

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 96 (2003)
Heft: 3

Artikel: Der Opalinuston in der Nordschweiz : Lithologie und Ablagerungsgeschichte
Autor: Wetzel, Andreas / Allia, Vincenzo
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-169032>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 15.03.2025

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

Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte

ANDREAS WETZEL¹ & VINCENZO ALLIA²

Key words: Sedimentology, mudstone, Aalenian, Switzerland, differential subsidence

ZUSAMMENFASSUNG

Der weitgehend pelitische, 80 bis 120 m mächtige Opalinuston der Nordschweiz akkumulierte während des Aaleniums (Opalinum-Subzone) in einem flachmarinen, epikontinentalen, in Schwellen und Senken gegliederten Ablagerungsraum. Das Relief bildete sich synsedimentär durch differentielle Subsidenz, dies implizieren Berechnungen und sedimentologische Daten. Die Wassertiefe bei Ablagerung lag nämlich im Bereich der Sturmwellenbasis und etwas darunter (etwa 20 bis 50 m) und war damit deutlich geringer als die Mächtigkeit. Da der Meeresspiegel eustatisch kaum anstieg, entstand der Akkommodationsraum synsedimentär. Isopachen und Fazies zeigen eine morphologische Differenzierung, auf Schwellen kam es gelegentlich zu Aufarbeitung, Paläoströmungsrichtungen weisen auf Depotzentren. Diese sind NE-SW, ENE-WSW bis E-W orientiert und finden sich in räumlicher Nähe zu prä-existenten Strukturen im Grundgebirge, vor allem dort, wo sich Randverwerfungen paläozoischer Becken mit anderen Verwerfungen schneiden. In einem Paläospannungsfeld mit σ_3 NW-SE und σ_2 NE-SW wurden die Verwerfungen reaktiviert. Der Vertikalversatz im Grundgebirge dürfte sich aufgrund der plastisch deformierbaren Evaporite des Muschelkalks in flexurartigen Verbiegungen des mitteljurassischen Meeresbodens geäußert haben. Die feinklastischen Sedimente zeigen etwa 20 wenig prägnante 'coarsening-upward' Zyklen. Entsprechend der heute gebräuchlichen Zeitskala könnten sie Präzessionszyklen im Milankovitch-Band repräsentieren, die sich klimatische (Niederschlag, Häufigkeit/Intensität von Stürmen) ausgewirkt haben könnten.

ABSTRACT

The mudrocks of the 80 to 120 m thick Opalinuston in northern Switzerland accumulated during the early Aalenian in a shallow epicontinental shelf sea which was differentiated into small-scale swells and depressions. The relief was formed by synsedimentary subsidence, as it became evident from sedimentologic data and basin modelling calculations. The depositional water depth was in the range of the storm-wave base and somewhat below (about 20–50 m) and definitely smaller than sediment thickness. Because eustatic sea-level rise was low, the accommodation space must have been provided during deposition. Isopachs and facies show a morphological differentiation, sediments on swells were occasionally reworked, palaeoflow was directed to depocenters. These are NE-SW, ENE-WSW to E-W oriented and occur in spatial relationship to pre-existing structures in the basement, in particular at places where border faults of Late Paleozoic basins are cut by other faults. Within a palaeostress field with σ_3 NW-SE and σ_2 NE-SW these faults became reactivated. The vertical displacement along the faults was attenuated by the Middle Triassic evaporites and, therefore, the Aalenian seafloor was only flexurally deformed. Within the mudstones 20 not really sharply developed coarsening-upward cycles were distinguished. With respect to the today used chronometric time scale, these cycles could represent precession cycles within the Milankovitch band, which could have affected the climate (precipitation, intensity/frequency of storms).

Einführung

Pelite, Gesteine mit >50% an Partikeln <63 μ m (z.B. Stow 1981), bedecken etwas mehr als die Hälfte der Kontinentfläche (v. Engelhardt 1973) und repräsentieren etwa 3/4 der Sedimentgesteine (Pettijohn 1949). Trotz ihrer grossen Verbreitung wurden Bildung und Ablagerung von Peliten im Vergleich zu Sandsteinen und Karbonaten relativ wenig untersucht (Potter et al. 1980). Wegen ihrer Bedeutung, etwa als Rohstoff, Wirtgestein für Deponien oder Aquifugen, wächst in letzter Zeit das Interesse an Peliten und damit die Zahl der Untersuchungen (Schieber et al. 1998). Das gilt auch für den

mitteljurassischen Opalinuston Südwestdeutschlands und der Nordschweiz (Bläsi 1987; Werner 1990; Nagra 1988, 1994; Allia 1996).

Der Name «Opalinuston» wurde den Peliten des frühen Aaleniums nach dem häufig darin gefundenen Ammoniten *Leioceras opalinum* von Quenstedt (1843, 1858) gegeben, der wohl der Erste war, der den Braunen Jura im südwestdeutschen Raum genauer studierte. Danach folgten weitere Untersuchungen in Deutschland und in der Schweiz (Allia 1996 und Zitate darin). In neuerer Zeit wurde der Opalinuston im Rahmen der Studien der Nagra (Nationale Genossenschaft zur La-

¹ Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel, Schweiz

² Geotechnisches Institut, Hochberg Strasse 4, CH-4003 Basel, Schweiz

gerung radioaktiver Abfälle) in einem grösseren regionalen Rahmen bearbeitet (z.B. Bläsi 1987; Matter et al. 1987, 1988 a, b; Nagra 1988, 1994, 2001; Birkhäuser et al. 2001) und anhand sedimentologischer und petrographischer Kriterien lithostratigraphisch gegliedert (s.u.). Unabhängig davon wurden Aspekte der Tonmineralogie (Peters 1962), Bodenmechanik (z.B. Nüesch 1991; Thury & Bossart 1999), Hydrogeologie (z.B. Werner 1990; Gautschi 2001), Magnetostratigraphie (Aubert 1988) und Paläontologie und Palökologie (z.B. Kobler 1972; Etter 1990; Schmidt 1996; Ohmert 1996; Christ 1999) untersucht. Eine eingehendere sedimentologische Untersuchung fehlt bisher.

Für das Aalenium wurde eine im Vergleich zum Lias um mehr als Faktor 10 erhöhte Subsidenz berechnet (Wildi et al. 1989; Loup 1992). Zudem besteht eine auffällige räumliche Beziehung zwischen relativen Maxima der Mächtigkeit zu prä-existenten Strukturen im Grundgebirge (Wetzel et al. 1993). Daraus ergibt sich die Frage, wie und in welchem Masse prä-existente Strukturen im Untergrund das Sedimentationsgeschehen und die räumlich-zeitliche Entwicklung der Lithofazies beeinflussten. So widmet sich die vorliegende Arbeit der Beschreibung, Analyse und Interpretation der Lithologie des Opalinustons wie auch dessen Bildungsbedingungen und der Dynamik des Ablagerungsraums.

Geologischer Hintergrund

Paläogeographie und geologische Geschichte

Im Untersuchungsgebiet lagert auf kristallinem Grundgebirge, in das spät-paläozoisch Gräben eingetieft wurden, mesozoisches Deckgebirge. Grundgebirge steht im Schwarzwald an und taucht nach Süden ab (z.B. Thury et al. 1994). Den spät-paläozoischen, permokarbonen Becken wird eine dreiphasige Geschichte zugeschrieben (z.B. Laubscher 1986; Blüm 1989).

- (1) Der Kollaps des variszischen Gebirges während Oberkarbon und frühem Perm führte zur Bildung intramontaner Becken (Ménard & Molnar 1988; von Raumer 1998). Im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung sind solche Strukturen aus seismischen Untersuchungen und Bohrungen bekannt (z.B. Laubscher 1986, 1987; Blüm 1989; Matter 1987; Thury et al. 1994), wie etwa das Nordschweizer Permokarbon-Becken (Fig. 1).
- (2) Während des mittleren Perm (Rotliegendes) entwickelten sich in einem transpressiven Spannungsfeld («saalische Phase») zahlreiche Lateralverschiebungen (Arthaud & Matte 1977), vornehmlich NW-SE und NNE-SSW orientiert, einschliesslich des Rheinischen Lineaments (Boigk & Schöneich 1974), das in etwa den Ostrand des heutigen Rheingrabens vorzeichnet. Zudem wurden Gräben invertiert und ihre Füllung teilweise erodiert (Kempter 1987).
- (3) Während des späten Perms trat starke Subsidenz im Bereich der Beckenränder auf; wahrscheinlich wurden saalisch angelegte Transversalverschiebungen als Abschiebungen reaktiviert (Blüm 1989).

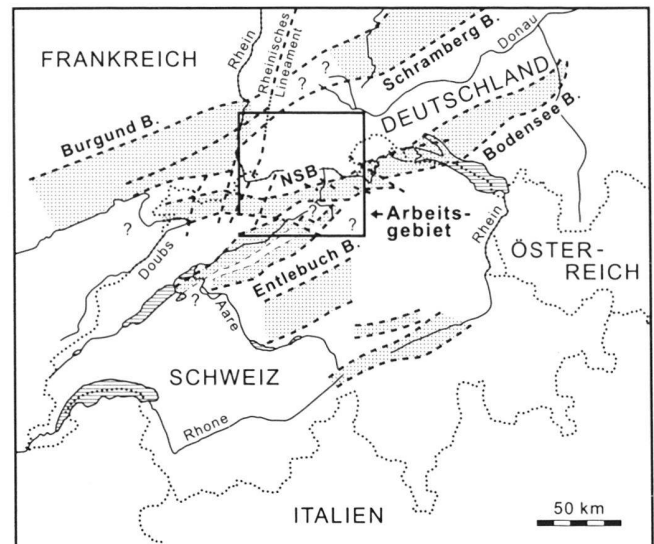


Fig. 1. Spät-paläozoische, tiefe Becken (mit Karbon-Sedimenten) im Untergrund des Untersuchungsgebiets und seiner näheren Umgebung. NSB Nord-Schweizer Becken (nach Meier 1994 und Allenbach 2001), Entlebuch Becken und Bodensee Becken (nach von Raumer 1998) und Burgund Becken/Schramberg Becken (Boigk & Schöneich 1974). Ausser für das NSB ist eine Differenzierung in einen karbonischen und einen permischen Anteil aufgrund der Datenlage nicht möglich. Das Untersuchungsgebiet ist mit Rahmen markiert.

Im Gegensatz zu obiger Darstellung verzichtet Marchant (2000) bei seiner Interpretation auf Inversion und sieht den Nordrand des Nordschweizer Permokarbon Beckens als Hauptverwerfung eines asymmetrischen Riftgrabens. Dieses Modell erklärt aber nicht die konstatierte Erosion der Trogfüllung.

Während der Trias wurde das spät-variszisch gebildete Relief eingeebnet. Verstärkte Subsidenz während des Muschelkalks führte zu marinen Verhältnissen, Karbonate, Mergel und Evaporite wurden abgelagert. Während des Keupers akkumulierten kontinentale und randmarine Sedimente. Ende der Trias kann das Untersuchungsgebiet als Fast-Ebene angesehen werden (z.B. Aigner & Bachmann 1992).

Mit Beginn des Lias bedeckte ein Epikontinentalmeer weite Teile Mitteleuropas. Das Alemannische Land trennte den Germanischen Ablagerungsraum von der sich öffnenden Tethys (Ziegler 1990). Die Öffnung von Tethys und Atlantik induzierte ein extensives Spannungsfeld, und es entwickelte sich eine Reihe lokaler Becken (z.B. Debrand-Passard 1984; Ziegler 1990).

Während des frühen Doggers wurde das Alemannische Land zunehmend überflutet, dürfte aber noch als Hochzone fungiert haben (Trümpy 1980). Im östlichen Teil der Burgunder Plattform bildeten sich gering mächtige Karbonate, östlich der NE-SW streichenden «Nordjura-Schwelle» (*sensu* Groupe Français 1980) sedimentierten Pelite mit eingeschalteten Karbonaten (z.B. Contini 1970, Aubert 1988). Weiter nach Osten erfolgt ziemlich abrupt der Übergang zur Pelit dominierten Fa-

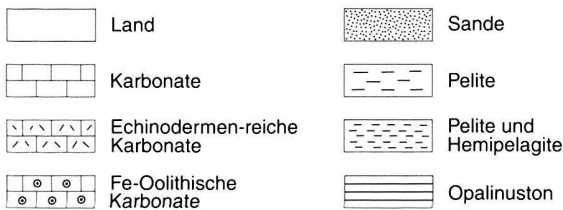
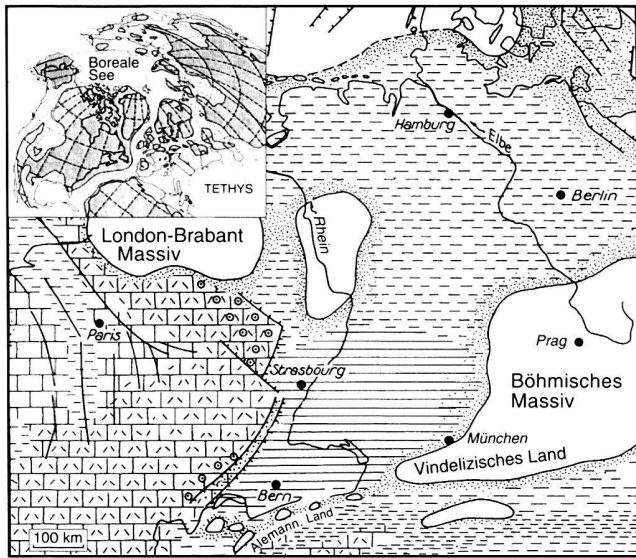


Fig. 2. Paläogeographie Zentraleuropas zur Zeit des frühen Aaleniums (verändert nach Ohmert & Rolf 1994); das Untersuchungsgebiet gehörte zu einem flachen Epikontinentalmeer, in dem Pelite akkumulierten.

zies des Opalinustons (Fig. 2). Dieser ist im nordschweizer und südwestdeutschen Raum faziell einheitlich entwickelt und besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen, siltigen Peliten mit eingeschalteten dünnen Sand- und Kalklagen. Das Böhmisches Massiv und das Vindelizische Land gelten als Sediment-Liefergebiete, untergeordnet auch Skandinavien und das Rheinische Massiv. Die Ablagerung mächtiger Pelitserien während kurzer Zeit gilt als Hinweis auf humides Klima (Potter 1998). Da sich Europa während des Doggers auf etwa 30° nördlicher Breite befand (z.B. Irving 1977), wird tropisches bis subtropisches Klima angenommen (Etter 1990).

