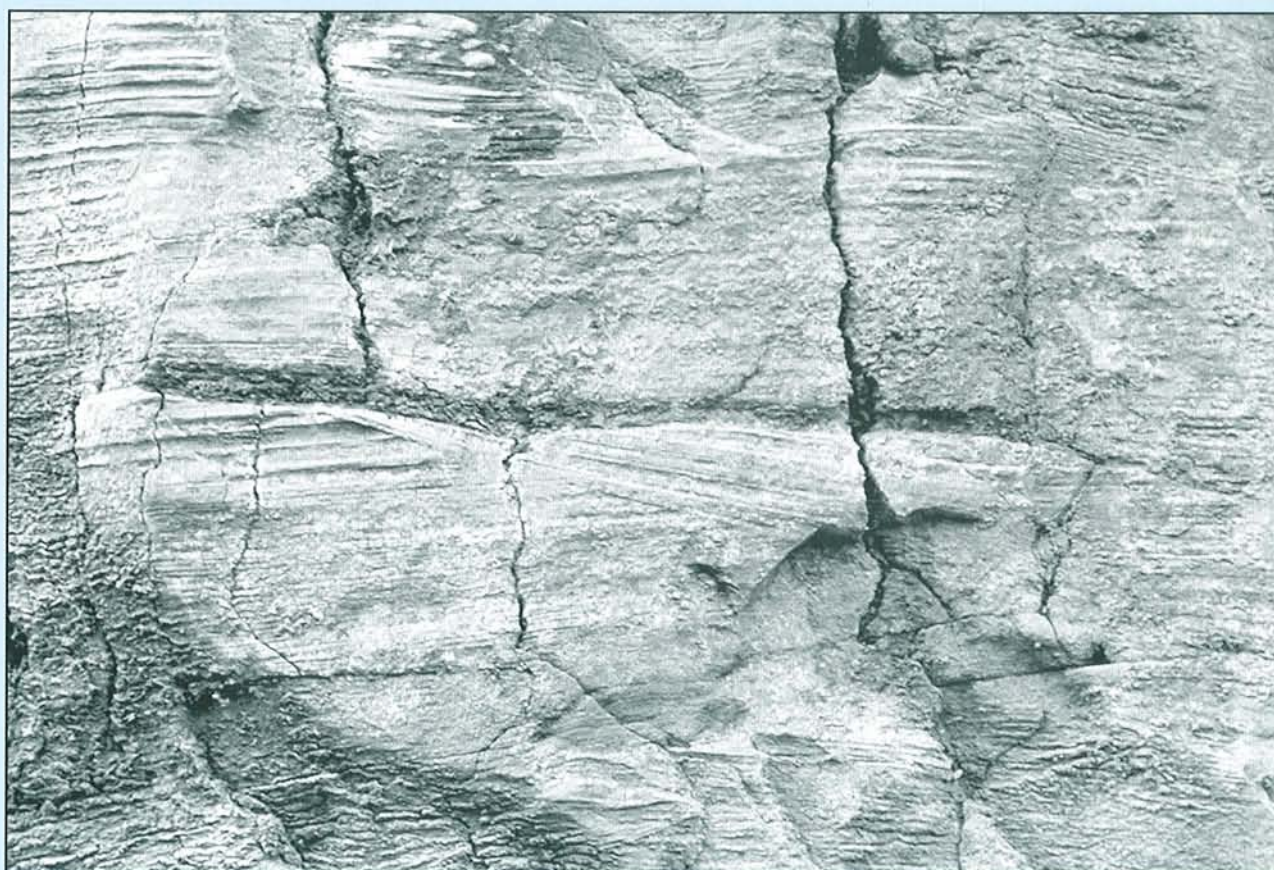


Wolfgang Alexander Hug

**Sequenzielle Faziesentwicklung
der Karbonatplattform des Schweizer Jura
im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge**



**Sequenzielle Faziesentwicklung
der Karbonatplattform des Schweizer Jura
im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der Würde eines *Doctor rerum naturalium*
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg in der Schweiz

vorgelegt von

Wolfgang Alexander HUG

aus Ferenbalm (BE)

Dissertation Nr. 1407

**Von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg in
der Schweiz angenommen**

auf Antrag von:

Prof. André STRASSER, Universität Freiburg (Schweiz)

Prof. Thomas AIGNER, Universität Tübingen (Deutschland)

Dr. Hanspeter FUNK, ETH Zürich (Schweiz)

Freiburg, den 15. April 2003



Der Dekan: Prof. Dionys BAERISWYL



Leiter der Dissertation: Prof. André STRASSER

***„Die einzige Ablehnung gegenüber dem Tod ist,
dass man, wenn davon betroffen, nicht mehr
erfahren darf, wie sich die Welt verändern wird.“***

Meine Auseinandersetzung mit der Zeit, mit den Millionen
Jahren und der Beständigkeit dieser Arbeit.

INHALT

Zusammenfassung.....	5
Abstract.....	7
Verdankungen.....	9
1 - Einleitung.....	15
1.1. Zielsetzung.....	15
1.2. Geographischer und geologischer Rahmen.....	15
1.3. Paläogeographische Situation.....	16
1.4. Paläoumweltbedingungen.....	18
1.4.1. Globale Klimasituation.....	18
1.4.2. Bedingungen im Untersuchungsgebiet.....	19
1.5. Geschichtliches.....	21
2-Stratigraphie.....	23
2.1. Lithostratigraphie.....	23
2.2. Biostratigraphie.....	24
2.2.1. Ammoniten - Biozonierung und Verteilung...24	
2.2.2. Benthische Foraminiferen.....	25
2.2.3. Querverweis auf Biozonen anderer Organismen.....	25
3 - Faziesanalyse.....	27
3.1. Einleitung und Methodik.....	27
3.2. Mikrofazieselemente.....	28
3.2.1. „Non-skeletal grains“.....	28
3.2.2. „Skeletal grains“ (Bioklasten, Schalenrümmer).....	31
3.2.3. Terrigene Elemente.....	35
3.2.4. Frühdiagenetische Mineralien.....	37
3.2.5. Sedimentstrukturen.....	37
3.3. Fazies.....	38
3.4. Fazieszonen.....	43
3.5. Faziesperioden.....	45
4 - Beschreibung und sedimentologische Interpretation der Detailprofile.....	47
4.1. Vorinformationen und Legende zu den Detailprofilen.....	47
4.2. Detailprofile: Datenübersicht, Resultate und Interpretationen.....	49
4.2.1. Péry-Reuchenette.....	49
4.2.2. Pichoux.....	53
4.2.3. Court.....	58
4.2.4. Mettemberg-Soyhières.....	62
4.2.5. Liesberg 1.....	67
4.2.6. Liesberg 2.....	70
5-Sequenzielle Entwicklung der Profile.....	73
5.1. Ablagerungssequenzen.....	73
5.1.1. Identifikation und Interpretation von Ablagerungssequenzen.....	73
5.1.2. Stapelung von elementaren Ablagerungssequenzen.....	75
5.2. Elementare Ablagerungssequenzen: Basiseinheiten für die Rekonstruktion der Entwicklung des relativen Meeresspiegels.....	75
5.3. Sequenzen: Modell und Definitionen.....	80
5.4. Sequenzielle und zyklische Entwicklung der einzelnen Profile.....	82
6 - Korrelationen.....	103
6.1. Korrelationskriterien.....	103
6.2. Korrelationen im zentralen Schweizer Jura.....	106
6.3. Korrelationen - Diskussion.....	111
7-Zyklostratigraphie.....	113
7.1. Einleitung.....	113
7.2. Stapelung der Sequenzen.....	113
7.3. Dauer der Ablagerungssequenzen.....	113

8 - Entwicklung der Ablagerungs- und Umweltbedingungen der Plattform.....	115
8.1. Die dynamische Faziesentwicklung.....	115
8.2. Verteilung und Entwicklung der Onkoidtypen.....	119
8.3. Die Verteilung von Quarz in den Profilen.....	127
8.4. Tektonik.....	128
8.5. Synthese der dynamischen Plattformentwicklung..	129
9 - Resultate und Perspektiven.....	135
9.1. Resultate.....	135
9.2. Die Entwicklung der Plattform.....	136
9.3. Perspektiven.....	136
Bibliographie.....	139
Tafeln.....	145
Curriculum vitae.....	154

ZUSAMMENFASSUNG

Im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge herrschten im Bereich des heutigen zentralen Schweizer Juras Karbonat-dominierte Ablagerungsbedingungen auf einer flachen Plattform. An der Schwelle zwischen borealen Ablagerungsräumen im Norden und der Tethys im Süden entwickelten sich dynamische Sedimentationssysteme, unter subtropischem und semi-aridem bis aridem Klima (Paläobreite von 33° bis 38° Nord).

Profilaufnahmen an den 6 Hauptstandorten Péry-Reuchenette, Pichoux, Court, Mettemberg-Soyhières, Liesberg 1 und Liesberg 2 sowie an 66 zusätzlichen Standorten ermöglichten eine detaillierte Analyse und Interpretation der Entwicklung der Plattform im zentralen Schweizer Jura.

Die Definition der 37 Mikrofazies, 12 Fazies, 4 Fazieszonen sowie von Faziesperioden der sechs Hauptprofile erfolgte anhand makro- und mikroskopischer Merkmale. Diese werden aufgrund von ausführlichen Aufschlussbeobachtungen und Dünnschliffanalysen beschrieben, wobei auf die semi-quantitative Untersuchung der Mikrofaziesbestandteile "non-skeletal grains", "skeletal grains", terrigene Elemente und frühdiagenetische Mineralien besonderen Wert gelegt wird. Die unterschiedenen Fazieszonen sind: äussere Plattform, Barrierengürtel, innere Plattform, und Küstengebiete. Innerhalb dieser vier Zonen können die folgenden Fazies unterschieden werden: Riffe (Korallenriffe, Mikrobenriffe), Barren (oolithische, bioklastische, gemischt oolithisch-bioklastische, lithoklastische und peloidale), Lagunen in Abhängigkeit ihrer Position auf der Plattform, äolische Ablagerungen, Emersion, Strand, Kanalfazies, Gezeitentümpel, Gezeitenkanal und Küstenwatt der Gezeitenzone.

Eustatische Meeresspiegelschwankungen, tektonische Bewegungen und Klimaveränderungen

beeinflussen die Hydrosphäre, die Biosphäre und die Morphologie des Ablagerungsraumes. Sie sind verantwortlich für die Ausbildung der Sedimente und der Ablagerungssequenzen, und somit ganz allgemein für die Entwicklung der Plattform.

Die Ablagerungssequenzen werden in verschiedene Sequenztypen und in Sequenzen unterschiedlicher Ordnung eingeteilt. Elementarsequenzen sind die kleinsten Bausteine grösserer Ablagerungssequenzen („small-“, „medium-“ und „large-scale“ Sequenzen). Es kann nachgewiesen werden, dass sie durch zyklische Meeresspiegelschwankungen im Milankovitch Frequenzband entstanden sind. Die Dauer dieser Ablagerungssequenzen beträgt somit 20'000, 100'000 und 400'000 Jahre, und ein Mehrfaches von 400'000 Jahren.

Die Grundlage für ein besseres Verständnis der dynamischen Entwicklung der Plattform bildet die Profilkorrelation, welche auf Leitlinien der Biostratigraphie, Kenntnissen der grossräumigen Lithostratigraphie und der hochauflösenden Sequenz- und Zyklustratigraphie beruht. Ein Modell mit der Definition von unterschiedlichen Sequenztypen (SB-, TS- und MF-Sequenzen) wurde entwickelt, welches es erlaubt, eine hochfrequente Meeresspiegelkurve zu rekonstruieren.

Aufgrund der guten sequentiellen Korrelation der Profile auf der Plattform ist ein Vergleich mit der von Hardenbol et al. (1998) vorgeschlagenen Meeresspiegelentwicklung von den Sequenzgrenzen Ox 6 bis Kim 1 und damit auch mit der Ammonitenzonierung und der lokalen lithostratigraphischen Einteilung möglich. Die berechnete Dauer der Ablagerungen zwischen den beiden Sequenzgrenzen beträgt 1.6 Millionen Jahre (nach Hardenbol et al. 1998 etwa 1.8 bis 1.9 Mio.). Diese Dauer entspricht vier 400'000-Jahre Zyklen,

innerhalb welchen insgesamt sechszehn 100'000-Jahre Zyklen und durchschnittlich vierundsiebzig 20'000-Jahre Zyklen bestimmt werden konnten. Diese Arbeit zeigt, dass die Kombination von Sequenz- und Zyklostratigraphie zu einer stark verfeinerten Datierung dynamischer Ablagerungsprozesse beitragen kann.

In diesem nun vorgegebenen engen Zeitrahmen werden die Entstehung von vier Onkoidtypen, die Zufuhr von Siliziklastika und die differentielle Subsidenz genauer beschrieben und im Kontext der klimatischen und tektonischen Entwicklung der Jura Plattform interpretiert. Es zeigt sich, dass die Auswirkungen sowohl eustatischer und klimatischer als auch tektonischer Veränderungen ausgeprägte dynamische Entwicklungen des Ablagerungsraumes zur Folge haben. Gleichzeitig öffnen sich Perspektiven für weiterführende Arbeiten zur faszinierenden Geschichte von Karbonatplattformen.

ABSTRACT

During the Late Oxfordian and earliest Kimmeridgian, today's central Swiss Jura Mountains developed as a shallow carbonate-dominated platform. At the threshold between boreal depositional areas to the north and the Tethys ocean to the south, dynamic sedimentary systems developed under a subtropical and semiarid to arid climate (palaeolatitude 33° to 38° N).

Sedimentological analyses of the 6 reference sections Péry-Reuchenette, Pichoux, Court, Mettemberg-Soyhières, Liesberg 1, and Liesberg 2, as well as of 66 additional sections permit a detailed interpretation of the platform evolution in the central Swiss Jura.

The definition of 37 microfacies, 12 facies, 4 facies zones, and of facies periods within the 6 reference section is based on macro- and microscopic characteristics. These are described following detailed outcrop and thin-section observations. The main focus is set on the semi-quantitative analysis of the following microfacies elements: non-skeletal grains, skeletal grains, terrigenous particles, and early diagenetic minerals. The facies zones are: external platform, barrier belt, internal platform, and coastal areas. Within these four zones, the following facies can be differentiated: reefs (coral reefs, microbial reefs), bars (oolitic, bioclastic, mixed oolitic-bioclastic, lithoclastic, and peloidal), lagoons in dependence of their position on the platform, aeolian deposits, emersion, beach, channels, ponds, tidal channels, and tidal flats.

Eustatic sea-level fluctuations, tectonic movements, and climatic changes affect the hydrosphere, the biosphere, and the morphology of the depositional environment. They are responsible for the character of the sediments and the depositional sequences, and thus for the development of the platform in general.

The depositional sequences are subdivided into

different sequence types and into sequences of different orders. Elementary sequences are the smallest components of larger depositional sequences (small-, medium-, and large-scale sequences). It can be shown that they resulted from cyclic sea-level fluctuations in the Milankovitch frequency band. The duration of these depositional sequences therefore is 20 ka, 100 ka, 400 ka, and a multiple of 400 ka.

The key for a better understanding of the dynamic development of the platform is given by the correlation of the sections, based on biostratigraphic guidelines, on the knowledge of the general lithostratigraphic context, and on the high-resolution sequence- and cyclostratigraphic interpretation. A model defining different types of sequences (SB-, TS-, and MF-sequences) allows the reconstruction of a high-frequency sea-level curve.

The good sequential correlation of the platform sections leads to a comparison with the sea-level evolution from sequence boundaries Ox 6 to Kim 1 as suggested by Hardenbol et al. (1998), and also with the ammonites zones and the lithostratigraphy. The duration of the deposits between the two sequence boundaries inferred from cyclostratigraphy amounts to 1.6 million years (according to Hardenbol et al. 1998 about 1.8 to 1.9 Ma). This duration corresponds to four 400-ka cycles, within which sixteen 100-ka cycles and an average of seventy-four 20-ka cycles have been identified. This work shows that the combination of sequence- and cyclostratigraphy can contribute to a considerably refined dating of dynamic depositional processes.

Within the given narrow time framework, the formation of four oncoid types, the input of siliciclastics, and the differential subsidence are described and interpreted in the context of the climatic and tectonic platform evolution. It is shown that the effects of eustatic,

climatic, and tectonic changes entail a pronounced dynamic evolution of the depositional environment. At the same time, perspectives are opened to persevere in studying the fascinating history of carbonate platforms.

VERDANKUNGEN

Die hier vorliegende Dissertation ist das Resultat aus der Kombination wissenschaftlicher Forschung und meiner ganz persönlichen Entwicklung als Mensch. Beides ist erst durch die Unterstützung vieler Kollegen, Freunde und der ganzen Familie möglich.

André Strasser gebührt der erste persönliche Dank. Zuerst als Diplomvater, dann als Doktorvater hat er mir mit viel Geduld eine Tür in die Welt der Wissenschaft geöffnet. Als Wissenschaftler und perfekt organisierter Koordinator ist und bleibt er für mich immer ein grosses Vorbild. Auf den vielen wunderbaren Exkursionen und Forschungsreisen hat er mich gelehrt, die Natur so zu sehen wie sie ist: schön, dynamisch und einmalig. Vielen herzlichen Dank André!

Christian Caron, Direktor des Instituts, danke ich herzlich für seine perfekte Organisation meines Arbeitsumfeldes in den Räumlichkeiten des Instituts.

Thomas Aigner und Hanspeter Funk danke ich für ihre Bereitschaft, sich als Experten dieser Arbeit anzunehmen.

Michèle Caron, Mikropaläontologin, danke ich für die familiäre Aufnahme in der Welt der Mikrofossilien.

Jean-Pierre Berger, Makropaläontologe und Tertiärspezialist, danke ich für seine Unterstützung in schwierigen privaten und beruflichen Zeiten.

Christoph Dupraz, Heiko Hillgärtner, Claude Colombié, Jean-Bruno Pasquier, Bernard Pittet, Joseph Plunkett, Niels Rameil, Florence Dapples, Daniel Oswald, Regina Hable, Hugo Raetz, Stephan Dall'Agnolo, Damien Becker, Laurent Picot und Elias Samankassou, alles Wegbegleiter und Mitglieder einer Forschergeneration, wie sie Freiburg kein zweites Mal erleben wird. Danke euch allen für die unvergessliche Zeit.

Den Technikern am Institut, Daniel Cuennet und Patrick Dietsche, dem Sekretariat mit Françoise Mauroux und allen andern Angestellten der Universität Freiburg danke ich für ihre Unterstützung in allen praktischen Belangen.

Für die finanzielle Unterstützung des Forschungsprojektes gebührt dem Schweizerischen Nationalfonds besonderer Dank (Projekt 20 - 043150.95 und 20 - 46625.96)

Meinem Schwiegervater Jean Remy gebührt nebst vielem Anderem der Dank, dass er durch meine Anstellung in seiner Firma die fortsetzende Finanzierung dieser Arbeit ermöglicht hat.

Der Kanton Jura und das Bundesamt für Strassen, welche mir seit August 2000 eine Anstellung gewähren, haben mir ermöglicht, während der Fortsetzung der Arbeit meinen Lebensunterhalt zu finanzieren.

Allen ehemaligen und aktuellen Angestellten der Section de paléontologie, der Section d'archéologie sowie des Office de la culture des Kantons Jura danke ich für die grossartige Unterstützung in den letzten zwei Jahren.

Meinen privaten Freunden und Kollegen sage ich Danke; nicht nur für jegliche Auflockerung in schwierigen Zeiten, sondern auch für ihr Verständnis für die immer seltener werdenen gemeinsamen Stunden.

Meinen beiden Familien, allen Verwandten und Bekannten danke ich dafür, dass alle mich immer motiviert haben, diese Arbeit zu Ende zu schreiben, auch wenn ich manchmal das Ende des Weges nicht mehr gesehen habe.

Meiner Frau Claudia danke ich mit Worten, welche nie die Macht besitzen werden, ihr wirklich zu sagen wofür ich ihr danken möchte. Wir sind gemeinsam gereift, haben Gutes und Schlechtes gelebt und nichts kann uns mehr erschüttern, auch nicht der Verlauf der Zeit. Merci mein Schatz!

1 - EINLEITUNG

1.1. ZIELSETZUNG

Der vorliegenden Arbeit wurden drei wichtige Ziele gesetzt. Diese Ausrichtung stellt den roten Faden dar, welcher die Nachforschungen stets begleitet. Es sind dies:

- Die Untersuchungen am Beispiel des Späten Oxfords und frühesten Kimmeridge des Schweizer Jura sollen zum besseren Verständnis der Entwicklung einer Karbonatplattform beitragen. Bisherige Arbeiten zur Faziesentwicklung waren entweder lokal definiert oder versuchten, durch synthetische Vergleiche Sachverhalte der Entwicklung mit allgemein gültigen Gesetzesmässigkeiten zu vereinfachen.
- Die Anwendung kombinierter Sequenz- und Zykl stratigraphie soll die Entwicklung der lokalen Ablagerungen erklären. Die hierarchische Einteilung in Ablagerungssequenzen soll eine korrelierbare, höhere Auflösung dieser Entwicklung ermöglichen. Die biostratigraphische Zeitauflösung soll mit dieser sequenziellen Interpretation verfeinert werden.
- Die Arbeit soll sowohl inhaltlich als auch in ihrer Struktur nachvollziehbar sein. Nicht nur isolierte wissenschaftliche Sachverhalte werden vorgestellt, sondern auch die Ableitung der Interpretationen und Hypothesen soll ausführlich diskutiert werden.

1.2. GEOGRAPHISCHER UND GEOLOGISCHER RAHMEN

Das Hauptuntersuchungsgebiet befindet sich im zentralen Schweizer Jura (Fig. 1.1). Weitere Untersuchungen wurden im anliegenden französischen Jura vorgenommen.

Der Schweizer Jura gehört zur Jura Kette, welche von Südwestfrankreich über die Schweiz bis in den süddeutschen Raum reicht. Interne Zonen des Gebirgsbogens sind als Faltenjura bekannt und prägen die Landschaft durch die namengebende, stark kofferförmige Verfallung. Vorteil dieser vom kristallinen Grundgebirge gelösten und durch die alpine Faltung aufgeschobenen Struktur ist ihre Erodierbarkeit. Fast alle Aufschlüsse befinden sich im Bereich von Klusen oder Halbklausen, welche dank der Erosion durch verschiedene Wasserläufe teils stark ausgeprägt sind.

Profile im Raum Ajoie (Porrentruy) und Liesberg sowie im angrenzenden französischen Jura fallen in das Gebiet des Tafeljura mit subhorizontalen Schichtlagen. Aufschlüsse treten hier fast nur entlang von Versatzzonen und anthropogen kreierte Anschnitten (Strassen, Eisenbahnlinien, Gruben, Kalkbrüche und Gebäudebaugruben) auf.

Alle paläogeographischen Rekonstruktionen wurden palinspastisch unkorrigiert dargestellt. Versuche einer Glättung der Jura falten haben aufgezeigt, dass keine grossen Relativverschiebungen der Position von Profilen auftreten. Hingegen muss angenommen werden, dass der ursprüngliche Ablagerungsraum in seiner Nord-Süd-Ausrichtung um einiges ausgedehnter war. Genaue quantitative Angaben zu diesem Sachverhalt sind nicht vorhanden, oder basieren auf nur

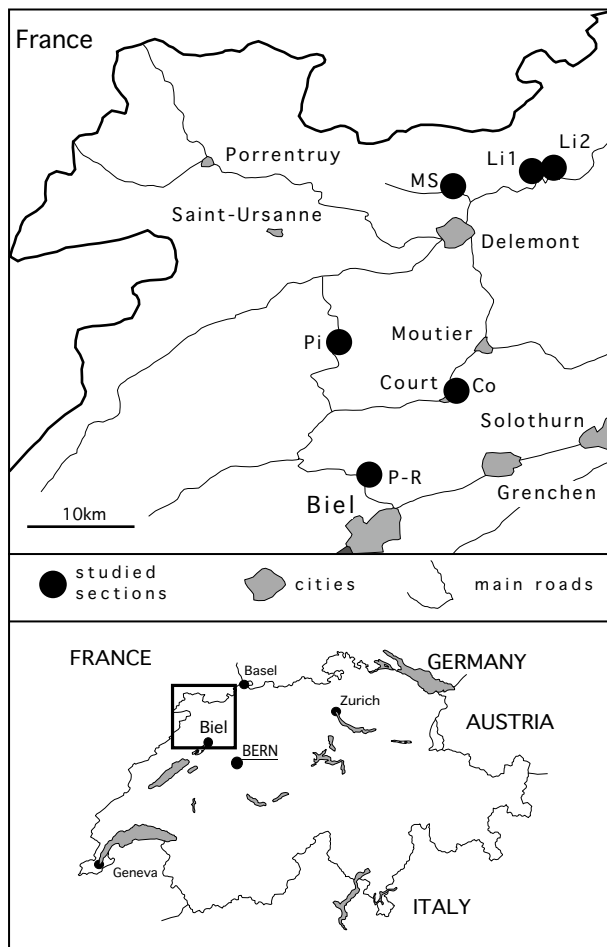


Fig. 1.1: Geographical position of the sections. P-R: Péry-Reuchenette; Co: Court; Pi: Pichoux; MS: Mettemberg-Soyhières; Li1: Liesberg1; Li2: Liesberg 2.

lokal gültigen Untersuchungen von Überschiebungen der mesozoischen Ablagerungssequenzen oder Abschiebungen im Bereich der Kontaktzone zwischen Sockel und mesozoischer Überdeckung.

Die Lokalitäten der sechs untersuchten Hauptprofile des Juras sind: Péry-Reuchenette, Pichoux, Court,

Mettemberg-Soyhières, Liesberg 1 und Liesberg 2 (Fig. 1.1).

Dank der Zusammenarbeit mit Diplomstudenten wurden vier weitere Profile in die Korrelation integriert. Ihre Aufschlusslokalitäten beschränken sich auf den Raum um Péry. Es sind dies die Aufschlüsse von Forêt de Châtel, Sesselin du Bas, La Chamalle und La Golatte (Jordan 1999, Gsponer 1999).

Für einen Teil der Untersuchungen wurden Angaben aus Literatur und Gelände zu weiteren 62 Profilen des zentralen Schweizer Jura (Kap. 8) beigezogen.

1.3. PALÄOGEOGRAPHISCHE SITUATION

Zur Zeit des Späten Oxford setzte sich das zukünftige Europa (Südwest Eurasien) aus verstreutem Festland und dazwischenliegendem flachen Karbonatplattformen, einem sogenannten Schelfmeer, zusammen (Meyer & Schmidt-Kaler 1989, Ziegler 1988; Fig. 1.2, 1.3, 1.4). Das Gebiet des Jura wurde von wichtigen Massiven flankiert: das London-Brabant Massiv mit der Mitteldeutschen Schwelle (Norden), das französische Zentralmassiv (Südwesten) und die Böhmisches Insel (Osten). Einflüsse auf die sedimentäre Entwicklung im Jura hatten auch weitere Grossregionen: die Oberharz-Schwelle, die Pompeckische Schwelle und das Skandinavische Festland (ferner Norden) sowie die ozeanische Depression des Tethys Beckens (Süden) und die Riftzone der Bucht von Biskaya (Westen).

Die Verteilung von Küstenlinien, Schelfmeeren und tieferen Becken ist aufgrund fehlender Aufschlüsse in den jeweiligen Übergangszonen nur anhaltsweise bekannt. Die räumliche Organisation der Einheiten ist durch die 'extrem komplizierte

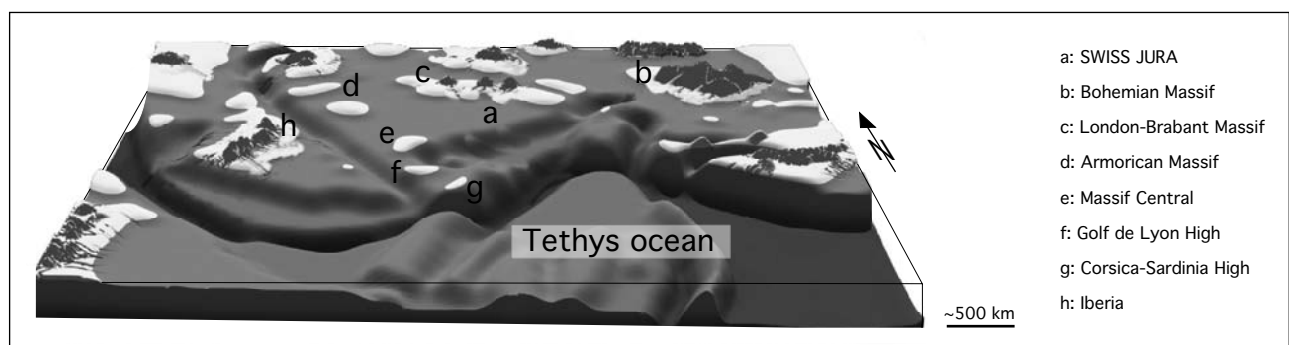


Fig. 1.2: Palaeogeographical reconstruction of the northern Tethys ocean for the Oxfordian (modified after Ziegler (1988) and Pittet (1996); vertical scales are not respected).

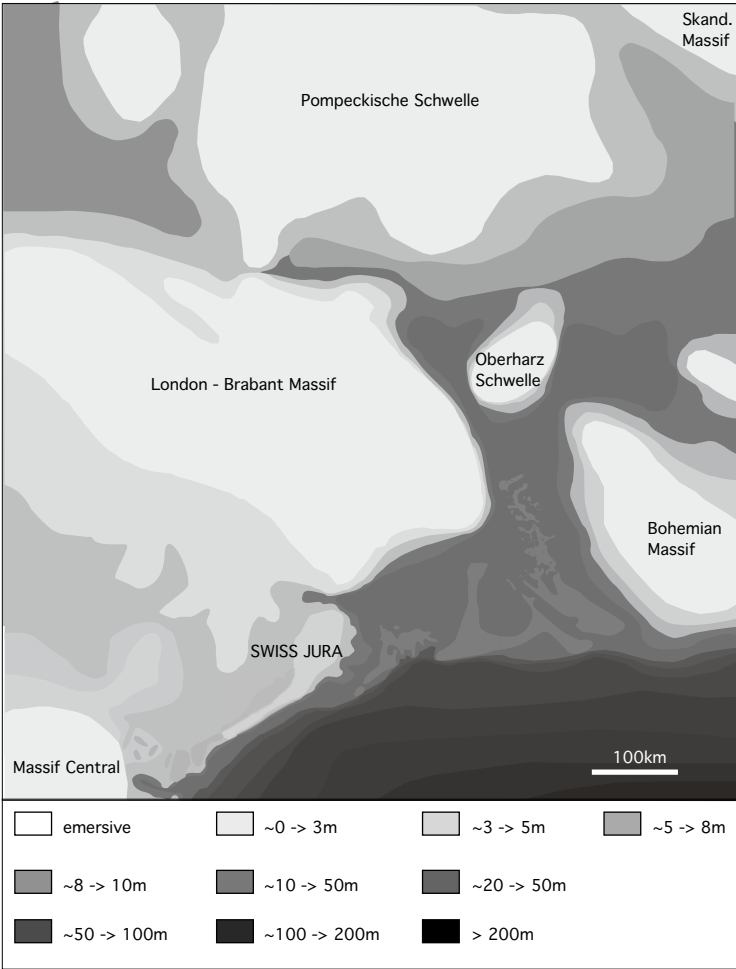


Fig. 1.3: Estimated bathymetry of the central part of northeastern Europe. Simplified and generalized for the Late Oxfordian (based on literature cited in chapter 1.3).

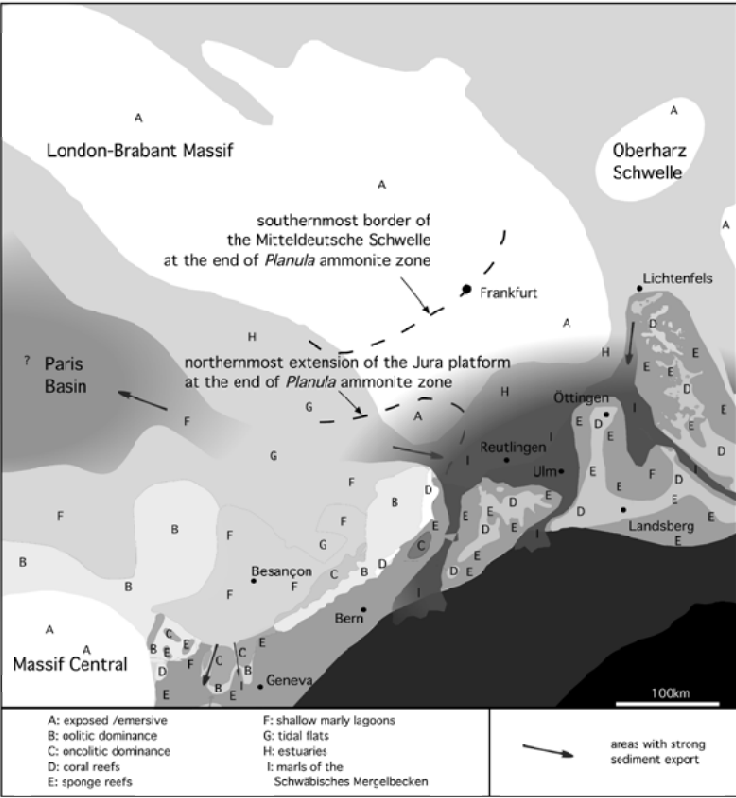


Fig. 1.4: Facies distribution at the junction of the Tethyan domain and the subboreal province. Generalized and simplified for the Late Oxfordian deposits (based on literature cited in chapter 1.3).

Entwicklung der tektonischen Platten' (Barron et al. 1981) fast unüberschaubar. Die Paläobreite des Untersuchungsgebietes liegt zwischen 33 und 38° Nord (Smith et al. 1994).

Die Ablagerungsräume der Hauptprofile befanden sich im Süden einer grösseren Landzunge (Rheinisches Land) des Brabanter Massivs, von internen (Mettemberg-Soyhières) bis externen (Péry-Reuchenette) Positionen auf einer flachmarinen Plattform (Bernoulli & Gygi 1983). Ein breites salinares Küstenwatt trennte diesen Plattformbereich vom Festland (Meyer & Schmidt-Kaler 1989). Die im Ablagerungsraum gut entwickelte Karbonatproduktion wurde, in Intervallen, durch die Zufuhr siliziklastischer Sedimente nicht näher definierten Ursprungs gestört.

Der Plattformrand verlief in Richtung Nordost-Südwest. Er gestaltete sich im Süden und Südosten unterschiedlich. Im äussersten Süden verlief die Plattform in eine zunächst flache, später steiler abfallende Rampe, welche in das Tethys-Becken überging (Ziegler 1988). Im Osten bildeten zum Teil von der Plattform exportierte Karbonate (Pittet & Strasser 1998b) einen an den einsetzenden Schwäbischen Riffgürtel stossenden flachen Hang (Brachert 1992). Unwesentlich steiler gestaltete sich der Hang in den anliegenden, mergelreicheren Ablagerungsräumen des Schwäbischen Mergelbeckens. Im Südwesten wird der Plattformrand zusehends breiter und seine Identifikation wird durch den flachen Übergang in die Rampe erschwert. Diese Zone wird durch den starken Export von Sedimenten aus flacheren Plattform-Bereichen (Meyer 2000) und durch tektonische Einflüsse wesentlich stärker gestört als jener des Untersuchungsgebietes. Die Begrenzung der Plattform Richtung Westen (Burgunder Plattform: Purser 1972, 1975) zum Pariser Becken und zur 'Nord-Aquitaine' Plattform ist durch einen oolithischen Barrengürtel vom Zentralmassiv bis fast hin zum Londoner Massiv gegeben (Enay et al. 1980).

Die Fülle der Daten aus der Literatur lässt sich sowohl hinsichtlich der Verteilung der Wassertiefen sowie hinsichtlich einer groben Faziesverteilung zusammenfassen (Fig. 1.3, 1.4).

Beschreibungen der allgemeinen Paläogeographie im Tethysraum geben Barron et al. (1981); für das nördliche Subboreal sind die Resultate von Buffetaut et al. (1985) wertvoll.

1.4. PALÄOUMWELTBEDINGUNGEN

1.4.1. Globale Klimasituation

Basierend auf theoretisch berechneten Werten der Strahlungsbilanz (Milankovitch 1941) beträgt das Temperatur-Jahresmittel für 30° geographische Breite 22.1°C (aktuell gemessen: 19.4°C; Häckel 1990), bei 40° Breite gerade noch 13.7°C (13°C). Die ungleichmässige Verteilung von Landmassen und Ozeanen führte im Späten Jura dazu, dass die theoretischen Werte zum Teil starke lokale Abweichungen aufwiesen (Häckel 1990).

Im Späten Jura bildete die langsam auseinanderbrechende Pangäa eine im Gegensatz zur heutigen Verteilung der Kontinente noch relativ einheitliche Landmasse und stand damit im Gegensatz zum 'Weltozean' Panthalassa. Diese Zweiteilung führte über den Landmassen zur Ausdehnung des subtropischen Hochdruckgürtels und somit zu einer starken Verschiebung der subpolaren Tiefdruckfurche gegen die Pole. Parallel dazu erhöhte sich der Äquator-Pol Temperaturgradient, mit starkem Gefälle am Übergang beider Zonen. Laut Frakes (1992) liess sich damit auch die in höheren Breiten feststellbare

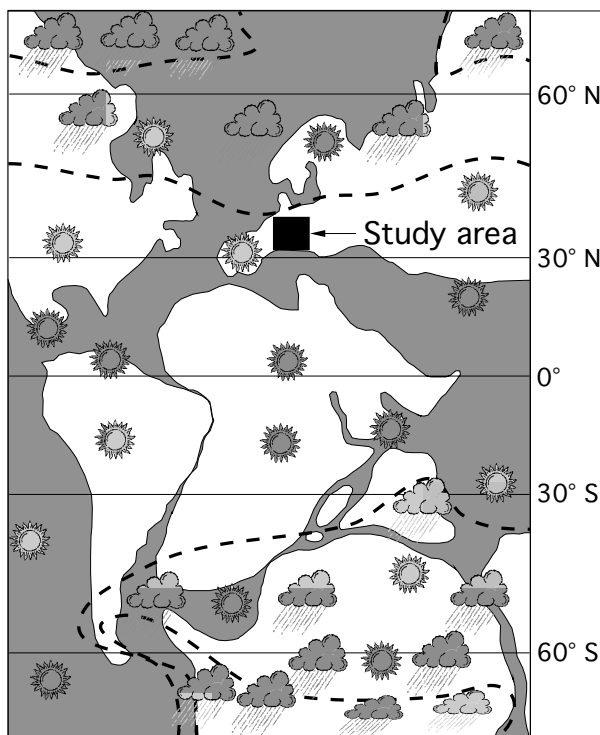


Fig. 1.5: Palaeoclimatic belts (arid-subarid/subhumid-humid) for the late Jurassic 'Cool Mode' (modified after Frakes 1992).

Zunahme saisonaler Entwicklungen wie die Zunahme von Niederschlägen und die Bildung von Gletschern in Polarregionen und Hochgebirgen erklären.

Die Lage der Frontalzone zwischen Hochdruckgürtel und Tiefdruckfurche dürfte sich über den Landmassen in einer Breite von ca. 45°-50° befunden haben (Frakes 1992). Daraus ergab sich ein breiter arider Gürtel über dem Äquator und gedrängtere Gebiete an den Polen mit mässigen bis intensiven Niederschlägen (Fig. 1.5). Subtropische Bedingungen dürften im Bereich des nördlichen Pariser Beckens aufgetreten sein (Bertling & Insalaco 1998).

Die Klimagegensätze im Späten Jura werden als global ausgeglichen beschrieben; Eurasien galt als ausgeglichen warme Zone (Hallam 1984a, 1985, 1994; Fürsich & Sykes 1979).

1.4.2. Bedingungen im Untersuchungsgebiet

Die Karbonatplattform des untersuchten Gebietes befand sich am Südrand der subborealen Provinz. Diese wurde durch die Domäne der Tethys (südlicher Plattformrand) sowie im Norden durch die kühlere boreale Domäne (Südkandinavisches Festland bis nach Mittelengland) begrenzt. Die subboreale Provinz, erstmals beschrieben von Neumayer & Börgen (1886), gilt als relativ warmer Klimagürtel (Reid 1973).

Die Domänen werden unter anderem durch die Verteilung der Ammoniten charakterisiert (Arkell 1936). Verschiebungen der Domänen werden in Zusammenhang mit Transgressions- und Regressionszyklen beschrieben (Bertling 1993), wobei die Transgression im Späten Oxford beispielsweise eine starke Migration der Korallenfaunen in nördlichere Breiten auslöste. Dem steht die Migration der Korallen in Richtung Südosten zu Beginn des Frühen Kimmeridge gegenüber (Bertling 1993). Allgemein herrschte während eustatisch relativ stabilen Zeiten ein ökologisch ausgeprägter Provinzialismus (Atrops 1994). Weitere Informationen zu diesem Thema finden sich in Kapitel 2.2 (Biostratigraphie).

Atmosphärische Bedingungen

Im Späten Jura herrschten Lufttemperaturen, welche heiss bis sehr heiss im Sommer und warm während der Wintermonate waren (Crowley et al. 1987, 1989). Die Temperaturunterschiede in Nord-Süd-Richtung waren im Untersuchungsgebiet viel moderater als heute (Leinfelder 1993a).

Die Niederschlagscharakteristik im Späten Oxford wird aufgrund folgender Beobachtungen als generell semi-arid bis arid beschrieben: Ausdehnung der Evaporite in ganz Eurasien (Hallam 1984a), Bildung evaporitischer Mineralien unter sabkhaähnlichen ariden Bedingungen (Frakes et al. 1992), Abnahme der Kaolinitgehalte im zentralen Atlantik (Chamley et al. 1983), Fehlen von Kaolinit in Ablagerungen der Frankenalb (Süddeutschland) bis zu Beginn des mittleren Kimmeridge (Tarasconi 1998), Fehlen von Kaolinit in Profilen des Schweizer Juras im spätesten Oxford und deren Einsetzen erst ab frühem Kimmeridge (Mouchet 1998), fehlende Hinweise auf eine ausgedehnt dichte Vegetation.

Chamley (1979) beschreibt eine Dominanz von Illit, Chlorit und ‚mixed-layer‘ Tonen, was auf mittlere, nicht allzu hohe Niederschlagsmengen während kurzen, saisonalen Perioden hinweist (Smektitgenese).

Gygi (1986) beschreibt im Späten Oxford Küstensümpfe mit Kohlehorizonten, limnischen Ostrakoden und Charophyten in Mergeln. Dies spricht für ein Klima mit Niederschlägen und damit verbundener Entstehung von Sümpfen, welche auch in mittleren Plattformpositionen gebildet wurden. Die erhöhten Kaolinitmengen im einsetzenden Späten Oxford sind ebenfalls ein Argument für Niederschläge, welche die Bodenerosion im Hinterland eines Küstenwattes begünstigten. Die Ablagerungen des Spätesten Oxfords weisen Kalzitpseudomorphosen nach evaporitischen Mineralien auf, was auf nurmehr saisonale Niederschläge hinweist. Gygi (1986) fasst zusammen, dass das Klima im zentraleuropäischen Oxford saisonal feucht war und sich somit die ariden Zonen nicht wie von Hallam (1985) beschrieben derart weit nach Norden ausdehnten.

Hinsichtlich der Winde geben nur wenige Anhaltspunkte einen Hinweis auf die allgemeine Situation. Pittet (1996) spricht von einem Intensitäts- und Frequenzmaximum von Tempestiten im beginnenden Späten Oxford. Danach ist eine deutliche Abnahme feststellbar (nur schwache Ausprägung von Tempestiten). Leinfelder (1993a) begründet den wechselhaft auftretenden Sauerstoffmangel, welcher sich in Korallen-Kieselschwamm-Riffen in Portugal nachweisen lässt, mit der Verteilung der Windsysteme. Durch die fehlenden aerischen Temperaturkontraste über Westurasien seien die Windsysteme mit geringerer Intensität und Konstanz aufgetreten, mit der Folge einer geringeren Umwälzung der Wassermassen

der Meere.

Bolliger & Burri (1970) weisen auf namhafte, durch Wind transportierte Quarz- und Feldspatmengen hin, welche in Ablagerungen des Mittleren und Späten Oxford auftreten. Da in den von ihnen aufgeführten Kurven eine deutliche Abnahme von Siliziklastika zu Beginn des Späten Oxfords feststellbar ist, kann auch hieraus eine deutliche Verlagerung von sturmintensiven Wetterzonen in Richtung Norden interpretiert werden (Verschiebung der Frontalzone etwa auf die Höhe des südlichen skandinavischen Festlandes). Gygi & Persoz (1986) gehen hingegen davon aus, dass der Anteil an äolisch transportierten Siliziklastika erheblich kleiner ist als von Bolliger & Burri (1970) angenommen. In einzelnen Profilabschnitten fehlen Siliziklastika fast gänzlich. Eine über Jahrtausende anhaltende Sedimentation ohne Siliziklastika weist daher auf ein Fehlen von Sturmwinden und dem damit verbundenen Materialtransport im zentralen westlichen Eurasien hin.

Die Saisonalität wird mit nur wenigen Hinweisen beschrieben. Pittet (1996) legt sich auf eine erhöhte Saisonalität für die Zeit des beginnenden Späten Oxfords fest, wobei er sich vor allem auf Tonmineralanalysen von Gygi & Persoz (1986) und auf das gesteigerte Auftreten von Tempestiten abstützt. Leinfelder (1993a) postuliert eine starke Monsunaktivität entlang der nördlichen Tethys, kann aber wenig gefestigte Argumente dazu erbringen.

In nördlicheren Breiten wird eine erhöhte Saisonalität von mehreren Autoren aufgrund von Wachstumsbändern in Korallen postuliert (Brookfield 1973; Reid 1973; Hallam 1984, 1985; Bertling 1993). Fürsich & Sykes (1979) beschreiben einen starken saisonalen Einfluss auf die Sedimentation in der zentralen und nördlichen subborealen Provinz. Bertling (1993) deutet diese Schwankungen der gemischt siliziklastisch-karbonatischen Ablagerungen mit einer Kontrolle der Verteilung durch die flachmarine Morphologie.

Aquatische Bedingungen

Bezüglich Wassertemperaturen im Späten Oxford herrscht Einigkeit: warm (Brachert 1992), 26-28°C (Douglas & Woodruff 1981), 27°C (Frakes 1992), 26.2°-27.3°C (Sauerstoffisotope in Zementen, Plunkett 1997), 18-25°C (Entwicklung einer Karbonatplattform mit Warmwasserfauna, Korallenwachstum, Dupraz 1999). Hohe Karbonatproduktionsraten auf der flachen Plattform (Pittet & Strasser 1998a) weisen auf

tropisch-subtropische Wassertemperaturen hin.

Wenige Angaben definieren die Salinität (normaler Salzgehalt, Dupraz 1999; leicht hypersalin, Lees 1975). Es gibt zwischen den borealen Ablagerungsräumen und jenen der Tethys keine deutliche Salinitätsgrenze, wodurch die Koexistenz stenohaliner und euryhaliner Korallen in subborealen Domänen erklärbar ist (Bertling 1993). Die durch Bertling (1993) beobachteten Migrationen von Korallenpopulationen weisen darauf hin, dass die Salinität nicht der bestimmende ökologische Faktor gewesen sein kann.

Das Wasser wird als eher nährstoffarm beschrieben (oligotrophes System, Dupraz 1999), was die These der schon erwähnten Aridität (reduzierter Nährstoffeintrag vom Hinterland) stützt. Dupraz (1999) weist allerdings auch lokale und zeitlich beschränkte mesotrophe und eutrophe Bedingungen nach (riffökologische Krisen im Mittleren bis Späten Oxford).

Die Trübheit (Turbidität) des Wassers wird in direkten Zusammenhang mit Schwebstoffanteilen terrigenen Ursprungs gesetzt (Bertling 1993) oder mit erhöhter Produktivität von Phytoplankton (Dupraz & Strasser 1999). Hinweise auf den Einfluss und die Existenz einer Trübheitszunahme durch spontane Karbonatfällungen („whittings“; Shinn et al. 1989) konnten für den untersuchten Zeitraum keine gefunden werden.

Hinweise auf Meeresströmungen überregionaler Ausdehnung gibt es viele. Für den südlichen Bereich der subborealen Provinz gibt es einige interessante Anhaltspunkte. Im Osten verlief in Nord-Süd-Richtung die Schüttungsrinne der Hessischen Strasse (Meyer & Schmidt-Kaler 1989), welche entlang der Rheinischen Schwelle, dem Fränkischen Mergelbecken und dem Schwäbischen Mergelbecken Wässer aus nördlicheren Breiten einfließen liess. Südlich davon werden 'upwelling'-Strömungen vermutet, welche den Übergang ins flache, nördliche Tethys-Becken beeinflussten (Leinfelder 1993a).

Entlang des Südrandes der Rheinischen Schwelle werden Strömungsrichtungen aus dem Küstenwatt hinaus über die Plattform des Schweizer Jura in Richtung der Tethys vermutet (Gygi 1986; Meyer & Schmidt-Kaler 1989). In Richtung Südwesten sind Strömungsrichtungen aus nördlichen internen Plattformpositionen nach südlichen Rampensituationen beschrieben (Enay 1980). Am westlichsten Plattformrand, südlich des London-Brabant

Massivs, werden hingegen äquatorial-tropische Driftströmungen in Richtung Westen angenommen (Bertling & Insalaco 1997).

1.5. GESCHICHTLICHES

Eine Fülle an Informationen findet sich in Arbeiten, welche hier in Bezug auf die geographische Verteilung der Untersuchungsgebiete und zeitlich geordnet aufgeführt werden. Alle Arbeiten beinhalten Beschreibungen von Ablagerungen des Späten Oxfords und/oder frühesten Kimmeridges aus dem Untersuchungsgebiet und seiner näheren Umgebung im Jura.

