Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 86 (1993)

Heft: 1

Artikel: Sedimentation und Tektonik im Ostjura : Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft am 29.9.1992

Autor: Wetzel, Andreas / Allia, Vincenzo / Gonzalez, Ramon

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167245

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.07.2025

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

Eclogae geol. Helv. 86/1: 313–332 (1993)

0012-9402/93/010313-20 $ 1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Sedimentation und Tektonik im Ostjura

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft am 29. 9. 1992

Von ANDREAS WETZEL [1]), VINCENZO ALLIA [1]), RAMON GONZALEZ [1]) und PETER JORDAN [2])

Leitung

A. Wetzel, Basel
V. Allia, Basel
R. Gonzalez, Basel
P. Jordan, Solothurn

Teilnehmer:

M. Baumann, Gerlikon
K. Bernet, Basel
D. Biehler, Liestal
P. Bitterli, Würenlingen
P. Bitterli-Brunner, Basel
H. Funk, Zürich
M. Giger, Suhr
G. Gorin, Genève
Y. Gouffon, Corcelles
R. Gygi, Basel
M. Hafner, Basel
P. Hayoz, Cordast
T. Herold, Basel
K. Ihly, Allschwil
L. Jemelin, Ittigen
E. Kempter, Fislisbach
P. Kindler, Genève
A. Kohler, Weinfelden
W. Leu, Winterthur
M. Matthews, Houston
U. Mühletaler, Frick
T. Noack, Basel
H. Peter, Basel
U. Pfirter, Liestal
R. Plancherel, Fribourg
P. Rey, Frick
B. Rick, Esslingen
A. Strasser, Fribourg
J. van Stuijvenberg, Bern
F. Wang, Aarau
R. Wyss, Winterthur

1. Einführung

Die vielfältigen Verknüpfungen von Sedimentation und Tektonik im Ostjura wurden während der Exkursion gezeigt. Thematisch fanden drei Aspekte nähere Beachtung:

(1) Im Deckgebirge dokumentierte, reaktivierte Grundgebirgsstörungen (Stop 1),
(2) sedimentär vorbestimmte Abscherhorizonte (Stop 2), und
(3) Faziesverteilung als Ausdruck synsedimentärer Tektonik (Stop 3 bis 5).

Während für (1) und (2) die tektonischen Implikationen evident sind, seien für den Einfluss der synsedimentären Tektonik auf die Faziesentwicklung einige Prinzipien erläutert, da das Gebiet der NW-Schweiz während des Mesozoikums als tektonisch sehr ruhig angesehen wird (z. B. Diebold et al. 1991).

Erste Anhaltspunkte für tektonische Bewegungen des Untergrunds ergeben sich für die jurassischen Flachwassersedimente in der NW-Schweiz aus Isopachenkarten. Diese liefern signifikante Hinweise auf synsedimentäre tektonische Bewegungen, wenn über kürzere Distanzen Mächtigkeitsänderungen auftreten, die sich deutlich von den Hintergrundswerten abheben und die ihrem Betrag nach grösser sind als die Wassertiefe während der Sedimentation. Der Akkommodationsraum, in dem die Sedimente zwischen Meeres- und Sedimentoberfläche akkumulierten, musste grösstenteils während der Se-

[1]) Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel
[2]) Amt für Wasserwirtschaft des Kantons Solothurn, Werkhofstrasse 65, CH-4500 Solothurn

dimentation zur Verfügung gestellt worden sein. Die räumliche Verteilung derartiger Isopachen-Anomalien sollte dann tektonische Strukturen des Untergrunds widerspiegeln.

Im Fall der jurassischen Schichtfolge im Ostjura sind es prä-mesozoische Elemente; einerseits die des Permokarbon-Trogs, andererseits «rheintalisch» streichende. Die tektonischen Bewegungen während des Mesozoikums dürften gering gewesen sein und sich meist in flexurartigen Verbiegungen an der Oberfläche geäussert haben (z. B. Diebold 1988). Das Sedimentationsregime im flacheren Wasser des Jura-Meeres dürfte aber auch auf geringe Änderungen der Wassertiefe sensitiv reagiert haben, da die meisten Sedimente in der Nähe der Sturmwellenbasis oder im durchlichteten Bereich abgelagert wurden.

Aufschlussbeschreibung

1. Stop. Chäsiberg südlich Kaisten (Koordinaten 646.200/264.075): Mettauer Struktur, Muschelkalk

Die Mettauer Struktur liegt im Tafeljura zwischen Frick und Leibstadt. Sie wurde zuerst von Brändlin (1911) als südvergente Auf- und Überschiebung gedeutet. Während Heim (1919) die Struktur als Untervorschiebung ansah, schlug Wildi (1975) ein Entstehen durch gravitatives Abgleiten von Sedimentschollen vom Schwarzwald vor. Wildis Interpretation basiert auf Aufnahmen im Feld und unter Tage in der Wandflue. Dort stellt sich die Mettauer Struktur als aufgebrochene Antiklinale mit chaotischer Aufhäufung von Mittlerem Muschelkalk im Kern dar. Laubscher (1982) postulierte einen Zusammenhang der Mettauer Struktur mit der Bildung des Adlerhofgewölbes weiter im Westen, dessen Entwicklung aber älter ist als die oligozänen Brüche im Tafeljura. Die regionale Stellung der Mettauer Struktur diskutieren Bitterli & Matousek (1991) eingehender.

Im Gegensatz zur Mandacher Überschiebung folgt die Mettauer Struktur nur teilweise markanten tektonischen Linien im Sockel. In dem Teil, der während der Exkursion angesehen wird, liegt es nahe anzunehmen, dass ein Zusammenhang mit der Sockeltektonik besteht (Bitterli-Brunner 1987, Fig. 6).

Aufgeschlossen sind der oberste Teil des Trochitenkalks, der Plattenkalk und das Liegende des Trigonodus-Dolomits (Fig. 1). Die meisten Bänke werden als Ablagerungen von Stürmen (Tempestite) interpretiert. Folgen von Tempestiten spiegeln sensitiv relative Änderungen von Meeresspiegel und/oder Akkommodationsraum wider (z. B. Aigner 1985). So sind im Profil am Chäsiberg 3 Teile nach Tendenzen in der Änderung der Bankdicke zu unterscheiden, die sich auch in der Petrographie der Kalkbänke und dem Anteil an Ton als Zwischenlagen oder in Karbonatbänken auszudrücken:

- *Trochitenkalk* mit einer mehrfach zusammengesetzten 'coarsening/thickening-upward'-Folge zu Beginn der ladinischen Transgression,
- *Unterer Plattenkalk* mit einer mehrfach zusammengesetzten Folge, die übergeordnet keine oder eine 'fining/thinning-upward'-Tendenz zeigt, und
- *Oberer Plattenkalk und Trigonodus-Dolomit* mit einer mehrfach zusammengesetzten 'coarsening/thickening-upward'-Folge; die Dolomitisierung verwischt zwar die sichtbaren lithologischen Trends, aber nicht die aus der natürlichen Gamma-Strahlung bohrlochgeophysikalisch ermittelte Tendenz.

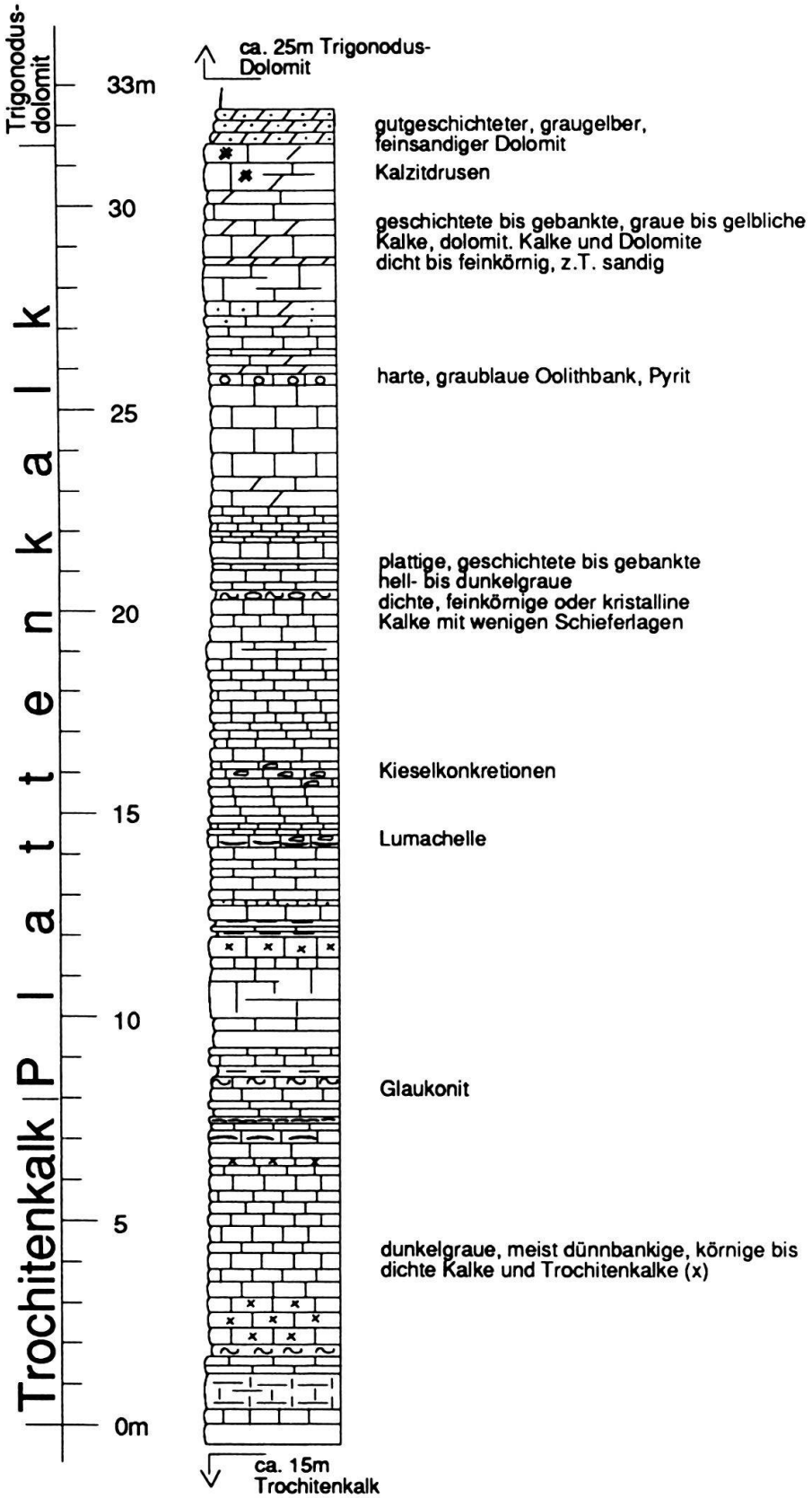


Fig. 1. Profil am Chäsiberg südlich Kaisten (nach Aufnahmen von Brändlin 1911, Merki 1961 und Bitterli-Brunner (unveröffentlicht)). Tendenzen in der Änderung der Bankdicke sind deutlich zu erkennen; übergeordnete 'thickening-upward'-Folgen enden bei Profilmeter 1.2, 11.1 und 28.5; eine weniger deutlich entwickelte 'thinning-upward'-Folge liegt im Profil zwischen 11.1 und 17 m.