Biostratigraphie

Der Opalinuston wurde während des Aaleniums abgelagert. In der Nordschweiz repräsentiert er im Wesentlichen die Opalinum-Subzone. Das Liegende bilden die Jurensismergel (Thouarsense- bis Pseudoradiosa-Zone) und die Pleydellienbank (Aalensis-Zone) des Ober-Toarciums. Lokal tritt der für die untere Opalinum-Zone typische *Pachylytoceras torulosum* bereits in der obersten Aalensis-Zone auf (Etter, 1990); bio- und lithostratigraphische Grenze fallen nahezu zusammen. Das Hangende des Opalinustons ist ebenfalls kondensiert und wird von den Sissach-Schichten der Passwang-

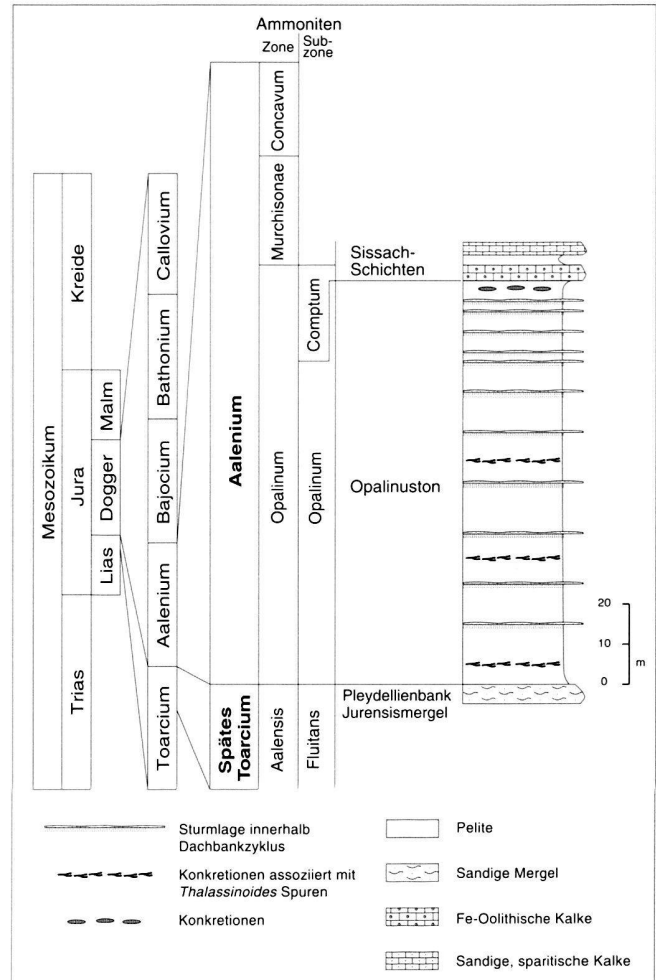


Fig. 3. Biostratigraphie und schematische Darstellung der Lithologie des Opalinustons in der Nordschweiz (nach Allia 1996). Die Aalensis-Zone und die Comptum-Subzone sind im südlichen Rheingraben durch mehrere Meter Sediment repräsentiert, während sie in der Nordschweiz kondensiert vorliegen. Die Lage von Sturm-Sandlagen, konkretionsreichen Horizonten und bioturbaten Intervallen kann von Profil zu Profil variieren.

«Alloformation» gebildet, die auch die Comptum-Subzone des Unter-Aaleniums beinhaltet (Burkhalter 1996). Wiederrum fallen bio- und lithostratigraphische Grenze fast zusammen (Fig. 3). Allerdings ist die Comptum-Subzone im Hangenden biostratigraphisch nur spärlich belegt: Nur aus 2 Profilen wird von Burkhalter (1996) *Leioceras comptum* beschrieben.

Im südwestdeutschen Raum akkumulierten – etwa im südlichen Rheingraben – schon während der Fluitans-Subzone (Schichten mit *Pachylytoceras torulosum*) der Aalensis-Zone des späten Toarciums dunkle Pelite, die faziell dem Opalinuston sehr ähneln und bis zu 40 m mächtig sind (Ohmert & Rolf 1994). Die Obergrenze des Opalinustons wird mit der Comptumbank gezogen, die der Comptum-Subzone angehört (Franz & Villinger 2001). Im südlichen Rheintal allerdings ist der

Tab. 1. Chronostratigraphische Daten des Aaleniums und der Opalinum-Subzone

Toarcium-Aalenium-Grenze [Ma]	Aalenium-Bajocium-Grenze [Ma]	Dauer des Aaleniums [My]	Dauer der Opalinum-Subzone [My]	Autor
179	171	8.0	1.0	Haq et al., 1987
186	182	4.0	no data	Menning 1989
178.0 ± 10.5	173.5 ± 10.5	4.5	no data	Harland et al. 1989
180	176	4.0	no data	Odin & Odin, 1990
180.1 ± 4	176.5 ± 4	3.6	0.4	Gradstein et al. 1995
180.1 ± 4	176.5 ± 4	3.6	0.41	Hardenbol et al. 1998

lithologische Wechsel im Bereich der Comptum-Subzone nicht immer markant, daher rechnen Ernst (1989) und Ohmert (1996) die Sedimente der Comptum-Subzone noch dem Opalinuston zu und scheiden die Comptumbank nicht aus.

Für die Dauer des Aaleniums und auch der Opalinum-Subzone werden unterschiedlich lange Zeiträume angegeben (Tab. 1). In der vorliegenden Arbeit folgen wir den Angaben von Hardenbol et al. (1998) mit etwa 400 000 Jahren für die Opalinum-Subzone.

Meeresspiegel

Eustatisch änderte sich der Meeresspiegel während des Aaleniums wenig (Haq et al. 1987; Hallam 1988; Branger & Gonnin 1994), allerdings variieren die Abschätzungen (Fig. 4). Nur Haq et al. (1987) quantifizieren die Meeresspiegeländerungen 3. Ordnung, während andere Autoren sie nur qualitativ abschätzen.

Sequenzstratigraphisch endet nach Hardenbol et al. (1998) das Niedrigstand-System, das auf die Sequenzgrenze (Toa7) während des ausgehenden Toarciums folgt, mit der Grenze Toarcium/Aalenium. Der Opalinuston repräsentiert dann ein transgressives System-Bündel, das an der Obergrenze der Opalinum-Subzone durch eine maximale Flutungsfläche vom Hochstand-System-Bündel abgetrennt wird. Dieses Hochstand-System-Bündel endet dann an der Sequenzgrenze (Aa1), die an der Grenze zur Comptum-Subzone festgelegt wurde (Fig. 4).

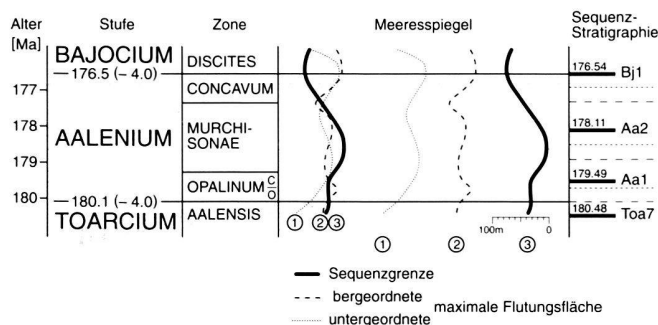


Fig. 4. Meeresspiegelschwankungen und Sequenzstratigraphie während des frühen Doggers. Meeresspiegel nach (1) Hallam (1988), (2) Branger & Gonnin (1994), (3) Haq et al. (1988), (1), (2) geben nur relative Werte, die in der Synopse den absoluten von (3) angeglichen wurden. Sequenzstratigraphie nach Hardenbol et al. (1998).

Material und Methoden

Profile wurden im Tafel- und Faltenjura südlich und östlich von Basel detailliert aufgenommen, und zwar in den Tongruben Fasiswald, Seewen, Unterer Hauenstein, Gross Wolf, Frick, Eriwies, Böttstein, Siblingen (Anhang 1), in Aufschlüssen bei Wittnau (Ohmert 1996), Müllheim/Baden (Ernst 1989) und in Bohrungen bei Riniken (Matter et al. 1987), für die «Bahn 2000» (Basel-Olten), die Umfahrungsstrasse Sissach und die Grube Eriwies (Fig. 5). Um den Ablagerungsraum zu rekonstruieren, wurden die heutige Position der Aufschlüsse im Faltenjura – wie von Laubscher (1965) vorgeschlagen – um einen Punkt bei den Lägern um 7° im Gegenzeigersinn rotiert (Kempf et al. 1998).

Lithologische Analysen hinsichtlich Komponenten, Texturen und Sedimentstrukturen erfolgte in allen Profilen bankweise makroskopisch und gegebenenfalls mikroskopisch. Karbonate wurden mikroskopisch zudem mit einer kalten Kathodolumineszenz (CITL Mark II) untersucht.

Isopachen basieren auf Mächtigkeitsdaten von Bitterli (1992), eigenen Aufnahmen und Literaturdaten. Die Interpolation zwischen den Messpunkten erfolgte mit der Software CPS-4 der Radian Corporation.

Paläoströmungsrichtungen wurden an orientiert entnommenen Handstücken nach dem Kreisnetz-Verfahren (Illies 1949) bestimmt. Die Genauigkeit dieser Methode dürfte bei ±30° liegen.

Paläowassertiefe wurde analytisch und vergleichend abgeschätzt. Die *analytische Methode* basiert auf Analyse von Wellenrippeln mit definiertem Rippelsymmetrie-Index, Formindex und Korngrössenspektrum (Diem 1985). Die *vergleichende Methode* sieht die heutige Nordsee als Analog zum mesozoischen, epikontinentalen Flachmeer.

Isotopenzusammensetzung von Karbonaten in Konkretionen wurde mit einem VG Isogas PRISM Massenspektrometer im Geologischen Institut der ETH Zürich gemessen. Die Isotopenzusammensetzung ist als ‰-Abweichung vom internationalen Karbonat-Standard PDB ausgedrückt; die analytische Genauigkeit beträgt ±0.10‰ für δ¹⁸O und ±0.05‰ für δ¹³C.

Subsidenz- und 'geohistory'-Analysen wurden – unter Berücksichtigung von Kompaktion und isostatischen Effekten – mit dem Programm 'Basin Works®' (Marco Polo Software Inc.) berechnet. Die Porositätsabnahme infolge Tonmineral-

diagenese wurde nach Waples & Kamata (1993) bestimmt. Der Temperatur-Tiefen-Verlauf für die mesozoischen Schichtglieder wurde anhand von Vitritreflexionswerten mit dem Programm EASY%Ro (Sweeney & Burnham 1990) quantifiziert, die an den Werten aus den Bohrungen Weiach und Riniken (Matter et al. 1987, 1988a) kalibriert wurden. Die chronometrischen Daten entsprechen der Zeitskala von Gradstein et al. (1995) und Hardenbol et al. (1998). Die Meeresspiegelkurve von Haq et al. (1987) wurde der benutzten Zeitskala angepasst. 'Basin Works®' differenziert zwischen totaler Subsidenz (= Kompaktion + isostatische Subsidenz + «tektonische» Subsidenz) und «tektonischer» Subsidenz, die die aktive Bewegung des Untergrunds durch thermische Veränderungen, Streckung oder Kompression beinhaltet.

Lithologie

Lithofazies

Der Opalinuston der Nordschweiz besteht aus dunkelgrauen, oft monoton wirkenden Peliten, die mehrere 10er m bis 120 m mächtig sein können. Eingeschaltet sind Silt- und Feinsand-Lagen und Kalk-Konkretionen. Auch Kalkbänken (s.u.) kommen vor. Basierend auf Korngrösse und Sedimentstrukturen wurden sieben Lithofazies-Typen unterschieden (Fig. 6).

Homogene Pelite bilden cm- bis dm-dicke Intervalle und zeigen keine primären Sedimentstrukturen (Fig. 6A). Vereinzelt sind bioturbate Gefüge oder Spurenfossilien zu erahnen. Das Gestein zerfällt bei Verwitterung in irregulär geformte Bröckchen.

Laminierte Pelite zeigen eine lagige, durch Korngrößenwechsel gebildete Feinschichtung, die Ton-, Silt- und Feinsand-Lagen beinhalten kann (Fig. 6B). Sie treten vor allem im unteren und mittleren Opalinuston auf. Laminierte Tone spalten gut parallel zur Schichtung auf. Gelegentlich sind größere Linsen lagig angeordnet. Laminierte und homogene Pelite können miteinander wechsellagern.

