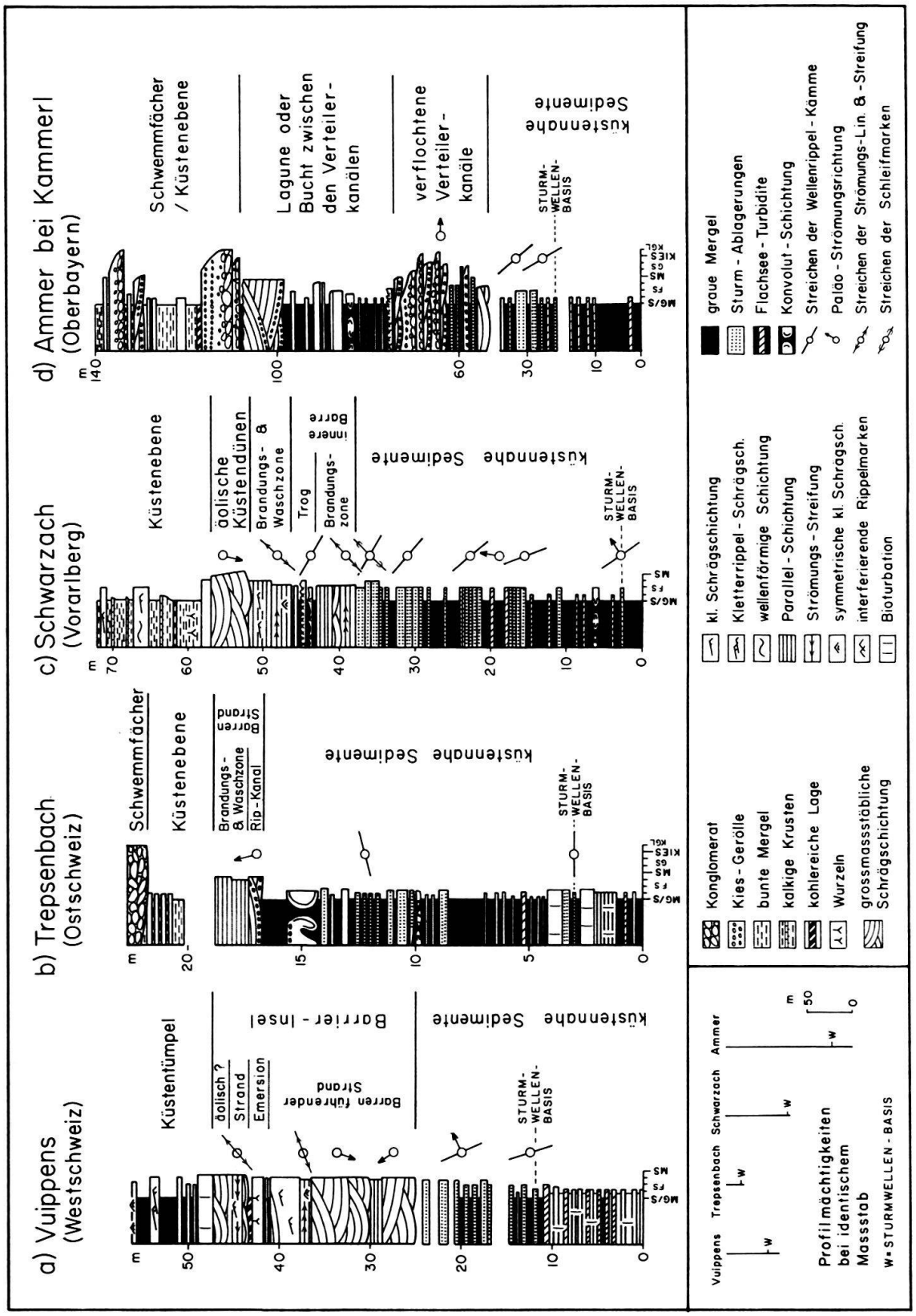


Fig. 7. Ausgewählte sedimentologische Profile durch die obere UMM. Die Koordinaten der Lokalitäten sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

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-

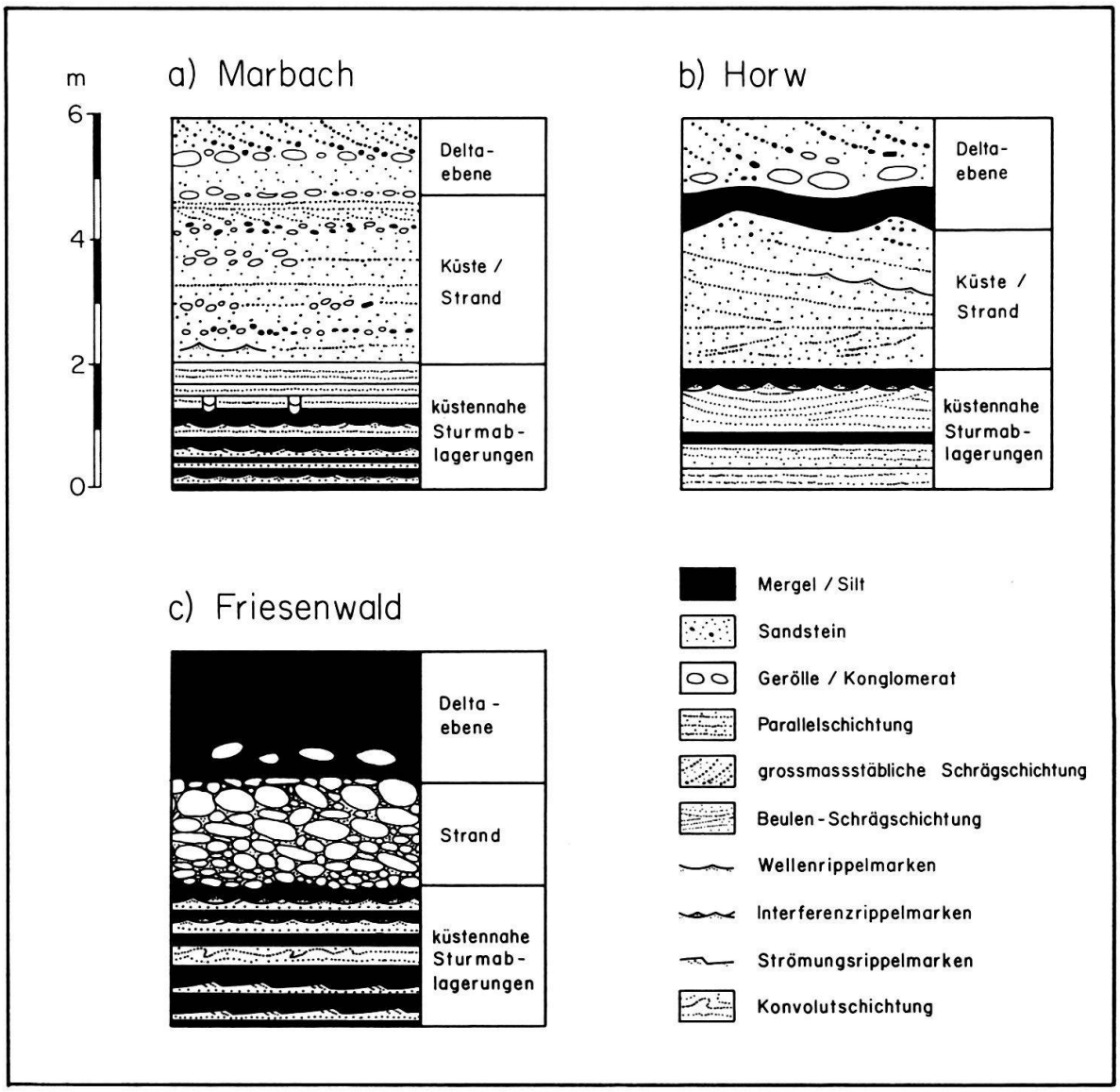


Fig. 8. Ausgewählte Detailprofile aus der oberen UMM der Zentral- und Ostschweiz. Die Koordinaten der Lokalitäten sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

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,

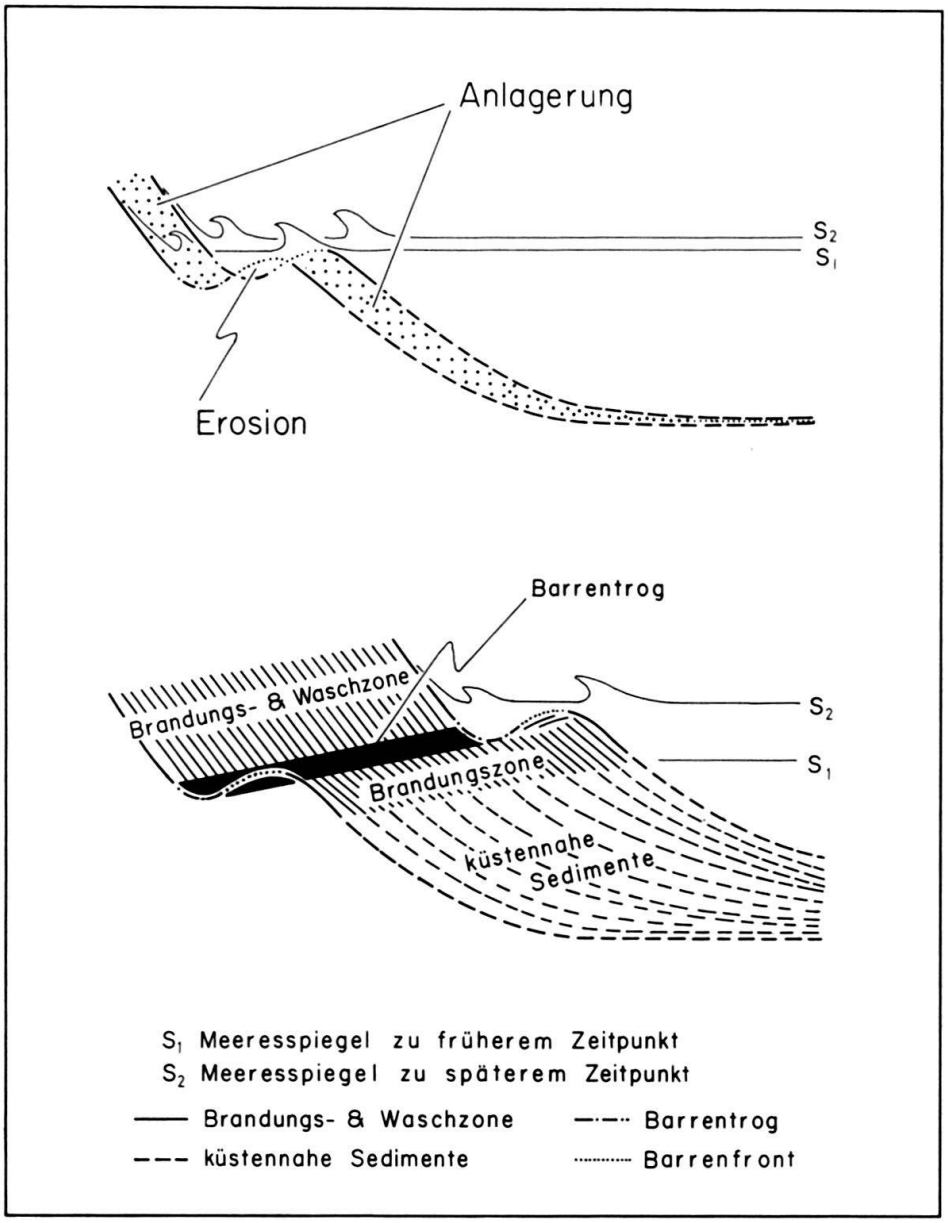


Fig. 9. Sedimentologische Aufzeichnung einer progradierenden, Barren führenden Küste bei steigendem Meeresspiegel.

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.

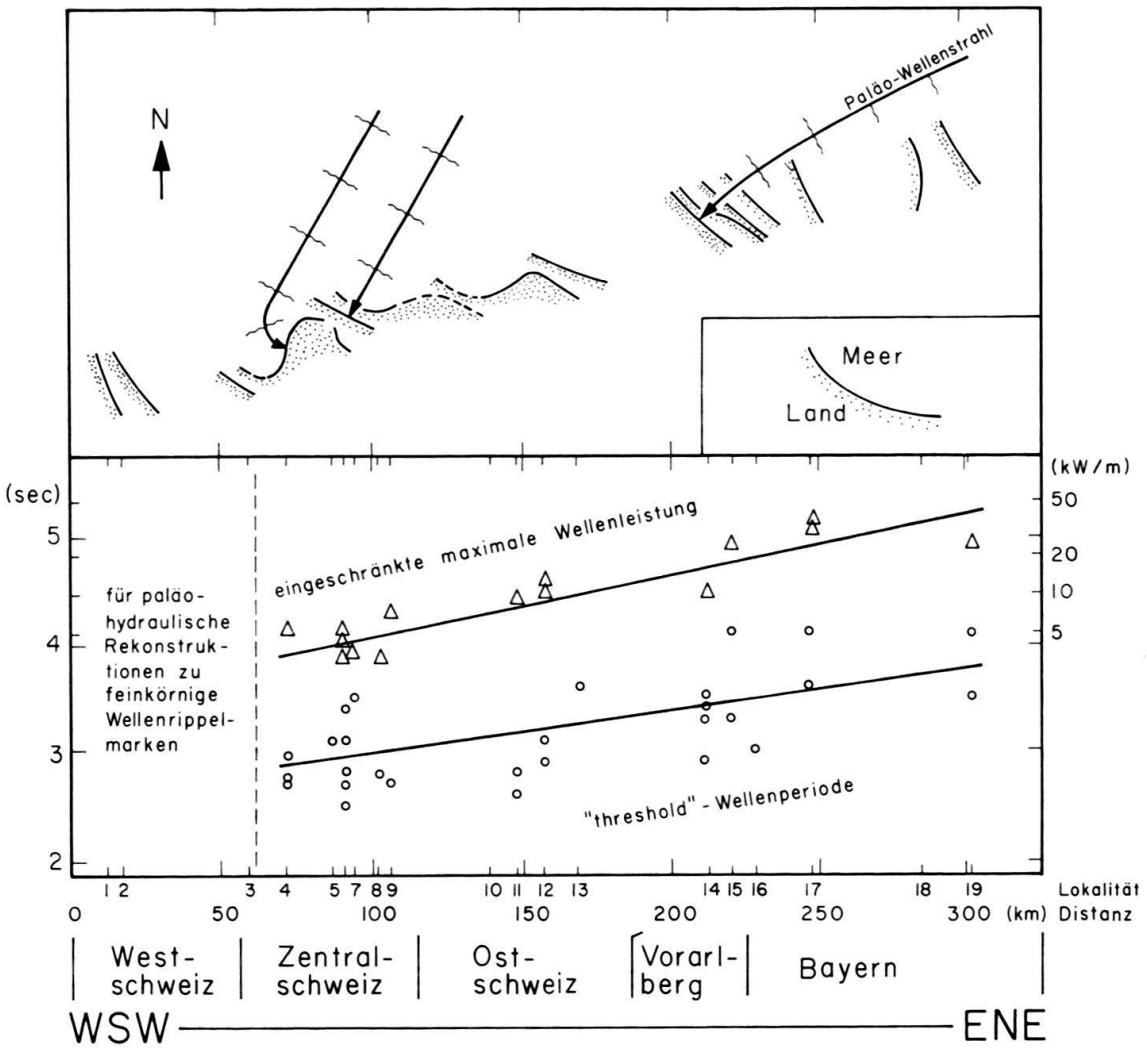


Fig. 10. Paläowellenklima und Paläowellenstrahlen. Die Lokalitäten sind in Tabelle 4 aufgeführt.