Legt man das Muster der Bankfolgen zugrunde, wäre die Grenze Unterer/Oberer Trochitenkalk etwa 4 bis 5 m oberhalb der lithostratigraphischen Grenze (Coenothyris-Bank, Merki 1961), am Top einer 'coarsening-upward'-Folge, anzusetzen.

Die Sedimentakkumulation während der 'coarsening/thickening-upward'-Folge des Trochitenkalks ist etwa zweimal so hoch wie während des Oberen Plattenkalks und des Trogonodus-Dolomits. So sind im ersten Fall «Crinoiden-Bank-Zyklen» (sensu Aigner 1985) entwickelt, im zweiten Fall «Schill-Bank-Zyklen». Das Vorherrschen von Echinodermen in der unteren Bankfolge, die grosso modo ein recht hohes trophisches Niveau anzeigen, unterstützt diese Ableitung. Zumindest die übergeordneten Bankfolgen lassen sich über weitere Strecken korrelieren (z. B. nach Eptingen und Reinach, Herold 1992).

2. Stop. Gipsgrube Riepel (Koordinaten 645.200/253.900) am Bänkerjoch: Evaporite der Trias

Die Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks und der Gipskeuper stellen zwei für die Jura-Faltung wichtige Evaporitvorkommen dar (Jordan 1992, 1993), die zwei Transgression-Regression-Zyklen zugeordnet werden (Fig. 2): (1) Unterer Muschelkalk (Wellengebirge; vollmarin) bis zur Anhydritgruppe (submarine Eindampfungsserie) und (2) Trochitenkalk (vollmarin) bis Bunte Mergel des Keupers (terrestrisch). Die Grosszyklen lassen sich in mehrere Subzyklen unterteilen (Dronkert et al. 1990, Widmer 1991).

Aus der Sicht der Juratektonik ergibt sich eine Fünfteilung in 3 $\pm$-rigide Lagen mit 2 dazwischen eingeschalteten Evaporitlagen (Fig. 2). Der Hauptabscherhorizont des Jura-Gebirges liegt im Nordosten in der Anhydritgruppe und im Zentrum und Südwesten im Gipskeuper. Dieser Wechsel ist mit der räumlichen Ausdehnung der beiden Evaporitserien zu erklären (Jordan 1993). Das Depotzentrum des Gipskeupers liegt im Gebiet von Yverdon mit knapp 400 m mächtigen Sedimenten, davon bis zu 300 m Salz. In der Nordschweiz dagegen fehlt Salz. Abgesehen von den randlichen Regionen ist über das Faziesmuster des Gipskeupers nur wenig bekannt, allerdings scheint das teilweise faziesbestimmende Paläorelief tendenziell jungpaläozoischen Senkungsstrukturen zu folgen.

In der zentralen Nordschweiz lässt sich der Gipskeuper in 5 Formationsglieder unterteilen (Fig. 2): Untere Sulfatschichten, Untere Bunte Schichten, Mittlere Sulfatarme Schichten und Obere Bunte Schichten (Schindler 1962, Jordan 1992). Ihre räumliche Verteilung ist aufgrund spärlicher Aufschlüsse, starker tektonischer Beanspruchung im Faltenjura und Faziesänderungen nicht gut bekannt. Unter dem Aspekt Sedimentation und Tektonik ist das unterschiedliche rheologische Verhalten der einzelnen Formationsglieder interessant, das sich in der Gipsgrube Riepel am Bänkerjoch (Fig. 3) gut beobachten lässt: Die reinen Anhydrite (im Aufschluss posttektonisch vergipst) stellen den Hauptabscherhorizont dar. Sie bilden die hangende Überschiebung einer Muschelkalk-Schuppenzone. Im Aufschluss ist die walzenförmige Anhäufung dieser Schichten vor und das mylonitartige Ausdünnen über einer Rampe durch die kompetenteren Unteren Bunten Schichten und die überwiegend spröden Mittleren Sulfatarmen Schichten zu beobachten. In der Walze, vor allem aber im mylonitischen Bereich sind die sedimentären Strukturen verwischt und durch eine sekundäre, tektonisch in-

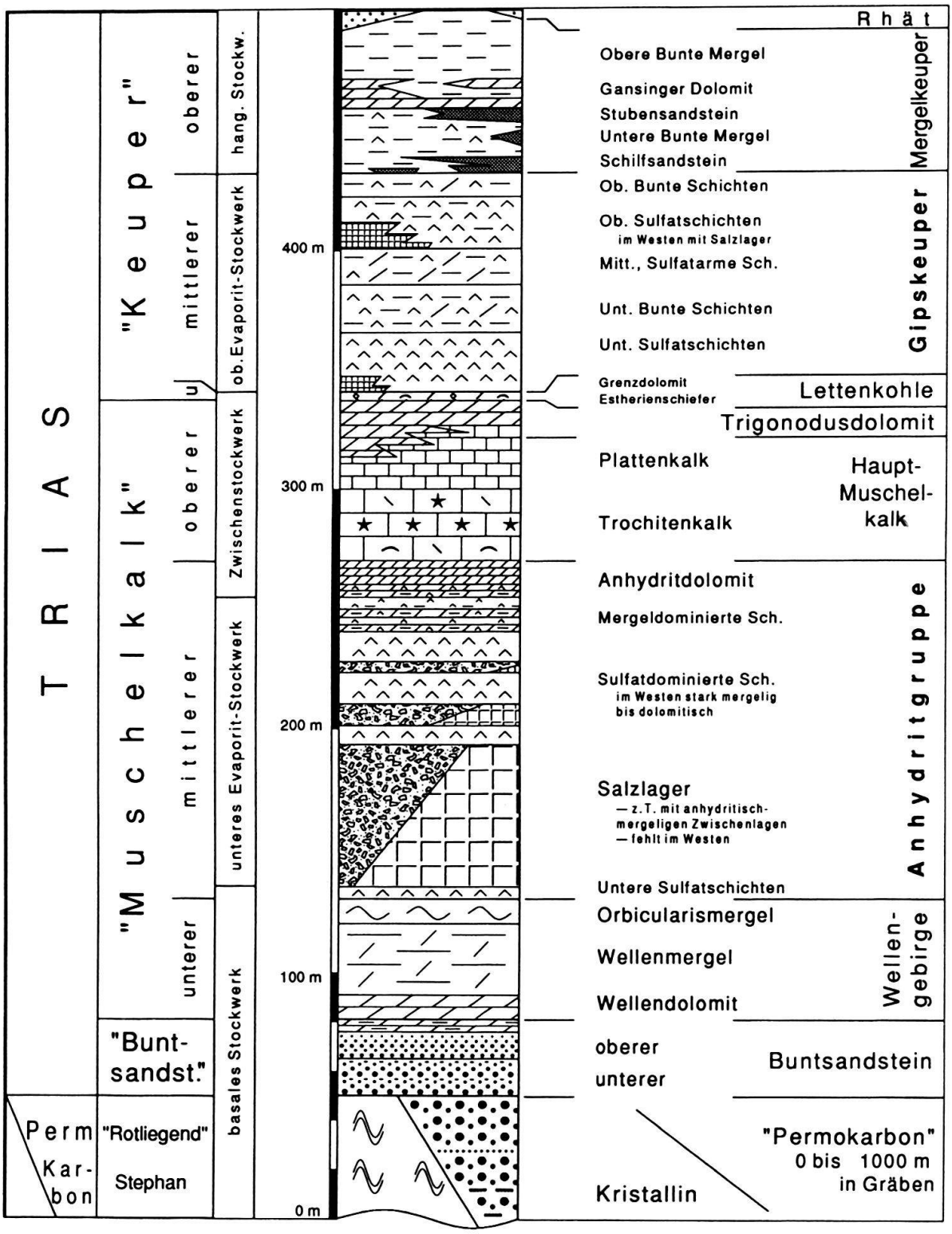


Fig. 2. Synthetisches Profil durch die Trias in der Nordwestschweiz nach Jordan (1993).