Dünne, gradierte Siltlagen erscheinen weisslich, sind 1–5 mm dick und halten lateral bis zu mehreren 10er Meter durch (Fig. 6C). Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz. Sie haben eine scharfe Basis und gehen graduell ins Hangende über. Im Detail ist Parallel- und/oder Schrägschichtung sichtbar. Die Schichtoberseite ist oft wellig (Flachlinsenschichtung), gelegentlich von Wühlgängen durchschnitten. Meist kommen mehrere Lagen – getrennt von homogenen und/oder laminierten Peliten – in einem Intervall vor; Einzel-Lagen sind selten.

Diskontinuierliche, arenitische Lagen bestehen hauptsächlich aus feinen bioklastischen Kalken oder Sanden mit Übergängen zwischen beiden Endgliedern. Die arenitischen Lagen sind bis zu 8 cm dick und keilen lateral nach mehreren Zentimetern oder Dezimetern aus (Fig. 6D). Oft folgt in einem Horizont eine weitere arenitische Linse innerhalb weniger Dezimeter. Solche Horizonte lassen sich über mehrere 10er

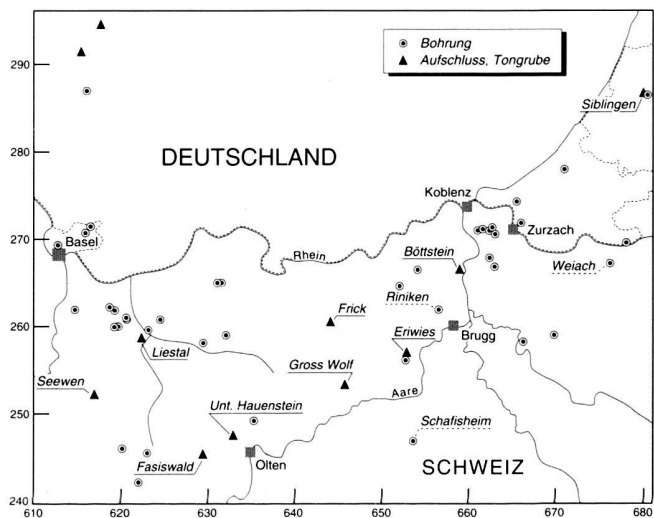
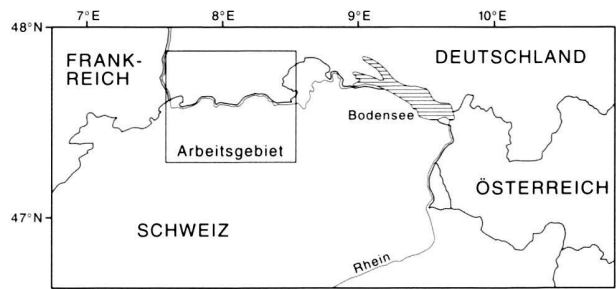


Fig. 5. Lage des Untersuchungsgebiets (oben) und der bearbeiteten Profile und Bohrungen (unten). Aufschlüsse, in denen Profile aufgenommen wurden (s. Anhang), sind unterstrichen; Bohrungen, die für die Subsidenzanalyse bearbeitet wurden, sind gebrochen unterstrichen.

Meter verfolgen. Diese Lagen haben oft eine erosive Basis, zum Teil mit Sohlmarken. Intern sind die Arenite schräg geschichtet, basal kann Parallellamination auftreten. Aufgrund von Bankmorphologie und Sedimentstrukturen werden diese Lagen als Hungerrippeln ('starved ripples') oder geschlossene Linsenschichtung bezeichnet.

Kontinuierliche, arenitische Lagen sind meist 1 bis 10 cm (maximal 15 cm) dick. Meist erscheinen sie wellenförmig (Fig. 6E), gelegentlich auch gleichbleibend mächtig (Fig. 6F). Lateral erstrecken sie sich über mehrere Meter und keilen kaum aus. Kalkarenite treten vor allem im oberen Teil des Opalinustons auf. Sie bestehen aus Fossildetritus (hauptsächlich Echinodermen, Brachiopoden, Mollusken) und 10–30% Quarz und sind mikritisch zementiert. Daneben treten noch Kalkbänke auf, die als 'pack-' bis 'wackestones' zu bezeichnen oder als karbonatzementierte Sandsteine anzusehen sind. Kontinuierliche, arenitische Lagen werden je nach Bankdicke als offene Flachlinsen oder Dicklinsen klassifiziert (Reineck & Wunderlich 1968). Die arenitischen Lagen zeigen meist gut erhaltene Primärgefüge, bioturbate Gefüge treten zurück. Über erosiver Basis – dicke Lagen (>3 cm) weisen oft Sohlmarken auf, dünnere nicht – folgt Parallelschichtung, flachwinkliger und dann

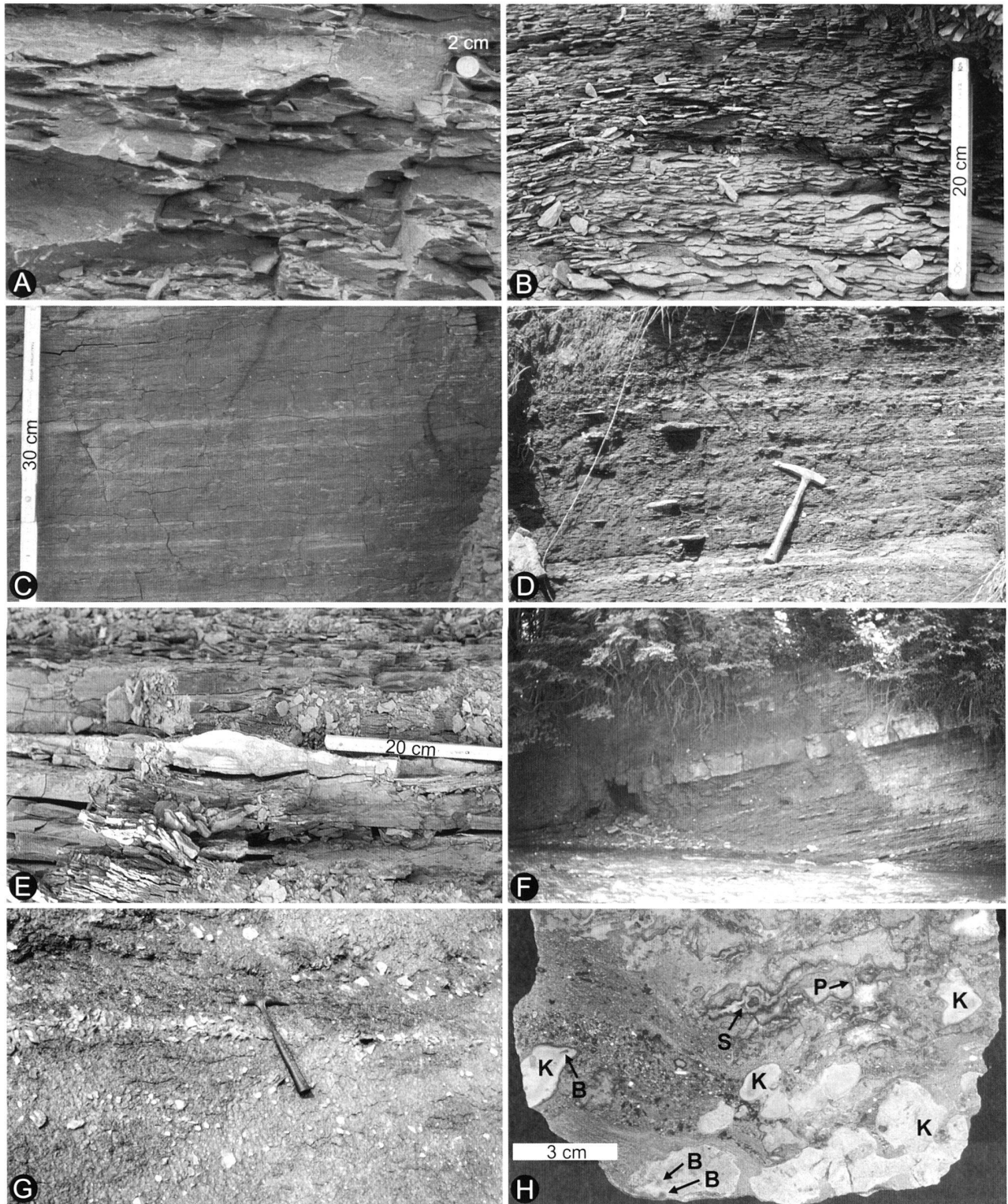


Fig. 6. Beispiele häufig im Opalinuston vorkommender Lithofazies-Typen. (A) Homogener Pelit (Aufschluss Seewen); (B) Laminierter Pelit (Aufschluss Seewen); (C) Pelit mit dünnen, gradierten Siltlagen (Aufschluss Eriwies); (D) Pelit mit diskontinuierlichen arenitischen Lagen (Aufschluss Böttstein; Hammer 33 cm lang); (E) Pelit mit kontinuierlichen, wellenförmigen arenitischen Lagen (Aufschluss Staffelegg); (F) Pelit mit kontinuierlichen, gleich dicken arenitischen Lagen (Aufschluss Liesberg); (G) Kalzitische Konkretionen (Aufschluss Siblingen; Hammer 33 lang); (H) Knollenführende Kalkbänke (Aufschluss Frick) mit exhumierten Kalkkonkretionen (K), die angebohrt (B) und Pyrit-impregniert (P) sind, und stromatactisartigen Hohlräumen (S).

Rippel-Schrägschichtung, die nach oben hin symmetrische Formung – infolge Wellenüberprägung – aufweist. Teilweise sind interne Erosionshorizonte zu beobachten. Etliche dieser Lagen zeigen die typischen Merkmale von 'hummocky cross-stratification' (z.B. Cheel & Leckie 1993) oder von durch Wellen modifizierten Turbiditen (Myrow et al. 2002: konvex-aufwärts orientierte sigmoidale Leebblätter mit dm Längserstreckung).

Kalzitische Konkretionen treten in bestimmten Profilschnitten recht häufig, oft in Lagen angereichert und in hoher Dichte auf (Fig. 6G). Pyritische und sideritische Konkretionen sind weniger häufig und werden nicht eingehender erläutert. Die kalzitischen Konkretionen bestehen im wesentlichen aus Mikrit, der Pyritkörnchen enthält. Konkretionen finden sich um Fossilreste herum, in und entlang von Spuren des Ichnogenus *Thalassinoides*, schliessen primäre Sedimentstrukturen ein, können aber auch ohne erkennbaren Zusammenhang auftreten. Die Konkretionen sind zwischen etwa 1 und 10 cm dick und haben Durchmesser von 1 bis über 30 cm. Der Mikrit trägt eine Isotopensignatur für $\delta^{13}\text{C}$ von -11 bis -18‰ und für $\delta^{18}\text{O}$ von -5 bis -10‰.

Knollenführende Kalkbänke treten vereinzelt und über mehrere Meter durchhaltend auf. Sie sind bis über 10 cm dick und haben unregelmässig knollige Ober- und Untergrenzen (Fig. 6H). Die Bänke sind sehr variabel aufgebaut: In mikritischer Matrix ($\delta^{13}\text{C}$ -11 bis -18‰ und $\delta^{18}\text{O}$ -5 bis -10‰) finden sich Fossilreste, aufgearbeitete, teilweise angebohrte, randlich mit Pyrit imprägnierte Konkretionen ($\delta^{13}\text{C}$ -11 bis -18‰ und $\delta^{18}\text{O}$ -5 bis -10‰), mehrphasige Hohlräumfüllungen mit sternförmigem Zement ($\delta^{13}\text{C}$ -6 bis -13‰ und $\delta^{18}\text{O}$ -5 bis -9‰) oder stromatactisartiger Füllung ($\delta^{13}\text{C}$ -34 bis -39‰ und $\delta^{18}\text{O}$ -2 bis -5‰) und Blockzement ($\delta^{13}\text{C}$ -3 bis -8‰ und $\delta^{18}\text{O}$ -5 bis -11‰) (Fig. 6H). In mikritisch zementierten Bereichen können primäre Sedimentstrukturen erhalten sein. Im Detail wurden diese Bänke von Wetzel & Allia (2000) beschrieben und ihre Verbreitung dargestellt: Westlich des Rheinischen Lineaments treten sie bevorzugt im oberen Teil des Opalinustons auf, zwischen Eggberg- und Vorwald-Verwerfung basal und östlich der Vorwald-Verwerfung im mittleren und oberen Teil.

Interpretation der Lithofazies

Dickere arenitische Lagen in pelit-dominierten, flachmarinen Ablagerungen weisen auf wiederholt auftretende, höherenergetische Sedimentationsvorgänge. Korngrößen und Sedimentstrukturen in den arenitischen Lagen dokumentieren abnehmende Strömungsgeschwindigkeit: Über erosiver Basis folgen Parallelschichtung, Rippel-Schrägschichtung und laminierte und schräggeschichtete Silte im oberen Teil. Eine Überprägung der Oberflächen durch Wellen weist auf Ablagerung im Bereich der Wellenbasis. Ereignis-Sedimente mit diesen Charakteristika werden als Sturmlagen oder Tempestite angesehen: Vor allem im oberen Opalinuston (Anhang 1) entsprechen die arenitischen Lagen im Opalinuston in allen wichtigen

Einzelheiten rezenten (z.B. Aigner & Reineck 1982; Duke 1990; Milkert 1994) und fossilen Sturmlagen (z.B. Cheel & Leckie 1993; Myrow et al. 2002).

Innerhalb eines Tempestits nehmen mit der Distanz zur Küste/Sedimentquelle Korngrösse und Mächtigkeit ab, unterhalb der Sturmwellenbasis zudem Strömungsgeschwindigkeit und damit Sandanteil und der Anteil der Schrägschichtung, bioturbate Gefüge werden häufiger (z.B. Aigner & Reineck 1982). Basierend auf diesen Überlegungen werden proximale und distale Sturmlagen im Opalinuston unterschieden.

