Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 85 (1992)
Heft: 1

Artikel: Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Pfänder : Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes

Autor: Schaad, Walter / Keller, Beat / Matter, Albert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-166999

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: 01.07.2025

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

Eclogae geol. Helv. 85/1: 145–168 (1992)

0012-9402/92/010145-24 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Pfänder: Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes

Von WALTER SCHAAD [1]), BEAT KELLER [2]) und ALBERT MATTER [1])

Schlüsselwörter: Pfänder, Obere Meeresmolasse, Sedimentologie, Gilbert-Delta
Key words: Pfänder, Upper Marine Molasse, Sedimentology, Gilbert-Delta

ZUSAMMENFASSUNG

Drei Faziesassoziationen, jede aus mehreren Lithofaziestypen (LF) bestehend, sind in der Luzerner und der St. Galler Formation der insgesamt 470 m mächtigen OMM des Pfänder vertreten.

Die Lithofaziestypen A–E der *wellendominierten Fazies-Assoziation* entsprechen den hydrodynamischen Zonen eines Küstenprofils; graue Mergel mit erosiv eingelagerten Sandsteinbänken (LF A) widerspiegeln den Wechsel von Schönwetter- und Sturmbedingungen in der Übergangszone zum offenen Meeresarm. Demgegenüber stellen die gut sortierten Sandsteine mit ihren verschiedenartigen Sedimentstrukturen wie symmetrische Wellenrippeln, Transcurrent- und Parallellamination (LF B–E) die Ablagerungen des unteren und oberen Vorstrandes sowie des nassen Strandes dar. Grobklastische Ripkanalfüllungen treten als faziesübergreifendes Element E vom nassen Strand bis in den unteren Vorstrand auf.

Die *gezeitendominierte Faziesassoziation* umfasst einerseits Ablagerungen schwacher und mittlerer Tidenströmungen mit rhythmischen Sandstein-Schlammstein-Wechsellagerungen und Flaserschichtung (LF F, G), die den Wechsel von Sedimenttransport und Stauphasen aufzeichnen, andererseits 3-D Grossrippeln und Sandwellen mit bidirektionalen Paläoströmungsmustern als Ablagerungen starker Tidenströmungen (LF H, I). Die 3-D Grossrippeln und die Sandwellen sind häufig in den durch Gezeitenströmungen aufgearbeiteten Bodenschichten von Gilbert-Delten oder in Ästuaren zu beobachten; kanalisierte und unkanalisierte Ablagerungsräume widerspiegeln sich in Strömungsrosen mit geringer und grosser Streuung, der fluviatile Einfluss kommt in stark ebbdominierten Strömungsrosen deutlich zum Ausdruck.

Die *Gilbert-Delta Fazies-Assoziation* kann dreigeteilt werden; die grau-gelb gefleckten Mergel mit Calicheknollen (LF K) werden der terrestrischen Deltaebene zugeordnet. Die planar kreuzgeschichteten Sandsteine und die aus 0.2–3 m mächtigen amalgamierten fining upwards-Sequenzen zusammengesetzten, bis 20 m mächtigen Nagelfluhbänke der Lithofazies L werden als Rinnenfazies und Schichtflut-Konglomerate eines verwilderten Flussystems gedeutet. Ihr Reichtum an Austernschalendetritus sowie ihre Assoziation mit feinkörnigen gezeitendominierten Ablagerungen sind eindeutige Anzeiger eines marin-brackischen Ablagerungsraumes, der als Delta-Dachschichten angesprochen werden kann. Die bis 20 m hohen sandigen und konglomeratischen Schrägschichtungen der Lithofazies M stellen die Vorschüttschichten von Gilbert-Delten dar. Die Delta-Bodenschichten sind in gezeitendominierter Fazies ausgebildet (LF H, I).

Während der untere Teil der *Luzerner Formation* (Zone der Glaukonitsandsteine) vorwiegend in wellendominierter Fazies ausgebildet ist, was auf einen wenig gegliederten flachen Küstenraum schliessen lässt, setzt über einem Verlandungshorizont die Bodenseeschüttung ein. Gleichzeitig gewinnen die Gezeiten verstärkt Einfluss auf die Sedimentationsprozesse und die Küste erfährt eine Gliederung in zwei Deltaloben und eine dazwischenliegende Bucht. Im Osten des Gebietes (Wirtatobel) liegt eine verwilderte Deltaebene («braidplain») vor, die während Schönwetterphasen durch Gezeitenebenensedimentation und während episodischer Hochwasser durch grobklastische fluviatile Schüttungen geprägt ist. Im westlichen Gebiet (Gebhardsberg) führt das Zusammenspiel von

[1]) Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.
[2]) Wesemlinstrasse 67a, CH-6006 Luzern.

Subsidenz und schwankender fluviatiler Materialzufuhr zur Entstehung mehrerer transgressiver und regressiver Sequenzen. Bei verminderter Schüttungsintensität entstehen im Küstenraum Wassertiefen bis 20 m, was bei erneutem Vorrücken des Flussystems zur Bildung von mächtigen grobklastischen Gilbert-Delten mit Dachschichten («braidplain»), Vorschüttschichten und durch Gezeitenströmungen beeinflussten Bodenschichten führt. Die Deltabuchtfazies wird durch ein ruhigeres Sedimentationsgeschehen mit feinkörnigen Gezeitenablagerungen geprägt.

Nach einer erneuten Verlandung wird in der *St. Galler Formation* der Maximalstand des OMM-Meeres erreicht. Es gelangen vorwiegend graue Mergel der Übergangszone zum Offenmeer zur Ablagerung, die von begrenzten fluviatilen Vorstössen unterbrochen werden.

ABSTRACT

The 470 m thick Upper Marine Molasse (OMM) of the Pfänder (Vorarlberg, Austria) comprises the Luzern and St. Gallen Formations (Burdigalian, Lower Miocene) and displays three facies associations, each composed of several lithofacies (LF).

The *wave-dominated facies association* is made up of lithofacies A–E, which represent a spectrum of coastal sedimentary environments. Grey marls with erosive based sondstones (LF A) record alternating fair-weather and storm conditions in the offshore-transition zone. Lithofacies B–E comprise well-sorted sandstones showing a variety of sedimentary structures, such as symmetrical wave-ripples, transcurrent- and parallel-lamination, and were deposited at the lower and upper shoreface and the foreshore. Coarse clastic rip channel fills (LF E) extended from the foreshore to the lower shoreface.

The *tidal-dominated facies association* is made up of deposits laid down under a range of tidal energies. Flaser-bedded and rhythmic sandstone-mudstone alternations (LF F, G) represent deposition from tidal currents of weak and moderate strength, and record successive periods of sediment transport and quiet water. Three-dimensional dunes and sandwaves (LF H, I) show bipolar palaeocurrent distributions and are interpreted as high-energy tidal deposits. The dunes and sandwaves commonly occur in reworked delta front deposits laid down in Gilbert Deltas or estuaries. Channelized and unchannelized sedimentary environments are characterized by their preferential or random palaeocurrent distributions, while fluviatile influence is evident where there is a strong ebb-dominance.

The *Gilbert-Delta facies association* comprises three lithofacies types. Grey-yellow mottled marls with caliche nodules make up LF K; these are interpreted as continental delta plain deposits. Planar cross-bedded sandstones and conglomerate units up to 20 m in thickness made up of amalgamated 0.2–3 m thick fining-upwards sequences (LF L) are interpreted as channel and sheetflood deposits of a braided river system. Abundant oyster shell fragments and the association with fine-grained, tidal dominated facies clearly indicate sedimentation in a marine to brackish setting; thus these braidplain deposits (LF L) may be assigned to the delta top environment. The sandy and conglomeratic cross-sets of LF M may reach 20 m in height and represent the foresets of a Gilbert Delta. The delta bottom set consists of tidal dominated facies (LF H, I).

The lower part of the *Luzern Formation* («Zone der Glaukonitsandsteine») is made up mostly of wave-dominated facies, suggesting a relatively flat, open coastline. However, deposition of a paleosol unit was followed by transgression and the onset of sediment supply from a braided river system (Bodensee-Schüttung). Increased tidal influence was accompanied by the formation of two delta lobes and a bay between them. The eastern part of the study area (Wirtatobel) formed a delta braidplain by this time, with tidal flat sedimentation during fair-weather periods and coarse clastic fluviatile deposits laid down during episodic flood phases. Several transgressive and regressive sequences are recorded in the west (Gebhardsberg); these were controlled by the combined effects of subsidence and variations in alluvial clastic supply. Water depths may have reached 20 m during times of low detrital input, leading to renewed progradation of the river system and to the development of thick, coarse Gilbert Delta deposits with delta top (braidplain) facies, foresets and tidally influenced delta front sediments. Fine-grained tidal facies record the quieter conditions of the interdelta bay.

A further paleosol horizon forms the boundary with the overlying *St. Gallen Formation*. This formation, which consists mostly of grey marls deposited in the offshore-transition zone, with only minor fluvial incursions, marks the highest relative sea level recorded during deposition of the OMM.

1. Einleitung

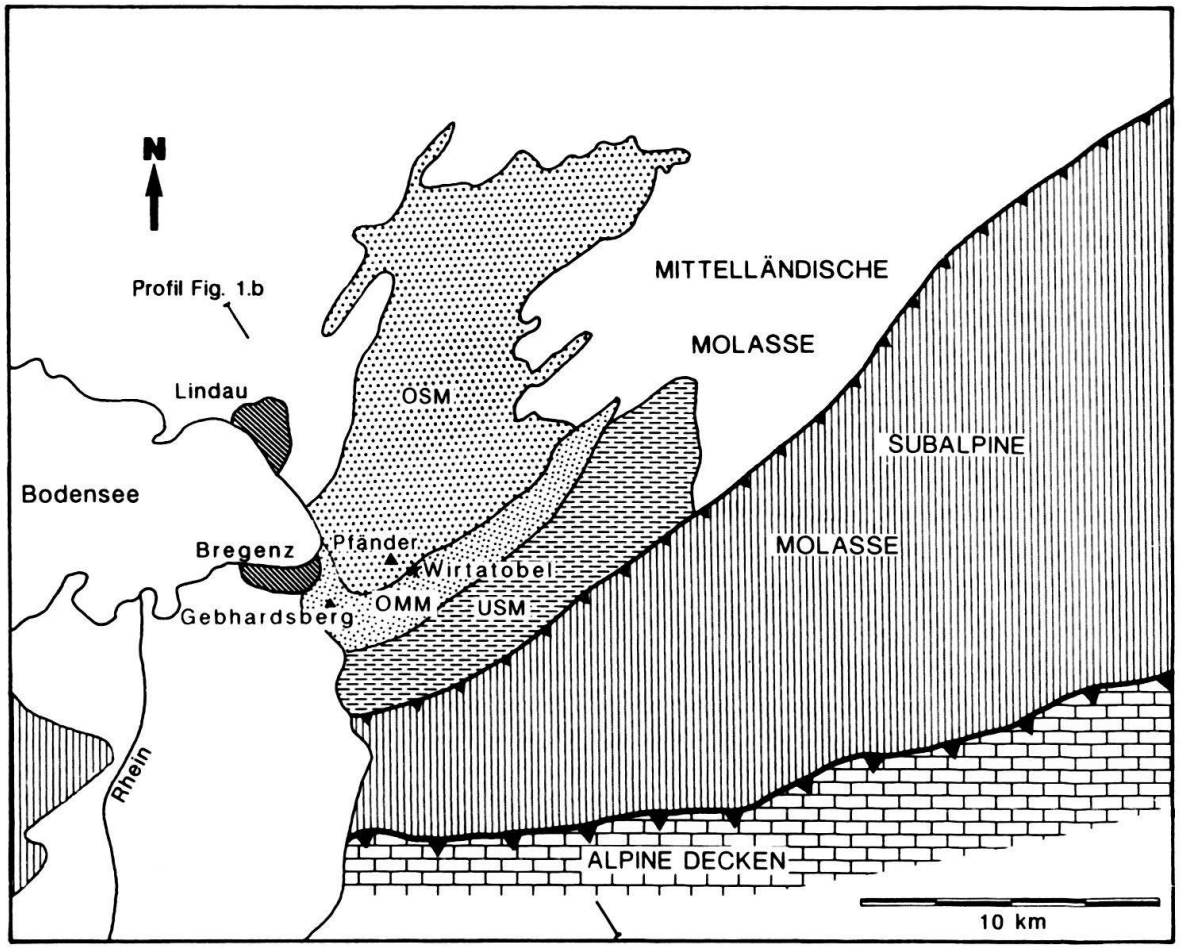
Die Obere Meeresmolasse (OMM) des nordalpinen Vorlandbeckens, deren typischer graugrüner Sandstein das Bild mancher Schweizer Stadt prägt, hat wegen ihrer grossflächigen Verbreitung – insbesondere in der Westschweiz sowie entlang des Alpenrandes – und ihres in einigen Gebieten relativ grossen Reichtums an Makrofossilien bereits das Interesse der frühen Molasseforscher (z. B. Studer 1825, Escher von der Linth 1844, Kaufmann 1860) geweckt. In den folgenden anderthalb Jahrhunderten führten die zahlreichen Studien in der OMM, die nach dem 2. Weltkrieg infolge der Suche nach fossilen Kohlenwasserstoffen intensiviert wurden, zu einer lithostratigraphischen Gliederung (z. B. Rutsch 1928, Renz 1937, Büchi 1958) und zur Erkenntnis, dass die OMM neben marinen, z. T. in einem Gezeitenmeer gebildeten Sedimenten (Speck 1945, Hofmann 1955), auch brackische, limnische und kontinentale Bildungen umfasst. Doch erst der in den letzten Jahrzehnten erzielte Fortschritt der sedimentologischen Faziesanalyse mit ihrer prozessorientierten Interpretation der Ablagerungsbedingungen ermöglichte in jüngster Zeit den sicheren Nachweis der Gezeiten in der OMM (z. B. Nio 1976, Homewood & Allen 1981, Allen et al. 1985) sowie generell eine Deutung der Fazies (Benkert 1984, Hammer 1984, Berger 1985, Keller 1989, 1990, Schoepfer 1989), die mit der Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse und der Beckendynamik der OMM von der Zentralschweiz bis an den Bodensee durch Keller (1989) ihren vorläufigen Abschluss gefunden hat.

