Die litorale Faziesentwicklung des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt

Autor(en): **Benkert, Jean-Paul**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **77 (1984)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-165514

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 2	Seiten 363–381	Basel, August 1984

Die litorale Faziesentwicklung des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt

Von JEAN-PAUL BENKERT[1])

ABSTRACT

Estimates of paleodepth based on wave ripples, together with an analysis of sedimentary structures, suggest a littoral depositional environment for the Lucerne Sandstone which defines the lower part of the Miocene Upper Marine Molasse of central Switzerland. Depositional processes were generally wave dominated and paleowaves were characterized by maximum wave periods of approximately three seconds. The lower part of the sequence represents regressive cycles which accumulated in rhythmically formed barrier island systems. Although sedimentation of the Lucerne Sandstone was dominated by wave processes, minor tidal influences are also apparent and towards the top of the sandstone sequence, deltaic processes become increasingly important.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus den Sedimentstrukturen des Luzerner Sandsteins lassen sich verschiedene Sedimentationsbedingungen rekonstruieren. Das Paläowellenklima, welches den Ausgangspunkt der Betrachtungen zur Sedimentologie des Luzerner Sandsteins darstellt, lässt sich im wesentlichen durch maximale Wellenperioden in der Grössenordnung von drei Sekunden charakterisieren. Den ebenfalls aus Wellenrippeln ableitbaren Paläowassertiefen entsprechend, kann aus den Sedimentstrukturen des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt auf seine Entstehung in einem litoralen Ablagerungsbereich geschlossen werden. Neben den vorwiegend fluviatil- und wellendominierten Prozessen wird in diesem Bereich auch ein schwacher Einfluss der Gezeiten mit Tidenhüben von wahrscheinlich weniger als einem Meter bemerkt.

Ausgangspunkt für die Interpretation der Sequenzen des Luzerner Sandsteins bilden die aus den Sedimentstrukturen erarbeiteten Sedimentationsbedingungen. In seiner basalen Sequenz, wo der Luzerner Sandstein durch drei, mehrere zehn Meter mächtige, mit Kohleflözen endende Fining-upward-Zyklen aufgebaut wird, lässt er sich als supra- bis subtidale Bildungen innerhalb sich zyklisch aufbauender Barriereinselsysteme erklären. Darüber folgen wenig gegliederte Sandsteine, die vorwiegend als subtidale Bildungen erklärt werden können. Im Dach des Luzerner Sandsteins künden deltaische Sedimente den Wechsel vom Luzerner Sandstein in die Schüpferegg-Nagelfluh-Formation an.

Einleitung

Einer der besten Aufschlüsse des Luzerner Sandsteins im Raum Entlebuch befindet sich im Entlen-Querschnitt zwischen den Koordinaten 647.700/203.225 und 647.250/204.325, nahe den Dörfern Entlebuch und Hasle. Der harte, schwärzlich anwitternde Fein- bis Grobsandstein ist charakteristisch dünnplattig ausgebildet und weist in frischem Zustand eine auffällige Grünfärbung auf, die nach MATTER (1964, S. 329) teils

[1]) Schulhausstrasse 10, CH-3076 Worb.

auf den vermutlich autigenen Glaukonit, teils auf den Chlorit zurückzuführen ist. Im Entlebuch tritt der Luzerner Sandstein einzig im Nordschenkel der bis weit nach Osten verfolgbaren, WSW–ENE streichenden Hauptantiklinale der subalpinen Molasse auf, wobei im Entlen-Querschnitt die Schichten zwischen 10 und 80 Grad fallen. Dabei lassen sich die Schichtflächen als Flächen in einer zylindrischen Falte approximieren, deren Achse etwa horizontal liegt. Eine tektonische Übersicht über das Entlebuch vermittelt GASSER (1966, Tf. 1).

Die Suche nach leitenden Makro- und Mikrofossilien blieb im Luzerner Sandstein des Entlen-Querschnitts bis anhin erfolglos. Zwar konnte bei den Koordinaten 647.545/ 203.420 eine kleine Characeenfauna isoliert werden, in der BERGER (schriftl. Mitt. 1983) die Formen *Stephanochara* aff. *rhabdocharoïdes* BERGER (1983) und *Chara* oder *Sphaerochara* indet. fand. Diese erlauben nach ihm keine sichere Datierung, lassen jedoch oberes Aquitanien bis unteres Burdigalien vermuten. Inwieweit die lithostratigraphischen Grenzen des Luzerner Sandsteins mit den chronostratigraphischen Grenzen des Burdigaliens übereinstimmen, lässt sich für den Raum Entlebuch bisher nicht eruieren.

Sedimentstrukturen im Luzerner Sandstein wurden in der Region des Entlebuchs von VON SALIS (1966) beschrieben und von MATTER et al. (1980) zu einer gezielten Gliederung und Interpretation des basalen Anteils des Luzerner Sandsteins im Rümlig-Querschnitt herangezogen. Eine Vielfalt von Sedimentstrukturen konnte auch in dem praktisch lückenlos aufgeschlossenen Entlen-Profil beobachtet werden. Ausgangspunkt der vorliegenden Arbeit bilden wie in der Arbeit von HOMEWOOD & ALLEN (1981) verschiedene Betrachtungen zur Entstehung von Sedimentstrukturen, insbesondere von Wellenrippeln. Dabei werden sowohl theoretische Überlegungen als auch experimentelle Befunde und Naturbeobachtungen in rezenten Ablagerungsmilieus verarbeitet. Auf diese Weise lassen sich die verschiedenen Sedimentationsbedingungen rekonstruieren, welche zur Entstehung der beobachteten Sedimentstrukturen führten. Die Sedimentationsbedingungen in stratigraphischer Abfolge bilden sodann den Rahmen der Faziesinterpretationen. Diese wiederum ermöglichen die Rekonstruktion eines dynamischen Ablagerungsmodells der Oberen Meeresmolasse des Entlebuchs.

Faziesassoziationen

Zum Verständnis der nachfolgenden Überlegungen zu den Sedimentationsbedingungen und Faziesinterpretationen seien die im Luzerner Sandstein des Entlen-Querschnitts studierbaren Fazien und Fazieszusammenhänge, nach Faziesassoziationen gegliedert, kurz beschrieben. Hierbei können vier Faziesassoziationstypen (I–IV) unterschieden werden, deren räumliche Anordnung im Luzerner Sandstein auf Figur 1 ersichtlich ist.

Die Faziesassoziation I, welche nur im basalen Teil des Luzerner Sandsteins auftritt und die Granitische Molasse erosionsdiskordant überlagert, baut den Luzerner Sandstein zu rund 20% auf. Sie kann in drei mehrere Meter mächtige, flacherosiv lagernde Fining-upward-Zyklen gegliedert werden, welche unten mit horizontal laminierten und grossmaßstäblich schräggeschichteten Grobsandsteinen beginnen, die häufig vereinzelte Gerölle und Intraklasten führen, und zuoberst durch schwarze Mergel und Stinkkalke abgeschlossen werden. Ein für die Assoziation I charakteristischer Abschnitt aus der Basis des Luzerner Sandsteins ist auf Figur 2 dargestellt. Weit verbreitet sind fein- bis

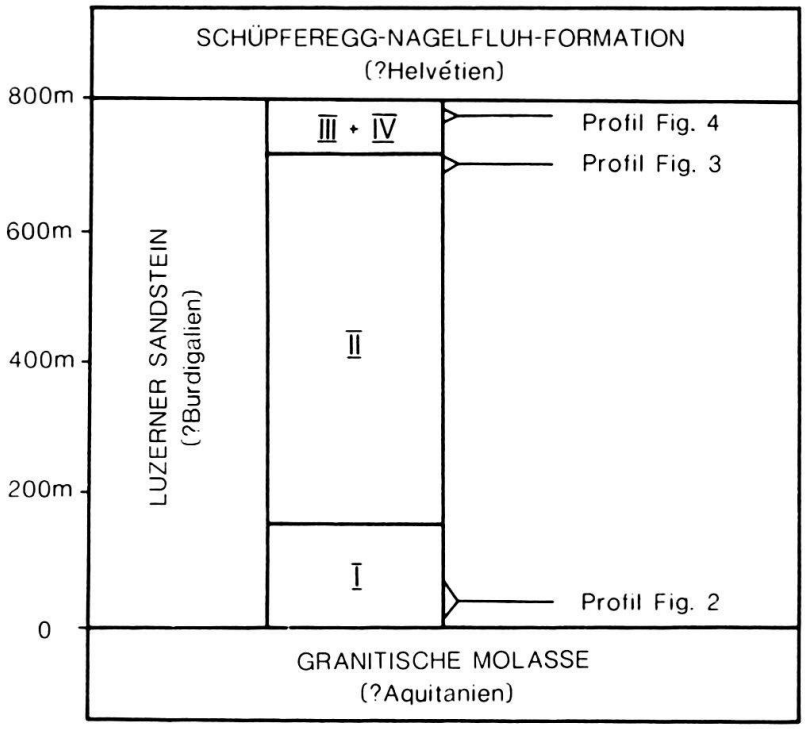

Fig. 1. Verteilung der Faziesassoziationen I–IV im Luzerner Sandstein und Lage der bearbeiteten Detailprofile.