Proximale Sturmlagen sind mehrere Zentimeter bis zu Dezimetern mächtig. Sie haben eine erosive Basis, und ihre Schichtunterseiten weisen oft abgeschnittene Spurenfossilien und Gegenstandsmarken auf (z.B. Wetzel & Aigner 1986). Basal tritt Parallelschichtung auf, gefolgt von flachwinkliger Schrägschichtung. Intern kann Erosion – meist durch Wellen – durch diskordante Erosionsflächen dokumentiert sein (z.B. Cheel & Leckie 1993). Wellenrippeln bilden den oberen Teil einer Sandlage und haben grosse Bedeutung für paläobathy-metrische Analysen. Darüber folgen dann oft bioturbate Pelite. Im Opalinuston werden kontinuierliche arenitische Lagen, Dicklinsenschichtung und Sandlagen mit 'hummocky cross-stratification' als proximale Sturmlagen angesehen.

Distale Tempestite bestehen aus dünnen, nur wenige Millimeter bis Zentimeter mächtigen Feinsand- bis Silt-Lagen mit erosiver Basis. Sie sind basal parallelgeschichtet und teilweise von Rippelschrägschichtung überlagert. Laminierte Pelite, dünne gradierte Siltlagen, Hungerrippel-Lagen und geschlossene Flachlinsenschichten werden als distale Tempestite angesehen. Gradierte Siltlagen sind das niedrigerenergetische Endglied von Sturmlagen. Hungerrippel-Lagen mit ihren isolierten Sedimentkörpern weisen auf geringe Sedimentzufuhr und damit ein entferntes Liefergebiet hin. Geschlossene Flachlinsenschichten werden aufgrund der geringen Mächtigkeit auch zu distalen Sturmlagen gezählt.

Die Stärke von Stürmen beeinflusst die Ausbildung der Tempestite: Bei schwachen Stürmen reicht die Wasserenergie nicht aus, Sediment in tiefere und weiter entfernte Beckenbereiche zu transportieren. Daher werden auch proximal dünne Tempestite mit «distaler Signatur» abgelagert. Bei starken Stürmen werden mächtigere Lagen auch in tieferen und liefergebietsfernen Bereichen gebildet.

Homogene Pelite wurden nach der Ablagerung verwühlt und repräsentieren sehr distale Teile oder die letzte Phase von Tempestiten oder Hintergrundsedimenten.

Laminierte Pelite wurden kaum oder nicht verwühlt. Eine zeitweise Stagnation mit dysoxischen bis suboxischen Verhältnissen, wie sie auch paläobiologische Untersuchungen zeigen (z.B. Schmidt 1996; Etter 1990), wird als Ursache für fehlende Bioturbation angenommen.

Konkretionen und *Kalkbänke* bildeten sich frühdiagenetisch in oder nahe der Sulfatreduktionszone, wie ihre geringe Kompaktion, der Gehalt an Pyrit und die Isotopenwerte implizieren (Wetzel & Allia 2000). Vermutlich induzierten geochemische Anomalien, etwa durch den Zerfall von Organismen-

resten oder entlang der Wandung von Grabspuren (*Thalassinoides*), die Fällung des Karbonats.

Die Genese von Bänken, die aufgearbeitete Konkretionen enthalten, ist nur summarisch erläutert, im Detail wurden sie von Wetzel & Allia (2000) beschrieben. Die Isotopenwerte der Kalkbänke ähneln denen der Konkretionen, deren Mikritzentrum in der Sulfatreduktionszone gefällt wurde. Angebohrte und umkrustete Konkretionen zeigen Aufarbeitung des Meeresbodens an. Bei erneuter Versenkung entstand im oberen Teil der Sulfatreduktionszone durch Diffusion ein kalkaggressives Milieu (z.B. Mettraux et al. 1989), das durch die Lösung von Kalk gepuffert wurde; dort wurde Kalk gelöst und Pyrit gefällt (z.B. Canfield & Raiswell 1991). So sind die Ränder aufgearbeiteter Konkretionen mit Pyrit imprägniert. Anschliessend wurde im tieferen Teil der Sulfatreduktionszone wieder Kalzit gefällt. In der Zone der Methanogenese liefen ähnliche Prozesse ab: Karbonatlösung, da bei der Methanogenese CO₂ und kaum Alkalinität entsteht, und später mikrobiell induzierte Karbonatfällung (Rice & Claypool 1981). Die genannten Prozesse sind durch Diffusion gesteuert und benötigen Zeit. So kalkulierten Coleman & Raiswell (1993) für die Bildung von Konkretionen Zeiträume von 5'000 bis 50'000 Jahren. Die mittleren Sedimentationsraten (Mächtigkeit × Dekompaktionsfaktor/Dauer Opalinum-Subzone = 55 ± 5 cm/1'000 Jahre) und der Vergleich mit rezenten Beispielen, etwa der Ostsee – dort umfasst die Sulfatreduktionszone 1,20 m oder weniger (Balzer et al. 1987), impliziert, dass sich solche komplex gebauten Bänke bei Mangelsedimentation und zeitweiliger Erosion bildeten. Andernfalls wären sie zu schnell durch die entsprechenden geochemischen Zonen gewandert (ausführliche Diskussion in Wetzel & Allia 2000). Derartige Kalkbänke werden als Indikatoren für temporäre Hochzonen angesehen.

Lithofazies-Abfolgen (Dachbankzyklen)

Die verschiedenen Lithofazies finden sich in mehr oder minder gut entwickelten Abfolgen, wobei der Anteil der Silt- und Arenit-Lagen nach oben hin zunimmt und ein Trend zu dickeren und grobkörnigeren Sedimenten zu bestehen scheint; gegenläufig verringert sich der Pelit-Anteil. Die Kombination der Teil-Beobachtungen ergibt eine idealisierte Abfolge. Sie setzt basal mit Tonen ein, die von Peliten mit nach oben hin häufigeren Siltlagen überlagert werden. Darüber folgen dünne Flachlinsenschichten und Hungerrippeln, dann dickere Flachlinsenschichten, darüber dominiert dickbankige Dicklinsenschichtung mit ausgeprägten Schrägschichtungsstrukturen. Den Abschluss bilden mächtige, lateral kontinuierliche, 'hummocky cross-stratification' beinhaltende Sandlagen. Zwischen die arenitischen Lagen sind immer wieder dünne Silt- und Tonlagen eingeschaltet. Eine solche ideale Abfolge formt einen Dachbankzyklus, die nur im Aufschluss Gross Wolf vollständig zu beobachten ist. Viele Lithofazies-Abfolgen weichen vom idealen Fall ab, vor allem fehlen oft die oberen Partien, und eine Abfolge schliesst mit einer mächtigen Dicklinsen-

schicht ab. Solche «oben unvollständigen» Abfolgen sind zwischen 3 und 10 m, meist 4–8 m mächtig und repräsentieren ebenfalls Dachbankzyklen.

Im Osten und östlich des Untersuchungsgebiets wurden von Bläsi (1987) und dann Häring & Müller (1994) anhand detaillierter bohrlochgeophysikalischer Analysen einzelne sandreiche Intervalle, die als Dachbankzyklen interpretiert werden, im Bereich der etwa oberen 50 m des Opalinustons über mehrere 10er km korreliert. Eine Korrelation korrespondierender Abschnitte ist in das Untersuchungsgebiet bis etwa zur südlichen Fortsetzung des Rheinischen Lineaments möglich. Weiter westlich scheinen konkretionsreiche Lagen und Kalkbänke, die reduzierte Sedimentation anzeigen, im oberen Opalinuston korrelierbar.

Interpretation der Lithofazies-Abfolgen

Lithofazies-Abfolgen repräsentieren die Tendenz von distalen zu proximalen Tempestiten, die oft als Ausdruck der Abnahme der Wassertiefe angesehen wird (z.B. Aigner 1985). Allerdings kann die Zunahme der Sturmstärke einen ähnlichen Effekt haben (z.B. Weedon 1993). «Oben unvollständige» Lithofazies-Abfolgen weisen auf einen geringen Sedimenteintrag durch Stürme hin, entweder aufgrund grösserer Distanz zum Liefergebiet oder schwächerer Sturmeffekte.

Paläowassertiefe

In proximalen Bereichen beeinflusst die kombinierte Wirkung von Wellen und Strömung Sturmlagen. Bei Abklingen eines Sturms nimmt die unidirektionale Strömung schnell ab, die Wellenbewegung nur langsam (Cheel & Leckie 1993). Proximale Tempestite sind daher oft deutlich von Wellen beeinflusst (dokumentiert in den Aufschlüssen Gross Wolf [Profil-Meter 25, Anhang 1] und Staffelegg). Für entsprechende Lagen wurde eine Wassertiefe von 18 m berechnet. Hohe Wasserenergie und geringe Wassertiefe muss auch für die Lagen angenommen werden, in denen exhumierte, frühdiagenetisch gebildete Konkretionen angereichert sind.

Die anhand der analytischen Methode berechnete Wassertiefe bei Bildung der arenitischen Lagen im Opalinuston stimmt gut mit der Abschätzung der Sturmwellenbasis in vergleichbaren, rezenten Flachmeeren überein, etwa der Nordsee. Dort treten während Stürmen Wellenlängen von 80 bis 100 m auf; aus den beobachteten Wellenhöhen und -perioden errechnete McCave (1971) eine maximale Tiefe der Wellenwirksamkeit von etwa 30 m für die südliche Nordsee. Die pelitischen Sedimente des Opalinustons wurden sehr wahrscheinlich nahe der Sturmwellenbasis abgelagert. Die Sturmwellenbasis dürfte für ein untiefes Meeresbecken, wie es das mesozoische Epikontinentalmeer in Mitteleuropa repräsentiert, bei 20 bis 50 m gelegen haben.

Für die Sedimente des späten Toarcium (Jurensismergel, Pleydellienbank) wird eine Ablagerung unter der Wellenbasis angenommen (Jordan 1983). Für den unteren Abschnitt des

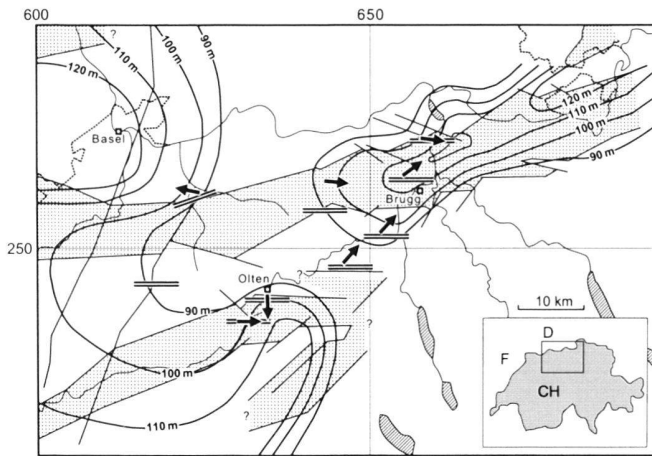


Fig. 7. Isopachen, Paläoströmungsrichtungen und Orientierung von Wellenrippelkämmen im Opalinuston und die Lage spät-paläozoischer Becken. Isopachen-Daten nach Bitterli (1992) und Allia (1996) für die Opalinuston-Fazies (nicht die Opalinum-Zone). Im Gebiet des nordschweizer Jura entspricht die Mächtigkeit des Opalinustons der Opalinum-Subzone (Details im Text). Lage der spät-paläozoischen Becken nach Boigk & Schöneich (1974), Meier (1994) und Allenbach (2001).

Opalinustons – Tempestite setzen im unteren Viertel ein – wird vor dem Auftreten der ersten Sturmsandlagen ebenfalls eine Wassertiefe unter der Sturmwellenbasis angenommen, worauf auch laminierte Pelite hinweisen. Daher wird für Jurensismergel, Pleydellienbank und unteren Opalinuston eine mittlere Wassertiefe von etwa 50 m und für den oberen Opalinuston von etwa 20–30 und lokal darunter angenommen.

Isopachen

Die Mächtigkeit des Opalinustons schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 80 und 120 m (Fig. 7). Im Arbeitsgebiet sind 4 relative Maxima vorhanden, westlich von Basel, im Raum Olten, östlich von Zurzach und nordöstlich von Weiach. Die dazwischen liegende Bereiche geringerer Mächtigkeit im Raum Sissach sind aufgrund weniger Daten nicht gut belegt. Dort und im Südwesten des Untersuchungsgebiets ist zudem spätere Erosion während der Ablagerung der Sissach-Schichten (Burkhalter 1996) in Erwägung zu ziehen. Gegen Süden, zum Alemannischen Land hin, nimmt die Mächtigkeit kontinuierlich ab (Fig. 2).