Die vorliegende Publikation befasst sich mit der östlich an das Untersuchungsgebiet von Keller (1989) angrenzenden OMM am Pfänder. Im Mittelpunkt steht die hier vorzüglich aufgeschlossene und aus der OMM bislang nur summarisch beschriebene grobkörnige Gilbert-Deltafazies. Obschon in den letzten Jahren grobkörnige Delten zu einem Schwerpunkt der sedimentologischen Forschung geworden sind, hat der Spezialfall des Gilbert-Typ Deltas erst kürzlich erhöhte Beachtung gefunden, nachdem erkannt worden war, dass er nicht nur in Seen, sondern ebenso häufig in marinen Becken vorkommt (Colella & Prior 1990). Diese Autoren betonen, dass sich aus dem Aufbau von Gilbert-Delten insbesondere Rückschlüsse auf Meeres- bzw. Seespiegelschwankungen, Wellenenergie und Sedimentzufuhr ziehen lassen.

2. Geologische und stratigraphische Situation

Der 1064 m hohe Pfänder befindet sich östlich von Bregenz (Land Vorarlberg), am oberen Ende des Bodensees (Fig. 1 a). Er gehört zum südlichsten, aufgerichteten Teil der mittelländischen Molasse und liegt im Bereich, wo diese von ihrer 20° nordfallenden in horizontale Lagerung übergeht (Fig. 1 b). An den steilen West- und Südhängen des Pfänder sowie im Wirtatobel sind (von S nach N) die Schichten der Unteren Süsswassermolasse (USM), der Oberen Meeresmolasse (OMM) und der Oberen Süsswassermolasse (OSM) vorzüglich aufgeschlossen. Als besonders spektakulär zeigt sich dem Beobachter die grossmassstäbliche Deltaschichtung der OMM in den Nagelfluhwänden am Gebhardsberg, wo sie bereits aus grosser Distanz erkennbar ist.

Wie bereits Arn. Heim et al. (1928) erkannten, wird die OMM des Pfänder durch eine «Süsswasser-Zwischenbildung» (zweiter terrestrischer Horizont in Fig. 2), mit einem noch im 2. Weltkrieg ausgebeuteten Kohleflöz, in eine untere und obere Abteilung («Burdigalien» resp. «Helvetien» sensu Heim et al. 1928) gegliedert. Diese Abteilungen



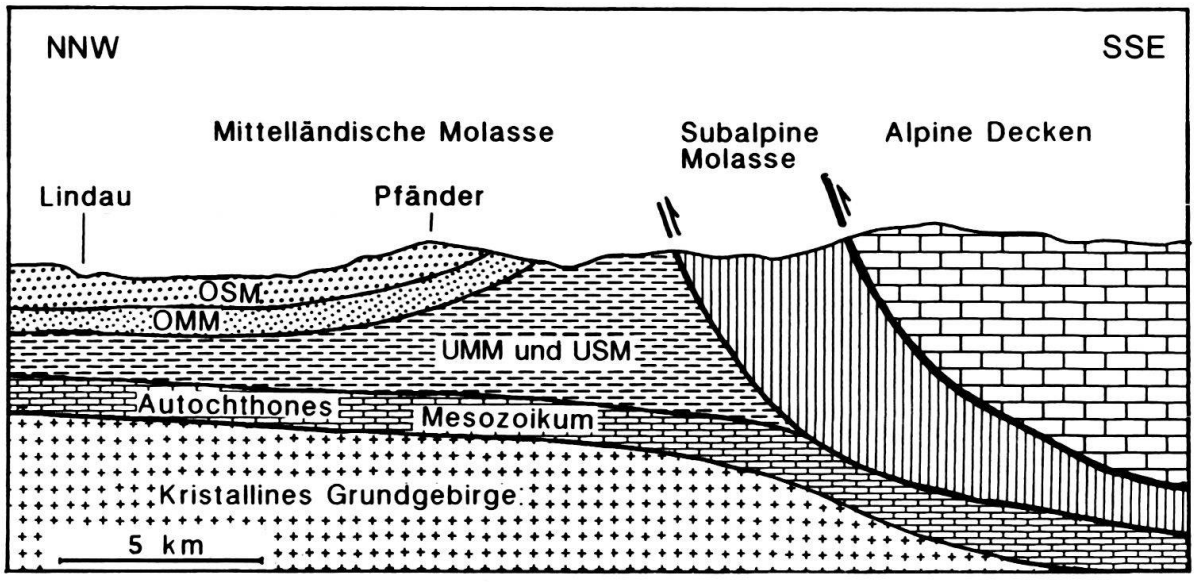


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte mit Profilspur (a) und geologisches Profil (b)

entsprechen den von Keller (1989) definierten lithostratigraphischen Einheiten der Luzerner und der St. Galler Formation. Nach einer Erosionsdiskordanz im Dach der USM setzt die am Pfänder 273 m mächtige Luzerner Formation mit einem Transgressionskonglomerat und einer mächtigen Folge von glaukonitführenden Sandsteinen (Zone der Glaukonitsandsteine in Fig. 2) ein. Diese werden von 15 m feinkörnigen terrestrischen Sedimenten (erster terrestrischer Horizont in Fig. 2) überlagert, die eine regressive Phase belegen. Darüber folgen die sandig-konglomeratischen Bildungen des Bodensee-Schuttfächers. Eine erneute starke Transgression über die oben erwähnte «Süsswasser-Zwischenbildung» (zweiter terrestrischer Horizont) markiert die Basis der St. Galler Formation. Sie weist hier eine Schichtmächtigkeit von bloss 100 m auf und nicht 250–300 m, wie von Heim et al. (1928) angenommen wurde. Damit kommt die Faziesgrenze zur hangenden OSM wesentlich tiefer zu liegen, eine Tatsache, auf die bereits Resch (1977) hingewiesen hatte.

Die Armut an aussagekräftigen Leitfossilien lässt nur eine grobe zeitliche Einstufung der OMM des Pfänder zu. Aus einer ca. 20 Meter über der Kanzelfelsnagelfluh (Fig. 2) entnommenen Mergelprobe wurden von Resch (1977) Nannofossilien der Zone NN-3 isoliert. Damit entspricht der obere Teil der Luzerner Formation dem späteren Eggenburgian (Rögl & Steininger 1983). Ebenfalls ein Eggenburgian-Alter ergaben die Foraminiferenfunde aus den Glaukonitsandsteinen sowie der Basis der St. Galler Formation (Herrmann & Schwerd 1983), deren höhere Anteile in der Ostschweiz ins Ottnangian gestellt werden (Keller 1989).

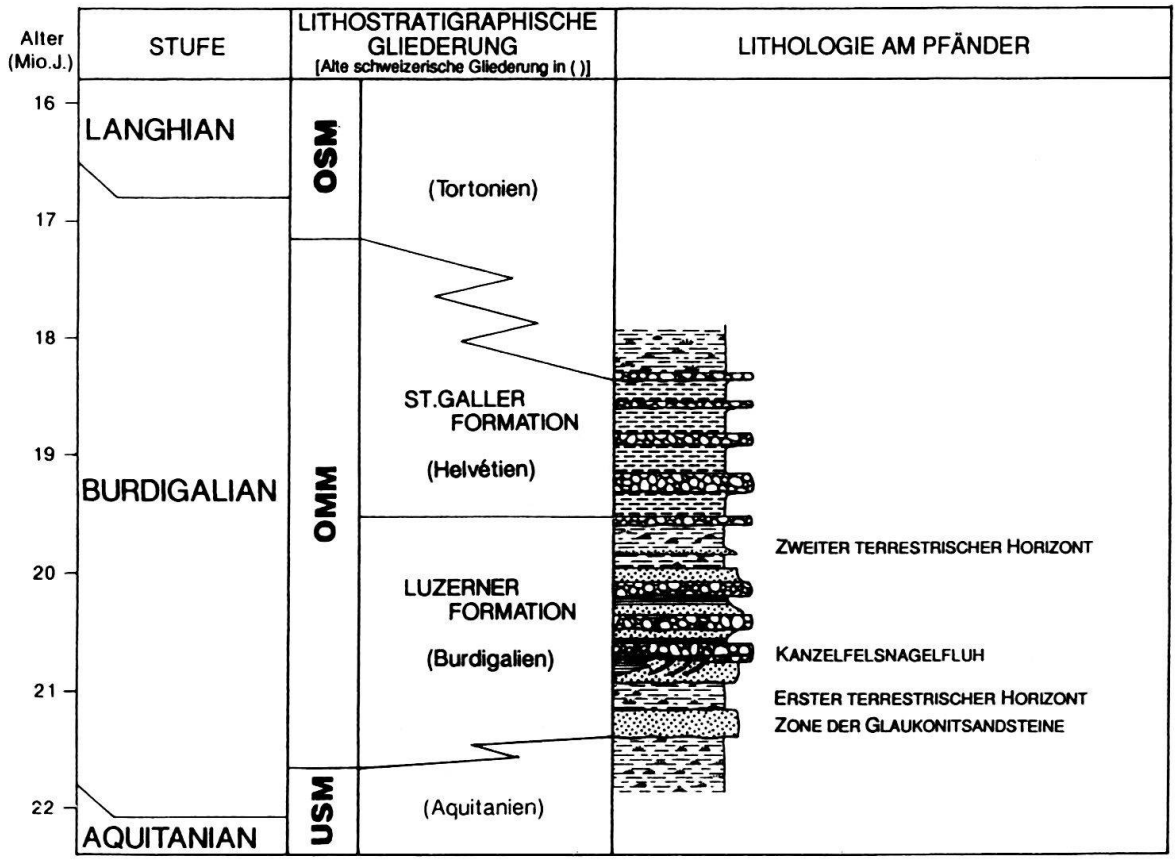


Fig. 2. Stratigraphisches Übersichtsprofil der Oberen Meeresmolasse des Pfänder

3. Die Faziestypen und ihre Ablagerungsräume

Mit dem Ziel, die Ablagerungsverhältnisse am Pfänder zur Zeit des OMM-Meeres zu rekonstruieren, sind drei sedimentologische Profile der Luzerner Formation (Wirtatobel, Wendelinbach, Pfändertunnel-Gebhardsberg) und ein Profil der St. Galler Formation (Wirtatobel) aufgenommen worden (Fig. 1 a, Tafel 1).

Als Grundlage der Faziesanalyse dienten das Fazieskonzept von Keller (1989) und die von ihm definierten Fazies-Assoziationen. Die Sedimentabfolge der OMM besteht im Gebiet des Pfänder aus einer grobkörnigen Delta Fazies-Assoziation sowie den angrenzenden marinen Bildungen (Schaad 1990). Letztere wurden aufgrund der Untersuchungen von Keller (1989) im westlich anschliessenden Gebiet in eine wellendominiert-gemischtenergetische Fazies-Assoziation, bestehend aus Strand- sowie mikrotidalen Schlickwattsedimenten, und in eine gezeitendominierte Fazies-Assoziation gegliedert. Im folgenden wird auf diese von Keller (1989) detailliert beschriebenen und interpretierten Fazies-Assoziationen vereinfachend nur soweit eingegangen, als es für das Verständnis der paläogeographischen Entwicklung am Pfänder nötig ist. In der Oberen Meeresmolasse des Pfändergebiets konnten 12 Lithofazies-Typen unterschieden werden (Tab. 1).