mittelkörnige Sandsteine, in denen horizontale Lamination überwiegt. Hierbei werden verschiedene Laminationstypen beobachtet. Recht charakteristisch sind invers gradierte Lamination, Strömungsriefung (Parting-Plane-Lineation), Sanddome und Hufeisen-Wülste (Current Crescents) um Muscheln und Gerölle. Häufig werden Übergänge von der horizontalen Lamination in Rippelschrägschichtung beobachtet, wobei die Rippelschrägschichtung die horizontale Lamination dominieren, ja sie sogar ganz verdrängen kann. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass knapp unterhalb der schwarzen Mergel und Stinkkalke stets Wulstschichtung und Teller- und Säulenstrukturen (Dish and Pillar) beobachtet werden. Mit diesen synsedimentären Deformationen sind durchwegs auch Kletterrippeln, Intraklasten und Wurzelreste assoziiert.

Ein für die Faziesassoziation II recht charakteristisches Profil, welches in der Entlen etwa 200 m nördlich der Strasse Bern–Luzern bei den Koordinaten 647.340/204.118 ansteht, ist auf Figur 3 dargestellt. Die Faziesassoziation II besteht wie die Assoziation I vorwiegend aus graugrünen Sandsteinen, ist im Vergleich dazu nicht zyklisch gegliedert und weist recht unterschiedliche Sedimentstrukturen auf. Charakteristisch für den Typus II sind unsystematisch angeordnete Coarsening- und Thickening-up-, Fining- und Thinning-up-Zyklen von wellig laminierten und rippelschräggeschichteten Fein- bis Mittelsandsteinen mit zum Teil Strömungsriefung, wobei Zyklenperioden in der Grössenordnung von 25 bis 30 Lagen festgestellt werden können. In diesem Zusammenhang tritt auch Flaserschichtung auf, wobei häufig je zwei miteinander assoziierte, sich zum Teil vereinende Flaserlagen (Doppelflasern) beobachtet werden. Auch die innerhalb einer Lage sich aus der Strömungsrippelschrägschichtung entwickelnde Wellenrippelschrägschichtung sowie die recht häufig beobachteten Wellenrippeln werden ausschliesslich dann bemerkt, wenn die horizontale Lamination vollständig zurücktritt.

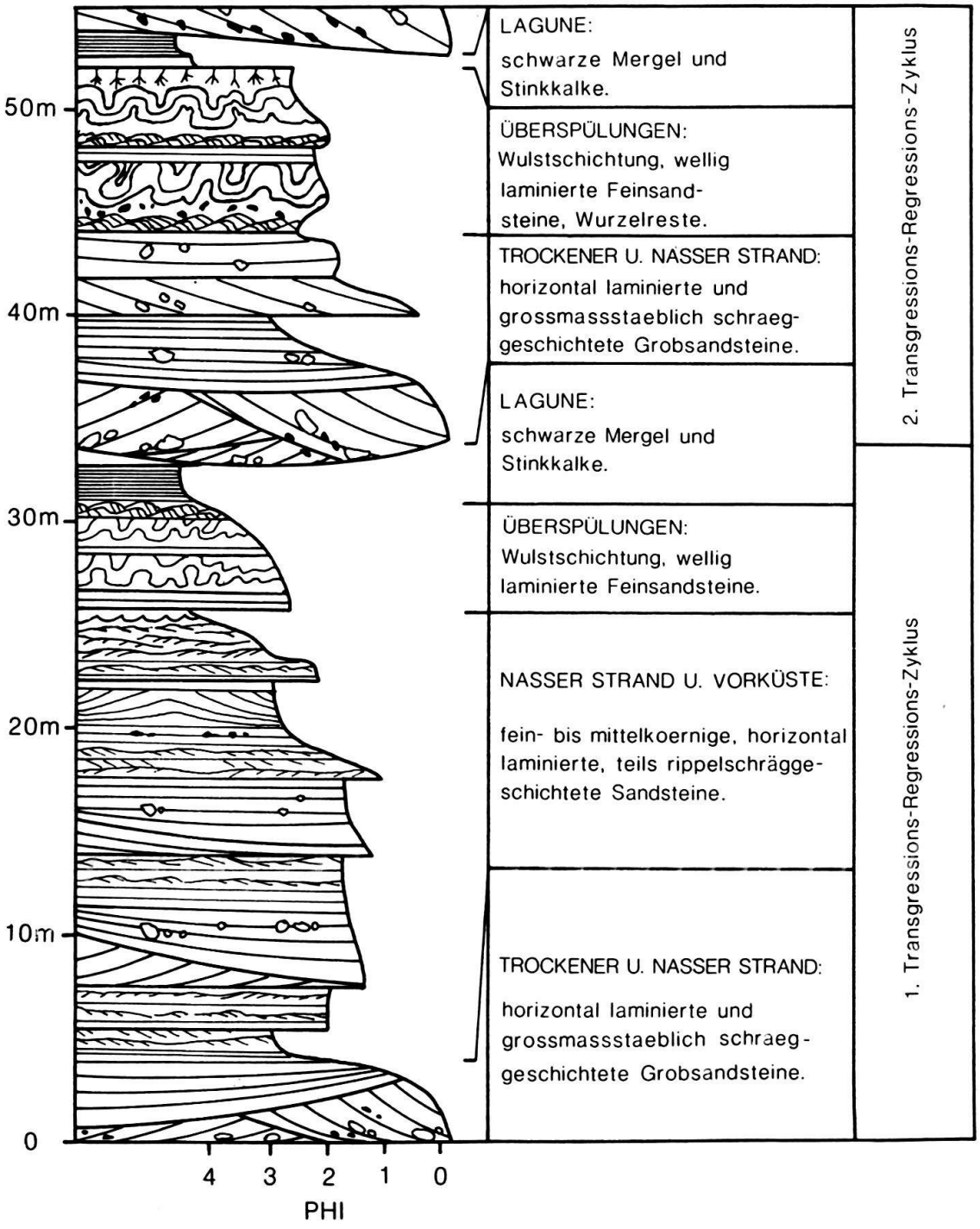

Fig. 2. Vertikale Sequenz, Faziescharakter und Interpretation der Faziesassoziation I (basaler Luzerner Sandstein).