Gebiete erhöhter Mächtigkeit scheinen dort, wo genügend Daten vorhanden sind (östlicher Bereich), ENE-WSW und NE-SW ausgerichtet zu sein und paläozoischen Becken zu folgen. Die relativen Maxima der Mächtigkeit des Opalinustons liegen bei Weiach über dem Nord-Rand des Permokarbon-Beckens, bei Olten über dem NE-SW streichenden Nordrand des «Teiltrogs von Olten» (Laubscher 1986), und scheinen nördlich und südlich von Basel dem nördlichen und südlichen Rand des vielfach gegliederten spätpaläozoischen Burgunder Beckens (Boigk & Schöneich 1974) zu folgen. Im Detail zeigt sich

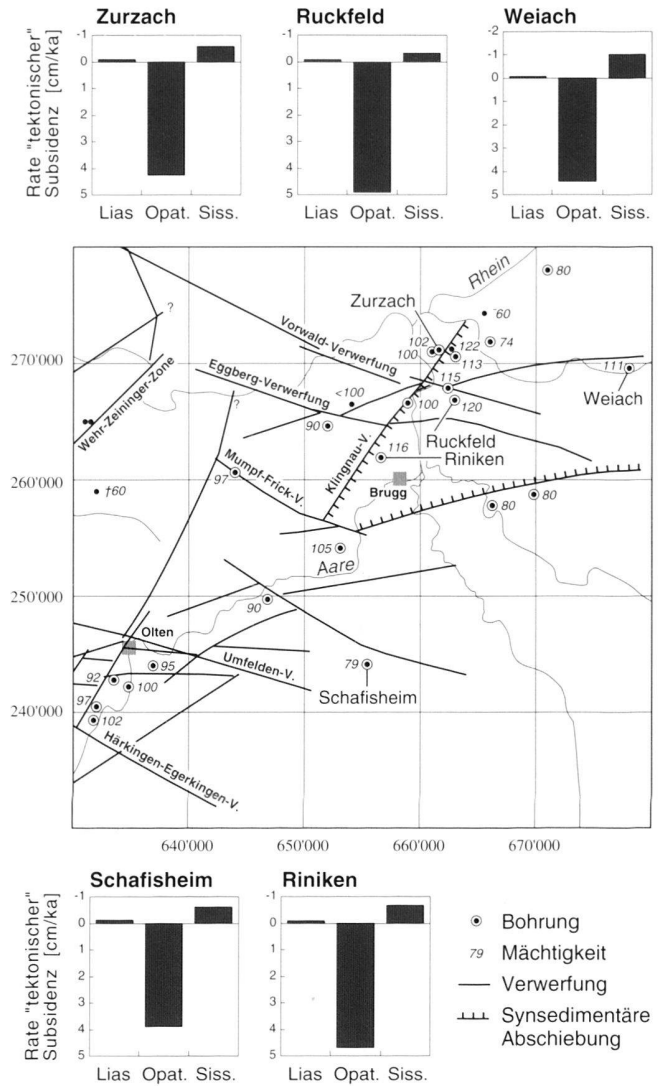


Fig. 8. Verwerfungen im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets (kompiliert nach Diebold et al. (1991), Bitterli & Matousek (1991) und Naef et al. (1995)) begrenzen Gebiete unterschiedlicher Mächtigkeit des Opalinustons. Subsidenzanalysen für Bohrungen bei Zurzach, Ruckfeld, Weiach, Schafisheim und Riniken zeigen unterschiedliche Raten der «tektonischen» Subsidenz. Einige Verwerfungen wurden synsedimentär als Abschiebungen reaktiviert.

aber eine weitere Differenzierung: Relative Maxima der Mächtigkeit sind nur über einer der Randverwerfungen der Becken entwickelt und finden sich vor allem dort, wo sich Randverwerfungen paläozoischer Becken mit anderen Verwerfungen schneiden, etwa WNW-ESE orientierten Verwerfungen nordöstlich von Brugg (Fig. 8). Demgegenüber ist die Mächtigkeit gering, wenn kein Überschneiden von Verwerfungen auftritt, auch wenn ein paläozoisches Becken im Untergrund vorhanden ist.

Die räumliche Verteilung der Schichtmächtigkeiten kann Hinweise auf die Subsidenz des Ablagerungsraums liefern.

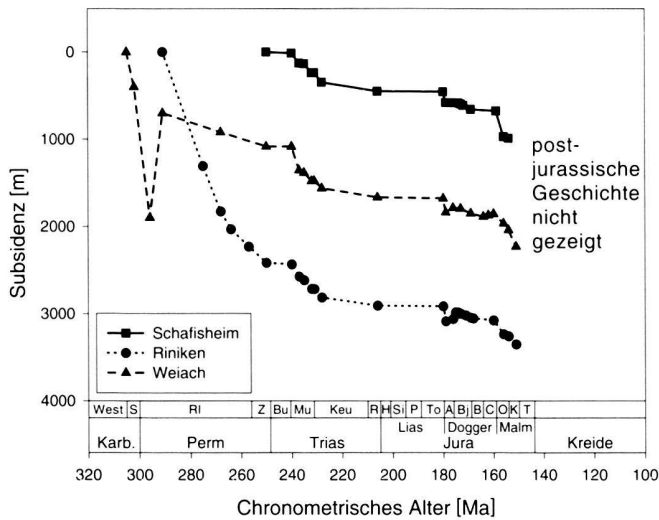


Fig. 9. Zeit-Tiefen-Verlauf der Grenze Sediment-Grundgebirge in den Bohrungen Riniken, Weiach und Schafisheim unter Berücksichtigung der Kompaktion.

Wenn langfristig betrachtet die Wassertiefe bei Ablagerung geringer ist als die Sedimentmächtigkeit, dann muss syndesimentäre Subsidenz einen wesentlichen Teil des Akkommodationsraums bereitgestellt haben. Die Differenz zwischen geringen und hohen Mächtigkeiten des Opalinustons beträgt im kompaktierten Zustand 20 bis >40 m; dekompaniert wären die Werte um Faktor >2 höher (kalkuliert mit Programm Basin Works®) und damit grösser als die Wassertiefe bei Ablagerung (etwa 20–50 m). Daher werden relative Maxima und Minima der Mächtigkeit des Opalinustons als Ausdruck differentieller, syndesimentärer Absenkung des Untergrunds gesehen.

Paläoströmungsrichtungen

Um zu prüfen, ob die Gebiete erhöhter Mächtigkeit syngenetisch differentiell subsidierten oder das Resultat post-sedimentärer Erosion andernorts sind, wurden die Strömungsrichtungen in Sturmlagen ermittelt. Im ersten Fall sollten die Strömungen auf Gebiete erhöhter Mächtigkeit hin orientiert sein, im zweiten Fall sollte es keine Beziehung zwischen Mächtigkeit und Strömungsrichtung geben.

Die im Untersuchungsgebiet bestimmten Paläoströmungsrichtungen (Fig. 7) variieren innerhalb eines Profils – unter Berücksichtigung der Messgenauigkeit – nur wenig. Sie sind stets auf ein relatives Maximum der Mächtigkeit hin gerichtet, im Osten des Untersuchungsgebiets Richtung Brugg/Zurzach, im Westen und Süden Richtung Olten und im Norden Richtung Basel, aber meist im spitzen Winkel zu den Isopachen. Die relativen Maxima der Mächtigkeit werden daher als Senken angesehen. Die Beobachtung, dass Paläoströmungsrichtungen von Sturmablagerungen in Küstennähe und im inneren Schelfbereich oft küstennormal verlaufen, steht im Einklang mit Daten vieler anderer Tempestite (Leckie & Krystinik 1989).

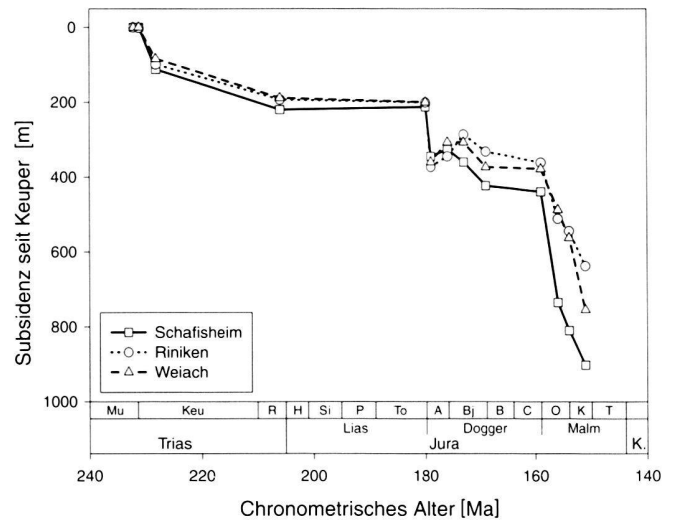


Fig. 10. Mesozoische Absenkung der Trias-Basis für die Bohrungen Riniken, Weiach und Schafisheim unter Berücksichtigung der Kompaktion.

Orientierung von Oszillationsrippeln

In oberen, von Oszillation beeinflussten Teil von Sturmlagen wurde die Orientierung der Rippelkämme als Indiz für die Orientierung der Wellenkämme während eines Sturms gewertet (Fig. 7). Die Rippelkämme verlaufen in den meisten Fällen Ost-West. Zwei Interpretationen bieten sich an. Die fossil dokumentierten Stürme wurden durch Nordwinde hervorgerufen, da aufgrund der paläogeographischen Situation (Fig. 2; Land im Süden) sich nur aus Norden bei hinreichend langer Windstreichlänge grosse Wellen aufbauen konnten. Winde aus anderen Richtungen konnten aufgrund der zu geringen Windstreichlänge keine Sediment-beeinflussenden Sturmwellen entwickeln. Alternativ wurden in einem Ablagerungsraum, der in Ost-West-streichende Senken und Becken gegliedert war, die Sturmwellen an den Schwellen gebrochen, und die Wellenkämme orientierten sich parallel zur Morphologie, also den Isobathen (z.B. Dietrich et al. 1975).

Absenkungsgeschichte

Die Mächtigkeit des Opalinustons ist deutlich grösser als die Wassertiefe bei Ablagerung. Um die Einflüsse der Kompaktion des Liegenden und tektonischer Prozesse abzuschätzen, wurde die Absenkungsgeschichte für die Bohrungen bei Weiach, Riniken und Schafisheim analysiert (Fig. 9). Obwohl die drei untersuchten Bohrungen über, am Rand und ausserhalb des Nordschweizer Permokarbon Beckens liegen, zeigen sie für das Mesozoikum eine nahezu identische Schichtfolge und Absenkungsgeschichte. Die während des Muschelkalks rasche Subsidenz klang bis Ende des Lias ab. Danach gab es drei Phasen beschleunigter Absenkung, im Aalenium (Opalinuston), Bajocium/Bathonium und Frühen bis Mittleren Oxfordium

(Wetzel et al. 2003). Die höchste Subsidenzrate trat während des Aaleniums auf. Die Subsidenzpulse gehen mit verstärkter «tektonischer» Absenkung einher, ihnen kann also eine tektonische Ursache zugeschrieben werden. Dies wird durch den sehr ähnlichen Subsidenzverlauf im Vergleich zur Bohrung Schafisheim (ausserhalb des Nordschweizer Permokarbon Beckens) untermauert (Fig. 10).

Da die gesamte Sedimentsäule das Kompaktions- und Subsidenzgeschehen beeinflusst, wurden auch erodierte oberjurasische und kretazische Sedimente, etwa 400–800 m (Ziegler 1990), berücksichtigt. Aufgrund paläogeographischer Überlegungen (südwestlich des Untersuchungsgebiets liegt die Kreide in Flachwasserfazies vor) wird in dieser Arbeit von 400 m spätmesozoischer Sedimente ausgegangen. Ein Wert von etwa 400 m ergibt sich auch extrapoliert: Nimmt man eine exponentielle Abnahme der Subsidenz nach einem anfänglichen Absenkungspuls an (starke Subsidenz während des Muschelkalks, dann langsames Ausklingen der Absenkung; Fig. 9), ergibt sich beginnend mit dem Subsidenzspuls im Frühen Oxfordiums eine zusätzliche Sedimentmächtigkeit von 300–400 m (Fig. 11). Unsere Modelle wurden aber auch mit 800 m durchgerechnet. Die Differenz zwischen beiden ist gering.

Diskussion

Gebiete erhöhter Mächtigkeit des Opalinustons finden sich in Zusammenhang mit Permokarbon-Becken im Grundgebirge (Fig. 7). Inwieweit beeinflusste die Kompaktion spätpaläozoischer Sedimente die Mächtigkeit des Opalinustons? Aufgrund der geologischen Geschichte ist das nicht wahrscheinlich, da ein nicht unerheblicher Teil der Trogfüllung nach der permischen Inversion der Tröge erodiert wurde; Kempfer (1987) schätzte bis zu 1500 m, Schegg & Leu (1998) 1000–1200 m und Leu et al. (2001) 400–1000 m. Vom Buntsandstein bis zum Bajocium akkumulierten etwa 700 m Sediment, also weniger als spät-permisch erodiert wurden. Zudem stimmt das Muster der Isopachen der prä-Dogger Sedimente (Bitterli 1992) nicht mit dem des Opalinustons oder der paläozoischen Sedimente überein, daher kann deren Kompaktion nicht das Isopachen-Muster des Opalinustons generiert haben.