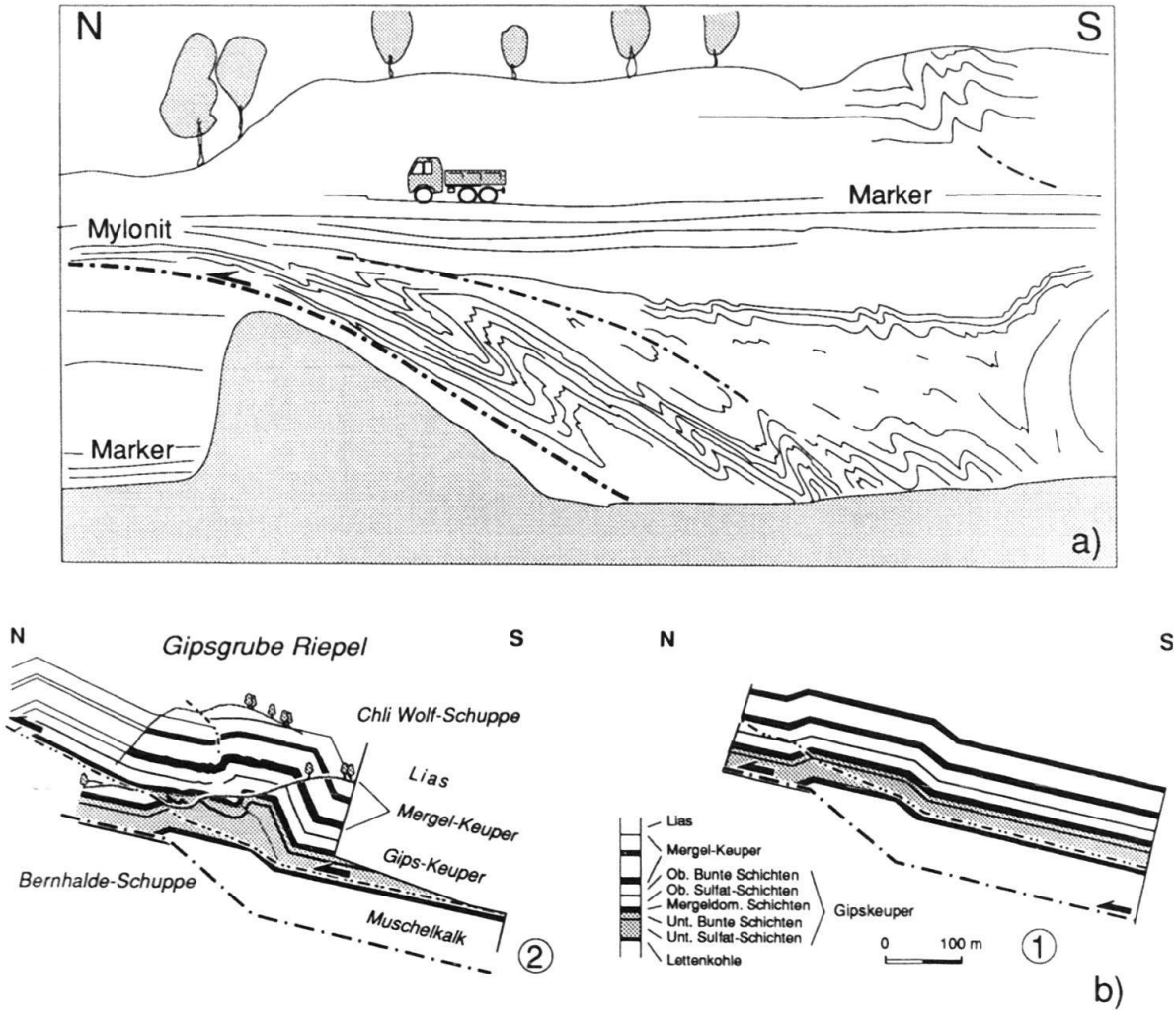


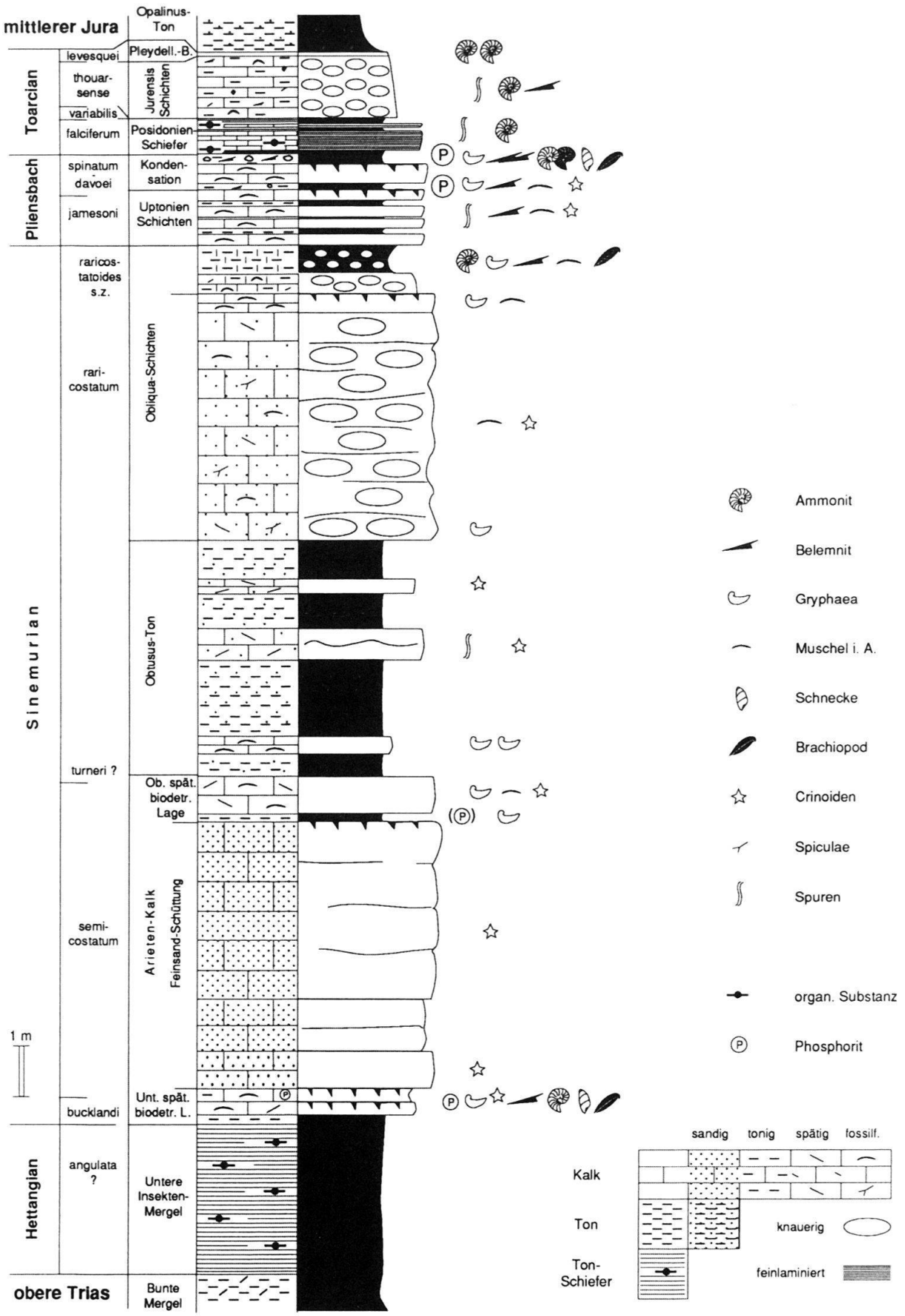
Fig. 3. Gipsgrube Riepel (a) Skizze der Ostwand des Aufschlusses, (b) Schema der möglichen tektonischen Entwicklung des Aufschlusses nach Jordan & Noack (1992).

duzierte Stoffbänderung ersetzt. Demgegenüber sind die Sedimentstrukturen in den Unteren Bunten Schichten und in den Mittleren Sulfatarmen Schichten recht gut erhalten. Die viskoseren Oberen Sulfatschichten zeigen eine spektakuläre Kleintektonik. Die auffallenden, meist orangefarbenen Sulfatklüfte (im Aufschluss vergipst) scheinen prätektonisch zu sein, da sie auch in den Aufschlüssen des undeformierten Vorlandes auftreten. Die tektonisch induzierten Gipsklüfte sind meist weiss und lassen sich auch anhand des abweichenden Faserbaus von den atektonischen unterscheiden. Die Oberen Bunten Schichten zeigen aufgrund einer starken Anisotropie zwischen sulfatreicheren und -ärmeren Schichten eine eindrückliche Kink-Tektonik.

3. Stop. Bänkerchlus (Koordinaten 644.950/253.100): Lias

Die Schichten im Aufschluss in der Bänkerchlus sind überkippt. Das Profil (Fig. 4) dokumentiert die Entwicklung während des Lias in typischer Weise.

Fig. 4. Profil des Lias in der Bänkerchlus in normaler Lagerung dargestellt.


mittlerer Jura
Opalinus-Ton
Pleydell.-B.
Toarcian
levesquei
thouarsense
variabilis
falciferum
Jurensis Schichten
Posidonien-Schiefer
Pliensbach
spinatum
davoei
jamesoni
Konden-sation
Uptonien Schichten
Sinemurian
raricostatoides s.z.
raricostatum
Obliqua-Schichten
Obtusus-Ton
turneri ?
Ob. spät. biodetr. Lage
semicostatum
Arieten-Kalk
Feinsand-Schüttung
1 m
bucklandi
Unt. spät. biodetr. L.
Hettanglian
angulata ?
Untere Insekten-Mergel
obere Trias
Bunte Mergel
Ammonit
Belemnit
Gryphaea
Muschel i. A.
Schnecke
Brachiopod
Crinoiden
Spiculae
Spuren
organ. Substanz
Phosphorit
sandig
tonig
spätig
fossilf.
Kalk
Ton
Ton-Schiefer
knauerig
feinlaminiert

Die Transgression des Jura-Meeres erreichte den westlichen Aargau an der Wende Hettangian/Sinemurian (Jordan 1983) (Fig. 5), setzte aber im Klettgau (Kanton Schaffhausen) schon im frühsten Hettangian ein (Schlatter 1983, Achilles & Schlatter 1986). Kleinräumige Änderungen in der Schichtfolge, ihrer Mächtigkeit und teilweise der Fazies deuten ein präexistentes, gegliedertes Relief im nordwestschweizer Teil des Lias-Beckens an (Frank 1930, Jordan 1983). In Senken und Lagunen akkumulierten organisch reiche Tone (Insekten-Mergel, Schwaichel) mit vereinzelten Kalk- und Sandstein-Einschaltungen. Dazu finden sich typischerweise Sturmablagerungen mit Überresten einer Zwergfauna (Schlatter 1975). Die Hettangian-Ablagerungen sind im Klettgau etwa 10 m mächtig, im Bereich Staffelegg/Bänkerchlus < 1 m, weiter östlich wiederum etwa 3 m, und sie verschwinden endgültig entlang einer Linie Gösgen-Zeglingen, die dann nach WNW abbiegt. Ob primär eine Grenze der Ablagerung oder ein Produkt späterer Erosion während des Sinemurian vorliegt, bleibt zu diskutieren. Auffällig ist, dass die etwa NNW-verlaufenden liassischen «Schwellen» und «Becken» in einem Gebiet lokalisiert sind, in dem bei der Jura-Faltung eine bedeutende sinistrale Querstörung angelegt wurde (z. B. Laubscher & Pfirter 1984), deren Ursache kaum die geringen Änderungen der Mächtigkeit von etwa 10 m gewesen sein dürften. So ist ein Einfluss präexistenter Brüche sowohl auf die Lias-Sedimentation als auch auf die Jura-Faltung wahrscheinlich.

Zu Beginn des Sinemurian wird die etwa Nord-Süd verlaufende und gegen Norden abtauchende Schwelle («Sissacher Barre», Frank 1930; «Aar-Schwarzwald-Bra-

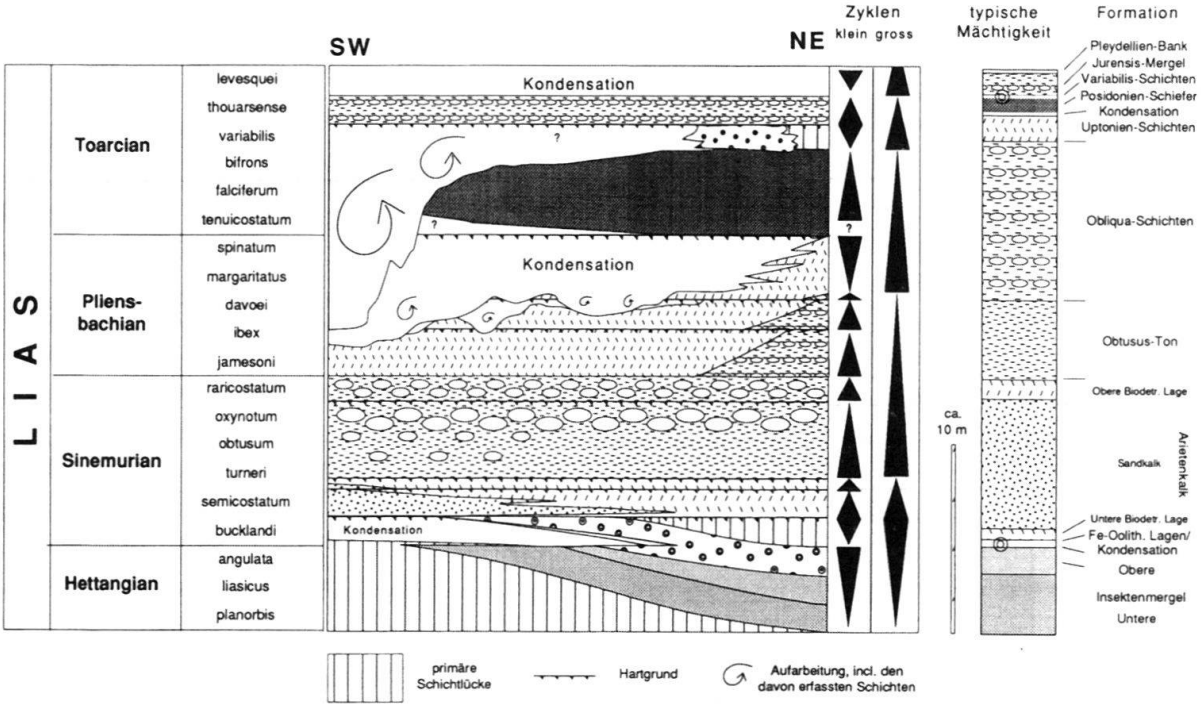


Fig. 5. Schematische Zusammenstellung der bio- und lithostratigraphischen Entwicklung des Lias im östlichen Jura in einem etwa 20 km langen Querschnitt zwischen Unterem Hauenstein (SW) und Schinznach (NE). Die Zyklen repräsentieren Tendenzen in der Änderung von Bankdicken und Korngrössen. Das Schema zeigt deutlich das Vorhandensein eines differenzierten Reliefs, das sich auch synsedimentär entwickelte; Transgression aus NE (Hettangian), Sandschüttung aus SW (unteres Sinemurian) und Aufarbeitung im SW (unteres Sinemurian, Pliensbachian und Toarcian). Die lithologischen Symbole entsprechen denen in Figur 4.