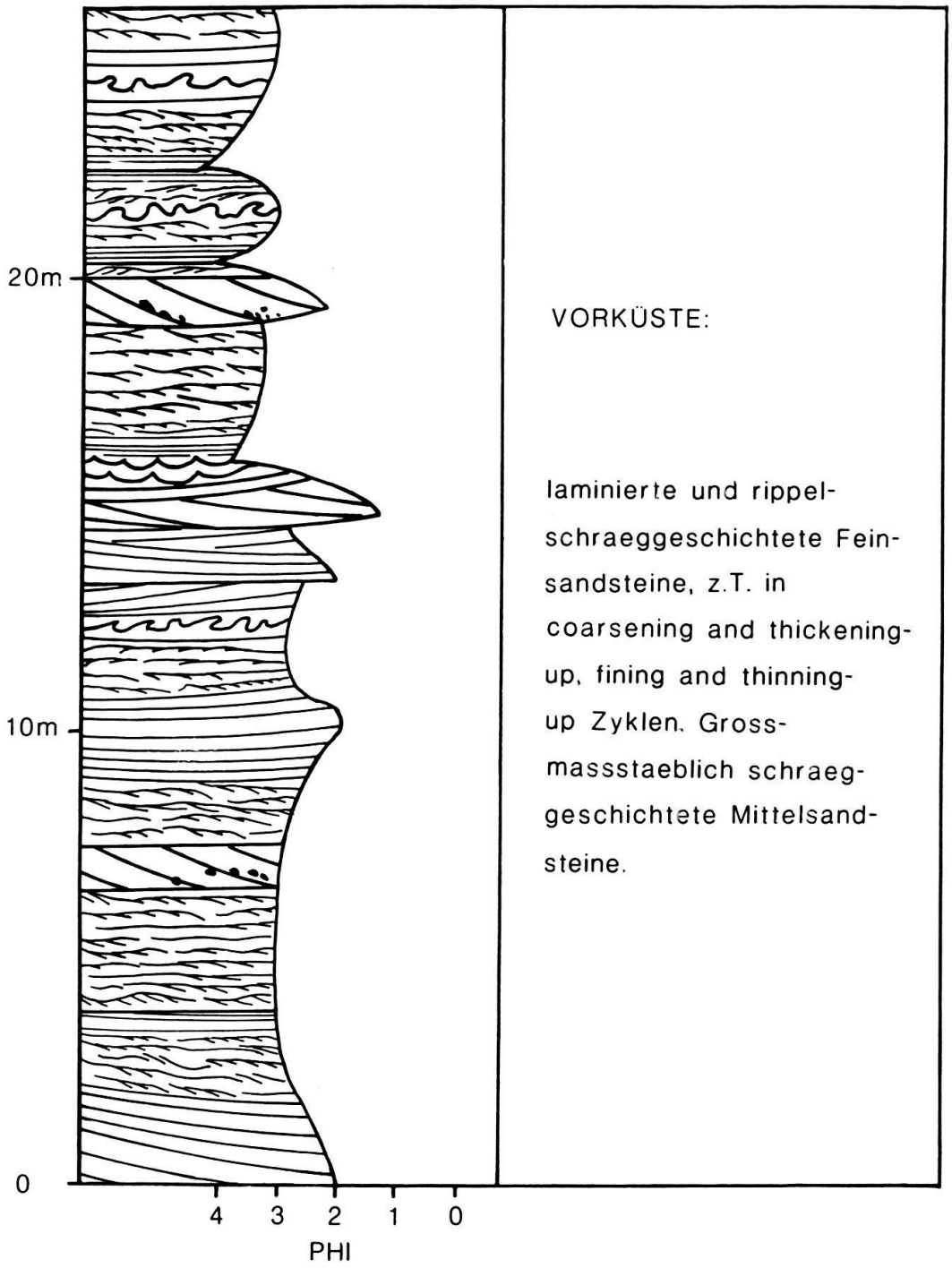

Fig. 3. Vertikale Sequenz, Faziescharakter und Interpretation der Faziesassoziation II.

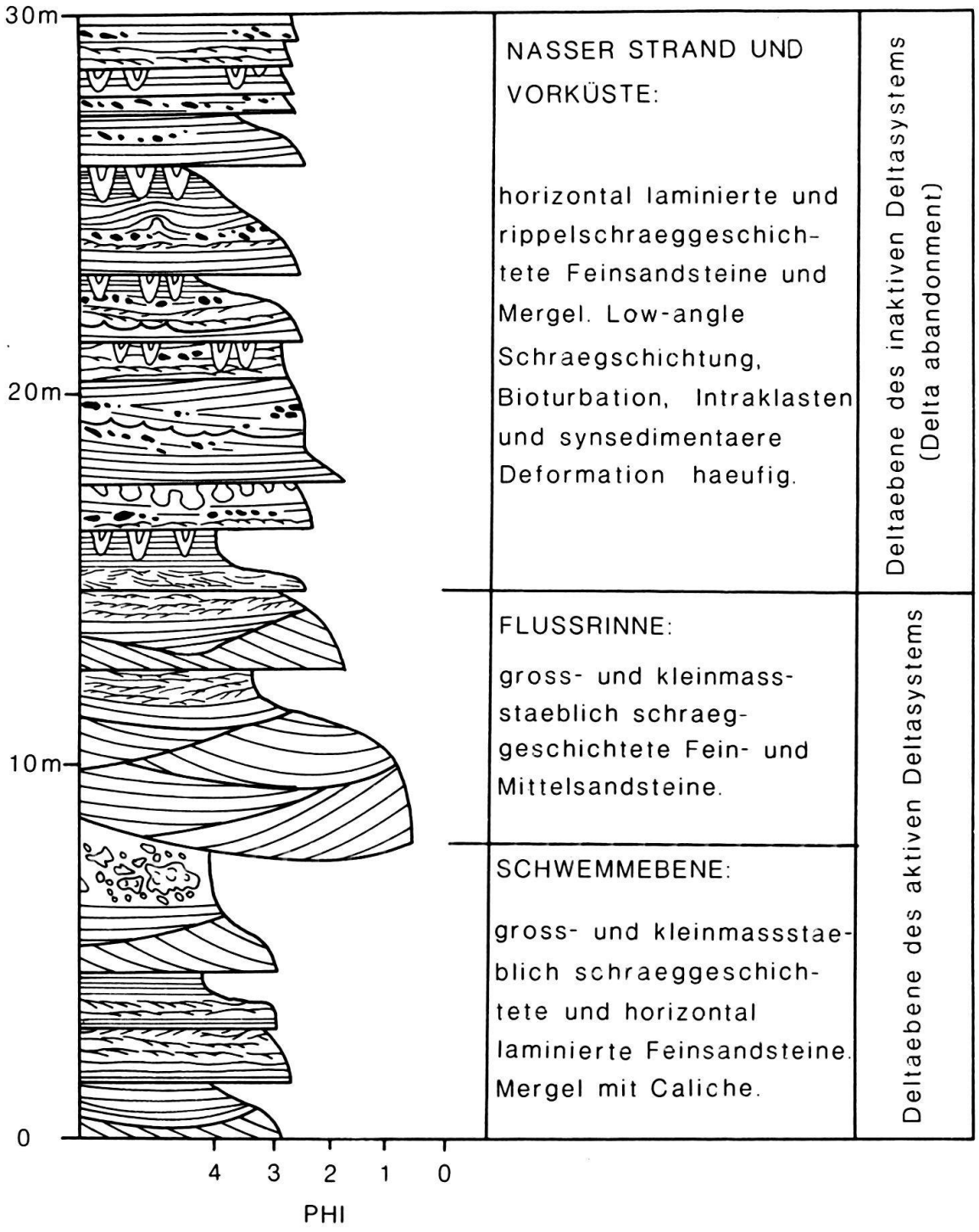

Fig. 4. Vertikale Sequenz, Faziescharakter und Interpretation der Faziesassoziationen III und IV (Dach des Luzerner Sandsteins).

Häufig anzutreffen sind auch Belastungsmarken (Load Casts), die im Zusammenhang mit überdurchschnittlich mächtigen Lagen auftreten, in welchen Doppelflasern häufig besonders gut studierbar sind. Grossmaßstäblich schräggeschichtete Mittelsandsteine, welche oft Intraklasten führen, unterbrechen die obenerwähnten Zyklen und heben sich von diesen meist durch ihre relative Grobkörnigkeit ab. Gelegentlich wird ein Übergang von der grossmaßstäblichen Schrägschichtung in «Low-angle»-Schrägschichtung bemerkt, wobei «low-angle» schräggeschichtete Laminae mit gegen oben konvexer Struktur, die als «Hummocky»-Kreuzschichtung aus dem subtidalen Bereich der Oberen Meeresmolasse durch HAMMER (1984) im Raum St. Gallen erstmals beschrieben worden ist, erkannt werden.