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.

Diese hohen Variationsbreiten bewirken eine schlechte Vergleichbarkeit der Spektren. Wenn zum Beispiel der Apatitgehalt 88% beträgt, dann muss die Summe der übrigen Schwermineralgehalte 12% sein. Beim Vergleich eines solchen apatitreichen Spektrums mit apatitärmeren Spektren kann man zwar den geringeren Apatitgehalt feststellen, die Veränderung in den übrigen Gehalten entzieht sich aber der Beobachtung.

FÜCHTBAUER (1964) hat dem Problem mit den in seiner Studie stark streuenden Granatgehalten in der Weise Rechnung getragen, indem er als 100%-Basis die Summe aller Schwermineralkörner ohne den Granat verwendete. Allerdings ist dies keine generell gültige Lösung des Problems, denn auch andere Schwermineralgehalte können stark streuen und dadurch eine schlechte Vergleichbarkeit der Spektren verursachen.
In der vorliegenden Arbeit wird den erwähnten, nicht quellenspezifischen Einflussgrössen durch folgende Massnahmen Rechnung getragen:

a) Diagenetische Überprägungen der Schwermineralspektren werden dadurch eliminiert, indem der vermutlich authigene Baryt und die instabilen Schwermineralien (Chloritoid, Hornblende, Pyroxen) nicht in die Analyse miteinbezogen werden. Da GASSER (1968) die einzelnen TiO_2-Mineralien nicht auseinanderhält, kann der möglicherweise oft diagenetisch neugebildete Anatas nicht vollständig aus der statistischen Analyse entfernt werden. Weil die TiO_2-Mineralien im Mittel nur 10% Anatas führen, wird angenommen, dass die Verfälschung des Resultats durch authigenen Anatas geringfügig ist.
b) Der Einfluss hydraulischer Faktoren auf das Resultat wird dadurch gedämpft, dass eine grosse Anzahl von Proben aus verschiedenen sedimentologischen Milieus verwendet werden und indem den Einzelproben nur ein geringer Aussagewert zugestanden wird. Um die hydraulische Variationsbreite zu vergrössern, werden auch Proben der basalsten, sandigen USM in die Analyse miteinbezogen.
c) Den Problemen, welche mit Prozentdaten zusammenhängen, kann dadurch Rechnung getragen werden, indem man neben Prozentdaten direkt mit Schwermineralkornzahlen arbeitet. Die Charakterisierung der SM-Provinzen erfolgt daher nebst Prozent-Mittelwerten mit der auf Multinomialverteilung basierenden Cox-Brandwood-Diskriminanzanalyse (COX & BRANDWOOD 1959) und mit optimierten, gewichteten Schwermineralverhältnissen (vgl. Anhang).

Tabelle 2: *Mittlere Schwermineralzusammensetzung (100%-Basis ohne Granat).*

Schwermineralien	Mittelwerte in %	Variationsbreite in %
Hauptgementeile		
Granat (% vom Gesamtspektrum)	55.0	8 - 75
Apatit	39.9	2 - 88
Turmalin	20.4	0 - 82
Zirkon	13.8	0 - 78
TiO_2-Mineralien	10.6	0 - 45
Spinell	6.6	0 - 45
Staurolith	6.3	0 - 53
Nebengemengteile		
Epidot	0.7	0 - 52
Titanit	0.1	0 - 6
Chloritoid	0.3	0 - 23
Hornblende	0.07	0 - 6
Pyroxene	0.3	0 - 23
Disthen	0.05	0 - 7
Monazit	0.4	0 - 6
Barit	1.5	0 - 92

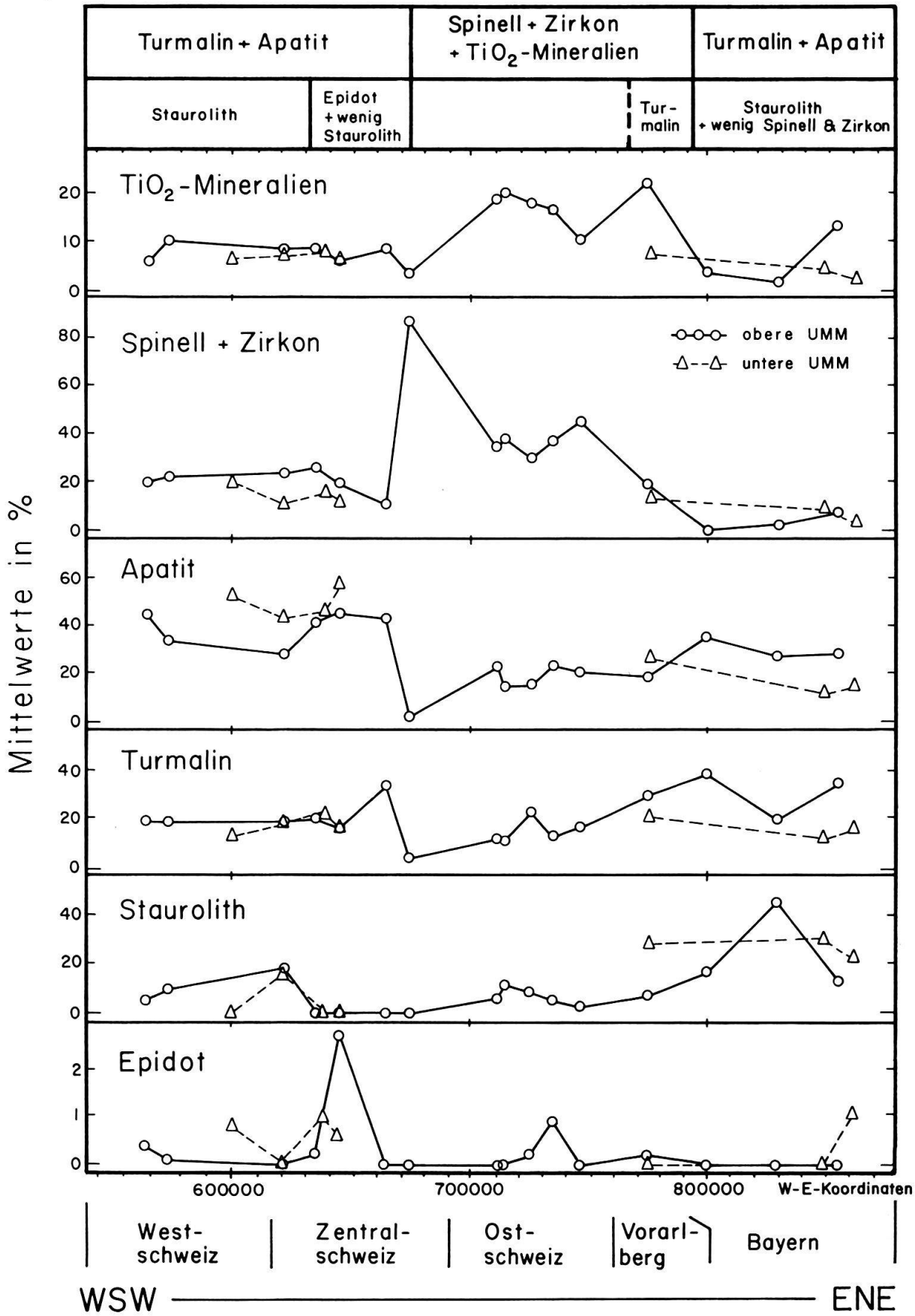


Fig. 11. Mittelwerte der prozentualen Schwermineralzusammensetzung.

7.3 Deskriptive Statistik der multivariaten Schwermineraldaten

Tabelle 2 zeigt die unter Ausschluss von Granat berechnete Prozentzusammensetzung (Mittelwerte und Variationsbreite) der aus den UMM-Sedimenten isolierten Schwermineralien. Granat, Apatit, Turmalin, Zirkon, TiO_2-Mineralien, Spinell und Staurolith sind die im Mittel dominierenden Spezies. Durchschnittlich weniger häufig treten Epidot, Titanit, Chloritoid, Hornblende, Pyroxene, Disthen, Monazit und Baryt auf.

In Figur 11 sind die Prozentgehalte einer Auswahl von Schwermineralien, getrennt nach unterer und oberer UMM, gegen den Rechtswert des schweizerischen Koordinatennetzes aufgetragen. Hierbei wurden nur diejenigen Schwermineralien berücksichtigt, welche sich durch eine signifikante regionale Änderung ihrer mittleren Häufigkeiten auszeichnen. Spinell und Zirkon konnten hierbei, weil die mittleren Prozentgehalte positiv korrelieren (r(Spearman) = 0,7), zusammengefasst werden. Während die mittleren Häufigkeiten der Schwermineralien regional stark ändern, ist der stratigraphische Unterschied in den Schwermineralzusammensetzungen gering.

Die Streuung der Schwermineralzusammensetzungen ist in Figur 12 dargestellt. Hier sind die näherungsweise mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse optimierten und gewichteten Schwermineralverhältnisse (Tab. 3) gegen den Rechtswert des schweizerischen Koordinatennetzes aufgetragen. Das Verhältnis

$$R_1 = \frac{3{,}4\ \text{Spinell} + 3{,}6\ \text{Zirkon} + 5{,}2\ TiO_2\text{-Mineralien}}{2{,}3\ \text{Apatit} + 2{,}7\ \text{Turmalin}}$$

entspricht hierbei der ersten Hauptkomponente, welche 26% der gesamten Varianz erklärt. Aus der zweiten Hauptkomponente konnte das Verhältnis

$$R_2 = \frac{11{,}9\ \text{Epidot} + 2{,}4\ \text{Apatit}}{3{,}5\ \text{Turmalin} + 5\ \text{Staurolith}}$$

berechnet werden, das 17% der gesamten Varianz dokumentiert. Die Güte der näherungsweisen Umrechnung der ersten beiden Hauptkomponenten in Verhältnisse manifestiert sich durch die hohen Spearman-Korrelationskoeffizienten zwischen den Hauptkomponenten und den dazugehörigen Verhältnissen R_1 und R_2. Für R_1 erhält man einen Spearman-Korrelationskoeffizienten von 0,98 und für R_2 beträgt derselbe 0,91. Charakteristisch für die beiden Verhältnisse R_1 und R_2, welche nicht von einer willkürlich

Tabelle 3: *Berechnung der Gewichtungskoeffizienten (a_j) aus den Eigenvektorkomponenten (b_j) der Hauptkomponentenanalyse.*

Schwermineralien	Standard-abweichung (s_{p_j})	Eigenvektoren (b_j)		Gewichtungskoeffizienten (a_j)	
		1. Haupt-komponente	2. Haupt-komponente	1. Haupt-komponente	2. Haupt-komponente
Granat	0.990	0.06	-0.06	-	-
Apatit	0.193	-0.45	0.46	2.3	2.4
Turmalin	0.133	-0.36	-0.47	2.7	3.5
Zirkon	0.136	0.49	0.18	3.6	-
TiO_2-Minaralien	0.095	0.49	0.05	5.2	-
Spinell	0.097	0.33	0.13	3.4	-
Staurolith	0.121	-0.04	-0.60	-	5.0
Epidot	0.027	-0.16	0.32	-	11.9
Titanit	0.005	-0.09	0.20	-	-

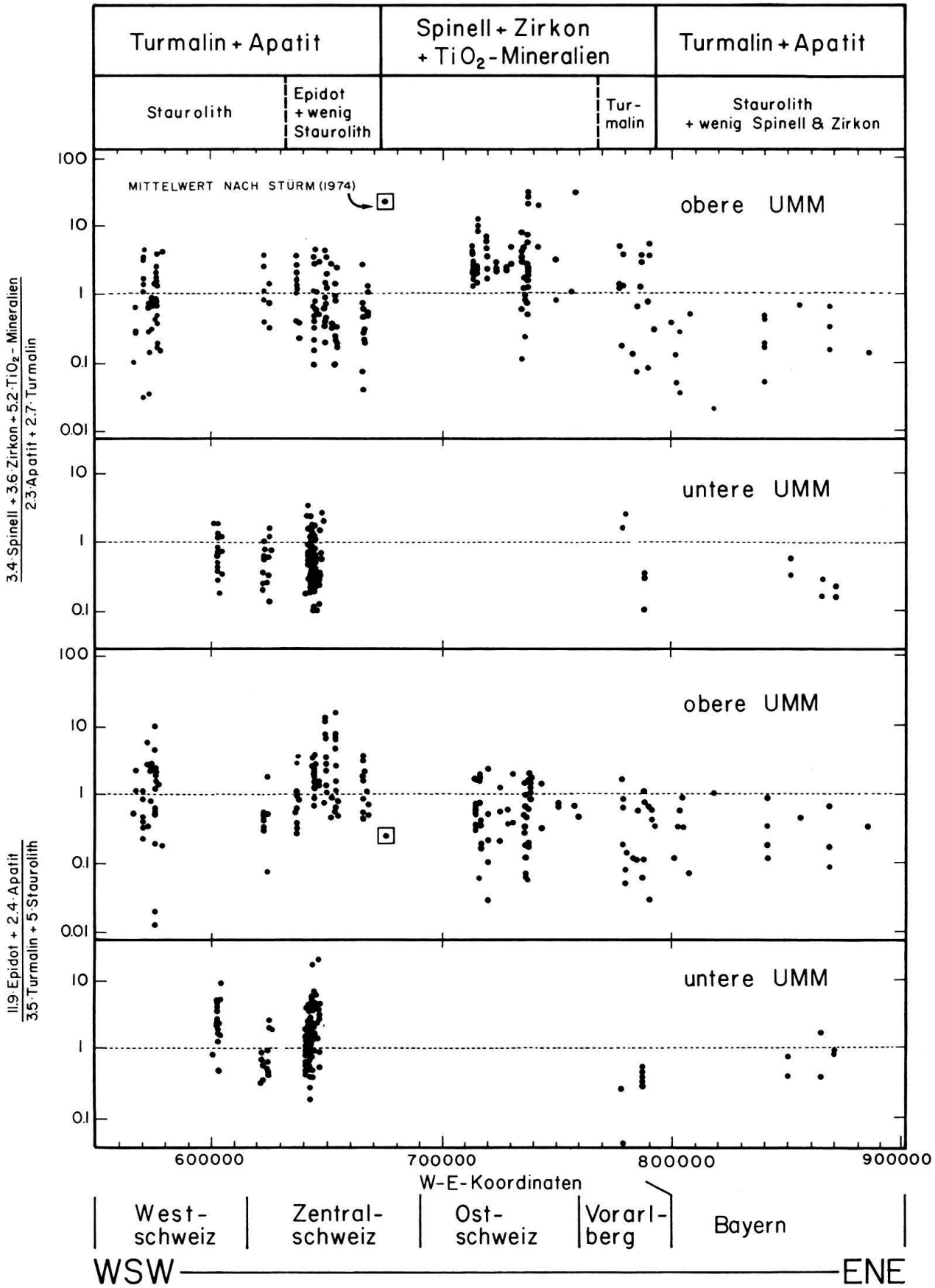


Fig. 12. Rechtswerte des schweizerischen Koordinatennetzes vs. optimierte, gewichtete Schwermineralverhältnisse.

gewählten 100%-Basis abhängen, ist die extrem grosse, sich über zwei Zehnerpotenzen erstreckende Variationsbreite, was zeigt, dass den Einzelanalysen keine wesentliche Bedeutung zukommt. Nur die Mittelwerte widerspiegeln charakteristische regionale Änderungen dieser optimierten Verhältnisse. Das Verhältnis R_1 dokumentiert eine zentrale, durch das Vorherrschen von Spinell, Zirkon und TiO_2-Mineralien ausgezeichnete Provinz, welche von zwei turmalin- und apatitreichen Provinzen umrahmt wird (vgl. auch Fig. 12). Das Verhältnis R_2 charakterisiert die bereits im Abschnitt 6.4 nachgewiesene Beichlenschüttung (Rechtswerte 630.000 bis 670.000), wo R_2 wegen der sporadisch hohen Epidotgehalte und dem nur vereinzelten Auftreten von Staurolith im Durchschnitt recht hohe Werte annimmt. Die weitgehende Übereinstimmung der Schwermineralverhältnisse (R_1 und R_2) aus der oberen UMM mit denen der unteren UMM zeigt, dass die Schwermineralhäufigkeiten aus der UMM keine wesentliche stratigraphische Information liefern.