Gressly und Rollier (Mitte bis Ende 19. Jh.): Jura

Oertel (1912): Region St.Brais und Saulcy

Schuh (1914): Region Saignelégier und Les Pommerats

Keller (1922): Geol. Blätter Burg, Soyhières und Courrendlin

Wiedenmayer (1923): Region Balsthal und Wangen

Stachelin (1924): Region Solothurn

Birkhäuser (1925): Umgebung von Undervelier

Frei (1925): Neuenburger Jura

Liniger (1925): Delsberger Becken

Waibel (1925): Region Erschwil

Schürer (1927): Region Dotzingen und Tavannes

Bell (1931): Séquanien de la Vallée du Doubs

Forkert (1933): Region Tramelan

Rothpletz (1933): Region Tavannes

Schlaich (1934): Region Court

Vogel (1934): Region Graiteray und Grenchenberg

Glauser (1936): Blatt Montfaucon

Suter (1936): Karten Les Bois und St.Imier

Diesler (1941): Stratigraphischer Führer

Aubert (1943): Vallée de Joux

Bitterli (1945): Blauen und Landskronkette

Aubert (1945): Sequan des Joux Tales

Epple (1947): Region Sonzeboz

Laubscher (1948): Blatt St.Ursanne

Aubert (1949): Jura

Caire (1951): Jura Salinois

Buser (1952): Blatt Bözen

Lüthi (1954): Region Tessenberg - St.Immortal

Herzog (1956): Tektonik Raum Basel

Ziegler P.A. (1956): Region Courtelary

Diebold (1960): Blatt Ocourt

Hauber (1960): Region Reigoldswil - Eptingen

Schneider (1960): Region Porrentruy (Pruntrut)

Tschopp (1960): Blatt Miécourt

Ziegler M.A. (1962): Malm im Zentralen Jura

Bartholet (1964): Baselbieter Falten- und Tafeljura

Enay (1964): Ammonitenzonierung

Fischer (1965): Blauen und Pfirter Jura

Goldschmid (1965): Region Olten Hauenstein

Enay (1966): Ammonitenzonierung

Gygi et al. (1966): Region Aargauer, Solothurner und Berner Jura

Thalmann (1966): Berner und Solothurner Jura

Bolliger & Burri (1967): Korrelation Plattform-Becken

Burri (1968): Zentraler Berner Jura

Bolliger (1968): Raum Solothurn und östlicher Berner Jura

Gsell (1968): Ostjura zwischen Aare und Wittnau

Gygi (1969): Ammonitenstratigraphie

Bolliger & Burri (1970): Korrelation Plattform-Becken

Contini & Rollet (1971): Plateau d'Ornans

Gaillard (1971): Schwammformationen

Gygi (1973): Tektonik im Ostjura

Dahanayake (1974): Onkoide

Heckendorn (1974): Vellerat-Antiklinale

Barale & Contini (1976): Paläoflora

Dahanayake (1977): Onkoide

Dahanayake (1978): Onkoide

Donze & Gaillard (1978): Biostratigraphie südlicher Jura

Enay (1980): Emersionen

Gygi (1982): Fazies im zentralen Jura

Bernoulli & Gygi (1983): Ammoniten-, Schwamm- und Korallenfazies

Dahanayake (1983): Onkoide

Gaillard (1983): Schwammformationen

Enay (1984): Synthese

Gygi (1986): Effekte durch Meeresspiegelschwankungen

Gygi & Persoz (1986): Korrelationen

Buffetaut (1988): Saurier von Damprais

Enay et al. (1988): Franche-Comté

Contini (1989): Lithostratigraphie

Fischer & Gygi (1989): Geochemische Korrelationen

Gygi (1990): Paläogeographie

Gygi (1995): Ammoniten

Pittet (1996): Sequenz- und Zyklustratigraphie

Allenbach (1997): Syntsedimentäre Tektonik

Enay (1997): Synthese

Gaillard (1997): Schwammformationen

Plunkett (1997): Diagenese

Pittet & Strasser (1998): Sequenzstratigraphische Korrelationen

Gygi et al. (1998): Sequenzstratigraphie

Nosedà (1998): Region Clos du Doubs

Oswald (1998): Region St.Ursanne

Gsponer (1999): Region La Heutte

Gygi (1999): Ammonitenökologie

Dupraz (1999): Rifffazies des Mittel- und Späten Oxford

Dupraz & Strasser (1999): Korallenbioherme des Mittel- und Späten Oxford

Jordan (1999): Region Montoz

Allenbach (2000): Syntsedimentäre Tektonik

Gygi (2000): Lithostratigraphie

2 - STRATIGRAPHIE

2.1. LITHOSTRATIGRAPHIE

Die Beschreibungen der Profile im Schweizer Jura und im Vocontischen Becken basieren auf lithostratigraphischen Gruppierungen der Sedimente (Gygi & Persoz 1986, Gygi 1995, Gygi 2000)(Fig. 2.1).

Im Schweizer Jura beinhalten das Späte Oxford und das früheste Kimmeridge mit Ausnahme der Basis die gesamte Vellerat Formation, die Courgenay Formation und die Basis der Reuchenette Formation. In Abhängigkeit der Lage auf der Plattform werden die Formationen in verschiedene Member unterteilt. So bildet die Basis des Röschenz Members die nordwestliche Basis des Späten Oxfords, welche

südöstlich in das Effingen Member zu liegen kommt. Die spätesten Ablagerungen des Oxfords liegt nordwestlich im Bereich des La May Members, südöstlich an der Basis des Verena Members. Die spätesten untersuchten sedimentären Einheiten entsprechen der Basis der Reuchenette Formation.

Die von Gygi vorgeschlagene lithostratigraphische Gruppierung der Sedimente besitzt eine gute allgemeine Gültigkeit, wenn auch lokal einige Faziesdefinitionen der Member nicht unbedingt der im Gelände vorhandenen Lithologien entsprechen. Im Bereich zwischen dem Hauptmumienbank Member und dem Bure Member treten immer wieder stark oolithische Ablagerungen auf. Da diese aber

CHRONO-STRATIGRAPHY		BIOSTRATIGRAPHY		LITHOSTRATIGRAPHY					
				Canton Jura (Northwest)		Canton Bern (Central)	Canton Solothurn (Southeast)		
AGES		AMMONITE ZONES	AMMONITE SUBZONES	FORMATIONS		MEMBERS			
Studied interval	① Early Kimmeridgian	HYPSELOCYCLUM		Reuchenette					
		PLATYNOTA							
		PLANULA	GALAR	Courgenay	Porrentruy Member	Verena Member	Holzflue Member		
			PLANULA		La May Member	Laufen Member			
	② Late Oxfordian	BIMAMMATUM	HAUFFIANUM	Vellerat	Bure-Member	Oolithe rousse	Steinebach Beds		
			BIMAMMATUM		Hauptmumienbank Member				
			HYPSELUM						
		BIFURCATUS	GROSSOUVREI		Röschenz Member	Günsberg Member	Effingen Member		
			STENOCYCLOIDES						
			SCHILLI		Vorbourg Member				
					Balsthal			Wildeggen Formation	
					Olen Coral Limestone				

Oxfordian - Kimmeridgian boundary:

① according to Hardenbol et al. (1998)

② according to Gygi (1995, 2000)

Oxfordian - Kimmeridgian boundary: ① according to Hardenbol et al. (1998) ② according to Gygi (1995, 2000)

Fig. 2.1: Bio- and lithostratigraphy of the Late Oxfordian - Early Kimmeridgian (Gygi 2000).

lithologisch keinem der beiden Member und auch nicht dem Oolithe rousse Member zugeordnet werden können, wird der Bereich dieser Ablagerungen mit ‚Transition Beds‘ bezeichnet. Dies entspricht nicht der Definition eines neuen Members, sondern eher einer verbesserten Beschreibung des Hauptmumienbank Members.

2.2. BIOSTRATIGRAPHIE

2.2.1. Ammoniten – Biozonierung und Verteilung

Die biostratigraphische Abstützung ist im Untersuchungsgebiet des Schweizer Juras dürftig und basiert auf einer von Gygi in mehreren Arbeiten (Synthese in Gygi 2000) präsentierten Ammonitenzonierung (Fig. 2.1) mit regionaler Gültigkeit für die nördliche Randzone der Tethys. Im Hauptablagerungsraum fundiert die biostratigraphische Einteilung auf mehr als 10'000 Ammoniten, wobei deren mengenmässige Verteilung ein deutliches Gefälle vom Plattformrand zur internen Plattform aufweist (Gygi 1995).

In interner Plattformposition existieren nur wenige Fundstellen, was durch den Trend der ‚Fazies fast ohne Ammoniten‘ (Bernoulli & Gygi 1983) deutlich angezeigt wird. Dieses Problem wurde durch Gygi erkannt und behandelt, indem er eine mineralo-

stratigraphische Verfeinerung und Festigung der Zonierung (Gygi & Persoz 1986) anstrebte. Dies ist allerdings mit Vorsicht zu geniessen, da die Herkunft der Tonmineralien nicht konstant dieselbe sein muss und die Morphologie der Plattform (Kap.1, 6, 8) keine homogene Verteilung gleichaltriger Siliziklastika garantiert (Pittet 1996).

Es gilt in diesem Zusammenhang zu erwähnen, dass alle bekannten Beschreibungen der Flachwasserzonen des westlichen Eurasiens auf die stark verringerte Faunendiversität im Späten Oxford hinweisen (Fürsich & Sykes 1979; Bertling 1993). Die Aussage der niedrigen Artenvielfalt wird auch durch die jüngsten Analysen von Baronci (1999, benthische Foraminiferen, Kap. 2.2.2., 3.2.2.) bestätigt.

In den Hauptprofilen wurde nur ein einziges Ammonitenbruchstück im transgressiven Bure Member bei Mettemberg-Soyhières gefunden. Dies erstaunt, da es sich dabei um das internste Plattformprofil handelt. Nach Angaben von Gygi (pers. Mitteilung) lässt sich dieses schlecht erhaltene Fragment keiner der Ammonitenzonen eindeutig zuordnen.

Trotz diesen Unsicherheiten können die untersuchten Ablagerungen grob biostratigraphisch gegliedert werden (Gygi 1995, 2000): Die Basis des Späten Oxfords entspricht der Basis der Stenocycloides Subzone in der Bifurcatus Zone. Die Grenze Spätes Oxford - Kimmeridge liegt in der Hauffianum Subzone im späteren Bereich der Bimammatum Zone. Die jüngsten untersuchten Ablagerungen entsprechen der Platynota Zone sowie der untersten Hypselocyclum Zone (Fig. 2.1).

Die Tafel von Hardenbol et al. (1998) liefert Anhaltspunkte für ein mögliches Alter und die Dauer der Ammonitenzonen (Fig. 2.2). Allerdings wird die Oxford - Kimmeridge Grenze zwischen die Planula und Platynota Zone gesetzt. So begann das späte Oxford vor etwa 156.2 Mio. Jahren und dauerte bis vor ca. 154.1 Mio. Jahre (146 Mio. J., Odin & Odin 1990; 154.7 Mio. J., Harland et al. 1990). Das späte Oxford weist damit eine Dauer von ca. 2.1 Mio. Jahren auf. Für das Intervall von Sequenzgrenze Ox 6 bis in den Bereich der Sequenzgrenze Kim 1 ergibt sich eine Dauer von ca. 1.8 Mio. Jahren (Hardenbol et al., 1998).

Problematisch sind die Korrelationen zwischen den Faunenprovinzen des westlichen Eurasiens. Atrops (1994) bezeichnet die bis anhin vorgenommenen Kor-

	AGES	SEQUENCES	AMMONITE SUBZONES	AMMONITE ZONES	DURATIONS (approximation)	
					AGES (ma)	
Studied interval	Early Kimmeridgian	Kim 1	DESMOIDES	PLATYNOTA	153.98	600 - 700 ka
			ORTHOSPHINCTES		154.13	
			GALAR	PLANULA	154.36	
			PLANULA		154.63	
	Late Oxfordian	Ox 8	HAUFFIANUM		154.89	500 ka
			BIMAMMATUM		155.15	
		Ox 7	BERRENSE	BIMAMMATUM	155.42	600 - 700 ka
			SEMIMAMMATUM		155.68	
			GROSSOUREI		155.80	
		Ox 6		BIFURCATUS		

Fig. 2.2: Chrono- and biostratigraphy of the Late Oxfordian - Early Kimmeridgian (Hardenbol et al. 1998).

relationen als ‚schwierig‘ bis ‚total hypothetisch‘. Seit 1993 zeigen Vergleiche verschiedener *Amoeboeceras* Spezies neue Korrelationsansätze (Atrops et al. 1993, Schweigert & Callomon 1997). Eine gute Übersicht über korrelierte Horizonte der verschiedenen Provinzen findet sich in der Zusammenfassung von Atrops et al. (1993).

2.2.2. Benthische Foraminiferen

Benthische Foraminiferen eignen sich nur schlecht für eine Korrelation von weit entfernten Ablagerungen, da ihre stratigraphische Ausdehnung vor allem ökologisch kontrolliert ist. Vergleichbare Foraminiferenassoziationen lassen sich deshalb nur über kurze Distanzen korrelieren. Beispielsweise im Steinebach Member (Liesberg L1 und L2) treten in stratigraphisch vergleichbaren Horizonten Barren auf, welche insbesondere grosse agglutinierende Foraminiferen (*Alveosepta*) aufweisen.

Die benthischen Foraminiferen des Späten Oxfords im Schweizer Jura weisen eine stark reduzierte Artenvielfalt auf. In einzelnen Schriffen konnten maximal 7 bis 8 verschiedene Spezies beobachtet werden. Dies ist im Vergleich zu anderen Plattformen im gleichen Zeitabschnitt ausgesprochen wenig (pers. Mitteilung R. Rettori, Univ. Perugia). Die Entwicklung im Späten Oxford zeigt ausserdem eine leichte Abnahme der Artenvielfalt.

2.2.3. Querverweis auf Biozonen anderer Organismen

An dieser Stelle wird auf die Arbeit der Groupe Français d'Étude du Jurassique hingewiesen. In der von dieser Arbeitsgruppe aufgestellten Synthese (Cariou & Hantzpergue 1997) werden Vergleiche von Biozonen verschiedener Organismen aufgezeigt. Sowohl die Präsenz ausgewählter benthischer Foraminiferen als auch die Vergleiche von Ammonitenzonen mit Belemniten, Ostrakoden und Brachiopoden werden diskutiert. Ein ausgeprägter Fazieswechsel am Ende der Planula Zone, hervorgerufen durch Veränderungen der Ablagerungsbedingungen, wird von den Belemniten, den Ostrakoden und den kleinen benthischen Foraminiferen mit einem Wechsel der Spezies quittiert (Kap. 4, 5).

3 - FAZIESANALYSE

3.1. EINLEITUNG UND METHODIK

Die Faziesanalyse soll Informationen liefern, welche die detaillierte Entwicklung der Ablagerungen so beschreiben, dass Rückschlüsse auf die synsedimentären Umweltbedingungen ermöglicht werden. Da alle relevanten Parameter in einer Fülle von Arbeiten ausführlich beschrieben sind, werden an dieser Stelle nur diejenigen Arbeiten zitiert, welche gute Ansätze für die Faziesuntersuchungen im Späten Oxford liefern: Ziegler (1962), Flügel (1982), Jones & Desrochers (1992), Santantonio (1993), Norris & Hallam (1995), Pittet (1996), Thierry & Garcia (1996), Hillgärtner (1999). Ein gutes Beispiel einer ausführlichen Faziesanalyse bietet die Arbeit von Pasquier (1995).

Über 620 Handstücke wurden anhand von Anschliffen und rund 580 Dünnschliffen untersucht. In allen Handstücken wurden sämtliche makro- und mikroskopischen Elemente bestimmt. Dazu wurden Binokular und Mikroskop mit verschiedenen Vergrößerungen (2.5x, 5x, 10x, 40x, 100x und 250x) verwendet.

Alle Resultate sind nach dem relativen Auftreten der Komponenten dargestellt. Graphisch wird die Präsenz mit Punkten verschiedener Grösse veranschaulicht (Fig. 4.1b).

Grundsätzlich werden unterschieden:

- fehlend: die entsprechende Komponente wurde mikroskopisch im Dünnschliff nicht beobachtet,
- vorhanden: die entsprechende Komponente wurde im Sichtfeld der entsprechenden Objektive mindestens einmal beobachtet,
- mehrfach vorhanden: die entsprechende

Komponente kann mehrfach im gleichen Sichtfeld beobachtet werden,

- sehr häufig vorhanden: die entsprechende Komponente fällt durch eine starke Präsenz auf und nimmt ein beträchtliches Volumen (~20-80%) der Probe ein,
- mit massiver Präsenz vorhanden: die entsprechende Komponente bestimmt das Gestein und hat einen hohen Anteil an der Gesamtgesteinsmenge.

Bei Bestandteilen mit einer Grösse von über 0.1 mm wurde die Methodik bei vierzigfacher Vergrößerung angewendet. Bei kleinen Bestandteilen (< 0.1 mm) wurde die gleiche Methodik bei hundertfacher Vergrößerung durchgeführt.

Eine Ausnahme der Darstellung der Resultate in den Profildarstellungen bildet das terrigene Mineral Quarz. Damit eine tendenzielle Entwicklung des Quarzanteils besser gelesen werden kann, wurde hier eine Abschätzung des prozentualen Anteils nach den Vergleichsbildern von Baccelle & Bosellini (in Flügel 1982) vorgenommen.

Nach der Beschreibung der Mikrofazieselemente (Kap. 3.2) werden Mikrofaziestypen definiert (Fig. 3.3), welche dann zu Fazies (Kap. 3.3) und Fazieszonen (Kap. 3.4) zusammengefasst werden.

3.2. MIKROFAZIESELEMENTE

3.2.1. „Non-skeletal grains“

Peloide

Die Peloide sind meist rund bis oval und von dunkelgrauer bis schwarzer Färbung. Sie weisen keine konzentrischen Strukturen auf. Zwei Grössen Kategorien sind unterscheidbar. Mikropeloide (bis ~ 100 µm) und ‚normale‘ Peloide von Grössen zwischen 100 µm und ca. 500 µm. Mikropeloide sind auf einen mikrobiellen Entstehungsvorgang zurückzuführen (Chafetz 1986, Tribovillard 1998, Dupraz 1999), ‚normale‘ Peloide auf die fäkale Produktion durch Organismen (Anneliden, Krustazoen, Gastropoden).

In Ausnahmefällen wurden auch mikritische Knollen gefunden, welche sich durch Unregelmässigkeit der Mikritdichte von echten Peloiden unterscheiden. Diese werden als gerollte Lithoklasten interpretiert.

Ein weiteres Phänomen stellt die Mikritisierung von Bioklasten dar. Kleinere Bioklasten können durch starke Mikritisierung wie Peloide aussehen.

Peloide werden häufig in Fazieszonen mit gesenkter Energie angetroffen (tiefere aber offene Lagunen, innere Lagunen und Watt). Sie sind zudem in generell hochenergetischen Fazieszonen ein wichtiger Anhaltspunkt für kurzfristige Energiereduktion, sei es durch die Position hinter einem Riff, zwischen zwei Barren oder in einer von Barrensystemen eingeschlossenen Lagune im Barrierengürtel (Kap. 3.4).

Peloide treten in allen Profilabschnitten häufig auf, mit Ausnahme des Verena Members. Dieses Fehlen der Peloide dürfte auf die Umweltbedingungen mit erhöhter Strömungsenergie zurückzuführen sein. Die Ablagerung von Peloiden könnte dadurch erschwert und/oder die mikrobielle Aktivität eingeschränkt gewesen sein. Die reduzierte Dichte von Organismen innerhalb des Members könnte ebenfalls darauf hinweisen, dass die fäkale Produktion von Peloiden vermindert war.

Lithoklasten

Es lassen sich Extraklasten und Intraklasten unterscheiden. Intraklasten entstehen durch synsedimentäre Aufarbeitung leicht verfestigter Sedimenten aus der näheren Umgebung des Ablagerungsraumes und sind von gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung wie die sie umgebenden Sedimente. Intraklasten sind

im Späten Oxford und im frühesten Kimmeridge in Sedimenten mittel- bis hochenergetischer Entstehung häufig.

Extraklasten entstehen durch synsedimentäre Aufarbeitung von verfestigten Sedimenten, welche durch Transport aus grösserer Entfernung oder aus Ablagerungsräumen mit anderer Sedimentzusammensetzung durch Erosion herangetragen werden. Extraklasten heben sich in der Regel deutlich von den sie umgebenden Sedimenten ab. Extraklasten sind im Späten Oxford und im frühesten Kimmeridge nur in Ablagerungen von Barrensystemen, in Gezeitenkanälen und in Sturmlagen anzutreffen.

Die Grösse der Lithoklasten bewegt sich zwischen 0.5 und 8 mm. In einzelnen Fällen werden auch aufgearbeitete Knollen mit abgerundeten Faunenelementen (z.B.: Korallen) gefunden, welche mehrere Zentimeter gross sind. Die Lithoklasten sind unterschiedlich gerundet, wobei Klasten mit homogener Lithologie generell besser gerundet sind als Klasten mit unterschiedlicher Lithologie (z.B.: Mudstone und Ooide in demselben Lithoklasten).

Ooide

Die Ooide der untersuchten Proben lassen sich je nach Struktur des Kortex in tangential, radiale und mikritische Ooide unterteilen, wobei die beiden letzteren Typen überwiegen. Tangential Ooide sind selten. Kombinationen der drei Typen wurden beobachtet. Weiter wurden fleckenhafte Mikritisierung von Radialooiden (Strasser 1986), Drucklösungen und Overpacking beobachtet.

Die Ooide im Hauptuntersuchungsgebiet lassen sich in vier Gruppen einordnen:

- Kleine (0,7-1 mm; Tafel 2.1), helle Ooide der drei Strukturtypen. Sie kommen im spätesten Teil des Hauptmumienbank Members (neu ‚Transition Beds‘; Kap. 2.1) sowie im Bereich des La May Members vor.
- Mittलगrosse (1-2 mm; Tafel 2.2), dunkle Radialoide mit Kernen aus Bioklasten (Gastropoden, Bivalvenfragmenten, Foraminiferen) und Einschlüssen im Kortex (Quarz). Der Kortex ist häufig fleckig mikritisiert. Die Ooide selbst sind bis auf wenige Ausnahmen immer in Wacke- und Packstones eingebettet. Die beiden letzteren Beobachtungen erinnern an die Ooide Typ 3 von Strasser (1986) mit einem Entstehungsort in hochenergetischer Umgebung und einer Ab-

lagerung in ruhigerem Wasser. hAblagerungen solcher Ooide in hochenergetischer Umgebung und einem damit verbundenem geringem Kalkschlammanteil konnten nie beobachtet werden. Diese Ooide kommen nur im Steinebach Member an der Basis der Profile vor.

- Mittelgrosse (1 mm; Tafel 2.4), dunkle, zeitweilig fast schwarze, mit Eisen angereicherte Ooide mit mehrheitlich radialer aber unregelmässiger Struktur im Bure Member (ehem. Humeralis Mergel und Oolithe rousse). Gygi (1981) beschreibt durch hohen Eiseneinfluss dunkel laminierte Ooide und schreibt deren Entstehung einer lateritischen Verwitterung im Hinterland zu. Ein vergleichbarer, wenn auch stärker eisenhaltiger Ooidtyp wird an der Grenze Callovian-Oxford am iberischen Beckenrand beschrieben (Baumgärtner & Reyle 1995, Aurell et al. 1994, Siehl & Thein 1978). Dort wird die Entstehung auf eine mögliche Aufarbeitung durch Überflutung des lateritisch verwitterten Hinterlandes zurückgeführt. Eine Hypothese ist, dass erhöhte Regenmengen im Hinterland eine Ursache der Eisenfreisetzung sind. Die normalerweise schnell eintretende Ausfällung von Eisenhydroxid im schwachalkalischen Meerwasser deutet auf kurze Transportdistanzen von gelöstem Eisen hin (Baumgärtner & Reyle 1995). Als wahrscheinlichste Entstehungsszenarien für diesen Ooid-Typ im Untersuchungsgebiet können vorgeschlagen werden: eine Umlagerung von küstennahen, lateritisch verwitterten und eisenhaltigen Sedimenten (Baumgärtner & Reyle 1995), oder eine organogene Ausfällung von geringeren Eisenmengen durch Bakterien (Dahanayake & Krumbein 1985). Die von Burkhalter (1995) im Dogger des Schweizer Jura beschriebenen Eisenoioide sind nicht mit den hier beobachteten Ooiden vergleichbar. Diese weisen einen sehr viel höheren Anteil Eisenhaltiger Lamellen auf.
- Mittelgrosse (1 mm) bis grosse (3 mm; Tafel 2.3), weisse bis hellrosa gefärbte Ooide. Kerne können in etwa der Hälfte der Ooide beobachtet werden und bestehen aus Bioklasten; in allen anderen Fällen ist ein Kern aufgrund der starken Mikritisierung dieser Ooide nicht beschreibbar. Der Kortex ist mikritisch, Einschlüsse sind mikritisiert und nur schemenhaft sichtbar. Bei diesen Einschlüssen im Kortex handelt

es sich ausschliesslich um Bioklasten. Die ursprünglich radiäre Struktur dieser Ooide ist teils derart stark mikritisch überprägt, dass eine tangentielle Struktur vorgetäuscht werden kann. Zwei besondere Merkmale konnten in fast allen Proben mit diesem Ooidtyp beobachtet werden. Einerseits ist dies die ovale Form der Ooide. Dies kann sowohl im Schliff als auch an vom Handstück abgelösten Ooiden beobachtet werden. Andererseits wurden häufig mehrere Kerne in einem Ooid beobachtet. Diese Kerne sind von einem radiären Kortex umgeben. Diese Form ist mit jener der Ooide Typ 2 (Strasser 1986) vergleichbar, unterscheidet sich aber dahingehend, dass sie nur selten in Packstones sondern meist in Grainstones auftreten und auch nie onkoidartige Umkrustungen aufweisen. Aus diesem Grund wird ein eher hochenergetischer Ablagerungsraum einer Ablagerung in geschützten Lagunen (Strasser 1986) vorgezogen. Die mikritische Ausprägung dieser Ooide wird als Entwicklung während ruhigeren Ablagerungsphasen interpretiert. Die Ablagerung in Grainstones wird als hochenergetische Phase mit häufiger Reaktivierung des Transports der mikritisierten Ooide verstanden.

Diese Ooide sind typisch für die Einheiten des spätesten Oxfords im Schweizer Jura und sind das Hauptfaziesmerkmal des Verena Members.

Weiterführende Arbeiten zu vergleichbaren Ooidtypen sind: Gonzalez (1996), Carozzi (1957), Jenkyns & Strasser (1995), Strasser (1986), Sturesson et al. (1999), Dugué et al. (1998), Peryt & Magaritz (1990), Wilson (1968).

Onkoide

Den Onkoiden der untersuchten Einheiten wird in dieser Arbeit viel Aufmerksamkeit geschenkt. In diesem Abschnitt werden sie beschrieben und in einer Klassifikation eingeordnet, in Kapitel 8 werden sie mit ihrer Position in verschiedenen Ablagerungssequenzen wesentlich zum Verständnis der gesamten Plattformentwicklung beitragen.

Der Begriff ‚Onkoid‘ (aus dem griechischen ονκοσ ‚Klumpen‘) wurde durch Arnold Heim im Jahre 1916 (S. 566) geprägt. So beschrieb er Partikel in Kalken aus dem Jura und aus der unteren Kreide der Helvetischen Decken, welche sich von Ooiden durch nicht konzentrische Hüllen, dichte Textur mit

		type 1	type 2	type 3	type 4
morphological criteria	maximum size	7mm	1cm	5cm	10cm
	shape	well rounded entire, continuous laminae	round to oval, irregular and truncated laminae	very irregular and rarely continuous laminae	bulky, irregular framework; builds carpets
	nucleus	in general bioclasts; or without nucleus	in general bioclasts, or without nucleus infrequent	in general one or more bioclasts, or without nucleus	no single nucleus recognizable
cortex	inclusion of allochems	occasional quartz and dolomite	common quartz and dolomite	occasional quartz and dolomite	rare
	inclusion of bioclasts	rare	common bivalves, gastropods and brachiopods	common bivalves, gastropods, foraminifera and echinoids	rare
	faunal associations involved in oncoid growth	no associations	large benthic foraminifera: <i>Alveosepta</i> and <i>Everticyclammina</i>	abundant: <i>Lithocodium</i> and <i>Bacinella</i>	all types of microencrusting organisms, in particular <i>Lithocodium</i> and <i>Bacinella</i>
	special features			important microbial activity; other organisms involved: <i>Cayeuxia</i> , <i>Tubiphytes</i> , <i>Placopsilina</i> , <i>Troglotella</i> , <i>Thaumatoporella</i> , <i>Bullopore</i> , <i>Terebella</i>	very important microbial activity; other organisms as in type 3; <i>Thaumatoporella</i> has its maximum abundance
	micrite and peloids	micrite is common in all laminae	micrite is uncommon	micrite is uncommon within laminae, peloids are common	only rare local concentrations of micrite
surrounding sediment	classification	wacke-, pack- and grainstones	wacke-, pack- and grainstones	wacke-, pack- and boundstones; occasional thrombolitic texture	wacke-, pack- and boundstones; thrombolitic (occasional stromatolitic)
	associated fauna	foraminifera: Spirillinids and <i>Lenticulina</i> of open-marine origin are common	smaller benthic foraminifera are common	bryozoans, siliceous and calcareous sponges	
interpretation of the depositional environment	energy	regular, moderate to high	moderate and/or intermittent	low and intermittent (calm with a minimum of agitation)	very low
	bathymetry	shallow subtidal to intertidal	shallow subtidal to intertidal	shallow subtidal to intertidal	shallow subtidal to mostly intertidal
	sedimentation rate	medium to high	medium to low	low	very low
	restriction	fully marine lagoon	marine to semi-restricted lagoon	semi-restricted lagoon	semi-restricted to restricted lagoon

Fig. 3.1: Classification and description of the four main oncoid types (not considered are: transitional types indicating environmental evolution)

oder ohne Einschlüsse, und durch in manchen Fällen undeutliche Ränder unterschieden. Für die Genese der Onkoide erwägte Heim die Beteiligung von Mikroorganismen, wobei er spekulierte, ob dabei Kalk im Innern der Organismenkörper niedergeschlagen wurde, ob diese die Karbonatfällung durch ihren Metabolismus begünstigten, oder ob sie Kalkpartikel an sich banden. In den nachfolgenden Jahrzehnten beschrieben und klassifizierten mehrere Autoren Onkoide und interpretierten die dazugehörigen Ablagerungsbedingungen (Zusammenfassung in Flügel, 1982). Peryt (1983) definierte Onkoide als ‚durch Algen (Rotalgen ausgeschlossen), Cyanobakterien und Bakterien umhüllte Körner im marinen oder Süßwasserbereich‘.

Onkoide wurden in allen untersuchten Formationen beobachtet, ihre grösste Ausdehnung finden sie aber im Hauptmumienbank Member, dem sie auch ihren Namen geben (Ziegler 1956). Ziegler wurde durch die Beschreibung Steinmann's (1880) inspiriert, welcher mikrobiell eingepackte Körner mit ägyptischen Mumien verglich. Lokal lassen sich Onkoide auch in grösserer Zahl in den La May Schichten finden. Stellenweise sind sie in den kondensierten Mergelbändern der Bure Schichten vorhanden. Als Resultat von Barrenmigrationen über onkoidhaltige Lagunen finden sich Onkoide als Aufarbeitungsprodukte auch im Steinebach sowie im Varena Member.

In einer Klassifikation (Fig. 3.1) werden vier Onkoidtypen unterschieden. Diese unterscheiden sich durch morphologische Kriterien sowie durch ihren unterschiedlichen Schalenbau. Als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal dienen die verschiedenen Sedimente, in welche sie eingebettet sind, sowie die Interpretation der Umweltbedingungen während ihrer Entstehung.

Morphologische Kriterien

Die vier Typen (Tafel 2.5-8) unterscheiden sich vor allem durch ihre Grösse von wenigen Millimetern (Typ 1) bis hin zu ca. 10 cm (Typ 4). Die Form verändert sich ebenfalls stark von gut gerundet mit kontinuierlichen Lamellen (Typ 1) bis zu völlig unregelmässig mit gekappten Lamellen, dick- und teppichförmig (Typ 4). In den Typen 1 bis 4 kann ein Kern bestehend aus Bioklasten vorhanden sein aber auch fehlen, im Typ 4 ist meist kein Kern oder Zentrum erkennbar (Fig. 3.1).

Schalenbau

Der Aufbau der Schalen und die Natur der einzelnen Lamellen resultiert im wesentlichen aus der Art der Kombination von Karbonatfällung durch nicht-konzentrisch angelagerte Algen und/oder Bakterien, sowie der Umkrustung durch Mikroorganismen.

Es lassen sich unterscheiden: die Menge und Art der Einschlüsse in den einzelnen Lamellen, die am Schalenbau beteiligten inkrustierenden und/oder bohrenden Organismen, sowie die Präsenz von mikritischen und/oder peloidalen Einschlüssen und Zonen innerhalb der Lamellen.

Für eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Elemente wird auf die Klassifikationstabelle hingewiesen (Fig. 3.1).

Umgebende Sedimente

Die Beschreibung der Sedimente, in welche Onkoide eingebettet sind, richtet sich nach der Klassifikation von Dunham (1962). Für die Typen 1 bis 3 konnten zusätzlich verschiedene Faunenelemente identifiziert werden, welche wiederholt gemeinsam mit dem entsprechenden Onkoidtyp auftreten (Fig. 3.1).

Umweltbedingungen im Ablagerungsraum

Die Gesamtschau aller Fazieselemente ermöglicht für alle Onkoidtypen die Evaluation der während der Ablagerung vorherrschenden Umweltbedingungen. Hierbei lassen sich vornehmlich Aussagen zur Energie (Strömung, Wellen), zur Wassertiefe (flach,

sub- bis intertidal), zur Sedimentationsrate, sowie zum Einschränkungsgang der allgemeinen Ablagerungsbedingungen und insbesondere der Wasserqualität machen (Salinität und Sauerstoffgehalt; Fig. 3.1).

Chafetz & Buczynski (1992) beschreiben bakteriell-induzierte Verfestigungen mikrobieller Matten in rezenten Sedimenten (Küste von Texas, Bucht von Florida, Bahamas, Yucatan). Vergleichbare mikrobielle Aktivitäten werden hypothetisch als Prozesse bei der Entstehung der teppichartigen Onkoide vom Typ 4 vermutet.

Ratcliffe (1988) unterscheidet 3 morphologische Onkoidtypen der Much Wenlock Limestone Formation (Silur) der englischen Midlands in Abhängigkeit der Umweltbedingungen.

Baumgärtner & Reyle (1995) unterscheiden 3 Onkoidtypen im keltiberischen Arroyo Cerezo (Spanien) des Kimmeridge, wobei vor allem Trockenrisse auf eine flach intertidale Entstehung der Onkoide hindeuten. Beteiligte Mikroorganismen sind insbesondere *Bacillaria irregularis* (Tafel 3.1-2), *Lithocodium aggregatum* (Tafel 3.7-8), *Thaumaporella parvovesiculifera*, *Marinella lugeoni*, *Cayeuxia*, *Troglotella*, *Koskinobullina socialis*. Ähnliche Assoziationen treten in den hier untersuchten Proben auf und werden in Zusammenhang mit flachmarinen Ablagerungsbedingungen gesehen.

Die Onkoidentwicklung des Hauptmumienbank Members wird in Hug & Strasser (in Vorb.) weiterführend beschrieben.

3.2.2. „Skeletal grains“ (Bioklasten, Schalenrümmer)

Bioklasten stellen einen zentralen Parameter der Faziesbestimmung sowie der Interpretation des Ablagerungsmilieus dar. Sie geben Hinweise auf die Intensität der Sedimentproduktion (Bosence et al. 1985) und liefern durch ihr wechselndes Auftreten Hinweise auf Schwankungen der Umweltbedingungen (Brett 1995, 1998). Da fast alle Bioklasten im Dünnschliff beobachtet wurden, kann über deren Habitus wenig Auskunft gegeben werden. In mergeligen Horizonten der Profile lassen sich jedoch insbesondere Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden beobachten und auch in ihrer Gesamtform bestimmen.

Die meisten Bioklasten stammen von Organismen stenohaliner Natur. Sie bestätigen damit die allgemeinen Beschreibungen der aquatischen Bedingungen (Kap. 1.4). Es gilt weiter festzuhalten, dass die Mehrheit der beobachteten Fossilien benthische Lebensformen (Bivalven, Gastropoden, u.a.) darstellen. Überreste nektischer und planktischer Organismen (planktonische Foraminiferen, Fische) sind selten.

Echinodermen

Echinoidea (Seeigel) sind im gesamten Späten Oxford der Jura-Plattform in Form von Schalenrümern häufig anzutreffen und werden häufig in offenen Lagunensedimenten gefunden. Ihr geringes spezifisches Gewicht kann dazu beitragen, dass sie auch leicht bis in supratidale (äolische) Dünen transportiert werden. Dies wurde in rezente Sedimenten (Wood Key, Eleuthera, Bahamas) vom Autor dieser Arbeit selbst beobachtet. In oolithischen Sedimenten aus dem Verena Member, welche evaporitisch überprägt wurden, treten Echinoidea lokal angehäuft auf. Diese Anhäufungen könnten einen äolischen Ursprung besitzen oder Washover im supratidalen Bereich darstellen, da Meniskuszemente auf eine frühdiagenetisch-vadose Prägung hinweisen.

Crinoidea (Seelilien) wurden nur in wenigen Schriffen beobachtet. Die festgestellten Trümmergrößen und die anderen, in unmittelbarer Nachbarschaft gefundenen Klasten weisen auf ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu hin (Tempestite und Trümmerfelder von Riffen in Barrierenposition bei Péry-Reuchenette).

Bryozoen

Bryozoen (Tafel 3.4) sind nur in Ablagerungen mit mittlerer Energie und eher durchschnittlicher Sedimentationsrate anzutreffen. Sie treten in bioklastischen und/oder oolithischen Barren auf, welche bei abnehmender Energie stabilisiert werden. In Proben mit Bryozoen konnten nur kleinere Bruchstücke und nie ganze Kolonien beobachtet werden.

Brachiopoden

Brachiopoden (Tafel 3.3) sind nicht häufig anzutreffen. Sie finden sich vor allem in offenen Lagunen und am Plattformrand in subtidaler Position. Ihre Schalenrümmer sind selten grösser als 1 cm; ganze Exemplare konnten im Schriff nur einmal beobachtet werden. Eine Ausnahme bilden die Mergel der unteren La May Schichten im Profil von Mettemberg-Soyhières. In diesem stark angewitterten

Profilabschnitt treten viele gut erhaltene Brachiopoden in mergeliger und leicht knolliger Fazies auf. Dabei ist gut beobachtbar, wie Brachiopoden in Lebendstellung auf Schalenrümern von Austern und anderen Bivalven sitzen. Dies bestätigt Beobachtungen von Dupraz (1999), wonach sich Brachiopoden auf festem Substrat und bevorzugt während kurzen Unterbrüchen der Sedimentation von Mergeln auch in internen Positionen der Oxford-Plattform entwickeln konnten.

Korallen

Korallenbruchstücke können in den Profilen in unterschiedlichsten Members des Späten Oxfords gefunden werden. Seltener wurden Korallen in Lebensposition innerhalb einer Riffkonstruktion beobachtet. Solche Riffe finden sich in:

- Péry - Reuchenette: im Steinebach Member
- Court: im Steinebach Member, im Hauptmumienbank Member, im La May Member
- Mettemberg-Soyhières: im La May Member
- Am Ostrand der Plattform: Olten Coral Member

Gute Wachstumsbedingungen für Korallenriffe fanden sich in Westeurasien während dem späten Oxford (Bertling 1993), da ein zunehmend arides und warmes Klima Korallenwachstum bis in nördliche boreale Zonen erlaubte. In dieser Arbeit wird nicht detailliert auf Korallen eingegangen.

Ausführliche Nachforschungen zu Korallenriffen im Oxford wurden insbesondere von Bertling & Insalaco (1997), Insalaco et al. (1997), Insalaco (1999), Leinfelder et al. (1994), Carozzi (1954), Fürsich (1976), Talbot (1973), Chowdhury (1982), Dupraz (1999), sowie Dupraz & Strasser (1999) angestellt.

Schwämme

Von den drei Schwammgruppen Calcarea, Demospongia und Hexactinellida konnten nur die Kalkschwämme (Calcarea) vermehrt beobachtet werden. Ihr Auftreten ist stets mit lagunären Sedimenten verbunden, welche auf einen niederenergetischen Lebensraum hinweisen. Inkrustierende Schwämme treten in den Riffen des Mittleren und Späten Oxfords häufig auf. Kieselschwämme (Demospongia) wurden in wenigen Einzelfällen beobachtet, meist in Phasen zunehmender Wassertiefe.

Gaillard (1983) beschreibt Kieselschwämme vor allem in transgressiven Ablagerungssequenzen des Oxfords bei reduzierter Sedimentation. Acosta et al.

(1988) schliessen ihre Beobachtungen in Spaniens Hangsedimentation des Oxford der Interpretation Gaillards an. Im iberischen Raum herrscht im spätesten Oxford eine starke Ausdehnung von Kiesel-schwämmen in Positionen der externen Plattform bis in Hanglagen (Aurell et al. 1994). Schwammriffe werden auch im Späten Oxford des Schwäbischen Jura beschrieben (Brachert 1992, Pittet & Strasser 1998).

Ebenfalls zu den Schwämmen lässt sich *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (Kendall 1998) zählen. Dieser Kalkschwamm der Familie der Milleporidiidae (Phylum: Porifera - Stromatoporoidea) tritt in allen Profilabschnitten und an allen Lokalitäten auf. *Cladocoropsis* ist häufig und teilweise dicht vorhanden und wird deshalb in den Profilen und der Darstellung der relativen Häufigkeit der Mikrofazieselemente von den übrigen Schwämmen getrennt dargestellt. Die grösste Dichte wird im Profil Court gefunden, namentlich im La May Member.

Siehe auch Brachert (1992), Krautter (1995, 1997), Leinfelder et al. (1993, 1994), Werner et al. (1994) und Bodeur et al. (1985) für detaillierte Beschreibungen der Schwammfaunen des Oxford und Kimmeridge.

Bivalven

Bivalven sind in allen Ablagerungen vorhanden. Im La May Member von Court ist ihre Präsenz ausgesprochen dicht. Zum Thema Bivalven in vergleichbaren Ablagerungen finden sich Informationen in Artikeln von Hallam (1977) und McRoberts & Aberhan (1997).

Austern wurden sowohl in Dünnschliffen als auch am Aufschluss beobachtet. Häufig treten Austern in kondensierten Zonen an Bankoberflächen auf. Generell ist bekannt, dass Austern in gut durchlüfteten vollmarinen Bedingungen sowie in Wassertiefen bis zu 60 m ideale Wachstumsbedingungen vorfinden. In grösseren Tiefen mit leicht anoxischen Bedingungen sowie in intertidalen Ablagerungsräumen sind Austern selten oder dann nur kleinwüchsig. In brackischem oder leicht hypersalinem Wasser kommen sie ebenfalls vor, nur ist unter diesen Bedingungen meist eine niedrige Diversität und eine stark erhöhte Individuenzahl zu erwarten.

Austern sind an der Basis des Bure Members im Profil von Mettemberg-Soyhières zu beobachten. Sie inkrustieren dort die Flutungsfläche eines unter zunehmender Wassertiefe gebildeten anfänglich

intertidalen, später subtidalen Kanals während der Entwicklung von Watt zu halboffener Lagune.

Trichites (Steckmuscheln) sind in allen Membern anzutreffen. Häufig treten sie, ähnlich wie Austern, in kondensierten Fazies auf. Schöne, bis zu 15 cm grosse Exemplare finden sich im Bure Member von Court sowie in einzelnen Horizonten des Verena Members im gleichen Profil.

Gastropoden

Gastropoden finden sich vor allem in den Ablagerungen des Späten Oxfords viele, lokal sogar in grosser Dichte. In Barren des Steinebach Members treten grosse (2-5 cm), dickwandige Gastropoden auf. Ihre Grösse und Schalendicke steht vermutlich in direktem Zusammenhang mit der im System vorhandenen Energie. In eher mergelreichen Lagunensedimenten sind sie kleiner und dünnwandiger.

Gastropoden scheinen anpassungsfähig zu sein, da sie oft in an Arten armen Ablagerungen beobachtet werden, bevor die Artenvielfalt aller Organismen zunimmt.

Nerineen sind in den Ablagerungen des Späten Oxfords eher selten. Sie werden in allen Fällen als in eher eingeschränkten Umweltsituationen auftretend interpretiert. Rezente Nerineen findet man unter brackischen Bedingungen vor allem in Lagunen mit Mangroven (persönliche Mitteilungen C. Diedrich, Section de paléontologie, Porrentruy; Dr. Ch.A. Meyer, Naturhistorisches Museum, Basel).

Horizonte mit vielen Gastropoden finden sich in allen Profilen im La May Member sowie in der Übergangszone vor Einsetzen des Bure Members.

Ostrakoden

Ostrakoden treten vor allem in mergeligen Ablagerungen auf. Häufig sind sie in der Mitte des La May Members, welche als Bereich maximaler Flutung angesehen wird (Kap. 5). Interessant ist hierbei das gleichzeitige Auftreten von normalerweise offenermariner Foraminiferen (Spirillinen und Lenticulinen). Da bezüglich der in Schliffen beobachteten Schalentrümmer keine weiteren Untersuchungen vorgenommen wurden, kann über die Koexistenz von Ostrakoden und normalerweise offenermarinen Foraminiferen nur gemutmasst werden. Sollten die Ostrakoden ursprünglich eher aus internen Plattformregionen stammen, so liesse dies auf eine

suborder	superfamily	family	subfamily	genus	species	ecology
Textulariina	Cyclolinacea Luftosiacea	Orbitopselidae Cyclaminidae	Buccicrenatinae	<i>Labyrinthina</i>	<i>mirabilis</i>	oolitic bars, intermittent agitation preferentially in oolitic and peloidal bars
				<i>Everiticyclammina</i>	sp.	
				<i>Everiticyclammina</i>	<i>virgulana</i>	
		Hottingeritidae	Choffatellinae	<i>Pseudocyclammina</i>	sp.	(not specified)
				<i>Pseudocyclammina</i>	<i>lituus</i>	
				<i>Pseudocyclammina</i>	<i>maynci</i>	
				<i>Choffatella</i>	sp.	
				<i>Alveosepta</i>	sp.	
				<i>Alveosepta</i>	<i>personata</i>	
				<i>Alveosepta</i>	<i>powersi</i>	
Lituolacea	Ataxophragmiacea	Mesoendothyridae		<i>Mesoendothyra</i>	<i>izlumiana</i>	high energy
		Pfenderinidae	Kurnubilinae	<i>Kurnubia</i>	sp.	oolitic barrier zone, internal platform
		Valvulinidae	Valvulininae	<i>Valvulina</i>	sp.	oolitic barrier zone
	Textulariacea	Chrysalidinidae		<i>Parurgonia</i>	<i>caelinensis</i>	restricted environment, oolitic bar on internal platform, periodic and low turbidity, in facies with <i>Bacinnella</i> , <i>Lithocodium</i> and <i>Thaumatoporella</i>
		Textularidae	Textularinae	<i>Textularia</i>	sp.	open marine, external platform, in facies with siliciclastics and organic matter
		Placopsilinidae	Placopsilininae	<i>Placopsilina</i>	sp.	
	Hormosinacea	Nautiloculinidae		<i>Nautiloculina</i>	sp.	oolitic bars, micritic sediments, maximum abundance in Verena Member
		Lituolidae	Ammomarginulinae	<i>Ammobaculites</i>	sp.	low to medium agitation
				<i>Ammobaculites</i>	<i>irregularis</i>	
		Reophacidae		<i>Reophax</i>	sp.	(not specified)
Involutinina	Biokarinacea	Thomasinellidae		<i>Thomasinella</i>	sp.	
		Charentidae		<i>Karaisell (Charentia)</i>	<i>uzbekistanica?</i>	
		Ventrolaminidae		<i>Protopenneropolis</i>	<i>striata</i>	
		Involutinidae		<i>Trocholina</i>	<i>gigantea</i>	
		Polymorphinidae	Webbinellinae	<i>Bullopore</i>	sp.	oolitic bars
Lagenina	Nodosariacea			<i>Lenticulina</i>	sp.	oncolitic lagoons, reworked oncolitic clasts in Steinebach Member
Spirillinina		Vaginulinidae	Lenticulininae	<i>Spirillina</i>	sp.	open marine, external platform, in all facies
		Spirillinidae		<i>Spirillina</i>	<i>polygyrata</i>	
				<i>Conicospirillina</i>	sp.	in facies with <i>Thaumatoporella</i> and <i>Parurgonia</i>
Miliolina	Miliolacea			<i>Conicospirillina</i>	<i>basilensis</i>	
		Hauerinidae	Hauerininae	<i>Quinqueloculina</i>	sp.	

Fig. 3.2: Classification of foraminifera commonly found in the studied sections.
Classification based on Loeblich & Tappan (1988)

bedeutsame Überflutung schliessen. Die Schalenfragmente weisen ebenfalls in diese Richtung, da sie nur in kleinen Bruchstücken vorhanden sind, was wiederum auf einen Transport über grosse Distanzen zurückschliessen liesse.

Wirbeltiere

Einzelne Funde von Fischzähnen (Picnodonten, bestätigt durch pers. Mitteilung Ch. Meyer, Naturhistorisches Museum, Basel) stellen die einzigen Hinweise auf eine Besiedlung der Meere dieser Region durch Wirbeltiere dar. Die Funde beschränken sich zudem auf das nahe dem Plattformrand gelegene Profil von Péry-Reuchenette und dort hauptsächlich auf das Verena Member.

Ammoniten

Die Suche nach Ammoniten war kein Thema dieser Arbeit. Ein schöner Abdruck fand sich im Profil Mettemberg-Soyhières (Bure Member), welcher aber aufgrund seiner Qualität keiner Spezies eindeutig zugeordnet werden konnte (pers. Mitteilung, R.A. Gygi, Basel). Hingegen ist die angrenzende Hangfazies durch zahlreiche Ammoniten bestens datiert (Gygi 1995).

Algen und Cyanobakterien

In den Schliffen wurden folgende Organismen beobachtet:

- Cyanobakterien: cayeuxiforme Algen, *Bacinnella irregularis*
- Algen: Grünalgen (*Thaumtoporella*; Tafel 3.5), Rotalgen (*Solenopora jurassica*, *Solenopora cayeuxiformis*)
- Algen aus oolithischen Barren, welche nicht genauer bestimmt werden konnten

Weitere Angaben zu Algen und Mikroorganismen finden sich für das Späte Oxford in Chiocchini et al. (1988), Carozzi (1954, 1955), Dupraz (1999).

Foraminiferen

Bei den beobachteten Foraminiferen handelt es sich ausschliesslich um benthische Formen (Fig. 3.2). Die folgenden regelmässig in Dünnschliffen beobachteten Arten können unterschieden werden:

- agglutinierende Gattungen: *Mesoendothyra*, *Pseudocyclamina*, *Nautiloculina*, *Alveosepta*, *Ammobaculites*, *Everti-cylamina*
- Gattung mit aragonitischem Gehäuse: *Protoperoplis*
- Gattung mit kalzitischem Gehäuse (porzel-

lanisch): *Quinqueloculina*

- kalzitisch, perforierte Gattungen: *Bullopore*, *Lenticulina*
- Inkrustierende Gattung: *Lithocodium*
- Perforierende und inkrustierende Gattung: *Troglotella*

Die Figur 3.2 zeigt ergänzend zu dieser Liste eine systematische Übersicht über alle benthischen Foraminiferen, welche bestimmt werden konnten.