Als Übergang in die hangende Schüpferegg–Nagelfluh-Formation werden die Assoziation III und die sich daraus entwickelnde kurze Faziesassoziation IV beobachtet, die punkto Sedimentstrukturinhalt den Assoziationen I und II recht ähnlich ist, sich von diesen aber deutlich durch die relative Feinkörnigkeit und die Existenz von Bioturbationsphänomenen unterscheidet. Die auf Figur 4 dargestellte Sequenz aus dem Dach des Luzerner Sandsteins umfasst unten den obersten Teil der Faziesassoziation III mit zyklisch gegliederten, rötlich und gelblich gefärbten Mergeln und oben den unteren Teil der Faziesassoziation IV, welcher sich schon alleine durch die dominierende graugrüne Färbung der Sandsteine von denjenigen der Assoziation III deutlich abhebt. Grossmaßstäblich schräggeschichtete Fein- und Mittelsandsteine der Assoziation III findet man entweder an der Basis von unten erosiv geneigt begrenzten Fining-upward-Zyklen, wo sie mehrere Meter Mächtigkeit erreichen, oder als Einschaltungen in feinkörnige Feinsandsteine und Mergel im oberen Teil von Fining-upward-Zyklen. Feinkörnige Feinsandsteine und Mergel, welche vorwiegend horizontal laminiert und rippelschräggeschichtet sind, weisen häufig rötliche und gelbliche Farbtöne und vadose Kalkknollen (Caliche) auf. Der Übergang von der Assoziation III zur Assoziation IV wird durch das Auftreten von Linsenschichtung markiert. Charakterisiert ist die Faziesassoziation IV durch mehrere zehn Zentimeter mächtige Fining-upward-Zyklen, die unten mit horizontal laminierten und schräggeschichteten Feinsandsteinen mit Strömungsriefung beginnen und mit bioturbierten Feinsandsteinen und Mergeln enden. Als weitere Sedimentstrukturen finden sich in dieser Faziesassoziation Hufeisen-Wülste, invers gradierte Lamination, Sanddome, aber auch Belastungsmarken, Intraklasten und Wellenrippeln. Wie in den Faziesassoziationen I und II beobachtet, entwickeln sich auch hier Wellenrippeln innerhalb einzelner Lagen nur dann aus Strömungsrippelschrägschichtung, wenn horizontale Lamination vollständig zurücktritt.

Sedimentationsbedingungen

Die vorwiegend marine Entstehung des Luzerner Sandsteins ist in den neuesten Arbeiten unbestritten geblieben. Im Entlen-Querschnitt lassen insbesondere die Spurenfossilien (GOLDRING in BENKERT 1983), vereinzelte Cardienbänke sowie der Glaukonit auf marine Sedimentationsbedingungen schliessen. Die Ichnofossilien deuten zudem auf ein wenig tiefes Ablagerungsmilieu. Geringe Wassertiefen sind u. a. auch durch das Auftreten von Wellenrippeln und durch die Assoziation der glaukonitführenden Sandsteine mit vadosen Kalkknollen (Caliche) angezeigt, die in rötlich und gelblich gefärb-

ten Feinsandsteinen und Mergeln im obersten Teil des Luzerner Sandsteins auftreten. Quantitative Aussagen über verschiedene Sedimentationsbedingungen lassen sich durch die Quantifizierung von Sedimentstrukturen und der Anwendung empirischer Gesetzmässigkeiten und theoretischer Überlegungen gewinnen. So ist es beispielsweise möglich, aufgrund der mittleren Korngrössen D_S, Wellenlängen λ und Amplituden η von Wellenrippeln, Eigenschaften von Paläowellen, wie Wellenperioden, Wellenlängen, Wellenenergien usw., zu berechnen, welche zur Entstehung eben dieser Rippeln geführt haben. Gegenstand des nächsten Abschnitts ist das Erarbeiten des Paläowellenklimas des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt, d.h. die Rekonstruktion aller möglichen Eigenschaften der Wasserwellen, die während der Ablagerung des Luzerner Sandsteins gewirkt haben.

1. Paläowellenklima

Das Paläowellenklima lässt sich nach ALLEN (1981) durch die Anwendung der Airy-Wellentheorie befriedigend rekonstruieren. Dazu müssen jedoch vorerst Angaben über das Ausmass der oszillierenden Wasserbewegungen vorliegen, welche Rippeln der Wellenlängen λ erzeugten. Einerseits kann nach MILLER & KOMAR (1980) für eine Wellenrippel der Wellenlänge λ und der Amplitude η, falls der vertikale Formindex, welcher als Quotient von Wellenlänge und Amplitude (λ/η) definiert wird, kleiner als 7,5 ist (Vortexrippel), nach der Beziehung

$$\lambda = 0{,}65\ d_0 \tag{1}$$

ein Orbitaldurchmesser d_0 der Wellenbewegung in Bodennähe unter der Voraussetzung berechnet werden, dass für eine mittlere Korngrösse D_s in $[\mu]$ des Sediments gilt:

$$\lambda > \lambda_{max} = 0{,}0028\ D_s^{1{,}68}. \tag{2}$$

Andererseits bietet sich durch die Arbeit von ALLEN (1979) die Möglichkeit an, ganz allgemein aus Wellenlängen λ und mittleren Korngrössen D_s, unter der Berücksichtigung der vertikalen Formindizes, Orbitaldurchmesser d_0 abzuschätzen. Da jedoch nicht ausgeschlossen werden kann, dass Kompaktion, Deformation und Erosion die primären vertikalen Formindizes insbesondere durch Erniedrigung der Rippelamplituden verändert haben, ist es sinnvoll, nach der Beziehung (2) vorzugehen.

Aus dem Orbitaldurchmesser d_0 können, unter der Verwendung der aus der Airy-Wellentheorie resultierenden einfachen Beziehung

$$u_{max} = \frac{\pi d_0}{T}, \tag{3}$$

mit Leichtigkeit Wellenperioden T berechnet werden, wobei maximale Orbitalgeschwindigkeiten u_{max} angenommen werden müssen. Der zur Bildung der Wellenrippeln benötigte Sedimenttransport tritt unter oszillierenden Wasserbewegungen bei kritischen Geschwindigkeiten u_t der Wasserpartikel auf. Diese kritischen Strömungsgeschwindigkeiten an der Sedimentoberfläche lassen sich nach KOMAR & MILLER (1973 und 1975)

für Korngrössen D_s kleiner als $5 \cdot 10^{-2}$ cm und Orbitaldurchmesser d_0 in der Form

$$\frac{\rho u_t^2}{g(\rho_s - \rho)D_s} = 0{,}21\left(\frac{d_0}{D_s}\right)^{0.5} \tag{4}$$

darstellen, wobei sich ρ auf die Dichte von Wasser, ρ_s auf die Dichte der Sedimentpartikel und g auf die Schwerebeschleunigung beziehen. Zur Bildung einer Wellenrippel gilt dabei stets

$$u_t \leq u_{max}. \tag{5}$$

Durch die Gleichsetzung von u_{max} mit u_t können aus der etwas umgeformten Gleichung (3) für Wellenrippeln mit Orbitaldurchmesser d_0 und mittleren Korngrössen D_s die bei der Bildung der Wellenrippeln maximal möglichen Wellenperioden T_{max} nach

$$T_{max} = \frac{\pi d_0}{u_t} \tag{6}$$

berechnet werden. Nach der aus der linearen Wellentheorie resultierenden Beziehung

$$L = \frac{g\,T^2}{2\,\pi}\, tgh\, \frac{2\pi h}{L} \tag{7}$$

sind bei gegebenen Wellenperioden T und Wassertiefen h auch die Wellenlängen L von Wasserwellen bestimmt. Für maximale Wellenlängen $L_{\infty max}$ in tiefem Wasser ($h \rightarrow \infty$) reduziert sich (7) zu

$$L_{\infty max} = \frac{gT^2_{max}}{2\pi}. \tag{8}$$

Maximale Steilheiten von Wasserwellen, welche nach MICHE (1944) bei einer Wellenhöhe H durch

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{max} = 0{,}142\, tgh\, \frac{2\pi h}{L} \tag{9}$$

gegeben sind, implizieren u.a. maximale Paläowellenhöhen, wobei nach Airy-Wellentheorie eine Beziehung zwischen der Wellenhöhe H und dem Orbitaldurchmesser d_0 nach

$$d_0 = \frac{H}{sinh\, \frac{2\pi h}{L}} \tag{10}$$

besteht. Für Wellen in tiefem Wasser ist (9) auf den durch MITCHELL (1893) postulierten Grenzwert der Wellensteilheit in tiefem Wasser

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{max} = 0{,}142 \tag{11}$$

reduzierbar, wodurch aus maximalen Paläowellenlängen $L_{\infty max}$ auf maximale Paläowellenhöhen $H_{\infty max}$ geschlossen werden kann. Letztere ermöglichen es einerseits, unter der Annahme idealisierter Wellenprofile, Obergrenzen P_{max} der möglichen Energieflüsse der Paläowellen nach

$$P_{max} = \frac{gH^2_{\infty max} L_{\infty max}}{16 T_{max}} \tag{12}$$

zu berechnen. Andererseits kann aus maximalen Tiefwasserwellenhöhen $H_{\infty max}$ nach KOMAR & GAUGHAN (1973) unter Anwendung der Beziehung

$$\frac{H_b}{H_\infty} = 0{,}563\left(\frac{H_\infty}{L_\infty}\right)^{-0{,}2} \tag{13}$$

auf maximale Paläobrecherhöhen H_{bmax} geschlossen werden, wobei diese etwa in der Grössenordnung der maximal möglichen Wassertiefen beim Brechen der Paläowellen gelegen haben dürften (KOMAR 1976, S. 56).