3.1 Wellendominierte Fazies

Die wellendominierte Fazies tritt vor allem im basalen Teil der Luzerner Formation in einer Mächtigkeit von ca. 50 m auf. Sie besteht überwiegend aus laminierten und kleinmassstäblich kreuzgeschichteten graugrünen Mittel- bis Grobsandsteinen sowie heterolithischen Sandstein-Mergel-Wechselfolgen. Die Assoziation von Wellenrippeln, Parallel- und Transcurrrent-Lamination sind eindeutige Anzeichen von Wellenaktivität. In der wellendominierten Fazies der OMM des Pfänder lassen sich die von Keller (1989) beschriebenen Architektur-Elemente wiederfinden (Lithofazies-Typen A–E in Tab. 1), die sich den hydrodynamischen Zonen eines Küstenprofils (z. B. Elliott 1986) zuordnen lassen. Dessen Gliederung in Offenmeer, Übergangszone, Vorstrand, nassen und trockenen Strand beruht auf den hydrodynamischen Eigenschaften landwärts wandernder Wellen und ihrer Interaktion mit dem Sediment.

3.1.1 Beschreibung

Die *heterolithische Lithofazies A* besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergeln und etwas helleren Mittel- bis Grobsandsteinen. Die Mergel weisen eine feinblättrige Sandstein-Schlammstein-Wechsellagerung auf, sind allerdings infolge biogener Entschichtung häufig gefügelos und massig. Die in Intervallen von einigen cm bis dm auftretenden mm bis ca. 20 cm mächtigen Sandsteine weisen gewöhnlich eine erosive Basis auf und enthalten viel Muscheldetritus und Pflanzenhäcksel. Abgesehen von seltener Normalgradierung mit Sohlenpflaster aus Schlickgeröllen sind die Sandsteine strukturlos; Wühlspuren lassen auf eine nachträgliche Entschichtung schliessen. In der St. Galler Formation zeigt eine Abfolge von Sandsteinbänken eine «thickening»- und «thinning-upwards» Tendenz (Tafel 1: Profil Wirtatobel 308–320 m).

In den massiven Mittel- bis Grobsandsteinabfolgen können vier Lithofazies-Typen (B–E) unterschieden werden. *Lithofazies B* ist charakterisiert durch die vorherrschenden gefügelosen und schlecht zementierten Mittelsandsteine, deren Monotonie einzig durch

Lithofazies	Beschreibung	Interpretation
A	Wechsellagerung dunkelgrauer Mergel mit helleren, gradierten Sandsteinen; Mergel aus feinblättriger Sandstein-Schlammstein-Wechsellagerung aufgebaut, häufig bioturbiert; Sandsteinlagen mit Muschelschill und Pflanzenhäcksel.	Übergangszone zum Offenmeer. Mergel wurden während Normalbedingungen unter dem Einfluss schwacher Gezeitenströmungen abgelagert, Sandbänke stellen während Sturmbedingungen ablandig transportiertes Material dar.
B	Mürbe Sandsteine, erosive Lagen mit Schlickgeröllen; meist bioturbiert, Ophiomorpha- und Skolithos-Röhrenbauten; symmetrische Wellenrippeln.	Unterer Vorstrand. Symmetrisch oszillierende Wasserbewegung, idealer Lebensraum für Suspensionsfresser; Schlickgerölle als Sohlenpflaster von Sturmlagen .
C	Transcurrent-laminierte, gut sortierte und gerundete Sandsteine.	Oberer Vorstrand. Lebensfeindliche Zone mit der höchsten Wellenenergie des Küstenprofils.
D	Parallellaminierte Sandsteine aus dunklen und hellen Lagen; Entwässerungsstrukturen und Strömungslineationen.	Strand. Oberes Fliessregime, instabile Sedimente infolge des hochenergetischen Ablagerungsmilieus.
E	Rinnen im Strand und Vorstrand; Rinnenfüllung aus Extraklasten, Intraklasten und biogenem Detritus; Auslese und Sortierung des Materials in ablandiger Richtung.	Ripkanäle. Hochenergetische, ablandige Strömungen mit hohem Transport- und Erosionspotential, v.a. bei Sturmbedingungen aktiv.
F	Feinblättrige Wechselschichtung aus dunkelgrauen Schlamm- und etwas helleren Sandsteinlagen; Übergänge zu Flaserschichtung, meist stark bioturbiert.	Ablagerung schwacher Gezeitenströmungen im seeganggeschützten Inter- bis Subtidal. Übergangszone, Deltabucht oder Schlickwatt.
G	Mürbe Sandsteine mit Strömungsrippelgefügen, rote Schlammsteinflasern; oft bipolare Paläoströmungsmuster.	Ablagerung mittlerer Gezeitenströmungen, wechselnde Strömungsrichtungen. Gleithänge von Prielen und Ästuarrinnen.
H	Sandsteine mit trogförmiger Kreuzschichtung, auf den Foresets rote Schlammsteinlagen; sowohl grosse Streuung als auch Bipolarität der Paläoströmungsmuster.	Ablagerungen starker Gezeitenströmungen; wechselnde Strömungsrichtungen in unkanalisiertem Milieu; inter- bis subtidale Sandplaten oder Bodenschichten von Gilbert-Delten.
I	Sandsteine mit Sandwellen, auf den Foresets rote und graue Schlammsteinlagen; bipolare Paläoströmungsmuster mit Dominanz einer Richtung.	Ablagerungen starker Gezeitenströmungen; wechselnde Strömungsrichtungen mit Ebb- oder Flutdominanz. Gezeitendelten, Flutrampen, Ästuarien oder Delta-Bodenschichten.
K	Grau-gelb gefleckte Mergel, mürbe Sandsteinlagen; Caliche-Knollen, selten Tonhorizonte mit Süsswasserschnecken.	Fluviatile Deltaebene; kleine Süsswassertümpel, Bodenbildungsphänomene.
L	Massive Konglomerate und kreuzgeschichtete Sandsteine mit erosiven Basalkontakten; Konglomerate in lateral auskeilenden Lagen oder in mächtigen Bänken aus gradierten Sequenzen. Sandsteine mit Ophiomorpha-Röhrenbauten. Assoziation mit Gezeitensedimenten, reichlich Austernschalenreste	Verwildertes Flussystem in gezeitendominiertem Küstenraum, Delta-Dachschichten. Geringmächtige Konglomerate als Schichtflutablagerungen, mächtige Bänke als amalgamierte Rinnensedimente. Sandsteine stellen Transversalbarren dar.
M	Steil einfallende, bis 20 m hohe gradierte Vorschüttschichten mit gradierten Konglomeraten und Sandsteinen; Austernschalentrümmer.	Vorschüttschichten von Gilbert-Delten.

Tabelle 1: Lithofaziestypen der OMM im Pfändergebiet (siehe Text)

leicht erosive Lagen mit bis 1 cm grossen Schlickgeröllen unterbrochen wird. Selten wurden Parallellamination und auf den Schichtoberflächen Wellenrippeln beobachtet. Typisch sind dichte Populationen von Skolithos- und Ophiomorpha-Röhrenbauten.

Als *Lithofazies C* ausgeschieden wurden Sequenzen fossilleerer, harter, gut sortierter graugrüner Mittel- bis Grobsandsteine, die im Aufschluss eine auffällige, scheinbar strenge Parallellamination sowie teilweise flachwinklige, kleinmassstäbliche Kreuzschichtung aufweisen. Die mm-mächtigen horizontalen Laminae sind dank geringfügiger Korngrössenunterschiede erkennbar. Die einzelnen Laminae haben teilweise erosive Basalkontakte und keilen über kurze Distanzen aus. Es handelt sich nach Keller (1989) um Transcurrent-Lamination (Allen 1984). Vielfach geht die Transcurrent-Lamination gegen das Hangende in Rippelschichtung über.

Lithofazies D besteht ebenfalls aus parallellaminierten, gut sortierten, graugrünen Mittelsandsteinen. Im Gegensatz zur Parallellamination der Fazies C besteht diejenige der Fazies D aus einer Wechsellagerung dünner (1–10 mm), dunkler, feinkörniger und/oder schwermineralreicher Lagen und heller grobkörniger Lagen. Neben Einschaltungen von Rippelkreuzschichtung wurden Entwässerungsstrukturen (dish structures) und auf den Schichtoberflächen Strömungslineationen beobachtet.

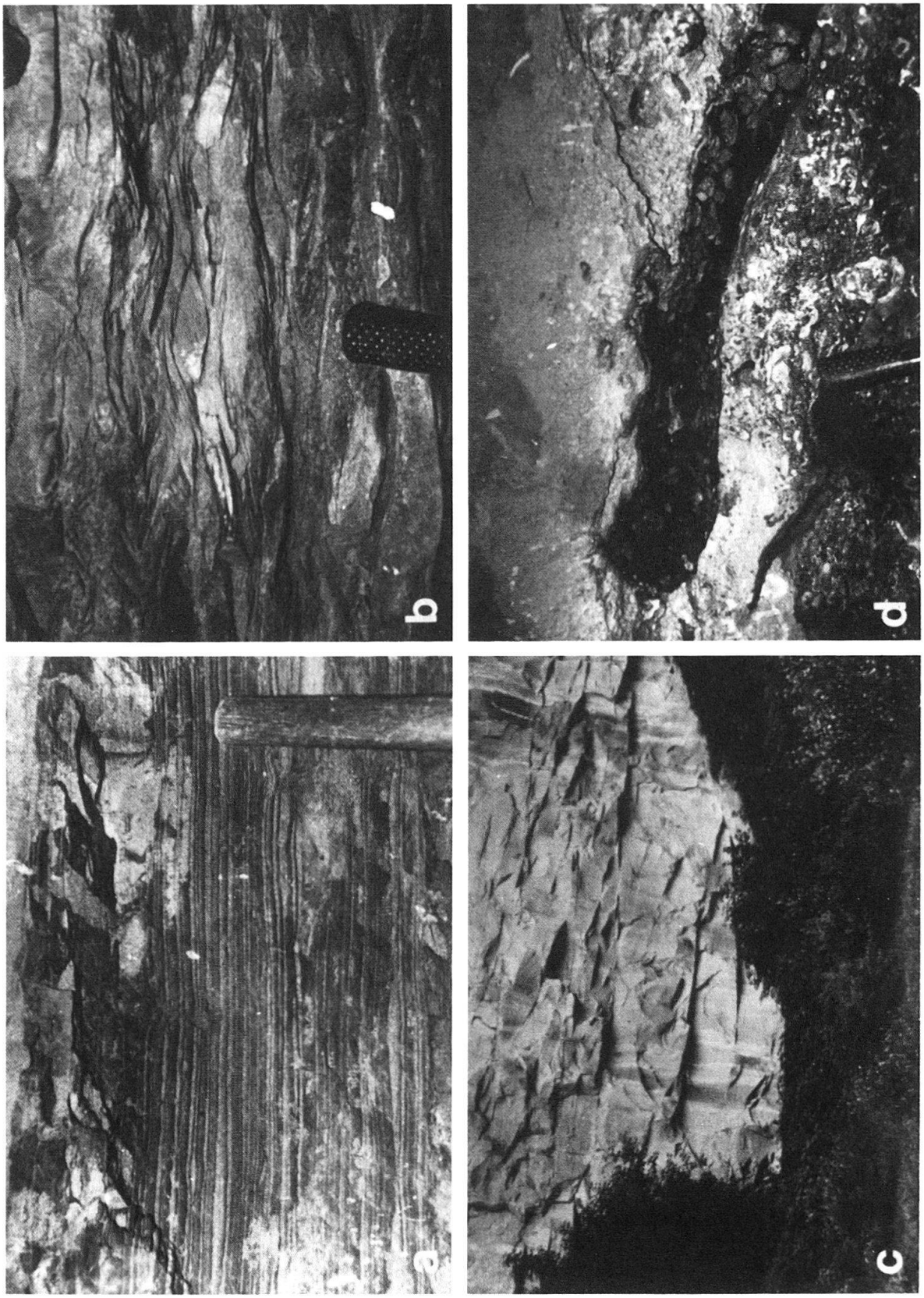
Ein besonderes Element stellen die faziesübergreifend von der Lithofazies D bis B auftretenden Rinnenfüllungen dar, die als *Lithofazies E* bezeichnet werden. Die in die parallellaminierten Sandsteine der Lithofazies D eingelagerten, bis 1 m tiefen und mehrere Meter breiten Rinnen sind mit maximal 5 cm grossen extra- und intraklastischen Geröllen, Muschelschalendetritus und vereinzelten angebohrten Holzstücken (Fig. 3d) gefüllt. Die in die Lithofazies C eingeschalteten Rinnen lassen häufig Prall- und Gleithang erkennen. Ihre Füllung unterscheidet sich von den vorangehend beschriebenen Rinnenablagerungen durch geringere Geröllgrösse (< 2 cm), bessere Sortierung und ein Überwiegen der intraklastischen Schlickgerölle, welche aus einer feinblättrigen Sandstein-Schlammstein-Wechselschichtung bestehen. In den mürben Sandsteinen der Lithofazies B wurden keine eigentlichen Rinnen, sondern bloss schwach erosive, geringmächtige, intraklastreiche Geröllagen mit sandiger Matrix beobachtet.