Ausser beim Rechtswert 670.000, wo die Gehalte von Spinell, Zirkon, Apatit, Turmalin und Epidot schlagartig ändern, ist die Grenze der Schwermineralprovinzen wegen der grossen Variablenzahl weder aus den Mittelwerten (Fig. 11) noch aus den Verhältnissen (Fig. 12) optimal ersichtlich. Figur 13 zeigt die Resultate der Cox-Brandwoodschen Diskriminanzanalyse, welche basierend auf Daten aus der oberen UMM gerechnet wurde.

Hierbei ist die von FÜCHTBAUER (1964) publizierte Probe 84B, welche keinen Staurolith führt, nicht in die Analyse miteinbezogen. Da alle übrigen Spektren dieser Region relativ staurolithreich sind, würde die Probe 84B angesichts des geringen Stichprobenumfanges das Ergebnis empfindlich verfälschen.

Im Gegensatz zu den optimierten Verhältnissen, wo insgesamt nur 43% der gesamten Varianz erklärt wird, kann bei der Cox-Brandwoodschen Diskriminanzanalyse die Gesamtinformation der multivariaten Schwermineraldaten berücksichtigt werden.

Das der Cox-Brandwoodschen Diskriminanzanalyse zugrundeliegende Modell geht von ideal gemischten Urnen aus. Eine solche Urne ist mit einer grossen Anzahl von verschiedenfarbigen Kugeln gefüllt. Wir können nun einer solchen Urne eine Stichprobe von z. B. 10 Kugeln entnehmen. Die Wahrscheinlichkeit, dass davon z. B. 5 blau, 3 rot und 2 gelb sind, kann mit der sogenannten «Multinomialverteilung» berechnet werden. Cox & BRANDWOOD (1959) betrachten nun zwei solcher Urnen π_0 und π_1, welche sich randlich überlappen. Wir haben dann drei Kugelpopulationen: a) eine reine Population aus π_0, b) eine sich in der Zusammensetzung ändernde Mischpopulation zwischen π_0 und π_1 sowie c) eine reine Population aus π_1.

Cox & Brandwood (1959) konnten zeigen, dass jede Stichprobe aus der Mischpopulation zwischen π_0 und π_1 Realisierung einer Multinomialverteilung ist. Die Parameter γ_j derselben können aus den Parametern α_j und β_j der Multinomialverteilungen von π_0 und π_1 sowie aus einer Grösse λ berechnet werden, nämlich

$$\gamma_j = \frac{\alpha_j^{1-\lambda} \beta_j^{\lambda}}{\sum_{j=1}^{q} \alpha_j^{1-\lambda} \beta_j^{\lambda}} .$$

Bei kontinuierlichen Übergängen bezeichnet λ hierbei den «Ort» der Stichprobenentnahme. Weil nach Cox & Brandwood (1959) gleiche Werte von λ, auch bei nicht kontinuierlichen Übergängen, identische Multinomalverteilungen implizieren, kann gezeigt werden: Je unterschiedlicher die Werte der λ zweier Stichproben sind, um so grösser ist der Unterschied in deren erwarteten Zusammensetzung. Nach Cox & Brandwood (1959) kann diese Grösse λ aus einer einzigen Stichproben von k_i-Kugeln geschätzt werden (i = Stichprobenindex). Hierbei ist der sogenannte «Score» (s_i),

$$s_i = \frac{1}{k_i} \sum_{j=1}^{q} x_{ji} \log (\alpha_j/\beta_j),$$

eine geeignete Schätzstatistik (suffizient, $\phi(\lambda)$ – unverfälscht) für λ. x_{ji} ist die Anzahl der Kugeln von der j-ten Farbe

in der i-ten Stichprobe. α_j und β_j sind die Wahrscheinlichkeiten, eine Kugel der j-ten Farbe aus der Urne π_0 bzw. π_1 zu ziehen. In der Praxis haben wir jedoch keine A-priori-Kenntnis von α_j und β_j. Wir müssen daher dieselben Parameter durch die «maximum-likelihood»-Schätzer $\hat{\alpha}_j$ und $\hat{\beta}_j$ ersetzen. Die mathematisch-statistischen Konsequenzen eines solchen Ersatzes wurden von Cox & Brandwood (1959) diskutiert. Da wir die Cox-Brandwoodsche Diskriminanzanalyse ausschliesslich deskriptiv verwenden (ohne Angabe von Vertrauensintervallen), sind diese theoretischen Ausführungen für unsere Zwecke nicht relevant.

Es dürfte einleuchten, dass das Cox-Brandwoodsche multinomiale Urnenmodell für die statistische Analyse von Schwermineralkornzahlen günstige Eigenschaften hat. Die Schwermineralspektren zweier möglicherweise randlich sich verfingernder Schüttungsfächer können durchaus mit dem idealisierten Modell zweier sich randlich überlappender Urnen, welche mit verschiedenfarbigen Kugeln gefüllt sind, approximiert werden.

Hierbei müssen nur die beiden Randpopulationen π_0 und π_1 (Kreise und Dreiecke in Fig. 13) vorgegeben werden. Die Grenze zwischen π_0 und π_1 lässt sich in der Mischpopulation (Kreuze in Fig. 13) festlegen und muss, im Gegensatz zu anderen diskriminierenden Verfahren, nicht vorausgesetzt werden.

Die «Cox-Brandwood scores» (s_i), welche bei ähnlichen Werten ähnliche Schwermineralspektren dokumentieren, zeigen zwei recht schlagartige Änderungen der mittleren Schwermineralzusammensetzungen bei den Rechtswerten 670.000 und 795.000 an

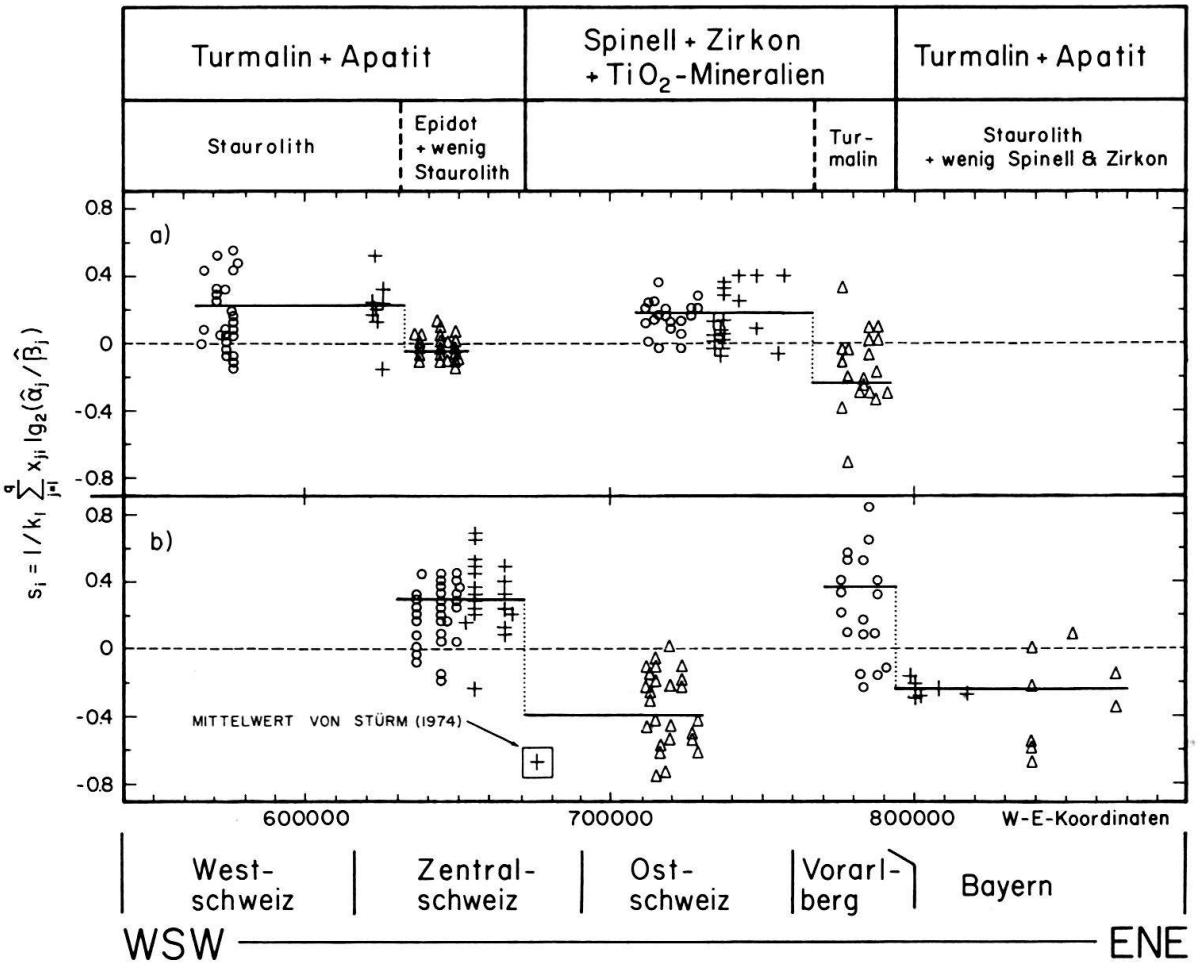


Fig. 13. Cox-Brandwood-Diskriminanzanalyse: Rechtswerte des schweizerischen Koordinatennetzes vs. «Cox-Brandwood scores» (s_i). a: Graduelle Übergänge, b: scharf abgegrenzte Übergänge.

(Fig. 13b). Der Umschlag beim Rechtswert 670.000 kommt dadurch zustande, dass der Zirkon- und Spinellgehalt gegen Osten extrem zunimmt, während die Apatit- und Turmalingehalte abnehmen. Die vorerst geringen Anteile an TiO_2-Mineralien dürften hierbei auf einen Verdünnungseffekt durch die hohen Spinell- und Zirkongehalte zurückzuführen sein. Beim Rechtswert 795.000 kommt der deutliche Umschlag durch die starke Abnahme von Spinell, Zirkon und TiO_2-Mineralien bei gleichzeitiger Zunahme von Apatit und Turmalin zustande.

Bei den Rechtswerten 630.000 und 770.000 dokumentieren die «Cox-Brandwood scores» (s_i) zwei eher graduelle Änderungen der Schwermineralspektren (Fig. 13a). Die Spektren der Westschweiz (Kreise) und der Thunersee-Region (Kreuze) führen teilweise recht viel Staurolith (5–28%). Die «Cox-Brandwood scores» dieser staurolithreichen Proben streuen um 0,4. Die übrigen, an Staurolith ärmeren Proben (0–3%) streuen um Null, d.h. sie unterscheiden sich nur unwesentlich von denjenigen des Entlebuchs (Dreiecke). Dies erklärt die starke Überlappung der «Cox-Brandwood scores» (s_i) westlich und östlich vom Rechtswert 630.000. Die Spektren Vorarlbergs unterscheiden sich im Mittel vor allem durch den eher höheren Turmalingehalt bei gleichzeitig geringerem Spinell- und Zirkongehalt von den Spektren der Ostschweiz. Auf diesen geringen Unterschied ist das weitgehende Überlappen der «Cox-Brandwood scores» westlich und östlich vom Rechtswert 770.000 zurückzuführen.

7.4 Instabile Schwermineralien

Wie aus Tabelle 2 hervorgeht, sind instabile Schwermineralien in der UMM durchschnittlich nur als Akzessorien vertreten. Einzig Pyroxene können westlich vom Thunersee lokal in recht hohen Gehalten nachgewiesen werden. An der Goldegg und am Jordisboden (Fig. 3) treten zwischen pyroxenfreien Proben vereinzelt solche mit recht hohen Pyroxen-Gehalten (bis 23%) auf.

Nach FÜCHTBAUER (1967) sind diagenetische Veränderungen in der Alpenmolasse wegen früher karbonatischer Zementierung gering. Eine Pilotstudie anhand von 17 mit Hilfe von Kathodenlumineszenz untersuchten Dünnschliffen (DIEM 1986) hat gezeigt, dass die Annahme von FÜCHTBAUER (1967) für weite Gebiete in der UMM nicht zutreffen kann. Lösung von instabilen Mineralien mit anschliessender Kornrotation und Kataklase sowie signifikante Drucklösung vor der Karbonat-Zementierung sind ein weitverbreitetes Phänomen.

Aus diesem Grunde wird das lokal gehäufte Auftreten von Pyroxen an der Goldegg und am Jordisboden eher auf für die UMM aussergewöhnliche Erhaltungsverhältnisse zurückzuführen sein als auf eine lokale Sedimentquelle.

7.5 Die Herkunft der Schwermineralien

Die ultrastabile Assoziation Spinell, Zirkon und TiO_2-Mineralien, welche die UMM zwischen dem Rigi und Vorarlberg charakterisiert, dürfte wohl sedimentären Ursprung sein. Als wahrscheinliche Quelle bietet sich hier der in den Geröllen der basalen USM nachgewiesene spinellreiche präalpine Flysch an (STÜRM 1974; vgl. auch GASSER 1966, 1967).