Tabelle 1: *Maximal mögliche Wasserwellenperioden T_{max}, Energieflüsse P_{max} und Brecherhöhen H_{bmax}, ausgehend von einigen Vortexrippeln des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt.*

T_{max}[s]	P_{max}[erg·cm^{-1}s^{-1}]	H_{bmax}[cm]
2,2	$4{,}8 \cdot 10^8$	$0{,}9 \cdot 10^2$
1,9	$2{,}3 \cdot 10^8$	$0{,}7 \cdot 10^2$
1,5	$7{,}0 \cdot 10^7$	$0{,}4 \cdot 10^2$
1,8	$1{,}8 \cdot 10^8$	$0{,}6 \cdot 10^2$
1,9	$2{,}3 \cdot 10^8$	$0{,}7 \cdot 10^2$
3,3	$3{,}6 \cdot 10^9$	$2{,}0 \cdot 10^2$
3,5	$4{,}9 \cdot 10^9$	$2{,}3 \cdot 10^2$
2,4	$7{,}4 \cdot 10^8$	$1{,}1 \cdot 10^2$
2,2	$4{,}9 \cdot 10^8$	$0{,}9 \cdot 10^2$
2,6	$1{,}0 \cdot 10^9$	$1{,}2 \cdot 10^2$

Auf Tabelle 1 sind für ein Spektrum von Vortexrippeln aus dem Luzerner Sandstein des Entlen-Querschnitts einige aus den obigen Überlegungen ableitbare, charakteristische Grössen der Paläowellen dargestellt. Den geringen maximalen Wellenperioden in der Grössenordnung von 2 bis 3 Sekunden entsprechen Wellenlängen in der Grössenordnung einiger Meter bis weniger zehn Meter. Die Obergrenzen der möglichen Brecherhöhen und Energieflüsse sind generell durch Werte um einen Meter bzw. 10^9 erg·cm^{-1}·s^{-1} charakterisierbar. Die durch die Paläotopographie des Meeresbodens bedingte Refraktion der Paläowellen dürfte die effektiven Brecherhöhen wesentlich beeinflusst haben.

2. Paläowassertiefen

Wassertiefen lassen sich für den Luzerner Sandstein im Entlen-Querschnitt sowohl durch Megarippeln, welche auf die Wirkung von unidirektionären Strömungen zurückzuführen sind, als auch durch Wellenrippeln näher bestimmen.

Zur Bestimmung möglicher Wassertiefen aufgrund von Wellenrippeln führen iterative Methoden (ALLEN 1981) zum Ziel. Dabei können mögliche Kombinationen von Wellenlängen L, Wellenhöhen H und Wassertiefen h, bei gegebenem Orbitaldurchmesser d_0 und bei bekannter mittlerer Korngrösse D_s, angenommen und mit Kriterien der Wellenstabilität konfrontiert werden. Durch die Methode von DIEM (in Vorb.) ist es möglich, eine analytische Lösung der möglichen Bildungstiefen einer Wellenrippel zu finden. Diese Methode stützt sich auf zwei, durch die Wellentheorie implizite Verhalte: Erstens sind sinnvolle Kombinationen der kritischen Strömungsgeschwindigkeiten u_t bei beginnendem Sedimenttransport und Orbitaldurchmesser d_0 (Beziehungen (5) und (6)) bei vorgegebenen Wellenlängen L (Beziehung (7)) nur ab bestimmten Tiefen möglich. Zweitens können, bei gegebenen Wellenlängen L, da Wellen nicht beliebig steil werden können (Beziehung (9)), Orbitalbewegungen des Durchmessers d_0 (Beziehung (10)) nicht bis in beliebige Tiefen vorkommen.

Tabelle 2: *Minimale Strömungsgeschwindigkeiten u_t, Orbitaldurchmesser d_0 und daraus ableitbare, maximal mögliche Wassertiefen h_u, ausgehend von einigen Vortexrippeln aus dem Luzerner Sandstein des Entlen-Querschnitts.*

u_t[cm·s^{-1}]	d_0[cm]	h_u[cm]
$1{,}5 \cdot 10^1$	9,2	$2{,}7 \cdot 10^2$
$1{,}2 \cdot 10^1$	5,7	$1{,}6 \cdot 10^2$
$1{,}2 \cdot 10^1$	6,9	$2{,}5 \cdot 10^2$
$1{,}3 \cdot 10^1$	10,8	$5{,}6 \cdot 10^2$
$1{,}3 \cdot 10^1$	10,0	$4{,}7 \cdot 10^2$

Tabelle 2 fasst einige bei der Bildung von Vortexrippeln des Luzerner Sandsteins im Entlen-Querschnitt maximal möglichen Paläowassertiefen zusammen. Die aus den Wellenrippeln ableitbaren, geringen maximalen Wassertiefen von wenigen Metern stimmen in der Grössenordnung mit den aus Megarippelhöhen bestimmbaren wahrscheinlichen Wassertiefen (BENKERT 1983) gut überein.

3. Fluviatile Einflüsse

Obschon fluviatile Sedimente von untergeordneter Bedeutung sind und nur im Dach des Luzerner Sandsteins beobachtet wurden, dürften fluviatile Einflüsse bei der Sedimentation des Luzerner Sandsteins eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben. Dabei sind paläohydraulische Grössen, welche sowohl fluviatile als auch marine Einflüsse charakterisieren, von primärer Bedeutung. Der «discharge effectiveness index»

F, welcher als Quotient aus der Abflussmenge D pro Zeit- und Flussbreiteneinheit und dem Energiefluss P der Wellen definiert wird, gilt nach WRIGHT & COLEMAN (1973) als eine u.a. auch zur Klassifikation der morphologischen Deltatypen wichtige Grösse.

Nach LEEDER (1973) besteht für mäandrierende Flüsse mit Sinuositäten s grösser als 1,7 eine Beziehung zwischen Pointbar-Mächtigkeiten ϑ (Bankfull depth) und Flussbreiten w_i unter der Annahme, dass die Flusstiefen den Pointbar-Mächtigkeiten ϑ entsprechen. Dabei gilt für 95% der rezenten mäandrierenden Flüsse

$$w_i = k_a \vartheta^{1,54} \tag{14}$$

mit numerischen Werten von k_a für w_i, in [m]:

$$1,7 \leq \{k_a\} \leq 2,7 \cdot 10^1.$$

Die auf die Einheiten [ft] und $[ft^3 \cdot s^{-1}]$ bezogene empirische Beziehung für wahrscheinliche jährliche Abflussmengen nach CARLSTON (1965) kann für Q_i in $[m^3 \cdot s^{-1}]$ und w_i in [m] in der Form

$$Q_i = k_b \, w_i^{2,17} \tag{15}$$

ausgedrückt werden, wobei der numerische Wert von k_b $5,52 \cdot 10^{-3}$ beträgt. Abschätzungen von D können unter der Annahme mäandrierender Flußsysteme durch die Kombination der Beziehungen (14) und (15) für wahrscheinliche mittlere jährliche Abflussmengen aus Pointbar-Mächtigkeiten ϑ nach der Gleichung

$$D = k_a^{1,17} \, k_b \vartheta^{1,8} \tag{16}$$

vorgenommen werden. Die numerischen Werte der Koeffizienten k_a und k_b nehmen dabei für ϑ in [m] und Abflussmengen pro Kanalbreiten D in $[m^2 \cdot s^{-1}]$ Werte für k_a zwischen 1,7 und $2,7 \cdot 10^1$ bzw. den Wert für k_b von $5,52 \cdot 10^{-3}$ an. Minimale Abflussindizes F_{min} können aus den maximal möglichen Energieflüssen P_{max} der Paläowellen und aus den wahrscheinlichen minimalen Abflussmengen pro Kanalbreiten D_{min} berechnet werden. D_{min} erhält man dabei, wenn man für den Koeffizienten k_a den numerischen Wert 1,7 verwendet.