3.1.2 Interpretation

Das Auftreten von Mergeln und Sandsteinen in der heterolithischen Lithofazies A lässt auf einen Wechsel von niedrigenergetischen Normal- und weniger häufigen hochenergetischen Bedingungen schliessen. Ihr typisches Element sind die Sandsteinlagen und -bänke, die Sturmereignisse darstellen, bei welchen grobkörniges Material (Sand, Muschelschalen) in küstenferneren Bereichen zur Ablagerung gelangt. Die dabei entstandene Normalgradierung sowie die in diesem Ablagerungsraum normalerweise durch sturminduzierte Strömungen und Wellen entstandenen Strukturen (Wellen- und Beulenrippeln) sind wohl weitgehend der Bioturbation zum Opfer gefallen. Der Wechsel von Sturmlagen und, während Schönwetterphasen unter dem Einfluss schwacher Gezeiten-

---

Fig. 3. Gezeitendominierte Ablagerungen
(a) schwacher Strömungen (feinblättrige Wechselschichtung, Lithofazies F) (b) mittlerer Strömungen (Flaserschichtung, Lithofazies G) (c) starker Strömungen (flutorientierte Sandwellen, Lithofazies I)
(d) angebohrtes Holz in der proximalen Ripkanalfazies (Lithofazies E)


b
d
a
c

strömungen aus Suspension abgelagerten, Mergeln ist typisch für die Übergangszone. Die thickening- und thinning-upwards Sequenzen (Tafel: 1 Profil Wirtatobel 310–320 m) können als lobenartige Sturmablagerungen in Deltabuchten oder seewärts von Gezeitenkanälen – wie von Aigner & Reineck (1982) aus der Nordsee beschrieben – interpretiert werden.

Das Fehlen von aus Suspension sedimentierten Feinanteilen in der Lithofazies B spricht für ständig bewegtes Wasser und damit für ein Ablagerungsmilieu oberhalb der Normalwellenbasis. Symmetrische Wellenrippeln sind für die untere Wellentransformationszone typisch (Elliott 1986). Suspensionsfresser, hier vertreten durch Skolithos und Ophiomorpha, finden in ständig bewegtem Wasser ideale Lebensbedingungen vor (Ekdale et al. 1984). Ausserdem lässt die vollständige Entschichtung auf die Anwesenheit einer wühlenden Fauna schliessen. Die Relikte von Parallellamination, die bereits der angrenzenden Brecher- und Brandungszone des Vorstrandes zuzuordnen sind (siehe unten), bestärken die Auffassung, dass die schlecht zementierten Sandsteine der Fazies B in der Zone der Wellentransformation abgelagert worden sind. In Analogie zu den Untersuchungen von Aigner & Reineck (1982) in der Nordsee lassen sich die mürben Sandsteine als im unteren Vorstrand während Sturmbedingungen durch ablandige Strömungen abgelagerte amalgamierte Sturmsandsteinbänke interpretieren; sie stellen demnach die proximale Fazies der weiter seewärts in der Übergangszone abgelagerten Sturmsandbänke dar. Auf Grund der Ablagerungsmechanismen könnten sie auch als Bildungen von Ripströmungen betrachtet werden (siehe Fazies E).

Das dominierende strukturelle Element der Lithofazies C ist die Transcurrent-Lamination. Sie stellt die Basisschichten flach kletternder asymmetrischer Wellenrippeln dar, die vor allem für den oberen Vorstrand typisch sind. Die Transcurrent-Lamination entsteht im unteren Fliessregime und ist demnach nicht eine Parallellamination im engeren Sinne. Keller (1989) ordnet diese Fazies der Wellentransformations-, Brecher- und Surfzone zu.

Im Gegensatz dazu entsteht die Parallellamination aus hellen und dunklen Lagen, welche Lithofazies C charakterisiert, im oberen Fliessregime. Die vorhandenen Strömungslineationen deuten auf hohe Fliessgeschwindigkeiten hin. Ebenfalls auf ein hochenergetisches Milieu und damit verbundene instabile Ablagerungsbedingungen lassen die Entwässerungsstrukturen sowie die Skolithos-Wohnbauten schliessen. Die Indizien sprechen somit für den nassen Strand als Ablagerungsraum der Fazies D (Elliott 1986).

Die mit grobklastischem Material der Lithofazies E gefüllten Rinnen, welche in den Lithofaziestypen D bis B auftreten, sind ein faziesübergreifendes, vom oberen Vorstrand bis in die Wellentransformationszone zu beobachtendes Element. Die Rinnen können als Ripkanäle, möglicherweise aber auch als distale wellenüberprägte Mündungsrinnen eines sandigen Deltas interpretiert werden. Ripströmungen weisen hohe Geschwindigkeiten auf und entwickeln bei Sturmbedingungen ein beträchtliches Erosions- und Transportpotential. Die vom oberen Vorstrand bis in die Wellentransformationszone beobachtete Abnahme der Korngrösse des grobklastischen Materials, verbunden mit zunehmender Sortierung und Auslese, weisen ebenfalls auf ablandige hochenergetische Strömungen hin.

3.2 Gezeitendominierte Fazies

Gezeitendominierte Abfolgen sind von Keller (1989) in der OMM der Zentral- und Ostschweiz beschrieben worden. Während in der Ostschweiz die Luzerner Formation nahezu vollständig von Gezeitenablagerungen aufgebaut wird, erlangen diese am Pfänder erst in der Mitte dieser Formation gleichzeitig mit den fluviatilen Schüttungen eine grössere Bedeutung (Tafel 1). Gezeiten dominieren vor allem in den vor Seegang geschützten Bereichen, beispielsweise im Intertidal von Deltaebenen und im Subtidal unterhalb der Normalwellenbasis (s. u.).

Typisch für die gezeitendominierte Fazies ist die Bidirektionalität der Strömungen innerhalb des Gezeitenzyklus sowie der ständige Wechsel von Strömungs- und Ruhephasen. Entsprechend den sich rasch ändernden hydrodynamischen Bedingungen prägen heterolithische Ablagerungen und eine Vielfalt von Sedimentstrukturen das Erscheinungsbild der gezeitendominierten Fazies. Sie lässt sich nach Terwindt (1981) in Ablagerungen schwacher, mittlerer und starker Gezeitenströmungen gliedern. Die darauf basierenden, von Keller (l. c.) ausgeschiedenen, Lithofazies-Fypen konnten am Pfänder ebenfalls nachgewiesen werden (Tab. 1, Lithofazies F–I).

3.2.1 Beschreibung

Als *Lithofazies F* wird eine feinblättrige Wechselschichtung von dunkelgrauen Schlammsteinlagen und hellgrauen Fein- bis Feinstsandsteinen bezeichnet (Fig. 3a). Die einzelnen leicht erosiven Laminae können lateral sowohl kontinuierlich als auch diskontinuierlich sein, häufig liegen auch Doppelschlicklagen (double mud drapes) vor. In den feinkörnigen Rhythmiten treten in Abständen von einigen cm bis dm Sandsteinbänke mit Schlickgeröllen und Muscheldetritus auf, die im Kapitel 3.1.1 als Sturmsandbänke angesprochen worden sind.

Die feinblättrige Wechselschichtung kommt auch in sandreicherer Ausbildung vor, wobei sich Übergänge zu Flaserschichtung beobachten lassen. Ausserdem sind die Schlammsteinlagen von intensiv roter Farbe und die Sandlagen gelb; doppelte Schlicklagen fehlen weitgehend. Infolge von Bioturbation und der Bildung von Kalkkonkretionen ist nicht erkennbar, ob die Wechselschichtung auf durchgehende Lamination oder auf schlickreiche Basisblätter von Rippeln zurückzuführen ist.

Die ebenfalls heterolithische *Lithofazies G* besteht aus beigen, schlecht zementierten Mittelsandsteinen mit Strömungsrippelgefüge, das z. T. als «Herringbone»-Kreuzschichtung ausgebildet ist, sowie – untergeordnet – aus meist roten Schlammsteinlagen (Fig. 3b). Sie finden sich auf den Leeblättern von Rippeln sowie als Relikte in den Rippeltälern (Flaserschichtung). Vergesellschaftet ist diese Fazies häufig mit subaquatischen Rinnenstrukturen.

In den vorwiegend sandig ausgebildeten gezeitendominierten Abfolgen können zwei unterschiedliche Ausbildungen nachgewiesen werden. Die *Lithofazies H* umfasst gelbliche bis rötliche Mittelsandsteine mit trogförmiger Kreuzschichtung, deren Schichtpaket-Höhen maximal 40 cm erreichen. Die konkaven Leeblätter gehen gegen die Basisschichten in wellige Wechselschichtung mit roten Schlammsteinlagen über. Auffällig ist die aufgrund der Messung von Leeblättern ermittelte grosse Streuung und die Bipolarität der Paläoströmungsrichtungen (Fig. 4a, b).

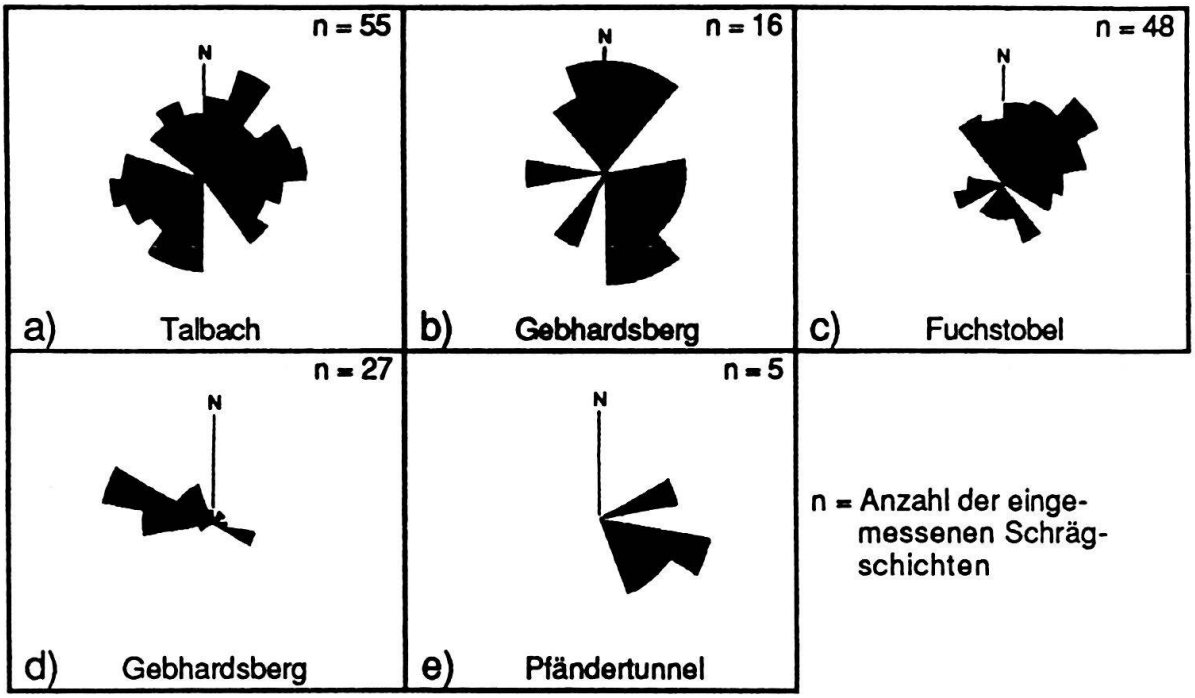


Fig. 4. Paläoströmungsmuster von trogförmigen Schrägschichtungen der Lithofazies H (a, b) sowie von Sandwellen der Lithofazies I (c–e)

Lithofazies I besteht aus rötlichen bis grünlichen (glaukonitischen) Mittelsandsteinen mit Sandwellen als vorherrschendem Gefügeelement. Die erosiv gekappten Sets sind 35–50 cm mächtig (Fig. 3c). Graue und rote Schlammsteinlagen, z. T. als Doppellagen ausgebildet, schalten sich gegen die Basis der «foresets» ein und sind teilweise über mehrere Meter verfolgbar. Die Strömungsrosen der Sandwellen zeigen eine geringere Streuung als diejenigen der Grossrippeln; meistens dominiert eine Strömungsrichtung. Dies kann je nach Ablagerungsmilieu entweder die Ebb- oder die Flutrichtung sein (Fig. 4c–e). Die unidirektional flutorientierten Sandwellen beim Pfändertunnel (Fig. 3c, 4e) weisen auf ihren Leeblättern, eingebettet zwischen zwei Schlicklagen, entgegengesetzt orientierte Kleinrippeln der hier untergeordneten Ebbströmung auf.