Tabelle 4: *Verzeichnis der Lokalitäten. Schweizerischer und vorarlbergischer Anteil (S): Landeskarten der Schweiz im Maßstab 1:25000 und 1:50000. Bayerischer Anteil (D): topographische Karten des Bayerischen Landesvermessungsamtes im Maßstab 1:50000.*

PROFIL	FIGUREN	LOKALITÄTS-NUMMERN (Fig. 10 & 14)	TOPOGRAPHISCHES KARTENBLATT	KOORDINATEN (Rechtswert/Hochwert)	LITERATUR
Sionge bei Vuippens	2,7a,10,14	1	1225 Gruyères 1:25000	S-572420/167550	Mornod (1949), Fasel (1981), Weidmann et al. (1982)
Ruisseau de Ruz	10,14	2	1225 Gruyères 1:25000	S-575720/169420	Mornod (1949), Homewood (1978)
Goldegg	2,3,6	-	1207 Thun 1:25000	S-604150/177220	Blau (1966)
Jordisboden	2,3,6	-	1207 Thun 1:25000	S-602930/177330	Blau (1966)
Ralligen	10,14	3	1208 Beatenberg 1:25000	S-622190/173230	Scherer (1966)
Gersterngraben	2,3,6	-	1208 Beatenberg 1:25000	S-622200/175570 bis 622750/175300	Scherer (1966)
Horrenbach	2,3,6	-	1208 Beatenberg 1:25000	S-625700/177970	Scherer (1966)
Rüeggershubel	4c	-	1208 Beatenberg 1:25000	S-624200/176600	Scherer (1966)
Marbach (Steiglenbach)	2,8a,10,14	4	1188 Eggiwil 1:25000	S-636340/188720	Haus (1937)
Hellschwandbach	5a	-	1169 Schüpfheim 1:25000	S-642760/194050	Holliger (1955), Matter et al. (1980)
Matzenbach	3	-	1189 Sörenberg 1:25000	S-644250/193670 bis 644450/193600	Haus (1937), Holliger (1955)
Steinibach	3,5b	-	1169 Schüpfheim 1:25000	S-644350/195050 bis 644630/195100	Gasser (1968)
Spierbergwald	4b,5c	-	1189 Sörenberg 1:25000	S-643400/193330	Holliger (1955)
Flühli	4b,5d	-	1189 Sörenberg 1:25000	S-643870/192700 bis 643700/192400	Holliger (1955), Matter et al. (1980)
Büeltibach	2,3,4b	-	1169 Schüpfheim 1:25000	S-647450/198500 bis 647050/198900	Gasser (1968)
Aenggenlauenenbach	2,3,4b	-	1169 Schüpfheim 1:25000	S-647700/198100 bis 647670/197800	Gasser (1968)
Schwändili	2,10,14,15,16	5	1169 Schüpfheim 1:25000	S-651460/201370	Gasser (1968)
Schlumpfflue	2,10,14,15,16	6	1169 Schüpfheim 1:25000	S-654500/203820	
Rappenwald	15,16	-	1169 Schüpfheim 1:25000	S-654950/204400	
Bruedersrüti	15,16	-	1170 Alpnach 1:25000	S-656550/205100	Buxtorf et al. (1941), Diem (1981)
Schindlenmöser	2,10,14	7	1170 Alpnach 1:25000	S-657560/205550	Diem (1981)
Spitzenstöss	15,16	-	1170 Alpnach 1:25000	S-657940/205650	Buxtorf et al. (1941), Diem (1981)
Lindenwald	15,16	-	1170 Alpnach 1:25000	S-658850/206000	
Höchberg	15,16	-	1150 Luzern 1:25000	S-659930/206400	Buxtorf et al. (1941)
Ziegeleigrube Grisigen	2,10,14,15,16	8	1150 Luzern 1:25000	S-664900/206800	Matter et al. (1980)
Horwer-Steinbrüche	2,8b,10,14	9	1150 Luzern 1:25000	S-667270/206320 und 667350/206400	Kopp (1962)
Trepsenbach	2,7b,10,14	10	1133 Linthebene 1:25000	S-712460/221900	Frei (1979)
Laufhöhi	10,14	11	1133 Linthebene 1:25000	S-714800/222100	Frei (1979)
Rappenbach	10,14	12	1133 Linthebene 1:25000	S-723400/224840	Frei (1979)
Nesslau	10,14	13	1114 Nesslau 1:25000	S-733930/231240	Frei (1979)
Rietbad-Tobel	2	-	1114 Nesslau 1:25000	S-736200/233700	Habicht (1945), Frei (1979)
Friesenwald	2,8c	-	1114 Nesslau 1:25000	S-736120/233180	Habicht (1945)
Schwarzach (Steinbruch)	2,7c,10,14	14	218 Bregenz 1:50000	S-777200/257400	Oberhauser et al. (1979)
Schmiedenbach bei Egg	2,3,6	-	218 Bregenz 1:50000	S-786350/256050 bis 788100/255900	Muheim (1934)
Zängerlesberg bei Egg	2,3,6	-	218 Bregenz 1:50000	S-789250/256500	Muheim (1934)
Bregenzer Ach	10,14	15	218 Bregenz 1:50000	S-782850/260350	Muheim (1934)
Subersach	Text	-	218 Bregenz 1:50000	S-791850/257350	Muheim (1934)
Bolgenach	10,14	16	218 Bregenz 1:50000	S-788600/261250	Muheim (1934), Resch et al. (1979)
Wilhelmine Alpe	2	-	L8526 Immenstadt 1:50000	D-^{35}86100/^{52}60300	Fischer (1966)
Kammeregg (Steinbruch)	2	17	L8526 Immenstadt 1:50000	D-^{35}98450/^{52}71100	Schwerd (1978), Reineck & Schwerd (1985)
Pfaffeneck-Halblech	2,3,6	18	L8330 Peiting 1:50000	D-^{44}09400/^{52}79100 - ^{52}80000	Kuhnert & Ohm (1974)
Ammer (Altenau-Kammerl)	2,3,6,7,10,14	19	L8330 Peiting 1:50000	D-^{44}24500/^{52}79900 - ^{44}24000/^{52}80900	Zeil (1954), Zöbelein (1962), Fischer (1979), Höfle & Kuhnert (1969)
Ammer (Echelsbach)	10,14	19	L8330 Peiting 1:50000	D-^{44}23200/^{52}85950	Höfle & Kuhnert (1969)

Das vermehrte Auftreten von Turmalin und Apatit in den westlichen und östlichen Regionen des Untersuchungsgebietes ist schwieriger interpretierbar. Während im Entlebuch aufgrund von Gassers schwermineralpetrographischen Geröllanalysen eine Herkunft des Turmalins und Apatits aus spinellarmen ultrahelvetischen Flyschen als gesichert gelten darf, ist die Ursache der relativen Turmalin-Apatit-Vormacht in der Westschweiz und in Bayern weitgehend unbekannt. Ebenfalls Schwierigkeiten bietet die Beheimatung des Stauroliths. Während dieser in der UMM Bayerns aus dem ostalpinen Ötztal-Altkristallin bezogen werden kann (FÜCHTBAUER 1964), fehlt in der Westschweiz ein heute noch anstehendes, vom paläotektonischen Konzept her mögliches Heimatgestein. MAURER (1983), welcher dieses Problem im Detail diskutiert hat, beheimatet den Staurolith in einem heute erodierten ostalpinen Altkristallin.

7.6 Schüttungen und Schüttungskomplexe

Sowohl die Schwermineralien wie auch die Strömungsindikatoren und Wellenrippelmarken (Fig. 6) dokumentieren, dass sich die Schüttungszentren während der Ablagerung der gesamten UMM wenig verändert haben. Diese Tatsache zeigt uns, dass die Paläo-Schüttungsverhältnisse, welche in der gut aufgeschlossenen regressiven UMM-Küstenfazies aufgezeichnet wurden, im generellen gesehen für die ganze UMM-Sedimentation repräsentativ sind.

Westlich vom Vierwaldstättersee finden wir eine Schwermineralprovinz, welche sich durch einen erhöhten Gehalt an Turmalin und Apatit vom benachbarten «zentralen» Schüttungsbereich abgrenzt. Während wir im westlichen Anteil dieses durch Apatit und Turmalin charakterisierten Abschnittes recht viel Staurolith vorfinden, fehlt dieser im Entlebuch weitgehend. Dafür können wir vereinzelt recht hohe Epidotgehalte beobachten. Der durch das umgekehrte Verhalten von Staurolith und Epidot charakterisierte Umschlag der Paläoschüttungsverhältnisse manifestiert sich paläogeographisch durch eine in den Wellenrippelmarken aufgezeichnete Bucht (Marbacher Bucht). Das Gebiet westlich der Marbacher Bucht wird in der vorliegenden Arbeit zum Einzugsbereich der «Vaulruz-Schüttung» gerechnet. Die gegen Osten anschliessende Schüttung, welche durch eine in den Wellenrippelmarken aufgezeichnete ehemalige Schüttungszunge dokumentiert ist, wird mit «Beichlen-Schüttung» bezeichnet (Fig. 6).

Am Vierwaldstättersee widerspiegeln die Wellenrippelmarken wiederum eine ehemalige Bucht (Horwer Bucht). Gleichenorts ändert das Schwermineralspektrum ganz beträchtlich zu einer durch Spinell, Zirkon und TiO_2-Mineralien charakterisierten Schwermineralprovinz. Diese Schwermineralprovinz, die bis nach Vorarlberg reicht und welche wahrscheinlich aus mehreren Schüttungszentren besteht, wird hier «Rigi–Speer–Hochgrat-Schüttungskomplex» genannt.

Das Einsetzen der Nesselburg-Schüttung (FÜCHTBAUER 1964) manifestiert sich durch das erneut häufig auftretende «Leitmineral» Staurolith und durch eine Apatit-Turmalin-Vormacht in den Schwermineralspektren. Interessanterweise kommt das Einsetzen der Nesselburg-Schüttung, welches sedimentpetrographisch gut definiert ist, in den Paläoküstenlinien nicht zum Ausdruck. Dieses könnte möglicherweise mit dem verhältnismässig starken relativen Meeresspiegelanstieg in diesem Gebiet (vgl. Abschnitt 7.2) und dem dadurch verursachten langsameren Küstenvorbau zusammenhängen.

8. Relative Meeresspiegelschwankungen

8.1 Paläowassertiefen aus Wellenrippeln

In steilen, trochoidalen Wellenrippelmarken, welche in der oberen UMM verbreitet sind, finden wir neben dem ehemaligen Wellenklima die Paläowassertiefen aufgezeichnet. Nach der Methode von DIEM (1985) lässt sich anhand solcher Wellenrippelmarken in allgemeinen Fällen nur eine maximal mögliche Paläowassertiefe (h_{max}) abschätzen. Für Wellenrippelmarken aus Sturmablagerungen erhalten wir eine bessere Schätzung. Hier zeichnen die Wellenrippelmarken in erster Näherung ungefähr die Wassertiefe zu demjenigen Zeitpunkt auf, wo bei abklingender Sturmenergie die Bodengeschwindigkeit der oszillierenden Wasserteilchen noch gerade ausreichte, um Sediment zu transportieren.

8.2 Genereller Trend

Aus Wellenrippelmarken berechnete Paläowassertiefen sind ausgezeichnete Indikatoren für relative Meeresspiegelschwankungen (relativ zum Untergrund). Eine Regression, wie sie in der oberen UMM aufgezeichnet ist, resultiert nicht notwendigerweise von einem relativen Fallen des Meeresspiegels. Vorausgesetzt, dass die Sedimentationsrate hoch genug ist, kann ein Meeresrückzug auch bei relativem Ansteigen des Meeresspiegels, welches sowohl durch Beckensubsidenz als auch durch eustatischen Meeresspiegelanstieg verursacht werden kann, erfolgen (CURRAY 1964).

Bisher wurde die Regression der UMM oft als Resultat eines relativen Fallens des Meeresspiegels interpretiert (HAGN 1981; LEMCKE 1983, 1984). Östlich des Rheins und westlich des Thunersees kann dieses Modell jedoch keine befriedigende Erklärung für die grossen Mächtigkeiten (35–60 m) jener litoralen Sedimente geben, welche in den einzelnen Profilen zwischen den stratigraphisch tiefsten Wellenrippelmarken (Sturmwellenbasis) und den obersten marinen Sedimenten auftreten (vgl. auch REINECK & SCHWERD 1985). Wenn der Meeresspiegel tatsächlich relativ zum Untergrund gefallen wäre, dann sollte die Mächtigkeit jener litoralen Sedimente die minimal mögliche Wassertiefe für die Sturmwellenbasis angeben. Dieser Logik entsprechend, müssten wir im UMM-Meer Sturmwellen gehabt haben, welche feinkörnige Sedimente bis in eine Tiefe von 60 m umlagerten.

Solche tiefen Sturmwellenbasen, welche auf kontinentalen Schelfen vorkommen können (KOMAR et al. 1972), sind in einem schmalen Ablagerungsbecken wie dem der UMM sehr unwahrscheinlich.

Mit Hilfe von Wellenrippelmarken konnten in 10 Profilen zwischen der Zentralschweiz und Oberbayern maximal mögliche Wassertiefen (h_{max}) berechnet werden. In der Westschweiz sind die Korngrössen der vorgefundenen Wellenrippelmarken für eine Tiefenabschätzung zu gering (vgl. Abschnitt 6.5). Zusätzlich zu den Wellenrippelwassertiefen wurde in jedem der 10 Profile die Mächtigkeit (x) zwischen den vermessenen Wellenrippeloberflächen und den obersten marinen oder lagunären Sedimenten bestimmt. In Figur 14 sind die Verhältnisse x/h_{max} dargestellt. Diese zeigen deutlich, dass im östlichen Entlebuch (bei km 90–100) und östlich des Rheins die Mächtigkeit (x) bis zu dreimal grösser ist als die maximal mögliche Wassertiefe (h_{max}). Dieses Resultat kann nur dadurch erklärt werden, dass in diesen Regionen ein relativer Meeresspiegelanstieg während der UMM-Regression stattgefunden hat.

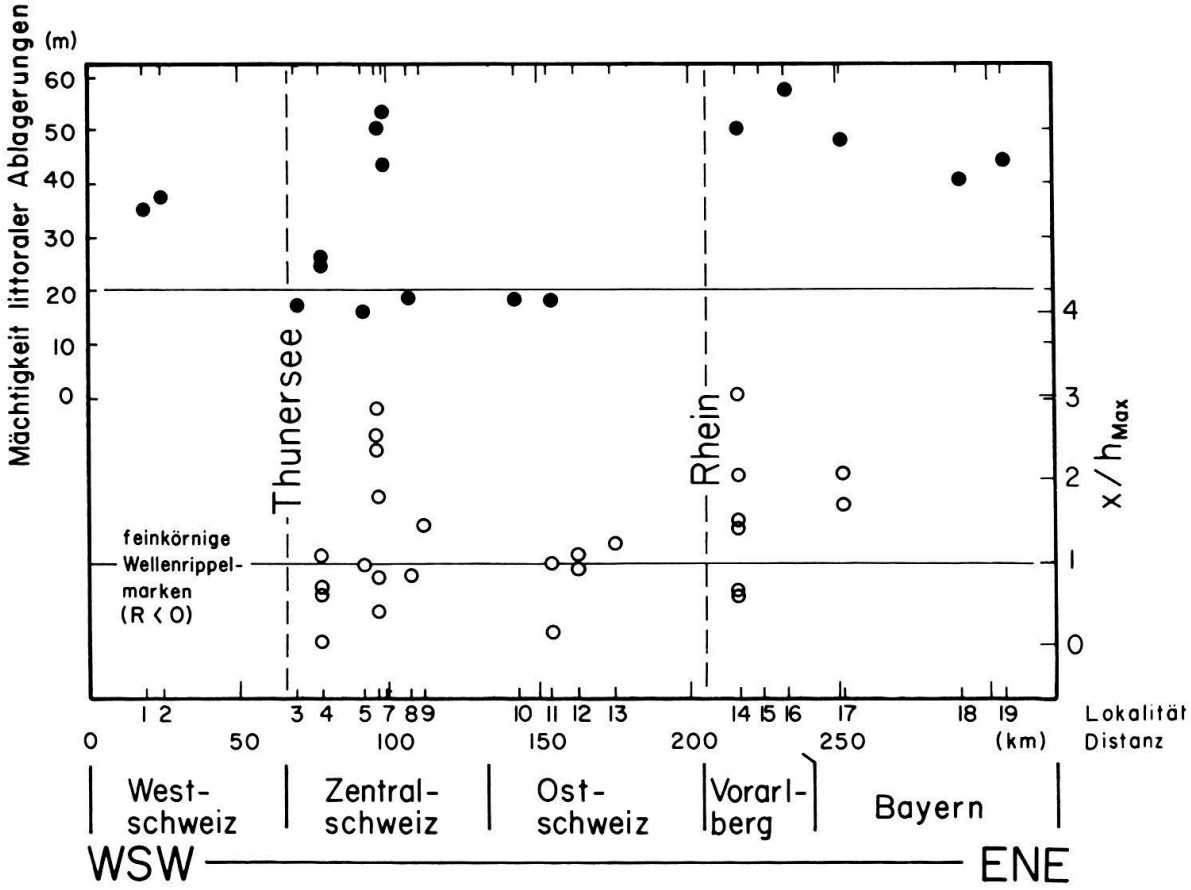


Fig. 14. Mächtigkeit der litoralen Ablagerungen (schwarze Punkte) und Verhältnis x/h_{max} (weisse Punkte). Hierbei ist x die Mächtigkeit der litoralen Ablagerungen zwischen den vermessenen Wellenrippeln und den obersten marinen Sedimenten, h_{max} ist die maximal mögliche Wassertiefe für die Bildung der Wellenrippelmarken. Die Lokalitäten sind in Tabelle 4 zusammengestellt.