Arnaud-Vanneau (1994) beschreibt die Diversität benthischer Foraminiferen in Abhängigkeit der Salinität, des Nährstoffanteils im Wasser und der vorhandenen Energie. Die relativ niedrige Diversität der Foraminiferen im Mittleren und Späten Oxford (Baronci 1999) weist auf eingeschränkte Umweltbedingungen im Raum des Schweizer Juras hin.

Für die Foraminiferen des Oxford und Kimmeridge finden sich weitere Angaben bei Chiocchini et al. (1988), Cubaynes & Ruget (1988), Moullade (1984), Olszewska & Wiczorek (1988), Septfontaine (1978, 1988), Persoz & Remane (1973), Vuks (1988), Pélissié et al. (1984), Oesterle (1969), Shipp (1989), sowie Clark (1993).

3.2.3. Terrigene Elemente

Die Anteile siliziklastischer Sedimente im untersuchten Ablagerungsraum sind schwankend, durchschnittlich aber niedrig.

Quarz

Die Quarzmengen sind sehr gering. Mittelwerte pendeln zwischen einem halben und etwa 2 % des Gesamtgesteinvolumens. In konzentrierter Form und in kurzen Intervallen treten Spitzenwerte von 10 bis 20 % auf.

Die Verteilung von Quarz beschränkt sich auf 5 Intervalle. Dies betrifft die jüngsten Ablagerungen des Rössenz Members, die Basis des Steinebach Members, den Bereich gegen Ende des Hauptmumienbank Members, das Bure Member sowie den Bereich vor Beginn des Verena Members und ein Horizont innerhalb desselben (alle lateral anliegenden und zeitlich korrelierbaren Member eingeschlossen).

Im Steinebach Member ist die Verteilung des Quarzes homogen, wobei in jünger werdenden Ablagerungen eine Abnahme von Quarzkörnern,

welche in Ooiden eingeschlossen sind, beobachtet wurde. Quarzeinschlüsse in Ooiden lassen darauf schliessen, dass die oolithischen Barren des Members Kanalsysteme mit terrigenen Schüttungen regelmässig überwanderten und dabei die Quarzkörner integrierten.

Die Herkunft ist wie bei allen in diesem Kapitel genannten Siliziklastika umstritten. Bolliger & Burri (1967) postulieren einen hohen Anteil äolisch transportierter Siliziklastika, welche aus dem Massif Central und dem Brabanter Massiv stammen. Gygi & Persoz (1986) bevorzugen einen Transport durch Flüsse und marine Strömungen, welche die Siliziklastika aus dem Herzynischen Massiv in die Ablagerungsräume verfrachteten. Der heutige Transport von Saharasand von Nordafrika bis hin zu den Bahamas schliesst die erste der beiden Theorien nicht aus, obwohl die Argumente der zu hohen Transportmengen (Gygi & Persoz 1986) durchaus einleuchten. Aus zeitlichen Gründen wurden keine weiterführenden Untersuchungen durchgeführt (Korngrössen, Rundung, Sphärizität und Oberflächenstruktur wurden nicht statistisch erfasst).

Die Genese von authigenem Quarz im mittleren Oxford wird von Pittet (1996) ausführlich diskutiert. Er beschreibt dabei vor allem die Neubildung von Quarz, welcher als Pseudomorphose die Form und Position von Dolomit einnimmt. Da Kiesel-schwämme oder Tone als mögliche Quelle von SiO_2 mengenmässig nicht in Frage kommen, wird Lösung von detritischem Quarz vermutet. Die Menge authigenen Quarzes ist nur schwer abzuschätzen, da nie ganz sicher ist, ob und wann es sich tatsächlich um solchen handelt. Genauer Untersuchungen hierzu wurden nicht vorgenommen.

Feldspat

Auf die Feldspäte wird nicht genauer eingegangen, da ihr Anteil im Späten Oxford stark reduziert ist. Generell treten sie zusammen mit Quarz auf und sind detritischen Ursprungs. Zu Vergleichen empfehlen sich die Arbeiten von Pittet (1996), Gygi & Persoz (1986) sowie Bolliger & Burri (1967), welche Angaben zu Feldspäten im Oxford des Schweizer Jura enthalten.

Tonmineralien

Auch auf die Tonmineralien wird im Einzelnen nicht näher eingegangen. Arbeiten von Gygi & Persoz (1986) sowie Bolliger & Burri (1967) zeigen eine deutliche Abnahme der Tonmineralien im Verlauf des

Späten Oxfords.

Da die Umweltbedingungen und die paläogeographischen Gegebenheiten komplex waren, ist keine eindeutige Herkunft der Siliziklastika nachweisbar, ohne dass man den kontinentalen Ablagerungsraum am Fusse der Massive genauer kennt. Aufgrund der Strömungsverhältnisse, der Barrierenmorphologie, der unterschiedlichen Zusammensetzung der Massive (Felsgrund, Böden, Vegetation) und der lokalen Wetterverhältnisse ist eine vorsichtige Beurteilung der Resultate angebracht. Besonders die Ablagerungsgebiete nordöstlich des Schwäbischen Juras müssten auf Grund der paläogeographischen Gegebenheiten einen anderen mineralogischen Charakter aufweisen als dies westlich davon der Fall ist. Die Vergleiche von Gygi & Persoz (1986) weisen auf eine gleichmässige Verteilung der einzelnen Tonmineralien zwischen dem zentralen Jura und dem Raum Aargau hin. Dies ist jedoch aufgrund der Synthese von Meyer & Schmidt-Kaler (1989) sowie der Resultate von Pittet & Strasser (1998a) kein Argument für eine homogene Herkunft der Siliziklastika. Diese Arbeiten weisen auf Zwischenlagerung der Siliziklastika in Plattformposition und anschliessend Aufarbeitung und Transport aus Plattformpositionen bis hin zum Schwäbischen Riffgürtel hin, wodurch eine mineralogische Übereinstimmung offensichtlich wird.

Organische Materie

Organische Materie tritt in den Profilen häufig aber selten in grossen Mengen auf. Am häufigsten finden sich kleine Holzfragmente von maximal 3-4 mm Durchmesser, welche im Sediment immer gut verteilt sind. Die Verteilungsdichte führt dabei zu einer Dunkelfärbung der Sedimente. Eine genauere Untersuchung zu diesem Typ organischer Materie wurde nicht durchgeführt. Die Verteilung in den Profilen zeigt einen deutlichen Zusammenhang mit anderen Mikrofazieselementen, welche eine Herkunft aus eher internen flachen Plattformpositionen oder aus dem Hinterland anzeigen. Insbesondere findet man kleine Holzfragmente vergesellschaftet mit Quarz und Tonmineralien. Ebenso finden sich Holzfragmente in Sedimenten, welche eingeschränkte Ablagerungsbedingungen anzeigen, besonders mit Ostrakoden, Gastropoden und Algen in flach-subtidalen Lagunen. Dabei wird angenommen, dass die Herkunft der Fragmente auf eine vegetative Bedeckung naheliegender Inseln zurückzuführen ist.

Die zweite Form, in welcher organische Materie beobachtet wurde, ist ein Ausnahmefall. Im Profil

Court (Fig. 4.11, Meter 40.2) finden sich zwei nur ein bis zwei Zentimeter dünne Kohlehorizonte. Diese werden aufgrund der vorangehenden Entwicklung der Ablagerungen mit stark dolomitisierten Sedimenten als Signal zweier zeitlich kurzer Verlandungsphasen interpretiert. Weitere Untersuchungen hinsichtlich dieser Horizonte wurden nicht vorgenommen.

3.2.4. Frühdiagenetische Mineralien

Dolomit

Dolomit ist in allen Profilen anzutreffen. Die inhomogene, faziesorientierte Verteilung von Dolomit lässt den Schluss zu, dass es sich um eine frühdiagenetische Entwicklung handelt. Die Koexistenz von Dolomit mit Pseudomorphosen von Sulfaten unterstützt die Überlegungen von Tucker & Wright (1990), wonach die Dolomitisierung in Abhängigkeit Mg^{2+} -reicher, evaporitischer Umgebung eintreten kann. Die Beobachtungen in den Profilen zeigen, dass zunehmende Dolomitmengen häufig am Ende von ‚shallowing-up‘ Sequenzen auftreten (Kap. 4, 5).

Das Phänomen der Dedolomitisierung wird in dieser Arbeit nicht weiter beleuchtet. Die spätdiagenetische Dolomitisierung wird ebenfalls nicht weiter behandelt, da nur selten eine zwei- oder mehrphasige Kristallentwicklung beobachtet werden konnte.

Eine gute Synthese zur Dolomitisierung in verschiedenen flachmarinen Ablagerungsräumen stellen die Ausführungen von Shinn (1983) dar.

Evaporite: Gips und Anhydrit

Im Späten Oxford treten Pseudomorphosen nach Gips und Anhydrit unregelmässig in fast allen Horizonten auf, jedoch immer in geringen Mengen. Keine Anzeichen von Evaporiten wurde im Steinebach Member gefunden.

Das Beispiel der Insel Andros (Bahamas) zeigt, dass sich Gips und Anhydrit in ariden Jahreszeiten bilden können, aber durch die Niederschläge der feuchten Jahreszeiten zerstört werden (Shinn 1983). Es wird angenommen, dass klimatische Bedingungen mit jährlichen Niederschlägen die Konservierung von Gips und Anhydrit verhindern. Übertragen auf das Späte Oxford würde dies bedeuten, dass in Zeiten der Ablagerung des Steinebach Member keines der beiden Mineralien zu finden ist, da die Evaporationsrate zu gering war und/oder Niederschläge dies verhinderten.

Glaukonit / Chamosit

Glaukonit respektive Chamosit ist selten. In den Dünnschliffen konnten nur wenige Körner (maximal 5 pro Schliff) beobachtet werden. Die Verteilung beschränkt sich auf mergelreiche, transgressive Ablagerungen. In dieser Arbeit wurden keine Untersuchungen durchgeführt, um zwischen Glaukonit und Chamosit zu unterscheiden. Gemäss Van Houten und Purucker (1984) tritt Chamosit eher in küstennahen und lagunären Ablagerungsräumen auf, während Glaukonit eher offenermarin entsteht.

3.2.5. Sedimentstrukturen

Nur wenige Sedimentstrukturen sind schön erhalten. Je nach Anwitterungsbedingungen können sie verschwinden oder aber hervorgehoben werden. Deutlich wird dieser Umstand durch Balmenstrukturen (zurückgewitterte Mergelhorizonte). Oberflächen liegender Kalkbänke werden durch diese Zurückwitterung hervorgehoben.

Birdseyes (Shinn 1983, Flügel 1982) treten selten auf, wobei ihre Präsenz auf die onkoidreichen Ablagerungen des Hauptmumienbank Members beschränkt ist. Sie zeigen den intertidalen Bereich an.

Keystone Vugs sind vor allem im Steinebach Member häufig und werden aufgrund der assoziierten parallelen Lineation von gut sortierten Ablagerungen als Indizien für Strandfazies interpretiert.

Foreset-Strukturen wurden in Barrenfazies beobachtet. Sie treten sowohl bidirektional in geringmächtigen Barren (wahrscheinlich tidalen Einfluss) als auch unidirektional in mächtigen Barren auf. Beispiele geringmächtiger, durch Fazieskontraste deutlich hervorgehobener Barren sind jene des Steinebach Members im Profil Liesberg 1 (Fig. 4.18, bis Meter 10.6). Beispiele mächtigerer Barren mit schwachen Fazieskontrasten sind jene des Verena Members im Profil Pichoux (Fig. 4.6, Meter 29.2 bis 30.8) und im Profil Péry-Reuchenette (Fig. 4.4, Meter 57.1 bis 60.6).

Laminationen durch ausgeprägte Sortierung von Klasten (Bio-, Litho-) finden sich vorzugsweise in Strandablagerungen des Steinebach Members im Profil Liesberg 1.

Lineationen werden durch unterschiedliche Dolomitierungsgrade in Wacke- bis Grainstones hervorgerufen. Ein schönes Beispiel dafür findet sich an der

ersten Bankfläche im kleinen Fussgängertunnel des Profils von Court.

Bioturbirte Mergel mit Kalkknollen und zahlreichen Fossilien werden als kondensierte Ablagerungen interpretiert. Der Kontrast zwischen Mergeln und Kalkknollen wird zudem durch eine differentielle Kompaktion hervorgehoben (Profil Mettemberg-Soyhières).

Gut aufgeschlossene Bankoberflächen, die eine Interpretation erlauben, sind in den aufgenommenen Profilen selten. In dieser Arbeit wurden deshalb die Bankgrenzen ausschliesslich am Anschnitt der Bänke beobachtet und verglichen.

Gute Ausführungen zum Thema Sedimentstrukturen und Bankoberflächen, sowie zu deren Verwendung in der Interpretation finden sich in Catuneanu et al. (1998), Hillgärtner (1998), sowie in Hillgärtner et al. (2000).

3.3. FAZIES

Die in Kapitel 3.2 für die Flachwasserkarbonate beschriebenen Mikrofazieselemente treten einzeln, wiederholt, gruppiert oder stets gemeinsam mit anderen Mikrofazieselementen auf. Sie werden entsprechend der gemachten Beobachtungen zu verschiedenen Fazies gruppiert (Fig. 3.3a-c). Diese Gruppierung stützt sich im wesentlichen auf die Klassifikationen nach Dunham (1962) und Folk (1962), auf die angezeigte Energie, Bathymetrie und den Einschränkungsggrad, sowie auf verschiedene besonders hervortretende Merkmale. Einzelne Faziesgruppierungen und -interpretationen kamen zum Teil nur durch eine Betrachtung des entsprechenden Ablagerungskontextes, das heisst der dynamischen Entwicklung der Ablagerungen zu Stande.

Der Begriff der Fazies wird in diesem und den nachfolgenden Kapiteln grosszügig verwendet. Nebst z.B. Oolithfazies oder Schlammfazies werden auch Begriffe wie Lagunenfazies oder Rifffazies verwendet. Diese fassen alle Mikrofazieselemente zusammen, welche für deren Ablagerungsmilieu typisch sind. Die von Gressly (1838) definierte, und von nachfolgenden Autoren angewendete geographische Verwendung von Ablagerungsmilieus wie Riffe oder Lagunen macht bei einer klaren Aufteilung der Karbonatplattform durchaus Sinn. In den hochkomplexen Ablagerungsräumen im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge

des Schweizer Juras machen aber theoretische und geographische Abgrenzungen nur dann Sinn, wenn man deren Ausdehnung sehr genau bestimmen kann. Die geringe laterale Ausdehnung von Aufschlüssen lässt deren Bestimmung aber nicht zu. Riffe, Ooidbarren oder Bioklastenbarren können rein theoretisch überall auftreten, also auch in Lagunen. Lagunenfazies wird deshalb als Begriff verwendet, wenn die Fazieselemente auf für Lagunen typische Ablagerungsbedingungen hinweisen, in Abwesenheit der typischen Fazieselemente beispielsweise einer Ooidbarre. Treten trotzdem plötzlich Ooide in grosser Menge auf, dann fehlen die Argumente um in diesem Fall zu entscheiden, ob die Ooidbarre in einer halboffenen Lagune oder eher am offeneren Plattformrand existierte. Eine auf der Beschreibung von Mikrofazieselementen basierende geographische Interpretation von Fazies auf Grund einfacher Verteilungsmodellen wird deshalb für diese Arbeit abgelehnt.

Die nachfolgende Faziesunterteilung wird in Figur 3.3a-c tabellarisch festgehalten. Figur 3.4 illustriert die räumliche Verteilung der Fazies. Basierend auf der detaillierten Mikrofaziesanalyse und dem Kontext in den untersuchten Profilen ist die Beschreibung der verschiedenen Faziestypen interpretativ.

Fazies 1: Küstenwatt der Gezeitenzone (Tidal Flat)

Das Küstenwatt fasst die laterale Koexistenz von flach-subtidaler, intertidaler und supratidaler Fazies zusammen (Shinn 1983). Die Fauna weist eine reduzierte Diversität auf und Algenmatten sind recht häufig. Die Energie ist reduziert oder durch Gezeitenkanäle beeinflusst. Typische Trockenrisse liessen sich nie nachweisen, Birdseyes treten nur selten auf. In der Fazies des späten Hauptmünienbank Members treten Onkoide vom Typ 3 und 4 auf, die in einem von Energie geschützten Küstenwatt gebildet worden sind.

Fazies 2: Gezeitenkanal

In der Küstengebiet-Fazieszone (Kap.3.4) lassen verschiedene Hinweise die Existenz von Gezeitenkanälen vermuten. In internsten Plattformaufschlüssen (Raum Courgenay, Porrentruy) treten aufgearbeitete Lithoklasten auf, welche für Gezeitenkanäle typisch sind. In flachen und leicht mergeligen Barren (Steinebach Member) im Profil Liesberg 1 können diese eindeutig nachgewiesen werden. Sie schneiden maximal drei Dezimeter tief in die umgebenden Barrensedimente ein und weisen ausschliesslich auf-

Facies - F1: tidal flat, F2: tidal channel, F3: pond, F4: channel, F5: beach, F6: aeolian deposits																			
Facies	Microfacies	Classification												Energy	Bathymetry	Restriction	Important features - sedimentary structures - fauna/flora - environment		
		Dunham						Folk											
		clay	marls	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	bio-	oo-	onco-	pel-					micrite	sparite
F1 tidal flat	TF1	○				●				●			●	●			●	marly, up to 10 % quartz, laminated, abundant presence of gastropods and foraminifera, peloids	
	TF2	●				●				●			●	●			●	marly, up to 20 % quartz, nodulous, alternating sedimentation rate, oysters, gastropods, brachiopods, (corals, ostracods, echinoderms)	
	TF3				●	●				●		●	●	●		●	○	protected zone of tidal flat, quartz up to 2 %, oncoids, microencrusters, faunal diversity slightly reduced, gastropods, evaporites	
	TF4					●	○			○			●	●	○		●	evaporitic laminations, quartz up to 5 %, dolomite, (gypsum), organic matter	
	TF5					●	●	●	●	●	●	○	●	●			●	bar within large tidal-flat zone, mixed composition and never composed of only (e.g.) ooids, foresets, lithoclasts commonly furnished by reworking activity	
F2	TC1			●	●	●			●	○			●	●			●	alternating faunal composition, mud chips, pebbles of different composition, bad sorting, small concave bedforms, present in normal tidal flat.	
	TC2		○			○	●			●	●		●	●	●			oolitic composition, tidal channel in intertidal bar system, (quartz)	
F3	P1					●							○	○	○		○	dolomitic, organic matter (coal)	
F4 channel	C1				●	●		●	○			●	●	○	●		●	bioturbated larger channel zone, quartz up to 5%, peloids, ooids, organic matter, limonitic oysters, inocerams, echinoderms	
	C2				●	●			●			●	●		●		●	channel zone in evaporitic conditions, quartz up to 15%, peloids Spirillinids, Lenticulinids, ostracods, echinoderms	
	C3	○	●			○			●	○	○	●	●		●		●	channel zone in proximity of estuaries, quartz up to 10%, very marly, organic matter, peloids, oysters, echinoderms, (ooids, oncoids)	
	C4		●			○		●		●		●	●		●		●	channel zone in proximity of estuaries, typically in strongly transgressive context, mixed fauna, quartz up to 5%, marly, organic matter, peloids, oysters, echinoderms, gastropods, brachiopods, different foraminifera, sponges	
F5 beach	B1					●	●		●	●	○	○	●	●		●		upper beach, keystone vugs, laminated, sorted clasts, mixed faunal composition, allochems depending on nearby deposits	
	B2				○	●	●	●	●		○	●	●	●		●		lower beach, bad sorting, large clasts, mixed and chaotic texture, mixed faunal composition	
F6	E1						●			●	●				●		○	vadose cementation, rare meniscus cements, mixed composition	
● common ○ rare or only locally expressed																			

● common ○ rare or only locally expressed

Fig. 3.3a: Facies 1 to 6, elements of microfacies identification and most important features

Facies F7: barrier zone, lagoon in inner and/or outer platform position (open-marine; open, semi-open, closed)																									
Facies	Microfacies	Classification													Energy			Bathymetry			Restriction		Important features - sedimentary structures - fauna/flora - environment		
		Dunham							Folk																
		clay	marls	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	bio-	oo-	onco-	pel-	micrite	sparite	low	medium	high	subtidal	intertidal	supratidal	low		medium	high
F7a barrier zone	L1			●	●	●		●			●	●	●		●	○		●	●		●			protected by reef barrier, in back-reef position, reef rubble, (washover, tempestites) echinoderms, corals, foraminifera (Textularids)	
	L2				●	●	●		●	●	●	●	●				intermittent agitation	●	●	●	●			protected by shoals, laminations by depositional events (washover, tempestites) echinoderms, large benthonic foraminifera (Alveosepta)	
F7b open lagoon	L3			●									●		●			●			●			no bioclasts, no sedimentary structures, locally organic matter, slightly marly, < 1 % quartz, medium sedimentation rate, bioturbations occur (typical in deep open lagoons during deepening phase)	
	L4			●	●	●			●		○	●	●		●			●	●		●			bioclasts: brachiopods, bivalves, sponges, crinoids, echinoderms, elevated sedimentation rate, no bioturbations, < 1 % quartz	
	L5				●	●			●				●	●		●	●	●	○		●			bioclasts: ostracods, Spirulinids, Lenticulinids, high diversity of foraminifera, medium sedimentation rate, no bioturbations, < 5 % quartz	
F7c semi-open lagoon	L6			●					●			○	●		●			●			●			alternating faunal composition, few bioclasts, rare but present: sponges, echinoderms, corals, normally in transgressive context	
	L7				●				●			●	●		●			●	●		●			alternating faunal composition, bioclasts are common, echinoderms, foraminifera, corals, sponges, serpulids bad sorting of clasts	
	L8				●	●			●		●	●	●		●	●			●		●			medium to low sedimentation rate, microbial activity, large benthonic foraminifera (Alveosepta, Everticyclammina), Bacinella, Lithocodium	
	L9				●	●			●		●	●	●		●			intermittent agitation by low-energy tidal currents.	●		●		●	low sedimentation rate, microbial activity is high, very shallow and large lagoon, Bacinella and Lithocodium are common, bryozoans, sponges, Cayeuxia, (Tubiphytes, Placopsilina, Terebella, Thaumapoporella, Troglotella)	
	L10				●	●		●	○			●	●	○	●		●	●	●	●	●			back-reef position, sedimentation rate changing rapidly, reef rubble mixed with open-marine and/or more proximal sediments (from semi-open lagoon)	
	L11				●	●			●	●	●	●	●			●			moderate to high energy	●		●		●	mixed allochems, elevated sedimentation rate, important presence of carbonate mud, energy-tolerant foraminifera (Textularids), echinoderms, bivalves
F7d closed lagoon	L12			●	●				●			●	●		●			below wavebase	●		●			●	reducing environment, rare sedimentary structures (washover, tempestites), organic matter, gastropods, sedimentation rate commonly low
	L13		●	●							○	●			●			●	●				●	marly, quartz-containing lamination, alternating sedimentation rate, due to morphological highs closing lagoon	
	L14				●	●			●		●	●	●		●			high protection, shallow subtidal	●		●		●	●	protected lagoon with carpet-like oncoids, microencrusters, faunal diversity slightly reduced, stable salinity, low-energy tidal flooding
	L15				●							●			●			evaporitic minerals	●		●	●		●	no faunal elements, lineation created by different layers of evaporites, shallow, pond-like situation
													●					evaporitic minerals							

● common ○ rare or only locally expressed

● common ○ rare or only locally expressed

Fig. 3.3b: Facies 7, elements of microfacies identification, and most important features

Facies F8: bars, F9: reefs																												
Facies	Microfacies	Classification														Energy			Bathymetry			Restriction			Important features - sedimentary structures - fauna/flora - environment			
		Dunham							Folk							low	medium	high	subtidal	intertidal	supratidal	low	medium	high				
		clay	marls	Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	bio-	oo-	onco-	pel-	micrite	sparite													
F8 bars	BA1					●	●	○	○	○	●	○	○	●	●													foresets, quartz up to 2 %, rare bioclasts (gastropods)
	BA2				○	●	○	●	○	●	○	○	○	●	○													laminations by bioclasts, mainly agglutinating foraminifera
	BA3				●	●	●	●	●	●	●		●	●	●													mixture of microfacies BA1 and BA2
	BA4					○	○	●	●	●	●	●	●	●	●													bars with an important amount of lithoclasts, completely mixed, occurring in shallow conditions, created by strong lateral migration, forced by regressions
F9 reefs	R1				●	●				●				●	●													reef in semi-open lagoon, laminations of microencrusts and corals, corals in life position, (patch reefs)
	R2		●		●	●		●		●		●	●	●														reef in semi-open to almost closed lagoon, laminations during reefal crisis created by microbial activity and microencrustations, (patch reefs)
	R3					●	●	○	●	●	●		●	○	●													reef in barrier zone, high faunal diversity, echinoderms, crinoids, brachiopods, Spirillinids, Lenticulinids

● common ○ rare or only locally expressed

Fig. 3.3c: Facies 8, 9, elements of microfacies identification, and most important features

gearbeitete oolithische Sedimente auf. Sie treten als 30 bis 100 cm breite Kanäle auf und gehen lateral in flache Barren oder Strandfazies (planparallele Ablagerungen mit Keystone Vugs) über.

Im Profil von Mettemberg-Soyhières treten im transgressiven Bereich des La May Members Ablagerungen mit Mudclasts auf. In ebenfalls transgressiven Ablagerungen an der Basis des Oolithe rousse Members (Profil Péry-Reuchenette) treten ähnliche Mudclasts auf. Allerdings unterscheiden sich diese stärker von den umgebenden Sedimenten und können in diesem Fall als Extraklasten bezeichnet werden. Moderne, vergleichbare Gezeitenkanäle finden sich auf den Bahamas (Boardman & Carney 1991).

Fazies 3: Pond (Gezeitentümpel)

Im späten La May Member (Profil Court) werden zwei aufeinanderfolgende, dünne Kohlehorizonte beobachtet. Diese überdecken 5 in ihrer Mächtigkeit abnehmende (20 bis 5 cm) und zu

etwa 95 % dolomitisierte fossilarme Bänke. Diese Ablagerungsentwicklung wird dahingehend interpretiert, dass eine flache geschlossene Lagune oder ein Gezeitentümpel nach zunehmender Verlandung durch eine nachfolgende transgressive Ablagerungsphase überdeckt wurde. Diese oolithisch geprägte Überdeckung mit hoher Artenvielfalt könnte einen Hinweis auf Washover Ereignisse mit einer Überdeckung von pflanzenführenden, emersiven und lokal eingeschränkten Zonen ehemaliger Gezeitentümpel darstellen.

Ablagerungen in Gezeitentümpeln charakterisieren sich durch stark eingeschränkte Umweltbedingungen mit annähernd monospezifischer Fauna. Auf San Salvador (Bahamas) konnten mehrere Gezeitentümpel beobachtet werden, welche wiederholt von Washover-Ablagerungen geprägt wurden. Grabungen zeigten eine scharfe horizontale Grenze zwischen an Ort produzierten artenarmen und meist dunklen Sedimenten und eingeschwemmten hellen Sedimenten mit hoher Artenvielfalt.

Fazies 4: Kanalfazies

Bei der Kanalfazies handelt es sich um mergelige Kalke oder kalkige Mergel mit hohem Anteil an terrigenem Material (Siliziklastika, organische Materie). Kanalfazies treten in Kanalzonen auf, welche für die Dauer von mehreren Ablagerungssequenzen standorttreu sind (Kapitel 8.4). Die langanhaltenden Ablagerungsbedingungen der Kanalfazies in diesen Zonen unterscheiden sich von der kurzzeitig auftretenden Fazies der Gezeitenkanäle durch die Konstanz deren Auftretens.

Im Raum Liesberg werden starke laterale Faziesänderungen auf einer Distanz von 1.4 km in Ost-West Richtung beobachtet. Im westlichen Profil Liesberg 1 (Steinebach Member) dominiert eine gutgebankte oolithische Barrenfazies. Die Barren enthalten in Horizonten kleinere Kanäle (wie oben beschrieben). Im Profil Liesberg 2 treten in gleicher stratigraphischer Position mergelige Fazies mit einem hohen Anteil an terrigenem Material (Holzfragmente, Siliziklastika) auf. Die kleinen Gezeitenkanäle (Fazies 2) im Profil Liesberg 1 werden als Seitenarme einer grösseren Kanalzone interpretiert, welche sich im Profil Liesberg 2 durch die beschriebenen Mikrofazieselemente charakterisiert. Die Breite der zwischen Ooid-Barrenfeldern liegenden Kanalzonen wird hypothetisch auf einige 100 Meter geschätzt.

Fazies 5: Strand

Strandfazies mit planparallelen Strukturen und Keystone Vugs konnten im Steinebach Member nachgewiesen werden. Am deutlichsten fanden sich beide Merkmale im Profil Liesberg 1. Sie werden dort als Strandfazies 5 emersiver, flacher und einen Barrierengürtel bildender Ooidbarren interpretiert, zwischen Meter 0.5 und 6.2.

Fazies 6: Äolische Ablagerungen, Emersion

Äolische Ablagerungen konnten aufgrund fehlender Merkmale nie eindeutig nachgewiesen werden. Die starke Neigung (35°) der Foreset-Strukturen einiger oolithischer Barren des Verena Members (Basis in Pichoux) können die Existenz von Küstendünen aber nicht ganz ausschliessen. Meniskus-Zemente geben im weiteren Verlauf desselben Profils wiederholt Hinweise auf einen meteorisch-vadosen Einfluss bei der Verfestigung der Sedimente.

Fazies 7: Lagune

Lagunen werden auf Grund der Faziesbeobachtungen in 4 verschiedenen Gruppen eingeteilt. Dabei wird unterschieden zwischen Lagunen in of-

fenmarinem Kontext in Barrierenposition, offener, halboffener und geschlossener Lagune.

7a Lagune im Barrierengürtel

Lagunenfazies im Barrierengürtel weisen eine offenmarine Fauna und Flora auf. Besonders häufig sind Brachiopoden, Crinoiden, grosse Bivalven, Korallen und grosse agglutinierende Foraminiferen (*Everticyclammina*, *Pseudocyclammina*) sowie die Foraminiferen *Placopsilina*, *Lenticulina* und *Spirillina*. Lagunen in Barrierenposition weisen Fazieswechsel auf von Barrenfazies über Rifffazies hin zu Tempestiten. Gut geschützte Lagunen in Barrierenposition und mit offenmarinem Charakter führen auch zu zeitlich begrenzter Entstehung von Onkoiden vom Typ 1 und 2. Derartige eher ruhigere Phasen werden durch extraklastenreiche Schüttungen unterbrochen.

7b Offene Lagune der äusseren Plattform

Diese Fazies ist durch starke Variationen des Faunenspektrums geprägt. Zuweilen treten die gleichen faunistischen Elemente auf wie in Lagunen des Barrierengürtels. Dies ist vor allem in Phasen steigenden Meeresspiegels der Fall, wobei in diesem Fall der Barrierengürtel überflutet ist und offenmarine Einflüsse ungebremsst auf innere Plattformpositionen einwirken können. In Phasen mit aktivem, lokal emergierendem Barrierengürtel nimmt der offenmarine Charakter ab und die Fauna wird eingeschränkt. Faunenelemente dieser Situation sind insbesondere Echinodermen, Bivalven, Schwämme, Korallen und miliolide Foraminiferen wie *Quinqueloculina* oder Textulariden wie *Textularia*.

7c Halboffene Lagune der inneren Plattform

Die marine Prägung von halboffenen Lagunen der inneren Plattform ist schwach. Die Energie ist nie sehr hoch, der Einschränkungsggrad ist leicht erhöht und zeigt sich durch eine Reduktion der Faunendiversität sowie durch eine Dichtezunahme einzelner Faunenelemente. In halboffenen Lagunen finden sich Bivalven (auch Austern), Gastropoden, Echinodermen, Schwämme, Ostrakoden, Bryozoen, Algen und Serpuliden. Foraminiferen sind häufig, allerdings ebenfalls leicht eingeschränkt. Gängig sind *Reophax* und *Alveosepta*, sowie verschiedene nicht näher bestimmte biserialen Textulariden.

7d Geschlossene Lagune der inneren Plattform

Geschlossene Lagunen sind selten. Ein besonderes Merkmal für geschlossene Lagunen ist die stark re-

duzierte Energie. Anzutreffen sind Algenmatten und häufiger Onkoide (insbesondere Typ 3 und 4). Das Faunenspektrum zeigt Ostrakoden, Bivalven, kleine Gastropoden, Schwämme, Algen und Cyanobakterien. Die Foraminiferen sind insbesondere vertreten durch *Kurnubia*, *Ammobaculites*, *Parurgonia*, *Bullopore* und *Conicospirillina* (Tafel 3.6).

Fazies 8: Barren

Barren weisen sich durch hochenergetische Sedimentstrukturen aus. Besonders Foreset-Strukturen und Laminationen sind ein typisches Merkmal von Barrenablagerungen. Die Zusammensetzung der Sedimente ist unterschiedlich und selten konstant. Es werden fünf fazielle Barrentypen unterschieden.

- **Oolithische Barre**
Oolithische Barren dominieren die Ablagerungen der Karbonatplattform des zentralen Schweizer Juras im Späten Oxford. Einzig die Member La May, Laufen und Hauptmumienbank weisen keine oder nur wenige grössere Barrenkomplexe oolithischer Zusammensetzung auf.
- **Bioklastische Barre**
Bioklastische Barren ohne grössere Ooidanteile wurden nur an der Basis des Steinebach Members im Raum zwischen Court und Liesberg beobachtet. Hauptgemengteile sind grössere agglutinierende benthische Foraminiferen (*Alveosepta*, *Lenticulina*), Echinodermenfragmente, sowie Schalen-trümmer von Bivalven.
- **Gemischt oolithisch-bioklastische Barre**
Alle Barren des Späten Oxfords weisen stets einen minimalen Bioklastenanteil auf. In einzelnen Horizonten werden aber Barren beobachtet, welche einen etwa 50 zu 50 % Anteil von Ooiden und Bioklasten aufweisen. Beispiel: Profil Court, Fig. 4.10, Meter 9 bis 10.
- **Lithoklastenbarren**
In Anfangsstadien von Barrenentwicklungen werden in den umgebenden Ablagerungsräumen Sedimente mobilisiert oder aufgearbeitet. Hierbei entstehen Barren, welche aus Lithoklasten bestehen. Beispiel: Profil Pichoux (Extraklasten), Fig. 4.7, Meter 52.3.

- **Peloidale Barren**

Peloidale Barren entstehen in Situationen mit mittlerer bis schwacher Energie durch die Mobilisierung von schlammigen unverfestigten Sedimenten. Der Kalkschlammgehalt ist stets recht hoch. Beispiel: Profil Péry-Reuchenette, Fig. 4.4, Meter 33 bis 37.5.

Barren finden sich in mittel- bis hochenergetischen Ablagerungsräumen des Barrierengürtels oder in flach- und offenmarinen Positionen der inneren Plattform. Barren können aber auch im Bereich des Überganges in halboffene Lagunen oder in flach subtidalen Zonen der halboffenen Lagunen durch starke Gezeitenströmungen entstehen.

Fazies 9: Riffe

Riffe weisen aufgrund ihrer Faunenzusammensetzung und Morphologie auf ihre Position auf der Plattform hin. Folgende Rifftypen werden unterschieden:

Korallenriffe

- **Barrierenriffe** folgen dem Plattformrand. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann deren Existenz nur vermutet werden. An der Basis des Steinebach Members in Péry-Reuchenette weist dichteres Auftreten von Korallen in einer allgemein oolithischen Hochenergiefazies auf ein mögliches Barrierenriff hin. Gleichzeitig beginnt die Entwicklung des Oltener Korallenkalkes am Südostrand der Plattform. An dieser Stelle kann für das ganze Späte Oxford ein verstärktes Korallenwachstum festgehalten werden (Gygi 2000).
- **Fleckenriffe** (Patch-Reefs) treten meist in geschützten Zonen der inneren Plattform auf. Mögliche Fleckenriffe konnten vermehrt beobachtet werden (z.B. im Profil Mettemberg-Soyhières, frühes, mittleres und spätes La May Member; im Profil Court, Übergang La May zu Laufen Member).
- Eine nahe Präsenz von Korallenriffen ist anhand von Korallenbruchstücken nachweisbar. Eine hohe Konzentration von Riffschutt in Barren kann Hinweise auf eine mögliche Verteilung und Dichte von

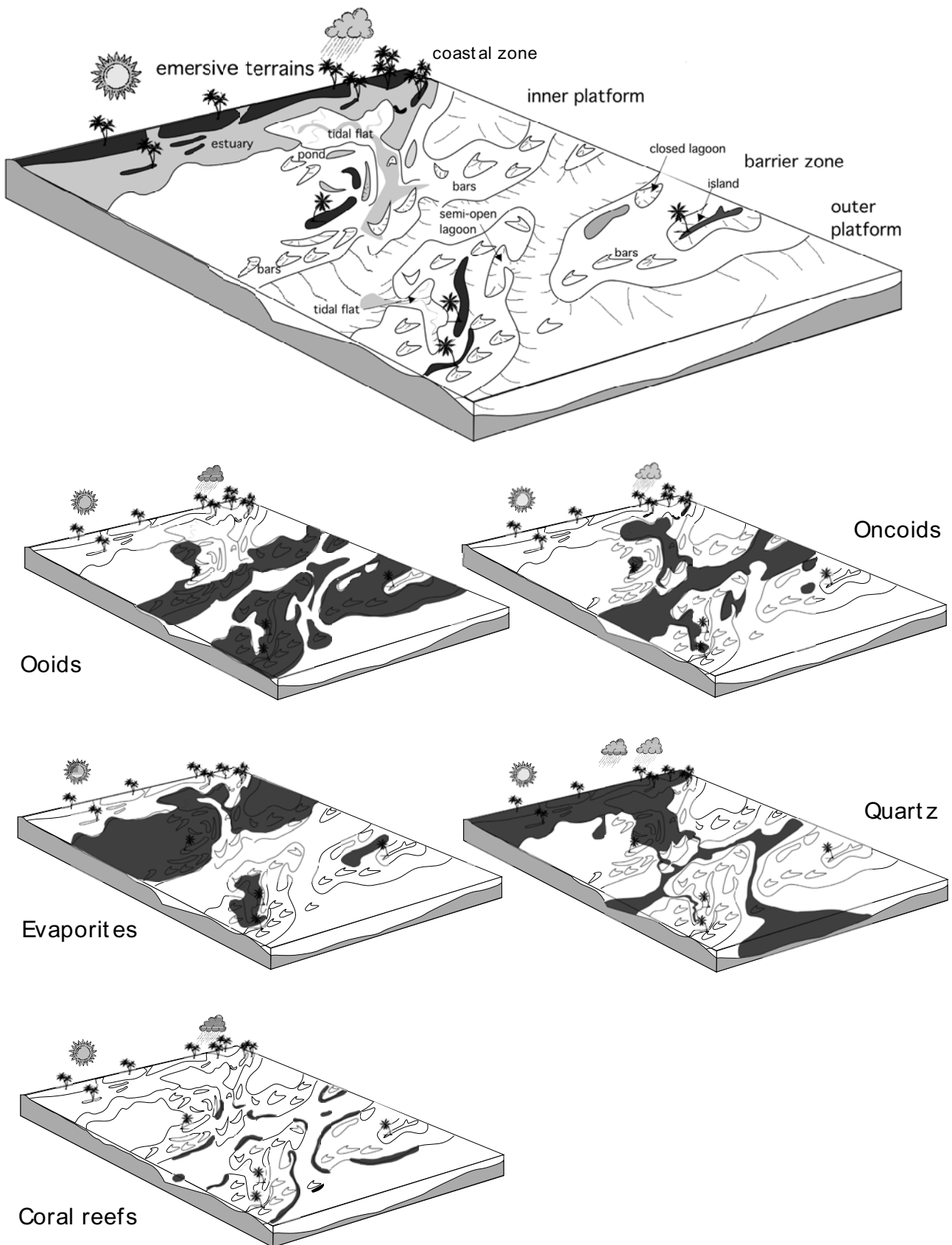


Fig. 3.4: Synthetic distribution of facies and facies zones (upper figure) and the distribution of some important microfacies elements within the defined zones (5 smaller figures).

Korallenriffen geben (z.B. 5 bis 6 Meter oberhalb der Basis des Verena Members im Profil von Court).

Mikrobenriffe

Solche Riffe gibt es nur in Ansätzen. Zyklisch auftretende Phasen von starker mikrobieller Umkrustung von Klasten oder Korallen können im Hauptmumienbank Member beobachtet werden, beispielsweise im Profil von Court (Meter 6.2). Die morphologische Eigenart von Onkoiden des Typs 4 kann in einigen Fällen mit Mikrobenkrustenriffen in Miniaturform verglichen werden (Algal Microreefs; Schneider et al. 1983).

Die Interaktionen von Korallen- und Mikrobewachstum im Mittleren Oxford und dem beginnenden Späten Oxford des Schweizer Jura und die daraus abzuleitenden ökologischen Interpretationen wurden von Dupraz (1999) und Dupraz & Strasser (1999) diskutiert.

3.4. FAZIESZONEN

Fazieszonen gruppieren verschiedene Faziestypen, welche in einem gemeinsamen Ablagerungsraum koexistieren. Das übliche Faziesmodell mit der Entwicklung von internen Fazieszonen (äolisch, Watt, Strand) bis hin zu externen Plattform-, Hang- oder Rampenpositionen wird in diesem Fall nur bedingt angewendet. Beobachtungen an unzähligen, bereits in der Literatur beschriebenen Aufschlüssen zeigen in vergleichbaren stratigraphischen Positionen unterschiedlichste Fazies als auch unterschiedliche Strömungsrichtungen (Barren). Der aus diesen Beobachtungen zu postulierende, komplexe morphologische Aufbau der Plattform ermöglichte also beispielsweise die Genese ein und derselben Fazies (beispielsweise: oolithische oder bioklastische Barren) in sowohl interner als auch externer Plattformposition (Fig. 3.4). Die folgenden Fazieszonen wurden identifiziert:

Fazieszone I: äussere Plattform (Fazies 7b)

Dieser Fazieszone (Fig. 3.4) werden alle Fazies zugeordnet, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht in einer hochenergetischen Flachwasserzone entstanden, sondern in eher tieferen offeneren Zonen mit stark wechselnder Energie.

Ein gutes mikrofazielles Beispiel hierfür stellen Crinoidenfragmente in einer mikritischen Matrix mit benthischen Foraminiferen (*Spirillina* und *Lenticulina*) dar.

Fazieszone II: Barrierengürtel (Fazies 7a, (7b), 8, 9)

Im Falle der flachen Plattform des Späten Oxfords kann in keinem der Profile eine kontinuierliche Barrierenzone (Fig. 3.4) nachgewiesen werden. Es handelt sich eher um ein breites Band, einen Gürtel, welcher sich durch hochenergetische Flachwasserfazies auszeichnet. Dieser Gürtel beinhaltet mehrere typische Fazies (oolithische und bioklastische Barren, Korallenriffe), welche aber nicht zwingend eine energiebrechende Funktion aufweisen. Ebenfalls werden häufig restriktive oder geschlossene Lagunensysteme in diesem Bereich angenommen (Hauptmumienbank und Steinebach Member).

Fazieszone III: innere Plattform (Fazies 7b, 7c, 7d, 8, 9)

Diese Fazieszone (Fig. 3.4) fasst alle Fazies zusammen, welche in geschützter Position hinter einer Barriere oder einem Barrierengürtel lagen. Auf einer inneren Plattform finden sich vor allem Lagunenfazies, Korallenriffe und kleinere Zonen mit Barren oolithischer und peloidaler Zusammensetzung. Die innere Plattform unterscheidet sich von der äusseren Plattform vor allem durch eingeschränkte marine Bedingungen. Die Energie ist in inneren Plattformpositionen normalerweise schwach. Direkt an Barrierenzonen anliegende innere Plattformen weisen zum Teil hochenergetische Ablagerungen wie Washover, Tempestite und Riffgerölle auf.

Fazieszone IV: Küstengebiete / kontinentale Ablagerungsräume (Fazies 1-6)

In dieser Fazieszone vereinen sich alle Fazies mit flach subtidaler, intertidaler bis supratidaler Prägung (Küstenwatt, Gezeitenkanal, Pond, Kanalfazies, Strand, Emersionen). Die komplexe Struktur der Plattform führt dazu, dass diese Fazies nicht nur in proximaler Position der Plattform auftauchen können. Es wird angenommen, dass beispielsweise Gezeitenkanäle oder Küstensümpfe auch in geschützten Bereichen des Barrierengürtels (Fig. 3.4) auftreten. Strände sind potentiell in allen Plattformpositionen bei Emersion anzutreffen.

3.5. FAZIESPERIODEN

Faziesperioden sind begrenzte Zeiträume, in welchen fast alle Mikrofazies, Fazies und Fazieszonen einander aufgrund der vorherrschenden ökologischen Bedingungen in ihren Fazieselementen ähnlich sind, oder in welchen zumindest typische Fazieselemente wiederholt und häufig auftreten.

Vergleichbare oder sogar gleiche Faziesassoziationen können in verschiedenen Zeitabschnitten und an verschiedenen Orten auftreten.

Beispiele für Faziesperioden sind:

- Peloidal-bioklastische, subtidale Barren vor Einsetzen der Sedimentation des Verena Members. Dieser gut definierte Abschnitt ist in allen Profilen anzutreffen.
- Kreidig-weiße Ooidbarren im Top des Verena Members.
- Onkolithische Lagunensedimentation an der Basis des Hauptmumienbank Members und im La May Member.

4 - BESCHREIBUNG UND SEDIMENTOLOGISCHE INTERPRETATION DER DETAILPROFILE

4.1. VORINFORMATIONEN UND LEGENDE ZU DEN DETAILPROFILIEN

Zu allen Hauptprofilen (Fig. 2) werden Angaben zur Lage im Gelände (Fig. 4.1a), zur stratigraphischen Einordnung, sowie zur sedimentologischen Entwicklung und deren Interpretation in Text und Graphiken dargelegt. Die Profile Péry-Reuchenette, Pichoux, Court, und Mettemberg-Soyhières wurden hochauflösend untersucht und dementsprechend dargestellt.

Die Profile in Liesberg wurden in verschiedenen hoher Auflösung bearbeitet. Im Profil Liesberg 1 führen starke Versätze und die anthropogenen Aktivitäten im Steinbruch zu einer Beschränkung auf Informationen, welche das Verständnis für das Profil Liesberg 2 unterstützten. Das Profil Liesberg 2 ist an der Basis durch Verbauungen schlecht zugänglich

und im Bereich des Verena Members tektonisch gestört. Trotzdem war eine ungefähre Abschätzung der Mächtigkeiten möglich. Die hierbei fehlende Genauigkeit und die Unzugänglichkeiten bei der Probennahme drängten eine vereinfachte Analyse vor allem der obersten Einheiten auf.

Die Profilerläuterungen gliedern sich in die Beschreibung der Profilsituation im Gelände, in eine lithostratigraphische Übersicht und eine sedimentologische Interpretation. Letztere ist kurzgefasst, da die Detailinformation in den Profilfiguren enthalten ist.

Die graphische Beschreibung der Profile ist dreigeteilt. Der zentrale Teil umfasst die Profildarstellung mit einer Wiedergabe der Feldbeobachtungen, die Mächtigkeit, die Position der Probenahme, die Klassifikation der Sedimente nach Dunham (1962) und zuletzt die Aufführung wichtiger Fazies- und Mikrofazieselemente. Das rechte Drittel der Graphiken beschreibt das relative (prozentuale für Quarz) Auftreten einzelner Mikrofazieselemente (Skala von Punktgrößen 0 bis 4, Fig. 4.1b). Das linke Drittel der Graphiken verweist auf eine fazielle Interpretation der Ablagerungen, unterstreicht in Textform wichtige Beobachtungen, ordnet die Ablagerungen den entsprechenden Members zu und stellt eine interpretative Entwicklung von Faktoren der Ablagerungsbedingungen dar. Diese Faktoren sind die Energie (hoch bis niedrig), die Wassertiefe (subtidal bis supratidal) und der Einschränkungsgrad (eingeschränkt bis keine Einschränkung).

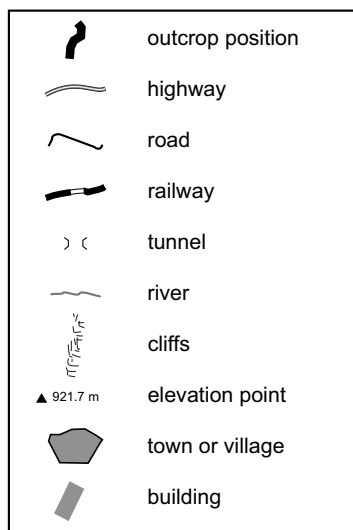


Fig. 4.1a: Legend for all figures describing geographical positions of the sections

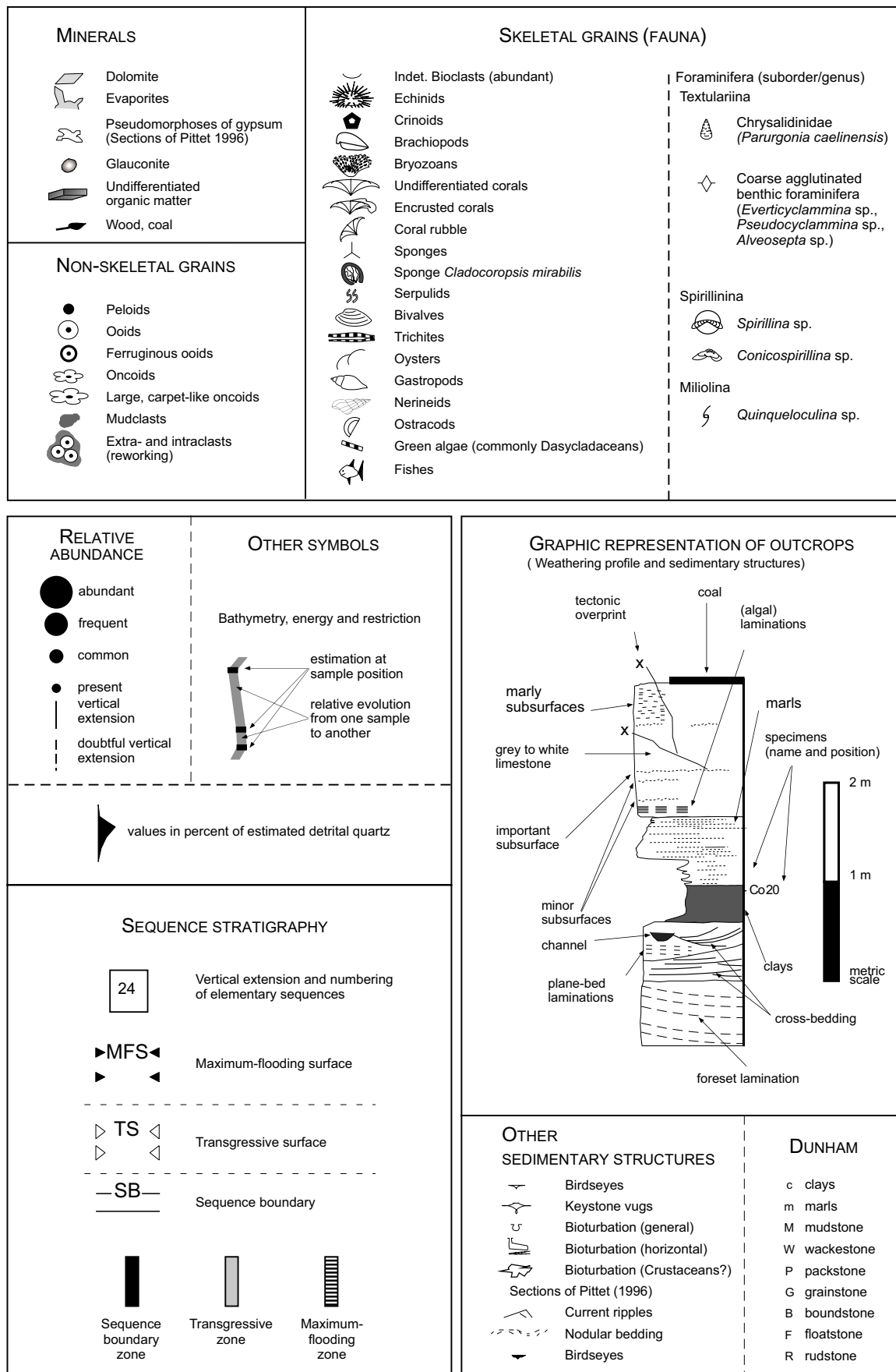


Fig. 4.1b: Legend for all studied platform sections.