3.2.2 Interpretation

Die feinblättrige Sandstein-Schlammstein-Wechsellagerung (Lithofazies F) ist aufgrund der Doppelschlicklagen, des hohen Suspensionsanteils und der rhythmischen heterolithischen Sedimentation als Gezeitenschichtung zu interpretieren, die durch schwache Gezeitenströmungen bei gleichzeitig hoher Sedimentationsrate gebildet wurde. Als Ablagerungsraum kommen je nach Ausbildung der Laminae und der An- bzw. Abwesenheit von Sturmsandlagen morphologische Depressionen im Inter- bis Subtidal bzw. Buchten oder die Übergangszone in Betracht.

Die heterolithische Ausbildung der sandigeren Lithofazies G widerspiegelt wiederum den Wechsel von Sedimenttransport und Stauphasen, was zusammen mit der bipolare Strömungen anzeigenden «Herringbone»-Kreuzschichtung typisch ist für das Gezeitenmilieu. Die Fliessgeschwindigkeiten waren jedoch so hoch, dass der Schlick meist wieder

erodiert wurde und einzig im Leebereich der Rippeln erhalten blieb. Als Bildungsraum dieser Gezeitensedimente mittlerer Strömungen stehen nach Keller (1989) Gleithänge von Prielen im Vordergrund, in denen infolge hoher Sedimentationsrate auch die Bioturbation ausblieb. Die im Untersuchungsgebiet beobachtete Vergesellschaftung dieser Fazies mit subaquatischen Rinnen lässt jedoch auch eine Interpretation als seeganggeschützte, gezeitendominierte Sandplaten oder subaquatische «Uferwälle» von Ästuaren zu.

Die als 3-D-Formen ausgebildeten Grossrippeln der Lithofazies H zeugen nach Terwindt (1981) von starken Strömungen, während die Schlammsteinlagen wiederum Stauwasser aufzeichnen. Die Strömungsrosen der trogförmigen Kreuzschichtung widerspiegeln komplizierte Verhältnisse der Paläoströmungsrichtungen im Ablagerungsraum. Eine Abhängigkeit vom Milieu ist klar erkennbar. So zeigt die in Figur 4b dargestellte Strömungsrose zwei gleichstarke, genau entgegengesetzte Strömungen, was auf kanalisierte Verhältnisse (Ästuar) hindeutet. Figur 4a weist dagegen auf unkanalisierte Gezeitenströmungen hin. Als Ablagerungsraum kommen am ehesten inter- bis subtidale Sandplaten in Frage, die der direkten Wirkung von Ebbe und Flut ausgesetzt waren. Sie bilden die Bodenschichten der Gilbert-Delten. Die Strömungen wurden hier höchstens durch die Morphologie des Deltas beeinflusst.

Wie die Grossrippeln sind auch die Sandwellen der Lithofazies I Indikatoren starker Gezeitenströmungen (Terwindt 1981). Schlicklagen sind daher infolge Erosion nur im Strömungsschatten auf den Vorschüttschichten erhalten geblieben. Aufgrund der gelegentlich beobachteten Doppelschlicklagen lässt sich schliessen, dass es sich um subtidale Sandwellen handelt. Die Figuren 4c,d zeigen bei unterschiedlicher Streuung eine klare Dominanz der durch fluviatilen Einfluss verstärkten Ebbströmung. Die geringe Abweichung der Strömungsrichtungen in Figur 4d weist auf kanalisierte Strömungen hin, wie sie in Gezeitenrinnen und proximalen Ästuaren vorkommen. Demgegenüber ist die grössere Streuung der Fliessrichtungen in Figur 4c auf unkanalisierte Verhältnisse zurückzuführen, die als typisch für Sandplaten in distalen Ästuaren oder auch für Delta-Bodenschichten anzusehen sind. Im Gegensatz zu diesen Beispielen zeigen die Sandwellen in Figur 4e eine eindeutige Flutdominanz. Auf den in der dominanten Strömung abgelagerten Leeblättern der Sandwellen finden sich doppelte Schlicklagen und, dazwischen eingebettet, entgegengesetzt gerichtete Kleinrippeln. Diese Merkmale sind eindeutige Zeugnisse der untergeordneten Ebbströmungen sowie der Stauphasen während Tidenhoch- und Tidenniedrigwasser (Visser 1980). Keller (1989:132) deutet derartige flutorientierte Sandwellen als Ablagerungen von flutdominierten subtidalen Sandbänken oder -platen.

3.3 Gilbert-Deltafazies

In der Mitte der Luzerner Formation setzen am Pfänder konglomeratische Schüttungen ein. Ein Flussystem von hoher Schüttungsintensität, die sogenannte Bodensee-Schüttung (Hofmann 1957), prägt bis in die Obere Süsswassermolasse (OSM) das Sedimentationsgeschehen (Fig. 2). Die enge Verknüpfung von marinen wellen- und gezeitendominierten sowie fluviatil-deltaischen Sedimenten lässt auf eine unmittelbare räumliche Nähe und zeitliche Abfolge unterschiedlicher Ablagerungsräume und Prozesse schliessen.

3.3.1 Beschreibung

In der Deltafazies der Luzerner und der St. Galler Formation können 3 Lithofazies-Typen K–M (Tab. 1) unterschieden werden, welche den Ablagerungen der subaerischen Deltaebene, den verästelten Flussrinnen bzw. den Gilbert-Delta Dachschichten sowie den Delta-Vorschüttschichten entsprechen. Die Delta-Bodenschichten sind in den weiter oben beschriebenen Lithofazies H und I ausgebildet.

Lithofazies K besteht aus grau-gelben fleckigen Silt- bis Feinsandsteinen und eingeschalteten Mittel- bis Grobsandsteinlagen sowie seltenen Tonlagen. Die grobkörnigen Lagen weisen meist eine erosive Basis auf und sind infolge des hohen Anteils an Pflanzenhäcksel häufig von schwärzlicher Farbe. Die feinkörnigen Partien führen vielfach Calicheknollen. Gelegentlich wurden Wurzelböden sowie Schichten mit Süsswasserschnekken (*Planorbis*) beobachtet.

Lithofazies L umfasst Konglomerate und Sandsteine mit mehr oder weniger ausgeprägten erosiven Basalkontakten. Die meist massiven, seltener trogförmig kreuzgeschichteten oder horizontal geschichteten komponentengestützten Konglomerate (Nagelfluh) bilden Bänke von einigen dm bis 20 m Mächtigkeit. Sie lassen sich parallel zur Transportrichtung über maximal einige Kilometer (z. B. Kanzelfelsnagelfluh, Fig. 2) verfolgen, wobei ein An- und Abschwellen ihrer Mächtigkeit zu beobachten ist. Es ist offensichtlich, dass die Konglomerathorizonte einerseits auf älteren Gilbert-Deltavorschüttschichten, andererseits auf Schlickwattablagerungen und gezeitenbeeinflussten Sandsteinen ruhen. Die mächtigeren Konglomerate setzen sich aus 0.2–3 m mächtigen «fining-upwards» Sequenzen zusammen, die durch Erosionsdiskordanzen oder dm-mächtige feinkörnige Lagen und Linsen, bestehend aus einer feinblättrigen Wechselschichtung von Sand- und rotem Schlammstein, getrennt werden. Die weniger als 20 cm mächtigen schichtförmigen Konglomerat- und Sandsteinbänke keilen lateral über kurze Distanz, oft innerhalb eines Aufschlusses, aus. Sehr häufig finden sich in den Konglomeraten mit dem Geröll vermischt zerbrochene Austernschalen, einzeln oder in Lagen. Ausserdem konnten auch autochthone, dem Dach der Nagelfluhbänke aufgewachsene, bis 50 cm mächtige Austernbänke beobachtet werden.

Die planar und trogförmig kreuzgeschichteten Grob- bis Mittelsandsteine können einerseits eine stark erosive, rinnenförmige Basis und ein Sohlenpflaster, andererseits einen planaren Basalkontakt ohne Sohlenpflaster aufweisen. Es wurden sowohl aus einer Schrägschichtungslage bestehende, bis über 1 m mächtige Bänke, als auch solche mit mehreren Schichten beobachtet. Die Vorschüttschichten zeigen Normalgradierung. Neben Austernschalenbruchstücken enthalten die Sandsteine Skolithos- und Ophiomorpha-Röhrenbauten.

Die *Lithofazies M* ist charakterisiert durch 15–20 m mächtige, steil einfallende (max. 30°) planare Vorschüttschichten aus Sand und/oder Geröll, die häufig Bruchstücke von Austernschalen führen. Die Schüttung erfolgte generell gegen N bis NW. Sowohl die sandigen als auch die konglomeratischen Vorschüttschichten sind – zumindest in ihrem unteren, der Beobachtung zugänglichen Teil – normalgradiert und besitzen sigmoidale Basalkontakte. Unter Abnahme der Mächtigkeit und der Korngrösse gehen sie in die gezeitendominierten Bodenschichten der Lithofazies I (ebbdominierte Sandwellen) und H (3-D Grossrippeln) über. In den sandigen Vorschüttschichten sind auch Anzeichen von Aufarbeitung durch Gezeitenströmungen erkennbar. Die komponentengestützten und

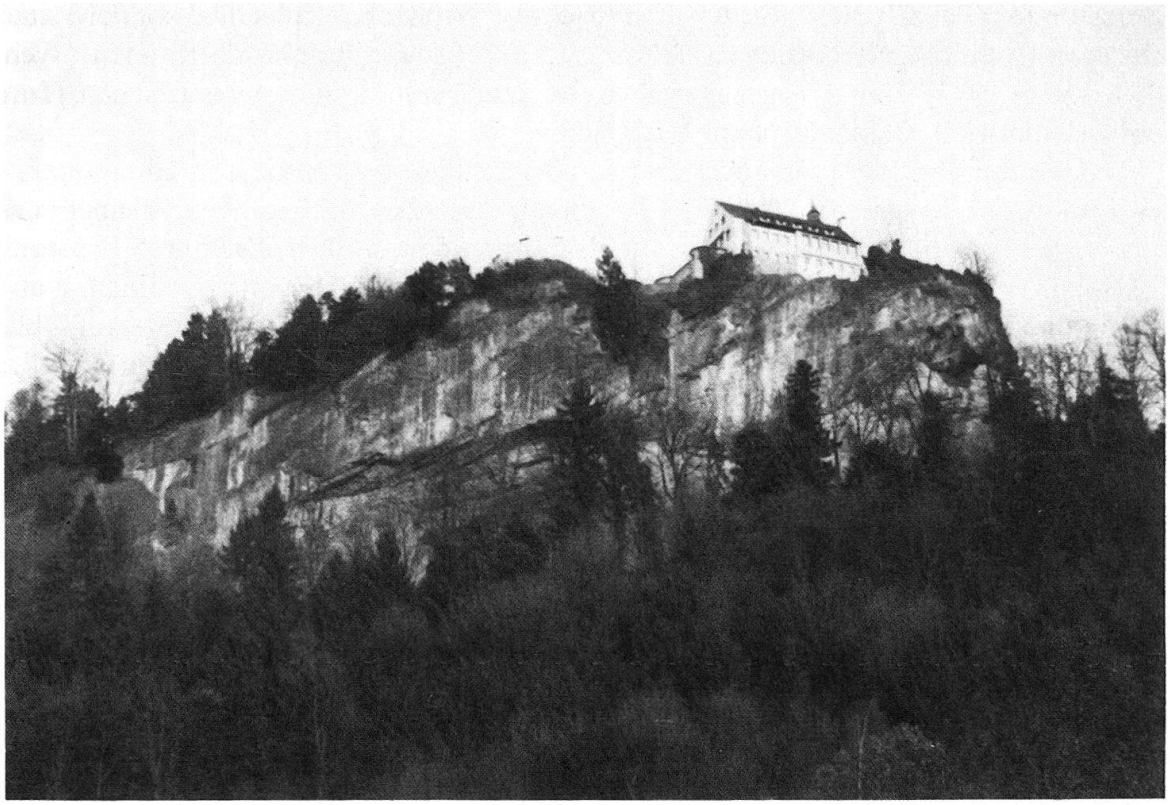


Fig. 5. Gilbert-Delta Vorschüttschichten am Gebhardsberg

gut gerundeten Konglomerate nehmen vielfach nicht die ganze Breite der Vorschüttschichten ein. Vor allem im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes, wo im Liegenden der Kanzelfelsnagelfluh die meist sandigen «foresets» der Lithofazies M in einem Schnitt fast normal zur Schüttungsrichtung über mehrere 100 m aufgeschlossen sind, bilden die Konglomerate parallel zueinander verlaufende Rinnenfüllungen und Loben von geringer Ausdehnung. Diese beschränken sich meist auf die «foresets», allerdings konnten einzelne Geröllrinnen beobachtet werden, die sich bis in die sandigen Bodenschichten fortsetzen. Die konglomeratischen Vorschüttschichten bilden die von weitem sichtbaren Schrägschichtungsstrukturen am Gebhardsberg (Fig. 5).