Nach VAIL et al. (1977) hatten wir zur Zeit des untersten Chattiens einen weltweiten Meeresspiegeltiefstand. Aus diesem Grund ist es wahrscheinlich, dass das relative Ansteigen des Meeresspiegels, welches in der oberen UMM über eine grosse Strecke aufgezeichnet ist, auf eine Subsidenzrate zurückgeführt werden muss, die die Rate des eustatischen Meeresspiegelfallens bei weitem überwog.

8.3 Lokaler relativer Meeresspiegelanstieg im östlichen Entlebuch

Im östlichen Entlebuch, wo wir uns paläogeographisch nordöstlich von der Beichlenschüttungszunge befinden (Fig. 6), kann bei km 90–100 ein lokaler relativer Meeresspiegelanstieg nachgewiesen werden (Fig. 14). Die ehemalige Küste progradierte während dieses Meeresspiegelanstiegs nach Nordosten. In dieser Region, wo in verhältnismässig nahe beieinander liegenden Bachgräben mehrere Profile durch die regressive UMM-Küstenfazies aufgeschlossen sind (Fig. 15), kann die von der relativen Meeresspiegelschwankung abhängige Faziesentwicklung in Richtung des Meeresrückzuges studiert werden.

Bei Schwändili an der grossen Entlen (Fig. 15) findet man eine geringmächtige Abfolge von Sturmablagerungen, die von schräggeschichteten Sandsteinen vermutlich teils fluviatilen Ursprungs überlagert wird. Diese Sequenz, bei welcher einerseits die Sturmab-

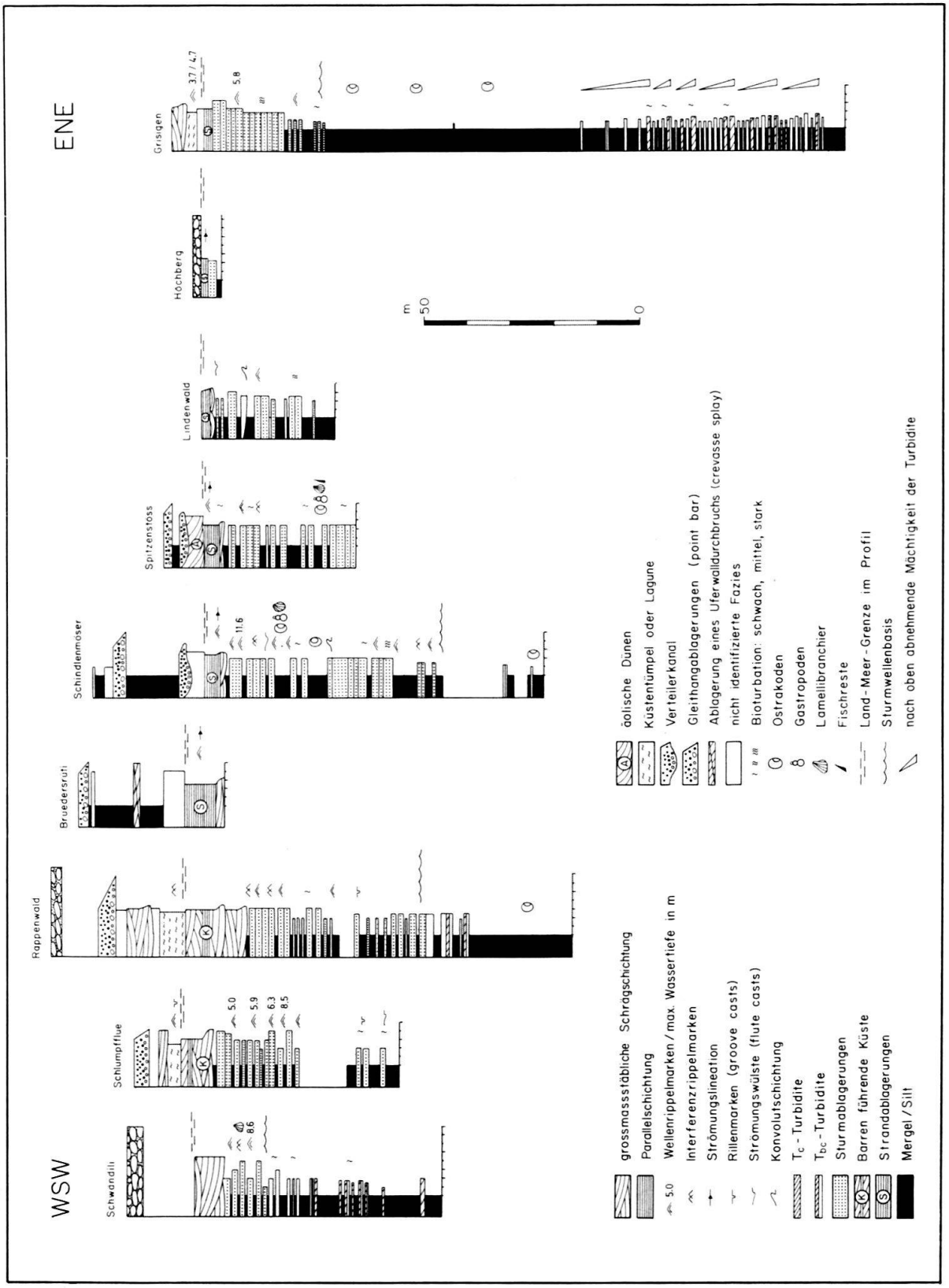


Fig. 15. Interpretative, schematisierte Profile durch die obere UMM im östlichen Entlebuch. Die Koordinaten der Lokalitäten sind in Tabelle 4 aufgeführt. Die Lage der Profile ist ferner im Faziesprofil (Fig. 16) eingezeichnet.

lagerungen geringmächtig entwickelt sind und wo andererseits die parallel geschichteten Strandsedimente erodiert wurden, widerspiegelt ein relatives Fallen des Meeresspiegels.

Gegen Osten ändern sich die Verhältnisse schnell. Bereits an der Chridegg (Fig. 15, Schlumpfflue, Rappenwald) steht eine mächtig entwickelte Abfolge von Sturmablagerungen an, welche von einer als fossile Barrenküste interpretierten Wechsellagerung von parallel laminierten und grossmaßstäblich schräggeschichteten Sandsteinen überlagert wird. Diese an der Chridegg mächtig entwickelten Küstenabfolgen sowie Paläotiefenberechnungen aus Wellenrippelmarken dokumentieren ein relatives Ansteigen des Meeresspiegels.

Folgen wir der regressiven UMM-Küstenfazies weiter nach Osten, dann finden wir am Nordabhang des Regenflühli (Fig. 15, Bruedersrüti–Spitzenstöss) immer noch eine mächtige Abfolge von Flachseeturbiditen und Sturmablagerungen. Diese wird hier von einer geringmächtigen Strandsequenz überlagert. Während im unteren Teil der Profile am Regenflühli noch ein steigender relativer Meeresspiegel aufgezeichnet ist, signalisiert die geringmächtige Strandsequenz bereits die Umkehr der relativen Meeresspiegelanhebung.

Weiter nach Osten finden wir zwischen dem Spitzenstöss und der Ziegeleigrube Grisigen generell geringmächtige Strandablagerungen, welche einen konstanten oder fallenden relativen Meeresspiegel widerspiegeln. In der Ziegeleigrube Gisigen (vgl. MATTER et al. 1980) beginnt die sedimentologische Abfolge an der Basis mit teils stark bioturbierten Flachseeturbiditen, deren Lebensspuren eine geringe Ablagerungstiefe dokumentieren (R. Goldring, schriftl. Mitt., 1984). Die Tatsache, dass Wellenrippelmarken fehlen, zeigt jedoch, dass die Ablagerung unter der Sturmwellenbasis erfolgt sein muss. Über diesen Flachseeturbiditen stehen ziemlich reine Tonmergel an, welche in allen übrigen Regionen des Untersuchungsgebietes für die tonige mittlere UMM charakteristisch sind und die ein eher tieferes Ablagerungsmilieu anzeigen. Die Ostrakoden-Faunen in diesen Tonmergeln, welche eine geringe Wassertiefe und schnell wechselnde Salinität dokumentieren sollen (MATTER et al. 1980), dürften wie anderswo (vgl. Abschnitt 4.2.1) durch Sturmprozesse lebend in grössere Tiefen transportiert worden sein. Diese Tonmergel werden von einer 25 m mächtigen, aus Flachseeturbiditen und Sturmablagerungen zusammengesetzten, nach oben grobkörniger werdenden Sequenz überlagert, welche in geringmächtigen Strandablagerungen ihren oberen Abschluss findet. Während der Übergang von den Flachseeturbiditen an der Basis des Grisigenprofils zu den überlagernden Tonmergeln vermutlich einen relativen Meeresspiegelanstieg anzeigt, dokumentiert die geringmächtige Abfolge von Küstensedimenten im Dach einen konstanten oder sinkenden relativen Meeresspiegel. Dieses Absinken des relativen Meeresspiegels ist hier auch durch Wellenrippelmarken aus Sturmablagerungen verifiziert.

Betrachten wir die laterale Entwicklung der Profile in Richtung der von WSW nach ENE, progradierenden UMM-Küste, dann stellen wir fest, dass die Aufzeichnung des relativen Meeresspiegelanstiegs, welcher an der Chridegg (Profile Schlumpfflue und Rappenwald) noch durch das gesamte Profil dokumentiert wird, nach ENE immer weiter gegen das Liegende rutscht. Am Nordabhang des Regenflühlis (Profile Bruedersrüti–Spitzenstöss) wird der relative Meeresspiegelanstieg nur noch durch eine mächtige Abfolge von Sturmablagerungen in den unteren Anteilen der Profile widerspiegelt. In den oberen Abschnitten kündigt sich in der geringmächtigen Strandsedimentation bereits das Ende des relativen Meeresspiegelanstiegs an. Noch weiter im ENE bei Grisigen, haben

wir den relativen Meeresspiegelanstieg 90 m unter den Strandsedimenten im Übergang zwischen den Flachseeturbiditen und reinen Tonmergeln aufgezeichnet.

Weil in den relativ gut aufgeschlossenen UMM-Sedimenten des östlichen Entlebuchs keine tektonischen Vertikalversätze beobachtbar sind (BUXTORF et al. 1941), mit welchen relative Meeresspiegelschwankungen erklärt werden können, muss der in den Profilen durch die regressive UMM-Küstenfazies aufgezeichnete relative Meeresspiegelanstieg isochron sein. Diese Isochrone, kombiniert mit der Tatsache, dass das Küstenprofil bei

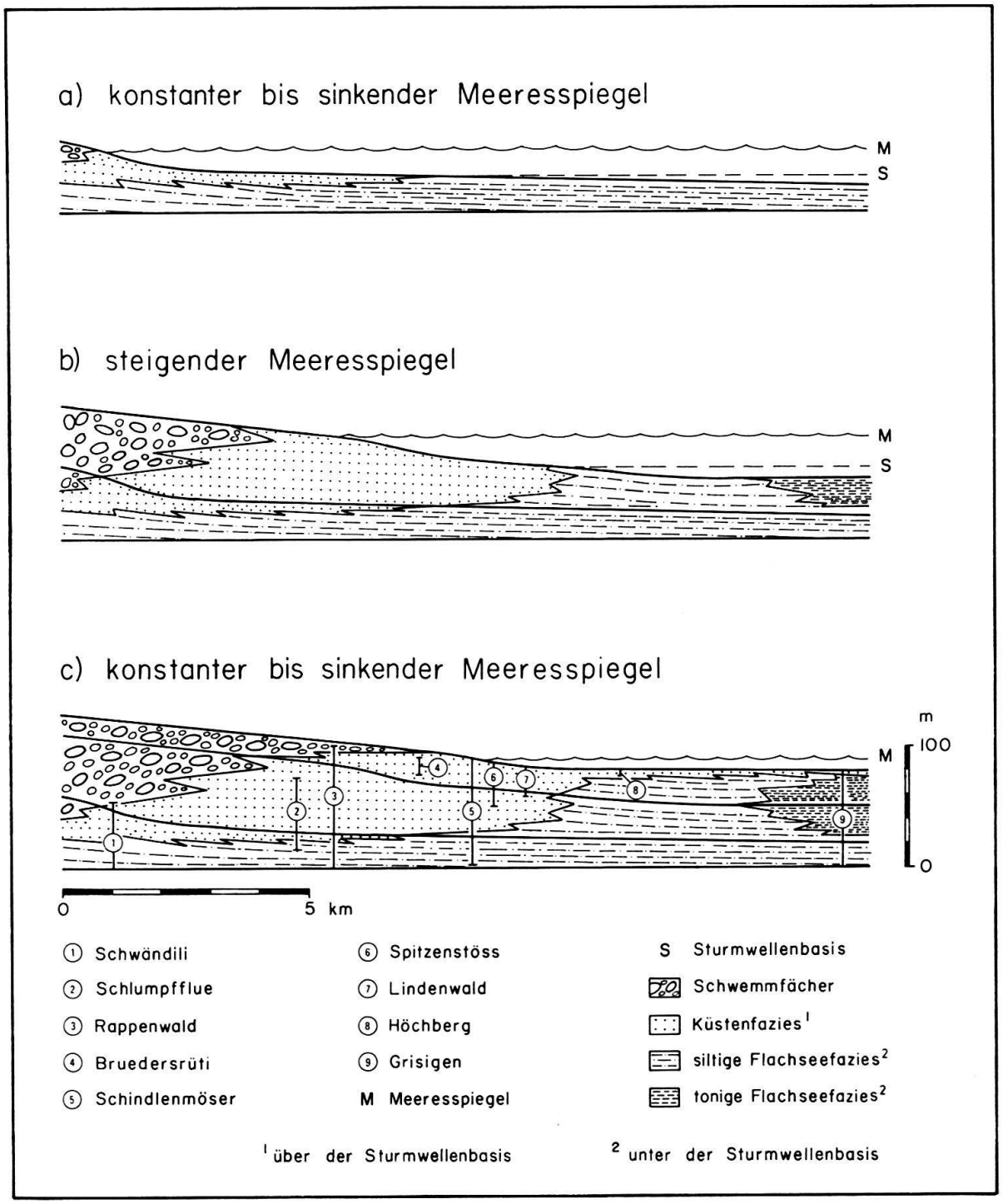


Fig. 16. Überhöhtes WSW–ENE-Faziesprofil durch das östliche Entlebuch und seine genetische Deutung.

steigendem relativem Meeresspiegel steiler ist als bei fallendem (SWIFT 1976), ermöglicht die Konstruktion eines überhöhten, von WSW nach ENE verlaufenden Faziesprofils durch die regressive UMM-Küstenfazies des östlichen Entlebuchs (Fig. 16).