bant-Hoch», Trümpy 1980) überflutet. Auf der Schwelle bildeten sich geringmächtige, teilweise phosphoritführende, fossilreiche Kalke. Die Sedimentation der in diesem hochenergetischen Milieu gebildeten Arietenkalke wird durch eine kurze, aber mächtige Sandschüttung im wesentlichen während der «*semicostatum*»- und lokal bis in die frühste «*turneri*»-Zone unterbrochen (Fig. 6), deren Geometrie auf das Alemannische Land als Liefergebiet deutet (Trümpy 1949). Die Dolomitisierung der Sandschüttung und von Teilen des Arietenkalks im Bereich Salhöchi-Waldenburg kann auf gebietsweises Trockenfallen im ausklingenden Sinemurian zurückgeführt werden. Im Gegensatz dazu sind die Sedimente des gesamten Sinemurian im etwa 15 km von Salhöchi entfernten Frick vollmarin entwickelt. Diese Faziesunterschiede können als Indikatoren für differentielle Subsidenz angesehen werden. Nach einer deutlichen Subsidenz mit vorwiegend tonigen Beckensedimenten (Obtusum-Ton), setzt dann im mittleren Sinemurian eine 'shallowing-upward'-Folge ein. Zum Hangenden hin, wie auch gegen Südwesten («Sissacher Barre») verkalken die Sedimente zunehmend (Obliqua-Schichten). Im Bereich der Bänkerchlus sind die unteren Obliqua-Schichten etwa 4 m mächtig. Gegen die Staffelegg dünnen sie innerhalb knapp 2 km aus. Eine Koinzidenz mit dem Ausdünnen der Sedimente des Hettangian in südwestlicher Richtung ist auffällig (s. o.).

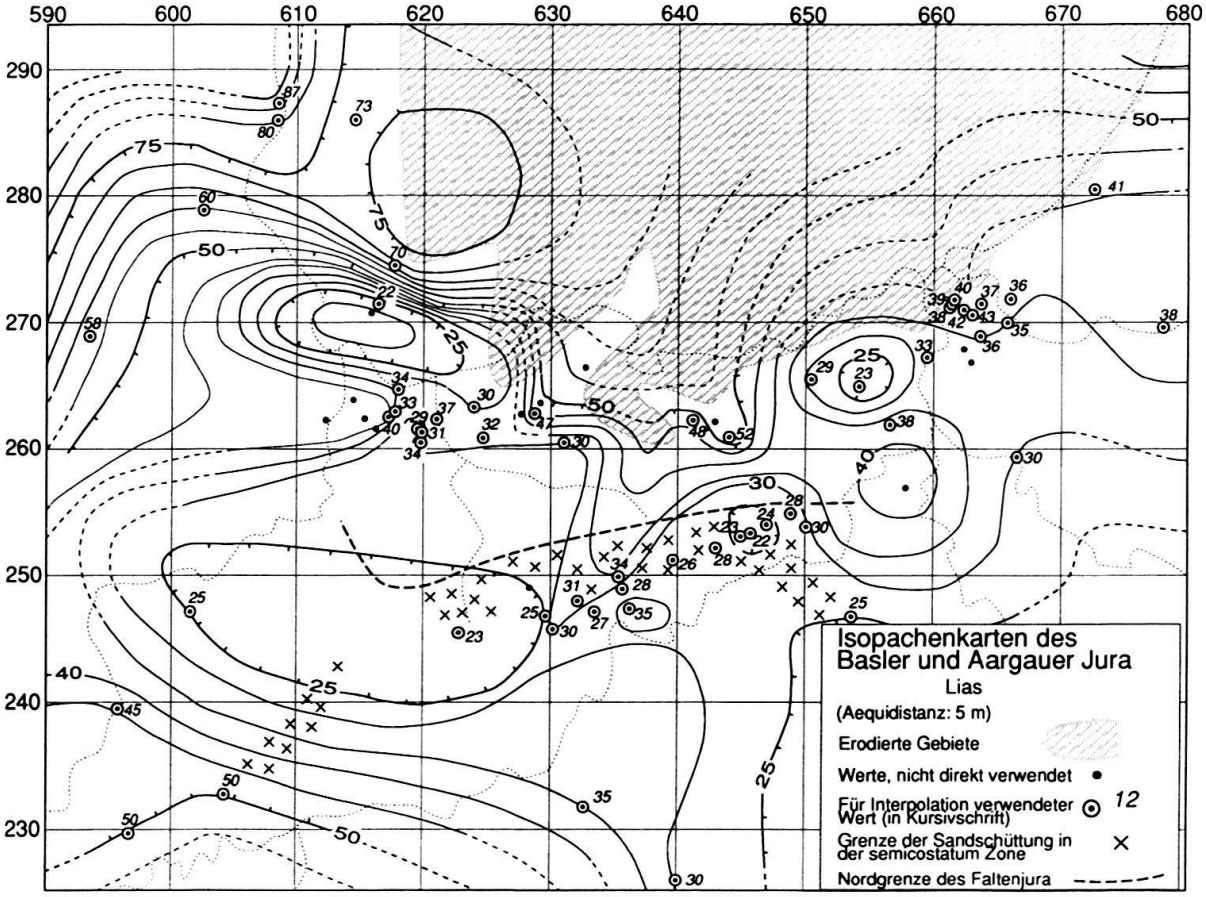


Fig. 6. Isopachenkarte des Lias nach einer Zusammenstellung von Bitterli (1992) (etwas verändert). Der räumliche Zusammenhang zwischen der Grenze der Sandschüttung in der «*semicostatum*»-Zone und der Nordgrenze der Jurafaltung ist auffällig, aber wohl nicht primär. Das Gitternetz entspricht dem schweizerischen Koordinatensystem.

Mit dem Beginn des Pliensbachian werden die Sedimente nahe der Wellenbasis abgelagert. Die geringe Wassertiefe wird durch geringmächtige, mehrfach umgelagerte Sedimente angezeigt. Die Intensität der Umlagerung nimmt von Nordosten gegen Südwesten, Richtung «Sissacher Barre», zu. Im jüngeren Pliensbachian wird die Aufarbeitung durch eine Kondensation abgelöst.

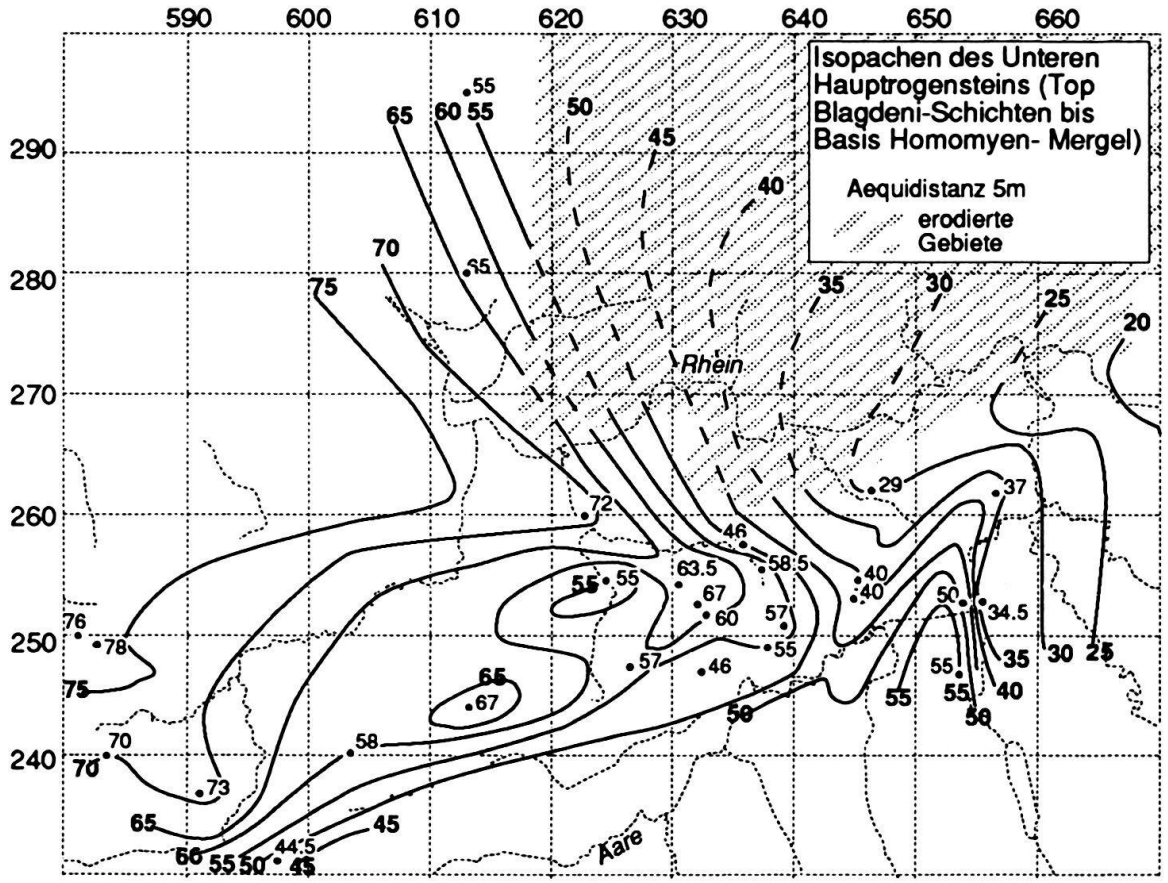
Die Ablagerungen des frühen Toarcian, im wesentlichen Posidonienschiefer, keilen ungefähr dort aus, wo auch die Insektenmergel des Hettangian auskeilen. Das Auskeilen der Posidonienschiefer scheint primär zu sein. Nur im Bereich des Hauensteins sind sie wahrscheinlich einer spektakulären, bis in die Ablagerungen des Pliensbachian hinuntergreifenden Aufarbeitung während des mittleren Toarcian zum Opfer gefallen (Imhof 1980). Im NE bei Schinznach ist das mittlere Toarcian in sehr geringmächtigen, eisenooidführenden Sedimenten dokumentiert. Auch im jüngeren Toarcian ist eine Abnahme der Mächtigkeit der Jurensis-Schichten zur «Sissacher Barre» hin zu beobachten. Zudem tritt eine signifikante Änderung der Mächtigkeit der Jurensis-Schichten in der Gegend der Staffelegg (< 1 m in der Bänkerchlus, > 2 m an der Staffelegg) auf. Abgeschlossen wird der Lias von der Pleydellien-Bank, die in ähnlicher Mächtigkeit und Fazies weit verbreitet ist.