3.3.2 Interpretation

Aufgrund ihrer Feinkörnigkeit, dem Fehlen von Rinnenstrukturen und von Uferwallablagerungen ist die Lithofazies K einer Überschwemmungsebene zuzuordnen. Wurzel- und Calichehorizonte sind eindeutige Anzeichen von Bodenbildung und eines terrestrischen Milieus mit zeitweiligen Sedimentationsunterbrüchen, wie sie für die Süsswassermolasse typisch sind. Die Sandsteine können als proximale Durchbruchsfächer (crevasse splays) interpretiert werden. Die Süsswassergastropoden führenden Tonlagen wurden in stehendem Wasser abgelagert; ihre geringe Mächtigkeit zeigt jedoch, dass es sich um kleine Tümpel oder Totarme handelte. Am Beispiel des zweiten terrestrischen Horizonts, welcher die Luzerner von der St.Galler Formation abgrenzt (Fig. 2), lässt sich zeigen, dass es sich bei der Lithofazies I um küstennahe Bildungen handelt. Dieser

Grenzhorizont enthält nicht nur das 2 m mächtige Wirtatobel-Kohleflöz, sondern auch Süsswasser- und Landschnecken (Heim et al. 1928) sowie Brackwasserfaunen (Wenz 1933, Resch 1977). Der Ablagerungsraum des ersten und zweiten terrestrischen Horizonts ist somit die Deltaschwemmebene.

Das Fehlen von Erosionsrinnen und die flächenhafte Geometrie der Konglomerate der Lithofazies L sprechen für ein Flussystem, das von nicht-stabilen, kleinen und kurzlebigen Rinnen geprägt war, d. h. für einen verwilderten Fluss. Die durch Erosionsdiskordanzen getrennten Konglomeratbänke sind als Geröllbarren anzusprechen, wobei ihre fining-upwards Tendenzen auf episodische Schüttungen schliessen lassen. Auf Ablagerung der Konglomerate in einem marin-brackischen statt in einem rein fluviatilen Milieu deutet ihr Reichtum an Austernschalen. Ebenfalls für marine Prozesse sprechen die eingeschalteten dünnen Lagen mit feinblättriger Wechselschichtung (Lithofazies F), die einem gezeitendominierten Ablagerungsmechanismus zuzuordnen sind (Kap. 3.2.2).

In den mit den Konglomeraten vergesellschafteten Sandsteinen können die gradierten, planaren «foresets» als episodisch aktive Transversalbarren interpretiert werden. Rinnenförmige Erosionsstrukturen an ihrer Basis weisen auf eine gewisse Stabilität der Flussläufe hin, während der marine Einfluss und die ständige Wasserzirkulation durch die Präsenz von Austern und Ophiomorpha-Bauten angezeigt ist.

Die bis 20 cm mächtigen schichtförmigen, lateral auskeilenden gradierten Konglomerat- und Sandsteinbänke werden als Schichtflutablagerungen interpretiert. Diese entstehen dann, wenn der Fluss mit seiner Bodenfracht die Rinne verlässt, sei es an der Mündung oder in einer Durchbruchsrinne. Derartige Schichtflutablagerungen in enger Vergesellschaftung mit feinkörnigen Sedimenten der Gezeitenebene sind typisch für die Deltaebenenfazies verästelter Flüsse.

Gesamthaft gesehen widerspiegelt die Lithofazies L einen Wechsel von marin-niedrigenergetischen und fluviatil-hochenergetischen Bedingungen, was auf ein deltaisches Milieu hinweist. Die grobkörnige Fracht, die instabilen Rinnen und das verwilderte Flussystem zeigen, dass es sich um ein «braidplain delta» (Nemec 1990) bzw. ein «braid delta»im Sinne von McPherson et al. (1987) handelt. Während Normalbedingungen dominierten im Ablagerungsraum schwache Tidenströmungen. Der starke Süsswassereinfluss liess eine typische artenarme und individuenreiche Brackwasserfauna siedeln, wobei Gerölle ehemaliger Schüttungen ein ideales Aufwachssubstrat für die Austernriffe bildeten. Während Hochwasser wurden Konglomerate in dieses Milieu geschüttet; die feinkörnigen Gezeitensedimente wurden meist erodiert, die Austernschalen umgelagert und mit den Geröllen über kurze Strecken transportiert und zerstreut. Die rasche Verlagerung der energiereichen instabilen Rinnen des verwilderten Flusses hatte zur Folge, dass nur Reste der gezeitendominierten Hintergrundsedimente fossil erhalten geblieben sind. Die bis zu 20 m mächtigen amalgamierten Konglomeratbänke sind ein Indiz, dass trotz der Kurzlebigkeit und der raschen Verlagerung der Rinnen das verwilderte Flussystem über längere Zeiträume im selben Raum aktiv war.

Die steile Neigung, die keilförmige Geometrie und die grosse Höhe der Vorschüttschichten der Lithofazies M sind konsistent mit dem Gilbert-Deltamodell. Da die Vorschüttschichten ebenfalls die in den fluviatilen Konglomeraten beobachteten Austernschalenbruchstücke enthalten, kann davon ausgegangen werden, dass sie die direkte Fortsetzung der verwilderten Flussrinnen darstellen. Die Normalgradierung der konglomeratischen und sandigen «foresets» lässt auf Ablagerung durch Trübeströme hoher

Dichte schliessen. Diese stehen möglicherweise im Zusammenhang mit Grundbrüchen an der Deltafront infolge hoher Akkumulationsraten nach episodischen Hochwässern. Die rinnenförmige Geometrie der Konglomeratkörper lässt darauf schliessen, dass die grobklastischen Massenverfrachtungen auf Rinnen im Deltaabhang beschränkt waren. Tatsächlich sind an steilen Hängen rezenter grobkörniger Delten, in direkter Fortsetzung der Flussrinnen, breite, mit Geröll gefüllte subaquatische Rinnen und Geröllzungen beobachtet worden (Prior & Bornholm 1990). Durch die Gezeitenströmungen wurde der episodisch durch Trübeströme auf den unteren Vorschüttschichten und den Bodenschichten abgelagerte Sand aufgearbeitet.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die grobkörnigen Gilbert-Delten am Pfänder auf ein verwildertes Flussystem zurückgeführt werden können, das seine grobkörnige Fracht in den flachen Küstenraum des OMM-Meeres schüttete. Konglomerate dominieren sowohl die aus Rinnen- und Schichtflutablagerungen bestehenden Dachschichten als auch die Vorschüttschichten der Delten. Die Delta-Bodenschichten dagegen sind in gezeitendominierter Sandsteinfazies ausgebildet.

4. Fazielle Zusammenhänge und Ablagerungsmodell

Die Lage der bearbeiteten Profile und der am Gebhardsberg aufgeschlossene N-S-Profilschnitt ermöglichen eine Rekonstruktion der faziellen Beziehungen (Fig. 6). Die OMM kann in mehrere, durch Leithorizonte begrenzte, lateral korrelierbare Sequenzen unterteilt werden. Die darauf basierende schematische Darstellung der Faziesverhältnisse in einem E-W-Schnitt (Fig. 6) lässt erkennen, dass einzelne Faziestypen innerhalb des Untersuchungsgebietes durchgehende Fazieszonen bilden, während andere nur über relativ kurze Distanzen aushalten.

4.1 Luzerner Formation

Das im Wirtatobel aufgeschlossene, direkt der USM auflagernde Konglomerat, bei dem es sich aufgrund des von Arn. Heim et al. (1928) beschriebenen Fossilinhalts (Austern, Haifischzahn) um eine marine Bildung handelt, markiert den Beginn der Transgression des OMM-Meeres im Bodenseeraum. Darüber folgt im ganzen Gebiet die Zone der Glaukonitsandsteine, die überwiegend in Lithofazies B und C der wellendominierten Fazies ausgebildet ist. Diese Einförmigkeit deutet auf eine zu dieser Zeit morphologisch und faziell eher schwach differenzierte Küste.

Die Lithofazies C (transcurrent laminierte Sandsteine), welche der Brecher- und Surfzone einer wellendominierten Küste zuzuordnen ist, bildet bis 35 m mächtige Sequenzen. Die grossen Mächtigkeiten sind ein Indiz für einen Gleichgewichtszustand der Küste, bei dem sich Transgression und Akkumulation die Waage hielten. Andererseits spielt sicher eine Rolle, dass diese hochenergetische Fazies das grösste Erhaltungspotential besitzt.

Etwa gleich häufig kommen schlecht zementierte Sandsteine (Lithofazies B) der Wellentransformationszone des unteren Vorstrandes vor. Ablagerungen von Ripkanälen finden sich in den Faziestypen D–B. In proximaler Fazies (Lithofazies D, C) bilden sie wohldefinierte grobklastische Rinnenfüllungen, im distalen Bereich (Fazies B, unterer Vorstrand) dagegen bauen sie geringmächtige lobenartige Sandsteinkörper auf. Diese

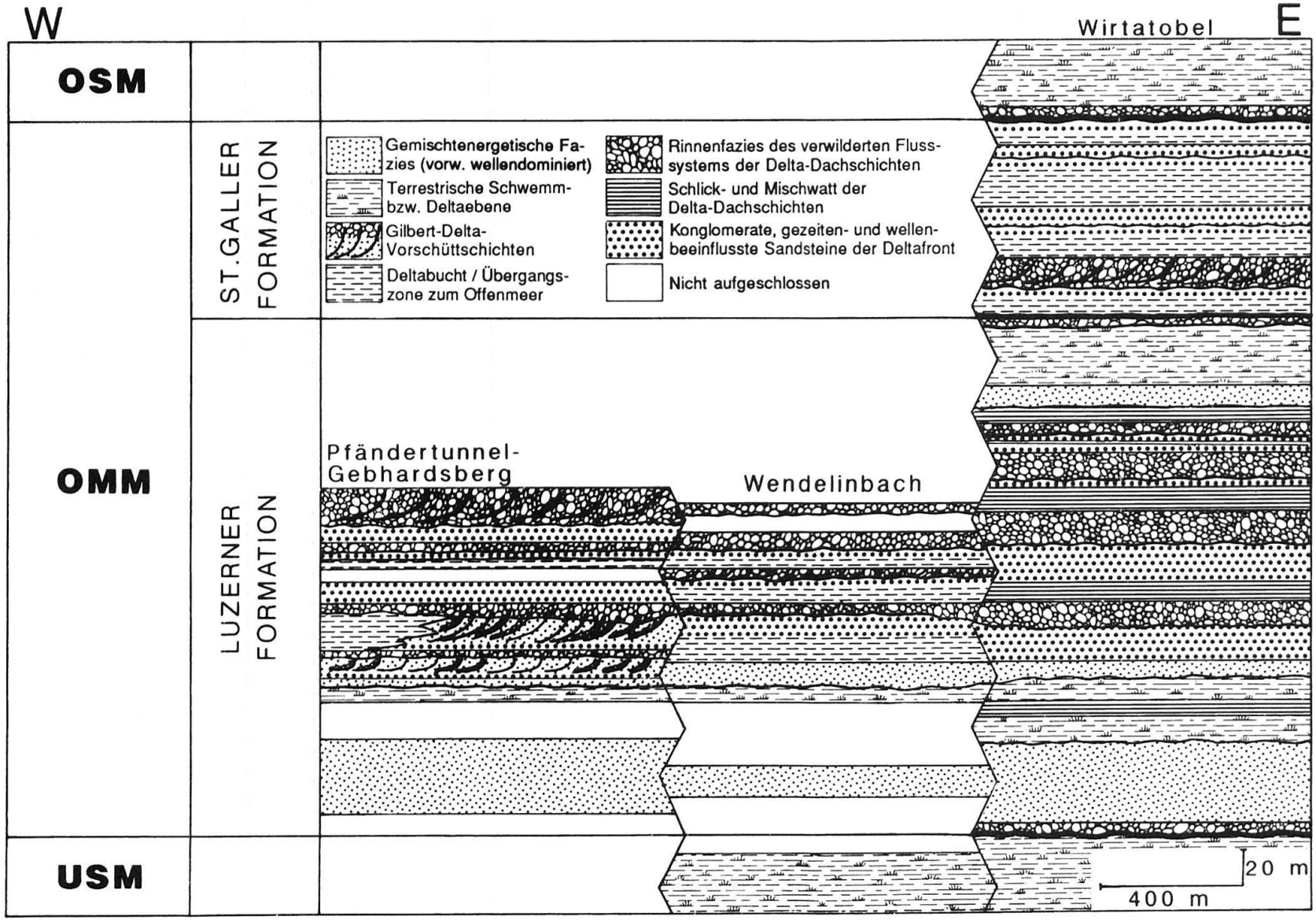


Fig. 6. Schematische Darstellung der Faziesverhältnisse in der OMM des Pfänder (Ost-West-Schnitt)

könnten auch als distale Sandablagerungen wellendominierter Flussmündungen interpretiert werden.