4.2. DETAILPROFILE: DATENÜBERSICHT, RESULTATE UND INTERPRETATIONEN

4.2.1. Péry-Reuchenette

Profilsituation im Gelände

Das Profil ist in der Klus von Rondchâtel aufgeschlossen, welche die Antiklinale des Chasserals nördlich von Biel und zwischen den Ortschaften Péry-Reuchenette und Frinvillier durchschneidet. Die Profilaufnahme erfolgte im nordöstlichen Teil des grossen Kalkbruches (Koordinaten 585 800/226 250), genau gegenüber dem grossen Fabrikgebäude von Rondchâtel. Die Profilbasis befindet sich im kleinen Tunnel südlich, das Profilende im nordöstlichsten Bogen des Steinbruchs (Fig. 4.2).

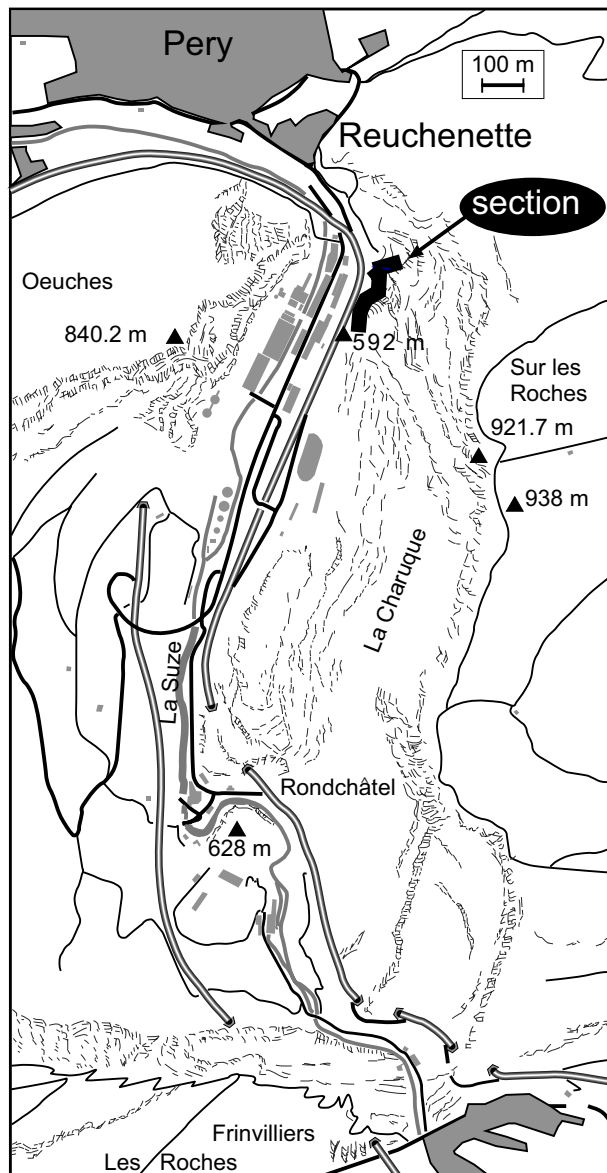


Fig. 4.2: Geographical position of the Péry - Reuchenette section.

Lithostratigraphische Übersicht

Die Profilaufnahme setzt über den schwarztonigen Mergeln (Top Rössenz Member) am Südportal des kleinen Tunnels ein. Im Tunnel geht nach einer Riffazies die Ablagerung in die typischen Schrägschichtungen der Oolithbarren des Steinebach Members über. Kurz vor dem Nordportal des Tunnels bildet eine letzte Mergelfurche den Übergang zum Hauptmumienbank Member. In den nachfolgenden, treppenartig zurückversetzten Bänken geht die Hauptmumienbank in einer Übergangsfazies zum Oolitherousse Member über (unterhalb des nach Westen vorstehenden Felskopfes). Die nachfolgenden, grauen Kalke entsprechen dem Bure Member sowie dem La May Member. Die scharfe Grenze zum weissen, oolithischen Verena Member ist auch aus grosser Distanz deutlich sichtbar. Dieses Member zieht sich als weisses Band durch den ganzen Steinbruch hindurch. Der Übergang in die Reuchenette Formation ist nicht scharf abgegrenzt, fällt aber mit dem ersten Auftreten dunkler bis schwarzer Peloiden zusammen.

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilabschnitten in den Figuren 4.3 und 4.4.

A: Die Sedimentation setzt, nach den Mergeln an der Basis des Profils, mit hochenergetischer Prägung ein. Eine anfänglich ruhige, peloidale Ablagerung wird durch oolithische Barren und zu Beginn auch durch ein kleines Korallenriff abgelöst. Nach 7.5 m setzt eine kurze Phase mit mergeligen Ablagerungen mit offener mariner Fauna ein.

B: Bis zu Meter 16,5 folgen Ablagerungen mit Onkoiden in halboffenen Lagunen, mit wechselnder Energie. Schön zu beobachten (Probenhorizonte PR 13, PR 14) sind Onkoide von mehreren Zentimetern Grösse, welche durch ihre hellbraune Färbung klar herausstechen.

C: Die relativ homogene Einheit B wird durch ein System mit rasch wechselnden Umweltbedingungen abgelöst (bis 28 m), welches Ablagerungen mit unterschiedlichsten Zusammensetzungen zur Folge hatte. So findet man quarzhaltige, peloidale Ablagerungen aus einem Watt, offenlagunäre Mergelbänder mit hoher Artenvielfalt der Foraminiferen, Sturmablagern mit oolithischer Zusammensetzung, oder stark bioturbirte Lagunenkalke mit Gastropoden. Diese gut gebankte Einheit zeugt von einem mässigen kontinentalen Einfluss, da sie schubweise Anteile von Quarz, Tonmineralien und vor allem immer wieder kleine

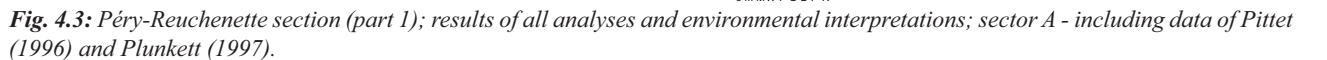


Fig. 4.3: Péry-Reuchenette section (part 1); results of all analyses and environmental interpretations; sector A - including data of Pittet (1996) and Plunkett (1997).

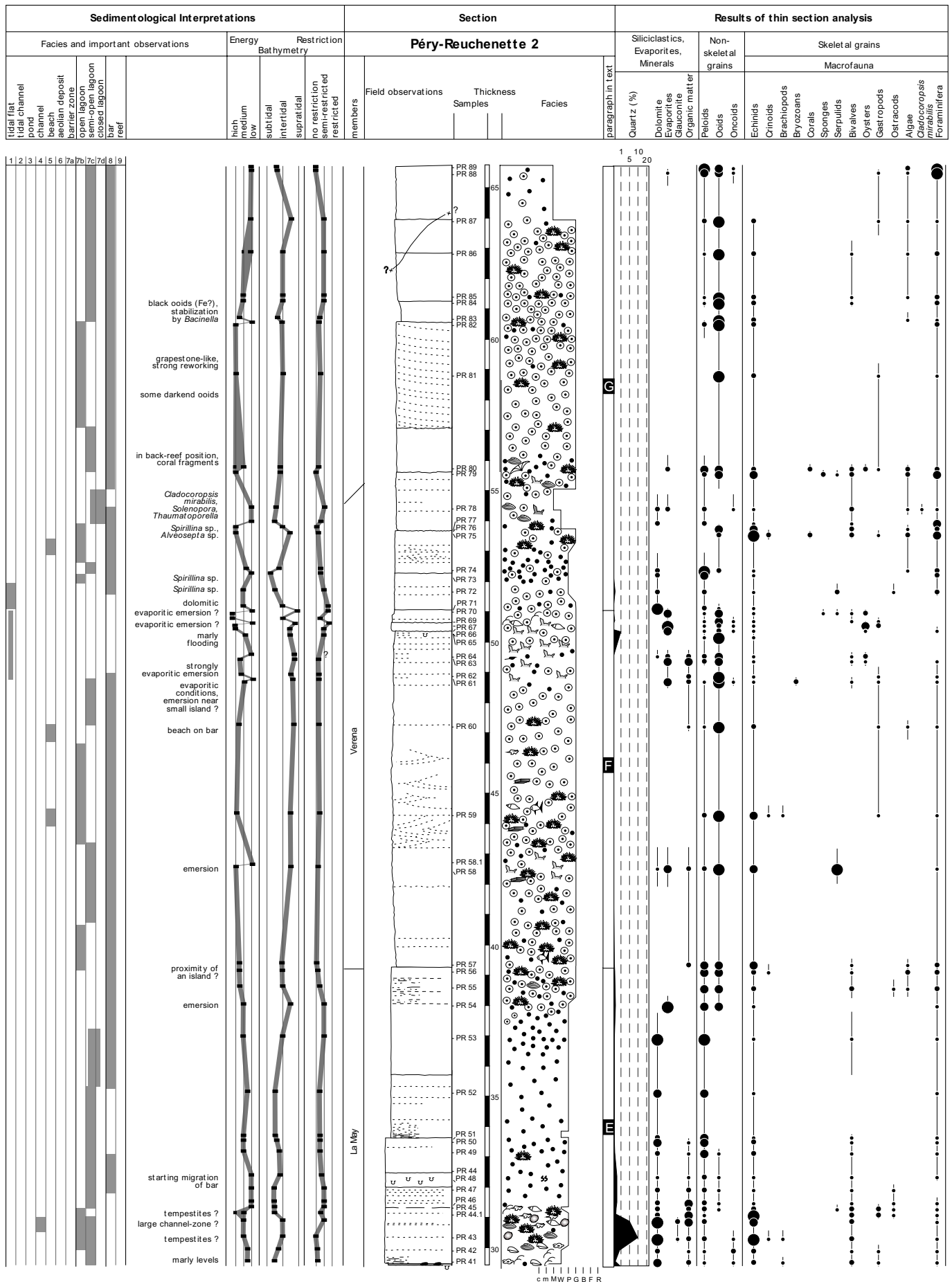


Fig. 4.4: Péry-Reuchenette section (part 2); results of all analyses and environmental interpretations.

Kohlestücke und weitere nicht bestimmte Fragmente organischen Materials von mikroskopischer Grösse führt. Auffällig sind auch Drusen mit stark gezackten Rändern, die als Bioturbation gedeutet werden (wahrscheinlich Grabgänge von Krustazeen). Die Anwesenheit der Bioturbationen steht wahrscheinlich mit dem Auftreten von Siliziklastika in einem engeren Zusammenhang, da sie nur in quarzführenden Horizonten beobachtet wurden.

D: Ein markanter Fazieswechsel (Meter 28 und 29) wird durch gerollte Kalkknollen (mud clasts) angekündigt. Dieser Horizont (Probe 39) mit starker Bioturbation weist eine erhöhte Dichte an Austern, Gastropoden, Brachiopoden, Inoceramen und leicht limonitisierten Ooiden auf, wie dies bei kondensierten Ablagerungen häufig ist. Zwei fast identische Bänke (bis 29.5 m) zeigen stark limonitisierte Ooide. Allerdings können diese Ooide nicht als eigentliche Eisenooide bezeichnet werden (Kap. 3.). Die Einheit kann als migrierende Ooidbarren interpretiert werden, wobei die übrigen Fazieselemente (Mergel, Lithoklasten) auf eine breite Kanalzone hinweisen würden. Die zum Transport und zur Abrundung der Klasten benötigte Energie stammt möglicherweise von Gezeitenströmungen.

E: Die Basis der zwei nachfolgenden Bankkomplexe (bis 33.5 m und bis 39.5 m) ist jeweils leicht mergelig, die Bänke selbst sind fossilarm. Einzig die ersten zwei Meter weisen eine leichte Zunahme der Bioklasten auf. Die peloidale Zusammensetzung sowie die starke Graufärbung trennt Einheit E zudem deutlich von den nachfolgenden weissen Einheiten. Die Ablagerungsbedingungen werden mit flachsubtidalen, leicht geschützten Systemen in halboffenen Lagunen verglichen. Ooide im obersten Teil der Einheit kündigen migrierende Barren an. Ab Meter 39.5 geht der Kalkschlammanteil verloren, was zum erwähnten scharfen Farbwechsel führt.

F: Die weissen grob-oolithischen Barren werden bis zu Meter 51 durch einzelne evaporitische Ereignisse überprägt, sind ansonsten aber in ihrer Zusammensetzung äusserst homogen und gut sortiert. Bei Meter 50.5 (Proben PR 65 bis PR 69) wird eine bioturbirte Barrenoberfläche von einer Bank von 29 cm Mächtigkeit überdeckt, welche Pseudomorphosen nach Gips und Anhydrit aufweist. Die Präsenz von gerollten Algenknollen und runden, fast kugelförmigen Gastropoden (*Natica* ?) lässt auf eine Überflutung einer längere Zeit stabilisierten, nicht bedeckten Barre schliessen. Die Bank von 29 cm

Mächtigkeit wurde nachträglich erneut von Gips und Anhydrit evaporitisch überprägt, was auf eine neuerliche Emersion derselben Bank schliessen lässt.

G: Die nachfolgenden Schichteinheiten weisen höhere Bioklastenanteile auf und nehmen in der Weissfärbung ab. Zwischen Meter 57.0 und 60.5 kann eine oolithische Barre beobachtet werden, deren Foreset-Strukturen stark ausgeprägt sind. Die Oberfläche dieser Barre ist stark gewellt, eine Struktur mit Wellen von im Schnitt 50 cm Länge, welche an Dünen erinnert. Im Dünnschliff lässt sich eine eindruckliche netzartige Bindung der Ooide durch *Bacinnella* beobachten (Probe PR 82). Dies könnte ein Hinweis auf die Stabilisierung einer Ooidbare durch Cyanobakterien sein (Hillgärtner et al. 2001), welche dann eintritt, wenn die Energie abnimmt und damit die Bewegung der Barre gebremst wird. Ab Meter 64.0 nimmt der Anteil der Ooide stark ab und Peloiden sind häufig.

4.2.2. Pichoux

Profilsituation im Gelände

Das Profil befindet sich zwischen Sornetan und Undervelier im südlichen Teil der Pichoux Klus (Koordinaten 584 050/236 750), welche die Antiklinale der Raimeux Kette durchschneidet. Der Profilanfang befindet sich westlich oberhalb des kleinen Parkplatzes und ca. 150 m südlich des Tunnels. Das Profilende liegt genau oberhalb des Südendes der grossen Steinschlagmauer, schluchtaufwärts (Fig. 4.5).

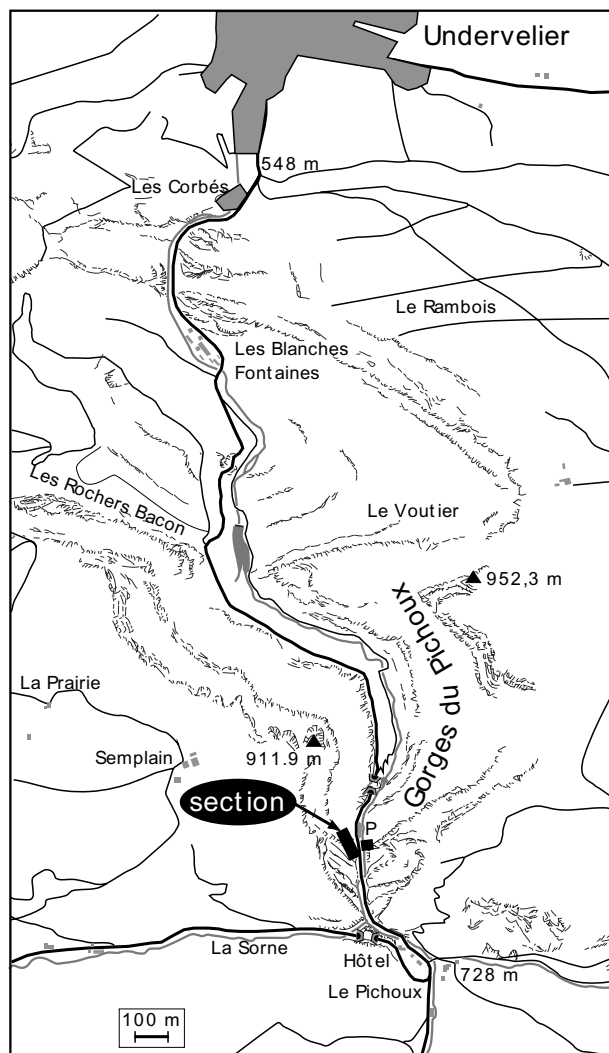


Fig. 4.5: Geographical position of the Pichoux section.

Lithostratigraphische Übersicht

Die Aufschlüsse setzen mit dem Hauptmumienbank Member ein. Dieses befindet sich oberhalb eines kleinen Waldes, welcher die südliche Begrenzung des grossen, auf den Parkplatz hinfallenden Hangschuttkegels darstellt. Die Basis des Members ist an dieser

Stelle nicht aufgeschlossen, da Geröll die liegenden Schichten überdeckt. Das Member geht ca. 3 m oberhalb der Aufschlussbasis der grossen, senkrecht zur Bankung stehenden Felsplatte in eine Schicht mit nurmehr wenigen Onkoiden über. Die nachfolgenden Schichten bis an die erste Krete wurden wegen der guten Aufschlussverhältnisse auf der gegenüberliegenden Strassenseite, senkrecht oberhalb des Baches Sorne aufgenommen. Das Oolithe rousse Member ist nur bei den Proben Pi 83 und Pi 84 angedeutet und bildet die letzten dünnen Bänke der Krete, bevor die erste Mulde das Bure Member anzeigt. Der Übergang des La May Members zum Verena Member befindet sich im Felskopf, welcher sich dicht an die Strasse drängt. Das Verena Member zieht über die Einbuchtung mit der Holzhütte hinweg, durch die tektonisch gestörte Steinschlagrinne hinauf zum kleinen Felskopf mit mehreren kleinen Nischen. Der Übergang in die Reuchenette Formation manifestiert sich durch Kalke mit leicht kreidigem Aspekt (färbt beim Zerreiben die Finger weiss), einsetzende gute Bankung bei Meter 74,5 und eine mergelige, stark herausgewitterte Furche von einem Meter Mächtigkeit bei Meter 79.

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilschnitten in den Figuren 4.6 bis 4.8.

A: Das Profil setzt mit Lagunensedimenten mit Onkoiden ein, welche von Meter 5 bis 7 stark durch evaporitische Strukturen aufgebrochen werden. Die Präsenz von Quarz prägt die nachfolgenden, oolithischen Bänke kleiner Mächtigkeiten. Von Meter 6.8 bis 9.9 sind diese Bänke stark dolomitisiert. Sie weisen zudem Peloiden und hohe Anteile organischer Materie auf. An der Basis finden sich Bruchstücke von Korallen, welche auf die Zerstörung eines nahen Riffes schliessen lassen. Diese untere Barreneinheit weist eine Bankung auf, welche durch feine Ton- und Mergel einschaltungen geprägt ist und auf einen tidalen Einfluss hinweist.

B: Die zweite Barreneinheit ist stärker oolithisch. Sie beginnt mit einem hohen Anteil grosser benthischer Foraminiferen agglutinierender Natur (*Alveosepta*, *Everticyclammina*) und endet mit einer erhöhten Präsenz von Gastropoden.

C: Ab Meter 12.4 kann ein ausgeprägter Fazieswechsel festgestellt werden. Die Ooide sind auf einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern dunkel gefärbt, danach werden die Ablagerungen mergelig. Die Mergelzone weist viele unterschiedliche Fa-

zieselemente auf. Die Artenvielfalt und die Ablagerungsdichte der Faunenelemente sowie die intensive Bioturbation lassen eine kondensierte Ablagerung, d.h. eine reduzierte Karbonatschlamm-Sedimentation vermuten. An dieser Stelle gilt zu erwähnen, dass die ungleichmässige, knollenförmige Schichtung dieser Einheit durch einen etwa 1 cm mächtigen Tonhorizont fast geradlinig durchzogen wird. Dies erinnert stark an die Ausprägung maximaler Flutungsflächen (Kapitel 5.1).

D: In der Folge nehmen Bioturbation und Mergelanteil ab. Von den Proben Pi 95 bis Pi 100 treten feingebankte Kalke mit Onkoiden, Gastropoden und Korallenfragmenten auf. Diese sind reich an organischem Material und werden vor allem von Probe Pi 99 bis Probe Pi 100 von Dolomitisierung und Pseudomorphosen nach Gips und Anhydrit geprägt. Die Anhäufung evaporitischer Mineralien und die geringen Bankmächtigkeiten lassen auf eine Ablagerung der Schichten in geringer Bathymetrie schliessen. Diese wären danach jeweils kurzen Auftauchphasen ausgesetzt gewesen, wodurch sie evaporitisch überprägt wurden. Ein kleines Fleckenriff mit Korallen wird während Auftauchphasen ebenfalls evaporitisch überprägt. Die nachfolgende peloidale Kalkschlammfazies weist keine Korallen mehr auf, geht aber mit der Zunahme des Quarzanteils zusammen. Diese Zunahme hatte wahrscheinlich negative Auswirkungen auf die Umweltbedingungen und die Entwicklung der Karbonatproduzenten (vor allem Korallen).

E: Erhöhte Gehalte von Quarz und organische Materie, Gips- und Anhydrit-Pseudomorphosen, sowie rote Onkoide zeigen zwischen Probe Pi 105 und Pi 108 einen Fazieswechsel und eine Emersion an. Die nachfolgenden mächtigeren Bänke weisen Sedimente aus halboffenen Lagunensystemen mit mittlerer bis schwacher Energie auf.

F: Die Fazies geht in mehreren Schüben von peloidalen zu oolithischen Barren über. Die Barre bei Probe Pi 120 ist evaporitisch überprägt. Ab Meter 31 (Probe Pi 121) bis Meter 50 prägen oolithische Barren von mehr als 2 Meter Mächtigkeit die Sedimentation. Die letzten Zentimeter sind jeweils vermehrt evaporitisch überprägt, was auf Emersionen unter sabkhaähnlichen Bedingungen schliessen lässt. Ein weiteres Argument für diese extreme Ablagerungssituation ist die stark reduzierte Artenvielfalt.

G: Bei Meter 50 nimmt die Anzahl Peloiden und aufgearbeiteter Klasten zu. Die Klasten setzen sich vor allem aus oolithischen Extraklasten und aufgearbeiteten Onkoiden zusammen. Eine ausgesprochen stark bioturbirte Bank von 34 cm Mächtigkeit erinnert bei Meter 51 an die Bank im Profil von Péry-Reuchenette (bei Meter 50.5, Fig. 4.4). In Péry-Reuchenette unterbricht diese Bank ebenfalls eine langanhaltende oolithische Barrensedimentation.

H: Die nachfolgenden Ablagerungen sind zuerst grau gefärbt und von Peloiden geprägt, später werden sie kreidig weiss und stark oolithisch. Ab Meter 60 wird die Schichtung durch tektonische Versätze gestört (Steinschlagrinne), wodurch Messfehler der Mächtigkeit von einigen Dezimetern möglich sind. Im Bereich zwischen Pi 170 und Pi 175 weisen die Ablagerungen einen stark kreidigen, weissen Aspekt auf.

I: Bei Meter 74.4 tritt ein markanter Fazieswechsel ein, welcher die hochenergetischen, intertidalen und oolithischen Barrensysteeme durch eher niedrig-energetische, subtidale Ablagerungen mit peloidaler Prägung ersetzt. Die zuvor stets extrem niedrige Diversität der Bioklasten nimmt leicht zu.

[illegible]

Fig. 4.6: Pichoux section (part 1); results of all analyses and environmental interpretations.

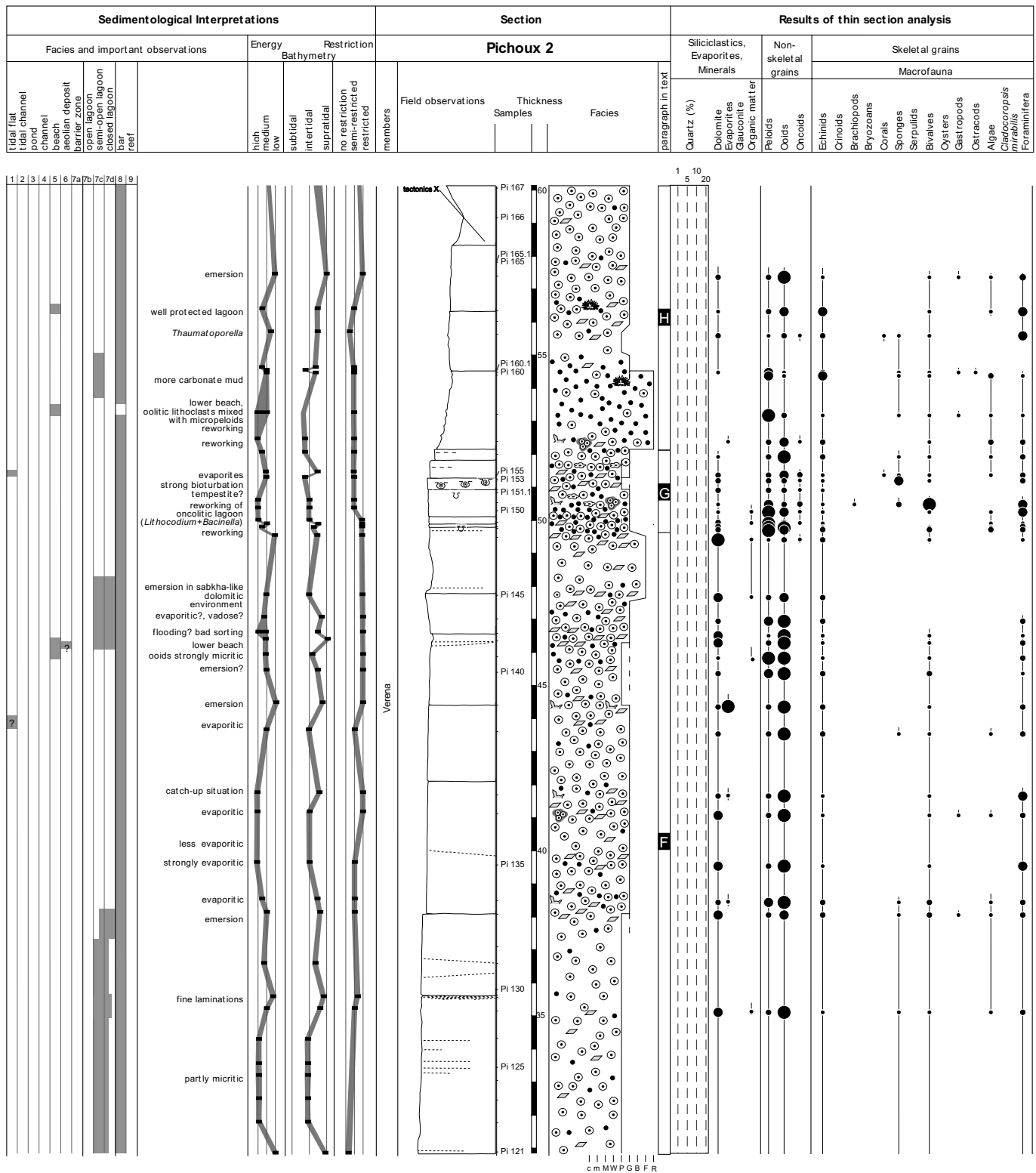


Fig. 4.7: Pichoux section (part 2); results of all analyses and environmental interpretations.

4.2.3. Court

Profilsituation im Gelände

Das Profil befindet sich nördlich von Court in der gleichnamigen Klus (Fig. 4.9). Der Profilanfang zeigt eine Abfolge massiver Bänke oberhalb der hinter einer Strassenmauer befindlichen Kalk-Mergel-Wechsellagerungen (Röschenz Member). Das Mergelband in der Mitte des Felskopfes wurde mit der gleichen Erscheinung am Süden der Klus korreliert. Das Profil setzt sich dort 20 m oberhalb und ca. 100 m nördlich des Eisenbahntunnels fort. Das Profilende befindet sich 20 m südlich des kleinen Tunnels am Fussweg auf der gegenüberliegenden westlichen Flanke. Die genauen Koordinaten der Profilschnitte werden in den Paragraphen A und B (Sedimentologische Interpretation) aufgeführt.

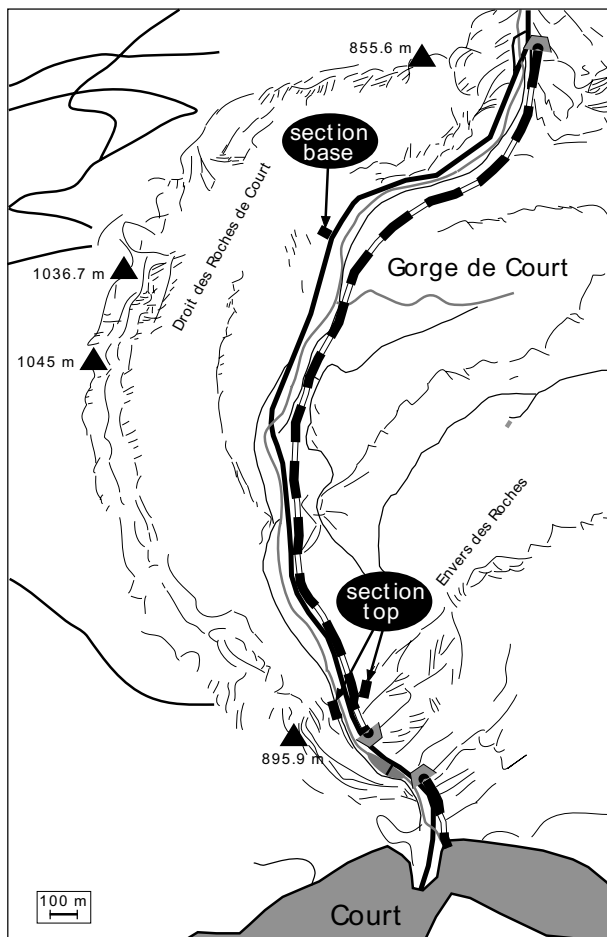


Fig. 4.9: Geographical position of the Court section.

Lithostratigraphische Übersicht

Der erwähnte Felskopf in der westlichen Klusmitte setzt sich aus den Membern Steinebach und Hauptmumienbank zusammen. Das korrelierte

Mergelband trennt diese beiden Einheiten deutlich. Der schlecht gebankte und von kleinen Riffstotzen unterbrochene obere Teil der Hauptmumienbank ist am letzten Felskopf vom Eisenbahntunnel in Richtung Norden gut erkennbar. Der nachfolgende Versatz hinter die Eisenabschränkung (gegen Steinschlag) zeigt den faziellen Übergang in den Bereich von Bure und Oolithe rousse Member. Die Mitte des nächsten Felskopfes korreliert innerhalb des La May Members mit den entsprechenden Bänken auf der Westseite der Klus (auf Höhe der kleinen Brücke).

Das Verena Member setzt 10 m vor Beginn des Tunnels am Fussweg ein und endet beim Tunnelausgang zu Beginn des Holzsteiges mit dem Übergang zu geringmächtigeren Bankungen.

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilschnitten in den Figuren 4.10 bis 4.12.

A: Das Profil beginnt an den Koordinaten 593 200/ 234 300. Nach einem raschen Übergang mergeliger Wattsedimentation zu einer weiterhin quarzreichen Gezeitenwatt Umgebung treten hochenergetische Ooidbarren ein. Von Meter 4 bis 8 dominiert ein Riff. Die Korallenkonstruktion wird bei Meter 6.4 durch eine kurze Phase (Krise) mit mikrobiellen Umkrustungen unterbrochen. Bei Meter 8 wird die Riffkonstruktion durch hochenergetische Sturmablagerungen und nachfolgendem Barrenmaterial überdeckt. Grosse Mengen von Korallenrümern deuten auf erosive Aufarbeitung von Riffkonstruktionen in näherer Umgebung hin. Aufgearbeitete Onkoide, sowie grosse Mengen von Gastropoden und Bryozoen lassen auf eine Ablagerung der Barren in einer halboffenen Lagune mit Gezeitenenergie schliessen.

B: Ein etwa 1 Meter mächtiges, mergeliges Band (bei Meter 12) mit grossen agglutinierenden benthischen Foraminiferen (*Alveosepta*, u.a.) stellt den Übergang zu den nachfolgenden onkoidreichen lagunären Ablagerungen dar. Dieses Mergelband ermöglichte ein Zusammenhängen des Profils mit der Fortsetzung im Südtail der Klus an den Koordinaten 592 900/233 000. Die Sedimente von Probe CoJP 081 (Plunkett 1997) bis Co 16 werden von stark bis leicht eingeschränkten Ablagerungsbedingungen geprägt. Die Sedimentation in diesem Bereich basiert zudem fast ausschliesslich auf Onkoiden, Algen, Korallen und Mikrobenmatten. Die Konzentration derselben lithologischen Merkmale nimmt gegen oben zu und wird durch eine Reduktion der Organismenvielfalt

und durch oolithische Einlagen beendet. Die Ursache für diese Entwicklung kann in Zusammenhang mit der Zunahme der Quarzgehalte (Probe Co 17) stehen und begründet sich eventuell mit einer Zunahme an Nährstoffen im System (Dupraz 1999). Diese Vermutung wird durch die ebenfalls zunehmenden Anteile organischer Materie gestärkt.

C: Von Probe Co 18 bis Co 28 treten rasche, hochfrequente Wechsel der Sedimentation auf. Diese sind durch hochenergetisch-oolithische Barren, aber auch mergelreiche Einschaltungen geprägt und weisen sich durch erhöhte Quarzmengen aus.

D: Eine mergelige Sedimentation wird bei Probe Co 29 durch eine stark kondensierte Sedimentation mit Schwarzfärbung der Bioklasten abgelöst, welche auf anoxischen Bedingungen im Sediment zurückzuführen ist. Die abrupte Zunahme der Artenvielfalt lässt eine Öffnung der Lagune vermuten, wodurch offenermarinere Bedingungen vorherrschten. Interessant ist, dass die Energie im System weiterhin mit niedrig charakterisiert werden kann. Die Kombination beider Faktoren lässt daher einerseits auf eine gute Wasserzirkulation, andererseits aber auch auf einen guten Schutz vor hochenergetischen Ereignissen schliessen.

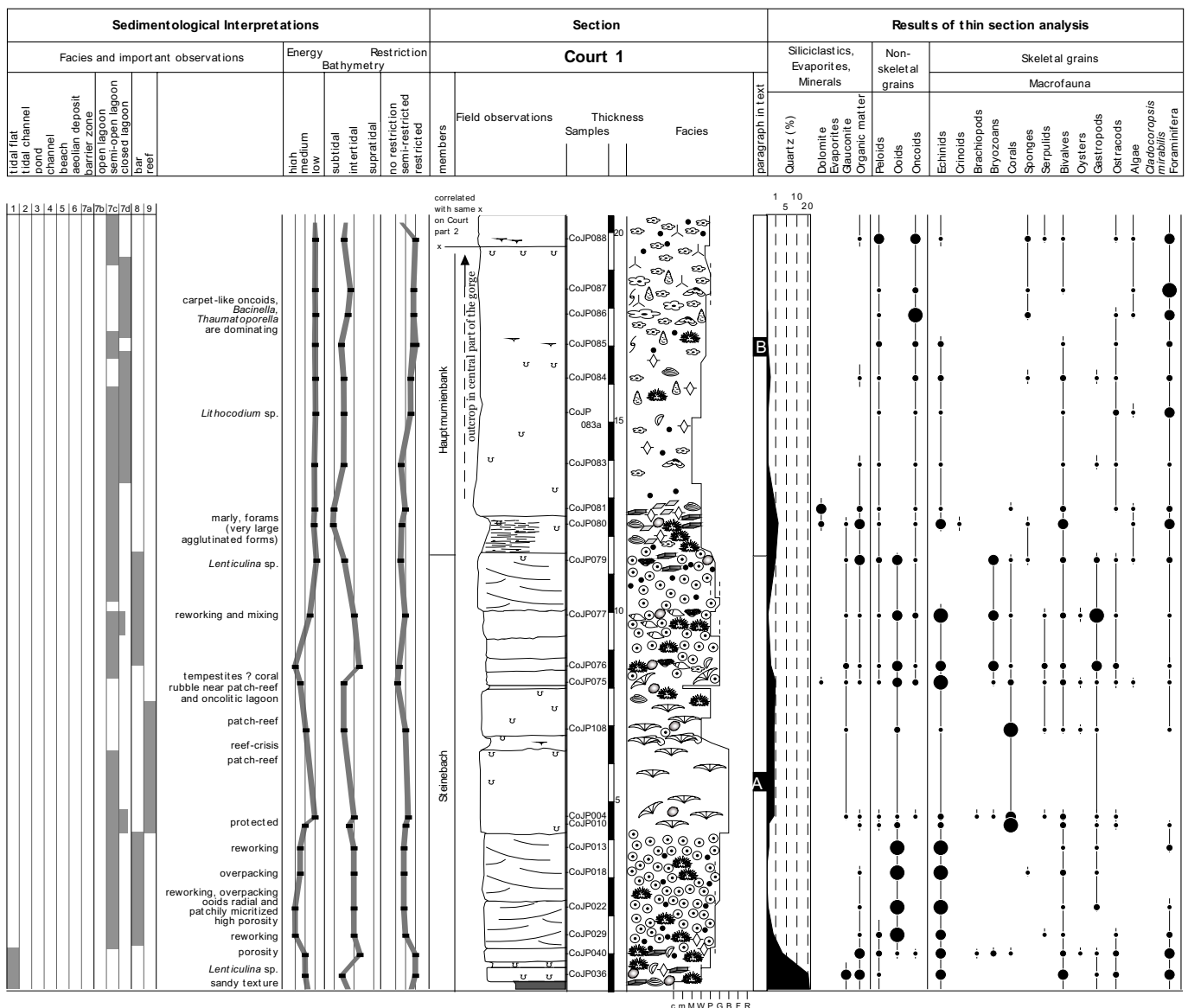


Fig. 4.10: Court section (part 1); results of all analyses and environmental interpretations.

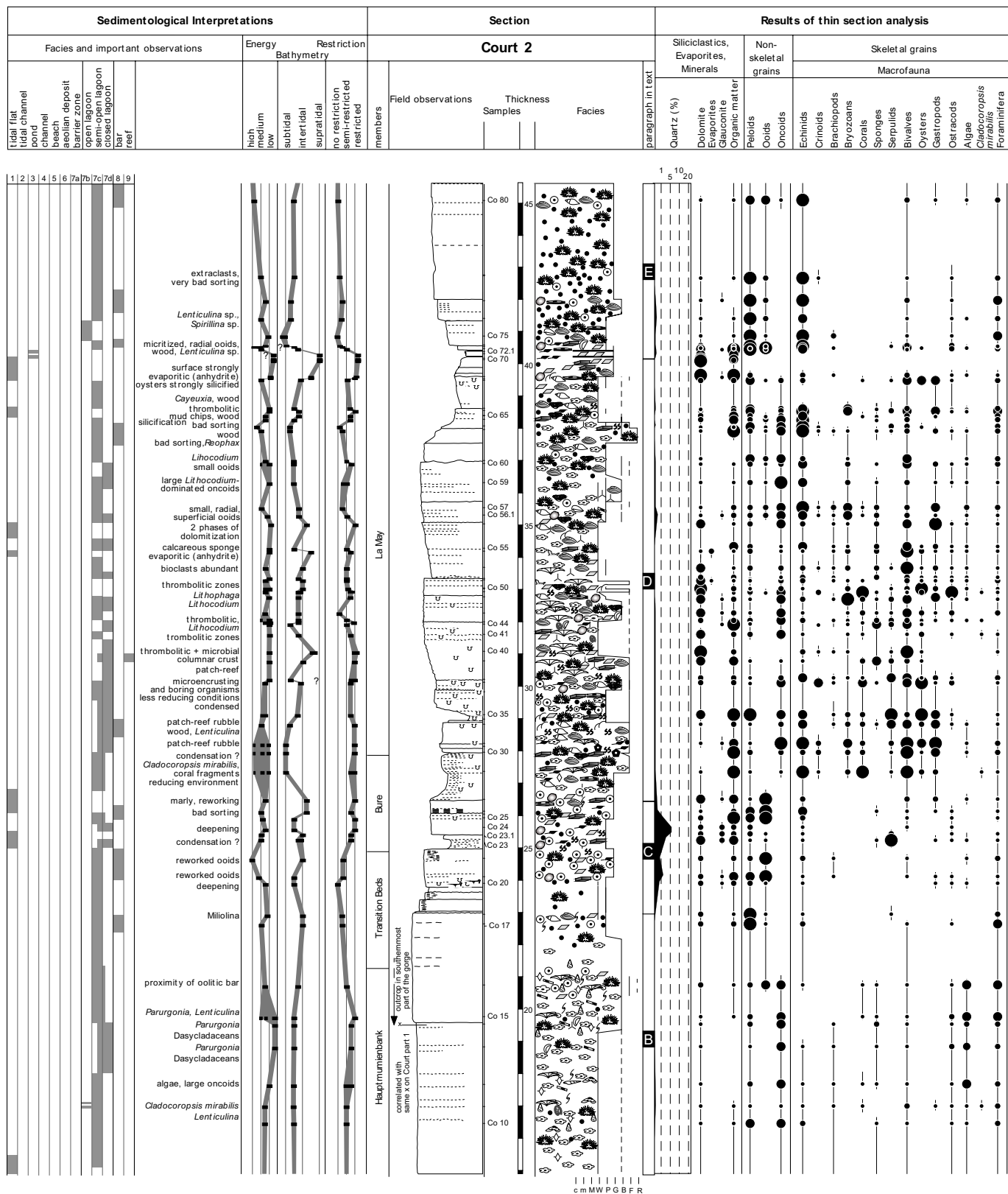


Fig. 4.11: Court section (part 2); results of all analysis and environmental interpretations.

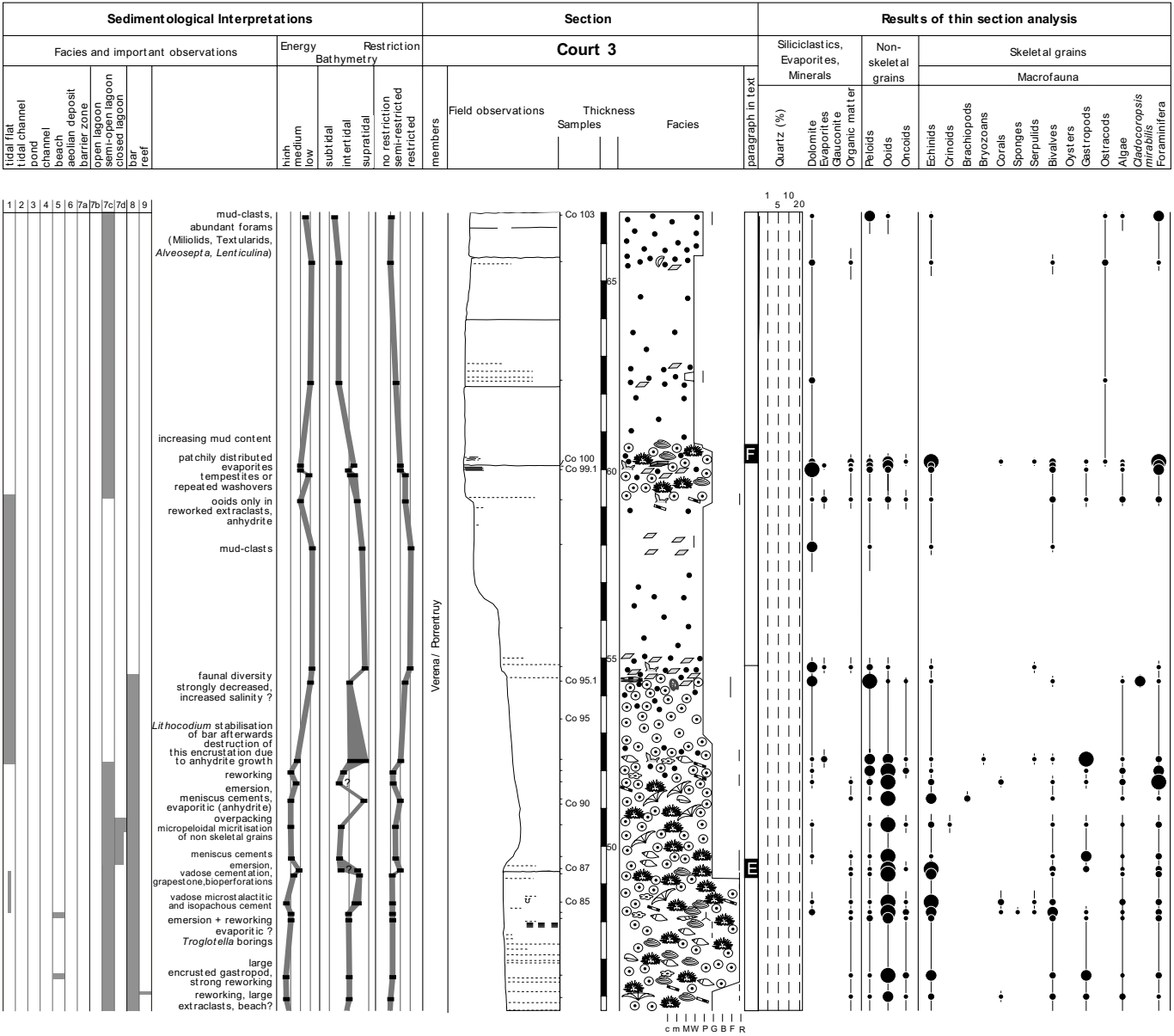


Fig. 4.12: Court section (part 3); results of all analyses and environmental interpretations.

Die Ablagerungen bis Co 53 setzen sich in der Folge hauptsächlich aus Konstruktionen von Korallenriffen und Onkoiden mit verschiedenen Sedimentationsraten zusammen. Kürzere, evaporitische Emersionen implizieren ein Fluktuieren der Wassertiefe. Zwischen Co 67 und Co 72.1 waren die Sedimente bis zu 99% des Gesamtvolumens dolomitisiert, heute jedoch dedolomitisiert. Einzig einzelne kleine Kohlefragmente und Peloide, sowie zwei Kohlehorizonte (2 cm bzw. 3 cm mächtig) unterbrechen die stark evaporitische Überprägung der Ablagerungen.

E: Ab Co 73 treten tiefere, subtidale Ablagerungsbedingungen ein, welche bis Co 80 stark von Peloiden, Echinodermen und Foraminiferen geprägt sind. Die Energie im System nimmt stetig zu. Danach treten bis Co 95.1 oolithische Barren auf, welche in einzelnen Lagen Korallenfragmente, Gastropoden und viele Echinodermen aufweisen. Evaporit-Pseudomorphosen bei Co 94 und bei Co 95.1 deuten auf sabkhaähnliche Ablagerungsbedingungen hin.

F: Ab Co 96 werden die Sedimente als Ablagerungen in halboffenen Lagunen mit mittlerer bis schwacher Energie interpretiert. Einen Unterbruch dieser an Fossilien armen und an Kalkschlamm reichen Ablagerungen bildet ein bioklastisch-oolithischer Einschub um Probe Co 100.

4.2.4. Mettemberg-Soyhières

Profilsituation im Gelände

Das Profil ist ohne Unterbruch an der Strasse zwischen Soyhières und Mettemberg-Soyhières aufgeschlossen (Koordinaten an der Profilsbasis 593 950/249 480; Fig. 4.13). Es beginnt am oberen

Ende des mit Spritzbeton gesicherten Felskopfes in der Rechtskurve und endet 50 m vor dem Ende der felsigen Aufschlüsse.

Lithostratigraphische Übersicht

Am Anfang des Profils finden sich die letzten schlecht gebankten Schichtfolgen des Steinebach Members. Diese Einheit ist auch unterhalb der betonierten Zone aufgeschlossen, dort aber von Schutt und Vegetation bedeckt. Die tatsächliche Mächtigkeit des Members ist nur schwierig abschätzbar, es ist aber aufgrund der Wasserundurchlässigkeit der tonigen Ablagerungen des Röschenz Members davon auszugehen, dass das Bachbett etwas weiter unten (ca. 3 Meter) auf den obersten Schichten dieser Tonablagerungen aufliegt. Die hier sehr tonigen Mergel des Röschenz Members sind an der Strasse nach Movelier gut aufgeschlossen (ca. 1 Kilometer nördlich des Profils).

Eine geringmächtige Hauptmumienbank löst die oolithischen Einheiten des Steinebach Members ab und endet in scharfer Grenze in einer unter etwas Schutt bedeckten Schicht aus fast reinem Ton („Humeralis Mergel“; Gygi & Persoz 1986). Das La May Member verliert seine an der Basis mergelige Fazies und geht in der Folge in einen grau-braunen, dichten Kalk über. Das oolithische Verena Member ist tektonisch stark gestört. Obwohl nur wenige Versätze sichtbar sind, ist das laterale Verfolgen von Bankgrenzen an manchen Stellen schwierig. Deutlich zeichnet sich in diesem Profil, wie auch bei den internen Plattformprofilen in Liesberg, die Grenze zur Reuchenette Formation ab.

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilabschnitten in den Figuren 4.14 bis 4.16.