Die Mächtigkeitsverteilung des Opalinustons könnte auch nachträglich durch Erosion beeinflusst worden sein, da sich der Untergrund nach der Ablagerung hob, wie die Subsidenzanalyse zeigt (Fig. 9, 10), und in den hangenden Sissach-Schichten dem Opalinuston entstammende Konkretionen auftreten (Burkhalter 1996). Südlich einer Linie Moutier-Liestal-Passwang-Schafisheim schätzt Burkhalter (1996) die Erosion auf maximal 10–15 m. Da die Isopachen der hangenden Schichten nicht invers zu denen des Opalinustons verlaufen, ist nachträgliche Erosion als Ursache für die Mächtigkeitsvariationen des Opalinustons wenig wahrscheinlich. Diese Folgerung wird durch die Korrelierbarkeit der Lithofazies-Abfolgen (Dachbankzyklen) unterstützt. Die laterale Korrelation von Schichten im oberen Opalinuston spricht also gegen eine signifikante Überprägung des Isopachen-Musters durch nachträgliche Ero-

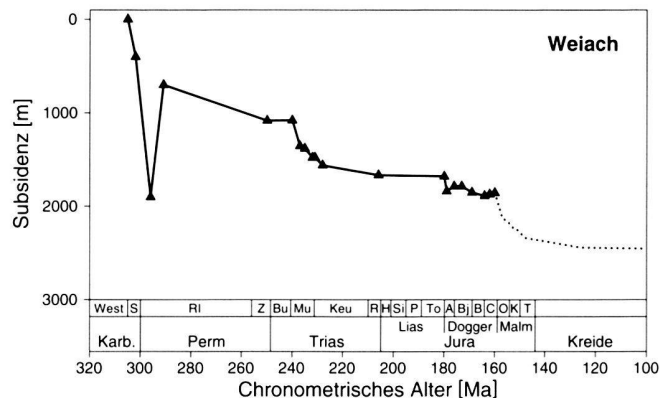


Fig. 11. Extrapolierte Subsidenz (unter Berücksichtigung der Kompaktion) für die nicht durch Sedimente dokumentierte Zeitspanne des späten Mesozoikums unter der Annahme, dass die Subsidenz während des frühen und mittleren Oxfords initial war und dann – wie während der Trias – abklang (Details im Text).

sion (s.o.). Daher wird die Mächtigkeitsverteilung als Ergebnis differentieller Subsidenz angesehen. Diese Folgerung wird durch Untersuchungen von Robin et al. (1998) unterstützt, die zeigen, dass signifikante Variationen der Mächtigkeit epikontinentaler Sedimente über Distanzen von <150 km gemeinhin tektonischen Ursprungs sind.

Das Isopachen-Muster zeigt einen Zusammenhang mit Verwerfungen im Grundgebirge: Relative Maxima der Mächtigkeit treten vor allem dort auf, wo sich Rand-Verwerfungen paläozoischer Becken mit anderen Verwerfungen schneiden (Fig. 7, 8). Daher wird eine Reaktivierung prä-existenter Strukturen angenommen. Während des frühen Juras lag Mittel- und West-Europa während der Öffnung von Atlantik und Tethys in einem distensiven Spannungsfeld, σ_3 war wohl NW-SE und σ_2 NE-SW orientiert (Lemoine et al. 1986; Philippe et al. 1996). So konnten NE-SW und ENE-WSW streichende Strukturen als Abschiebungen und WNW-ESE orientierte als Seitenverschiebungen reaktiviert werden (Fig. 8).

Die Bewegungen im Grundgebirge dürften sich in sanften, flexurartigen Verbiegungen des Meeresbodens geäußert haben, da die an sich geringen vertikalen Versätze kleiner Schollen und Blöcke gegeneinander durch die Evaporite des Muschelkalks gedämpft worden sein dürften (z.B. Withjack & Callaway 2000). In dem stärker absinkenden Bereich formt sich ein Depotzentrum und in dem relativ höheren Gebiet eine Schwelle (Fig. 12). Auf dieser kann sich bei entsprechender Wassertiefe ein Hartgrund entwickeln. Da der Ablagerungsraum rasch subsidierte, dürften morphologische Strukturen teilweise kurzlebig gewesen sein, so finden sich wellenbeeinflusste Sedimente bei Brugg im Gebiet höchster Mächtigkeit.

Das Relief im Ablagerungsraum veränderte sich mit der Zeit: Lateral sind Dachbankzyklen nur nach detaillierter Analyse und auch dann nur über kurze Distanz korrelierbar, da sich die Mächtigkeit einzelner Zyklen schon zwischen nahe beieinander befindlichen Aufschlüssen deutlich ändern kann (Fig.

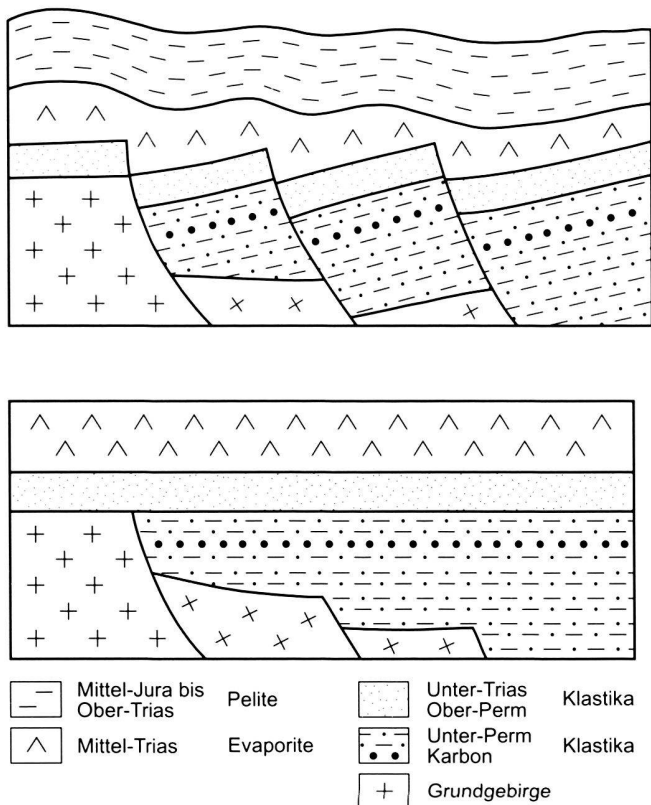


Fig.12. Schematische Entwicklung des Ablagerungsraums bei Reaktivierung prä-existenter Verwerfungen im Grundgebirge. Der vertikale Versatz ist meist gering und äussert sich aufgrund plastischer Deformation von Evaporiten des Muschelkalks meist in flexurartigen Verbiegungen des Meeresbodens.

13; Anhang). Auch die lokale Verbreitung von Anzeigern für reduzierte Sedimentation (s.o.) impliziert, dass die Sedimentation stark von differentieller Subsidenz beeinflusst wurde. Das war vor allem für den unteren und mittleren Opalinuston der Fall, während sich für den oberen Opalinuston eine bessere Korrelation ergibt. Zudem weist das frühere Einsetzen der Opalinuston-Fazies im Bereich des südlichen Rheingraben auf differentielle Subsidenz schon während der Aalensis-Zone (Ober-Toarcium) hin. Starker Einfluss syndesimentärer, differentieller Subsidenz auf den Ablagerungsraum des Opalinuston wird auch in neuen 3-D seismischen Untersuchungen etwas östlich des Untersuchungsgebiets (Birkhäuser et al. 2001) festgestellt.

Dass die starke Absenkung syndesimentär gewesen sein muss, ergibt sich auch aus der Wassertiefe bei der Ablagerung und aus den Strömungsrichtungen. Selbst die bisherigen Schätzungen von 100 m Wassertiefe (Etter 1990) sind geringer als die dekomprimierte Mächtigkeit und erfordern deshalb syndesimentäre Subsidenz. Die in dieser Arbeit aus Sedimentstrukturen abgeleitete Wassertiefe ist deutlich geringer als die bisherige Annahme von etwa 100 m (Etter 1990), die vor allem auf der Vorstellung beruht, dass pelitische Sedimente in einem ruhigen

Milieu und daher in einem tieferen Becken abgelagert wurden. Auch die Ammonitenfauna wurde als Argument für eine grössere Wassertiefe angeführt (Etter 1990). Allerdings können Tiefen-Effekte durch suspensionsreiches, trübes Wasser und ruhige Bedingungen vorgetäuscht werden. Zudem behindert eine morphologische Differenzierung des Ablagerungsraums in flache Schwellen und Becken die Ausbildung von Wellen mit grosser Wellenlänge und damit deren Tiefenwirkung (Dietrich et al. 1975), da sie sich auf den Schwellen brechen.

In dickeren Sandlagen (Auftreten s. Anhang) dokumentierte Paläoströmungen sind in etwa senkrecht zu den Isopachen auf die relativen Maxima der Mächtigkeit hin gerichtet, die daher als syngenetische Senken angesehen werden. Wenn diese arenitischen Lagen das Produkt von Stürmen sind, stellt sich die Frage, warum die Tempestit-Strömungen nicht stärker von der Coriolis-Kraft beeinflusst wurden und eine deutliche geostrophe Richtungskomponente aufweisen, wie sie etwa Duke (1990) beschreibt. Da Schelfe meist nur gering geneigt sind, ist Autosuspension kaum möglich (z.B. Wright et al. 2001), und höher konzentrierte Suspensionen sind nur stabil, wenn zusätzlich turbulente Energie, etwa von Wellen, die Ablagerung in Schwebefähigkeit befindlicher Partikel verhindert. Anzeichen für derartige, turbulente Prozesse sind kleindimensionale 'hummocky cross stratification'-Strukturen (Myrow et al. 2002), wie sie auch im Opalinuston auftreten. Da Autosuspension nicht möglich ist, sind Suspensionsströmungen auf Schelfen als von Wellen beeinflusste Trübestrome anzusehen, die den Charakter von Kompensationsströmen haben und senkrecht zum Relief fließen, wie Untersuchungen im Rezenten belegen (Traykowski et al. 2000, Wright et al. 2001). Im Opalinuston verliefen Sturm induzierte, Sand transportierende Strömungen senkrecht zu den Isopachen und weisen damit auf Transport dem steilsten Relief folgend und zeigen keine deutliche geostrophe Komponente. Entsprechend den Beobachtungen im Rezenten (Traykowski et al. 2000; Wright et al. 2001) ist daher zu postulieren, dass neben der Schwerkraft noch zusätzliche, durch Wellen induzierte Turbulenz wirkte, die einen Sedimenttransport in Form von Schelf-Trübestromen ermöglichte und so eine Wassertiefe im Bereich des Sturmwellen-Einflusses impliziert, die etwa der halben Wellenlänge entspricht (Dietrich et al. 1975), und damit wiederum auf eine Wassertiefe zwischen 20 und 50 m hinweist (s.o.).

Syndesimentäre Subsidenz führte zur Bildung von Senken und Schwellen und beeinflusste den Sedimenttransport so, dass sich Sturmlagen nicht ungehindert lateral ausbreiten konnten. Aus der Verarbeitung der Sandlagen ergeben sich aber nur vage Hinweise auf die Liefergebiete der Sande, da die gemessenen Strömungsrichtungen das Paläorelief im Ablagerungsraum widerspiegeln und nicht die Bereiche des Sandeintrags. Da Bereiche des Sedimenteintrags nicht klar hervortreten, wurden die Sedimente in dem flachmarinen, Sturm beeinflussten Ablagerungsraum des Opalinuston wie heute in der Nordsee oder der Ostsee (z.B. Aigner & Reineck 1982; Milkert 1994) bis zur endgültigen Ablagerung unterhalb der Sturmwellenbasis mehrfach umgelagert.

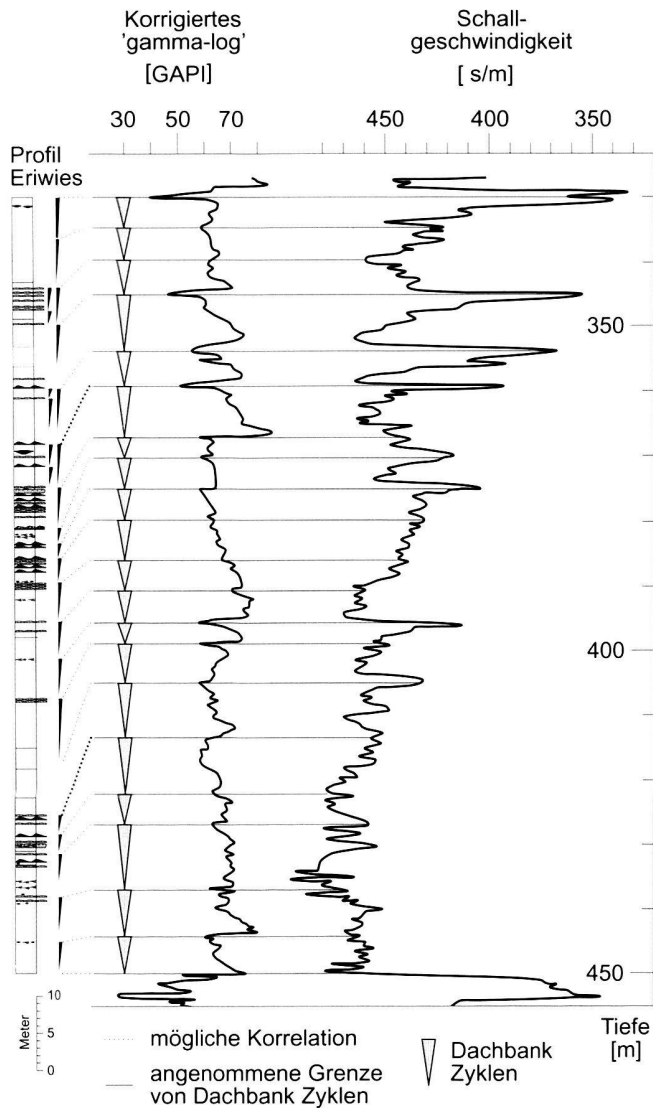


Fig. 13. Dachbankzyklen im Opalinuston im Aufschluss Eriwies (links; nach Allia 1996) und in der Nagra-Bohrung Riniken (rechts), wie sie anhand geophysikalischer Messungen (Weber et al. 1986) ausgeschieden wurden. Das gamma-'log' zeigt Veränderungen im Tongehalt und eine mehr oder minder gut entwickelte dachbankzyklische Gliederung, das 'sonic log' Sandgehalt und Zementation.