Abschätzungen von Abflussindizes F lassen sich insbesondere in den als Produkte mäandrierender Flüsse betrachteten Sandsteinen im Liegenden des Luzerner Sandsteins vornehmen (BENKERT 1983). Im Dach der Granitischen Molasse sind Pointbars mit Mächtigkeiten in der Grössenordnung von vier Metern verbreitet. Dadurch kann für den basalen Luzerner Sandstein bei wahrscheinlichen minimalen Abflussmengen von rund 10^{-1} $m^2 \cdot s^{-1}$ auf wahrscheinliche minimale Abflussindizes F_{min} von etwa 10^{-6} $cm^3 \cdot erg^{-1}$ geschlossen werden. Als wahrscheinliche maximale Abflussmengen pro Kanalbreiten wird aus der Beziehung (16), unter der Verwendung eines numerischen Wertes für k_a von $2,7 \cdot 10^1$, ein Wert von 3,2 $m^2 \cdot s^{-1}$ erhalten, welcher mit dem von HOMEWOOD & ALLEN (1981) aus der Oberen Meeresmolasse von Fribourg geschätzten maximalen Wert von 3 $m^2 \cdot s^{-1}$ gut übereinstimmt.

4. Paläotiden

Angezeigt ist die Wirkung von Gezeiten durch die Existenz der Coarsening- und Thickening-up-, Fining- und Thinning-up-Zyklen, durch die Linsen- und Flaserschichtung und insbesondere auch durch Doppelflasern (VISSER 1980). Zur Erklärung der Zyklenperioden der Coarsening- und Thickening-up- und Fining- und Thinning-up-Zyklen kommt, ausgehend von den aus den heutigen marinen Ablagerungsräumen bekannten zyklischen Phänomenen, einzig der Springtiden–Nipptiden-Zyklus in Frage, wobei, wie für die Obere Meeresmolasse des Raumes Fribourg (HOMEWOOD & ALLEN 1981), generell auf halbtägige Gezeiten geschlossen werden muss. Die sich innerhalb der diese Zyklen aufbauenden Lagen wiederholenden Übergänge von der Strömungsrippelschrägschichtung in die Flaserschichtung und Wellenrippelschrägschichtung widerspiegeln die aufgrund der Gezeitenaktivität innerhalb eines Tages veränderten hydrodynamischen Grössen. Durch die Assoziation der obenerwähnten Lagen, in welchen Übergänge von der Strömungsrippelschrägschichtung in Wellenrippelschrägschichtung bzw. Flaserschichtung beobachtet werden, mit denjenigen Lagen, in welchen Übergänge von der horizontalen Lamination in Strömungsrippelschrägschichtung festgestellt werden, können letztere ebenfalls durch gezeitenbedingte Prozesse erklärt werden. Da ein Teil der horizontalen Laminae, die sich innerhalb einer Lage zu Strömungsrippelschrägschichtung entwickeln, durch die Verbindung mit invers gradierten Laminae, Hufeisen-Wülsten und Sanddomen als Bildungen im Bereich der Waschzone (Beach Face) einer Küste interpretiert werden können (s. u.), sind die sich stetig wiederholenden Übergänge im Zusammenhang mit gezeitenbedingten Wasserspiegelhebungen zu verstehen, welche im Bereich der Niedrigwasserlinie mit dem Übergang von Swash- und Backwashprozessen in die für die Brandungszone typischen Surfprozesse verbunden waren.

Nach diesen qualitativen Befunden stellt sich nun die Frage nach dem Ausmass der damaligen Gezeiten. Da die horizontale Lamination zwar in Strömungsrippelschrägschichtung übergehen kann, sich jedoch nirgends bis zur Wellenrippelschrägschichtung entwickelt, kann geschlossen werden, dass die mit den Gezeiten verbundenen Wasserstandsanstiege, welche die Übergänge von der horizontalen Lamination in die Rippelschrägschichtung bewirkten, nirgends so gross waren, um Übergänge von der horizontalen Lamination in die Wellenrippelschrägschichtung zu erlauben. Da Wellenrippelschrägschichtung ausserhalb der Brecherzone gebildet wird, d. h. ab Wassertiefen von mindestens etwa einem Meter, lassen sich aus dem Fehlen der Übergänge von der horizontalen Lamination in die Wellenrippelschrägschichtung maximale Tidenhübe in der Grössenordnung der maximalen Wassertiefen beim Brechen der Wellen schätzen. Dabei sind gemäss Tabelle 1 vorwiegend maximale Paläotidenhübe im Bereich eines Meters angezeigt.

Faziesinterpretationen

Die oben erarbeiteten Sedimentationsbedingungen bestimmen den Rahmen, in welchem die im Entlen-Querschnitt vorliegenden Fazien und Faziesassoziationen interpretiert werden können. So kommen, den geringen Paläowassertiefen (Tab. 2) entsprechend, als aktualistisch konzipierbare marine Ablagerungsmilieus einzig Küsten und

Watten in Frage. Den generell geringen mikrotidalen Verhältnissen gemäss sind dabei nach HAYES in READING (1978, S. 143) eher Barriereinselkomplexe zur Erklärung des Luzerner Sandsteins beizuziehen als Watten. Die für die Wattsedimentation diagnostischen Sedimentstrukturen wie die starke Bioturbation des Sedimentes oder die durch das Mäandrieren von Prielen entstehende, laterale Schrägschichtung fehlen denn auch im Luzerner Sandstein entweder vollständig oder treten, so teilweise im Dach, nur untergeordnet auf. Dagegen erscheinen in den verbreitet auftretenden horizontalen Laminationen die nach KOMAR (1976) für eine Küstensedimentation recht diagnostischen Sedimentstrukturen wie invers gradierte Lamination, Hufeisen-Wülste und Sanddome recht häufig, die alle insbesondere auf eine Entstehung in der Waschzone hindeuten. Die mit den erwähnten Sedimentstrukturen assoziierte Strömungsriefung (Parting-Plane-Lineation) dürfte dabei etwa den Richtungen des Herauf- und Zurückwaschens der Wellen bzw. dem sogenannten «Swash und Backwash» entsprechen, wobei diese Richtungen als etwa senkrecht zur örtlichen Küste verlaufend interpretiert werden können. Die folgenden Faziesinterpretationen, welche nach den Faziesassoziationen gegliedert sind, beziehen sich auf die charakteristischen Detailprofile, die auf den Figuren 2–4 dargestellt sind.

1. Faziesassoziation I

Die Fining-upward-Zyklen der Faziesassoziation I, welche mit grossmaßstäblich schräggeschichteten und horizonal laminierten Grobsandsteinen beginnen, die durch das Führen von Konglomeraten und Intraklasten auf hochenergetische Ablagerungsbedingungen weisen, gehen gegen oben in marine mittel- bis feinkörnige Sandsteine und weiter in lateral extensive schwarze Mergel und Stinkkalke über, in denen MATTER (1964) wenige Kilometer östlich der Entlen Süsswasseranzeiger in der Form von flachgedrückten Planorben und Lymnäen gefunden hat. Die Stinkkalke sind als Süsswasserbildung zu betrachten und lassen den Schluss zu, dass innerhalb eines Zyklus unten ein transgressiver Abschnitt und oben ein regressiver Abschnitt vorliegen, wodurch die Zyklen der Faziesassoziation I also als Transgressions-Regressions-Zyklen bezeichnet werden können. Es muss hier unterstrichen werden, dass die basalen Transgressionen nicht durch Vorküstenerosion (SWIFT 1968) hervorgegangen sind, da in den basalen Grobsandsteinen eines jeden Zyklus typische Sedimentstrukturen der Waschzone (s. o.) vorliegen. Aus dem basalsten transgressiven Kontext heraus können Grobsandsteine deshalb als Ablagerungen im Bereich des trockenen Strandes, d. h. als Ablagerungen im supratidalen Bereich der Küste, interpretiert werden.