Nur im Pfändertunnelprofil (Tafel 1: 0–10 m, Fig. 3c) wurden in der Zone der Glaukonitsandsteine flutorientierte Sandwellen (Lithofazies I) beobachtet. Flutorientierte Sandwellen als isolierte Schichtpakete zwischen wellendominierten Ablagerungen sind von Keller (1989, 1990) auch aus der OMM der Ost- und Zentralschweiz in seiner wellendominiert-gemischtenergetischen Fazies beschrieben und interpretiert worden. Demzufolge sind die flutorientierten Sandwellen als sandriffähnliche, teilweise auch als flutdeltaartige Sedimentkörper zu verstehen, die während Sturmfluten unter starkem Welleneinfluss aufgebaut wurden und im Gezeitenrhythmus landwärts migrierten.

Die teilweise flutdeltaartigen Ablagerungen und die laminierten Schlickgerölle (Lithofazies F) in den Ripkanälen lassen darauf schliessen, dass die OMM-Küste zur Zeit der Glaukonitsandsteine durch einen Strandwallkomplex und eine landwärts daran anschliessende Gezeitenebene mit Schlickwatten geprägt war.

Auf die Zone der Glaukonitsandsteine folgt, mit ausgeprägter Erosionsdiskordanz, ein 15 m mächtiger Horizont der Lithofazies K, d.h. Ablagerungen einer fluvio-deltaischen Schwemmebene (erster terrestrischer Horizont in Fig. 2). Darin eingeschaltete marine Sedimente (Tafel 1: Profil Wirtatobel 62–68 m), die als Schlickwatt- oder Deltabuchtfazies interpretiert werden, lassen erkennen, dass die abrupte Verlandung keine weitreichende Regression darstellt, sondern möglicherweise eine auf das Pfänder-Delta beschränkte Erscheinung ist.

Während die fazielle Gleichförmigkeit in der Zone der Glaukonitsandsteine – wie weiter oben erwähnt – auf eine wenig gegliederte Küste schliessen lässt, ändert sich die paläogeographische Situation mit einer erneuten Transgression, die mit dem Einsetzen der Bodensee-Schüttung einhergeht. Die 28–37 m mächtige Abfolge zwischen dem ersten terrestrischen Horizont und dem Kanzelfelsnagelfluh-Leithorizont ist faziell vielfältig und regional unterschiedlich ausgebildet. Die ersten Meter liegen zwar noch im ganzen Gebiet in wellendominierter Fazies vor, danach setzt jedoch eine Differenzierung ein. Im östlichen Teil des Arbeitsgebietes künden erste geringmächtige Konglomerate (Lithofazies L) das Vorrücken eines Flussystems bei gleichzeitig verstärktem Gezeiteneinfluss an. Die Sandsteinfolge im Wirtatobelprofil von 90–110 m (Tafel 1) stellt den distalen Bereich des verwilderten Flussystems dar, wo Wellenaktivität und Gezeitenströmungen den angelieferten Sand fortlaufend aufarbeiteten und verfrachteten.

Zwischen dem Gebhardsberg und der Lokalität Kanzel folgen über den wellendominierten transgressiven Sandsteinen Vorschüttschichten (Lithofazies M) eines Gilbert-Deltas. Die grobklastischen fluviatilen Zufuhren hatten das westliche Gebiet offenbar später erreicht, so dass sich bereits eine Wassertiefe von mindestens 10–20 m eingestellt hatte, welche den Aufbau und das Progradieren eines Gilbert-Deltas ermöglichte. In den distalen Bereichen der Deltafront gelangte Sand zur Ablagerug, der durch mittlere und starke Gezeitenströmungen aufgearbeitet wurde (Lithofazies G,H). Danach nahm am Gebhardsberg die fluviatile Aktivität ab, wobei die Subsidenz anhielt. Später führte ein erneuter Vorstoss einer Rinne des verästelten Flussystems in dieses Gebiet zum Aufbau eines zweiten Gilbert-Deltas. Fig. 6 zeigt, dass am Gebhardsberg im distalen Bereich des Gilbert-Deltas dunkle, sandig-mergelige Rhythmite der Lithofazies F direkt an die konglomeratischen Vorschüttschichten angrenzen. Diese unterhalb der Normalwellenbasis unter dem Einfluss von Gezeitenströmungen in einer Deltabucht abgelagerten Sedimente

widerspiegeln das «normale» Ablagerungsmilieu, das vor bzw. ausserhalb des Einflusses der Bodensee-Schüttung geherrscht hatte.

Diese Fazies findet sich ebenfalls im Bereich des Wendelinbachs, was auf die Existenz einer Bucht zwischen den Deltaloben des Wirtatobels und Gebhardberges hinweist. Das Vorrücken des verwilderten Flussystems führte auch hier zu einer Regression mit «coarsening-» und «thickening-up» Sandsteinen von progradierenden Mündungsbarren. Die konglomeratische Rinnenfazies (Kanzelfelsnagelfluh) bildet im ganzen Gebiet den Abschluss der unteren Luzerner Formation.

In der oberen Luzerner Formation verstärkt sich die sich seit dem Einsetzen der Bodensee-Schüttung abzeichnende Differenzierung der Küste in ein östliches und westliches Schüttungszentrum mit dazwischenliegender Bucht. Die Abfolge im östlichen Gebiet (Wirtatobel) ist durch eine sehr unruhige Sedimentation geprägt, wobei sich zwei Fazies-Typen überlagern. Während Normalbedingungen dominierten marine Prozesse den Küstenraum, schwache Gezeitenströmungen führten zur Entstehung einer feinblättrigen Sandstein-Schlammstein-Wechselschichtung (Lithofazies F) im Inter- bis Subtidal. In diesem Milieu siedelten Austern, die in den Geröllhorizonten früherer Schüttungen ein ideales Aufwachssubstrat vorfanden. Während episodischer Hochwässer des verwilderten Flussystems wurde ein Teil dieser feinkörnigen Sedimente und der Austernbänke aufgearbeitet und die Komponenten zusammen mit exoklastischen Geröllen als Konglomerate (Lithofazies L) sowohl im fluviatilen als auch im marin-brackischen Milieu der Flussarme abgelagert. Es ergibt sich somit das Bild eines Gilbert-Deltas mit einer «braidplain» (Deltaebene eines verwilderten Flusses). Da sich Akkumulations- und Transgressionsrate im Wirtatobel die Waage hielten, ist hier der ganze obere Teil der Luzerner Formation in dieser Deltaebenen-Fazies ausgebildet.

Im Gegensatz zum Wirtatobel war die Materialzufuhr im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Gebhardsberg) gegen die Bodenseebucht schwankend. Nach Ablagerung der Kanzelfelsnagelfluh ertrank hier die Flussmündung; es entstand ein sandiges Ästuar mit Rinnenstrukturen, gefolgt von feinkörnigen, unterhalb der Wellenbasis abgelagerten Gezeitenschichten (Lithofazies F). Erneute fluviatile Zufuhren führten alsdann zu einer regressiven Abfolge mit Sandsteinen und Konglomeraten der Deltafront, gefolgt von der konglomeratischen Rinnenfazies (Lithofazies L). Gegen das Hangende wiederholt sich der Zyklus von Transgression und Regression nochmals: gezeitendominierte Sandsteine werden wiederum von mächtigen konglomeratischen Schrägschichten eines Gilbert-Deltas überlagert. Während im unteren Teil der Sandsteine eine geringe Streuung der Fliessrichtung aufweisende, ebbdominierte Sandwellen (Lithofazies I) vorherrschen, wird der obere Teil zunehmend von trogförmiger Kreuzschichtung (Lithofazies H) geprägt, deren bimodales Fliessmuster eine grössere Streuung aufweist (Fig. 4b). Dieser Wechsel widerspiegelt die Entwicklung vom mündungsnahen Bereich eines Ästuars, wo die Strömungen kanalisiert und die Ebbströmung durch fluviatilen Abfluss verstärkt ist, zum mündungsferneren Bereich, in dem die weitgehend unkanalisierten Ebb- und Flutströmungen im Gleichgewicht sind.

Die konglomeratischen Gilbert-Delta-Vorschüttschichten (Lithofazies M) im Hangenden der Sandsteine bilden die markante Rippe des Gebhardsberges (Fig. 5). Wie die anderen Gilbert-Delten stellt auch dasjenige des Gebhardsberges eine lokal begrenzte Erscheinung dar. Die konglomeratischen Deltaschrägschichten nehmen über eine Distanz von 400 m von 30 m auf wenige Meter ab und gehen in die Bodenschichten über,

die in sandiger gezeitendominierter Fazies ausgebildet sind. Diese besteht im proximalen Bereich aus ebbdominierten Sandwellen (Fig. 4c), im distaleren Bereich aus trogförmig kreuzgeschichteten Sandsteinen mit bimodalem Strömungsmuster (Fig. 4a).

Im Dach der Luzerner Formation beruhigte sich das Sedimentationsgeschehen am Pfänder, die grobklastischen Zufuhren blieben aus und es kam zur Verlandung mit der Bildung einer fluvio-deltaischen Schwemmebene (zweiter terrestrischer Horizont, Fig. 2).

4.2 St. Galler Formation

Die unmittelbare Überlagerung des Transgressionskonglomerates der St. Galler Formation durch eine über 10 m mächtige Folge von dunkelgrauen Mergeln der Lithofazies F widerspiegelt den raschen Verlauf der letzten grossen Transgression des OMM-Meeres. Die häufig stark bioturbierte feinblättrige Wechselschichtung mit eingeschalteten Sturmsandbänken bildet in der St. Galler Formation eine Art Hintergrundsedimentation, die sich nach Vorstössen einzelner Deltaloben immer wieder einstellt. Im Gegensatz zur Luzerner Formation bildet diese Fazies schwacher Gezeitenströmungen und hochenergetischer Sturmereignisse bis 20 m mächtige Sequenzen, so dass als Ablagerungsraum weniger intertidale Depressionen oder subtidale Buchten, sondern vielmehr die Übergangszone zum offenmeerischen Raum im Vordergrund steht. Keller (1989) beschreibt aus der Gegend von Rorschach-St. Gallen ähnliche Sequenzen und bringt sie in Zusammenhang mit dem Höchststand des OMM-Meeres.

Während dieses Höchststandes dehnte sich die östlich an das Hörnli-Delta anschliessende offenmarine Bodenseebucht ins Pfändergebiet aus und drängte das Delta der Bodensee-Schüttung zurück. Vereinzelt führten fluviatile Vorstösse zu einem Unterbruch der offenmarinen Mergelsedimentation, wobei sich in einem Fall ein mächtiges Gilbert-Delta aufbauen konnte, was wiederum ein Indiz für eine Wassertiefe um 20 m ist. Es spricht somit alles dafür, dass in der St. Galler Formation die Phase der maximalen Transgression erreicht wurde; auch bedeutende fluviatile Vorstösse konnten rasch kompensiert werden. Allerdings erfolgte die endgültige Verlandung rasch; über einem geringmächtigen Nagelfluhhorizont folgen Schwemmebenen-Sedimente, die bereits den Beginn der terrestrischen OSM-Sedimentation ankünden (Fig. 6).

5. Schlussfolgerungen

Die fazielle und paläogeographische Entwicklung der Oberen Meeresmolasse des Pfänder-Gebietes widerspiegelt die Wirkungsanteile der Sedimentzufuhr und der Bekkenprozesse (Wellen, Gezeiten, Meeresspiegelschwankungen). Zu Beginn der OMM-Sedimentation (Glaukonitsandsteine) lag im Pfänder-Gebiet eine kaum gegliederte, wellendominierte Küste mit Gezeiteneinfluss (wellendominiert-gemischtenergetische Fazies von Keller 1989) vor. Strandwälle und Dünen schützten die landwärtigen Bereiche vor der destruktiven Wirkung der Wellen und ermöglichten damit die Entstehung ausgedehnter mikrotidaler Schlickwatten. Nach einer ersten, lokalen Verlandungsphase und erneuter Transgression setzte die Bodensee-Schüttung ein, deren bedeutende Sedimentanlieferung zu einer differenzierteren Küstenmorphologie mit einer deutlichen Dreiteilung führte. Im östlichen Teil des Gebietes breitete sich die Deltaebene eines verwilderten

Flusses mit Gezeitenebenen zwischen den einzelnen Flussrinnen aus. Das Küstenprofil blieb infolge hoher Auflandung relativ flach.