Die Dachbankzyklen sind bohrlochgeophysikalisch wie auch im Aufschluss mehr oder minder gut entwickelt (siehe auch Bläsi 1987). So fand Allia (1996) 20 Zyklen in Aufschluss Eriwies; in der Bohrung Riniken scheinen etwa ebenso viele unterscheidbar zu sein (Fig. 13). Die gut entwickelten Dachbankzyklen sind 4 bis 8 m mächtig. Bei der heute gebräuchlichen chronometrischen Zeitskala (Gradstein et al. 1995; Hardenbol et al. 1998) ergeben sich Zyklenlängen von etwa 20 000 Jahren, was Präzessionszyklen im Milankovitch-Band entspricht. Eine dem 20 000 Jahre Zyklus entsprechende Variation der klimatischen Bedingungen zwischen humid und arid

wird aus dem mediterran-subtropischen Klimabereich beschrieben (Postma et al. 1993; Weltje & de Boer 1993), würden also den Eintrag steuern. Auch eine entsprechende Variation der Sturmintensität wurde von Weedon (1993) festgestellt und könnte die Umlagerung im Opalinuston bestimmt haben. Welcher Prozess – Niederschlag oder Sturmintensität – oder ob eine Kombination von beiden tatsächlich wirkte, kann aus den Sedimenten nicht herausgelesen werden. Die Mächtigkeit der Zyklen sagt kaum etwas über die Geschwindigkeit der Subsidenz aus, da der Ablagerungsraum nicht stets auf gleiches Niveau mit Sediment aufgefüllt wurde. Die Zyklen im Raum Eriwies/Riniken lassen sich zwanglos in sandreiche und sandärmere 5er-Gruppen zusammenfassen, was Exzentrizitätszyklen entspricht. Die Zyklizität im Opalinuston ist nicht in allen Profilen so klar entwickelt, daher bedarf es weiterer Untersuchungen zu diesen Phänomenen.

Schlussfolgerungen

Stürme beeinflussten die Ablagerung des Opalinustons, der in einem flachmarinen, epikontinentalen Becken akkumulierte. Die Wassertiefe bei Ablagerung war gering, im Minimum 20 m, wie durch Oszillation geprägte Sedimentstrukturen implizieren. Käme von Wellenrippeln sind meist E-W orientiert und weisen damit auf etwa E-W verlaufende Hochzonen hin, auf denen Aufarbeitung stattfinden konnte (dokumentiert durch Hiatus-Bänke). Auch bewegten sich die von Stürmen hervorgerufenen Strömungen, die grössere Sandmengen transportierten, senkrecht zu den Isopachen und implizieren geringe Wassertiefe: Einerseits flossen derartige Suspensionsströmungen, andererseits ist auf flach geneigten Schelfen keine Autosuspension möglich; demzufolge mussten die Suspensionen durch turbulente Energie unterstützt werden. Auf heutigen Schelfen geschieht das im Einflussbereich von Wellen.

Die Verbreitung der Hiatus-Schichten kennzeichnet Bereiche, die von paläozoisch angelegten Strukturen begrenzt werden. Westlich des Rheinischen Lineaments treten Hiatus-Schichten vor allem im Hangenden des Opalinuston auf, östlich davon bis zum Aare-Durchbruch durch den Jura im unteren Teil des Opalinuston, und weiter östlich sind oft mehrere Hiatus-Schichten basal, in der Mitte und auch im Hangenden entwickelt. Dieses Muster zeigt, dass vor allem im östlichen Bereich wiederholt differentielle Bewegungen des Untergrunds stattgefunden haben.

Ablagerung 80 bis 120 m (dekompaktiert 180–270 m) mächtiger Pelite in meist geringer Wassertiefe weist auf synsedimentäre Subsidenz hin. Erhöhte Mächtigkeit ist vor allem dort zu beobachten, wo sich im Grundgebirge vorhandene Verwerfungen schneiden, etwa Elemente des NNE-SSW streichenden Rheinischen Lineaments, das NE-SW orientierten Nordschweizer Permokarbon Beckens und NW-SE streichende Querverwerfungen. Die starke Zerrüttung des Grundgebirges erlaubte differentielle Subsidenz, wenn das Paläospannungsfeld günstig war.

Das während des frühen Doggers herrschende Paläospan-

nungsfeld (σ_3 NW-SE, σ_2 NE-SW) konnte je nach Orientierung Verwerfungen als Abschiebungen oder Seitenverschiebungen reaktivieren. Die Relativbewegungen im Sockel äuserten sich aufgrund der plastisch verformbaren Evaporite des Muschelkalks wohl als flexurartige Verbiegungen am Meeresboden. Das aus sedimentologischen Befunden abgeleitete Szenario synsedimentärer differentieller Subsidenz wird durch Modellrechnungen bestätigt.

Im Opalinuston können über weite Profilabschnitte Dachbankzyklen ausgeschieden werden, die etwa 4-8 m mächtig sind. Aus der Zeitspanne, die der Opalinuston umfasst, und der Zahl der Dachbankzyklen ergeben sich mittlere Perioden, die Präzessionszyklen im Milanovitch-Band entsprechen. Der Eintrag von Klastika und/oder die Sturmhäufigkeit könnte so beeinflusst worden sein. Übergeordnete Zyklen der Exzentrizität sind nur angedeutet.

Dank

Diese Studie wäre ohne die tatkräftige Hilfe von vielen Kollegen und Institutionen nicht möglich gewesen. A. Gautschi, A. Lambert, W.H. Müller, H.P. Weber (alle Nagra, Wettingen) ermöglichten Einblick in unveröffentlichte Unterlagen und gestatteten Teile davon wiederzugeben. R. Allenbach (jetzt Oerlikon) stellte Daten zu Untergrundstrukturen zur Verfügung, J.A. McKenzie und S. Bernasconi (beide ETH Zürich) sorgten für die Isotopen-Messungen. W. Ohmert (Freiburg) half mit Grundlagendaten und Feldbeobachtungen, und S. Lauer (Basel) zeichnete die Abbildungen. W. Etter (Basel); G. Diel (Stuttgart), A. Lambert (Wettingen) und H. Rieber (Zürich) sahen das Manuskript gewissenhaft durch und halfen mit konstruktiver Kritik. Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung unterstützte die Untersuchungen finanziell (Beiträge 21-31115.91, 20-37269.93, 21-43103.95). Allen danken wir für ihre Unterstützung.

LITERATURVERZEICHNIS

- AIGNER, T. 1985: Storm Depositional Systems. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 174 pp.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. 1992: Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedim. Geol.* 80: 115–135.
- AIGNER, T. & REINECK, H.-E. 1982: Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenb. maritima*. 14: 183–215.
- ALLENBACH, R.P. 2001: Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: A new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. *Ecol. Geol. Helv.* 94: 265–287.
- ALLIA, V. 1996: Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. Diss. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Basel No. 10, 185 pp.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P.H. 1977: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa. *Geol. Soc. America Bull.*, 88: 1305–1320.
- AUBERT, O. 1988: Forages des Convers (Jura Neuchâtelois): Magnétostratigraphie, matière organique, minéralogie et géochimie des marnes aaléniennes (Opalinus-Ton). Diploma Thesis, Neuchâtel, 134 pp.
- BALZER, W., ERLÉNKEUSER, H., HARTMANN, M., MÜLLER, P.J. & POLLEHNE, F. 1987: Diagenesis and exchange processes at the benthic boundary layer. In: J. RUMOH, E. WALGER & B. ZEITSCHEL (Editors), *Seawater-Sediment Interactions in Coastal Waters. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 111–161.
- BIRKHÄUSER, P., ROTH, P., MEIER, B. & NAEF, H. 2001: 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland. *Nagra Techn. Ber.*, 00-03. Nagra, Wettingen, 158 pp.
- BITTERLI, T. 1992: Die tektonische Materialbilanz im östlichen Faltenjura (Weissenstein-, Farisberg- und Passwang-Antiklinale). Diss. Univ. Basel, 170 pp.
- BITTERLI, T. & MATOUSEK, F. 1991: Die Tektonik des östlichen Aargauer Tafeljuras. *Mitt. Aargau. Nat. Ges.* 33: 5–30.
- BLÄSI, H.-R. 1987: Lithostratigraphie und Korrelation der Dogger Sedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. *Ecol. Geol. Helv.* 80: 415–430.
- BLÜM, W. 1989: Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permo-karbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). *Ecol. Geol. Helv.*, 82: 455–489.
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. 1974: Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone und des Rheingraben. In: J.H. ILLIES & K. FUCHS (Editors), *Approaches to Taphrogenesis. Inter-Union Comm. Geodynamics, Scientific Report*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 60–71.
- BRANGER, P. & GONNIN, C. 1994: Distribution des ammonites et dynamique sédimentaire sur le seuil de Poitou de l'Aalénien au Bajocien. *Serv. Geol. Naz., Miscellanea*, No. 5: 293–295, Poster I.
- BURKHALTER, R.M. 1996: Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. *Ecol. Geol. Helv.*, 89: 875–934.
- CANFIELD, D.E. & RAISWELL, R. 1991: Pyrite formation and fossil preservation. In: P. ALLISON AND D.E.G. BRIGGS (Editors), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record. Topics in Geobiology*. Plenum, New York, pp. 337–387.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. 1993: Hummocky cross-stratification. In: V.P. WRIGHT (Editor), *Sedimentology Review/1*. Blackwell, Oxford, pp. 103–122.
- CHRIST, H.A. 1999: Zur Stratigraphie und Ammoniten-Paläontologie des Aalenian im zentralen Schweizer Jura. *Ecol. Geol. Helv.* 92: 451–465.
- COLEMAN, M.L. & RAISWELL, R. 1993: Microbial mineralization of organic matter: mechanisms of self-organization and inferred rates of precipitation of diagenetic minerals. *Phil. Trans. R. Soc. London A* 344: 69–87.
- CONTINI, D. 1970: L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. *Ann. Sci. Univ. Besançon, 3ème Sér. Géol.* 11: 1–204.
- DEBRAND-PASSARD, S. 1984: Synthèse géologique du sud-est de la France, I + II. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 125 + 126. Éd. Bur. Rech. Géol. Min., Paris.
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. 1991: Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. *Nagra Techn. Ber.*, 90-04, Nagra, Wettingen, 277 pp.
- DIEM, B. 1985: Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology* 32: 705–720.
- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. & SIEDLER, G. 1975: *Allgemeine Meereskunde*. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 593 pp.
- DUKE, W.L. 1990: Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *J. Sedim. Petrol.* 60: 870–883.
- ENGELHARDT, W.V. 1973: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. *Schweizerbart, Stuttgart*, 378 pp.
- ERNST, M. 1989: Bio- und Lithostratigraphie des Unter-Aalenium (Opalinuston) in der Tongrube von Feldberg bei Müllheim/Südbaden. *Ber. Natf. Ges. Freiburg Breisgau* 77/78: 5–22.
- ETTER, W. 1990: Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich, 151 pp.
- FRANZ, M. & VILLINGER, E. 2001: Korrelationsschema Mitteljura Baden-Württemberg. http://www.lgrb.uni-freiburg.de/d/fr_prod.htm
- GAUTSCHI, A. 2001: Hydrogeology of a fractured shale (Opalinus Clay): implications for deep geological disposal of radioactive wastes. *Hydrogeol. J.* 9: 97–107.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1995: A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In: W. BERGGREN, D.V. KENT, M.-P. AUBRY & J. HARDENBOL (Editors), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Spec. Publ.* 54, pp. 95–126.
- GRUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE 1980: Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Documents des Lab. Géol. Lyon, Hors Serie*, 5: 110.