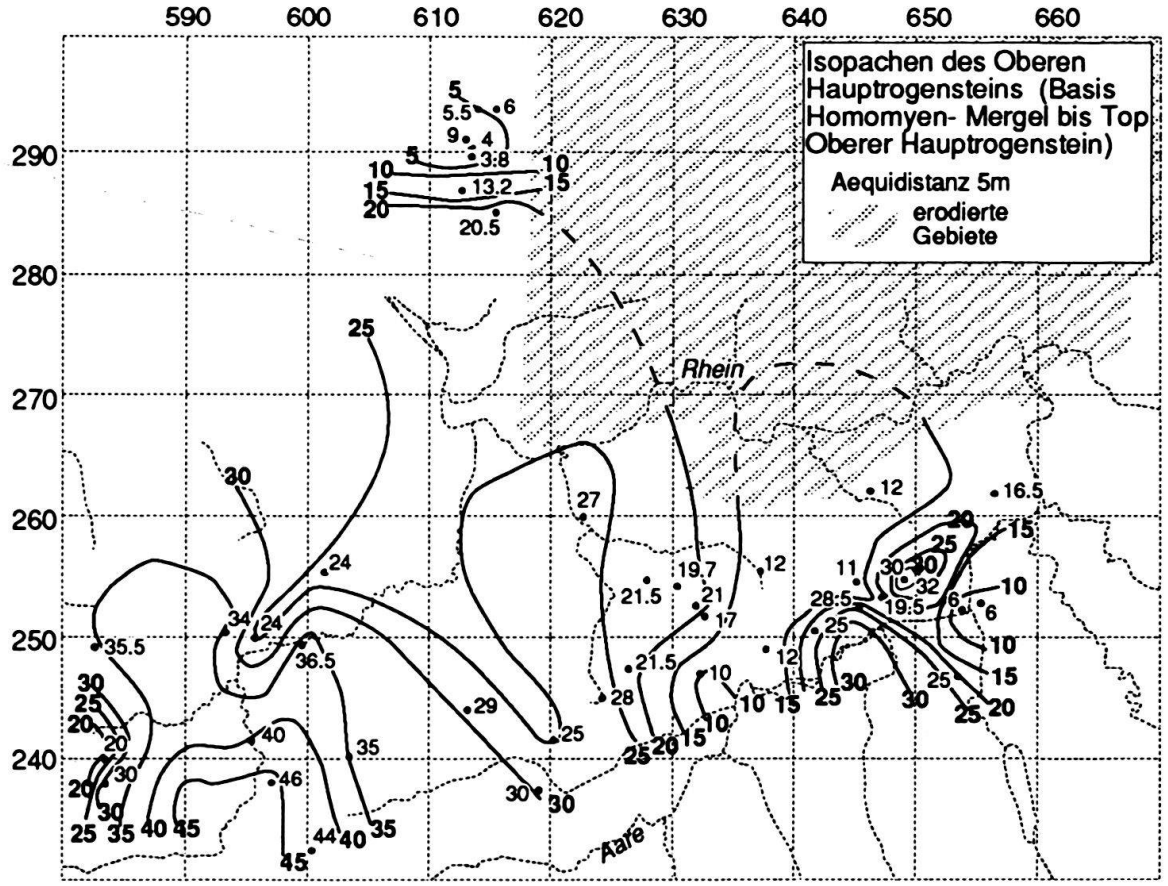
Im Profil des Lias sind klare Tendenzen in der Änderung von Bankdicke und Korngrössen auffällig, die sich zu 'thinning/fining-upward'- und 'thickening/coarsening-upward'-Zyklen gruppieren lassen (Fig. 5). Diese Zyklen lassen sich gut mit Meeresspiegelschwankungen, wie sie etwa von Haq et al. (1987) postuliert wurden, korrelieren. Dabei dokumentieren sich Phasen sehr schnellen Meeresspiegelanstiegs in Kondensationen, da sich die Distanz zwischen terrigenen Sedimentquellen und Ablagerungsgebiet zunehmend, anfangs sogar rascher, vergrösserte und da die Zeit zu kurz war, als dass sich ein neues Gleichgewicht im Sedimentanlieferungssystem einstellen konnte. Ein deutliches Absinken des Meeresspiegels äusserte sich in Aufarbeitung der unterlagernden Sedimente. Nur während der Transgression zu Beginn des Lias sind (zu erwartende) Kondensationen nicht entwickelt.

4. Stop. Rand der Hauptrogenstein-«Plattform» (R. Gonzalez)

Der Hauptrogenstein lässt sich in drei übergeordnete 'shallowing-upward'-Folgen unterteilen: (1) Unterer Hauptrogenstein, (2) Oberer Hauptrogenstein und (3) Spatkalk/Groboolith. Sie werden im Plattformbereich durch Hartgründe abgeschlossen, die im Rahmen der biostratigraphischen Auflösung als synchron anzusehen sind. Horizontierte Neufunde von Ammoniten (durch die Autoren und Ernst 1991) erlauben es, das Sedimentationsgeschehen zeitlich einzustufen. So begann die Ablagerung des Hauptrogensteins im mittleren bis späten Bajocian und endete in der *«parkinsoni»*-Zone (Bajocian). Die Sedimentation des Spatkalk/Groboolith setzte in der *«zigzag»*-Zone (Bathonian) ein und dauerte während des frühen Bathonian an. So ist die Aussagekraft eines nicht-horizontiert gefundenen Ammoniten, wonach ein Teil des Oberen Hauptrogensteins unteres Bathonian repräsentieren könnte (Gygi & Rieber 1989), in Frage zu stellen.

Fig. 7. Isopachenkarten für den Hauptrogenstein; Unterer Hauptrogenstein (oben) und Oberer Hauptrogenstein (unten). Der Übergang zur «Parkinsoni»-Fazies verläuft in etwa entlang der Gitterlinie 655 in Nord-Süd-Richtung. Das Gitternetz entspricht dem schweizerischen Koordinatensystem.


Isopachen des Unteren Hauptrogensteins (Top Blagdeni-Schichten bis Basis Homomyen- Mergel)
Aequidistanz 5m
erodierte Gebiete
Rhein
Aare
590
600
610
620
630
640
650
660
290
280
270
260
250
240


Isopachen des Oberen Hauptrogensteins (Basis Homomyen- Mergel bis Top Oberer Hauptrogenstein)
Aequidistanz 5m
erodierte Gebiete
Rhein
Aare
590
600
610
620
630
640
650
660
290
280
270
260
250
240

Die Isopachenkarten des Hauptrogensteins zeigen Anomalien auf einer recht regelmässig nach Osten und Süden auskeilenden Rampe und weisen auf synsedimentäre Tektonik hin (Fig. 7). Auch die Faziesentwicklung wird dadurch beeinflusst: So wird der abrupte Übergang von tidalen 'sand waves' (Unteregg) zu Mergeln mit Tempestiten (Holderbank) auf geringe Distanz in diesem Zusammenhang gesehen.

Stop 4a: Steinbrüche Unteregg und Oberegg der Jura-Cementfabrik AG Aarau-Wildegg (Koordinaten 653.900/252.700)

Das zusammengesetzte Profil dieser Steinbrüche (Fig. 8) zeigt folgende Abschnitte: Bioklastische, bioturbate, schwach siliziklastische Mergel-Kalk-Wechsellagerungen der «Blagdeni»- und «Parkinsoni»-Schichten werden von Unterem Hauptrogenstein mit nach oben mächtiger werdenden, oobioklastischen Tempestiten überlagert. Darauf folgen nach Süden geschüttete, komplex zusammengesetzte, tidale 'sand waves' (Fig. 9), die den grössten Teil des Unteren Hauptrogensteins bilden. Die Grenzen zwischen einzelnen 'sand wave'-Bündeln sind vor allem an Erosionsflächen zu erkennen. Die Komponenten sind gut sortierte, arenitische, radialkonzentrisch gebaute Ooide und ruditische Bioklasten. Eine Schwarzfärbung durch organisches Material ist in vielen Komponenten zu beobachten. Die obersten 10 m des Unteren Hauptrogensteins werden von massigen, mergelfreien, tidal beeinflussten, oolithischen und bioklastischen «Plattform»-Sedimenten gebildet. Die Transportrichtungen sind variabel. Ein Mittlerer Hauptrogenstein (sensu Schmassmann 1945) ist nicht zu erkennen.

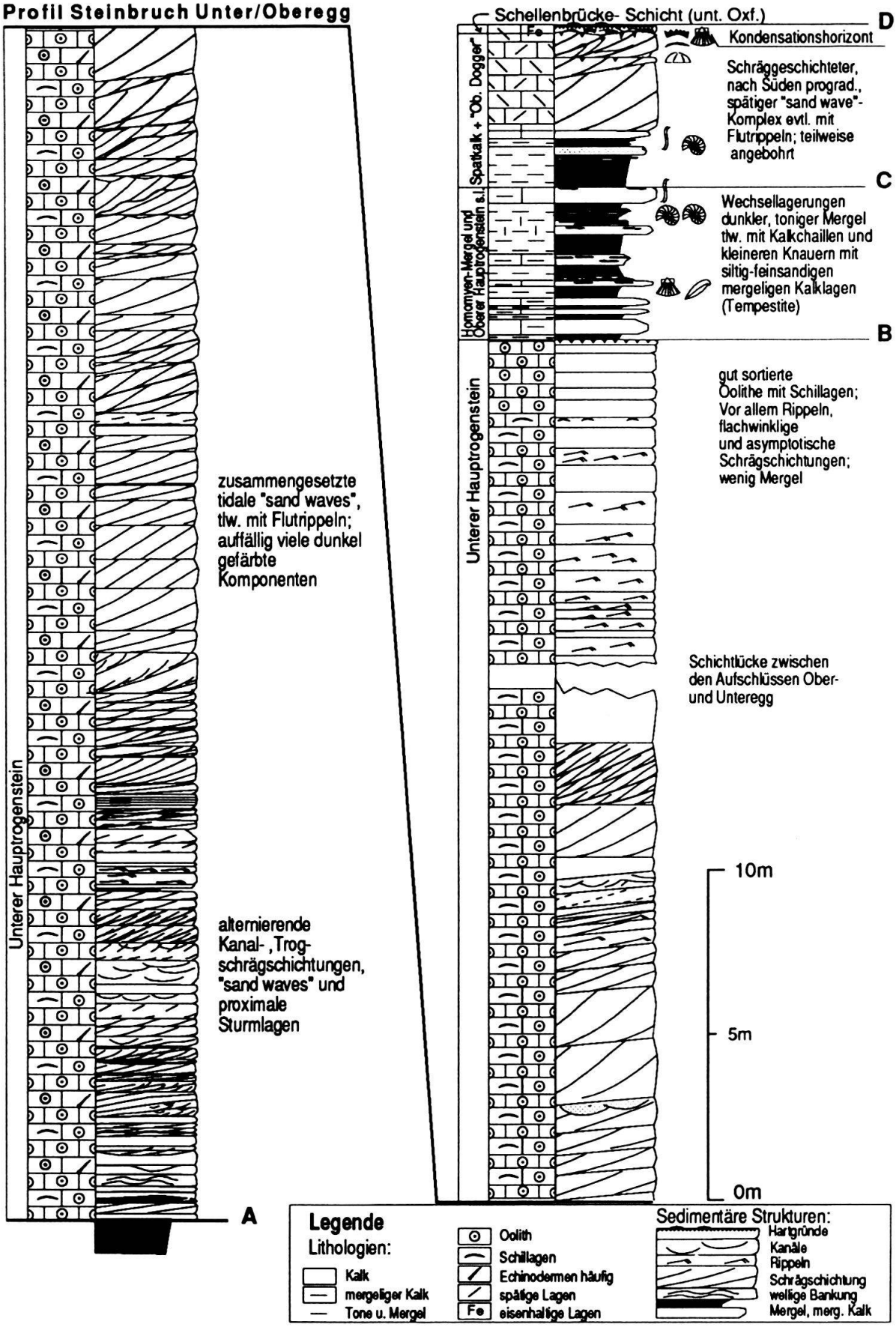
Der Obere Hauptrogenstein liegt in «Parkinsoni»-Fazies als Beckenäquivalent des Hauptrogensteins vor: Siltig-feinsandige, bioklastische Tempestite wechseln mit dicken Mergelpaketen. Dann folgt der Übergang zu den biosparitischen, komplex gebauten 'sand waves' des Spatkalk/Groboolith. Das Hangende bildet der ca. 40 cm mächtige Kondensationshorizont der Schellenbrücke-Schicht (Gygi et al. 1973).