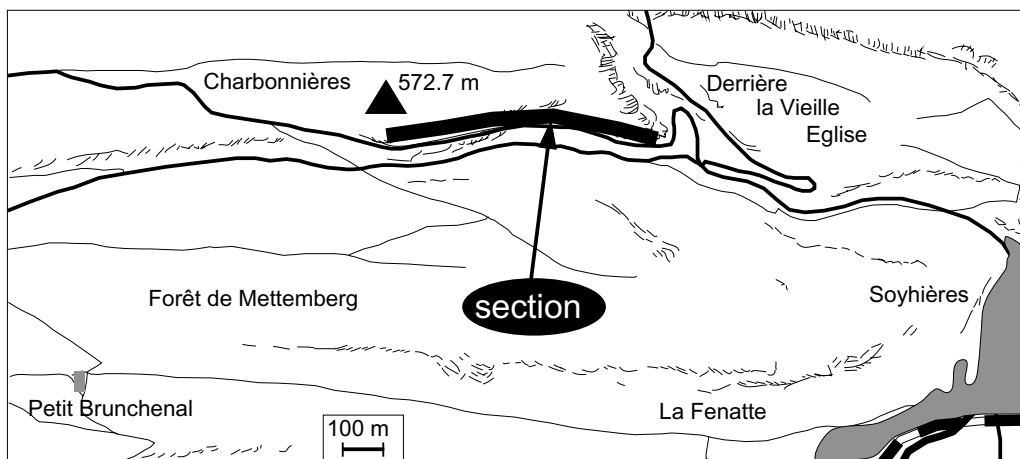


Fig. 4.13: Geographical position of the Mettemberg - Soyhières section.

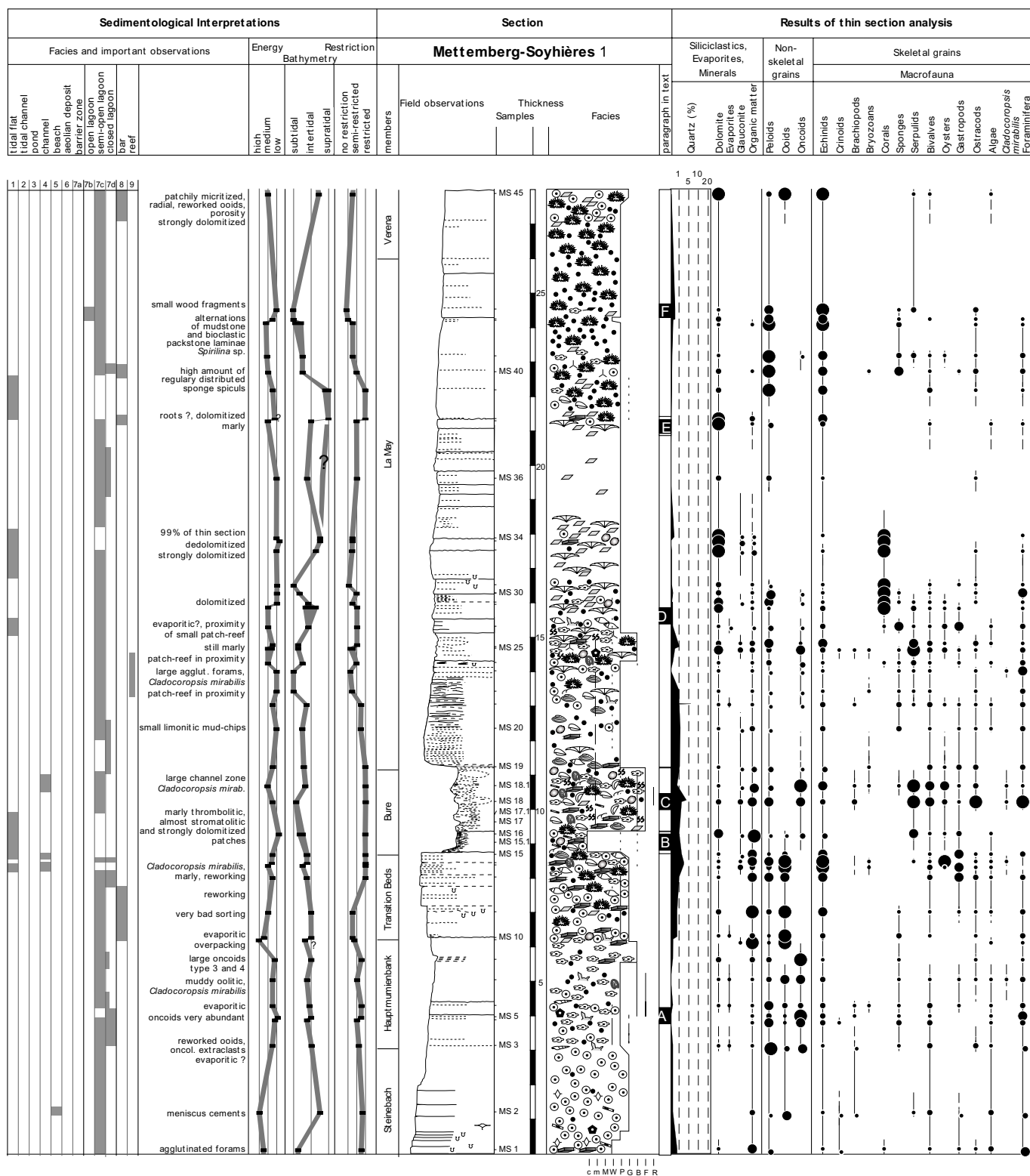


Fig. 4.14: Mettemberg-Soyhières (part 1); results of all analyses and environmental interpretations.

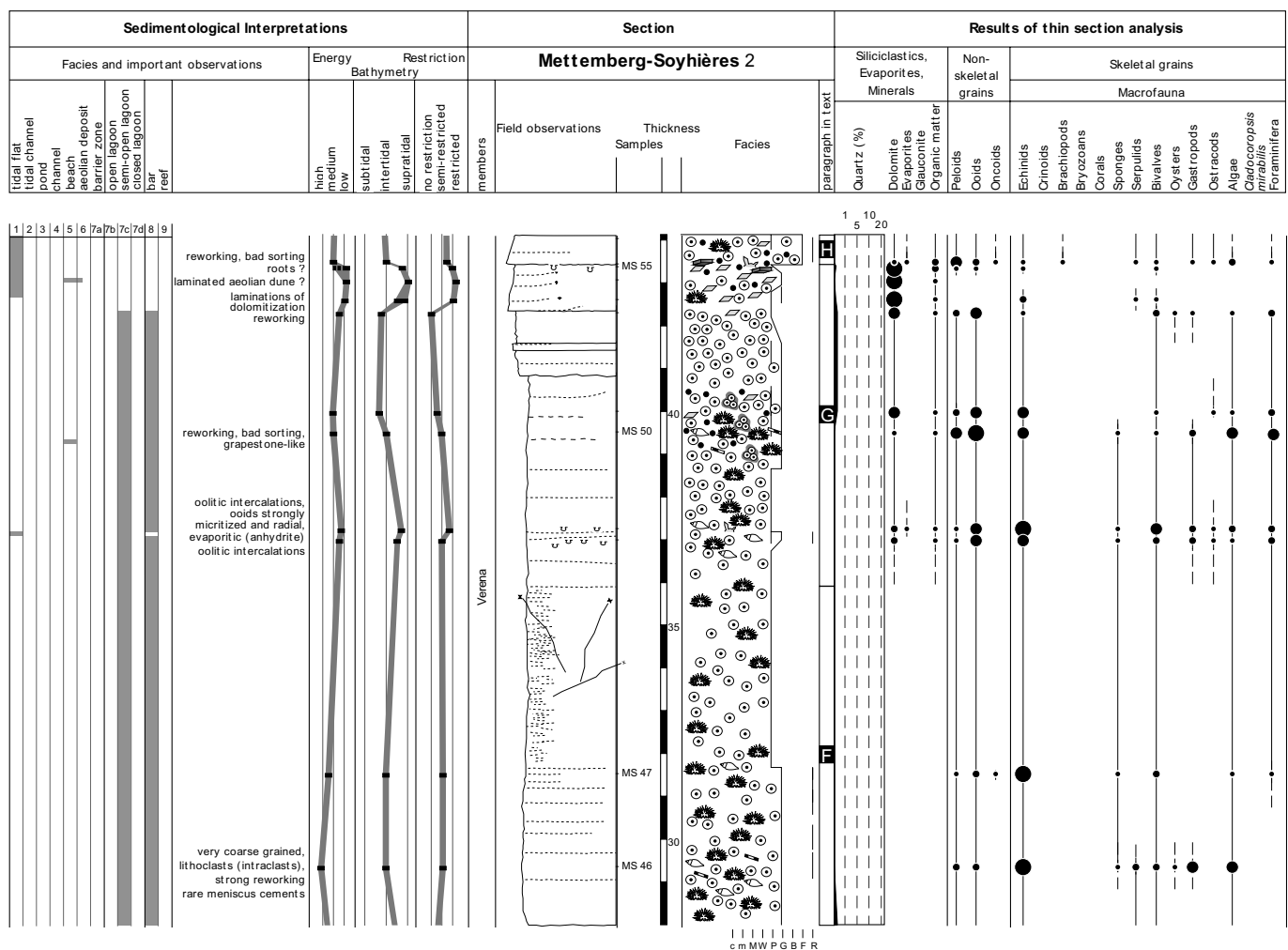


Fig. 4.15: Mettemberg-Soyhières (part 2); results of all analyses and environmental interpretations.

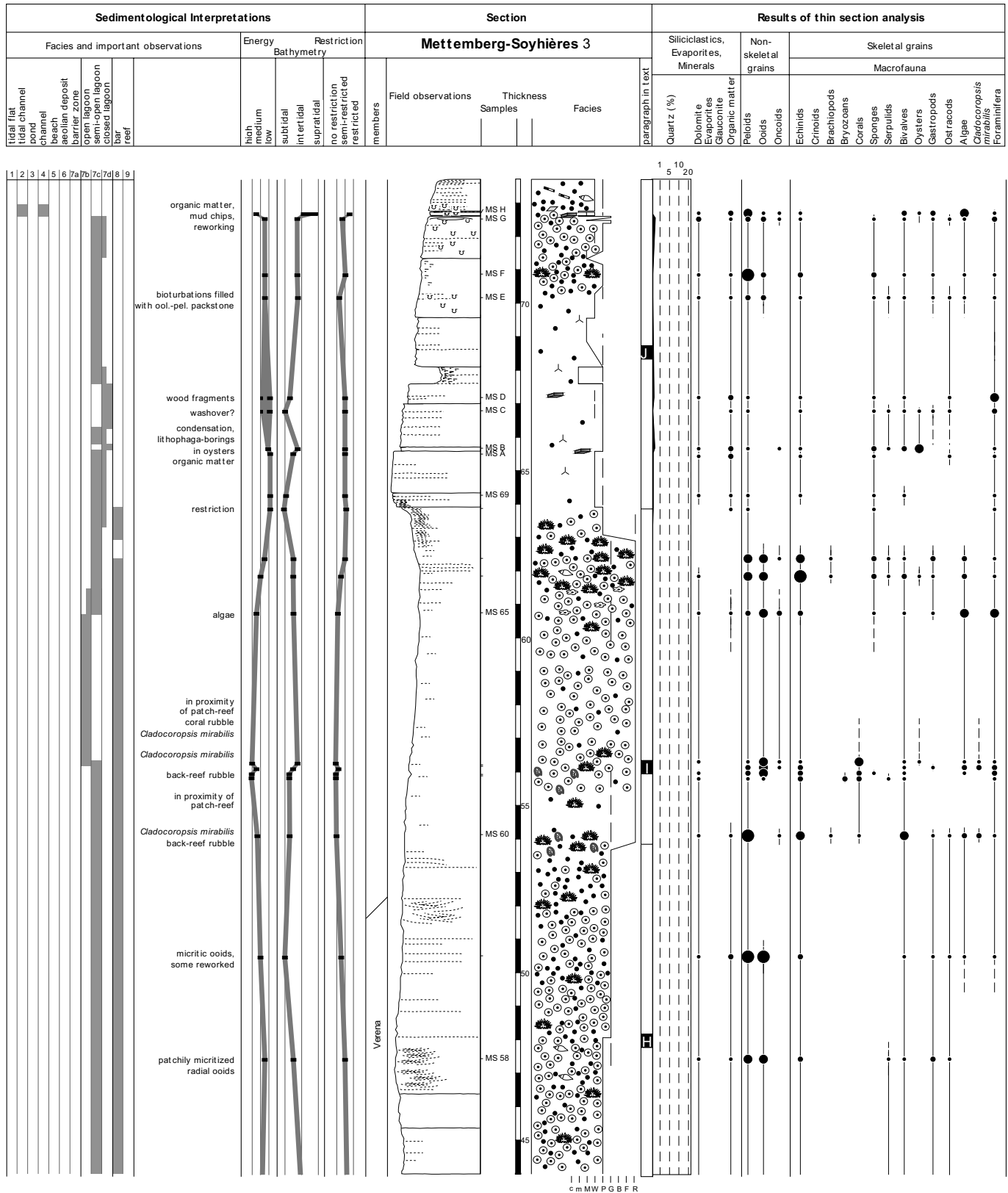


Fig. 4.16: Mettemberg-Soyhières (part 3); results of all analyses and environmental interpretations.

A: Die hochenergetischen, oolithischen Ablagerungen an der Basis des Profils werden nach 3 Metern von onkolithischen Ablagerungen einer halboffenen Lagune abgelöst. Diese sind in vier regelmässig verteilten Lagen durch Evaporite überprägt, wobei insbesondere Pseudomorphosen von Gips die Sedimentstrukturen in mikroskopischer Grösse aufbrechen. Bei Meter 6 treten neue, diesmal quarzhaltige, oolithisch-peloidale Barren auf, mit einer Mächtigkeit von etwas mehr als 2 Metern.

B: Bei Probe MS 15 wird die Bankoberfläche durch eine hohe Austerndichte geprägt. Die hohen Mengen an Siliziklastika und organischer Materie geben gleichzeitig Hinweise auf eine Störung der Karbonatproduktion. Es wird vermutet, dass die Ablagerungen typische Tonanhäufungen in einem vor Energie geschützten Bereich einer breiten Gezeitenkanalzone darstellen könnten.

C: Bis Probe MS 19 sind die Ablagerungen rötlich angewittert und knollenförmig. Die hohen Mergelanteile und die erhöhte Artenvielfalt lassen niedrig-energetische, offenmarine Bedingungen vermuten.

D: Von Probe MS 19 bis MS 24 nimmt der Mergelanteil stetig ab. Ab Meter 14.3 tritt eine onkolithische Ablagerung ein, welche rasch in eine Rifffazies übergeht. Die Konstruktion der Korallen führt zusehends zu einer Steigerung der Bankmächtigkeiten, bis bei Meter 18.6 eine bioklastenarme Ablagerung mit geringen Bankmächtigkeiten eintritt. Diese Fazies ist artenarm und nur durch eine leichte Dolomitisierung und durch Pelloide geprägt.

E: Nach Meter 21 erscheint ein morphologisch flaches Riff, welches an seiner Oberfläche wurzelähnliche Strukturen aufweist. Die starke Dolomitisierung und organische Materie weisen auf einen wattähnlichen Ablagerungsraum hin. Eine kurzfristige Progradation des Küstenwatts könnte während eines Meeresspiegeltiefststandes zur Störung des Riffwachstums geführt haben.

F: Ab Probe MS 38 ändern sich Fazies und Mikrofazies stark. Ausgeprägt sind Pelloide und Echinodermen vorhanden. Kurz vor MS 45 setzt eine leicht oolithische Fazies ein, welche danach in echte Barrenablagerungen übergeht. Die Bankung ist bis Meter 36 immer schlechter sichtbar, da diese Zone wiederholt von vertikalen, tektonischen Versätzen gestört wird.

G: Ab Meter 36 ändert sich die Fazies erneut. Die Barren werden von einer erhöhten Bioklastenvielfalt und Ooidpräsenz geprägt. Die Dolomitisierung nimmt gegen die Proben MS 54 und MS 55 stark zu. Meniskus Zemente und rhizolithische Strukturen zeigen eine vadose Zone an. Foresets, gute Sortierung und fehlende Fauna könnten auf eine äolische Düne hinweisen, aber eindeutige Argumente dafür sind nicht vorhanden.

H: Stark oolithische Barren treten von Probe MS 56 bis MS 60 auf. Diese sub- bis intertidalen Ablagerung weisen durchgehend hohe Ooid- und Peloidanteile auf. Im Bereich von Probe MS 59 sind die Ooide teils stark mikritisiert.

I: Die Sedimentation um und nach MS 60 deutet auf eine Veränderung der Umweltbedingungen hin, welche aber nicht eindeutig interpretierbar sind. Entweder weist der erhöhte Kalkschlammanteil auf eine gestiegene Produktivität oder auf eine Veränderung der energetischen Bedingungen hin. Die Dünnschliffanalyse liefert hierfür keine zusätzlichen Anhaltspunkte. Interessant sind die kurz vor und nach Meter 55 auftretenden Schwammbruchstücke von *Cladocoropsis mirabilis*. Ihre Präsenz könnte auf eine geschütztere, also eventuell tiefere Ablagerungssituation hinweisen. Die nachfolgenden kreidig weissen, oolithischen Barren werden einer oberen subtidalen Ablagerungstiefe zugeordnet. Diese Barren werden gegen MS 66 zusehends von einer Zunahme der Pelloide und einer Abnahme der Ooide geprägt.

J: Bei MS 68 ändert sich die Fazies drastisch. Diese Faziesgrenze ist von weitem gut sichtbar und kann in den Profilen von Liesberg in gleicher Prägung beobachtet werden. Gutgebankte, dunkelbraune Mud- und Wackestones deuten auf eine Reduktion der Energie hin. Bei Meter 68 tritt eine 70 cm mächtige Mergelzone auf, welche im Gelände stark zurückgewittert ist. Die Interpretation dieser Ablagerung ist unklar, da keine Änderung des Faunengehaltes auftritt. Eine Ablagerung in tieferem Wasser oder ein Mergeleinschub aufgrund höherer Siliziklastikaanteile im Ablagerungsraum können nur vermutet werden. Ooide, Korallen und mehr Pelloide in kalkig-schlammiger Fazies weisen ab Meter 70 auf eine nahe Hochenergieablagerung hin. Es wird vermutet, dass diese Elemente in den Ablagerungsraum eingeschwemmt wurden.

4.2.5. Liesberg 1

Profilsituation im Gelände

Das Profil befindet sich im ersten Steinbruch nordöstlich der Fabrik und kann von beiden Seiten des von der Strasse umfahrenen und von der Bahn unterquerten Felskopfes erreicht werden (Koordinaten 600 480/250 250). Das Profil beginnt gegenüber des Haupteinganges der Steinschleifferei am Fuss der fast senkrecht abfallenden Felswand und endet im nach Osten vorgetriebenen Steinbruch (Fig. 4.17).

Kalkbruches weiterverfolgt werden. Das Abschätzen der Mächtigkeit der weissen oolithischen Abfolgen ist schwierig. Die tektonischen Versätze sind stark und aufgrund fehlender Bankungen ist deren Evaluation fast unmöglich. Inmitten des Kalkbruches verläuft zudem eine Blatt-verschiebungszone mit Nord-Süd-Achse, welche die Korrelation zusätzlich erschwert.

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilschnitten in Figur 4.18.

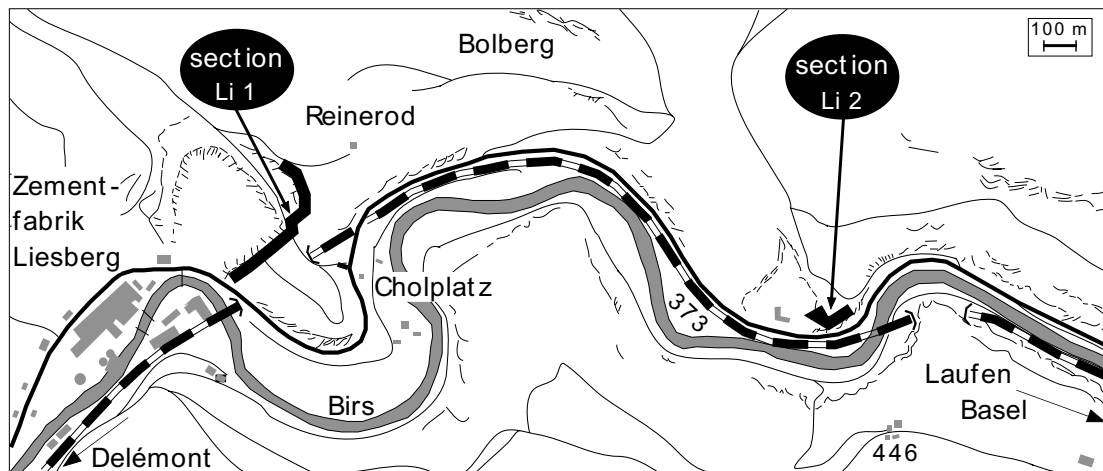


Fig. 4.17: Geographical position of Liesberg 1 and 2 sections.

Lithostratigraphische Übersicht

Das Profil ist vom Eingang des Fabrikgebäudes aus überschaubar. Rechts unten am Fuss der Felswand setzt das Profil im oolithisch-mergeligen Steinebach Member ein. Die Profilaufnahme beginnt an der scharfen Bankgrenze oberhalb des zerfallenen, horizontalen Grubenschachtes. Der Wand Richtung Osten folgend erreicht man nach einem kurzen, von etwas Schutt bedeckten Abschnitt die Basis der Hauptmumienbank.

Diese beginnt am Fuss eines etwas vorstehenden Felskopfes, welcher im oberen Teil des kleinen Hangschuttkegels liegt. Die Hauptmumienbank wird von zuerst oolithischen, später mergeligen und dolomitisierten Ablagerungen der Transition Beds abgelöst. Diese enden in einem rötlichen Mergelband, dem zeitlichen Äquivalent der Bure Schichten (Oolithe rousse). Diese werden durch graue, kalkige Einheiten des La May Members ersetzt. Das Verena Member setzt hier wie in allen anderen Profilen nur zögerlich ein und muss auf der Ostseite des

A: Die oolithischen Ablagerungen an der Basis des Profils entsprechen Barren in einem halboffenen Lagunensystem. Die lateralen Veränderungen der Foreset-Strukturen der Barren und deren geringe individuelle Mächtigkeiten deuten auf rasch wechselnde Strömungsrichtungen hin. Die Ablagerungen werden mehrfach durch feinlamierte und gut sortierte Strandablagerungen mit Keystone Vugs unterbrochen. Bei Probe Li 7 unterbricht unterhalb der Strandfazies ein tidaler Kanal die Barrensedimentation. Bis zu Meter 6.5 deuten die erwähnten Beobachtungen auf mittlere energetische und leicht geschützte Ablagerungsbedingungen hin, danach nimmt die Homogenität der Barrenablagerungen zu, was auf eine leichte Öffnung der Lagunen hinweisen könnte. Alle Ablagerungen der Einheit A weisen einen hohen Quarzanteil auf (bis zu 9%, ab Meter 4,3 bis zu 1 %).

B: Zwischen Meter 10.6 und Meter 14 ist der Anteil an Siliziklastika klein, nur noch einzelne Quarzkörner sind beobachtbar. Bei Meter 10.9 beginnt mit eingeschwemmter organischer Materie

terrestrischen Ursprungs eine Lagunensedimentation mit Onkoiden. Diese Einheit wird durch das Auftreten von Korallenfragmenten und Schwämmen geprägt. Die Korallenfragmente könnten aus einem nahen Riff stammen. Evaporit-ähnliche Strukturen in Probe Li 24 deuten möglicherweise auf eine kurzzeitige Verflachung hin, wobei danach die Proben Li 25 und Li 26 mit Extraklasten, Bruchstücken von *Cladocoropsis mirabilis* und umkrusteten Korallenfragmenten auf eine erneute Veränderung der Umweltbedingungen hinweisen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um einen Trend zu leicht tieferen Ablagerungsräumen oder aber um die Entstehung einer Kanalsituation.

C: Von Probe Li 27 bis Li 34a deuteten Ooide, die Zunahme von Quarz, organischer Materie, Echinodermen, Gastropoden und Foraminiferen, sowie die Abnahme von Peloiden, Onkoiden, Korallen, Schwämmen und *Cladocoropsis mirabilis* auf eine wesentliche Veränderung der Ablagerungsbedingungen hin. Eine Einschwemmung und Durchmischung von Mikrofazieselementen unter wechselnden Energiebedingungen lässt die Vermutung zu, dass es sich hierbei um Ablagerungen in einer Kanalsituation handelt. Die Ablagerungen sind stark bioturbiert und der hohe Anteil der in den verschiedenen Lagen vorhandenen Bioklasten könnte darauf hinweisen, dass die Sedimente kondensiert sind. In einer Kanalsituation wäre eine Kondensation durch eine Art Bypass-Situation gut denkbar.

D: Bei Probe Li 34b sind die Sedimente in einem zehn bis dreissig Zentimeter mächtigen Bereich stark mergelig und kondensiert. Quarz ist mit Mengen bis zu 5% deutlich sichtbar vertreten. Danach werden die Ablagerungen homogen und onkoidreich. Die Onkoide sind gut sichtbar, da sie in ihrer Farbe deutlich heller sind als die umgebenden Sedimente. Von Probe Li 36 bis Li 39.1 sind die Onkoide teils sogar fast weiss. Der Quarzanteil nimmt ab Probe Li 38 ab (weniger als 1%).

E: Ab Meter 20.8 nimmt der Onkoidanteil ab. Diese treten erst wieder von Meter 22.8 bis 24.5 auf. Der ganze Bereich E ist durch mehrere isolierte Korallenstotzen, durch Bioturbation und eine gesteigerte Präsenz an Bivalven geprägt. Die Diversität der Faunenelemente ist durchwegs niedrig. Quarz ist zwar vorhanden, er übersteigt die 1%-Marke aber nie. Die Bankung ist deutlich.

F: Von Meter 25 bis Meter 28.4 sind die Sedimente homogen, fossilarm, vereinzelt leicht bioturbiert und

gut gebankt. Eine Zunahme der Wassertiefe könnte die Ursache der Präsenz der hauptsächlich durch Kalkschlamm geprägten Ablagerungen sein. Bei Meter 28 nimmt der Bioklastenanteil stark zu und Ooide weisen auf eine Zunahme der Energie hin. Möglicherweise nimmt die Wassertiefe durch eine in der näheren Umgebung beginnende Migration von Barrensyste men und der damit verbundenen Verlagerung von Kalkschlamm ab. Bei Meter 30 kündigen Foreset-Strukturen an der Basis einer ungebankten Einheit den Transport der Sedimente in Barren an.

Fig. 4.18: Liesberg 1; results of all analyses and environmental interpretations.

Fig. 4.18: Liesberg 1; results of all analyses and environmental interpretations.

4.2.6. Liesberg 2

Profilsituation im Gelände

Das Profil befindet sich im zweiten Steinbruch nordöstlich von Liesberg. Der Eingang zum Bruch befindet sich am kleinen Weg, welcher kurz vor den Kiessilos nach links abzweigt (Koordinaten 601 550/ 250 080). Das Profil beginnt ausserhalb des Kalkbruches. Die ersten gezeichneten Schichten finden sich beim Eingang zu den Stollen, welche der Strasse entlang in Richtung Osten 100 m nach den Silos in den Fels getrieben wurden. Das Profilende befindet sich am oberen Ende des Bruches in Richtung Nordosten (Fig. 4.17).

Lithostratigraphische Übersicht

Der Profilbeginn zeigt die obersten Schichten des Steinebach Members. Die Mächtigkeit des nicht aufgeschlossenen Teils der Steinebach Schichten lässt sich wie in Mettemberg-Soyhières schätzen. Das Bett der vorbeifliessenden Birs liegt vermutlich in den obersten undurchlässigen Mergeinheiten des Röschenz Members, wonach eine fehlende Schichtmächtigkeit von maximal 3 bis 4 Metern zu folgern wäre.

Das Gewölbe der Stollen wird durch die Basis der Hauptmumienbank gebildet. Das Hauptmumienbank Member setzt sich danach an der senkrechten Wand

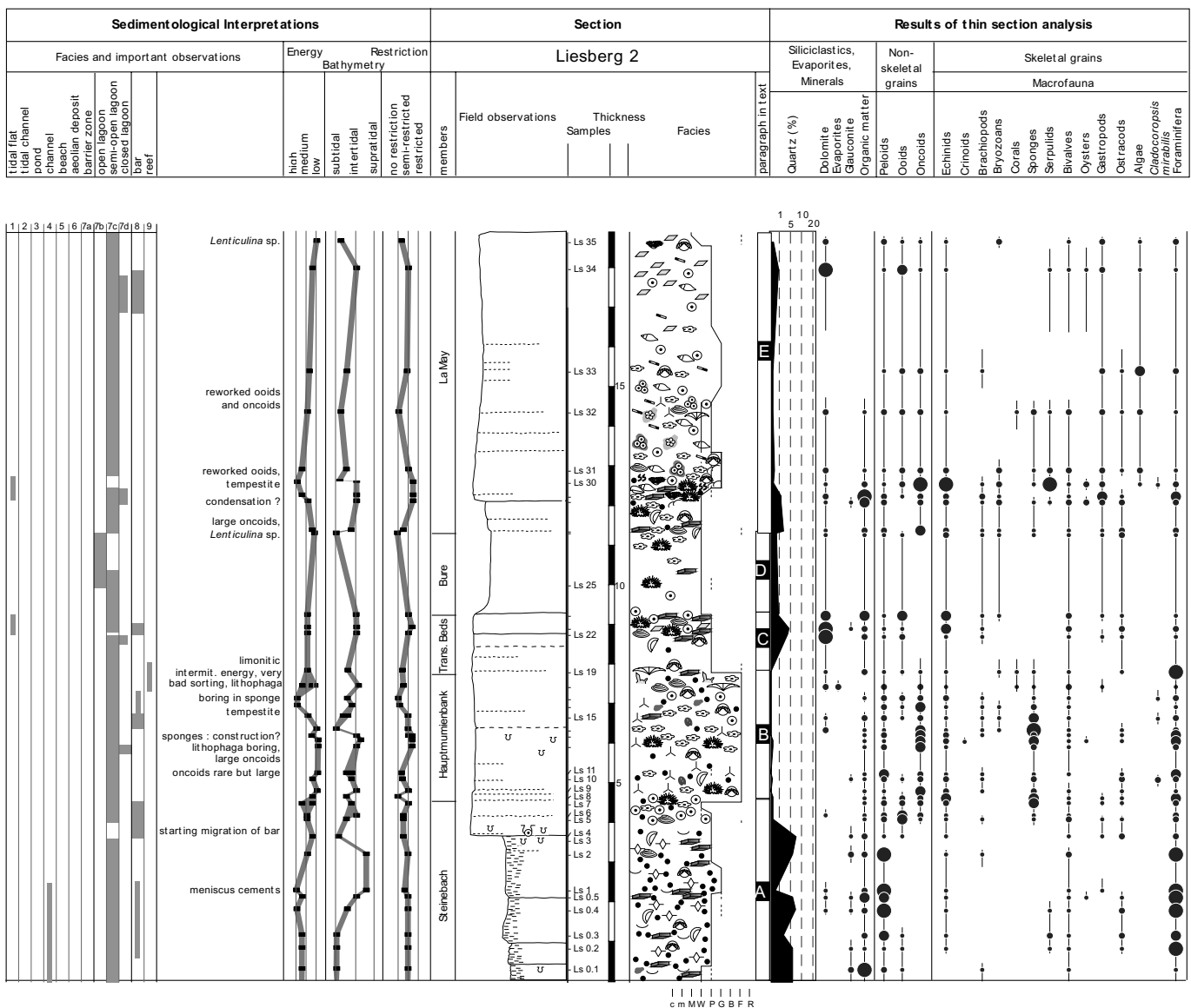


Fig. 4.19: Liesberg 2; results of all analyses and environmental interpretations.

hinter den Kiessilos fort. Die Proben sind entlang den Leitern und Treppen zwischen den Förderbändern entnommen worden. In den obersten Bänken der kleinen Felswand geht die Hauptmumienbank in eine rötlich-oolithische Fazies der Transition Beds über, welche teilweise leicht mergelige Bankgrenzen aufweist und gegen oben an Rotfärbung verliert. Diese Horizonte entsprechen in etwa dem Übergang in das La May Member (Laufen-Holzflue Member).

Sedimentologische Interpretation

Die Präfixe in Grossbuchstaben entsprechen den Profilabschnitten in Figur 4.19.

A: Die Ablagerungen bis Meter 3.7 sind mergelig mit einem hohen Anteil organischer Materie, Quarz, Glaukonit/Chamosit und Peloiden. Ostrakoden und die Foraminiferen *Lenticulina* und *Spirillina* weisen auf eine Durchmischung der Mikrofazieselemente hin. Die Diversität der Mikrofazieselemente ist ein Hinweis auf eine Kanalsituation, wobei die Ablagerungen bis Meter 3.7 als Sedimente aus einer breiteren Zone mit kanalartigen Ablagerungsbedingungen interpretiert werden können. Von Meter 3.7 bis 4.7 nimmt der Mergelanteil markant ab und Ooide prägen die Ablagerungen in Form einer gemischt oolithisch-bioklastischen Barre.

B: Ab Meter 4.7 setzt eine ruhige Lagunensedimentation ein. Diese wird durch Onkoide und Schwämme dominiert. Der Anteil an Siliziklastika ist im Bereich bis Meter 7.9 auf fast null Prozent reduziert. Die letzten Dezimeter vor Meter 7.9 sind durch angebohrte Bioklasten, darunter auch Korallen, und evaporitische Zerstörung der Textur der Sedimente gekennzeichnet.

C: Bis Meter 9.2 werden die nachfolgenden Sedimente durch eine erneute Zunahme des Quarzgehaltes und durch die neuerliche Präsenz von Ooiden gekennzeichnet. Organische Materie und Dolomit sind Hinweise auf eine mögliche Verflachung der Ablagerungsbedingungen hin zum Intertidal.

D: Von Meter 9.2 bis Meter 11.3 sind die Ablagerungen bioklastenarm. Einzelne Echinodermereste, kleine Bruchstücke von Holz, einzelne Ooide und verstreute Onkoide sind die einzigen Mikrofazieselemente des mikritischen Profilabschnittes.

E: Ab Meter 11.3 setzt eine Sedimentation mit hellen mikritischen Kalken ein. Die Mikrofazieselemente weisen nach anfänglich hoher eine mittlere Diversität

mit aber mengenmässig spärlich auftretenden Elementen auf. Besonders augenfällig ist die Präsenz von Algen (vor allem Dasycladaceen).

5 - SEQUENZIELLE ENTWICKLUNG DER PROFILE

5.1. ABLAGERUNGSSEQUENZEN

5.1.1. Identifikation und Interpretation von Ablagerungssequenzen

In den folgenden Abschnitten wird auf die Identifikation von Ablagerungssequenzen im Späten Oxford und im frühesten Kimmeridge und deren Interpretation genauer eingegangen. Die angeführten theoretischen Grundlagen werden in vergleichbarer Form in der Forschungsgruppe in Freiburg (CH) verwendet (Strasser et al. 1999).

Die Interpretation der Ablagerungsgeschichte basiert auf Beobachtungen der Fazies und Mikrofaziesentwicklung, der Ausprägung der Bankung der Sedimente. Diese Beobachtungen wurden in den Kapiteln 3 und 4 ausführlich für jedes Profil beschrieben. Durch eine detaillierte Faziesanalyse konnte dabei eine dynamische Entwicklung des Ablagerungsraumes interpretiert werden. Als Hauptursachen dafür werden angenommen:

- zyklische Schwankungen des eustatischen Meeresspiegels (siehe Erläuterungen in Kap. 6);
- sich durch tektonische Aktivität verändernde Subsidenz;
- Klima: arid versus humid, Saisonalität, Temperatur.

Im Ablagerungssystem führen diese Hauptfaktoren zu einer Veränderung verschiedener Folgeparameter, welche interaktiv auf die Sedimentation wirken. Beispiele dafür sind:

- in der Hydrosphäre: Veränderungen von Bathymetrie, Energie, Temperatur, chemische Zusammensetzung des Wassers, Trübheit,

allgemeine Restriktion, Strömungen;

- in der Biosphäre: evolutionsbedingte Migrationen, Verdrängung und Einwanderung durch Migrationen aus Nachbarbiotopen;
- Import von Siliziklastika und Nährstoffen, Karbonatproduktion;
- Morphologie des Ablagerungsraumes.

Ablagerungssequenzen werden durch Veränderungen der Hauptursachen und damit der Folgeparameter bestimmt. Diese Veränderungen führen schliesslich zu einer dynamischen Faziesentwicklung und ermöglichen die Identifikation einzelner Sequenzen. Die Dynamik wird dabei von der Geschwindigkeitsänderung der Parameter entscheidend geprägt. Die Parameter können von regionaler oder überregionaler Bedeutung sein.

Veränderungen der Fazies können episodisch sein, durch wiederholt auftretende Umweltveränderungen externen Ursprungs (allozyklisch) oder durch zyklisch auftretende Umweltveränderungen innerhalb der Ablagerungssysteme (autozyklisch) ausgelöst werden (Strasser 1991). Allozyklische Veränderungen der Ablagerungsbedingungen sind das komplexe Resultat aller auf den Ablagerungsraum einwirkenden Faktoren, das heisst die Auswirkung aller Hauptursachen und Folgeparameter. Die resultierenden Ablagerungssequenzen lassen sich über grössere Distanzen (mehrere hundert Meter) am Aufschluss, oder von Aufschluss zu Aufschluss über einige Kilometer verfolgen. Bei allozyklisch gesteuerter Sedimentation sind überlagerte Sequenzen verschiedener Grössenordnung voneinander gut unterscheidbar und lassen sich optisch generell gut trennen. Hauptinweise auf allozyklische Steuerungsfaktoren sind Faziesveränderungen mit deutlichen Variationen aller Mikrofazieselemente.

Autozyklische Ablagerungsprozesse werden durch eigendynamische Prozesse innerhalb eines Ablagerungssystems verursacht, wobei sich der Ablagerungsraum beispielsweise auf eine Lagune oder ein Watt begrenzt. Bei autozyklischen Steuerungsfaktoren ist eine Identifikation der Ablagerungssequenzen schwierig. So sind z.B. Profilabschnitte, welche Barrensysteeme repräsentieren, schwierig zu interpretieren. Es ist gut möglich, dass durch Bankung deutlich voneinander unterscheidbare Ooidbarren nur durch ändernde Strömungsrichtungen oder durch Morphologieausgleiche innerhalb von Lagunen eine unterschiedliche Ausprägung erfahren. Es ist jedoch ebenso möglich, dass allozyklische Veränderungen (z.B. hochfrequente Meeresspiegelschwankungen) die regionalen Hauptströmungsrichtungen auf der Plattform generell veränderten. Eine eindeutige Identifikation autozyklischer Ablagerungsursachen bietet nur der Vergleich mit korrelierbaren Einheiten anderer Profile.

Die Ablagerungssequenzen zeigen unterschiedliche Ordnungen, was eine unterschiedliche Ablagerungsdauer andeutet. Faziesabfolgen wiederholen sich und lassen sich hierarchisch gliedern. Die kleinste beobachtbare Einheit solcher Wiederholungen oder Ereignisabfolgen wird als elementare Ablagerungssequenz definiert. Elementarsequenzen sind Bausteine grösserer Ablagerungssequenzen und diese wiederum bilden noch grössere Ablagerungssequenzen.

Elementarsequenzen werden entsprechend ihrer Ausprägung in verschiedene Kategorien eingeteilt und untereinander verglichen. Die Fazies- und Mikrofaziesentwicklung spielt bei der Klassierung eine wichtige Rolle. Kombiniert mit Bankungen und Bankoberflächen fallen zwei Hauptcharaktere auf:

Die erste Art von Elementarsequenz wird durch fazielle Entwicklungen angezeigt und ermöglicht die Interpretation der bathymetrischen Entwicklung während der Ablagerung (Fig. 5.1a, oben).

Die zweite Art von Ablagerungssequenzen lässt sich durch eine besonders deutlich ausgeprägte Bankung der Ablagerungen identifizieren (Fig. 5.1a, unten). Der bathymetrische Trend und die Mikrofaziesentwicklung sind durch die meist dünne Ausbildung der Sequenzen nur schlecht nachvollziehbar. Die gute Bankung wird durch gegen Ende oder zu Beginn der Sequenzen auftretende Einschübe von Mergeln verstärkt. Diese Einschübe zeigen einen deutlichen Einschnitt in die

sonst homogene Sedimentation an und sind eigentlich kurze und extreme Faziesveränderungen. Ein genaue Interpretation der meist nur wenige Zentimeter mächtigen Einschübe bleibt hypothetisch. Vermutlich sind initiale Flutungen für eine kurze Reduktion der Karbonatproduktion und folglich einer prozentualen Zunahme der Mergelanteile verantwortlich, oder aber periodisch verstärkte Erosion des Hinterlandes lieferte mehr Tonmineralien in den Ablagerungsraum (Strasser & Hillgärtner 1998).

Elementarsequenzen, welche durch deutlich ausgeprägte bathymetrische Entwicklungen gekennzeichnet sind, lassen sich in 3 verschiedene Typen unterteilen. Diese Einteilung der kleinsten identifizierbaren Einheiten basiert auf sequenzstratigraphischen Definitionen (Kap. 5.3). Es werden SB-, TS- und MF-Sequenzen unterschieden.

Sequenzen mit einer deutlichen Begrenzung durch die jeweils flachste Fazies und mit einer tiefer-flacher („shallowing-up“) Faziesentwicklung werden als SB-Sequenzen definiert (begrenzt durch „Sequence boundaries“). Sequenzen mit einer Fazies, welche eine deutliche Zunahme der Bathymetrie („deepening-up“) im Zusammenhang mit einer initialen Flutung anzeigt, werden als TS-Sequenzen definiert (begrenzt durch „Transgressive surfaces“). Sequenzen mit einer deutlichen Ausprägung der jeweils bathymetrisch tiefsten Fazies werden als MF-Sequenzen definiert (begrenzt durch „Maximum-flooding surfaces“)(Hillgärtner 1999, Strasser et al. 1999).

Im Fall einer „Maximum flooding“ Sequenz sind die „Sequence boundaries“ meist nur schlecht identifizierbar und nur schwer zu definieren. Gleichgeartet verhält es sich bei Ablagerungssequenzen, welche durch die Fazies der initialen Flutung „Transgressive surface“ (Kap. 5.3.2) geprägt sind. Die Ausprägung der „Sequence boundaries“ ist in diesen Sequenzen ebenfalls nur schwer definierbar oder wird durch einen fließenden Übergang in die Flutungsphase in ihrer Ausprägung abgeschwächt.

In den drei beschriebenen Sequenztypen spielen Diskontinuitätsflächen eine grosse Rolle, obwohl diese im Späten Oxford und im frühesten Kimmeridge nie besonders stark ausgeprägt sind. „Firmgrounds“ und schwach bioturbirte „Hardgrounds“ (Hillgärtner 1999) bilden sich bei raschen Überflutungen (TS, MF) oder bei Meeresspiegelfall (SB). Die Definition von

Elementarsequenzen wird durch derartige Oberflächen jeweils vereinfacht.

5.1.2. Stapelung von elementaren Ablagerungssequenzen

Der Profilausschnitt (Fig. 5.1b) des Profils Court zeigt die Stapelung von Elementarsequenzen unterschiedlicher Ausbildung in grössere Ablagerungssequenzen. Flutungsphasen, Sequenzgrenzen und Mächtigkeiten der Sequenzen sind in verschiedenen Profilbereichen unterschiedlich ausgeprägt. Die Interpretation der verschiedenen Sequenzen unterschiedlicher Ordnung bedarf einer hochauflösenden Untersuchung jeder einzelnen Ablagerungsphase.

5.2. ELEMENTARE ABLAGERUNGSSEQUENZEN: BASEINEHEITEN FÜR DIE REKONSTRUKTION DER ENTWICKLUNG DES RELATIVEN MEERESSPIEGELS

In den untersuchten Profilen zeigt die Fazies an, dass Elementarsequenzen durch Änderungen des relativen Meeresspiegels entstanden sind. Diese Annahme ist die Voraussetzung für die nachfolgende Rekonstruktion dieses Meeresspiegels.

Die Beschreibung der Entwicklung des relativen Meeresspiegels während einer Elementarsequenz setzt eine Abschätzung der ursprünglichen Mächtigkeit der abgelagerten Sedimentkolonne, der vorherrschenden Bathymetrie und der Subsidenz voraus.

Die differentielle, d.h. von der Fazies abhängige Dekompaktion der Sedimentkolonne ermöglicht eine Abschätzung der Mächtigkeit der ursprünglich abgelagerten Sedimente. Die zur Dekompaktion verwendeten faziesgebundenen Berechnungssprich Multiplikationsfaktoren entsprechen dem Mittel publizierter Werte (Moore 1989, Goldhammer 1997, Matyszkiewicz 1999): 1.2 für Grainstones, 1.5 für Packstones, 2.0 für Wackestones, 2.5 für Mudstones und 3.5 für Mergel.

Die Bathymetrie wird entsprechend der Faziesentwicklung innerhalb einer Sequenz abgeschätzt. Für die Rekonstruktion wurden folgende theoretische Werte angenommen: 0m: supratidal, 0-3m: intertidal, >3m: subtidal. Bathymetriewerte im

Bereich von wenigen Dezimetern bis gegen null implizieren ein mögliches Fehlen ehemals abgelagerter Sedimente. Prozesse wie Erosion oder Umlagerung von Sedimenten, welche dieses Fehlen der Sedimente erklären können, verdeutlichen, dass die dekomprimierte Sedimentkolonne nur die

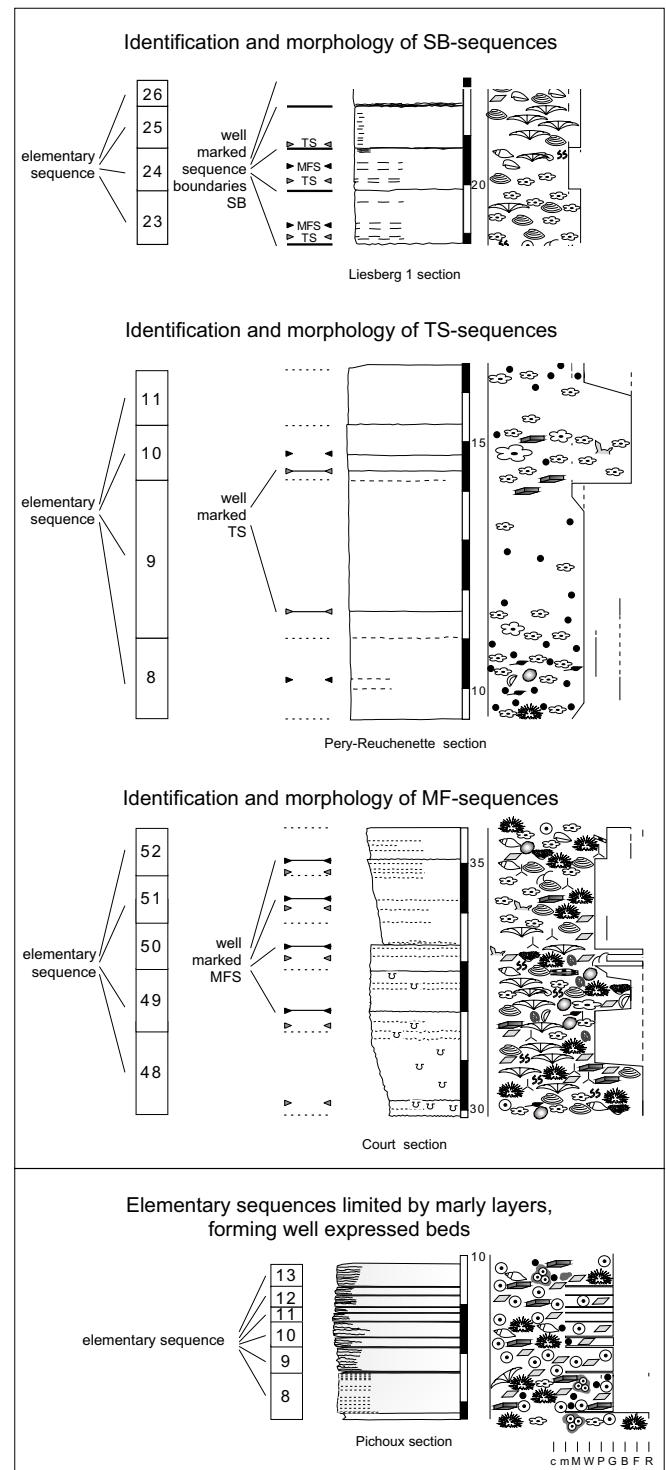


Fig. 5.1a: Different types of elementary sequences.

zu deren Ablagerung mindest notwendige relative Bathymetriezunahme anzeigt. Durch den Einbezug von Bathymetrie und Dekompaktion unterscheidet sich diese Methode wesentlich von den klassischen ‚Fischerplots‘ (Fischer 1986, Sadler et al. 1993).

Nach den Angaben von Pittet (1996) waren die Subsidenzwerte im Mittleren und Späten Oxford relativ hoch und pendelten zwischen 25 und 155 m pro Million Jahre. Diese Werte decken sich mit den Angaben von Wildi et al. (1989) für den Jura im all-

gemeinen. Für die hier präsentierte Rekonstruktion des Meeresspiegels werden zwei Werte verwendet (55 und 75 m pro Ma) und es wird angenommen, dass die Subsidenz über den untersuchten Zeitraum hinweg konstant war.