Wir beobachten folgende Faziesentwicklung: Zur Zeit, wo die regressive UMM-Küstenfazies an der grossen Entlen abgelagert wurde, fiel der relative Meeresspiegel. Gleichzeitig kamen bei Grisigen knapp unter der Wellenbasis Flachseeturbidite zur Ablagerung (Fig. 16a). Später, bei der Sedimentation der Strandablagerungen an der Chridegg, steigt der relative Meeresspiegel. Bei Grisigen kommt es zu dieser Zeit wegen des steiler werdenden Küstenprofils zu einer tonigen Sedimentation in etwas tieferem Milieu (Fig. 16b). Bei weiter nach ENE fortschreitendem Rückzug des UMM-Meeres kommt es wiederum zu einem relativen Absinken des Meeresspiegels, wie dies in den Profilen östlich des Regenflühlis aufgezeichnet ist (Fig. 16c).

Da der relative Meeresspiegelanstieg im östlichen Entlebuch nicht durch synsedimentäre tektonische Vertikalbewegungen erklärt werden kann, muss dieser notwendigerweise von einer eustatischen Meeresspiegelschwankung herrühren. Die Tatsache, dass im älteren Oligozän ein weltweites Absinken des Meeresspiegels nachgewiesen werden kann (VAIL et al. 1977), ist hierbei kein Widerspruch. Denn in einem schnell subsidierenden Becken kann nämlich bereits eine Verzögerung des weltweiten Meeresspiegelfallens zu einem relativen Meeresspiegelanstieg führen.

9. Zusammenfassung und Diskussion

Die Sedimentation der unteren Meeresmolasse war zur Zeit des unteren Oligozäns durch wenig effiziente Turbiditfächer geprägt. Während diese Fächer in der Zentralschweiz nach Norden schütteten, finden wir östlich des Rheins einen beckenparallelen Transport vor. Bei Flühli (Zentralschweiz) sind die ältesten UMM-Sedimente durch Turbidite eines distalen Fächers charakterisiert. Gleichzeitig mit dieser distalen Turbiditfächer-Sedimentation muss es jedoch auch einen proximalen Fächeranteil im südlich gelegenen Rückland gegeben haben. Wie bereits von SIEGENTHALER (1974) postuliert, treten diese proximalen Anteile des Turbiditfächers sehr wahrscheinlich in den jüngeren Anteilen des Nordhelvetischen Flysches (Grès du Val d'Illiez oder Matt–Gruontaler Sandstein: VUAGNAT 1952) zutage.

Die basalen UMM-Turbidite (= untere UMM) werden von einer Tonmergelabfolge (= mittlere UMM) überlagert, bei welcher die nach dem Hangenden zunehmende vertikale Verwühlung eine abnehmende Wassertiefe anzeigt. Gegen oben leiten diese Tonmergel in eine regressive, durch Sturmumlagerung geprägte Küstenfazies über. Es liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit, dass tropische Zyklone (Hurrikane, Taifune) für die massive Sedimentumlagerung verantwortlich waren. Das UMM-Meer wurde zu dieser Zeit durch eine massive Sedimentzufuhr allmählich von Westen nach Osten zurückgedrängt (depositional regression). Mit Hilfe der Mächtigkeit litoraler Sedimente und der Wellenrippel-Paläowassertiefen kann ferner nachgewiesen werden, dass dieser Rückzug des UMM-Meeres von mehreren lokalen relativen Meeresspiegelanstiegen begleitet war. Die Tatsache, dass der Meeresspiegel während des älteren Oligozäns weltweit im Fallen begriffen war (VAIL et al. 1977), zeigt uns, dass die relativen Meeresspiegelanstiege auf eine verhältnismässig starke Subsidenz des Beckens zurückgeführt werden müssen.

LEMCKE (1983) hält Regression des UMM-Meeres durch Verdrängung mit gewaltigen Schuttmassen für unmöglich, weil dann, wie er ausführt, eine Transgression über die Nordküsten stattgefunden haben müsste. Eine solche Transgression hätte, falls die Subsidenzrate an den Nordküsten gleich gross gewesen wäre wie im Süden, auch tatsächlich stattgefunden. Nun verrät im Molassetrog aber gerade die Zunahme der Sedimentmächtigkeit gegen Süden, dass die Subsidenzrate im Norden wesentlich geringer war als im Süden. Wir können also durchaus im Süden bei starker Subsidenz ein Zurückdrängen des UMM-Meeres durch die Sedimentmassen gehabt haben, während der Küstenverlauf an der wenig subsidierenden Nordküste in etwa konstant blieb.

Der markante Unterschied in der totalen Subsidenz westlich und östlich des Thunersees sowie westlich und östlich des Rheins, dokumentiert durch die Mächtigkeit der litoralen Ablagerungen (Fig. 14), legt den Gedanken nahe, dass hier während des Oligozäns vermutlich tektonische Vertikalbewegungen stattgefunden haben, wobei die Gebiete westlich des Thunersees und östlich des Rheins gegenüber der «Zentralscholle» abgesunken sind. Es darf hierbei jedoch nicht übersehen werden, dass die nachgewiesenen relativen Meeresspiegelschwankungen westlich des Thunersees, auf der «Zentralscholle» und östlich des Rheins nicht isochron sind. Daher könnte es sich um relative Meeresspiegelanstiege handeln, welche zeitlich nacheinander, z. B. durch globale Meeresspiegelstillstände, erzeugt wurden. Denn in einem subsidierenden Becken wird ein weltweiter Meeresspiegelstillstand zu einem relativen Steigen des Meeresspiegels führen. Das Zusammentreffen der Wechsel im tektonischen Bild und in den relativen Meeresspiegelbewegungen lässt am Thunersee und am Rhein eine tektonische Ursache für den Trendumschlag als wahrscheinlich erscheinen.

Eine solche paläotektonische Vertikalbewegung ist für die Thunersee–Kandertal-Linie, deren Verlängerung gegen das Mittelland in eine «seismisch blinde Zone» mündet (CHENEVART 1978), Gegenstand aktueller Diskussionen. RYBACH et al. (1980) sind aufgrund seismischer Muster, der lithosphärischen Struktur, des Temperaturfeldes und rezenter Krustenbewegungen der Ansicht, dass das Rheingraben-Riftsystem möglicherweise unter der Molasse hindurch in die Alpen hineinzieht, wobei der Ostrand des Grabens mit dem Thunersee zusammenfällt. FERRAZZINI (1981) versucht das unterschiedliche tektonische Bild westlich und östlich der Thunersee–Kandertal-Linie dadurch zu erklären, dass während der Überschiebung der alpinen Decken vertikale tektonische Bewegungen gespielt haben, bei welchen der Westen gegenüber dem Osten um 300–700 m abgesenkt wurde.

Neben dieser von RYBACH et al. (1980) postulierten, eher unwahrscheinlichen «Rifting-Hypothese» kann auch ein zweiter Mechanismus für die Erklärung der unterschiedlichen Subsidenzraten herangezogen werden. Da strukturelle Untersuchungen der Präalpen (PLANCHEREL 1979) Krustenaufschiebungen (HSÜ 1979) oder möglicherweise eine A-Subduktion nördlich der Alpen (BALLY & OLDOW 1984) als wahrscheinlich erscheinen lassen, ist es nämlich durchaus denkbar, dass während des älteren Oligozäns ein regional unterschiedliches Gewicht der frühen alpinen Decken zu von Region zu Region verschiedener Krustenauflast (supracrustal loading) und damit zu unterschiedlicher Beckensubsidenz geführt hat.

Wie schon erwähnt, dokumentiert die Mächtigkeit tertiärer Sedimente, welche im Molassebecken von Norden nach Süden zunimmt, dass die Beckensubsidenz im Süden wesentlich stärker gewesen ist als im Norden. Diese starke Subsidenz des südlichen

Molassebeckens dürfte vorwiegend durch die Auflast alpiner Decken verursacht worden sein. Wie gross die Unterschiede in dieser Deckenauflast während des Oligozäns waren, wird durch die während der Oberkreide und des Paläogens überschobenen Massen ostalpiner Decken (JANOSCHEK & MATURA 1980) widerspiegelt. Der Vergleich der mächtig entwickelten, ostalpinen Decken in Österreich mit den verhältnismässig geringen Massen von anstehenden und umgelagerten ostalpinen Sedimenten in der Zentral- und Ostschweiz zeigt, dass östlich des Rheins eine wesentlich höhere Deckenauflast zu erhöhter Subsidenz geführt haben muss.

Es stellt sich nun die Frage, inwieweit der im älteren Oligozän nachgewiesene Unterschied in der Beckensubsidenz westlich und östlich des Thunersees nicht auch durch unterschiedliche Deckenauflast erklärt werden kann. Dass wir auch westlich des Thunersees eine erhöhte Deckenauflast gehabt haben könnten, dafür spricht die Tatsache, dass vermutlich wie in Vorarlberg und Bayern einst grössere ostalpine Massen vorhanden waren, welche heute abgetragen sind. In der Westschweiz finden wir in der Dent-Blanche-Decke noch heute ein mächtiges, unterostalpines Stockwerk erhalten. Ferner weist der in der Westschweiz auftretende Staurolith darauf hin, dass hier während des Oligozäns möglicherweise ein ostalpines Altkristallin abgetragen wurde (MAURER 1983). Im weiteren spricht die auffällige Symmetrie der Schwermineralprovinzen für eine gewisse Ähnlichkeit der Sedimente, welche östlich des Rheins und westlich des Thunersees ins untere Molassemeer geschüttet wurden.

Man könnte allerdings einwenden, dass in der Zentral- und Ostschweizer Region über und hinter den UMM-Küstensedimenten mächtig entwickelte, konglomeratische Schwemmfächer beobachtet werden können (vgl. Fig. 16) und dass solche in der eher sandig entwickelten UMM-Küstenfazies der Westschweiz fehlen würden. Somit hätten wir in der Westschweiz eine eher geringere Abtragung des Hinterlandes, was ein Widerspruch wäre. Man darf sich hier nicht täuschen lassen. Tatsache ist, dass die Westschweizer UMM-Küste trotz einem beträchtlichen relativen Meeresspiegelanstieg nach Osten progradiert ist. Ein solcher Vorbau der Küste bei steigendem Meeresspiegel ist nur bei enorm grosser Sedimentzufuhr möglich. Der Umstand, dass wir in der Westschweiz relativ feinkörnige UMM-Sedimente vorfinden, ist sehr wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass wir hier wesentlich distalere Anteile der ehemaligen Küste vorfinden als in den übrigen Regionen des Untersuchungsgebietes. Bei einer derartig effizienten Materialzufuhr, welche eine distale Küste progradieren lässt, obwohl der Meeresspiegel relativ ansteigt, muss es im Hinterland konglomeratische Schwemmfächer gegeben haben, welche heute irgendwo in der Tiefe unter den alpinen Decken der Westschweiz begraben sind.

Verdankungen

Ich möchte ganz besonders den Herren Prof. A. Matter, Dr. P. Homewood und Dr. M. Weidmann danken für die kritische Durchsicht des Manuskripts, für Feldbegehungen und für viele wertvolle Hinweise, von welchen die vorliegende Arbeit wesentlich profitierte. H. Haas, welche einen Grossteil der Laborarbeiten und der elektronischen Datenerfassung durchgeführt hat, möchte ich ebenfalls herzlich danken. Die Studie ist ein Teil meiner Dissertation, die von Prof. A. Matter betreut und von den Nationalfondsprojekten 2.242-0.79 sowie 2.415-0.82 finanziert wurde. Herzlichen Dank aussprechen möchte ich ferner Dr. M. Toumarkine für die Bestimmung der planktonischen Foraminiferen, Dr. B. Engesser und Dr. A. Mayo für das Überlassen ihrer ersten Säugerresultate aus der UMM der Ostschweiz, Dr. R. Goldring für die Feldbegehung und die Durchsicht der Spurenfossilien sowie Dr. G. Carbonnel für die Bestimmung der Ostrakoden. Vielen Dank gebührt auch Dr. H. Maurer und Dr. M

Mange für das Auszählen der Schwermineralproben und für viele Diskussionen, welche wesentlich zur Interpretation derselben beigetragen haben. Dr. F. Breitschmid, Dr. S. Burley, Dr. K. Ramseyer, Dr. P. Heitzmann, Dr. R. Oberhänsli, B. Keller, D. Rigassi, P. Zwahlen, A. Pilloud, B. Hammer, J. P. Benkert und B. Meylan sei ebenfalls für manche hilfreiche und anregende Diskussion gedankt. Vielen Dank möchte ich auch R. Gubler und K. Mürner für das geduldige Abtippen der verschiedenen Versionen des Manuskripts aussprechen.

Anhang

Berechnung optimaler Schwermineralverhältnisse aus Hauptkomponenten

Schwermineralverhältnisse sind, da sie von keiner willkürlich gewählten 100%-Basis abhängen, für das Studium regionaler Trends oft geeigneter als Prozentdaten. Ein solches Verhältnis könnte lauten:

$$\frac{\sum\limits_{j \in A} x_{ji}}{\sum\limits_{j \in B} x_{ji}}, \quad A \cap B = \{\ \}\,. \tag{1}$$

Hierbei ist x_{ji} die Anzahl der Schwermineralkörner der j-ten Spezies in der i-ten Probe. A und B sind disjunkte Indexmengen von j. Das Verhältnis (1) sei durch das Beispiel

$$\frac{\text{Epidot + Titanit}}{\text{Apatit}}$$

veranschaulicht. Wenn in diesem Verhältnis der Titanit gegenüber dem Epidot stark zurücktritt, wie dies in Molasseproben meist der Fall ist, dann gilt

$$\frac{\text{Epidot + Titanit}}{\text{Apatit}} \simeq \frac{\text{Epidot}}{\text{Apatit}}.$$

Sollen Schwermineralien mit geringeren prozentualen Anteilen ebenfalls berücksichtigt werden, dann müssten die Schwermineralien entsprechend ihren mittleren Prozentgehalten gewichtet werden. Das gewichtete Verhältnis

$$\frac{\text{Epidot + 10 Titanit}}{\text{Apatit}}$$

dürfte unter diesen Umständen sinnvoller sein. Allgemein lässt sich ein solches gewichtetes Verhältnis (R_i) wie folgt schreiben:

$$R_i = \frac{\sum\limits_{j \in A} |a_j|\, x_{ji}}{\sum\limits_{j \in B} |a_j|\, x_{ji}} = \frac{\sum\limits_{j \in A} |a_j|\, p_{ji}}{\sum\limits_{j \in B} |a_j|\, p_{ji}}, \quad A \cap B = \{\ \}\,. \tag{2}$$

$|a_j|$ ist hierbei der Gewichtungskoeffizient des j-ten Schwerminerals. p_{ji} ist die relative Häufigkeit des j-ten Schwerminerals in der i-ten Probe. In der Regel hat man keine A-priori-Kenntnis von günstigen Verhältnissen (2). Selbst wenn aufgrund von geologischen Überlegungen ein begründbares Verhältnis (2) gefunden werden kann, weiss man nichts über dessen Güte. Es könnte in einem solchen Fall durchaus zutreffen, dass lediglich 5% der Gesamtinformation ausgeschöpft werden und die restlichen 95% verlorengehen. Deshalb müssen optimale Verhältnisse mit Hilfe mathematisch-statistischer Methoden aus dem Datenmaterial ermittelt werden. Da optimale Verhältnisse möglichst unterschiedliche Werte (R_i) liefern sollten, wäre der natürlichste Ansatz, die Varianz von log (R_i) unter der Randbedingung

$$\sum_{j \in A \cup B} |a_j| = 1$$

zu maximieren. Da für dieses nichtlineare Problem vermutlich keine exakte Lösung ermittelt werden kann, wurde in der vorliegenden Arbeit eine lineare Näherung verwendet. Man beachte hierbei, dass die Varianz von log (R_i) nur dann maximiert wird, wenn der Dividend und der Divisor von (2) negativ korrelieren. Analog verhält sich die Varianz der Differenz

$$\sum_{j \in A} |a_j|\, p_{ji} - \sum_{j \in B} |a_j|\, p_{ji} = \sum_{j \in A \cup B} a_j\, p_{ji},$$

$$\text{wobei } A = \{j : a_j > 0\} \quad \text{und} \quad B = \{j : a_j < 0\} \cdot \tag{3}$$

Die Varianz der Differenz (3) wird nur dann maximiert, wenn der Minuend und der Substrahend negativ korreliert sind. Aufgrund dieser Analogie zwischen (2) und (3) können die Gewichtungskoeffizienten (a_j) von (2) in erster Näherung durch Maximierung der Varianz von (3) berechnet werden. Da eine Translation die Varianz von (3) nicht verändert, kann anstelle von (3) die Varianz von

$$\Delta_i = \sum_{j \in A \cup B} b_j \frac{p_{ji} - p_{j\cdot}}{s_{p_j}}, \quad b_j = a_j\, s_{p_j} \tag{4}$$

maximiert werden. $p_{j\cdot}$ ist hierbei das arithmetische Mittel und s_{p_j} die Standardabweichung der relativen Häufigkeiten (p_{ji}) der j-ten Schwermineralspezies. Der lineare Ansatz (4) kann mit Hilfe der von HOTELLING (1933) entwickelten Hauptkomponentenanalyse der Korrelationsmatrix maximiert werden. Die Güte der Approximation von (2) durch (4) ist hierbei durch den Spearman-Korrelationskoeffizienten zwischen R_i und Δ_i gegeben.