Fein- bis mittelkörnige, horizontal laminierte Sandsteine werden durch das Auftreten invers gradierter Laminae und Hufeisen-Wülste als Ablagerung der Waschzone interpretiert. Sich stetig wiederholende Übergänge von der horizontalen Lamination in Rippelschrägschichtung werden durch gezeitenbedingte Wasserspiegelveränderungen im Bereich der Niedrigwasserlinie erklärt. Als Ablagerungsraum der letzteren Fazies kommen sowohl der untere Teil des intertidalen, nassen Strandes (Foreshore), der den Küstenbereich zwischen dem höchsten Wasserstand bei Flut und dem niedrigsten Wasserstand bei Ebbe umfasst, als auch der obere Teil der Vorküste (Shoreface) in Frage. Hierbei wird unter dem Begriff Vorküste der subtidale Bereich der Küste oberhalb der Sturmwellenbasis verstanden.

Die durch synsedimentäre Deformationen definierten Fazien deuten im allgemeinen durch das Führen von Intraklasten auf eine starke Aufarbeitung unter der Wirkung recht starker Strömungen, andererseits weisen Teller- und Säulenstrukturen nach LOWE & LOPICCOLO (1974) zusammen mit den Kletterrippeln auf eine rasche Ablagerung des ursprünglich grösstenteils suspendierten Materials hin. Eine dermassen rasche Sedimentation kann nur in einem praktisch stehenden Wasserkörper erfolgt sein. Als trennende Elemente zwischen denjenigen Bereichen, in welchen die hochenergetischen Sedimentationsbedingungen herrschten, die zur Aufarbeitung des Sediments führten, und den ruhigen Bereichen, in welchen es abgelagert wurde, müssen subaerische Sedimentkörper zwischen den marinen und lagunären Bereichen, die im Entlebuch eine Ost–West-Ausdehnung von mindestens 30 km aufweisen, gelegen haben. Dabei konnte es sich bei diesen Sedimentkörpern nicht um beliebig breite Systeme handeln, da sonst kein Material mehr von den marinen Bereichen in die lagunären Bereiche hätte einfliessen können. Die den lagunären Bildungen im Norden der studierten Sequenzen vorgelagerten, schmalen, aber langgestreckten Körper sind gemäss ihrer Geometrie als Barriereinselsysteme zu bezeichnen. Laminierte Sandsteine mit Teller- und Säulenstrukturen und die mit ihnen assoziierten horizontal laminierten, feinsten Feinsandsteine sind dabei als Überspülungen (Washover) anzusprechen. Generell können die an der Basis der Überspülungen beobachteten grobkörnigeren synsedimentär deformierten Sandsteine als vom hochenergetischen, marinen Bereich eher proximal gelegene, darüberliegende, feinkörnige, horizontal laminierte, graue Mergel und feinste Feinsandsteine als vom marinen Bereich distal gelegene Überspülungen interpretiert werden, wodurch generell auf ein zeitweilig progradierendes Barriereinselsystem geschlossen werden muss.

Auf dem sedimentologischen Profil auf Figur 2 erkennt man zwei vollständige Zyklen, welche mit Ablagerungen des trockenen und nassen Strandes beginnen und mit lagunären Bildungen enden. Die Fining-upward-Zyklen reflektieren unten eine transgressive Tendenz mit einer Erosion an ihrer Basis bis auf die nichtmarinen Bildungen hinunter. Nach diesen Transgressionen folgte ein sukzessives Aufbauen von Barriereinselsystemen mit anschliessender Progradation derselben und erneuter Transgression. Die zyklische Bildung und Progradation der Barriereinseln und die mit den anschliessenden Transgressionen verbundenen, im wesentlichen entweder durch das küstenwärtige Wandern der Inselsysteme oder durch ihre Zerstörung deutbaren Veränderungen der Küstenmorphologie lassen sich bei konstanter Sedimentzufuhr durch rhythmische relative Meeresspiegelveränderungen bzw. durch rhythmische Veränderungen der Subsidenzgeschwindigkeiten oder des eustatischen Meeresspiegels oder aber bei konstanten relativen Meeresspiegelständen durch eine sich rhythmisch verändernde Sedimentzufuhr erklären.

2. Faziesassoziation II

Die in der Faziesassoziation II (Fig. 3) recht häufig beobachteten Wellenrippeln, welche den Überlegungen im Abschnitt über die Paläotiden entsprechend im subtidalen Bereich gebildet wurden, weisen auf eine generell subtidale Entstehung der Faziesassoziation II hin. Ebenfalls auf eine subtidale Bildung der Assoziation II deuten nach VISSER (1980) die in den charakteristischen Coarsening- und Thickening-up-, Fining- und Thinning-up-Zyklen auftretenden Doppelflasern. Im Vergleich zu den im Zusam-

menhang mit der Faziesassoziation I diskutierten supra- und intertidalen Sedimenten lässt sich im subtidalen Bereich eine verstärkte Wirkung der Gezeiten ablesen. Eine solche hat eben etwas abseits der brandenden Wellen im Bereich der Vorküste stattgefunden.

Die Assoziation der grossmaßstäblich schräggeschichteten Sandsteine mit Wellenrippeln weist auf eine Bildung der grossmaßstäblichen Schrägschichtungen im subtidalen Bereich hin, wobei auch hier durch das Führen von Intraklasten und angesichts der relativen Grobkörnigkeit des Sediments auf hochenergetische Ablagerungsbedingungen, wie sie wahrscheinlich hauptsächlich unter Sturmbedingungen geherrscht haben, geschlossen werden kann. Demnach sind grossmaßstäblich schräggeschichtete, graugrüne mittel- bis grobkörnige Sandsteine, den Interpretationen der bisher präsentierten Profilen entsprechend, überall als hochenergetische Ablagerungen aufzufassen, welche wenig bereichsspezifisch sowohl im Bereich des trockenen Strandes als auch in der Vorküste festzustellen sind. «Low-angle» schräggeschichtete Laminae mit gegen oben konvexer Struktur, die als «Hummocky»-Kreuzschichtung aus dem subtidalen Bereich der Oberen Meeresmolasse durch HAMMER (1984) im Raum St. Gallen erstmals beschrieben worden sind, weisen mindestens zum Teil auf eine Bildung der «Low-angle»-Schrägschichtung unter Sturmbedingungen hin.

3. Faziesassoziationen III und IV

Die auf Figur 4 dargestellte Sequenz aus dem Dach des Luzerner Sandsteins umfasst unten einen Teil der Faziesassoziation III mit zyklisch gegliederten, rötlich und gelblich gefärbten Sandsteinen und Mergeln, die in Analogie zu den Sedimenten der Granitischen Molasse (BENKERT 1983) als fluviatile Bildungen betrachtet werden können, und oben die marine Faziesassoziation IV, welche sich durch graugrüne, teils bioturbierte Sandsteine und Mergel auszeichnet.

Die grossmaßstäblich schräggeschichteten Sandsteine der fluviatilen Assoziation III werden, falls die einzelnen Sandkörper mehrere Meter mächtig sind, als kanalinterne Bildungen betrachtet, falls die einzelnen Sandkörper in der Form von Einschaltungen in feinkörnigere Sandsteine und Mergel nur im Bereich eines Meters und weniger mächtig sind, als mögliche Uferwalldurchbrüche (Crevasse-Splays) gedeutet. Uferwälle dürften dagegen hauptsächlich in gegen unten flacherosiv begrenzten, horizontal laminierten und rippelschräggeschichteten Sandsteinen realisiert sein. Uferwälle und Uferwalldurchbrüche sowie rötlich und gelblich gefärbte Mergel, die durch das Führen von vadosen Kalkknollen (Caliche) auf vorwiegend subaerisches Milieu schliessen lassen, werden in Schwemmebenen beheimatet. Die als kanalinterne Ablagerungen betrachteten Fein- und Mittelsandsteine gehen gegen oben gelegentlich in rippelschräggeschichtete Feinsandsteine über, die wahrscheinlich unter geringen Strömungsintensitäten in den am höchsten gelegenen kanalinternen Bereichen sedimentiert wurden.