Entwicklungen des relativen Meeresspiegels nicht nur für einzelne Elementarsequenzen, sondern für mehrere gestapelte Sequenzen lassen sich nur durch eine einheitliche Referenzierung hinsichtlich der Ablagerungsdauer miteinander vergleichen. Bei der ge-

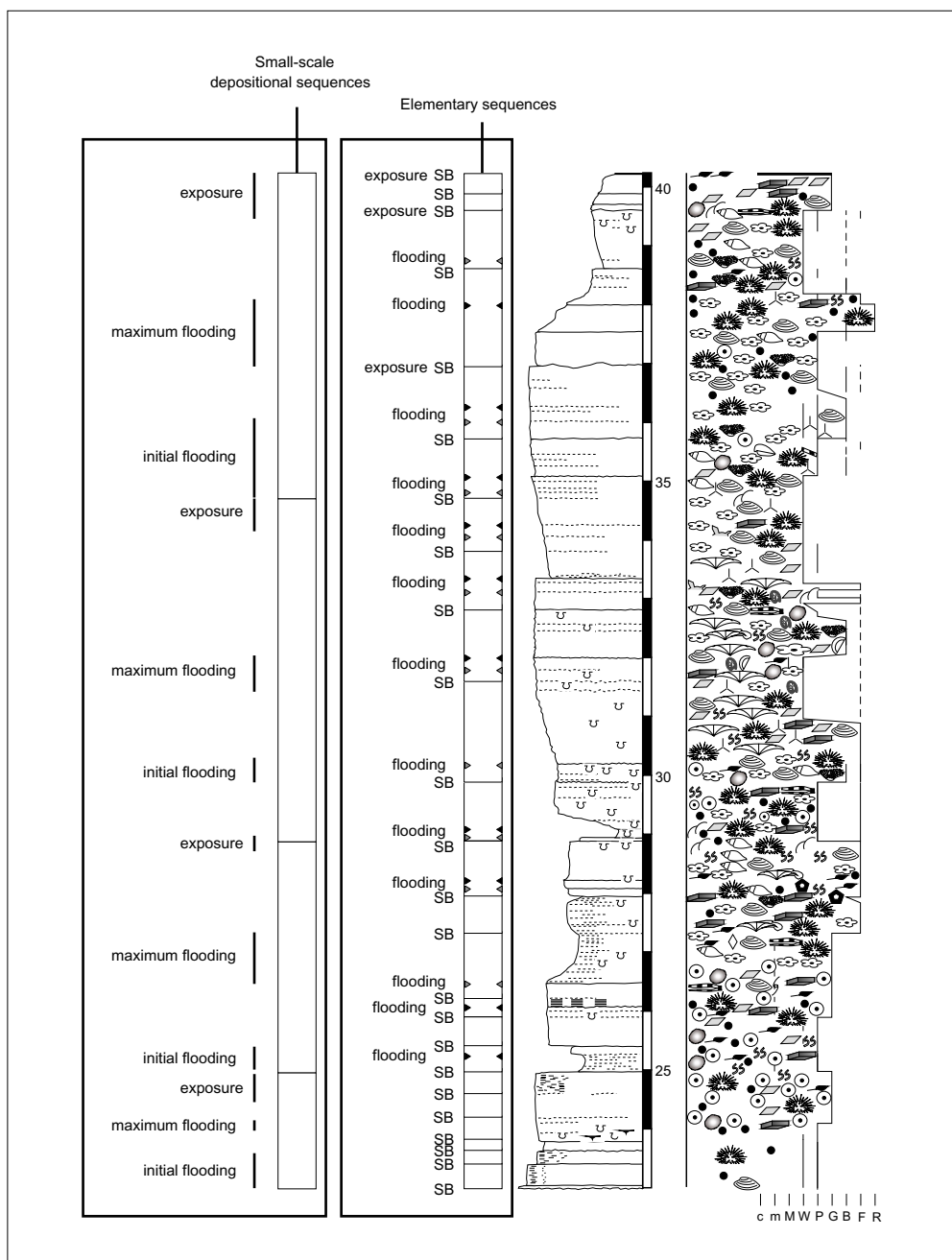


Fig. 5.1b: Stacking of elementary and small-scale depositional sequences in the Court section.

wählten Methodik (Fig. 5.2) werden die untersuchten Basiseinheiten, also die Elementarsequenzen, erst miteinander vergleichbar, wenn die Dauer jeder Sequenz als identisch betrachtet wird. Damit dies möglich ist, werden bei allen Elementarsequenzen die Sequenzgrenzen als Referenz verwendet (bei TS- und MF-Sequenzen werden sie Sequenzgrenzen interpretiert; Kap. 5.3).

Anwendungsbeispiel

Die Rekonstruktion des approximierten Meeresspiegels wird anhand des Profils in Court methodisch dargestellt (Fig. 5.3a, 5.3b). Das Profil wird durch Angaben von Pittet (1996) und Plunkett (1997) ergänzt, um ein besseres Verständnis längerfristiger Entwicklungen auch bei stärker siliziklastischen Sedimenten zu erhalten. Die Positionierung der sequenzstratigraphischen Elemente der ‚small-scale‘ und ‚medium-scale‘ Sequenzen basiert auf der Interpretation der Fazies.

Schlussfolgerungen

Die erhaltenen Kurven zeigen eindeutig eine Überlagerung mehrerer Amplituden und Frequenzen von relativen Meeresspiegelvariationen. Faziesentwicklung, Diversitätsveränderungen der Bioklasten, Entwicklung des Karbonat-Siliziklastika-Verhältnisses, Ausprägung der Bankoberflächen, sowie langzeitliche Entwicklung der Energie im System zeigen eine vergleichbare hierarchische Gliederung. Es können unterschieden werden:

- Elementarsequenzen (auf welchen die Rekonstruktion basiert);
- ‚small-scale‘ Sequenzen;
- ‚medium-scale‘ Sequenzen;
- ‚large-scale‘ Sequenzen.

Elementarsequenzen gruppieren sich in ‚small-scale‘-Sequenzen. Mehrere ‚small-scale‘ -Sequenzen wiederum bilden ‚medium-scale‘-Sequenzen. ‚Large-scale‘-Sequenzen gruppieren ‚medium-scale‘-Sequenzen.

Die Entwicklung eines approximierten Meeresspiegels wurde mit der beschriebenen Methode für die Profile Péry-Reuchenette, Pichoux, Court und Mettemberg-Soyhières konstruiert. Die erhaltenen Kurven werden in Kapitel 6 miteinander verglichen.

Die sequenzielle und zyklische Interpretation der einzelnen Profile wird in Kapitel 5.4 ausführlich dargestellt.

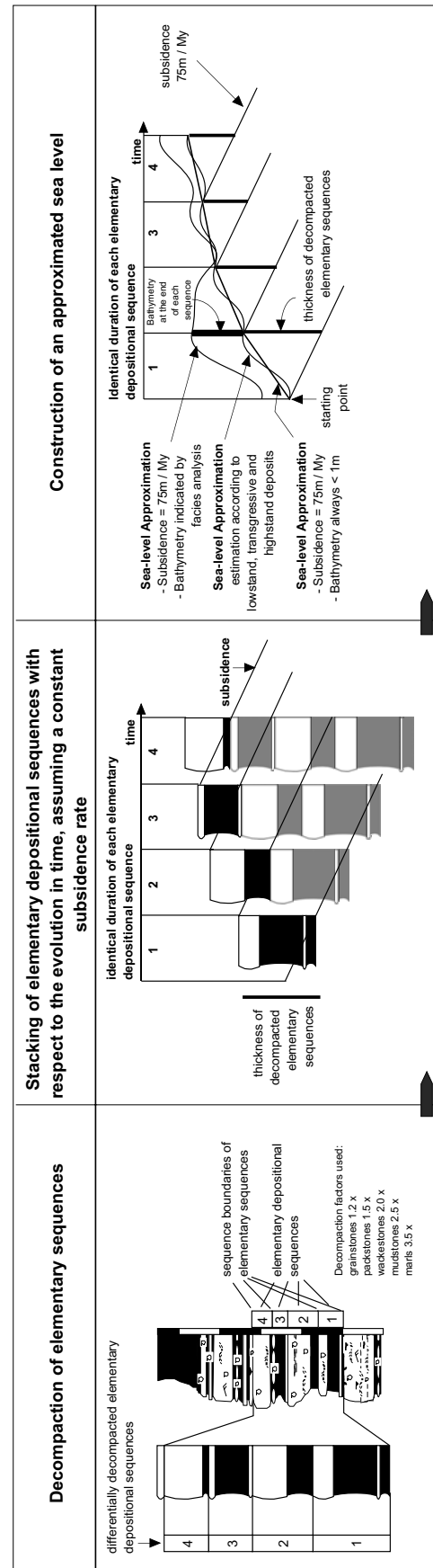


Fig. 5.2: Decomposition of elementary depositional sequences and construction of an approximated sea-level evolution.

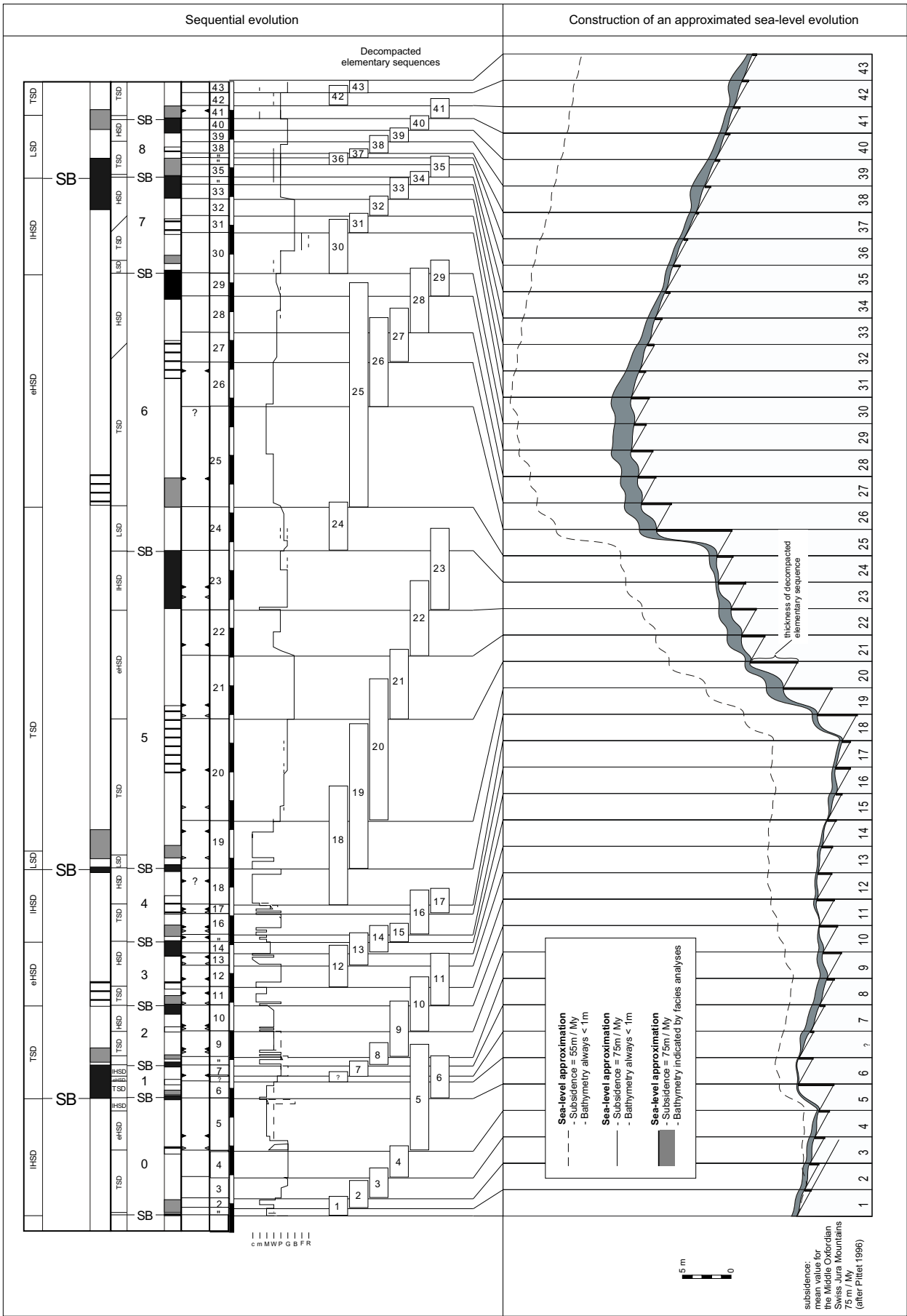


Fig. 5.3a: Construction of an approximated sea-level evolution for the lower part of the Court section. For definition of sequence-stratigraphic nomenclature see Fig. 5.4a.

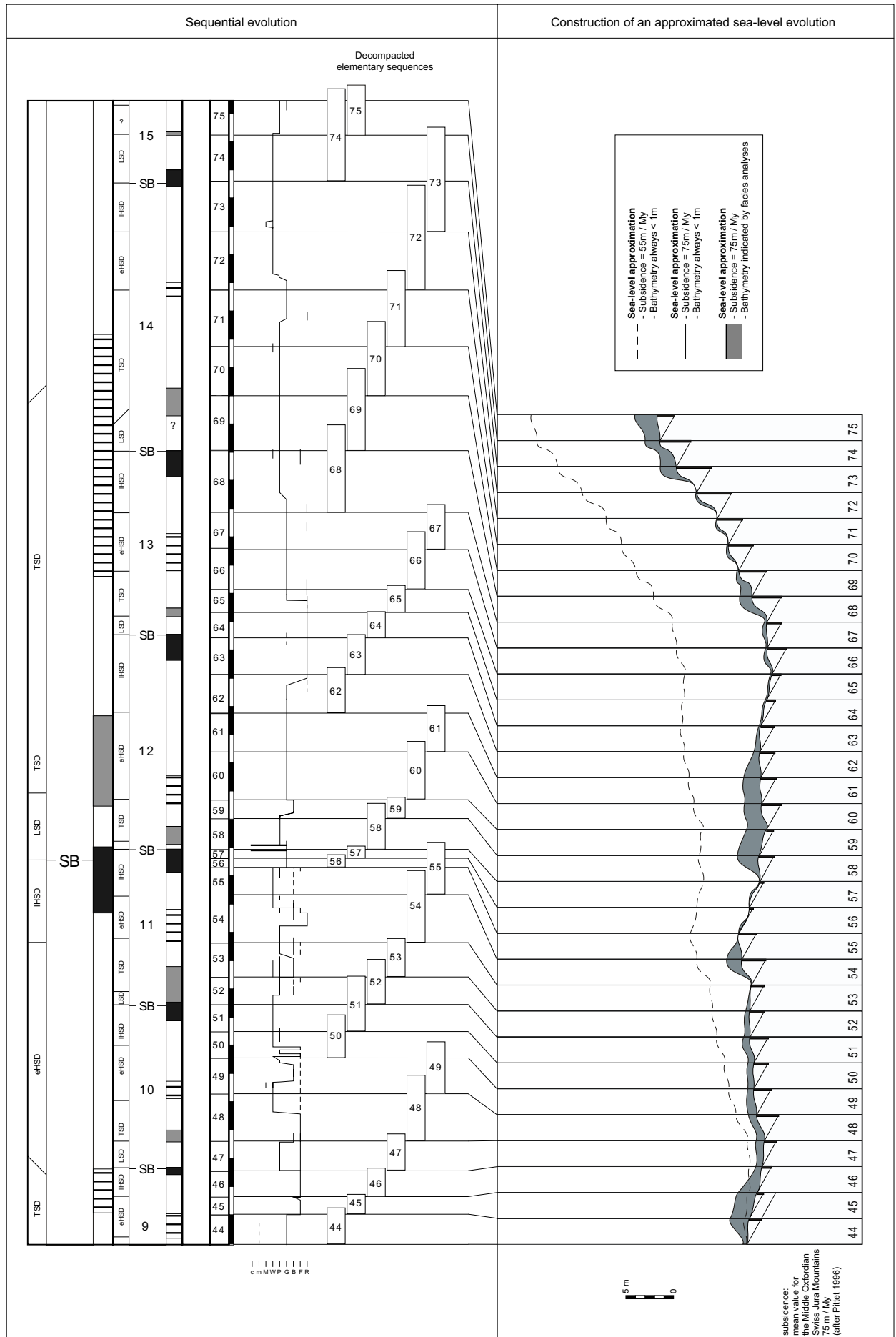


Fig. 5.3b: Construction of an approximated sea-level evolution for the Upper Oxfordian of the Court section.

5.3. SEQUENZEN: MODELL UND DEFINITIONEN

Allgemeines

Die detaillierte Beschreibung und Interpretation der Profile hinsichtlich der sequenziellen Entwicklung setzt eine präzise Nomenklatur voraus.

Einleitend werden häufig verwendete Begriffe und Abkürzungen in Anlehnung an Vail et al. (1991) und Strasser et al. (1999) definiert und erläutert. Die jeweilige Position der definierten Elemente wird in Figur 5.4a mit Hilfe einer vereinfachten Meeresspiegelkurve gezeigt. Diese Vereinfachung genügt natürlich bei weitem keiner tatsächlichen, natürlichen und hochkomplexen Entwicklung des Meeresspiegels.

- LS (lowstand): Meeresspiegeltiefstand, der jedoch selten die gesamte Plattform trockenlegt;
- TS (transgressive surface): Überflutungsfläche;
- MFS (maximum-flooding surface): Überflutungsfläche bei maximaler Zunahme der Akkommodation;
- SB (sequence boundary): Sequenzgrenze;
- HS (highstand): Meeresspiegelhochstand.

Werden Ablagerungen durch die relative Position des Meeresspiegels geprägt, so weisen diese je

nach Entwicklung mehr oder weniger deutliche Faziesmerkmale auf. Die Ablagerungen werden zur Vereinheitlichung nach der jeweiligen zeitlichen Position der Entwicklung des relativen Meeresspiegels benannt. So werden mit TSD alle Ablagerungen nach einer TS und vor einer MFS bezeichnet, usw. Zum besseren Verständnis dienen folgende Definitionen:

- LSD (lowstand deposits): Ablagerungen bei Meeresspiegeltiefständen; auf der Plattform meist kondensiert und nur schwer von eTSD zu unterscheiden;
- TSD (transgressive deposits): Ablagerungen bei zunehmender Akkommodation ausgelöst durch initiale Flutungen; diese Ablagerungen sind auf der Plattform meist homogen ausgeprägt und weisen nur selten rasche Fazieswechsel auf;
- eTSD (early transgressive deposits): Ablagerungen bei Phasen initialer Flutungen; meist durch eine Sedimentation direkt auf längere Zeit exponierte oder auch leicht erosive Flächen (Sequenzgrenzen) geprägt;
- MFD (maximum-flooding deposits): Ablagerungen bei maximaler Zunahme der Akkommodation;
- HSD (highstand deposits): Ablagerungen bei Meeresspiegelhochständen;
- eHSD (early highstand deposits): Ablagerungen in frühen Meeresspiegelhochständen;

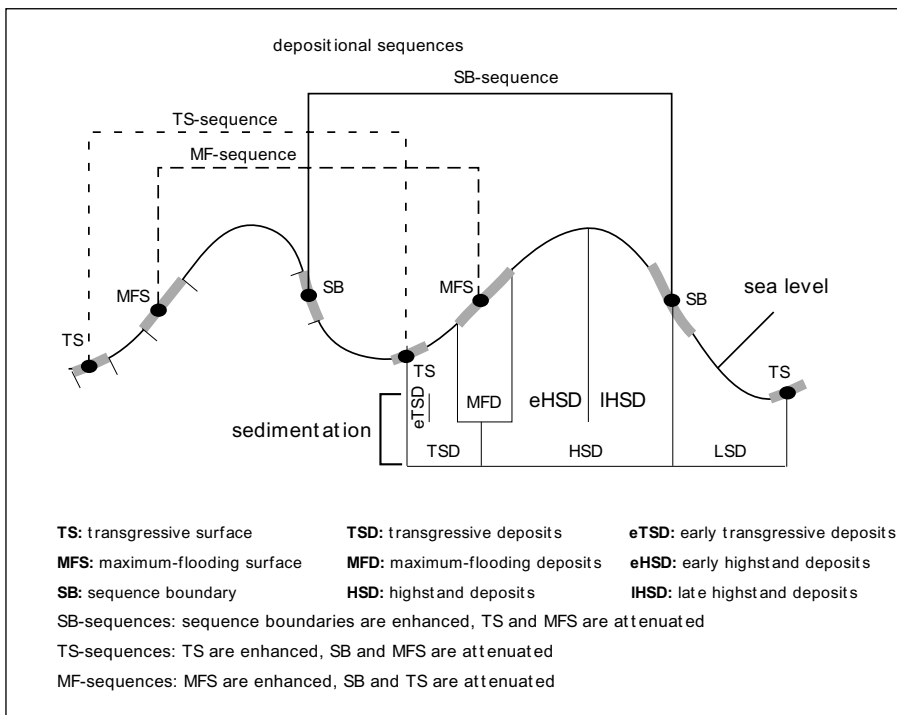


Fig. 5.4a: Sequence model

- IHSD (late highstand deposits): Ablagerungen in späten Meeresspiegelhochständen;

Der Begriff der Zone kann multiplizierte Flächen zusammenfassen, entstanden durch die Überlagerung von hochfrequenten Meeresspiegelschwankungen

über solche niedriger Frequenz (Montañez & Osleger 1993; Strasser et al. 1999). Folgende Zonen werden unterschieden Fig. 5.4b):

- MF Zone (maximum-flooding zone): Zone maximaler Flutung (maximaler Zunahme der

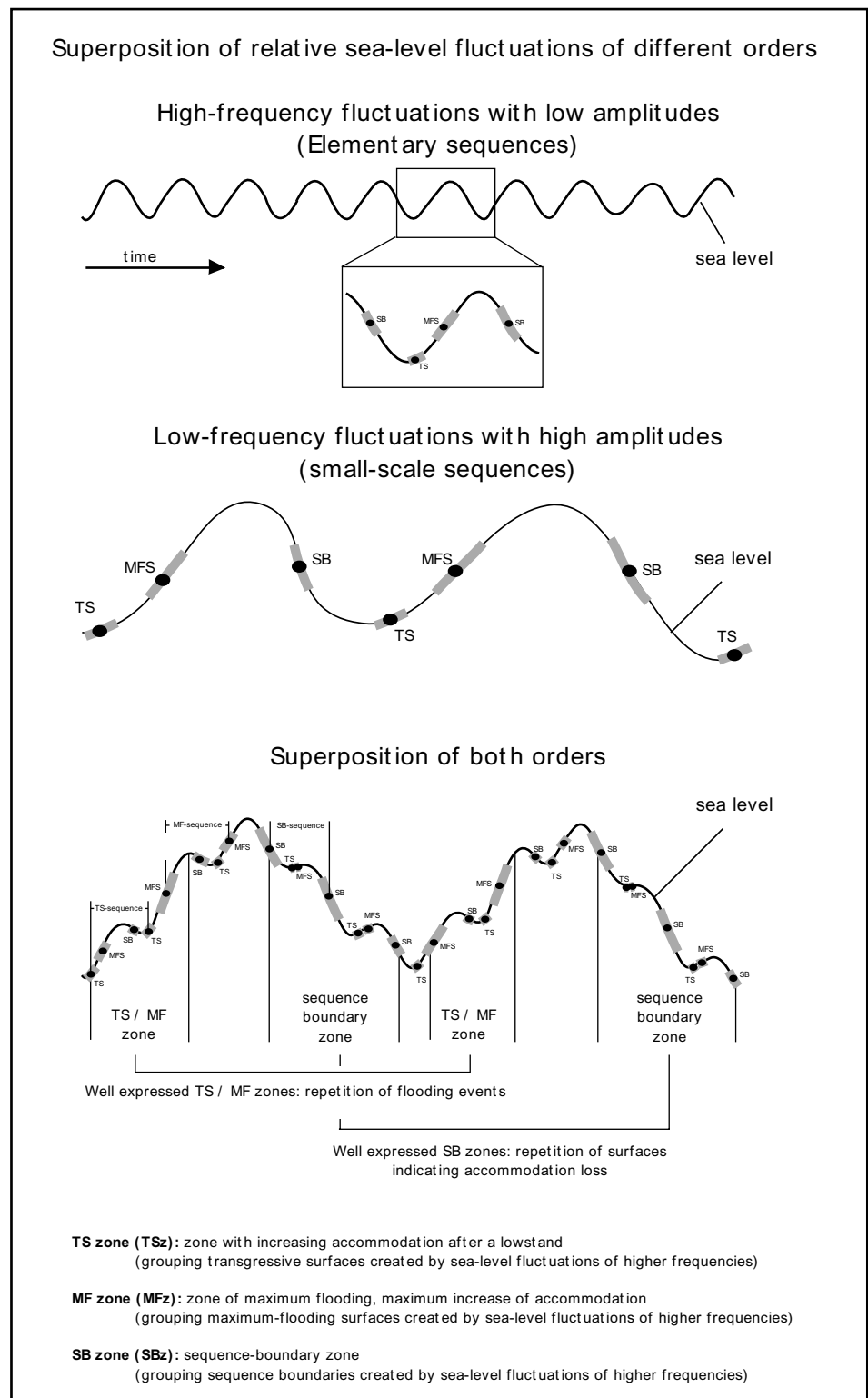


Fig. 5.4b: Result of superposition of sea-level fluctuations of two different orders. Elementary SB-sequences form preferentially when the low-frequency sea-level trend is falling. Repetition of sequence boundaries leads to the development of a SB-zone. TS- and MF-zones form when flooding events are repeated on the rising limb of low-frequency sea level.

- Akkommodation);
- TS Zone (transgressive zone): Zone mit starkem Einfluss der initialen Flutung (Zone der ersten Akkommodationszunahme nach einem LS);
- SB Zone (sequence-boundary zone): Zone starken Akkommodationsverlustes.

Die Identifikation von multiplizierten Flächen sowie deren Zuordnung zu TS-, MF- oder SB-Zonen wird erst durch die Korrelation mehrerer Profile und durch das Verständnis der generellen Ablagerungsentwicklung ermöglicht. Die im nachfolgenden Kapitel 5.4 dargestellten Interpretationen der Profile sind das Resultat der hochauflösenden Korrelation aller Profile kombiniert mit Zusatzinformationen aus der Literatur (vor allem Pittet 1996, Plunkett 1997, Jordan 1999, Gsponer 1999 und Gygi 2000).

5.4. SEQUENZIELLE UND ZYKLISCHE ENTWICKLUNG DER EINZELNEN PROFILE

In den folgenden Abschnitten wird die Ablagerungsentwicklung der einzelnen Profile interpretiert. Die Interpretationen basieren auf der Mikrofaziesanalyse und den daraus hervorgehenden, in Kapitel 5.1 bis 5.3 definierten Analyseansätzen. Die ‚Best-fit‘ Korrelationen zwischen den Profilen (in Kapitel 6 und 7 ausführlich diskutiert), sowie der Vergleich mit der Sequenzstratigraphie und der Chronostratigraphie von Hardenbol et al. (1998) wird dabei vorweggenommen.

Péry-Reuchenette (Fig. 5.5 – 5.6)

Die erste ‚small-scale‘ Sequenz platziert sich zwischen einer ‚medium-scale‘ TS- und einer MF Zone. Die ‚small-scale‘ TS Zone verstärkt die deutliche Zunahme der Akkommodation, verglichen mit jener der vorausgehenden Ablagerungen des Röschenz Members (Pittet 1996). Eine Zunahme der Karbonatproduktion, Entwicklung eines Korallenriffes und hochenergetische Migrationen oolithischer Barren sind die Hauptmerkmale dieser lithologisch dem Steinebach Member zuzuordnenden Einheit.

Eine Deckung der ‚medium-scale‘ MF Zone mit der ‚small-scale‘ TS Zone (Sequenz 2) führt zu einem positiven Akkommodationsprung mit deutlicher Mächtigkeitszunahme der elementaren Sequenzen im frühen Hochstand der ‚medium-scale‘ Sequenz.

Der ‚small-scale‘ IHS fällt mit dem Übergang des ‚medium-scale‘ eHS zum IHS zusammen. Diese Situation führt zu einer raschen Abnahme der Akkommodation (Elementarsequenz 10), was sich durch die evaporitische Überprägung der Fazies ausdrückt. Die geschützte Lagunensedimentation führt zur Entwicklung onkolithischer Fazies, welche dem Hauptmumienbank Member zugeordnet wird.

Dünne Elementarsequenzen und ein Fazieswechsel verbunden mit einer Zunahme des Quarzgehaltes weisen auf eine Reduktion der Akkommodation innerhalb der Elementarsequenzen, als auch während der gesamten ‚small-scale‘ Sequenz 3 im ‚medium-scale‘ IHS und im Übergang in die SB Zone hin. Diese SB Zone in der Hypselum Ammoniten-Subzone (Gygi et al. 1998) wird mit Ox 7 von Hardenbol et al. (1998) gleichgesetzt (siehe Kap. 6)

Der ‚medium-scale‘ eTSD der ‚small-scale‘ Sequenz 4 führt zu einer Akkommodationszunahme, welche sich durch die Mächtigkeitszunahme von ‚medium-‘ und ‚small-scale‘ Sequenzen ausdrückt. In Péry-Reuchenette ermöglichte die Position am äusseren Plattformrand die Ablagerung von erheblich mächtigeren Elementarsequenzen, als dies in den plattforminternen Profilen der Fall war. Dieser Umstand bildet auch einen möglichen Erklärungsansatz für die Tatsache, dass beispielsweise in der ‚small-scale‘ Sequenz 4 aber auch sonst häufig in diesem Profil die ‚small-‘ und ‚medium-scale‘ Sequenzsgrenzen schlecht ausgebildet sind. Die Wassertiefe war vermutlich so gross, dass ein Absinken des Meeresspiegels von nur wenigen Metern nicht zu einer Emersion der Sedimentoberfläche geführt hat.

Die ‚medium-scale‘ TS Zone führt zu einer Akkommodationszunahme und einer gleichzeitigen Kondensation. Die Karbonatproduktion ist durch den Eintrag terrigener Elemente (Quarz, Tone, Nährstoffe) stark eingeschränkt. Die Mächtigkeiten der Elementarsequenzen nehmen stark ab. Diese Sedimente werden dem Oolithe rousse Member zugeordnet.

Im folgenden ‚medium-scale‘ eHS treten Bioklasten in hoher Konzentration auf, im IHS bioturbirte, peloidale Kalke. Durch die hohen Quarzanteile (Fig. 5.6) kann eine anhaltend starke Reduktion der Karbonatproduktion vermutet werden. Die Präsenz von Dolomit, organischer Materie und Gastropoden stützen die These der Kondensation, welche zur reduzierten Mächtigkeit der ‚small-scale‘ Sequenzen 6

und 7 führte. Die abschließende ‚medium-scale‘ SB Zone wird als Kandidat für die SB Ox 8 von Hardenbol et al. (1998) (Kap. 6) angesehen. Die kalkigen Bänke werden wie auch die nachfolgende Sequenz 8 dem La May Member zugeordnet.

Die transgressive Phase der nächsten ‚medium-scale‘ Sequenz führt bei der ‚small-scale‘ Sequenz 8 zu einem ‚thickening-up‘ der Elementarsequenzen.

Diese für TSD typische Entwicklung wird durch die überlagerte ‚large-scale‘ Transgression noch verstärkt. Die SB Zone dieser Sequenz 8 führt zu einer kurzfristigen Reduktion der Akkommodation.

Die idealen Bedingungen der Karbonatproduktion, sowie die ‚medium-scale‘ MF Zone führen zu einer homogenen Migration der oolithischen Barren der ‚small-scale‘ Sequenz 9. Die Sequenz 9, sowie die

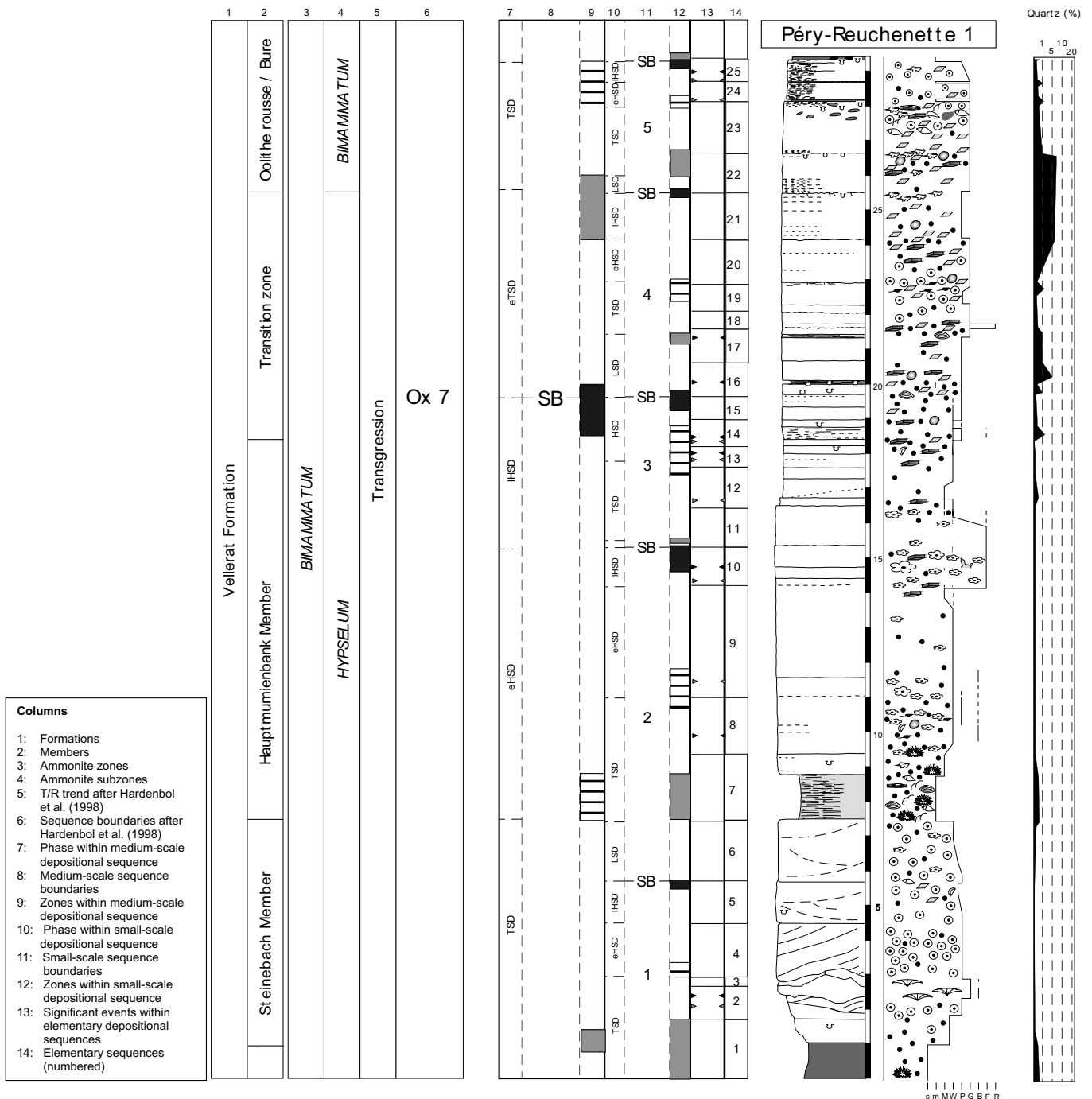


Fig. 5.5: Péry-Reuchenette (part 1): sequential interpretations (for legend see Fig.4.1b).

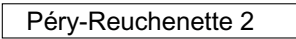


Fig. 5.6: Péry-Reuchenette (part 2): sequential interpretations.

Die nachfolgende ‚small-scale‘ Sequenz 2 wird bis in den Bereich ihrer MF Zone durch Onkoidwachstum geprägt. Durch die Überlagerung von ‚medium-scale‘ und ‚small-scale‘ IHS nimmt die Akkommodation ab. Die Onkoide werden durch Ooide verdrängt, der Quarzgehalt nimmt zu (Fig. 5.8) und die Artenvielfalt der Bioklasten wird erhöht. Die ‚medium-scale‘

SB Zone wird als Kandidat für die SB Ox 7 (Kap.6) betrachtet. Die Lithologie entspricht dem Hauptmumienbank Member.

Dünnbankige, sandige, oolithische Barren bestimmen die gesamte ‚small-scale‘ Sequenz 3. Die niedrige Akkommodation wird als ‚medium-scale‘

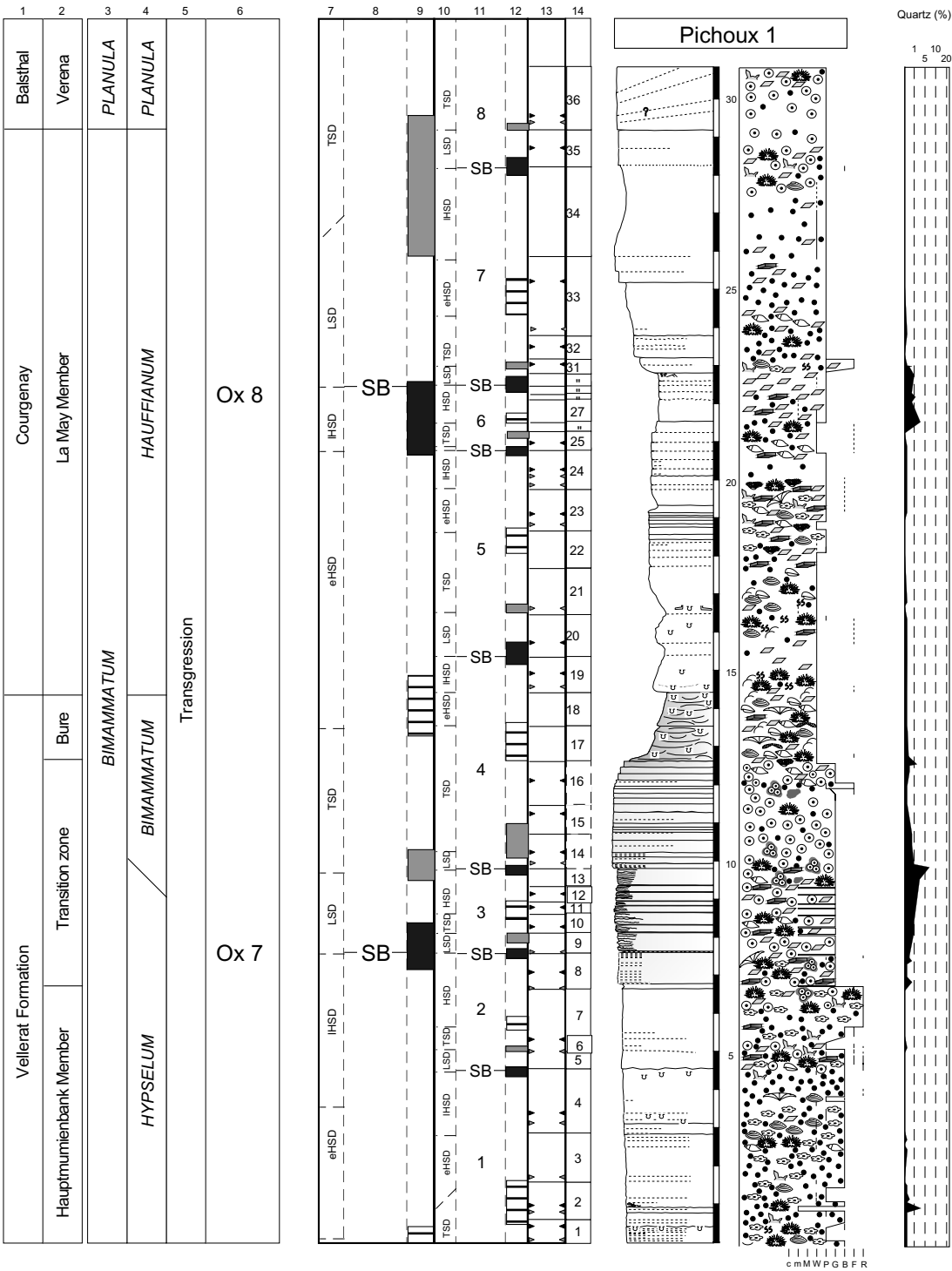


Fig. 5.8: Pichoux section (part 1); sequential interpretations.

LS Situation interpretiert. Die Sequenz weist hohe Anteile an Quarz auf. Die Lithologie ähnelt zwar jener der oolithischen Barren des Steinebach Members, die dolomitische Überprägung ordnet diese Einheit aber eher den ‚Transition Beds‘ zu.

Die sowohl ‚medium-scale‘ als auch ‚small-scale‘ TS Zone an der Basis der ‚small-scale‘ Sequenz 4 führt zu einer deutlichen Zunahme der Mächtigkeit

der Elementarsequenzen. Anfänglich oolithische, danach limonitisch-oolithische Barren bestimmen die drei Elementarsequenzen 14 bis 16. Viele oolithische Extraklasten lassen vermuten, dass der ansteigende Meeresspiegel und eine damit verbundene Öffnung des Ablagerungsraumes zu einer Zunahme der Energie im System führten und dabei umliegende Sedimente aufarbeiteten. Fehlende laterale Aufschlüsse in der Pichoux Klus erlauben es nicht, den Herkunftsort

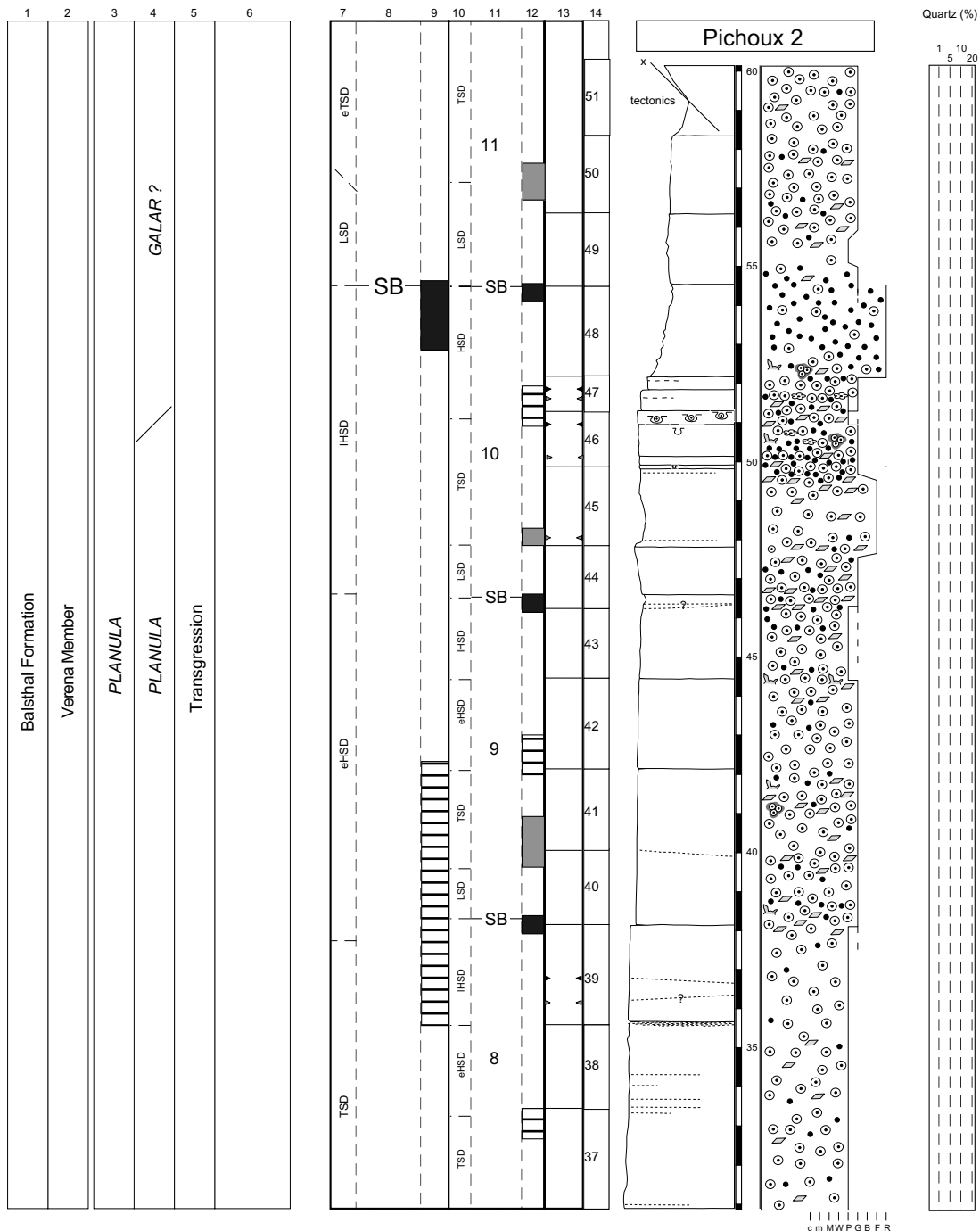


Fig. 5.9: Pichoux section (part 2); sequential interpretations.

dieser Extraklasten zu suchen. Eine Hypothese wäre die Aufarbeitung von Ablagerungen aus ‚small-scale‘ Sequenz 3. Die Überlagerung der ‚medium-scale‘ und ‚small-scale‘ MF Zone führte zu einer starken Akkommodationszunahme und Häufung von Bio-klasten. Die Zunahme des Mergelanteils deuten auf einen erhöhten Toneintrag und/oder auf eine Abnahme der Energie hin. Die Ausprägung der SB Zone dieser Sequenz ist durch die nahe ‚medium-scale‘ MF Zone stark abgeschwächt.

‚Small-scale‘ Sequenz 5 ist durch eine anfängliche Vertiefung und nachfolgende Verflachung geprägt. Bei beginnendem IHS werden die Ablagerungen evaporitisch überprägt. Die Lage der ‚small-scale‘ SB ist nicht leicht bestimmbar. Sie wurde ans Ende der Elementarsequenz 24 gesetzt, da am Ende dieser Elementarsequenz die von Packstones geprägte Fazies kurzfristig in einen Wackestone übergeht, und da mehrere Mikrofazieselemente auf eine Veränderung der Ablagerungsbedingungen hinweisen.

Der ‚medium-scale‘ IHS beinhaltet die ‚small-scale‘ Sequenz 6. Die Mächtigkeiten der Bänke sind stark reduziert. Die Ablagerungen werden von Quarz und Dolomit geprägt. Fauna ist in dieser Sequenz nur schlecht beobachtbar, was durch die starke Dolomitisierung begründet ist. Diese wie auch die nachfolgende Sequenz beschreiben das La May Member. Die Lage der ‚medium-scale‘ Sequenzgrenzenzone und die Ausbildung der ‚small-scale‘ Sequenz bilden gute Argumente, diesen Bereich als Kandidaten für die SB Ox 8 gemäss Hardenbol et al. (1998) zu definieren.

Ein deutlicher ‚thickening-up‘-Trend der Elementarsequenzen prägt die ‚small-scale‘ Sequenz 7. Die Entwicklung ist durch die ‚medium-scale‘ TS Zone stark geprägt und wird an der ‚small-scale‘ Sequenzgrenze durch leichte Evaporitbildung beendet.

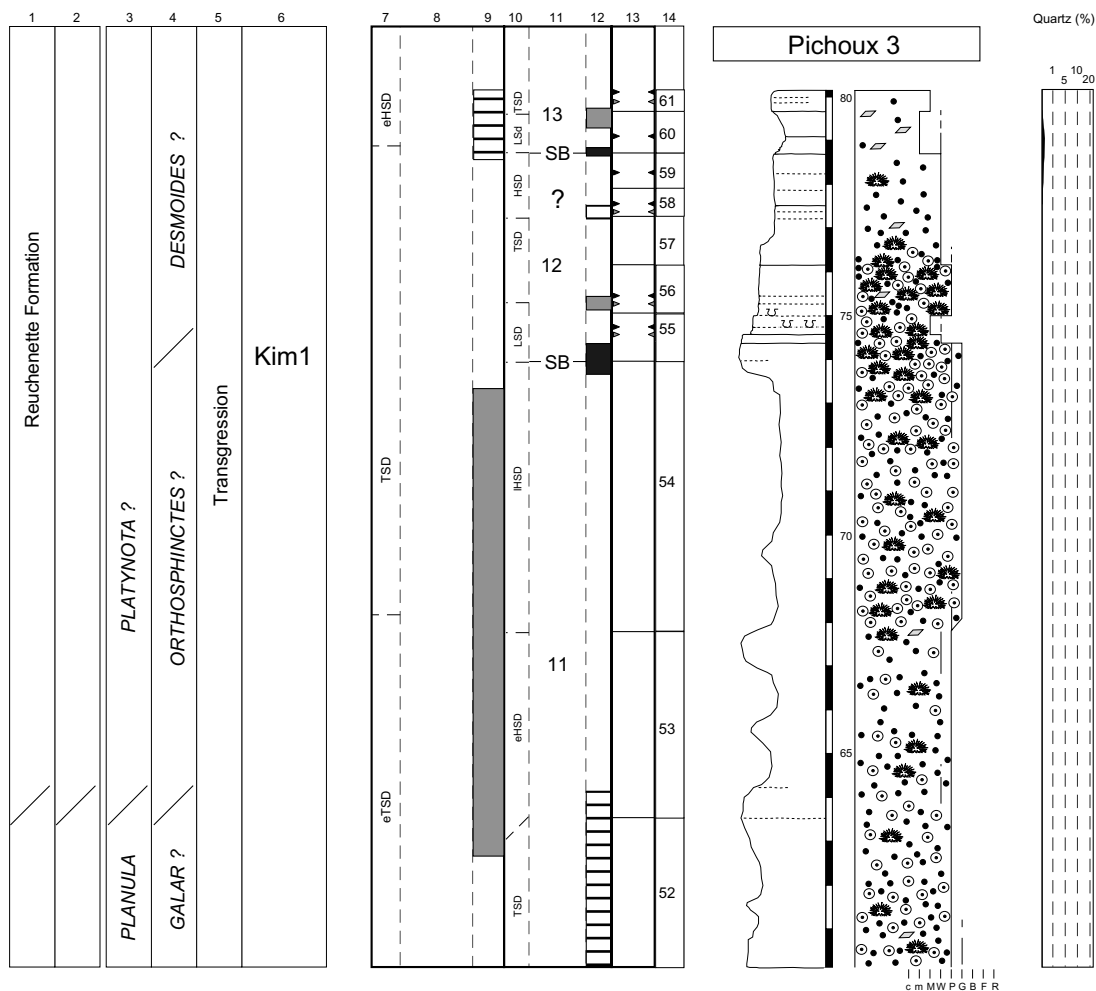


Fig. 5.10: Pichoux section (part 3); sequential interpretations.

Foreset-Strukturen in den TSD der ‚small-scale‘ Sequenz 8 implizieren die Migration von Ooidbarren. Die Mächtigkeiten der Elementarsequenzen beschreiben auch hier einen ‚thickening-up‘-Trend. Die Lithologie entspricht jener des Verena Members.

‚Small-scale‘ Sequenz 9 wird von vier Elementarsequenzen fast gleicher Mächtigkeit aufgebaut. Die Sequenzgrenzen der Elementarsequenzen werden durch evaporitische Mineralien (Pseudomorphosen nach Gips, Anhydrit und Dolomit) geprägt, welche jeweils gegen die Bankgrenzen hin

zunehmen und zu Beginn der Sequenzen wieder abnehmen.

Die starke Bioturbation in der Mitte der ‚small-scale‘ Sequenz 10 deutet auf einen Sedimentationsstillstand hin und wird als MF Zone interpretiert. Die bereits zuvor anhaltende ‚keep-up‘ Sedimentation führt allerdings nur zu einer unerheblichen Zunahme der Akkommodation. Dieser Effekt wird durch die nahende ‚medium-scale‘ SB Zone hervorgerufen.