Stop 4b: Steinbruch Holderbank der Holderbank Cementfabrik AG (Koordinaten 655.500/252.800)

Der besuchte Profilteil (Fig. 10) beinhaltet im wesentlichen von Mergeln dominierte «Blagdeni»- und «Parkinsoni»-Schichten (s. o.), die aufgrund der faziell ähnlichen Ausbildung lithologisch kaum voneinander unterscheidbar sind. Nur der Spatkalk/Groboolith ist ähnlich entwickelt wie im Profil Unter-/Oberegg, auch hier von der Schellenbrücke-Schicht überlagert.

Der Übergang von Hoch-Energie-Fazies (Unter-/Oberegg) zu Niedrig-Energie-Fazies (Holderbank) auf eine Distanz von kaum 3 km lässt sich nicht einfach durch einen steilen, stationären Plattformrand erklären, da beispielsweise umlagerte Ooide im Profil Holderbank so gut wie fehlen. Von Bedeutung ist wahrscheinlich die Entwicklung einer Senke zwischen Gislifluh und Holderbank, sowie einer weiteren im Süden bei Aarau (Fig. 11). Nicht die Senke an sich, sondern ihr hydrodynamischer Effekt dürfte wichtig gewesen sein: Gezeiten- und Sturmströmungen wurden in Nord-Süd-Richtung kanalisiert. Die Senke dürfte 10–15 m tief gewesen sein, wie es sich aus der Isopachenkarte des Unteren Hauptrogensteins (Fig. 7 oben) ergibt. Es liegt nahe zu

Fig. 8. Zusammengesetztes Profil durch die Steinbrüche Unteregg und Oberegg der Jura-Cementfabrik (Aarau-Wildegg). Die grossen Buchstaben markieren Korrelationshorizonte zum Profil Holderbank (Fig. 10).


Profil Steinbruch Unter/Oberegg
Schellenbrücke- Schicht (unt. Oxf.)
D
Kondensationshorizont
Spatkalk + "Ob. Dogger"
Schräggeschichteter, nach Süden prograd., spätiger "sand wave"-Komplex evtl. mit Flutrippeln; teilweise angebohrt
C
Homomyen-Mergel und Oberer Hauptrogenstein s.l.
Wechsellagerungen dunkler, toniger Mergel tlw. mit Kalkchaillen und kleineren Knauern mit siltig-feinsandigen mergeligen Kalklagen (Tempestite)
B
Unterer Hauptrogenstein
gut sortierte Oolithe mit Schillagen; Vor allem Rippeln, flachwinklige und asymptotische Schrägschichtungen; wenig Mergel
zusammengesetzte tidale "sand waves", tlw. mit Flutrippeln; auffällig viele dunkel gefärbte Komponenten
Schichtlücke zwischen den Aufschlüssen Ober- und Unteregg
alternierende Kanal-, Trog-schrägschichtungen, "sand waves" und proximale Sturmlagen
10m
5m
0m
A
Legende
Lithologien:
Kalk
mergeliger Kalk
Tone u. Mergel
Oolith
Schillagen
Echinodermen häufig
spätige Lagen
Fe eisenhaltige Lagen
Sedimentäre Strukturen:
Hartgründe
Kanäle
Rippeln
Schrägschichtung
wellige Bankung
Mergel, merg. Kalk

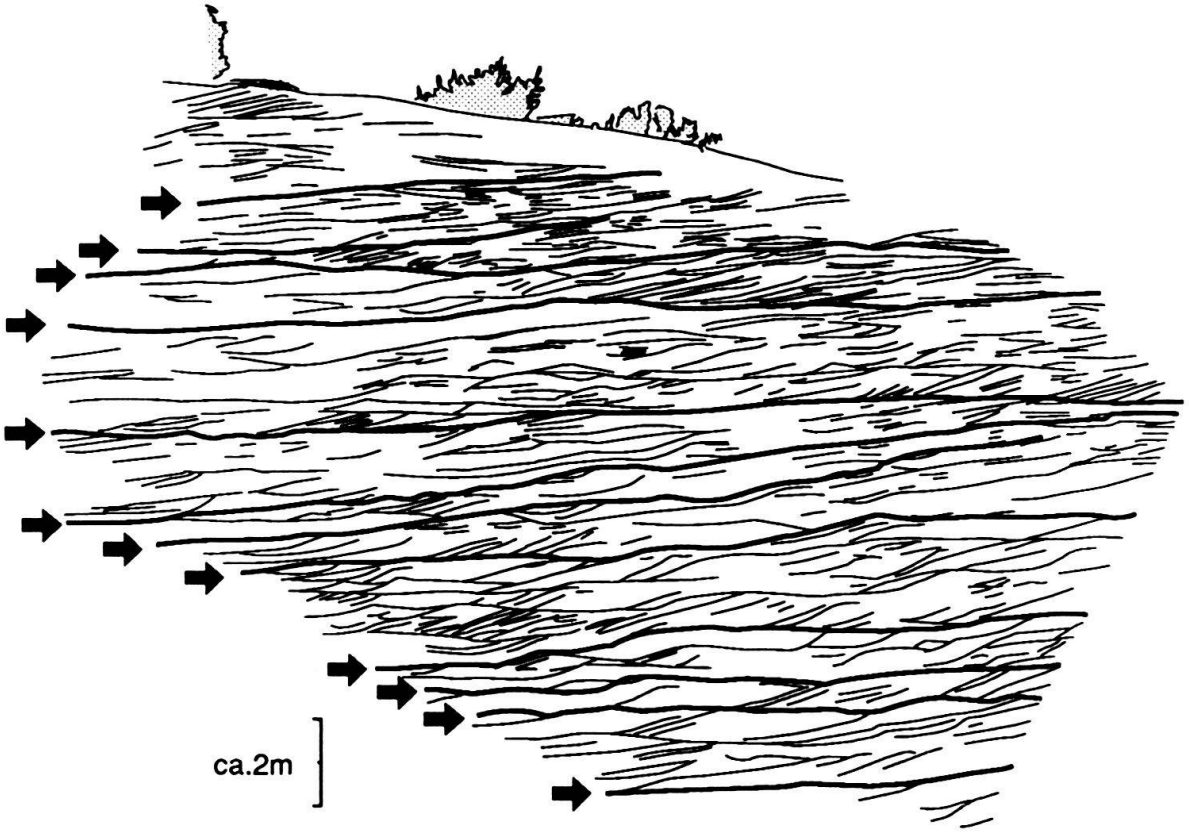
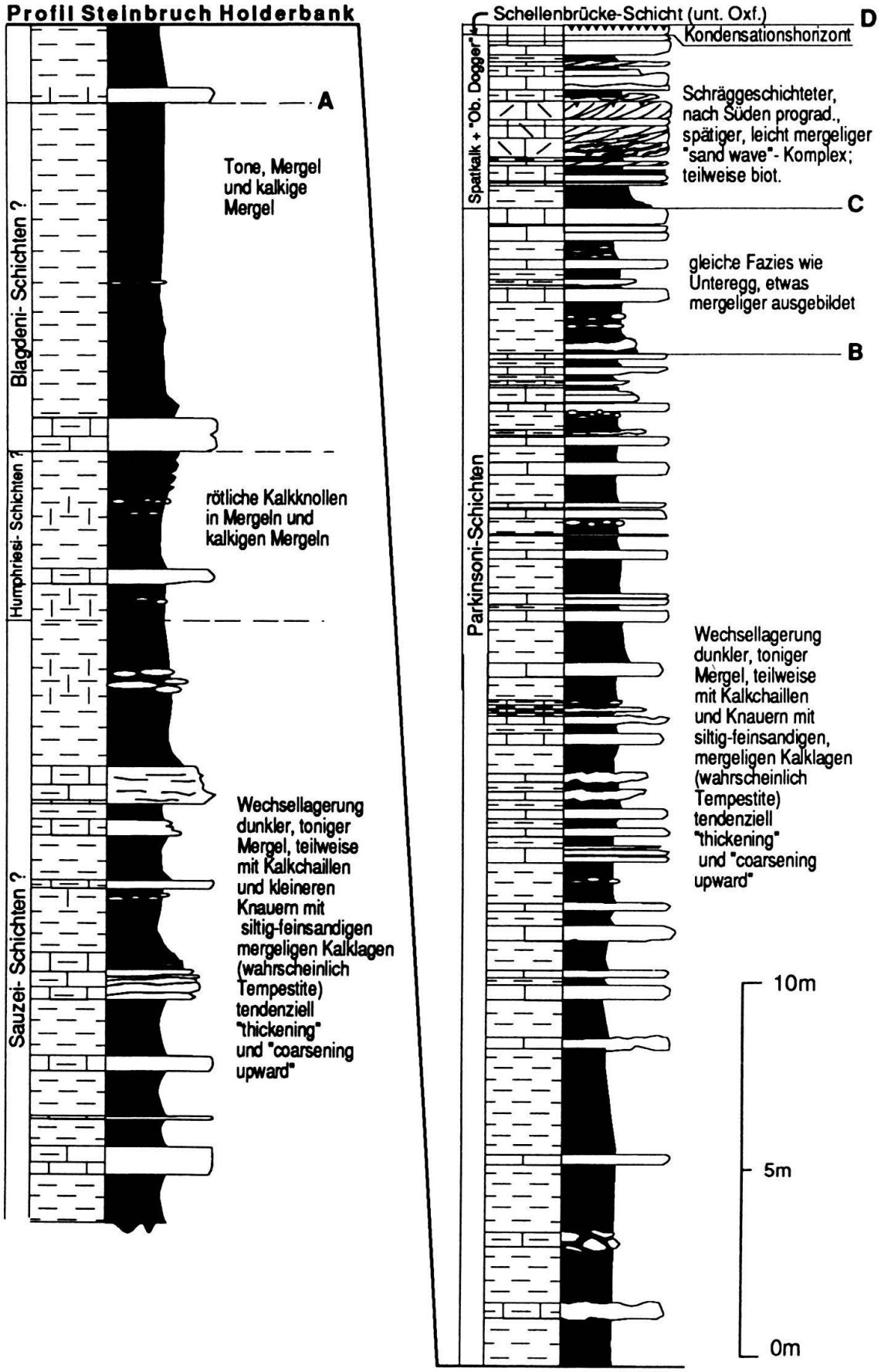


Fig. 9. Schräg geschichtete Serie des Unteren Hauptrogensteins im Aufschluss Unter-/Oberegg (siehe Fig. 8) in die ursprüngliche Lage zurückrotiert. Eine dominante, südgerichtete Ebbströmung ist durch grosse Leeblätter progradierender 'sand waves' dokumentiert. Die meisten Transportkörper weisen asymptotische Leeblätter auf, die auf hohe Strömungsgeschwindigkeiten hinweisen. Die Leeblätter sind zudem durch Flutströmungen oder Stürme erosiv gekappt, daher ist oft nur der untere, meist geringer geneigte Teil erhalten. Die 'sand waves' lassen sich zu Bündeln zusammenfassen; die Begrenzungen solcher Bündel (Pfeile) werden durch Mergellagen, Kanäle und trogförmige Schrägschichtung markiert. Indizien für Flutströmung sind Kleinrippeln, die auf den Leeblättern nach oben klettern (Allen 1984), häufig nach oben konvexe Reaktivierungsflächen (Klein 1970) oder Sandlinsen in Mergellagen (Visser 1980).

vermuten, dass sich die Senke über reaktivierten (?) Brüchen im Untergrund bildete (Fig. 11). Das Riff der Gislifluh dagegen dürfte sich auf einer morphologisch höheren Zone mit guter Wasserbewegung und Durchlichtung etabliert haben. Die Ostbegrenzung der Senke muss genügt haben, um einen Transport von Ooiden nach Osten (Holderbank) zu verhindern. In der Bohrung Schafisheim (Matter et al. 1988; Koordinaten 653.620/246.760) sind vom generellen Trend her zu mächtige Ablagerungen des Hauptrogensteins vorhanden; dort könnte in etwa das Gebiet, das als Depotzentrum für die aus Norden zugeführten Sedimente diente, gelegen haben.