LITERATURVERZEICHNIS

ALLEN, J. R. L. (1970): The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes. – Scott. J. Geol. *6*, 146–161.

— (1982): Sedimentary structures, their character and physical basis, v. 1. – Elsevier, Amsterdam.

ALLEN, P. A. (1984): Reconstruction of ancient sea conditions with an example from the Swiss Molasse. – Marine Geol. *60*, 455–473.

— (1985): Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. – Nature *313*, 562–564.

ANDEL, T. H. VAN (1950): Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. – Proefschrift Univ. Groningen.

BALLY, A. W., & OLDOW, J. S. (1984): Plate tectonics, structural styles and the evolution of sedimentary basins. – AAPG Short Course (1984, Fossil Fuels of Europe Conf. and Exhibition), Houston, Texas.

BAUMBERGER, E. (1925): Die subalpine Molasse von Luzern. – Eclogae geol. Helv. *19*/1, 165–177.

BLATT, H., MIDDLETON, G., & MURRAY, R. (1980): Origin of Sedimentary Rocks. – Prentice-Hall, London.

BLAU, R. V. (1966): Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *125*.

BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. In: BRÖNNIMANN, P., & RENZ, H. H. (Eds.): Proceedings in the First International Conference on Planctonic Microfossils (Bd. 1, S. 199–422).

BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – Enke, Stuttgart.

BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. – Elsevier, Amsterdam.

— (1969): Methods for the study of sedimentary structures. – Wiley, London/New York.

BRETSCHNEIDER, C. L. (1966): Wave generation by wind, deep and shallow water. In: IPPEN, A. T. (Ed.): Estuary and Coastline Hydrodynamics (S. 133–196). – McGraw Hill, New York.

BREYER, F. (1958): Versuche zur geologischen Deutung der reflexionsseismischen Messungen in der gefalteten Molasse Bayerns. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *25*/68, 29–35.

BÜCHI, U. P., & SCHLANKE, S. (1977): Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. – Erdöl–Erdgas-Z., Sonderausgabe, S. 57–69.

BUXTORF, A., KOPP, J., & BENDEL, L. (1941): Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. – Eclogae geol. Helv. *34*/1, 135–154.

BUXTORF, A., & KOPP, J. (1943): Über das Unterstampien des Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstätter- und Zugersee. – Eclogae geol. Helv. *36*/2, 291–301.

CARBONNEL, G. (1982): Ostracodes. In: JUNG, P. (Ed.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin Molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h.s.] *7*, 47–53.

CHAMBERLAIN, T.K. (1964): Mass transport in the heads of Scripps Submarine Canyon, California. In: MILLER, R.L. (Ed.): Papers in Marine Geology (S. 42–64). – Macmillan, New York.

CHENEVART, C.J. (1978): Seismic profiles as related to wrench-faulting in Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. *71*/1, 53–60.

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*, 651–670.

Coastal Engineering Research Center (1973): Shore protection manual (3 Bde.). – U.S. Army, Corps of Engineers, Washington, D.C.

COX, D.R., & BRANDWOOD, L. (1959): On a discriminatory problem connected with the works of Plato. – J. r. statist. Soc. (B) *21*, 195–200.

CURRAY, J.R. (1964): Transgressions and regressions. In: MILLER, R.L. (Ed.): Papers in Marine Geology – Shepard Commermortative Volume (S. 175–203). – Macmillan, New York.

DAVIES, I.C., & WALKER, R.G. (1974): Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enragé Formation (Gaspé, Québec). – J. sediment. Petrol. *44*, 1200–1216.

DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D., & GREENWOOD, B. (1976): Facies Relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *24*, 149–167.

DEAN, R.G. (1973): Heuristic models of sand transport in the surf zone. – Conf. Eng. Dyn. in the Surf Zone, Sydney, Australia.

DIEM, B. (1981): Sedimentologie und Tektonik der subalpinen Molasse bei Schwarzenberg (Entlebuch). – Unpubl. Lizentiatsarb. Univ. Bern.

— (1985): Analytical method for estimating palaeo-wave climate and water depth from wave ripple marks. – Sedimentology *32*, 705–720.

— (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern), Teil III: Datenmaterial. – Diss. Univ. Bern.

DOTT, R.H., & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – Bull. geol. Soc. Amer. *93*, 663–680.

ENGESSER, B., MAYO, N.A., & WEIDMANN, M. (1984): Nouveau gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. – Schweiz. paläont. Abh. *107*, 1–39.

FAIRBRIDGE, R.W. (1966): Storm, Storminess. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.): The Encyclopedia of Oceanography (S. 852–855). – Reinhold, New York.

FASEL, J.M.(1981): Etude sédimentologique et cartographie de la Molasse subalpine dans la région de Bulle. – Trav. dipl. Inst. Géol. Univ. Fribourg.

FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.

FISCHER, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde–Steineberg-Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *27*/72, 39–57.

— (1979): Gesteine, Marken und Spuren der Deutenhausener Schichten (Subalpien Molasse, Latorf/Rupel, Oberbayern). – Aufschluss *30*, 441–462.

FREI, H.P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz, zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Diss. Univ. Zürich.

FRÖHLICHER, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *67*.

FÜCHTBAUER, H. (1954): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. – Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. *4*/1, 26–53.

— (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geol. Helv. *57*/1, 157–298.

— (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. – Geol. Rdsch. *57*/1, 266–300.

GANSS, O., & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1955): Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. – Z. dtsch. geol. Ges. *105*, 402–495.

GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. *59*/2, 723–772.

— (1967): Erste Resultate über die Verteilung von Schwermineralien in verschiedenen Flyschkomplexen der Schweiz. – Geol. Rdschr. *56*, 300–308.

— (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. – Eclogae geol. Helv. *61*/1, 229–319.

GOERLICH, F. (1953): Ostrakoden der Cytherideinae aus der tertiären Molasse Bayerns. – Senckenb. Lethaea *34*, 117–148.

GRADSTEIN, F.M., & GELDER, A. VAN (1971): Prograding clastic fan and transition from a fluviatile to marine environment in Neogene doposits of eastern Crete. – Geol. en Mijnb. *50*, 383–391.

GRIMM, W.D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contr. Sedimentol. *1*, 103–125.

HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen st. gallischen-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 83.

HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau, östliches Oberbayern (Katzenlochschichten, Priabon). – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. *18*, 167–235.

— (1981): Zur Geologie der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. – Geologica bavar. *82*, 11–63.

HAMBLIN, A.P., & WALKER, R.G. (1979): Strom dominated shallow marine deposits: The Fernie–Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – Canad. J. Earth Sci. *16*, 1673–1690.

HÄNTZSCHEL, W. (1939): Brandungswälle, Rippeln und Fliessfiguren am Strande von Wangeroog. – Natur u. Volk *69*, 40–48.

HARMS, J.C. (1975): Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. In: HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R., & WALKER, R.G. (Ed.): Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. – Lecture notes for S.E.P.M. short course no. 2, 81–102, Dallas, Texas.

HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmenthal. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *75*.

HAYES, M.O. (1967): Hurricanes as geological agents: case studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. – Rep. Invest. Bur. econ. Geol., Univ. Texas *61*.

HOCHULI, P.A. (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr. *4*, 1–132.

— (1982): Organische Mikrofossilien aus Proben der Molasse von Vorarlberg und Teilen des schweizerischen Mittellandes. In: JUNG, P. (Ed.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin Molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h.s.] *7*, 39–45.

HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *50*/2, 289–322.

HÖFLE, H.C., & KUHNERT, C. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8331 Bayersoyen. – Bayer. geol. Landesamt.

HOLLIGER, A. (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. *48*, 79–97.

HOMEWOOD, P. (1978): Exemples de séquences de faciès dans la Molasse fribourgeoise et leur interprétation. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *67*, 73–82.

HOTELLING, H. (1933): Analysis of a complex of statistical variables into principal components. – J. Educ. Psych. *24*, 417–441, 498–520.

HSÜ, K.J. (1979): Thin-skinned Plate tectonics during neo-Alpine orogenesis. – Amer. J. Sci. *279*, 353–366.

HÜNERMANN, K.A., & SULSER, H. (1981): Die Cricetodontinen (Mammalia Rotentia) aus der Unteren Süsswassermolasse des Bolgenachtales (Österreich, Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv. *74*/3, 865–881.

HUNTER, R.E., CLIFTON, H.E., & PHILLIPS, R.L. (1979): Depositional Processes, Sedimentary Structures, and Predicted Vertical Sequences in Barred Nearshore Systems, Southern Oregon Coast. – J. sediment. Petrol. *49*, 711–726.

IWAGAKI, Y., & NODA, H. (1963): Laboratory study of scale effects in twodimensional beach processes. – Proc. 8th Conf. Coast. Eng., S. 194–210.

Janoschek, W.R., & Matura, A. (1980): Outline of Geology of Austria. – Abh. geol. Bundesanst. (Wien) *34*, 7–98.

Kaufmann, F.J. (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz *24*.

KOMAR, P.D. (1976): Beach Processes and Sedimentation. – Prentice Hall, New Jersey.

KOMAR, P.D., NEUDECK, R.H., & KULM, L.D. (1972): Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In: SWIFT, D., DUANE, O., & PILKEY, O. (Ed.): Shelf sediment transport (S. 601–619). – Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa.

KUHNERT, CH., & OHM, R. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, Blatt Nr. 8330 Rosshaupten. – Bayer. geol. Landesamt, München.

KULM, L. D., ROUSH, R. G., HARLETT, J. G., NEUDECK, R. H., CHAMBERS, D. M., & RUNGE, E. J. (1975): Oregon Continental shelf sedimentation: interrelationships of facies distribution, and sedimentary processes. – J. Geol. *83*, 145–175.

LECKIE, D. A., & WALKER, R. G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar–Lower Gates Interval – outcrop equivalents of deep basin gas trop in Western Canada. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *66*, 138–157.

LEMCKE, K. (1983): Indications of a large eustatic sea-level fall at the Rupelian/Chattian boundary in the German Molasse Basin. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *49*, 57–60.

— (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – Geol. Rdschr. *73*/1, 371–397.

LINK, H. M. (1975): Matilija Sandstone: A transition from deep-water turbidite to shallow-marine deposition in the Eocene of California. – J. sediment. Petrol. *45*/1, 63–78.

LOFQUIST, K. E. B. (1978): Sand ripple growth in an oscillatory flow water tunnel. – Tech. Pap. U.S. Coastal Eng. Res. Centre *78*-5.

LOWE, D. R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – Sedimentology *22*, 157–204.

— (1976): Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. – Sedimentology *23*, 285–308.

— (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional Models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – J. sediment. Petrol. *52*/1, 279–297.

LOWE, D. R., & LOPICCOLO, R. D. (1974): The characteristics and origin of dish and pillar structures. – J. sediment. Petrol. *44*, 484–501.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proc. II plankt. Conf. Rom *1970*/2, 739–785.

MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. – Eclogae geol Helv. *57*/2, 315–428.

MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., VAN STUIJVENBERG, J., WEIDMANN, M., & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. Exc. No. V. Geology of Switzerland: a guide-book, Part B. – Wepf & Co., Basel.

MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz. – Jb. geol. Bundesanst. *126*, 23–69.

MAURER, H., FUNK, H., & NABHOLZ, W. (1978): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Abfolgen der Bohrung Linden I und ihrer Umgebung (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *71*/3, 497–515.

MAURER, H., & NABHOLZ, W. (1980): Sedimentpetrographie in der Molasse-Abfolge der Bohrung Romanens 1 und in der benachbarten subalpinen Molasse (Kt. Fribourg). – Eclogae geol. Helv. *73*/1, 205–222.

MIDDLETON, G. V., & HAMPTON, M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition in Turbidites and Deep-Water Sedimentation. – Short Course Lecture Notes Soc. econ. Paleont. Mineral., Pacific Section, S. 1–38.

MILLER, M. C., & KOMAR, P. D. (1980): Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. – J. sediment. Petrol. *50*, 173–182.

MOLLET, H. (1921): Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *47*/3.

MORNOD, L. (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *91*.

MORTON, A. G. (1985): Heavy minerals in provenance studies: a review. – In: ZUFFA, G. G. (Ed.): Provenance of arenites. – Nato ASI, Serie C, Reidel, S. 249–277.

MUHEIM, F. (1934): Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. – Eclogae geol. Helv. *27*, 181–296.

MÜLLER, M. (1984): Untergrund, Bau und Herkunft der allgäuer Faltenmolasse. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *66*, 321–328.

MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. – In: ZUFFA, G. G. (Ed.): Provenance of arenites (S. 65–93). – Nato ASI, Serie C, Reidel.

MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: MUTTI, E., PAREA, G., C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G., & IACCARINO, S. (Ed.): Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines (S. 21–37). – IX int. Congr. Sedimentol. Nice.

NEUMANN, G. (1953): On ocean wave spectra and a new way of forecasting wind-generated sea. – Tech. Mem. U.S. Army Corps Engineers, Beach Erosion Board *43*.

NORMARK, W. R. (1978): Fan Valleys, Channels and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *62*, 912–931.

OBERHAUSER, R., RESCH, W., & HANTKE, R. (1979): Helvetikum, Nördliche Flyschzone und Molasse von Hohenems bis Dornbirn (Exkursion B am 17. April 1979). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *61*, 41–48.

PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la deformation en grand dans les Préalpes medianes plastiques entre Rhone et Aar. – Eclogae geol. Helv. *72*/1, 145–214.

POMEROL, CH. (1973): Ere Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). – Doin, Paris.

REINECK, H. E., & SCHWERD, K. (1985): Eine Küstengeschichte vor rund 35 Millionen Jahren im nördlichen Alpenvorland. – Natur u. Museum *115*/2, 46–55.

RESCH, W., HANTKE, R., & LOACKER, H. (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch der Kraftwerkbauten (Exkursion C am 19. April 1979). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *61*, 49–66.

RICCI LUCCHI, F. (1975): Remarks on the Miocene periadratic basins. – In: MUTTI, E., PAREA, G. C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G., & IACCARINO, S. (Ed.): Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines (S. 82–98). – IX int. Congr. Sedimentol. Nice.