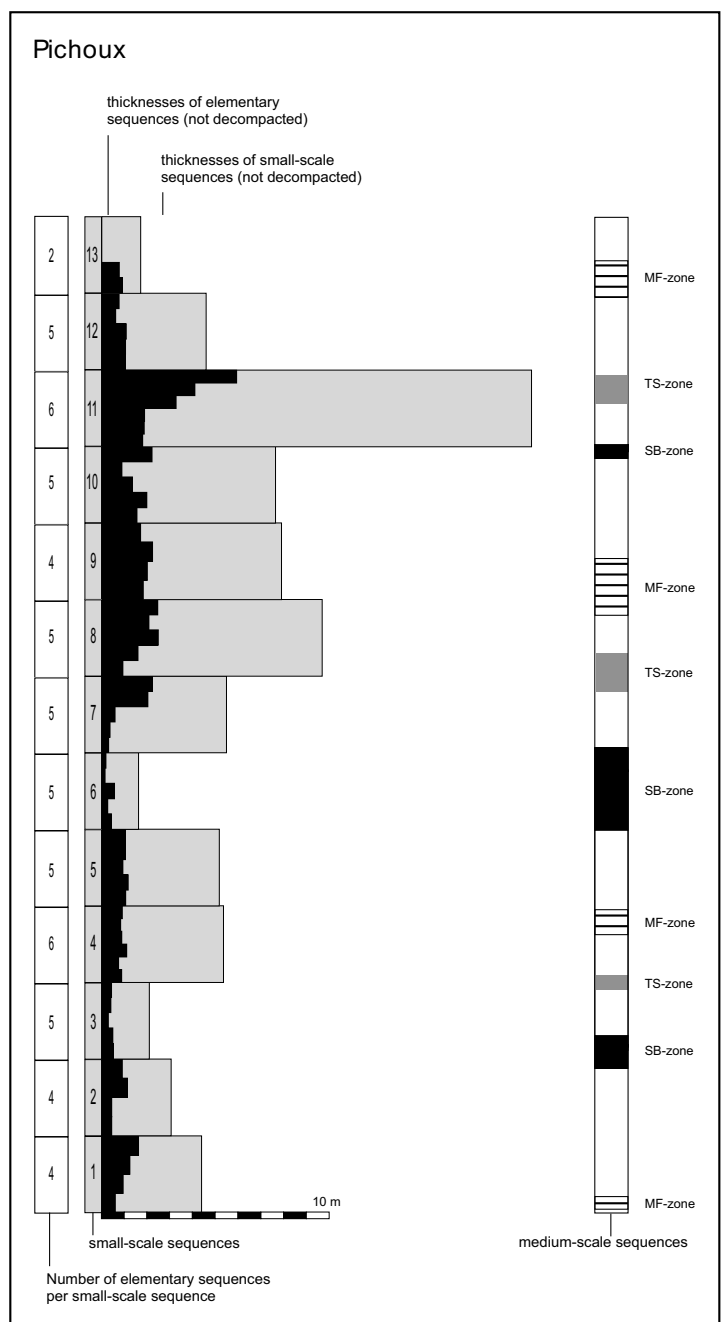


Fig. 5.11: Evolution of elementary-, small- and medium-scale sequences of Pichoux section

Eine zunehmende Mächtigkeit der Elementarsequenzen zeigt für die ‚small-scale‘ Sequenz 11 (Fig. 5.9, 5.10) eine Akkommodationszunahme an. Die TSD und die HSD der Sequenz werden durch eine Phase mit ausgeprägter ‚medium-scale‘ Akkommodationszunahme stark beeinflusst.

Die ‚small-scale‘ Sequenzen 12 und 13 bilden eine neue sedimentologische Einheit. Die Bankung ist gut, die Elementarsequenzen werden dünn, die Menge der ‚skeletal-‘ und ‚non-skeletal grains‘ nimmt ab und bei Meter 78 tritt etwas Quarz auf. Nach der ausgeprägten Akkommodationszunahme in Sequenz 11 ist diese starke Abnahme der Akkommodation im Bereich der ‚medium-scale‘ TSD nur schwer erklärbar. Erklärungsansätze bilden eine Abnahme der Subsidenz und/oder eine Migration der Barrensysteme in Richtung Plattformrand. Mit dieser Migration könnte eine zuvor am Plattformrand existierende Barrierensituation zu einer „Plattform-Top“ Ablagerungssituation mit geschützten flachen Lagunen geführt haben.

In diesem Profil lassen sich 61 elementare Ablagerungssequenzen identifizieren. Sie bilden 12,5 ‚small-scale‘ Sequenzen, welche sich zu 2 kompletten und 2 angebrochenen ‚medium-scale‘ Sequenzen gruppieren. ‚Small-scale‘ Sequenzen weisen zwischen 4 und 6 elementare Sequenzen auf (Fig. 5.11), ‚medium-scale‘ Sequenzen enthalten 4 bis 5 ‚small-scale‘ Sequenzen.

Court (Fig. 5.12 – 5.14)

Bis Meter 0 überlappt sich das Profil mit den Profilaufnahmen und entsprechenden Resultaten der Dissertationen von Pittet (1996) und Plunkett (1997).

Die erste ‚medium-scale‘ Sequenz wird durch karbonatisch geprägte TSD aufgebaut. Der HS sowie der nachfolgende LS sind durch Mergel dominiert. Das Ende der Sequenz wird durch eine SB Zone geprägt, welche nicht stark ausgeprägt ist.

Die ‚small-scale‘ Sequenz 1 weist nach anfänglich mergeligem TS eine ‚thickening-up‘ Entwicklung zu hochenergetischer Barrenmigration auf. Die ‚medium-scale‘ SB wird als Kandidat für Ox 6 gesehen (Kap. 6).

In ‚small-scale‘ Sequenz 2 können nur 3 Elementarsequenzen identifiziert werden. Die Akkommodationszunahme durch die Überlagerung der

‚medium- und small-scale‘ TS Zonen zu Beginn der Sequenz führt zu mergeligen Schichten zum Zeitpunkt der initialen Flutung, sowie gegen Ende der Sequenz zu karbonatisch dominierten Ablagerungen. Die ‚large-scale‘ Regression (Hardenbol et al. 1998; Kap. 6) führt generell zu einer Abschwächung der Akkommodation.

Die anhaltende ‚large-scale‘ Regression (Hardenbol et al. 1998) führt in ‚small-scale‘ Sequenz 3, mit der Annäherung an die ‚medium-‘ und ‚small-scale‘ SB Zone, zu einer Akkommodationsverringern und damit zu dünnen Elementarsequenzen..

In ‚small-scale‘ Sequenz 4 wird das LS Maximum der ‚large-scale‘ Regression erreicht. Der folgende ‚small-scale‘ TS folgt dem Einfluss des ‚medium-scale‘ TS. Die grösstenteils mergelige Elementarsequenz 18 weist eine Mächtigkeitszunahme auf, welche auf die hochfrequente Überlagerung über den Bereich des flachsten ‚medium-scale‘ LS zurückzuführen ist. Hier stellt sich die Frage, ob eventuell eine hohe Amplitude der Meeresspiegelentwicklung der Elementarsequenz zu einer Mächtigkeitszunahme führt. Diese hohe Amplitude könnte ein erstes Signal der bevorstehenden ‚large-scale‘ Transgression sein. Es kann aber auch sein, dass die Interpretation der nach der ‚small-‘ und ‚medium-scale‘ SB eintretenden jeweiligen TS-Zonen mit Vorsicht zu geniessen ist, und dass vielmehr beide Zonen bereits früher einsetzen. Dies würde dann bedeuten, dass die jeweiligen Sequenzgrenzen hemmend auf die bereits einsetzende Transgression wirken.

Siliziklastika werden in ‚small-scale‘ Sequenz 5 durch Karbonate abgelöst. Die ‚large-scale‘ TS oder MF Zone ist durch eine stetige Zunahme der Akkommodation geprägt. Oolithische Barren mit stark ausgeprägten Foreset-Strukturen dominieren die elementare Ablagerungssequenz 20. Die Entwicklung eines Korallenriffes im Bereich des ‚small-scale‘ eHS löst die oolithischen Barren ab. Der Einfluss der SB Zone gegen Ende der Sequenz führt zu einer Destabilisierung des Systems, wodurch erst eine zeitlich begrenzte Wachstumskrise der Korallen mit Umkrustungen, und später eine Rückkehr zur Ablagerung von Barren eingeleitet wird. Die interne Bankung der Elementarsequenz 23 wird als Reaktion des Ablagerungssystems auf rasch wechselnde Ablagerungsbedingungen während der SB Zone verstanden.

Der Übergang von ‚medium-scale‘ TSD zu den HSD

führt in der ‚small-scale‘ Sequenz 6 zu einem Wechsel zu allmählich ruhigeren Ablagerungsbedingungen mit Onkoiden. Die Identifikation der Elementarsequenzen ist am Profil in der Klus-Mitte durch fehlende

Bankung erschwert. Deshalb wurde die Unterteilung in Elementarsequenzen an der Profilaufnahme im Süd-schenkel der Klus vorgenommen. Die Entwicklung der Bankmächtigkeiten, also der Elementarsequenzen,

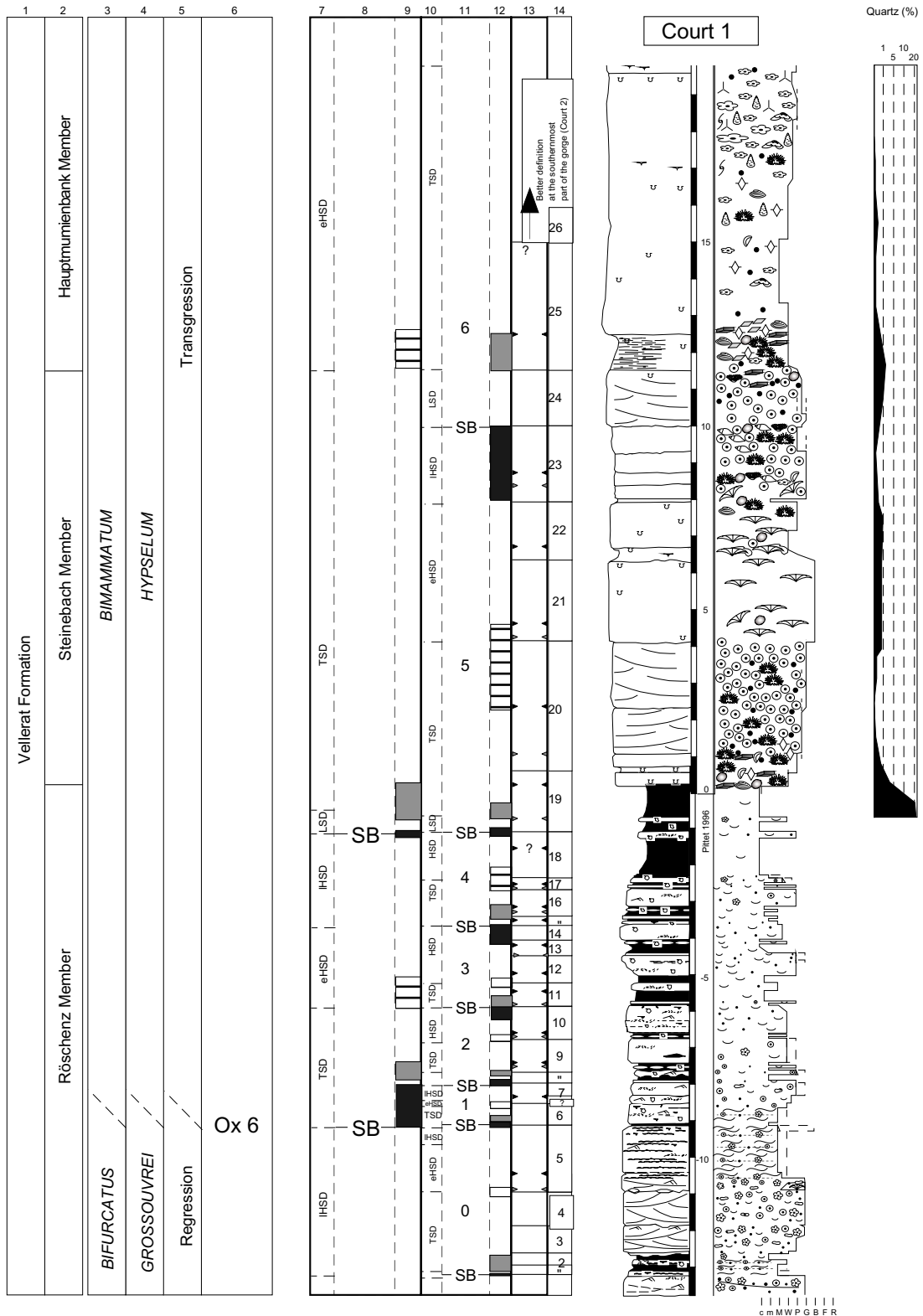


Fig. 5.12: Court section (part 1); sequential interpretations.

Elementarsequenzen ab Sequenz 34 (bis 43) lassen sich durch eine ‚medium-scale‘ Sequenzgrenzenzone und deren Überlagerung mit der ‚small-scale‘ Sequenzgrenze erklären. Diese SB-Zone kann mit Ox 7 verglichen werden (Kap. 6).

Die dünne Bankung der ‚small-scale‘ Sequenz 8 weist auf einen ‚medium-scale‘ LSD hin. Mehr Quarz, die fehlende Akkommodation, sowie das lokale Fehlen von Karbonatproduzenten (Korallen, Mollusken, u.a.) führt zu einer minimalen Sedimentationsrate.

Dem bis zur Elementarsequenz 43 anhaltend starken Quarzeintrag folgt eine mergelige Prägung der Sedimente. Der fehlende Quarz führt zur Annahme, dass entweder in Sequenz 9 nur noch leicht transportierbare Siliziklastika (Tone) in den Ablagerungsraum gelangten. Dadurch könnte das Verhältnis von Karbonaten und Siliziklastika (Tonen)

zu Gunsten der letzteren und somit zu einer eher mergeligen Fazies geführt haben.

Die ‚small-scale‘ Sequenz 10 im ‚medium-scale‘ eHS bildet wie bereits in der vorangegangenen ‚medium-scale‘ Sequenz eine Einheit mit homogener Bankung. In Elementarsequenz 48 führt eine Riffkonstruktion dazu, dass die Sequenz etwas mächtiger ausgebildet ist als die andern Elementarsequenzen. Die ‚small-scale‘ Transgression der Sequenz bildete die ideale Akkommodation für die Wachstumsphase des Korallenriffs. Durch eine zusehends evaporitisch geprägte Umwelt wird dieses Wachstum gestört und gegen Ende der Sequenz abgeschlossen.

Die fazielle Veränderung innerhalb der ‚small-scale‘ Sequenz 11 mit Entstehung onkolithischer Lagunen wird durch die ‚medium-scale‘ IHS

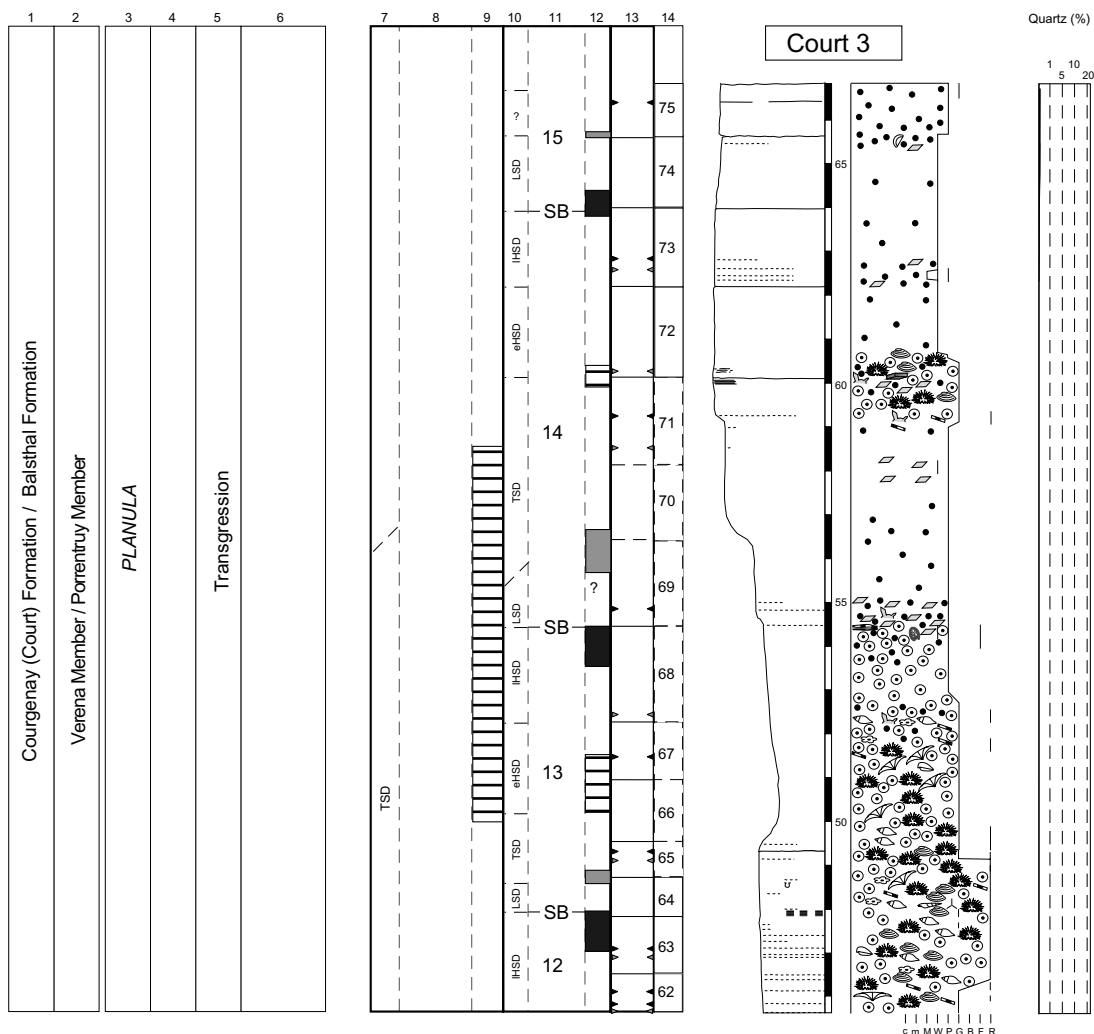


Fig. 5.14: Court section (part 3); sequential interpretations.

Situation erklärt. Die TS schafft zu Beginn die dafür notwendige Akkommodation. Die Watt-Sedimentation mit zunehmend evaporitischer Prägung wird durch die ‚medium-scale‘ SB Zone gegen Ende der Sequenz erklärt. Die Überlagerung der SB der Elementarsequenz 53 mit der ‚small-scale‘

MF Zone und dem beginnenden ‚medium-scale‘ IHS führt zu Erosion der Elementarsequenz. Dieses überraschende Resultat ist wahrscheinlich nur mit einer hohen Amplitude der Meeresspiegelentwicklung der Elementarsequenz oder durch lokale Strömungen erklärbar. Die Elementarsequenzen 55 bis 57 sind derart stark dolomitisiert, dass eine fa-zielle Bestimmung der textuellen Elemente fast unmöglich ist. Supratidale Einflüsse der Ablagerungen und mehrere, wahrscheinlich durch Erosion entstandene Oberflächen sind valable Argumente, diese ‚medium-scale‘ SB Zone mit der SB Ox 8 (Kap. 6) zu vergleichen.

Die Sedimentation des Verena Members (Fig. 5.14) fällt in eine transgressive Entwicklung, mit den ‚small-scale‘ Sequenzen 12 (ab Elementarsequenz 62), 13, 14 und 15. Die sequenzielle Interpretation ist unsicher: die Einteilung in Elementarsequenzen stützt sich allein auf einzelne Elemente der Textur (Dolomitisierung, Horizonte mit Korallenbruchstücken, oolithische Einschübe, u.a.). Die genaue Entschlüsselung wird durch die ‚medium-scale‘ MF Zone zusätzlich erschwert. Einzelne Sequenzgrenzen wurden aufgrund der Korrelation mit den anderen Profilen interpretiert.

Im Profil lassen sich 75 elementare Ablagerungssequenzen identifizieren. Sie gruppieren sich zu 14,5 ‚small-scale‘ Sequenzen, welche sich ihrerseits zu 4 kompletten und einer angebrochenen ‚medium-scale‘ Sequenzen gruppieren. ‚Small-scale‘ Sequenzen weisen zwischen 4 und 6 elementare Sequenzen auf, ‚medium-scale‘ Sequenzen enthalten 3 bis 4 ‚small-scale‘ Sequenzen (Fig. 5.15).

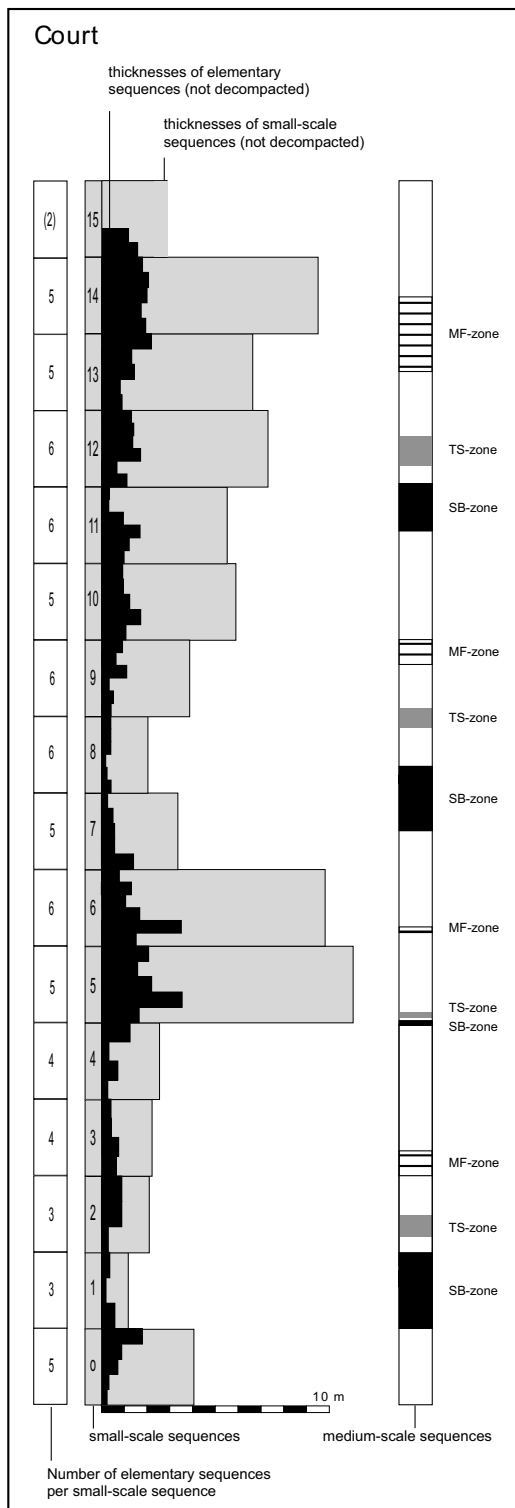


Fig. 5.15: Evolution of elementary-, small- and medium-scale sequences of Court section.

Mettemberg-Soyhières (Fig. 5.16 - 5.18)

Die Bankung der ersten ‚small-scale‘ Sequenz ist wegen schlechter Aufschlussverhältnisse schwer zu interpretieren. Die Mächtigkeit der Bänke nimmt leicht zu. Verglichen mit der ‚medium-scale‘ Entwicklung wird diese Sequenz in den eHS platziert.

Die graduelle Entwicklung zu immer grösseren, fast teppichförmigen Onkoiden mit zunehmender evaporitischer Überprägung wird in ‚small-scale‘

Sequenz 2 durch repetitive Mikrofazieswechsel unterbrochen. Die Onkoidpräsenz sowie die nieder-energetischen Ablagerungsbedingungen ordnen diese Sequenz dem Member der Hauptmumienbank zu. Die Akkommodation nimmt im Vergleich zur Sequenz 1 ab. Da die nachfolgende ‚small-scale‘ Sequenz einen Wechsel zu hochenergetischen und quarzföhrnden Ooidbarren geringer Mächtigkeit aufzeigt, wird dem Ende der Hauptmumienbank grosse Bedeutung zugesprochen. Die Oberfläche der Elementarsequenz 9

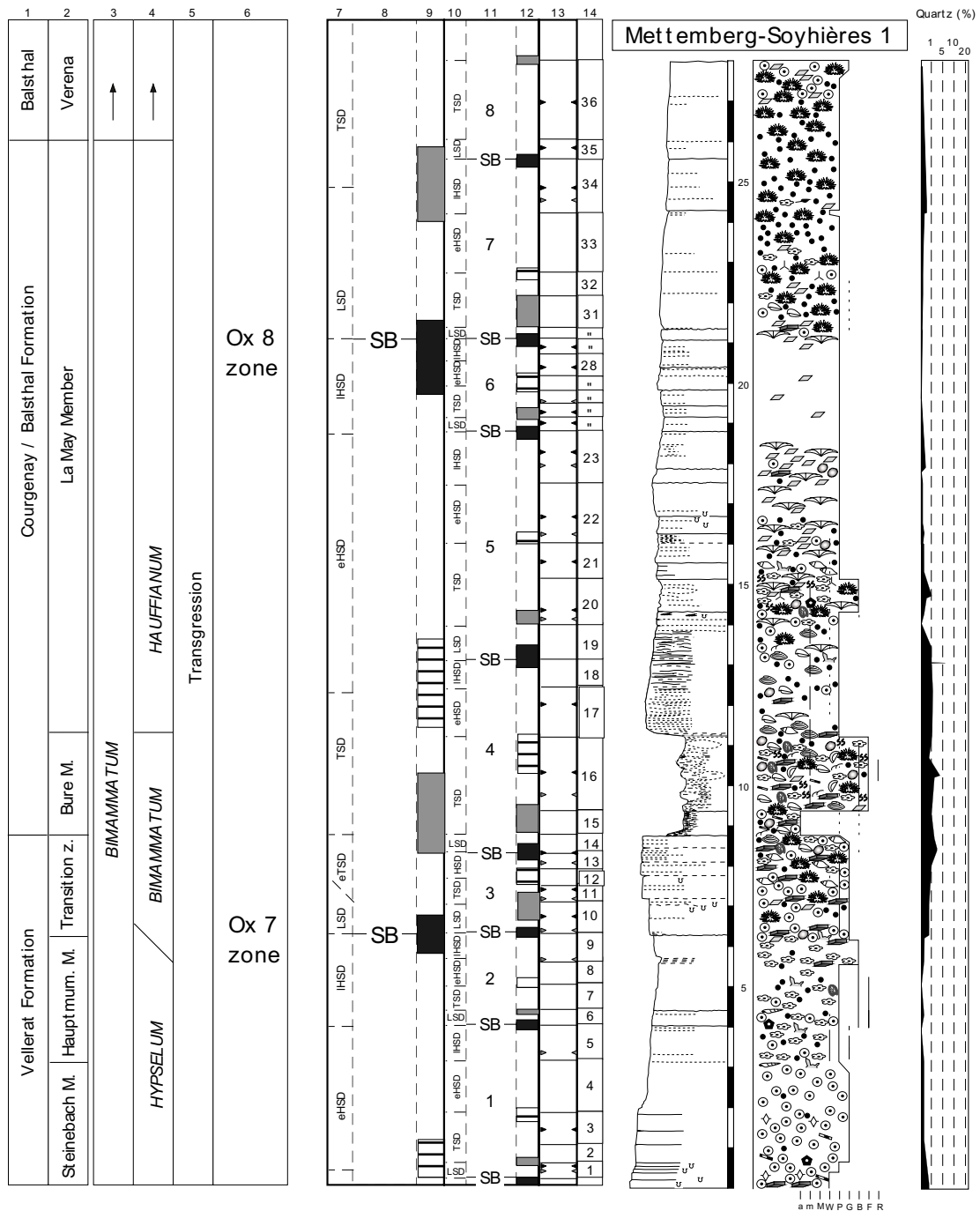


Fig. 5.16: Mettemberg-Soyhières section (part 1); sequential interpretations.

wird als bester Kandidat für ein Äquivalent der SB Zone Ox 7 angesehen (Kap. 6).

Die ‚small-scale‘ Sequenz 3 zeigt typische LS respektive eTS Fazies. Die Bankung ist dünn. Quarz, organische Materie und Echinodermen nehmen gegen Ende der Sequenz zu und kündigen den überlagerten ‚medium- und small-scale‘ transgressiven Trend der nächsten Sequenz an.

Die Akkommodationszunahme bewirkt an der Basis der ‚small-scale‘ Sequenz 4 die Ablagerung mergeliger Sedimente. Quarzeintrag führt zur Abschwächung der Karbonatproduktion. Der hohe Tongehalt kann durch Ablagerung der Sedimente in einem flachen Gezeitenkanal erklärt werden.

Die Überlagerung der ‚small-scale‘ TSD der Sequenz 5 über den ‚medium-scale‘ eHS ermöglicht ein ‚thickening-up‘ der Elementarsequenzen. Die kontinuierliche Schaffung von Akkommodation führt zu einer Riffrückbildung. Die Ablagerungen der Sequenz werden trotz der Riffrückbildung (Fleckenriff), ähnlich wie in Court (Sequenz 10),

dem La May Member zugeordnet. Diesem Member gehören ebenfalls die beiden nachfolgenden ‚small-scale‘ Sequenzen 6 und 7, sowie zusätzlich die Elementarsequenz 35 an.

Die starke Reduktion der Artenvielfalt von Organismen, Eintrag von geringen Quarzmengen und eine deutliche Akkommodationsabnahme der ‚small-scale‘ Sequenz 6 deutet auf eine Annäherung an eine ‚medium-scale‘ Sequenzgrenzenzone hin. Leicht gewellte Bankoberflächen, Mikritisierung und Dolomitisierung deuten auf eher flache Ablagerungsbedingungen in einer gut geschützten Lagune hin. Die ‚medium-scale‘ Sequenzgrenzenzone ist ein guter Kandidat für die Sequenzgrenze Ox 8 (Kap. 6).

Die generelle ‚thickening-up‘ Entwicklung der ‚small-scale‘ Sequenz 7 wird durch die Überlagerung der ‚medium-scale‘ TS Zone erklärt. Ein leichter Fazieswechsel am Top der Elementarsequenz 34 beschreibt die ‚small-scale‘ Sequenzgrenze, deren Ausprägung durch die TS Zone jedoch stark abgeschwächt ist.

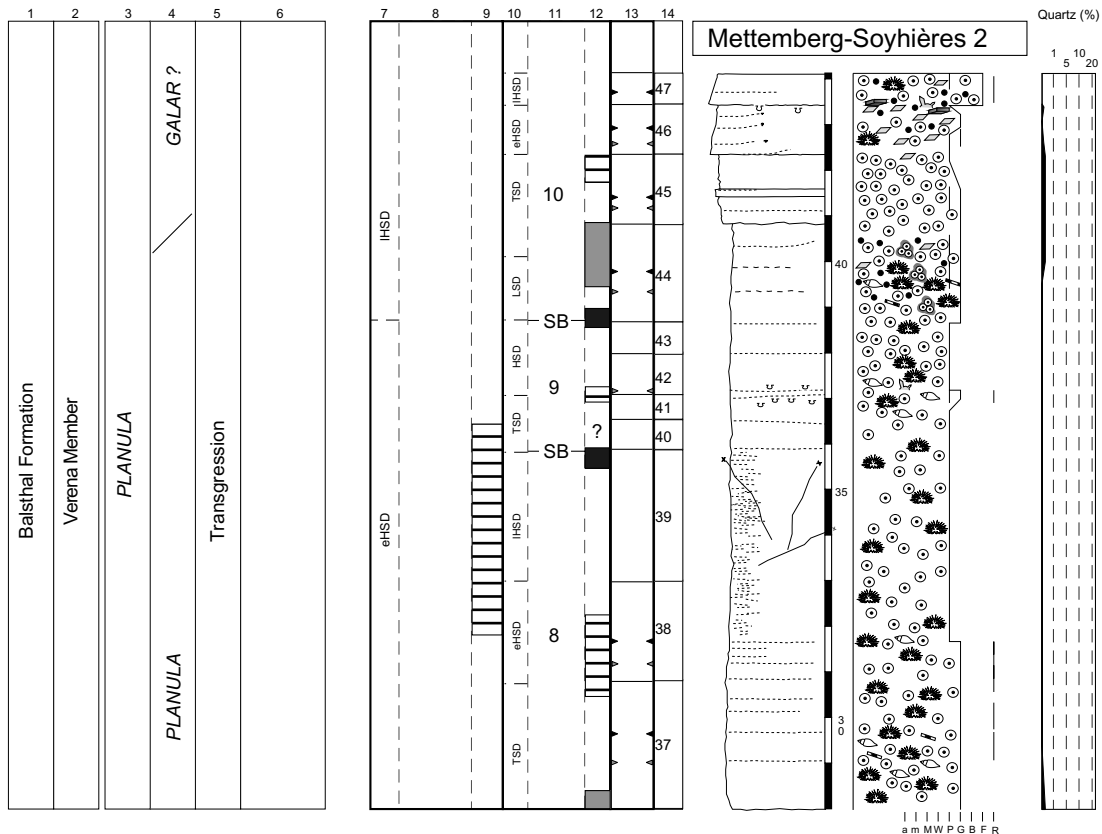


Fig. 5.17: Mettemberg-Soyhières section (part 2); sequential interpretations.

Eine starke Zunahme der Akkommodation setzt in der ‚small-scale‘ Sequenz 8 zu Beginn der Elementarsequenz 36 ein. Die entstandene Wassertiefe ermöglicht die Migration von oolithischen Barren des Verena Members. Eine Erklärung für die deutliche Zunahme der Akkommodation ist die Überlagerung des ‚medium-scale‘ TS über eine ‚large-scale‘

Transgression. Eine schwach ausgeprägte Bankung wird als MF Zone interpretiert. In diesem Bereich nimmt der Kalkschlammanteil in den Sedimenten zu (Elementarsequenzen 38 und 39).

Dolomitisierung und Wachstum von Gips und Anhydrit überprägten die ursprüngliche Bankung der

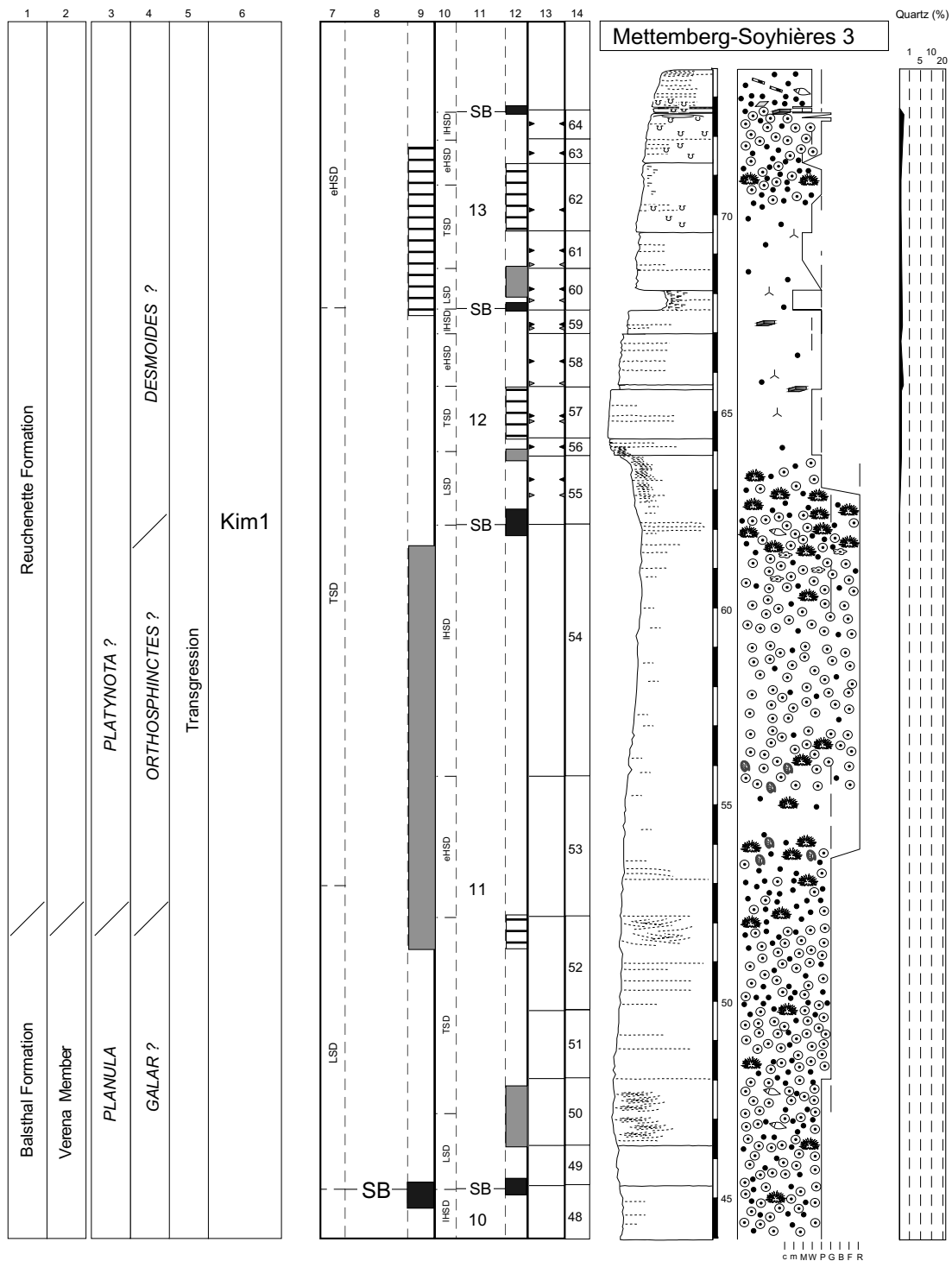


Fig. 5.18: Mettemberg-Soyhières section (part 3); sequential interpretations.

Barren in ‚small-scale‘ Sequenz 9. Die Einteilung in Elementarsequenzen ist unsicher und beruht auf Laminationen von Ooiden verschiedener Grösse und Sortierung.

Starke Aufarbeitung mit extrem schlecht sortierten Extraklasten in der Elementarsequenz 44, bilden die Basis der ‚small-scale‘ Sequenz 10. Nachfolgende Überlagerungen des ‚medium-scale‘ TSD mit gut ausgeprägten Grenzen der Elementarsequenzen führen

bei gesteigerter Sedimentationsrate zu gutgebankten Barren. Die evaporitische Überprägung wird durch einen leichten Akkommodationsverlust im ‚small-scale‘ HS gedeutet.

Die ‚small-scale‘ Sequenz 11 wird durch eine auffällige ‚thickening-up‘ Entwicklung geprägt. Wie schon im Bereich der ‚small-scale‘ Sequenzen 8 und 9 wird die hohe Akkommodation durch die ‚medium-scale‘ TS Zone ermöglicht. Die flach-subtidale Sedimentation ist auffällig grobkörnig ausgeprägt, was auf hohe Energie schliessen lässt. Im Bereich der ‚small-scale‘ SB Zone befindet sich die lithologische Grenze zwischen dem Verena Member und der Reuchenette Formation. Der Wechsel zur nächsten Sequenz wird als Kandidat für die SB Kim 1 angesehen (Kap. 1).

Die beiden Sequenzen 12 und 13 unterscheiden sich von den vorangehenden Ablagerungen durch eine gute Bankung und einen hohen Mikritanteil. Ooide treten erst gegen Ende der ‚small-scale‘ Sequenz 13 wieder auf.

Im Profil Mettemberg-Soyhières lassen sich 64 elementare Ablagerungssequenzen identifizieren. Diese bauen 13 ‚small-scale‘ Sequenzen auf, welche sich zu 2 kompletten und 2 angebrochenen ‚medium-scale‘ Sequenzen gruppieren. ‚Small-scale‘ Sequenzen weisen zwischen 4 und 6 elementare Sequenzen auf (Fig. 5.19), ‚medium-scale‘ Sequenzen enthalten 3 bis 4 ‚small-scale‘ Sequenzen.

Liesberg 1

Das Profil Liesberg 1, wie auch jenes von Liesberg 2 wurden wie auch die vier Hauptprofile hochauflösend interpretiert. Die Beschreibung wird aber in reduzierter Form ausgeführt, da beide Profile nur zum Zweck der Verbesserung der Korrelation (Kap. 6) der anderen Profile verwendet werden.

Besonders auffallend ist die grosse Mächtigkeit der ‚small-scale‘ Sequenz 1, sowie die Abnahme des Quarzeintrags ab Mitte der Elementarsequenz 3. Die Mächtigkeit kann durch eine ‚medium-scale‘ TSD Situation mit stetiger Akkommodationszunahme erklärt werden. Die Abnahme des Quarzeintrags könnte darauf zurückzuführen sein, dass während der frühen TS überschwemmte und aufgearbeitete Herkunftsregionen der Siliziklastika durch die zunehmende Karbonatproduktion zunehmend bedeckt waren. Dadurch würde die Aufarbeitung der

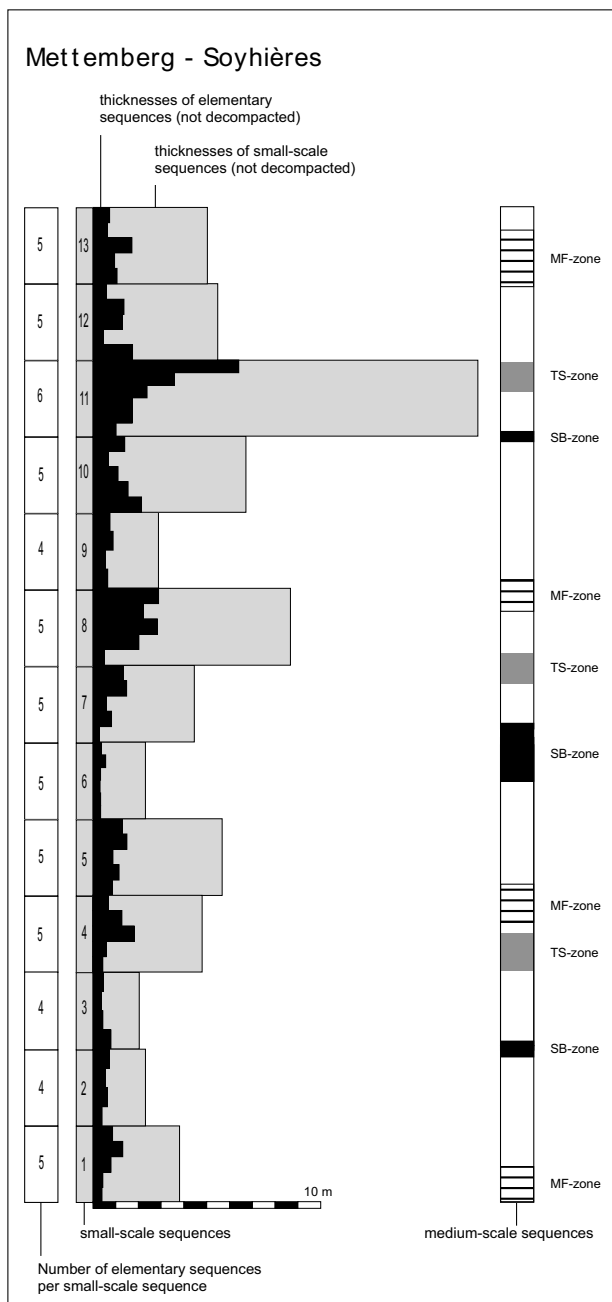


Fig. 5.19: Evolution of elementary-, small- and medium-scale sequences of Mettemberg-Soyhières section

Siliziklastika verunmöglicht. Die Ablagerungen mit oolithischen Barren, Strandfazies und Kanälen weisen Repetitionen auf, welche wahrscheinlich mit autozyklischen Ablagerungsprozessen erklärt werden können.

Die Ablagerungen im Bereich der ‚small-scale‘ Sequenzen 2 und 3 sind karbonatisch geprägt. Die Elementarsequenzen sind sehr dünn und lassen auf eine geringe Akkommodation schliessen. Die Mikrofazieselemente stützen diese These. Die Ursachen dieser Bedingungen könnte eine nur schwache Subsidenz sein. Der Übergang von Elementarsequenz 12 zu 13 sowie der Übergang zwischen Elementarsequenz 16 und 17 werden als ‚small-scale‘ Sequenzgrenzen definiert und in einer ‚medium-scale‘ Sequenzgrenzenzone zusammengefasst. Diese wiederum wird als Kandidat für ein Äquivalent der SB Ox 7 angesehen (Kap. 6).

Die ‚small-scale‘ Sequenzen 4 und 5 festigen die Lage der hypothetisch platzierten SB Ox 7. Ihre Position im Bereich eines ‚medium-scale‘ LS und eines TS wird durch den Quarzeintrag und durch die zunehmende Akkommodation bestärkt. Nach einem weiteren ‚thickening-up‘ der ‚small-scale‘ Sequenz 6 nimmt die Sequenz 7 stark an Mächtigkeit ab. Die deutliche Faziesänderung von ‚small-scale‘ Sequenz 7 zur Sequenz 8, die Akkommodationszunahme in der Sequenz 8 sowie derer Elementarsequenzen sind Argumente für die Position einer ‚medium-scale‘ SB am Ende der ‚small-scale‘ Sequenz 7. Diese SB wird als Kandidat für ein Äquivalent der SB Ox 8 angesehen (Kap. 6).

Nach der mikritischen ‚small-scale‘ Sequenz 8 leiten Foreset-Strukturen an der Basis der ‚small-scale‘ Sequenz 9 das oolithische Verena Member ein.

In diesem Profil lassen sich 38 elementare Ablagerungssequenzen identifizieren. Sie gruppieren sich zu 8 und einer angebrochenen ‚small-scale‘ Sequenzen, welche sich zu einer kompletten und 2 angebrochenen ‚medium-scale‘ Sequenzen gruppieren. ‚Small-scale‘ Sequenzen weisen zwischen 4 und 6 elementare Sequenzen auf, die komplette ‚medium-scale‘ Sequenz enthält 4 ‚small-scale‘ Sequenzen.

Liesberg 2

Die Elementarsequenzen 1 bis 5 zeigen eine ‚thickening-up‘ Entwicklung, welche als ‚medium-scale‘ MF-Zone interpretiert wird. Die ‚thinning-

up‘ Entwicklung der ‚small-scale‘ Sequenzen 1 bis 3 ist durch die Annäherung an die ‚medium-scale‘ Sequenzgrenze verständlich. Die ‚small-scale‘ Sequenz 4 im ‚medium-scale‘ LS, sowie die ‚small-scale‘ Sequenz 3 weisen nur 3, beziehungsweise 2 identifizierbare Elementarsequenzen auf. Fehlende Hinweise auf Erosion oder Aufarbeitung bereits abgelagerter Sedimente lassen auf eine reduzierte Sedimentationsrate im Bereich der ‚medium-scale‘ SB schliessen. Diese SB wird als Kandidat für ein Äquivalent der SB Ox 7 angesehen (Kap. 6).

Die ‚small-scale‘ Sequenzen 5 bis 7 weisen eine Zunahme der Mächtigkeiten im Vergleich zu den vorangegangenen Sequenzen auf. Besonders auffallend ist die maximale Mächtigkeit der Elementarsequenzen der ‚small-scale‘ TSD. Die schlechten Aufschlussverhältnisse sowie die schlechte Bankung erschweren die Identifikation von Elementarsequenzen, wie auch deren Einordnung in eine der entsprechenden Kategorien (z.B. SB- oder MF-Sequenzen).

Die Zunahme des Quarzgehalts, starke Dolomitisierung sowie in den schlechten Aufschlüssen oberhalb Elementarsequenz 25 und 26 auftretende Ooidbarren des Typs Verena-Oolith lassen auf die Präsenz sowohl einer ‚small-scale‘ als auch einer ‚medium-scale‘ Sequenzgrenze schliessen. Diese Annahme wird aber nur Dank der im Profil Liesberg 1 gemachten Beobachtungen ermöglicht. Die entsprechend hypothetisch platzierte ‚medium-scale‘ Sequenzgrenze wird als Kandidat für ein Äquivalent der SB Ox 8 angesehen (Kap. 6).

In diesem Profil lassen sich 26 elementare Ablagerungssequenzen identifizieren. Sie gruppieren sich zu 7 ‚small-scale‘ Sequenzen, welche sich zu einer kompletten und einer angebrochenen ‚medium-scale‘ Sequenz gruppieren. ‚Small-scale‘ Sequenzen weisen zwischen 2 und 5 Elementarsequenzen auf, die komplette ‚medium-scale‘ Sequenz enthält 4 ‚small-scale‘ Sequenzen.

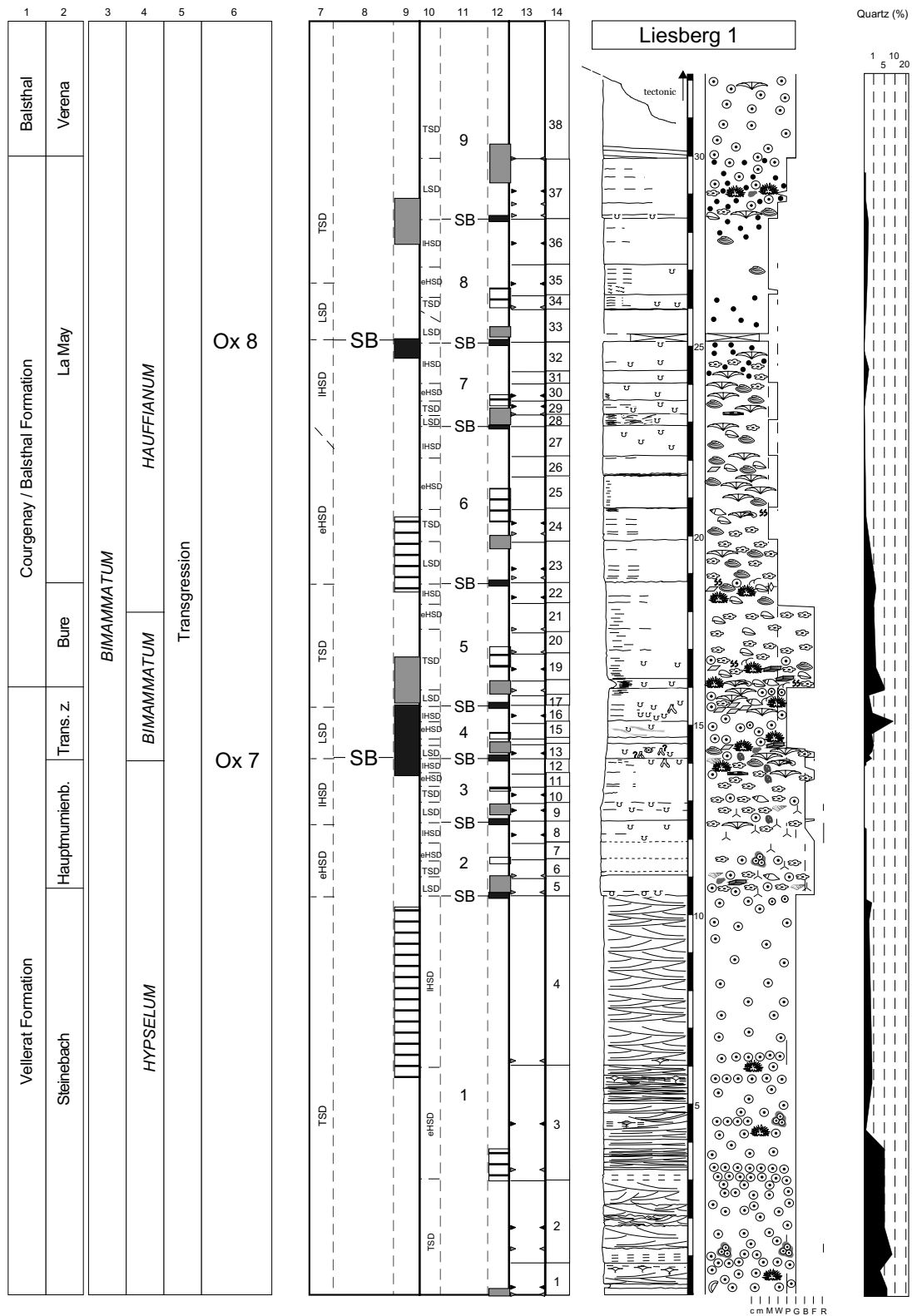


Fig. 5.20: Liesberg 1 section; sequential interpretations.