Fig. 10. Profil eines Teils des Steinbruchs Holderbank. Die lithologischen Symbole sind dieselben wie in Figur 8 (s. Liegende ebenda). Die grossen Buchstaben markieren Korrelationshorizonte zum Profil Unter-/Oberegg (Fig. 8).


Profil Steinbruch Holderbank
Schellenbrücke-Schicht (unt. Oxf.)
D
Kondensationshorizont
Spatkalk + "Ob. Dogger"
Schräggeschichteter, nach Süden prograd., spätiger, leicht mergeliger "sand wave"- Komplex; teilweise biot.
C
gleiche Fazies wie Unteregg, etwas mergeliger ausgebildet
B
Parkinsoni-Schichten
Wechsellagerung dunkler, toniger Mergel, teilweise mit Kalkchaillen und Knauern mit siltig-feinsandigen, mergeligen Kalklagen (wahrscheinlich Tempestite) tendenziell "thickening" und "coarsening upward"
10m
5m
0m
A
Tone, Mergel und kalkige Mergel
Blagdeni- Schichten ?
rötliche Kalkknollen in Mergeln und kalkigen Mergeln
Humphriesi- Schichten ?
Wechsellagerung dunkler, toniger Mergel, teilweise mit Kalkchaillen und kleineren Knauern mit siltig-feinsandigen mergeligen Kalklagen (wahrscheinlich Tempestite) tendenziell "thickening" und "coarsening upward"
Sauzei- Schichten ?

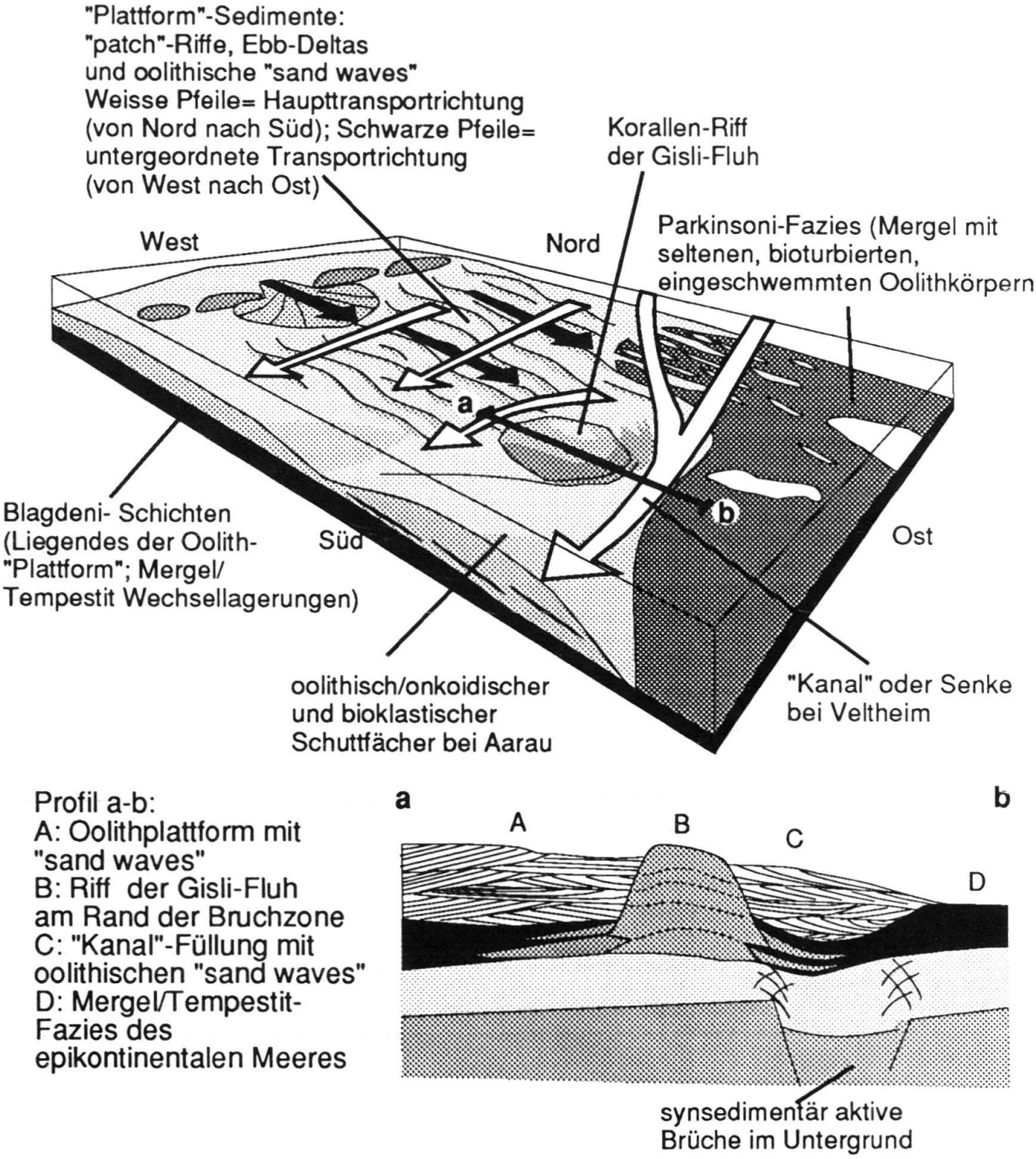


Fig. 11. Palägeographische Rekonstruktion der Aufschlüsse am Ostrand der Hauptrogenstein-Plattform während des mittleren und späten Bajocian (oben). Eine starke Ebbströmung wird in einem «Kanal» gebündelt und leitet oolithische und bioklastische Sedimente nach Süden. Das Riff der Gisli-Fluh liegt am Westrand der kanalartigen Senke. Das Profil a–b (unten) zeigt schematisch, wie diese Konstellation über reaktivierten Bruchsystemen entstanden sein könnte. Dieses Störungssystem, heute etwa im Aaretal gelegen, könnte während der Jurafaltung nochmals als Transform-Störung reaktiviert worden sein (Kempter, frdl. mdl. Mitt.), so dass die ehemalige paläogeographische Relation der Aufschlüsse nicht mehr genau der heutigen Distanz entspricht.

5. Stop. Tongrube Eriwies bei Schinznach-Dorf (Koordinaten 625.600/256.150): Opalinus-Ton (V. Allia)

Die Isopachenkarte des Opalinus-Tons zeigt im Bereich von Laufen bis ins Gebiet um Zurzach ein auffälliges relatives Mächtigkeitsmaximum (Fig. 12). Es liegt nahe, einen Zusammenhang mit dem Nordschweizer Permokarbon-Trog zu vermuten (z. B. Diebold 1988, Diebold et al. 1991).

Das Profil in der Tongrube Eriwies bei Schinznach-Dorf zeigt eine Reihe von Silt- bis Feinsandlagen, die in die vorwiegend tonigen Serien eingeschaltet sind (Fig. 13). Solche Sandsteinlagen werden auch von Bläsi (1987) in seiner lithostratigraphischen Gliederung des Opalinus-Tons beschrieben. Die Silte und Feinsande werden aufgrund ihrer Sedimentstrukturen als distale Sturmlagen gedeutet. Als Sedimentstrukturen sind vor allem Parallellamination, Schrägschichtung und Rippeln zu beobachten. Zudem vervollständigen «Hungerrippeln» und kleine Kanäle das Bild einer distalen Tempestitsedimentation. Das Inventar an Sedimentstrukturen ähnelt sehr dem rezenter, sturmdominierter Sedimente aus der Deutschen Bucht (z. B. Aigner & Reineck 1982).

Die Sedimentstrukturen erlauben, die Strömungsrichtungen zu bestimmen und das Paläoströmungsmuster für eine Analyse der Paläotopographie heranzuziehen. Nach ersten Untersuchungen ergeben sich im Bereich Schinznach folgende Transportrich-

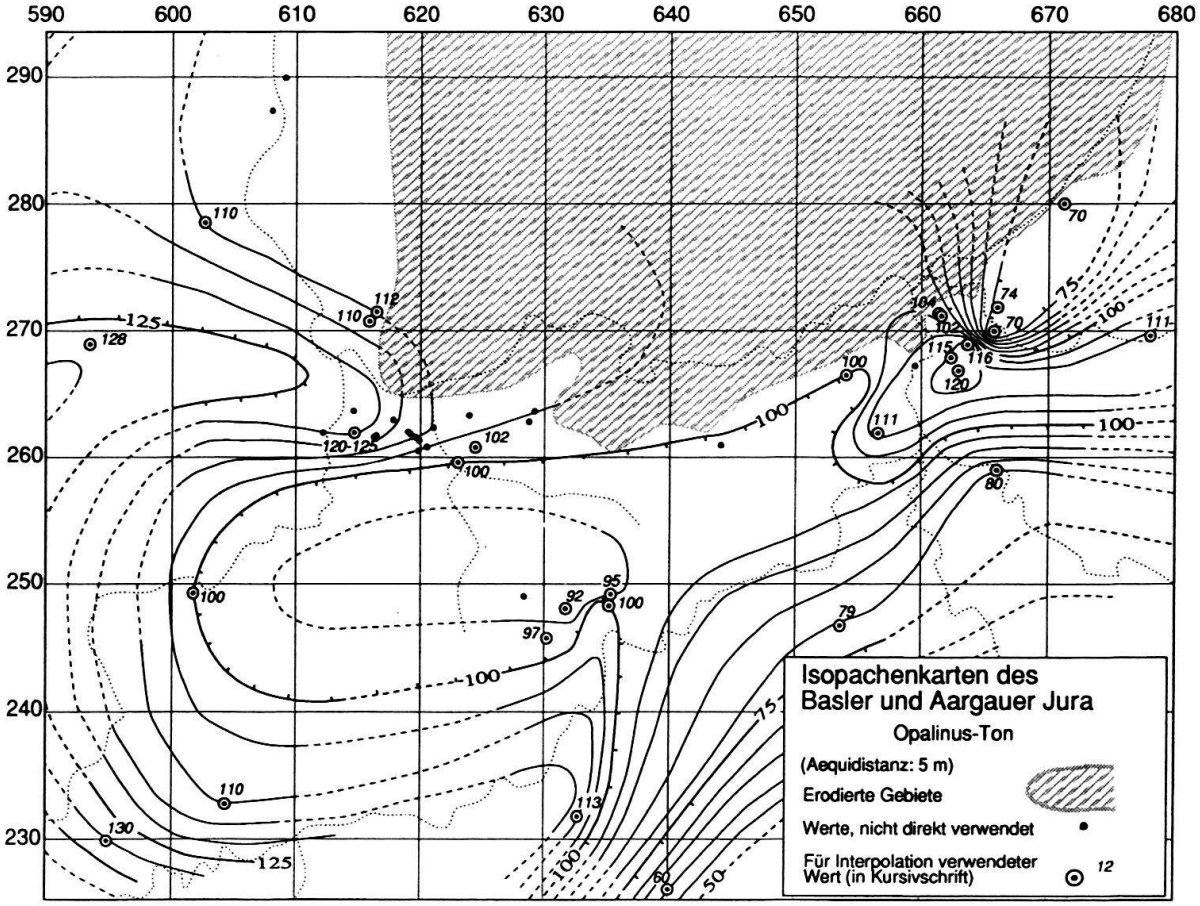


Fig. 12. Isopachenkarte des Opalinus-Tons nach Bitterli (1992) (leicht verändert). Das Gitternetz entspricht dem schweizerischen Koordinatensystem.