RICHTER, M. (1940): Die Gliederung der Subalpinen Molasse. – N. Jb. Mineral. Abt. B. *83*/1, 1–45.

RUTSCH, R. (1961): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupelien) der Schweiz. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *28*/74, 27–32.

— (1962): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupelien) der Schweiz. II. Teil. – Bull. Vers. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *28*/75, 13–24.

RYBACH, L., MÜLLER, ST., MILNES, A. G., ANSORGE, J., BERNOULLI, D., & FREI, M. (1980): The Swiss Geotraverse Basel–Chiasso: a review. – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 437–462.

SCHERER, F. (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 27.

SCHIDER, R. (1913): Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *43*.

SCHMID, G. (1970): Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *139*.

SCHWERD, K. (1978): Über die Bausteingeschichte der Allgäuer und östlichen Vorarlberger Faltenmolasse zwischen Lech und Bregenzer Ach. – Geol. Jb. (A) *46*, 3–24.

SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. – Marine Geol. *5*, 413–428.

SIEGENTHALER, C. (1974): Die nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.

SKIPPER, K. (1971): Antidune cross-stratification in a turbidite sequence. Cloridorme Formation, Gaspé, Quebec. – Sedimentology *17*, 51–68.

STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – Denkschr. Schweiz. natf. Ges. *69*/1.

STÜRM, B. (1974): Die Rigi-Schüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – Diss. Univ. Zürich.

SWIFT, D. J. P. (1976): Coastal sedimentation. In: STANLEY, D. J., & SWIFT, D. J. P. (Ed.): Marine Sediment Transport and Environmental Management (S. 255–310). – Wiley, New York.

TRÜMPY, R. (1958): Die Vorgeschichte der Kettengebirge. – Verh. schweiz. natf. Ges. *80*, 79–92.

— (1980): Geology of Switzerland, a guide book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. – Wepf & Co., Basel.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M., Jr., & THOMPSON, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. *26*, 83–97.

VANDENBERG, J. (1979): Reconstructions of the western Mediterranean area for the Mesozoic and Tertiary timespan. – Geol. en Mijnb. *58*, 153–160.

VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *97*.

WALKER, R. G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Bull. geol. Soc. Amer. *86*, 737–748.

— (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – Bull. geol. Soc. Amer. *88*, 273–285.

— (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *62*, 932–966.

WEIDMANN, M. (1982): Situation et description des coupes visitées en 1978. In: JUNG, P. (Ed.): Nouveau résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Vorarlberg jusqu'en Haute-Savoie. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon [h.s.] *7*.

WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., & FASEL, J.-M. (1982): Sur les terrains subalpines et le wildflysch entre Bulle et Montreux. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *266*, 151–183.

WESCOTT, W. A., & ETHRIDGE, F. G. (1980): Fan-delta sedimentology and tectonic setting – Yallahs fan delta, southeast Jamaica. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *64*, 374–399.

ZEIL, W. (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. – Geologica bavar. *20*, 5–85.

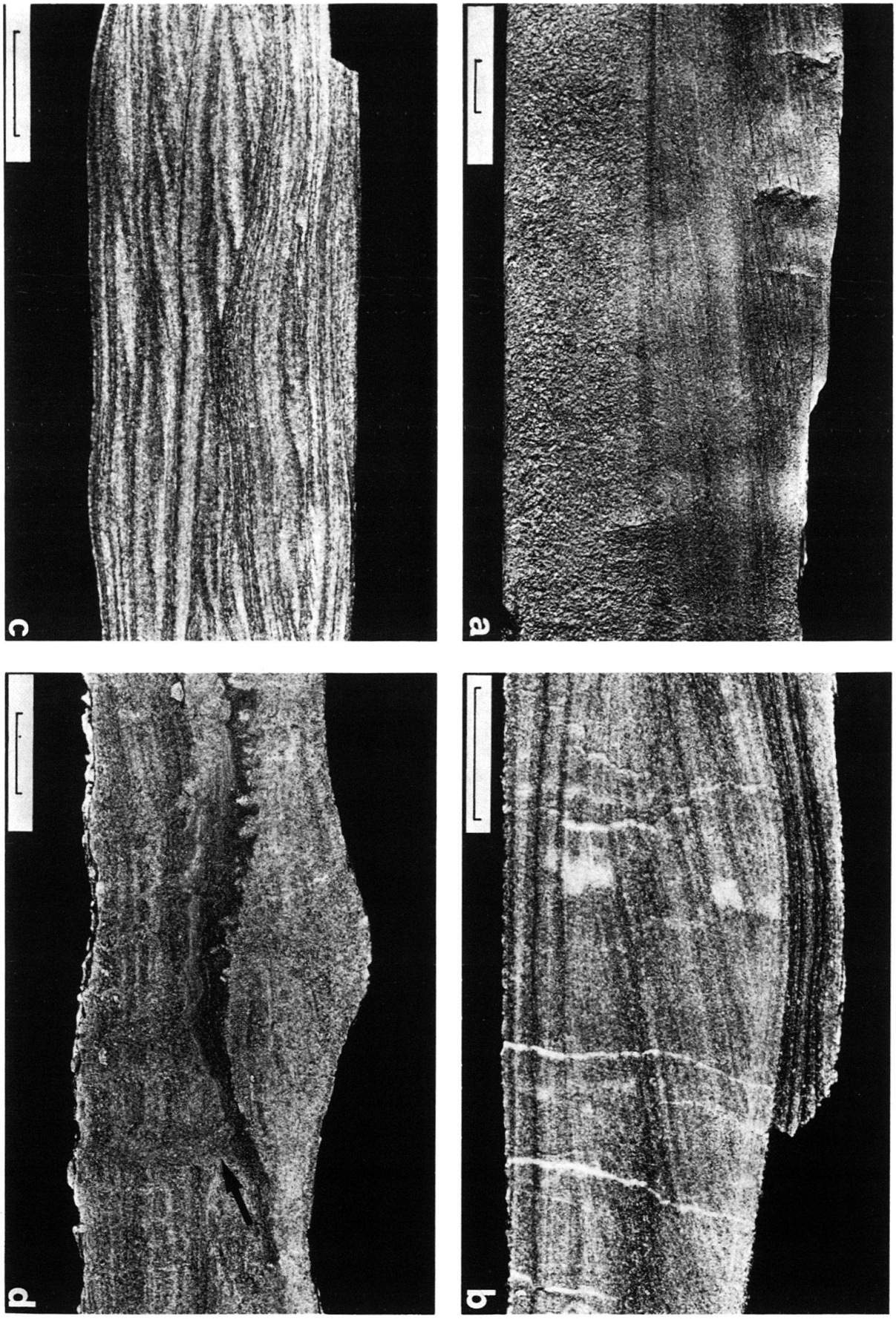
ZIEGLER, P. A. (1982): Geological atlas of Western and Central Europe (Textband u. Atlas). – Shell int. Petr. Maatsch., Elsevier, Amsterdam/New York.

ZÖBELEIN, H. K. (1962): Über die Bausteinschichten in der Subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. – Z. dtsch. geol. Ges. *113*, 261–265.

Manuskript eingegangen am 2. Dezember 1985
Revision angenommen am 1. Mai 1986

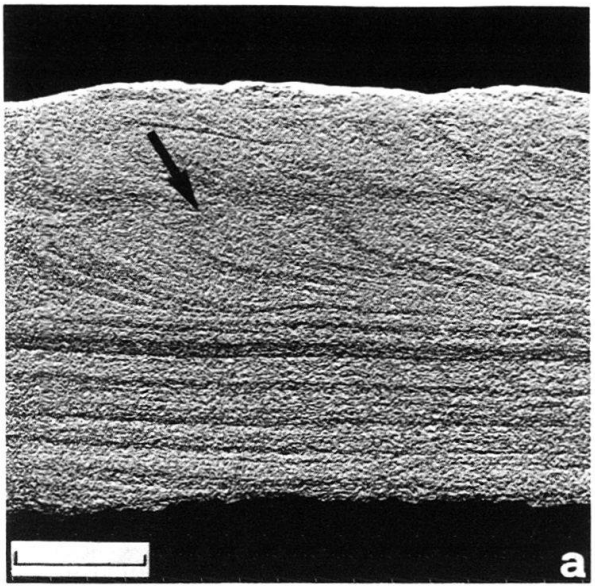
Tafel 1

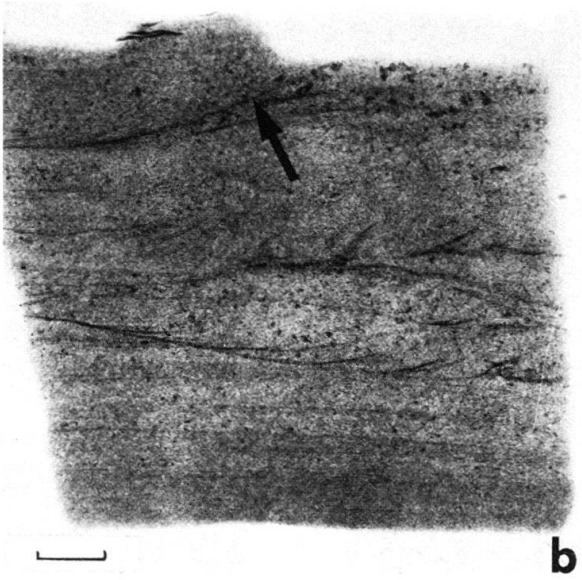
Zyklisch gegliederte Bänke (Maßstab = 1 cm). a: Gradierter Bouma-Turbidit mit fehlendem T_b-Intervall (Gersterngraben), b: geringfügig gradierter T_{b-d}-Turbidit (Finsterwald–Spierberg), c: durch dünne Tonhäute getrennte, amalgamierte T_{bc}-Turbidite oder «contourites?» (oberste Hilfernschichten im Staubbach, Entlebuch), d: Sturmablagerung mit Fluchtspuren (Pfeil) und Wellenrippelmarken im Dach (Schwändili, Entlebuch).

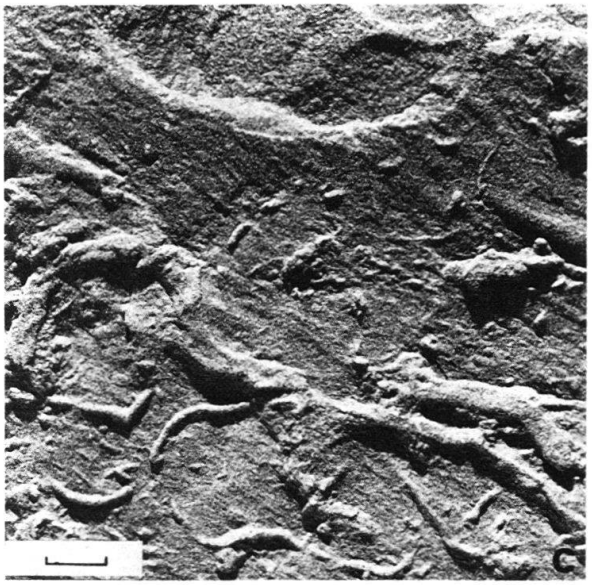

a
b
c
d

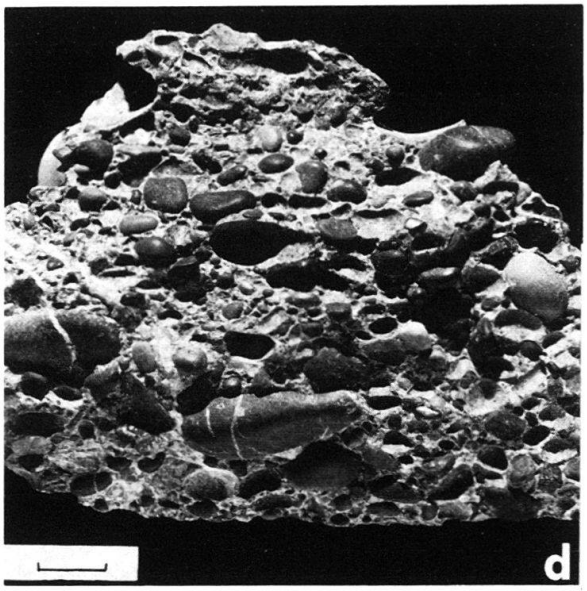
Tafel 2

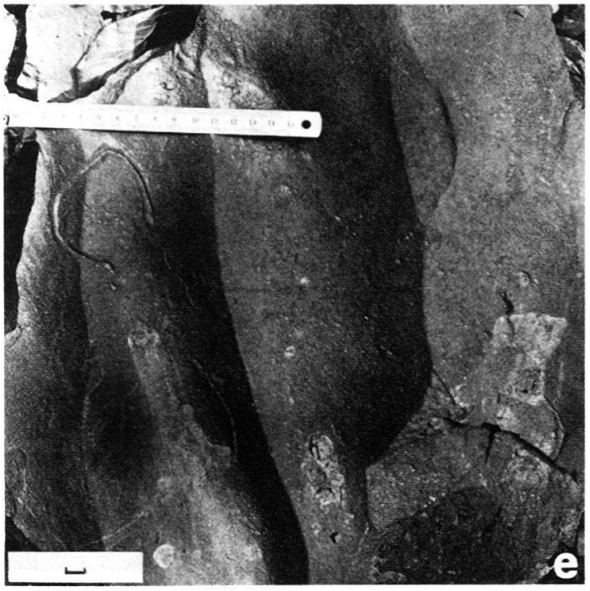
Sedimentstrukturen und Marken (Maßstab = 1 cm). a: T_{bc}-Turbidit mit kleinen Deckfalten (Pfeil), welche durch Flüssigkeitsschleppung entstehen (Schwändili, Entlebuch). b: Querschnitt durch Oberflächenwülste, welche auf Entwässerungsstauung an tonreichem Leeblatt (Pfeil) zurückführbar sind (Steinibach–Flühli). c: Für die untere UMM charakteristische schichtparallele Lebensspuren (Ammer, Oberbayern). d: Dachziegelartig gelagerte Kiesgerölle (Imbrikation): Die Paläoströmungsrichtung verläuft von links nach rechts. Man beachte, dass die Kiesgerölle mit der Längsachse in der Strömungsrichtung eingeregelt sind (Ammer, Oberbayern). e: Gleichgewichts-Wellenrippelmarken (Schlumpfflue, Entlebuch). f: Primäre Strömungslineation (Negative von Waschmarken) an einer Schichtunterfläche (Höchberg, Entlebuch).

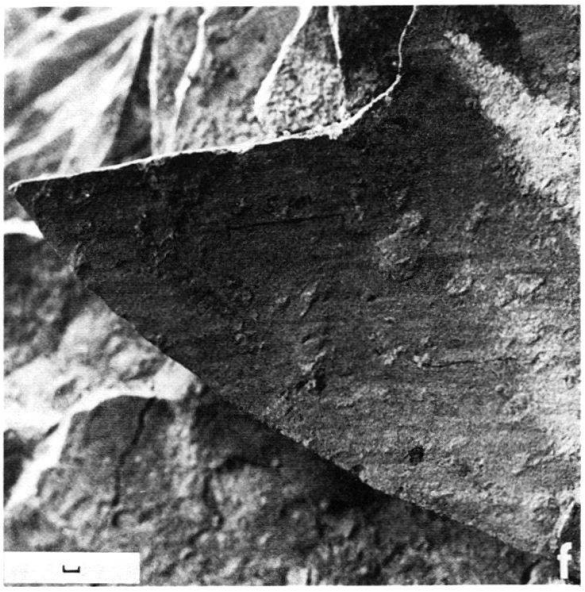

a


b


c


d


e


f