- GSELL, F. 1969: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. Diss. Univ. Zürich, 138 pp.
- HALLAM, A. 1988: A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.S.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C. ROSS & J.C. VAN WAGONER (Editors), *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 42, pp. 261–273.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235: 1156–1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: P.-C. DE GRACIANSKY, J. HARDENBOL, T. JACQUIN & P. VAIL (Editors), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Spec. Publ. 60, pp. 3–13 (+ 8 charts).
- HÄRING, M.O. & MÜLLER, D. 1994: Faziesstudie Oberer Keuper bis Malm: Petrophysikalische Auswertung und geologische Interpretation der Fremd- und Eigenbohrungen in der Nordostschweiz und dem näheren Ausland. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen, 22 pp.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1989: *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 263 pp.
- ILLIES, H. 1949: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 19: 89–109.
- IRVING, E. 1977: Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270: 304–309.
- JORDAN, P. 1983: Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinzach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). *Eclogae Geol. Helv.* 76: 355–379.
- KEMPF, O., SCHLUNEGGER, F., STRUNCK, P. & MATTER, A. 1998: Palaeomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps: results from the north Alpine foreland basin. *Terra Nova*, 10: 6–10.
- KEMPTER, E.H.K. 1987: Fossile Maturität, Paläothermogradienten und Schichtlücken in der Bohrung Weiach im Lichte von Modellberechnungen der thermischen Maturität. *Eclogae Geol. Helv.* 80: 543–552.
- KOBLER, H.-U. 1972: Geochemische, sedimentologische und ökologische Untersuchungen im Braunen Jura alpha (Opalinuston) der Schwäbischen Alb. *Arb. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Stuttgart, N. F. No. 66*: 134 pp.
- LAUBSCHER, H.P. 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclogae Geol. Helv.* 58: 231–318.
- LAUBSCHER, H. 1986: The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rdsch.* 75: 535–553.
- LAUBSCHER, H. 1987: Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae Geol. Helv.* 80: 287–303.
- LECKIE, D. & KRYSZNIK, L.F. 1989: Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *J. Sedim. Petrol.* 59: 862–870.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., DE GRACIANSKY, P.-C., RUDKIEWICZ, J.-L., MEGARD-GALLI, J. & TRICART, P. 1986: The continental margin of the Mesozoic Tethys of the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3: 179–199.
- LEU, W., GREBER, E. & SCHEGG, R. 2001: Basin Modelling NE-Switzerland: Burial, Erosion and Temperature History of Wells Benken, Weiach and Herdern. Unpubl. Nagra Interner Bericht. Nagra, Wettingen, 28 pp.
- LOUP, B. 1992: Mesozoic subsidence and stretching models of the lithosphere in Switzerland (Jura, Swiss Plateau and Helvetic realm). *Eclogae Geol. Helv.* 85: 541–572.
- MARCHANT, R. 2000: 3D-Seismics Zürcher Weinland: Permo-Carboniferous Interpretation. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen, 15 pp.
- MATTER, A. 1987: Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog. *Eclogae Geol. Helv.* 80: 345–367.
- MATTER, A., PETERS, T.J., BLÄSI, H.-R., MEYER, J., ISCHNI, H. & MEYER, C. 1988a: Sondierbohrung Weiach. *Nagra Techn. Ber.* 86-01. Nagra, Wettingen, 438 pp.
- MATTER, A., PETERS, T.J., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.-P. 1988 b: Sondierbohrung Schafisheim. *Nagra Techn. Ber.* 86-03. Nagra, Baden, 321 pp.
- MATTER, A., PETERS, T.J., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. 1987: Sondierbohrung Riniken. *Nagra Technischer Bericht.* 86-02. Nagra, Wettingen, 125 pp.
- MCCAVE, I.N. 1971: Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed-forms and deposition of mud. *J. Sedim. Petrol.* 41: 89–96.
- MEIER, B.P. 1994: Untere Süßwassermolasse des zentralen und östlichen Mittellandes. Unpubl. Nagra Interner Ber. Nagra, Wettingen, 65 pp.
- MÉNARD, G. & MOLNAR, P. 1988: Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature* 334: 235–237.
- MENNING, M. 1989: A synopsis of numerical time scales 1917–1986. *Episodes* 12: 3–5.
- METTRAUX, M., WEISSERT, H. & HOMEWOOD, P. 1989: An oxygen-minimum palaeoceanographic signal from Early Toarcian cavity fills. *J. Geol. Soc. London* 146: 333–344.
- MILKERT, D. 1994: Auswirkungen von Stürmen auf die Schlicksedimente der westlichen Ostsee. *Berichte — Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Kiel*, 153 pp.
- MYROW, P.M., FISCHER, W. & GOODGE, J.W. 2002: Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *J. Sedim. Res.* 72: 641–656.
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. 1995: Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägern-Zürcher Weinland. *Nagra Technischer Bericht*, 94-14. Nagra, Wettingen, 120 pp.
- NAGRA 1988: Sedimentstudie — Zwischenbericht 1988. *Nagra Techn. Ber.* 88-25. Nagra, Baden, 456 pp.
- NAGRA 1994: Sedimentstudie — Zwischenbericht 1993. *Nagra Techn. Ber.* 94-10. Nagra, Wettingen, 68 pp.
- NAGRA 2001: Sondierbohrung Benken. *Nagra Techn. Ber.* 00-01. Nagra, Wettingen, 288 pp.
- NÜESCH, R. 1991: Das mechanische Verhalten von Opalinuston. *Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich, N. F.* 293, 294 pp.
- ODIN, G.S. & ODIN, C. 1990: Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique* 35: 12–21.
- OHMERT, W. & ROLF, C. 1994: The Aalenian boundaries at Wittnau (Oberrhein area, south west Germany). *Proceed. 3rd Internat. Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy. Serv. Geol. Naz., Miscellanea, No. 5*: 33–61.
- OHMERT, W.E. (ed.) 1996: *Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium) bei Wittnau und Fuentelsaz*. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg — Informationen, 8: 52.
- PETERS, T. 1962: Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordprofil im Schweizer Jura. *Beitr. Geologie der Schweiz* 26: 359–380.
- PETTJOHN, F.J. 1949: *Sedimentary Rocks*. Harper and Row, New York, 526 pp.
- PHILIPPE, Y., COLETTA, B., DEVILLE, E. & MASCLE, A. 1996: The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In: P. ZIEGLER & F. HORVATH (Editors), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. *Mém. Mus. Nat. d'Histoire Nat.* 170. Éditions du Muséum Paris, Paris, pp. 235–261.
- POSTMA, G., HILGEN, F.J. & ZACHARIASSE, W.J. 1993: Precession-punctuated growth of a Late Miocene submarine-fan lobe on Gavdos (Greece). *Terra Nova* 5: 438–444.
- POTTER, P.E. 1998: Shale-rich basins: controls and origin. In: J. SCHIEBER, W. ZIMMERLE & P.S. SETHI (Editors), *Shales and Mudstones — Basin Studies, Sedimentology, and Paleontology*. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 21–32.
- POTTER, P.E., MAYNARD, J.B. & PRYOR, W.A. 1980: *Sedimentology of Shale*. Springer, New York, Heidelberg, Berlin, 303 pp.
- QUENSTEDT, F.A. 1843: *Das Flözgebirge Württembergs*. Laupp & Siebeck, Tübingen, 558 pp.
- QUENSTEDT, F.A. 1858: *Der Jura*. Laupp & Siebeck, Tübingen, 823 (+100 pl.) pp.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99–104.

- RICE, D.D. & CLAYPOOL, G.E. 1981: Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas. *Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol.* 67: 5–25.
- ROBIN, C., GUILLOCHEAU, F. & GAULIER, J.-M. 1998: Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. *Terra Nova* 10: 323–329.
- SCHEGG, R. & LEU, W. 1998: Analysis of erosion events and palaeogeothermal gradients in the North Alpine Foreland Basin of Switzerland. In: S.J. DÜPPENBECKER & J.E. ILLIFFE (Editors), *Basin Modelling: Practice and Progress*. Geol. Soc. Spec. Publ. 141, pp. 137–155.
- SCHIEBER, J., ZIMMERLE, W. & SETHI, P.S. (Ed.) 1998: *Shales and Mudstones I + II*. Schweizerbart, Stuttgart, 384 + 296 pp.
- SCHMIDT, R. 1996: *Feinstratigraphie des Opalinuston (Dogger alpha) der mittleren Schwäbischen Alb, Baden-Württemberg*. Planetary Stratigraphy, Series E, No. 1. Edition Schmidt, Tübingen, 110 pp.
- STOW, D.A.V. 1981: Fine-grained sediment: terminology. *Quarterly J. Engin. Geol. London* 14: 243–244.
- SWEENEY, J. & BURNHAM, A.K. 1990: Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol.* 74: 1559–1570.
- THURY, M. & BOSSART, P. 1999: The Mont Terri rock laboratory, a new international research project in a Mesozoic shale formation, in Switzerland. *Engineering Geology* 52: 347–359.
- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W.H., NAEF, H., PEARSON, F.J., VOMVORIS, S. & WILSON, W. 1994: *Geology and Hydrogeology of the Crystalline Basement of Northern Switzerland*. Nagra Techn. Ber. 93-01. Nagra, Wettingen, 424 pp.
- TRAYKOVSKI, P., GEYER, W.R., IRISH, J.D. & LYNCH, J.F. 2000: The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport of the Eel River continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 20: 2113–2140.
- TRÜMPY, R. 1980: *Geology of Switzerland — a Guide-Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*. Wepf, Basel, 104 pp.
- VON RAUMER, J.F. 1998: The Paleozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rdsch.* 87: 407–435.
- WAPLES, D.W. & KAMATA, H. 1993: Modelling porosity reduction as a series of chemical and physical processes. In: A.G. DORÉ, J.H. AUGUSTSON, C. HERMANRUD, D.J. STEWART & E. SYLTA (Editors), *Basin Modelling: Advances and Applications*. Norwegian Petroleum Soc. Spec. Publ. 3, pp. 303–320.
- WEBER, H.P., SATTEL, G. AND SPRECHER, C., 1986: *Sondierbohrungen Weiach, Riniken, Schafisheim, Kaisten, Leuggern – Geophysikalische Daten*. Nagra Techn. Ber. 85-50. Nagra, Baden, 76 pp.
- WEEDON, G.P. 1993: The recognition and stratigraphic implications of orbital forcing of climate and sedimentary cycles. In: V.P. WRIGHT (Editor), *Sedimentology Review/1*. Blackwell, Oxford, pp. 31–50.
- WELTJE, G. & DE BOER, P.L. 1993: Astronomically induced paleoclimatic oscillations reflected in Pliocene turbidite deposits on Corfu (Greece): implications for the interpretation of higher order cyclicity in ancient turbidite systems. *Geology* 21: 307–311.
- WERNER, J. 1990: Zur Frage der Gebirgsdurchlässigkeit toniger Gesteinsserien aufgrund von Beobachtungen an oberflächennahen und tiefen Grundwässern. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 141: 301–305.
- WETZEL, A. & AIGNER, T. 1986: Stratigraphic completeness: Tiered trace fossils provide a measuring stick. *Geology* 14: 234–237.
- WETZEL, A., ALLENBACH, R. & ALLIA, V. 2003: Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically “quiescent” epicontinental basin: an example from NW Switzerland. *Sedim. Geol.* 157: 153–172.
- WETZEL, A. & ALLIA, V. 2000: The significance of hiatus beds in shallow-water mudstones: an example from the Middle Jurassic of Switzerland. *J. Sedim. Res.* 70: 170–180.
- WETZEL, A., ALLIA, V., GONZALEZ, R. & JORDAN, P. 1993: Sedimentation und Tektonik im Ostjura. *Eclogae Geol. Helv.* 86: 313–332.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., EDGARDO, A. & HUGGENBERGER, P. 1989: Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae Geol. Helv.* 82: 817–840.
- WITHJACK, M.O. & CALLAWAY, S. 2000: Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. *Bull. Amer. Ass. Petroleum Geol.* 84: 627–651.
- WRIGHT, L.D., FRIEDRICH, C.T., KIM, S.C. & SCULLY, M.E. 2001: Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology*, 175: 25–45.
- ZIEGLER, P.A. 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe* (2nd ed.) Shell Internationale Petroleum Maatschappij, Den Haag, 239 pp.

Manuskript erhalten am 24. Januar 2003
Revision akzeptiert am 24. September 2003

Anhang Anmerkungen zu den aufgeschlossenen Profilen, dargestellt in Figur 14

1. Tongrube Seewen

In der Tongrube Seewen (616800/252200) der Tonwarenfabrik Laufen AG fallen die Schichten mit 30° bis 40° gegen Süden ein. Der Opalinuston zeigt im mittleren Abschnitt kleinräumige, südgerichtete Faltenbildung, wodurch die Aufnahme eines durchgehenden Profils erschwert ist. Der Übergang zu den Sissach-Schichten ist gut aufgeschlossen, die Basis des Opalinustons hingegen nicht. Seine Mächtigkeit wurde mit etwa 90 m bestimmt.

2. Tongrube Fasiswald

In der Tongrube Fasiswald (nördlich Hägendorf) (628800/245100) der Ziegelei Hägendorf AG fallen die Schichten mit 60° gegen SE ein. Die Obergrenze und die Untergrenze des Opalinustons sind aufgeschlossen, die Mächtigkeit beträgt 102 m.

3. Tongrube am Unteren Hauenstein

In der aufgelassenen Grube (633000/248000) der ehemaligen Portlandzementwerke Olten fallen die Schichten mit 40° gegen SE. Ober- und Untergrenze des Opalinustons sind gut aufgeschlossen; seine Mächtigkeit beträgt 100 m.

4. Tongrube Gross Wolf

In der Tongrube «Gross Wolf» der Ziegelwerke Horw-Gettnau liegt südlich der Staffelegg (645750/253350). Dort fallen die Schichten mit 45° bis 50° gegen Süden ein. Die Untergrenze mit Pleydellienbank und Jurensismergeln ist gut aufgeschlossen. Die oberen 30 bis 40 m des Opalinustons sind nicht aufgeschlossen. Anhand einer Profilkonstruktion wurde eine Mächtigkeit von etwa 90 m ermittelt.

5. Tongrube Frick

Die Opalinustongrube Frick (643990/260640) der Tonwerke Keller (Frick) befindet sich im flach gegen Süden einfallenden Tafeljura. In der Tongrube sind in etwa die oberen zwei Drittel des Opalinustons, aber weder Unter- noch Obergrenze aufgeschlossen. Anhand einer Bohrung, die den ganzen Opalinuston durchfahren hat, bestimmte Gsell (1969) eine Mächtigkeit von etwa 95 m.

6. Tongrube Böttstein

Die aufgelassene Tongrube Böttstein (658900/266600) der Tonwerke Keller AG (Frick) weist ein gegen Süden steiler werdendes Schichteinfallen auf. Die Obergrenze des Opalinustons und die oberen 2/3 sind aufgeschlossen, die Untergrenze nicht. Seine Mächtigkeit wird auf 80 bis 100 m geschätzt.

7. Tongrube Eriwies

Die Tongrube Eriwies (652700/256100) der Zürcher Ziegeleien befindet sich beim Bahnhof Schinznach Dorf. Die Schichten fallen mit 35° bis 40° gegen Süden ein. Die Untergrenze des Opalinustons ist aufgeschlossen, die Obergrenze kann etwas östlich der Grube am alten Fussweg zum Bahnhof beobachtet werden. Die Mächtigkeit beträgt etwa 105 m.

8. Tongrube Siblingen

Die den Tonwerken Keller AG Frick gehörende Grube liegt nordwestlich von Siblingen am Tenterenberg (680400/286500). Das Schichteinfallen beträgt ca. 4° gegen ESE. In der Grube steht ein nur etwa 32 m mächtiges Profil an; Unter- und Obergrenze sind nicht aufgeschlossen. Eine Aussage über die Mächtigkeit ist nicht möglich.

WSW

ENE