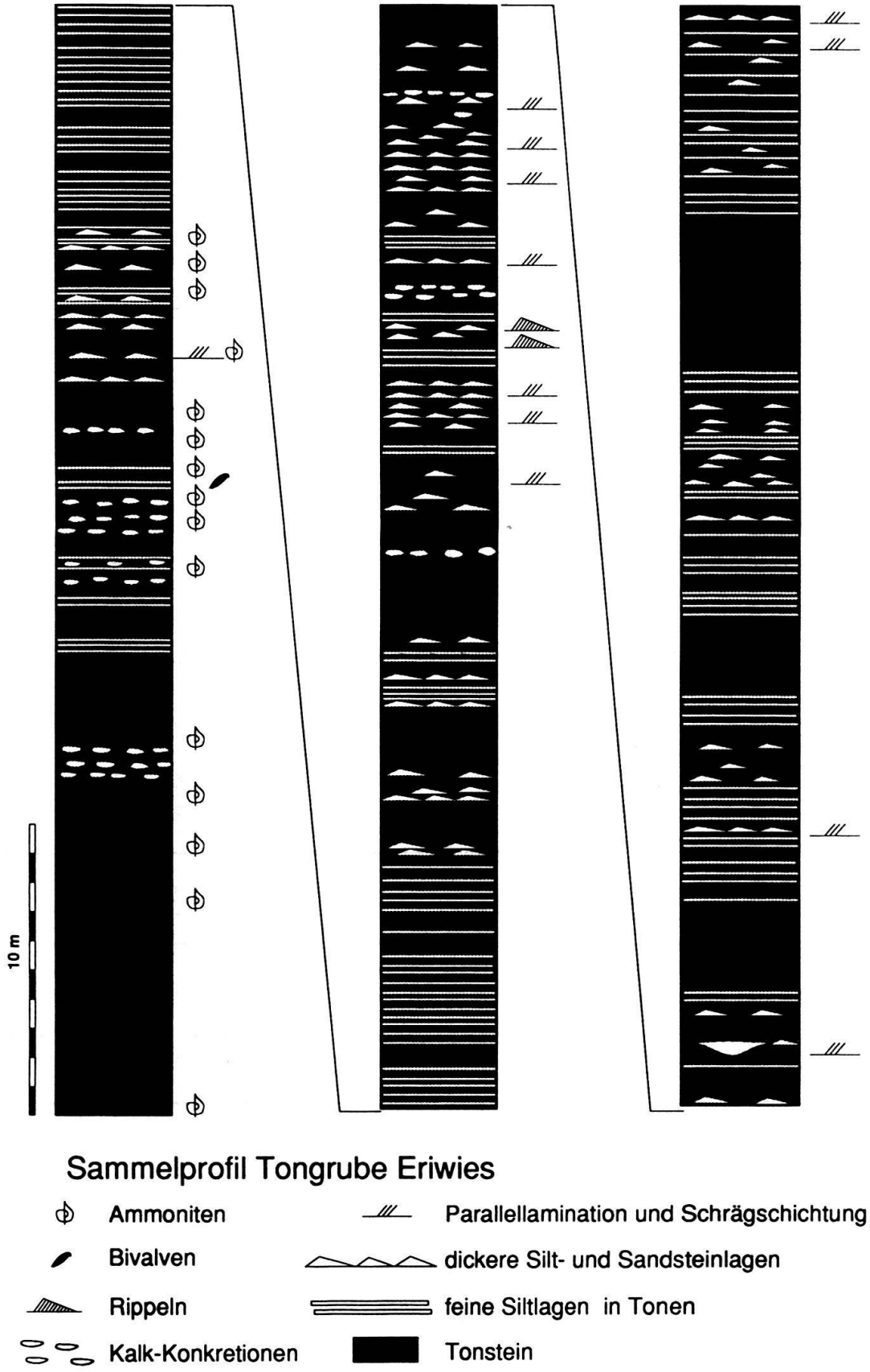


Fig. 13. Profil durch die Opalinus-Tongrube Eriwies bei Schinznach-Dorf.

tungen in Relation zum relativen Mächtigkeitsmaximum («Becken»): (1) Ein vorwiegend longitudinaler Transport in der Beckenlängsachse und (2) ein Transport in Richtung auf die Depotzentren zu. Zudem scheint es möglich zu sein, dass sich Einheiten des Opalinus-Tons unter Berücksichtigung von Paläotopographie und Strömungsmustern durch eingehängte Profile lithologisch recht gut auch über weitere Distanzen korrelieren lassen.

Verdankungen

Die vorliegende Studie wurde von verschiedenen Seiten unterstützt. Grosszügig stellten uns Kollegen nicht publizierte Unterlagen zur Verfügung: Herr Dr. T. Bitterli (Basel) Isopachenkarten für den Lias und Opalinuston (Fig. 6 und Fig. 12) und Herr Dr. P. Bitterli (Basel) Unterlagen zum Profil Chäsiberg (Fig. 1). Untersuchungen an den Sedimenten des Hauptrogenstein und Opalinuston wurden durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekte 20-26432.89, 20-31227.91 und 21-31115.91) finanziell gefördert. Für alle gewährte Unterstützung sei gedankt.

LITERATURVERZEICHNIS

ACHILLES, H. & SCHLATTER, R. 1986: Palynostratigraphische Untersuchungen im «Rhät-Bonebed» von Hallau (Kt. Schaffhausen) mit einem Beitrag zur Ammonitenfauna im basalen Lias. Eclogae geol. Helv. 79, 149–179.

AIGNER, T. 1985: Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences, No. 3. Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

AIGNER, T. & REINECK, H.-E. 1982: Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. Senckenbergiana marit. 14, 183–215.

ALLEN, J. R. L. 1984: Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology 30. Amsterdam (Elsevier).

BITTERLI, T. & MATOUSEK, F. 1991: Die Tektonik des östlichen Aargauer Tafeljuras. Mitt. Aarg. Naturf. Ges. 33, 5–30.

BITTERLI, T. 1992: Die tektonische Materialbilanz im östlichen Faltenjura (Weissenstein-, Farisberg- und Passwang-Antiklinale). Diss. Univ. Basel.

BITTERLI-BRUNNER, P. 1987: Die Mandacher und Mettauer Aufschiebungen (Aargauer Tafeljura) aufgrund neuer Untersuchungen. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 54, 23–36.

BLÄSI, H.-R. 1987: Lithostratigraphie und Korrelation der Dogger Sedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schaffisheim. Eclogae geol. Helv. 80, 415–430.

BRÄNDLIN, E. 1911: Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Diss. Univ. Basel.

DIEBOLD, P. 1988: Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. Vjschr. natf. Ges. Zürich 133, 143–174.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. 1991: Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. NAGRA Tech. Ber. 90-04, Wettingen (NAGRA).

DRONKERT, H., MATTER, A. & BLÄSI, H.-R. 1990: Facies and origin of Triassic evaporites from the NAGRA boreholes, northern Switzerland. Geol. Berichte, No. 12. Bern (Landeshydrologie und -geologie).

ERNST, M. 1991: Lithostratigraphische und fazielle Untersuchungen des Hauptrogensteins (Bajocium) im SE-Rheintalgraben. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 73, 311–382.

FRANK, M. 1930: Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. (B) 64, 325–346.

GYGI, R., JÄCKLI, H., NIGGLI, E. & TRÜMPY, R. 1973: Geologische Exkursion «Vom Rhein zum Gotthard» vom 26. bis 28. April 1973. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 55, 13–42.

GYGI, R. A. & RIEBER, H. 1989: Der Aargauer Jura zwischen Laufenburg und Wildegg (Exkursion K am 31. März 1989). Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 71, 177–188.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. 1987: The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science 235, 1156–1167.

HEIM, A. 1919: Geologie der Schweiz. Bd. 1: Molasseland und Juragebirge. Leipzig (Tauchnitz).

HEROLD, T. 1992: Geologie der «Eptinger Bucht» unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentologie des Hauptmuschelkalks. Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Basel.

IMHOF, E. 1980: Der Lias zwischen Olten und Langenbruck. Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Basel.

JORDAN, P. 1983: Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). Eclogae geol. Helv. 76, 355–379.

– 1992: Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of northern Switzerland – an overview. Eclogae geol. Helv. 85 (im Druck).

– 1993: Evaporite als Abscherhorizonte. Beitr. geol. Karte Schweiz. Bern (Landeshydrologie und -geologie) (im Druck)

JORDAN, P. & NOACK, T. 1992: Hangingwall geometry of overthrusts emanating from ductile décollements. In: Thrusts Tectonics (Ed. by McClay, K.). London (Chapman & Hall), 311–318.

KLEIN, G. DE V. 1970: Tidal origin of a Pre-Cambrian quarzite – the Lower Fine Grained Quarzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. Jour. Sed. Petrol. 40, 973–985.

LAUBSCHER, H. P. 1982: Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. Eclogae geol. Helv. 75, 101–116.

LAUBSCHER, H. & PFIRTER, U. 1984: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. bis 17. Oktober 1983. Eclogae geol. Helv. 77, 205–219.

MATTER, A., PETERS, T. J., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.-P. 1988: Sondierbohrung Schafisheim. NAGRA Tech. Ber. NTB 86-03. Baden (NAGRA).

MERKI, P. 1961: Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv. 54, 137–219.

SCHINDLER, C. 1962: Gipsvorkommen zwischen Riepel und Staffelegg. Unpubl. Gutachten geotechnisches Büro Dr. A. von Moos für Jura-Cementfabrik Aarau-Wildegg.

SCHLATTER, R. 1975: Geologische und paläontologische Untersuchungen im unteren Lias des Donau-Rhein-Zuges. Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Zürich.

– 1983: Erstnachweis des tiefsten Hettangium im Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 32 (1981–1984), 159–175.

SCHMASSMANN, H. 1945: Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordwestschweiz. Diss. Univ. Basel.

TRÜMPY, R. 1949: Der Lias der Glarner Alpen. Diss. ETH Zürich.

– 1980: Geology of Switzerland – a guide-book. Basel (Wepf).

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

WIDMER, T. 1991: Stratigraphie und Sedimentologie der Evaporite des Muschelkalkes im Basler Tafeljura. Beitr. Geol. Schweiz. geotech. Serie, No. 79. Bern (Landeshydrologie und -geologie).

WILDI, W. 1975: Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). Eclogae geol. Helv. 68, 483–489.