Im westlichen Gebiet entstand infolge anfänglich geringerer Sedimentanlieferung ein Raum mit 10–20 m Wassertiefe. Nach Einsetzen grobklastischer Zufuhren wurden die Konglomerate hier vor den Flussmündungen als grossmassstäbliche Schrägschichten vom Gilbert-Delta Typ ins Meer vorgeschüttet. Somit sind die Ablagerungen im Osten des Gebietes durch Deltaebenensedimentation, diejenigen im Westen durch eine Deltafrontsedimentation geprägt. Dazwischen lag eine vor ständigem Seegang und fluviatilen Schüttungen geschützte Bucht. Diese Gliederung der Küste blieb bis zur Verlandung am Ende der Luzerner Formation erhalten.

Diese zweite Verlandungsphase wird durch die letzte und grösste Transgression der OMM und Ablagerung der St. Galler Formation abgelöst. Unter dem Einfluss schwacher Gezeitenströmungen gelangten im Übergangsbereich zum offenmarinen Raum vorwiegend dunkle Mergel zur Ablagerung. Erhöhte Sedimentzufuhr setzte diesem letzten Meeresvorstoss ein Ende und die marinen Bildungen machten der Oberen Süsswassermolasse platz.

LITERATURVERZEICHNIS

Aigner & Reineck, H.-E. 1982: Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland bight (North Sea) and their implication for basin analysis. Senckenbergiana marit. 14, 183–215.

Allen, J.R.L. 1984: Sedimentary structures. Their character and physical basis. Dev. Sedimentol. 30. Elsevier, Amsterdam.

Allen, P.A., Mange-Rajetzky, M., Matter, A. & Homewood, P. 1985: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. Eclogae. geol. Helv. 78, 351–382.

Benkert, J.-P. 1984: Die litorale Faziesentwicklung des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt. Eclogae geol. Helv. 77, 363–382.

Berger, J.-P. 1985: La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. Münch. geowiss. Abh. Reihe A, Geol. Paläont. 5.

Büchi, U.P. 1958: Zur Geologie der Molasse zwischen Reuss und Seetal (Baldegger-/Hallwilersee/Aabach). Eclogae. geol. Helv. 51, 278–298.

Colella, A. & Prior, D.B. (Ed.) 1990: Coarse grained deltas. IAS Spec. Publ. 10.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. & Pemberton, S.G. 1984: Ichnology. Trace fossils in sedimentology and stratigraphy. Soc. econ. Paleont. Miner. Short course 15.

Elliott, T. 1986: Siliciclastic shorelines. In: Sedimentary environments and facies, 2nd Ed. (Ed. by Reading, H.G.). Blackwell. Sci. Publ., Oxford, 155–188.

Escher Von Der Lindt, A. 1844: Geologisches über den Kanton Zürich. In: Gemälde der Schweiz, Bd. 1: Der Kanton Zürich. (Ed. by Meyer Von Knonau, G.). Huber, St. Gallen, 148–172.

Hammer, B. 1984: Die Sedimentologie der Oberen Meeresmolasse im Raum St. Gallen. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.

Heim, Arn., Baumberger, E. & Stehelin, H.G. 1928: Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. Vjschr. natf. Ges. Zürich 73, 1–65.

Herrmann, P. & Schwerd, K. 1983: Erläuterungen: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25000, Bl. 82 Bregenz. Geol. Bundesanst., Wien.

Hofmann, F. 1955: Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 22, 5–18.

– 1957: Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. Eclogae. geol. Helv. 50, 289–322.

Homewood, P. & Allen, P.A. 1981: Wave-, tide- and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, western Switzerland. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 65, 2534–2545.

Kaufmann, F.J. 1860: Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 17.

KELLER, B. 1989: Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. Unpubl. Diss. Univ. Bern.

– 1990: Wirkung von Wellen und Gezeiten bei der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse. Löwendenkmal und Gletschergarten – zwei anschauliche geologische Studienobjekte. Mitt. natf. Ges. Luzern 31, 245–271.

MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. 1987: Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse grained deltas. Bull. geol. Soc. Amer. 99, 331–340.

NEMEC, W. 1990: Deltas – remarks on terminology and classification. In: Coarse-grained deltas. (Ed. by COLELLA, A. & PRIOR, D.B.) IAS Spec. Publ. 10, 3–12.

NIO, S.D. 1976: Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes. Geol. en Mijnb. 55, 18–40.

PRIOR, D.B. & BORNHOLM, B.D. 1990: The underwater development of Holocene fan deltas. In: Coarse-grained deltas. (Ed. by COLELLA, A. & PRIOR, D.B.). IAS Spec. Publ. 10, 75–90.

RENZ, H.H. 1937: Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. Jb. natw. Ges. (St. Gallen) 69.

RESCH, W. 1977: Bericht 1976 über Profilaufnahmen und mikropaläontologische Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse auf Blatt 82, Bregenz. Verh. geol. Bundesanst. (Wien) A82–A84.

ROEGL, F. & STEININGER, F.F. 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Ann. naturhist. Mus. Wien 85 A, 135–163.

RUTSCH, R. 1982: Eine neue geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung. Eclogae. geol. Helv. 21, 63.

SCHAAD, W. 1990: Geologische und sedimentologische Untersuchungen am Pfänder (Bregenz, A). Unpubl. Diplomarbeit Univ. Bern.

SCHOEPFER, P. 1989: Sédimentologie et stratigraphie de la Molasse marine supérieure entre le Gibloux et l'Aar. Thèse Univ. Fribourg no. 965.

SPECK, J. 1945: Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der Oberen Meeresmolasse. Eclogae. geol. Helv. 38, 411–416.

STUDER B. 1825: Beyträge zu einer Monographie der Molasse. Jenni, Bern.

TERWINDT, J.H.J. 1981: Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. In: Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. (Ed. by NIO, S.D., SCHÜTTENHELM, R.T.E. & WEERING, T.C.E.). Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 5, 4–26.

VISSER, M.J. 1980: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale deposits: A preliminary note. Geology 8, 543–546.

WENZ, W. 1933: Zur Land- und Süsswassermolluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebiets. Senckenb. Lethaea 15, 7–12.

Manuskript eingegangen am 25. Juli 1991
Revision angenommen am 4. November 1991

W

E

ST.GALLER FORMATION

LUZERNER FORMATION

Lithologie

- Sandstein
- Konglomerat
- Siltstein
- Feinblättrige Wechselschichtung von Sandstein und Schlammstein
- Tonstein
- Calcheknollen und -krusten
- Schlammsteinflasern und -lagen
- Extraklasten Intraklasten
- Aufschlusslücke

Sedimentstrukturen

- Tabulare Schrägschichtung
- Sigmoidale Schrägschichtung
- Trogförmige Kreuzschichtung
- Epsilon-Schrägschichtung
- Bipolare Kreuzschichtung
- Schrägschichtung i.a.
- Strömungsrippeln
- Wellenrippeln
- Parallellamination
- Wellige Schichtung
- Wulstschichtung
- Entwässerungsstrukturen
- Mottling
- Keine Strukturen erkennbar

Übrige Signaturen

- Sohlmarken
- Slumpstrukturen
- Belastungsmarken
- Muscheln
- Schnecken
- Austern, Austernschalentrümmer
- Haifischzahn
- Muschelschill
- Wurzeln
- Holz
- Pflanzenhäcksel
- schwache, mittlere, starke Bioturbation
- Kriechspuren
- Röhrenbauten
- Hypichnia
- Süsswasser, marin

Interpretation

- Terrestrische Deltaebene
- Deltaebene; Rinnenfazies des verwilderten Flussystems in Gezeitenebenensedimenten
- Gemischtenergetische Fazies
- Gilbert-Delta-Vorschüttschichten
- Konglomerate, gezeiten- und wellenbeeinflusste Sandsteine der Deltafront
- Übergangszone, sublitorale Deltabucht

Pfändertunnel-Gebhardsberg

PROFIL-METER | LITHOLOGIE | SEDIMENTSTRUKTUREN

In lateraler und distaler Richtung rasch auskeilendes Konglomerat; es bildet die markante Felsrippe des Gebhardsberges

Gelblicher Sandstein; Sedimentstrukturen sind durch rote Schlammsteinlagen kenntlich gemacht; flut- und ebborientierte Sedimentstrukturen

Feinkörnige Rhythmite mit roten Schlammsteinlagen, gegen oben gröber und mächtiger werdende Einschaltungen von Sandstein und Konglomerat; abfarbig orientierte Sedimentstrukturen

Glaukonithaltiger Sandstein; Sedimentstrukturen sind durch rote Schlammsteinlagen kenntlich gemacht

Kanzelfelsnagelfluh

Bis 20 m hohe, gradierte Foresets aus Sandstein und teilweise Konglomerat; Konglomerate besitzen häufig eine rinnenförmige Geometrie / dunkelgraue Mergel mit geringmächtigen Einschaltungen aus Sandstein und Muschelschill

Bis 10 m hohe, gradierte Foresets aus Konglomerat und Sandstein / gelbliche Sandsteine; ebb- und flutorientierte Sedimentstrukturen sind häufig durch rote Schlammsteinlagen kenntlich gemacht
Parallellaminierter Glaukonitsandstein; Skolithos-Röhrenbauten und Herzigel-Ruhespuren (Cardiolchnus)

Graue Mergel mit Einschaltungen mürber Sandsteine

Transcurrent-laminierter und flachwinklig schräggeschichteter, gut sortierter und gerundeter Glaukonitsandstein

Transcurrent-Lamination im Wechsel mit flutorientierten Gezeitensandwellen in Glaukonitsandstein. Auf den Foresets der Sandwellen z.T. Kleinrippeln der untergeordneten Ebbströmung

Korngrösse: Ton, Silt, Feinsand, Mittelsand, Grobsand

LITHOFAZIES | INTERPRETATION

Wendelinbach

Völlig mürbe, sandige Silte

Graue Mergel, gegen oben gröber und mächtiger werdende Sandsteinlagen

Dunkelgraue Mergel, gegen oben mächtiger und gröber werdende Sandsteinlagen

Kanzelfelsnagelfluh

Glaukonithaltiger Sandstein, graue Schlammsteinlagen und -flasern; flut- und ebborientierte Sedimentstrukturen

Völlig mürber und strukturloser Sandstein

Graue und gelblich gefleckte Mergel mit Einschaltungen mürber Sandsteine

LITHOFAZIES | INTERPRETATION

500 m

Wirtatobel

Dunkelgraue, sandige Mergel, gegen oben mächtiger werdende Sandsteinbänke

Dunkelgraue, sandige Mergel, erosiv überlagert von gelblichem Sandstein mit roten Schlammsteinlagen

Dunkelgraue Mergel, thickening und anschliessend thinning upwards von Sandsteinlagen

Komponentengestützter, gut gerundeter Konglomerat mit mächtigen Vorschüttstrukturen

Dunkelgraue Mergel mit gegen oben geringmächtiger werdenden Sandsteinlagen

Graue und gelblich gefleckte Mergel mit Einschaltungen unterschiedlich zementierter Sandsteine sowie Calche- und Tonhorizonten

Glaukonithaltiger Sandstein, gegen oben geringmächtiger werdende Konglomeratlagen

Wechselhafte Sedimentation von gelblichen und rötlichen Sandsteinen, komponentengestützten, gut gerundeten Konglomeraten und roten und grauen Mergeln

Thinning upwards von Sandsteinbänken in grauen und roten Mergeln

Komponentengestützter, gut gerundetes Konglomerat

Thickening- und coarsening upwards von Sandstein- und Konglomeratbänken in dunkelgrauen und roten Mergeln

Flasen aus rotem Schlammstein

Thickening upwards-Sequenz von gelblichen Sandsteinen in roten und grauen Mergeln

Kanzelfelsnagelfluh; komponentengestützter, gut gerundetes Konglomerat

Transcurrent-laminierter und flachwinklig schräggeschichteter Sandstein, gegen oben mächtiger werdende Lagen und Rinnen von Konglomerat

Graue und gelblich gefleckte Mergel mit Einschaltungen mürber Sandsteine

Dunkelgraue, laminierte Mergel / komponentengestützte, gut gerundete Konglomerate

Graue und gelblich gefleckte Mergel mit Einschaltungen mürber Sandsteine

Transcurrent-laminierte Glaukonitsandsteine im Wechsel mit mürben, bioturbierten Sandsteinen

Rinnen und Lagen von Intra- und Extraklasten; Schlickgerölle heterolithisch aufgebaut

Völlig mürber und strukturloser Sandstein

Transcurrent-laminierter und flachwinklig schräggeschichteter, gut sortierter und gerundeter Glaukonitsandstein

"Basiskonglomerat"

LITHOFAZIES | INTERPRETATION