Aus dem Spurenfossilinhalt und der relativen Feinkörnigkeit der aus dem Sedimentstrukturinhalt grösstenteils als Bildungen im Bereich des nassen Strandes und der Vorküste zu betrachtenden Fazien in der Assoziation IV wird auf ein relativ ruhiges, geschütztes Ablagerungsmilieu geschlossen. «Low-angle» bis grossmaßstäblich schräggeschichtete Sandsteine, welche hier in einer feinkörnigen Variante auftreten, deuten auch hier auf hochenergetische Bildungsbedingungen, wie sie wohl auch in den ge-

schützteren marinen Bereichen besonders unter Sturmbedingungen geherrscht haben.

Der Einbruch der kurzen fluviatilen Sequenz in die den Luzerner Sandstein dominierenden marinen Sedimente lässt die Existenz eines Deltakörpers vermuten, welcher die Küste wahrscheinlich reichlich aufgegliedert und dadurch u.a. auch wellengeschützte Bereiche erzeugt hat, in denen Faziesassoziationen wie beispielsweise diejenige des Typus IV entstehen konnten. Die mit der letzteren Faziesassoziation verbundene Transgression lässt sich unter der Annahme etwa gleichbleibender Subsidenzgeschwindigkeiten und unwesentlicher Wasserspiegelveränderungen durch das Aufgeben eines progradierenden Deltas erklären. Dabei kann die Faziesassoziation des Typus IV als eine Sequenz betrachtet werden, welche in der Folge des Aufgebens eines einzelnen Deltalobus oder des gesamten Deltasystems sedimentiert worden ist. Demzufolge ist die kurze marine Sequenz im Dach des Luzerner Sandsteins als Faziesfolge interpretierbar, die in der Deltaebene des inaktiven Deltasystems entstanden ist (Delta abandonment). Die darunterliegende fluviatile Sequenz kann dabei angesichts der Proximität mariner Bildungen als deltaische Sedimente in einer fluviatil dominierten Deltaebene gedeutet werden.

4. Schlussfolgerungen

Aus den Interpretationen der verschiedenen Faziesassoziationen geht hervor, dass die «Transgression» der Oberen Meeresmolasse im Entlebuch in verschiedenen transgressiven Episoden erfolgte. Unter der Annahme, dass wie in der Region St. Gallen (HAMMER 1984) sich Transgressionen der Oberen Meeresmolasse generell durch Vorküstenerosionen (Shoreface Retreat) vollzogen haben, wofür im Entlen-Querschnitt die erosive Überlagerung der subtidalen Faziesassoziation II auf die obersten lagunären Bildungen der Assoziation I spricht, können die basalen transgressiven Abschnitte unter der Anwendung des Modells von KRAFT et al. (1973) als etwa an den Beobachtungsstellen stoppende Transgressionen gedeutet werden, die eben zu wenig weit reichten, um die Sedimente der Faziesassoziation I aufzuarbeiten. Nach diesen basalen Transgressionen kamen im Entlen-Querschnitt Sedimente im Bereich einer Vorküste unter der Wirkung von Stürmen und Gezeiten zum Absatz. Im obersten Teil des Luzerner Sandsteins bewirkte dann deltaische Sedimentation eine Regression, welcher, als das damit verbundene Deltasystem nicht mehr aktiv war, eine erneute Transgression folgte.

Die verschiedenen Faziesinterpretationen ermöglichen es nun, auch verschiedene Prognosen über die räumliche Verteilung der Fazien zu machen. So dürften die an der Basis des Luzerner Sandsteins beobachteten Fazien, da sie als Teile von Barriereinselsystemen interpretiert werden, in küstenparalleler Richtung, d.h. von Osten nach Westen, recht persistent sein, wogegen die im Dach des Luzerner Sandsteins vorgefundenen, zu einem Deltasystem gehörenden Fazien lateral wahrscheinlich nicht sehr ausgedehnt sind. Bestätigt werden diese Faziesprognosen durch die Faziesverhältnisse im Rümlig, wo MATTER et al. (1980) im basalen Luzerner Sandstein ähnliche Faziesverhältnisse vorgefunden haben wie im Entlen-Querschnitt. Im Raum nördlich Hasle und Entlebuch sind, falls die rhythmischen Transgressionen an der Basis des Luzerner Sandsteins diese nicht erodiert haben, unter den jüngeren konglomeratischen Gesteinen der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Süsswassermolasse im basalen Luzerner

Sandstein etwa E–W streichende Barriereinselbildungen zu erwarten. In demselben Raum ist im oberen Teil des Luzerner Sandsteins mit einer lateral wohl nicht sehr ausgedehnten, marinen Coarsening-upward-Sequenz einer Deltafront zu rechnen.

Vergleicht man die im Entlen-Querschnitt erarbeiteten Sedimentationsbedingungen mit denjenigen, welche von HOMEWOOD & ALLEN (1981) im Gebiet von Fribourg und von HAMMER (1984) im Raum St. Gallen erarbeitet worden sind, so scheint der Gezeiteneinfluss im Entlebuch und im Raum St. Gallen wesentlich geringer gewesen zu sein als in der Westschweiz. Solche Unterschiede weisen auf räumlich und womöglich auch zeitlich recht differenzierte marine Einflussgrössen hin. Ein glaubwürdiger, kausaler Zusammenhang zwischen diesen Grössen wird wohl erst nach vertieften chronostratigraphischen Arbeiten und nach äusserst detaillierten sedimentologischen Untersuchungen erstellt werden können.

Verdankungen

Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich den Herren Prof. Dr. A. Matter, Dr. P. Homewood und B. Hammer.

LITERATURVERZEICHNIS

ALLEN, J.R.L. (1979): A model for the interpretation of wave ripple-marks using their wavelength, textural composition and shape. – J. geol. Soc. (London) *136*, 637–682.

ALLEN, P. (1981): Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. – Sedimentology *28*, 369–379.

BENKERT, J.-P. (1983): Geologie der Subalpinen Molasse im Raum Schwarzenberg und Hasle (Kanton Luzern). – Unpubl. Diplomarb. Geol. Inst. Univ. Bern.

CARLSTON, C.W. (1965): The relation of free meander to stream discharge and its geomorphic implications. – Amer. J. Sci. *263*, 864–885.

DIEM, B. (in Vorb.): An easy-to-use analytical method for palaeo-depth and palaeo-wave climate estimation from wave ripple marks. – Sedimentology (eingereicht).

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

HAMMER, B. (1984): Die Sedimentologie der Oberen Meeresmolasse im Raum St. Gallen. – Unpubl. Diplomarb. Geol. Inst. Univ. Bern.

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.

KOMAR, P.D. (1976): Beach processes and sedimentation. – Prentice Hall Inc., Englewood cliffs, New Jersey.

KOMAR, P.D., & GAUGHAN, M.K. (1973): Airy wave theory and breaker height prediction. – Proc. 13th Conf. Coast. Eng., S. 405–418

KOMAR, P.D., & MILLER, M.C. (1973): The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. – J. sediment. Petrol. *43*, 1101–1110.

— (1975): Sediment threshold under oscillatory waves. – Proc. 14th Conf. Coast. Eng., S. 756–775.

KRAFT, J.C., BIGGS, R.B., & HALSEY, S.D. (1973): Morphology and vertical sedimentary sequence models in Holocene transgressive barrier systems. – Coastal Geomorphology, Proc. 3rd Amer. Geomorph. Symp. Ser., S. 321–354.

LEEDER, M.R. (1973): Fluviatile fining-upward cycles and the magnitude of paleochannels. – Geol. Mag. *110*, 265–277.

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

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, Excursion N°. V. In: Geology of Switzerland, Part B (S. 261–293). – Wepf & Co., Basel.

MICHE, R. (1944): Undulatory movements of the sea in constant and decreasing depth. – Ann. de ponts et chaussées, Mai–Juni, Juli–August, S. 25–75, 131–204, 270–292, 369–406.

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

MITCHELL, J.H. (1893): On the highest waves in water. – Phil. Mag., Ser. 5, *36*, 430–437.

READING, H.G. (1978): Sedimentary environments and facies. – Blackwell, Oxford.

VON SALIS, K. (1966): Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt. Luzern). – Verh. natf. Ges. Luzern *21*, 1–106.

SWIFT, D.J.P. (1968): Coastal erosion and transgressive stratigraphy. – J. Geol. *76*, 444–456.

VISSER, R. (1980): Neap-spring cycles reflected in holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. – Geology *8*, 543–546.

WRIGHT, L.D., & COLEMAN, J.M. (1973): Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *57*, 370–398.