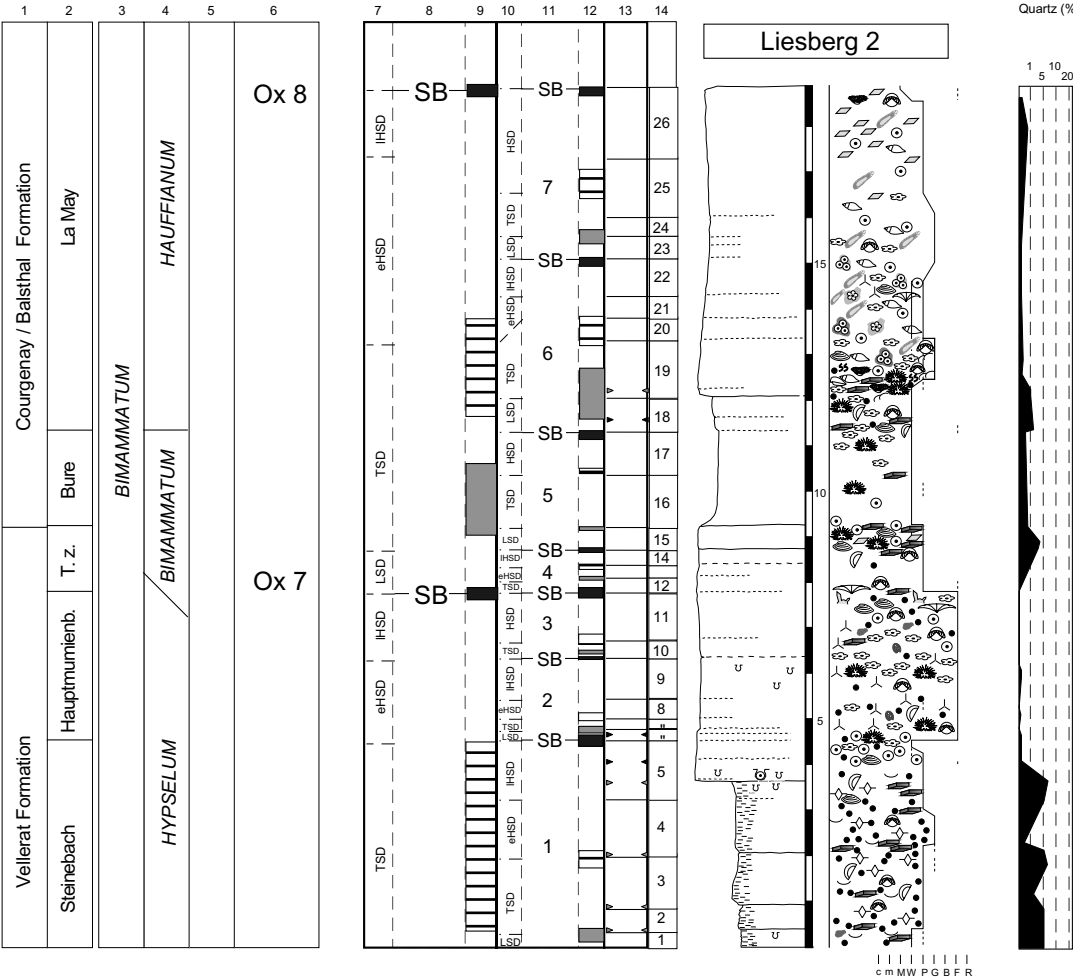


Fig. 5.21: Liesberg 2 section; sequential interpretations.

6 - KORRELATIONEN

6.1. KORRELATIONSKRITERIEN

Die Korrelationen im Zentralen Schweizer Jura basieren auf Grundlagen der Biostratigraphie, der faziell gut unterscheidbaren Ablagerungseinheiten, der Stapelung von Elementar-, ‚small-scale‘ und ‚medium-scale‘ Sequenzen (Kap. 5.1.2), sowie auf klar voneinander trennbaren Eintragsphasen von Siliziklastika (welche nicht genau synchron sein müssen, aber einen generellen Trend angeben).

Biostratigraphische Grundlagen und Funde von Ammoniten im Ablagerungsraum sind spärlich (Kap. 2.2.1). Dieser Mangel einer direkten biostratigraphischen Zuordnung der Ablagerungseinheiten wird durch die sequenzielle Analyse (Kap. 5) teilweise ausgeglichen. Dieser Umstand ist vor allem der Tatsache zu verdanken, dass die Ablagerungen am Plattformrand (Ammonitenfunde) eine sequenzielle Entwicklung aufweisen, welche sich nicht allzu sehr von den Entwicklungen in zentraler Plattformposition unterscheidet.

Vergleiche der sequenziellen Entwicklung der Profile basieren vor allem auf der Beobachtung von wiederholt auftretenden Charakteristika der Ablagerungen. Gut ausgeprägte MF-Sequenzen sowie grosse Mächtigkeiten der Elementarsequenzen werden einer generell transgressiven Entwicklung zugeordnet. Meist homogene oder nur langsam ändernde Entwicklungen werden als eHSD interpretiert. Im Bereich von IHSD treten häufig SB-Sequenzen mit geringen Mächtigkeiten sowie rasche Fazieswechsel auf. Dies begründet auf der Tatsache, dass in ‚transgressiven‘ Phasen Akkommodation geschaffen wird, wodurch stetige Sedimentation ohne grosse Unterbrüche vorherrscht. Daraus resultieren homogene und mächtige Ablagerungen. In Ablagerungen im Bereich von IHSD wird davon ausgegangen, dass auf Grund

der geringen Akkommodation eine rasche laterale Migration der Faziesräume begünstigt wird. Diese Migrationen werden durch ändernde Morphologie von Ablagerungsräumen und durch ein strömungsbedingtes hohes Transportpotential für Sedimente begünstigt. Rasche und häufige Fazieswechsel werden dadurch zur Regel. Diese bei der Korrelation verwendete Logik wird in allen Profilen wiederholt bestätigt und bildet daher ein ausgezeichnetes Argument für die hochauflösende Korrelation.

Besonders bemerkenswert ist, dass bei der Korrelation der Profile Bankungsoberflächen (z.B. Hartgründe) kaum zur Argumentation für Schichtkorrelationen beitragen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Ablagerungen selten deutliche Hinweise auf ausgeprägte Erosionsphasen grösserer Dauer oder längere Phasen ohne Ablagerung aufweisen. Die Korrelation der Schichten basiert vielmehr auf dem Vergleich von Ereignissen oder Phasen dynamischer Entwicklungen im Ablagerungsraum, oftmals geprägt durch unterschiedliche Hinweise auf Phasen ähnlicher Umweltbedingungen oder Umweltbedingungen mit vergleichbaren Ursachen (z.B. Entwicklung der Energie im Ablagerungsraum).

Die lokalen Variationen von Ablagerungssequenzen, die unterschiedliche Ausprägung der Elementarsequenzen sowie autozyklische Prozesse führen mitunter zu Schwierigkeiten bei der Korrelation. Insbesondere die Ausprägung von Ablagerungszyklen mit lokaler Bedeutung führt mitunter zu einer unterschiedlichen Anzahl von Elementarsequenzen innerhalb einer ‚small-scale‘ Sequenz. Eine präzise Korrelation ist in derartigen Fällen nur sehr hypothetisch durchführbar. Dies zeigt deutlich auf, dass jede Korrelation jeweils die bestmögliche Hypothese, also nichts anderes als eine ‚Best-fit‘ Lösung darstellt.

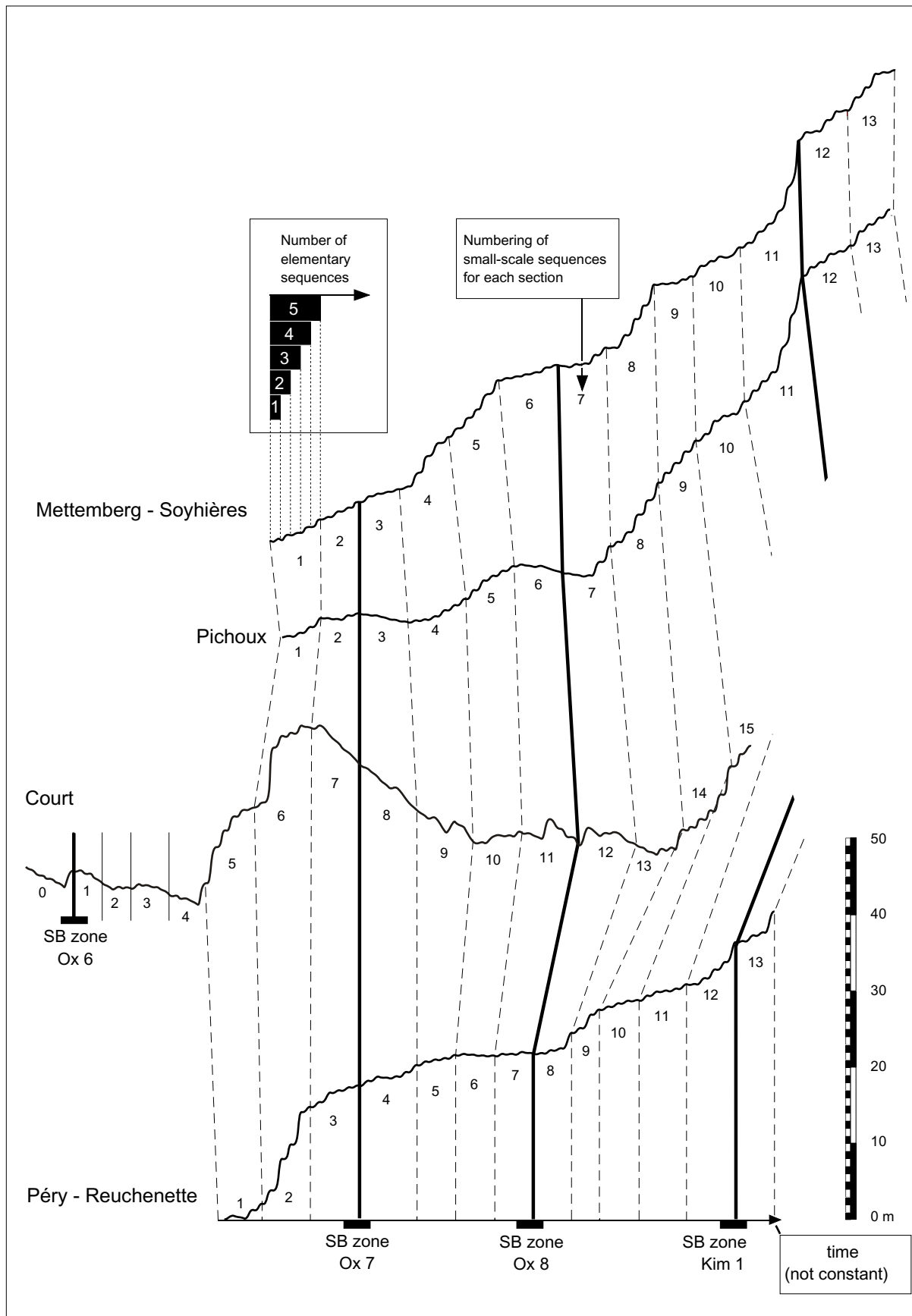


Fig. 6.1: Result of the decompaction of the four sections Mettemberg-Soyhières (internal platform), Pichoux, Court (both in central platform position) and Péry-Reuchenette (outer platform). Numbers 1 to 15 correspond to the numbering of small-scale sequences in each section. The numbers of elementary sequences per small-scale sequence differ from 3 to 6.

Zur Stützung der jeweiligen ‚Best-fit‘ Lösungen wurden die Profile Mettemberg-Soyhières, Court, Pichoux und Péry-Reuchenette nach der Methodik der ‚Rekonstruktion der Entwicklung des relativen Meeresspiegels‘ (Kap. 5.2) analysiert. Der Verlauf der relativen Meeresspiegel der vier Standorte (Fig. 6.1) erlaubt die Darstellung der Ablagerungsentwicklungen auf einer Nord-Süd Achse durch die Plattform. Dieser Vergleich bestärkt die sequenzstratigraphischen Hypothesen und verhindert insbesondere die Korrelation

deutlich entgegengesetzter Entwicklungen. Die Resultate werden in Kapitel 8 eingehender analysiert und beschrieben.

Die Interpretation der Detailprofile zeigt, dass die Anzahl der Elementarsequenzen für korrelierte ‚small-scale‘ Sequenzen zwischen 3 und 6 variiert (Kapitel 5). Für das weitere Vorgehen wird angenommen, dass Elementarsequenzen und ‚small-scale‘ Sequenzen jeweils gleiche Dauer haben. Es wird

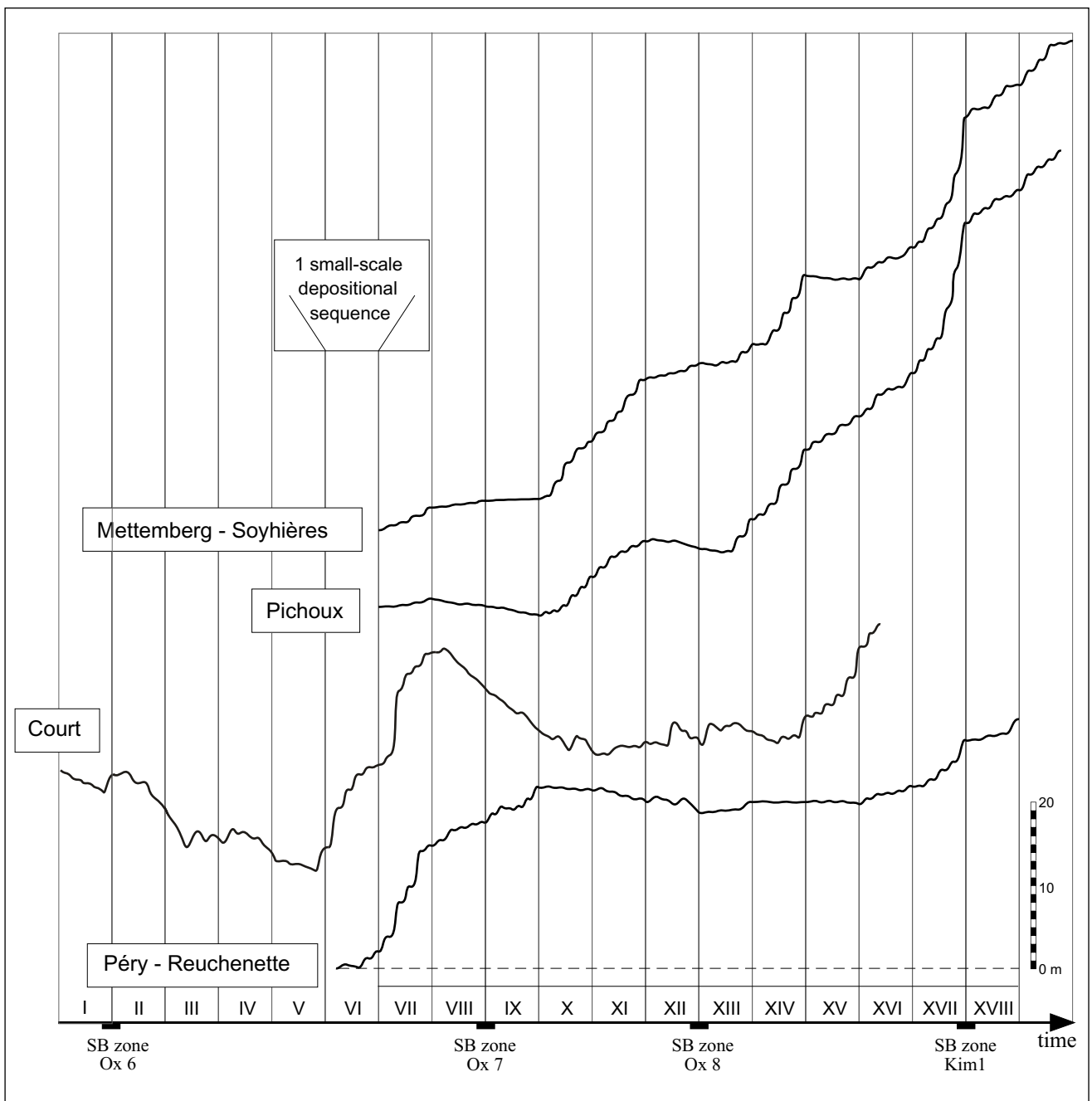


Fig. 6.2: Approximated sea-level curve of the local evolution in Péry-Reuchenette, Pichoux, Court and Mettemberg-Soyhières. The curves are corrected after the methodology described in figure 6.3. The duration of small-scale sequences is equalized.

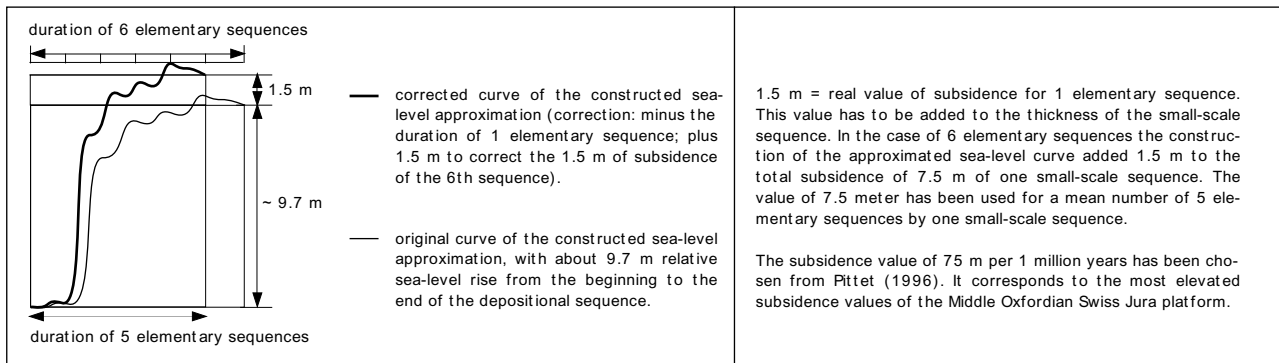


Fig. 6.3: Methodology used to equalize all small-scale sequences (example of Court section; small-scale sequence 6; compare with figure 5.3a)

also angenommen, dass deren Ablagerung durch zyklische Prozesse gesteuert wurde (Kap. 7). Eine Homogenisierung der entsprechenden ‚small-scale‘ Sequenzen kann durch die Standartisierung der Dauer der Sequenzen erreicht werden (Fig. 6.2). Bei der dabei verwendeten Methodik (Fig. 6.3) wird die Dauer der ‚small-scale‘ Sequenzen als konstant vorausgesetzt, was auf der theoretischen Annahme basiert, dass jede ‚small-scale‘ Sequenz rein theoretisch gleichviele Elementarsequenzen aufweist. Die Anzahl der Elementarsequenzen wird auf 5 festgelegt, da dies dem beobachteten Mittelwert entspricht.

Der Vergleich der Meeresspiegelkurven (Fig. 6.2) zeigt Unterschiede lokaler Entwicklungen auf. Die 4 Meeresspiegelkurven sind in Ihrer Entwicklung klar unterscheidbar, machen aber dennoch klare Entwicklungstrends sichtbar. Ganz allgemein scheint die Entwicklung der Lokalitäten Mettemberg-Soyhières und Pichoux zueinander mehr Parallelitäten aufzuweisen als ein Vergleich unter und mit den beiden Profilen von Court und Mettemberg-Soyhières. Diese Entwicklungstrends sind allerdings variabel und es zeigt sich, dass im Zeitabschnitt vor Kim 1 eine Homogenisierung der lokalen Entwicklungen eintritt.

Nach dem Absinken des Meeresspiegels in Court bis ‚small-scale‘ Sequenz V, ist ein genereller Anstieg in Court und Péry-Reuchenette klar ersichtlich. Eine Stagnationsphase mit leichtem Absinken des Meeresspiegels in Pichoux und Mettemberg-Soyhières, einem starken Absinken in Court und einem abgeschwächten Anstieg in Péry-Reuchenette prägt die ‚small-scale‘ Sequenzen VIII und IX. Die Entwicklungen divergieren und lassen auf eine unterschiedliche Subsidenz an den Standorten schliessen. Die ‚small-scale‘ Sequenzen X bis XIII zeigen eine parallele Entwicklung in Pichoux und Mettemberg-Soyhières, welche sich in den letzten

beiden Sequenzen von der Entwicklung in Court und Péry-Reuchenette nicht mehr gross unterscheidet. Diese Phase der Stagnation des Meeresspiegels im Bereich von Ox 8 wird durch eine Phase zunehmenden Meeresspiegelanstiegs ab den ‚small-scale‘ Sequenzen XIV und XV in Mettemberg-Soyhières, Pichoux und Court abgelöst. Bemerkenswert ist der starke Anstieg des Meeresspiegels im Bereich der letzten Elementarsequenz der ‚small-scale‘ Sequenz XVII und die Abflachung des Anstiegs in der nachfolgenden Elementarsequenz (sichtbar in den Kurven von Mettemberg-Soyhières, Pichoux und Péry-Reuchenette).

Die Interpretation der Entwicklungen und standortbezogene Abweichungen weisen auf ein Zusammenspiel von lokaler Subsidenz und eustatischem Meeresspiegel hin und lassen nur hypothetisch auf das Überwiegen des Einflusses eines der beiden Faktoren an jeweiligen Standorten schliessen. In Kapitel 8 werden detailliertere Interpretationsansätze diesbezüglich entwickelt.

6.2. KORRELATIONEN IM ZENTRALEN SCHWEIZER JURA

Die Korrelation der Profile im zentralen Schweizer Jura (Fig. 6.4) ermöglicht einen Vergleich der dynamischen Entwicklungen an verschiedenen Lokalitäten und über gleiche Zeiträume. Die Entwicklung der Profile zeigt dabei, dass an verschiedenen Lokalitäten zum gleichen Zeitpunkt unterschiedliche Ablagerungssysteme vorhanden waren. In diesem Zusammenhang zeigt sich deutlich, dass eine lithostratigraphische Korrelation keinen grossen Sinn macht. Sehr auffällig erscheint hingegen, dass Profile, welche mehrere Kilometer auseinanderliegen (Fig. 1.1), gleichartige sequenzielle

Entwicklungen aufweisen. Nicht nur ähnliche Mächtigkeitsentwicklungen der Ablagerungseinheiten, sondern zum Teil sogar Bankungsarten sind sich sehr ähnlich. Die Verwitterungsprofile heben diesen rein physischen Aspekt zusätzlich deutlich hervor.

Die Korrelation basiert hauptsächlich auf dem Vergleich der dynamischen Entwicklung der Fazies, welche innerhalb der einzelnen Profile zu einer ersten sequentiellen Einteilung geführt haben.

Die ‚medium-scale‘ Sequenzen zeigen durch ihren Aufbau aus vergleichbaren ‚small-scale‘ Sequenzen ähnliche Aspekte. Auf Grund der gut korrelierbaren Entwicklung der ‚medium-scale‘ Sequenzen sowie der biostratigraphischen Abstützung (Kapitel 2) wurden die Sequenzgrenzonen mit den Sequenzgrenzen Ox 6, Ox 7, Ox 8 und Kim 1 von Hardenbol et al. (1998) korreliert.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die ‚medium-scale‘ Sequenzen nach den jeweils vorangehenden SB Zonen nach Hardenbol et al. (1998) wie folgt bezeichnet: jene nach Ox 6 mit S Ox 6, jene nach Ox 6 + 4 ‚small-scale‘ Sequenzen mit S Ox 6+, jene nach Ox 7 mit S Ox 7, jene nach Ox 8 mit S Ox 8, jene nach Ox 8 + 4 ‚small-scale‘ Sequenzen mit S Ox 8+ und jene nach Kim 1 mit S Kim 1. Die mit dem Zusatz + bezeichneten Sequenzgrenzen entsprechen keiner Sequenzgrenze nach Hardenbol et al. (1998). Sie wurden aber zumindest als SB Zone definiert, da die sequenzielle und die dynamische Entwicklung der Fazies dies anzeigen.

S Ox 6 wird unter den Detailprofilen dieser Arbeit nicht korreliert. Sie wurde von Pittet (1996) und Strasser et al. (2000) im Übergangsbereich vom Mittleren zum Späten Oxford beschrieben. Diese Sequenz fällt auf Grund der Entwicklung des Meeresspiegels (Fig. 6.2) in den Bereich eines ‚large-scale‘ LSD.

S Ox 6+ wird wenigstens teilweise korreliert. Die Elementarsequenzen vor der MF Zone S Ox 6+ sind in Péry-Reuchenette und Court gut ausgebildet. Die anfänglich geringe Mächtigkeit in Péry-Reuchenette lässt sich einerseits durch den Einfluss der SB Zone (Ox 6+) und durch die lateral im Ablagerungsraum auftretenden Riffe erklären. Diese Riffe schützen möglicherweise den Ablagerungsraum vor hohen Sedimentationsraten (Barrenmigrationen).

Die SB Zone (Ox 6+) wird wie bereits erwähnt von

Hardenbol et al. (1998) nicht beschrieben. Resultate zeigen einzig die einsetzende Transgression nach einer ‚large-scale‘ Regression an. Die ausgeprägte ‚large-scale‘ LSD Entwicklung nach Ox 6 kann aber durchaus mit einer gegen Ende der LSD und zu Beginn der nachfolgenden TSD auftretenden SB Zone erklärt werden, welche ein langsames Ansteigen des Meeresspiegels verhindert. Die Definition dieser SB Zone wird dahingehend interpretiert, dass durch ihre möglicherweise nur schwache Wirkung auf den Meeresspiegel nicht überall Hinweise auf ihre Existenz hinterlassen wurden.

Nach Abschwächung des Einflusses der SB Zone von Ox 6+ wird in der nachfolgenden ‚small-scale‘ Sequenz genügend Akkommodation geschaffen, wodurch beispielsweise Riffwachstum (Court; Pittet 1996) möglich wird. Die Unterschiede der Mächtigkeit in Péry-Reuchenette im Vergleich zu Court sind nur bis zur MF Zone S Ox 6+ deutlich, danach weisen die Ablagerungen vergleichbare Mächtigkeiten auf. Die Position von Péry-Reuchenette am Plattformrand führte vor der MF Zone möglicherweise nebst differenzieller Subsidenz zu anderen Umweltbedingungen als an den anderen Lokalitäten (Kapitel 8.4).

Die Ablagerungssequenzen in Liesberg 1 sind auf Grund hochenergetischer, intertidaler Barrenablagerungen nur schwer mit den Elementarsequenzen in Court vergleichbar. Der deutliche Fazieswechsel der MF Zone S Ox 6+ lässt sich aber gut korrelieren. Die Zone wird in den beiden Liesberg-Profilen wegen eben dieser Ungenauigkeit der Elementarsequenzen sehr breit gewählt, da die genaue Lage der MFS nicht definiert werden kann. Die HSD von S Ox 6+ sind in allen Profilen gut ausgebildet und Hinweise auf fehlende Elementarsequenzen gibt es nicht. Die Elementarsequenzen sind in Liesberg 1 am deutlichsten und mit fast konstanten Mächtigkeiten ausgebildet. Dies könnte auf eine kontinuierliche Ablagerung und gleichbleibende Ablagerungsbedingungen schließen lassen.

Hingegen weisen die Elementarsequenzen in Liesberg 2 in der MF Zone S Ox 6+ klar andere Ablagerungen auf als in Liesberg 1. Die ruhige Ablagerungsentwicklung in Liesberg 2 dürfte sich also nicht bis zum Ablagerungsraum von Liesberg 1 erstreckt haben, wodurch vermutet wird, dass das Profil Liesberg 2 zu diesem Zeitpunkt entweder am Plattformrand zu liegen kam oder aber, dass beispielsweise eine Kanalsituation auf Grund kontinuierlich hoher Subsidenzwerte langfristig aktiv

Mettemberg-Soyhières

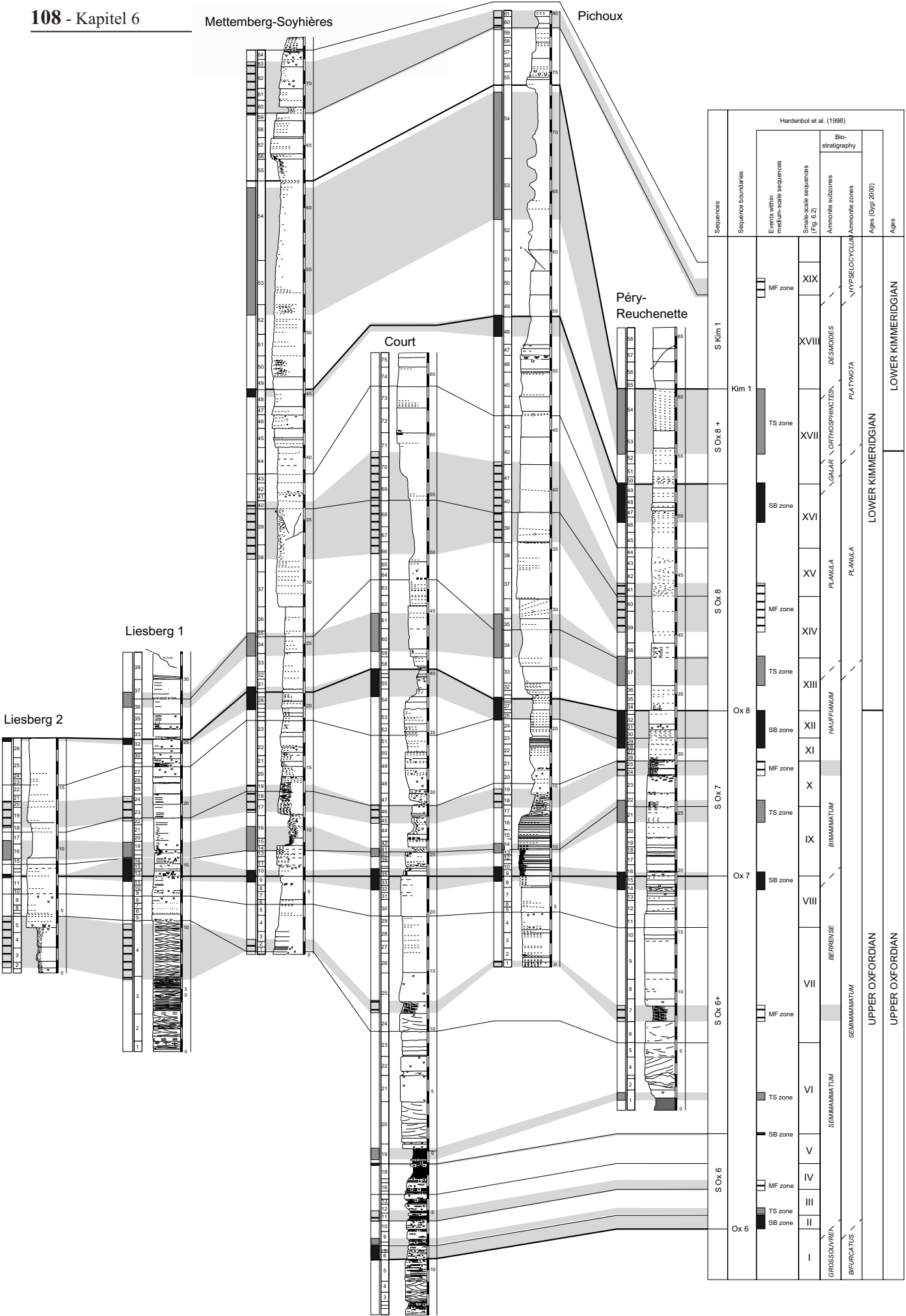
Pichoux

Péry-Reuchenette

Court

Liesberg 1

Liesberg 2



war (Kapitel 8.4). Hierzu ist zu bemerken, dass die Profile im Nordosten der Plattform in einer Zone lagen, welche der heutigen Rheingraben-Flexur sehr nahe liegt. Gewisse Einflüsse tektonischen Ursprungs sind also nicht ganz auszuschliessen.

Eine andere Beobachtung im Bereich der ‚medium-scale‘ Sequenz S Ox 6+ muss an dieser Stelle ebenfalls beschrieben werden. Es handelt sich um die Ausprägung von HSD. Die ‚small-scale‘ Sequenz VIII in Péry-Reuchenette und in Pichoux entspricht einem ‚medium-scale‘ IHSD. Die ‚small-scale‘ Sequenz VII entspricht in beiden Profilen einem ‚medium-scale‘ eHSD. Man kann nun deutlich beobachten, wie durch den noch ansteigenden Meeresspiegel in der Sequenz VII genügend Akkommodation geschaffen wird, wodurch die Ablagerungen homogen sind und ziemlich ungestört verfestigt werden konnten. In den IHSD der Sequenz VIII wird die geringere Akkommodation deutlich spürbar. Die Sedimentation wird inhomogener, die Bankung wird auf Grund häufigerer Sedimentationsunterbrüche deutlicher. Ebenfalls nimmt allgemein die Energie in den IHSD zu. Diese Entwicklung wird dahingehend verstanden, dass das Modell einer Karbonatplattform bei abnehmender Akkommodation der Situation in einem sich plötzlich verengenden Leitungsrohr nahe kommt. Bei gleichbleibendem Wasserdruck von ausserhalb der Plattform (hervorgerufen durch ozeanische, aus dem Coriolis-Effekt resultierende geostrophische Strömungen) sowie bei gleichzeitigem Abnehmen der Akkommodation wird davon ausgegangen, dass die Wassermassen durch erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten über der Plattform auf die Veränderung reagieren. Das plötzliche Einsetzen veränderter Sedimentation wird dahingehend interpretiert, dass die Plattform während einer gewissen Dauer die Prozesse noch nicht registriert, dass dann aber beim Überschreiten von Schwellenwerten die Reaktion relativ rasch auf der gesamten Plattform sichtbar wird. Derartige Schwellenwerte können beispielsweise definiert werden, wenn die Karbonatproduktion stetig ansteigt und durch Migration von Sedimenten und durch plötzliches Absinken des Meeresspiegels die Akkommodation rasch gegen 0 fällt. Diese Beobachtung zu der unterschiedlichen Ausprägung von eHSD und IHSD lässt sich nicht nur bei ‚medium-scale‘ Sequenzen machen. Auch ‚small-

scale‘- und Elementarsequenzen weisen vergleichbare Entwicklungen auf. Beispiele hierfür sind: die ‚small-scale‘ Sequenzen VIII in Pichoux und XI in Pichoux und Court, VIII und XVII in Péry-Reuchenette (in der letzteren wird auf Grund der zunehmenden Strömungsenergie im IHS eine Barrenmigration ausgelöst).

Die Profile lassen sich im Bereich der S Ox 7 sehr gut korrelieren. Die Elementarsequenzen der ‚medium-scale‘ LSD sind besonders in Péry-Reuchenette gut ausgebildet. Die Elementarsequenzen in Liesberg 2 sind schlecht ausgebildet und lassen sich nur sehr hypothetisch korrelieren. Mit Ausnahme der Elementarsequenzen 53 und 55 in Court treten keine Bereiche in den Profilen auf, in welchen Schichtlücken vermutet werden. Die Korrelation der 6 Profile im Bereich S Ox 7 wird anhand von Figur 6.5 verfeinert dargestellt. Bei dieser Korrelation wird deutlich, dass, wenn auch die Korrelationen auf dem Prinzip der ‚Best-fit‘ Methodik basieren, dennoch in manchen Zeitabschnitten eine Korrelation von Elementarsequenzen durchaus möglich sein kann. Die unterschiedliche Ausprägung der Elementar- und ‚small-scale‘ Sequenzen von einem Profil zum anderen lässt zwar in einigen Fällen Zweifel hinsichtlich der Korrelation aufkommen, die dynamische Entwicklung der Ablagerungen lässt aber meist keine andere Lösung zu. Die in S Ox 7 vorgenommene Feinkorrelation kann in den anderen ‚medium-scale‘ Sequenzen nicht durchgeführt werden, da die Ausprägung der Elementarsequenzen zu undeutlich ist.

In S Ox 8 treten ebenfalls keine Hinweise auf bedeutende Schichtlücken auf. Die grossen Mächtigkeiten der meist oolithischen Fazies erschweren durch fehlende Fazieskontraste die Korrelation der Elementarsequenzen von einem Profil zum anderen.

Kim 1 tritt eine ‚small-scale‘ Sequenz nach der SB Zone Ox 8+ in den Profilen Mettemberg-Soyhières und Pichoux auf. Beide Profile zeigen denselben überraschenden Effekt, dass nach einer starken Mächtigkeitszunahme der Elementarsequenzen (53/54) die Mächtigkeiten stark abnehmen.

Der Wechsel zu einer zusehends, wenn auch nur kurzfristig auftretenden leicht mergeligen Ablagerung in Pichoux und Mettemberg-Soyhières (jeweils Elementarsequenz 60) ist bezüglich der vorangegangenen langanhaltenden Barrensituation ohne Siliziklastika deutlich. Das rasche Eintreten des

Fig. 6.4: Correlation of the sections Péry-Reuchenette, Pichoux, Court, Mettemberg-Soyhières, Liesberg 1 and Liesberg 2 in the central Swiss Jura Mountains.

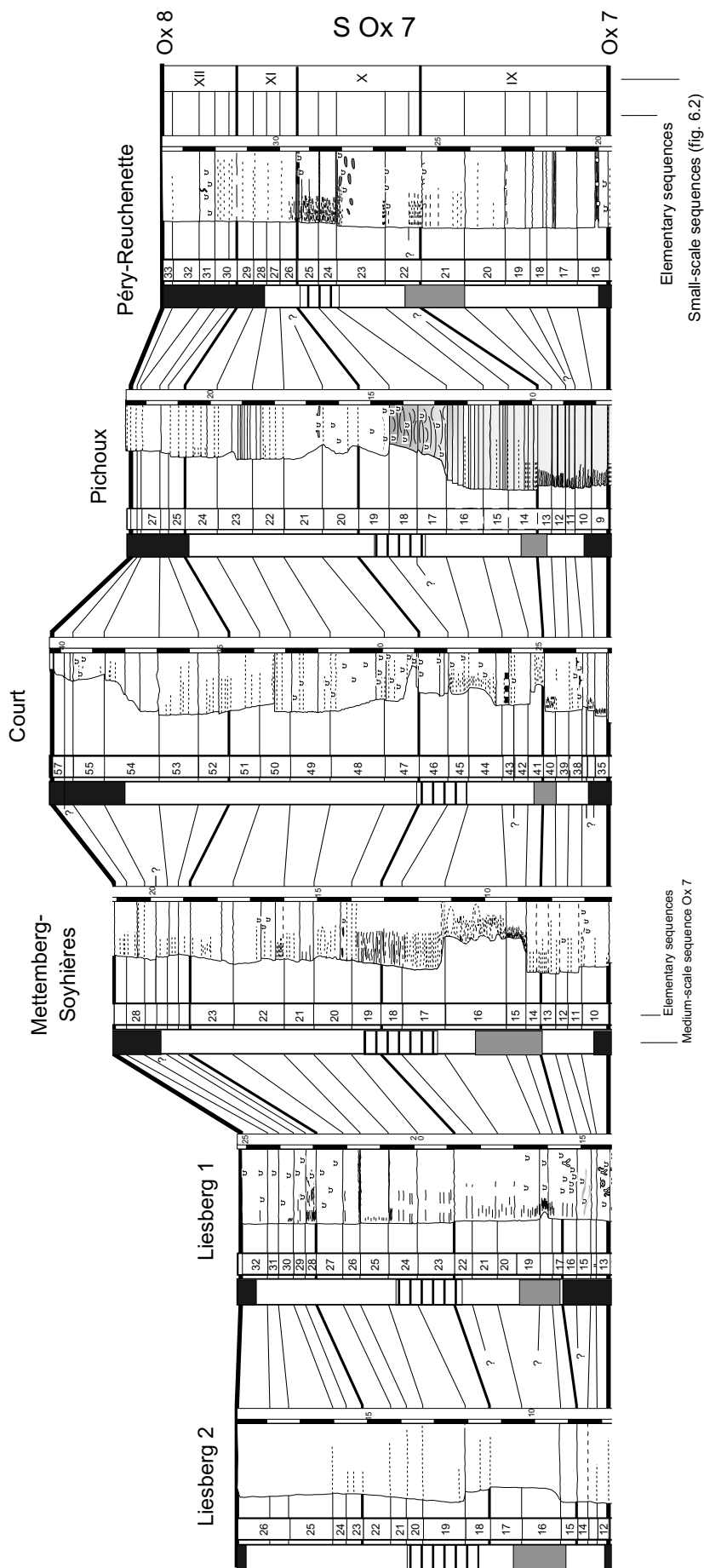


Fig. 6.5: Correlation of small-scale sequences and elementary sequences between Ox 7 and Ox 8.

Wechsels lässt vermuten, dass es sich bei der Ursache um ein bedeutenderes tektonisches Ereignis gehandelt haben dürfte, welches deutliche Auswirkungen auf das Klima und damit indirekt auf die Tonzufuhr und auf die Meeresspiegelentwicklung gehabt haben könnte. Eine auf lokale Subsidenzänderungen basierende und von klimatischen Einflüssen unabhängige Ursache kann ausgeschlossen werden, da die deutliche Entwicklung fast im ganzen zentralen Schweizer Jura an einer Vielzahl von Profilen beobachtet werden kann (im Raum Moutier, in Liesberg, in Glovelier, usw.). Tektonische Bewegungen grösseren Ausmasses haben wahrscheinlich die gesamte Plattform erfasst.

Diese Beobachtung zu den Unterzonen der Ammoniten kann ein deutlicher Hinweis darauf sein, dass die Evolution der Ammonitenarten in direktem Zusammenhang mit markanten Veränderungen der Umweltbedingungen stehen. So kann der Akkommodationsverlust bei SB Zonen zu einer Einschränkung der Lebensräume führen, während bei TS und MF Zonen verstärkter Eintrag von Siliziklastika die ökologischen Bedingungen stark verändert. Weiterführende Untersuchungen diesbezüglich wären mit Sicherheit höchst interessant, werden aber in dieser Arbeit nicht vorgenommen.

6.3. KORRELATIONEN – DISKUSSION

Die Korrelation der Profile im zentralen Schweizer Jura zeigt einige überraschende Elemente. Die Profile lassen sich gut korrelieren, was überraschend ist wenn man bedenkt, dass es sich um Plattformprofile handelt. Bei Plattformprofilen wird normalerweise davon ausgegangen, dass einzelne Elementarsequenzen durch Erosion fehlen können, was in den untersuchten Profilen nur eine Ausnahme zu sein scheint. Andererseits wird deutlich, dass einzelne Profilabschnitte ohne einen Vergleich zwischen den Profilen nur schlecht verstanden werden können.

Eine anfänglich bei der Untersuchung der Profile vermutete Diachronie der Fazies, im speziellen der Mergelhorizonte, hat sich nicht bestätigt (Kap. 8). Hingegen kann der Mergelanteil der korrelierten Elementarsequenzen von einer Lokalität zur anderen variieren.

Eine der interessantesten Erkenntnisse der Korrelation bildet der Vergleich zwischen den ‚medium-scale‘ Sequenzen und den Ammonitenzonen und -unterzonen (Fig. 6.4). Die Unterzone *Semimammatum* beginnt beispielsweise mit der SB Zone Ox 6 und endet mit der MF Zone S Ox 6+. Die Unterzone *Berrense* beginnt mit der MF Zone S Ox 6+ und endet mit der SB Zone Ox 7. Die Unterzone *Bimammatum* beginnt mit der SB Zone Ox 7 und endet mit der MF Zone S Ox 7. Die Unterzone *Hauffianum* beginnt mit der MF Zone S Ox 7 und endet mit der TS Zone S Ox 8. Die Unterzone *Planula* beginnt mit der TS Zone S Ox 8 und endet mit der SB Zone (Ox 8+). Die Unterzone *Hypselocyclum* beginnt mit der MF Zone S Kim 1. Eine Ausnahme bilden die Unterzonen *Galar* und *Orthosphinctes*. Sie werden durch die MF Zone der ‚small-scale‘ Sequenz XVII getrennt.

7 - ZYKLOSTRATIGRAPHIE

7.1. EINLEITUNG

Die Zyklostratigraphie basiert auf der Untersuchung von Periodizitäten und rhythmisch wiederkehrenden Zyklen der Ablagerungen (z.B.: de Boer & Smith 1994, Schwarzacher 1993). Ziel der zyклоstratigraphischen Untersuchung ist es, die chronostratigraphische Gliederung der Ablagerungen zu verfeinern.

7.2. STAPELUNG DER SEQUENZEN

Die Identifikation von Elementarsequenzen, ‚small- und medium-scale‘ Sequenzen in den untersuchten Profilen ermöglicht das Erstellen einer Hierarchie der Ablagerungssequenzen. In Figur 7.1 werden die sechs Profile miteinander verglichen.

‚Medium-scale‘ Sequenzen werden durch 3-5 ‚small-scale‘ Sequenzen zusammengesetzt, ‚small-scale‘ Sequenzen ihrerseits durch 3-6 Elementarsequenzen. Das Verhältnis zwischen ‚medium- und small-scale‘ Sequenzen beträgt also in etwa 1:4, jenes zwischen ‚small-scale‘ Sequenzen und Elementarsequenzen in etwa 1:5.

Die in Figur 7.1 zusammengefassten Resultate weisen auf 74 Elementarsequenzen (66-77, je nach Vollständigkeit der Sequenzen) zwischen Ox 6 und Kim 1 hin. Für die Dauer von 1.82 Mio. Jahre (Hardenbol et al. 1998) zwischen Ox 6 und Kim 1 ergibt dies eine mittlere Dauer von 24'600 Jahre pro Elementarsequenz (27'500 - 23'600, je nach Vollständigkeit der Sequenzen). Nach Berechnungen von Berger et al. (1989) betrug die Dauer der Präzessionszyklen der Erde im Späten Jura etwa 20'000 Jahre. Als Arbeitshypothese wird auf Grund

dieser Nähe der theoretisch berechneten und der praktisch eruierten Werte davon ausgegangen, dass Elementarsequenzen Zyklen der Präzession entsprechen. Es kann angenommen werden, dass die orbital kontrollierten Insolationsschwankungen durch komplexe Prozesse über die Atmosphäre in Meeresspiegelschwankungen übertragen wurden, die dann zur Bildung von sedimentären Sequenzen führten (Strasser et al. 1999)

Die in Figur 7.1 dargestellten Verhältnisse zwischen Elementarsequenzen und ‚small-scale‘ Sequenzen, sowie zwischen ‚small-scale‘ Sequenzen und ‚medium-scale‘ Sequenzen lassen sich ebenfalls mit orbitalen Zyklen vergleichen. Das Verhältnis zwischen der Exzentrizität von 100'000 Jahren und der Präzession von 20'000 Jahren ist 1:5, das Verhältnis zwischen den beiden Exzentrizitätszyklen von 400'000 Jahren zu 100'000 Jahren ist 1:4.

Elementarsequenzen entsprechen demnach Zyklen der Präzession, ‚small-scale‘ Sequenzen Zyklen der Exzentrizität von 100'000 Jahren und ‚medium-scale‘ Sequenzen Zyklen der Exzentrizität von 400'000 Jahren.

7.3. DAUER DER ABLAGERUNGSSEQUENZEN

In Figur 7.1 werden die Anzahl der Elementar- und ‚small-scale‘-Sequenzen innerhalb der ‚medium-scale‘ Sequenzen für jedes Profil aufgelistet. Aus der Anzahl der Sequenzen lässt sich ein Mittelwert berechnen. Der erhaltene Wert ergibt den Multiplikationsfaktor für die Dauer der entsprechenden Sequenzen. Der Vergleich zwischen der hierbei errechneten Dauer der Elementar- und ‚small-scale‘-Sequenzen unterscheidet sich um

	Liesberg 2	Liesberg 1	Mettemberg-Soyhlères	Pichoux	Court	Péry-Reuchenette	Range (only complete periods)	Mean value (only complete periods)	Inferred time span based on elementary sequences (ma)	Inferred time span based on 'small-scale' sequences (ma)	Time span according to Hardenbol et al. (1998) (Fig. 2.2) (ma)	Sequence boundaries and ages (ma) (Hardenbol et al. 1998)
S Ox 8 + + S Ox 8			25	25	20*	21	21-25	24	0.48	0.5	0.6 - 0.7	Kim 1 153.98
		6*	5	5	4*	5	5	5				
		2*	20	21	22	18	15-22	20	0.4	0.4	1.1-1.2	Ox 8 154.63
S Ox 7	15**		4	4	4	4	4	4			0.5	
	4	4	4	4	4	4	4	4				
S Ox 6 +	11*	12*	9*	8*	16	15*	16	16	0.32	0.3	0.7	Ox 7 155.15
	3*	3*	2*	2*	3	3*	3	3				
					14		14	14	0.28***	0.4		
S Ox 6					4		4	4				Ox 6 155.80
					4		4	4				

* not complete ** not used in calculations because of bad outcrop conditions *** might be too low because of missing elementary sequences in 'large-scale' LSD situation

höchstens die Dauer einer Elementarssequenz (von Ox 8 zu Kim 1, von Ox 6+ zu Ox 7). Eine Ausnahme auf Grund unvollständiger Sequenzen stellt die Sequenz von Ox 6 zu Ox 6+ dar. Von Ox 6 bis Ox 7 zeigt der Vergleich mit den Datierungen der Sequenzgrenzen und der Dauer der Sequenzen von Hardenbol et al. (1998) eine gute Übereinstimmung. Von Ox 7 bis Kim 1 zeigt der Vergleich eine Diskrepanz von 0.2 bis 0.3 Millionen Jahren. Dieser Wert scheint ebenfalls gering wenn man bedenkt, dass der Fehler radiometrischer Daten recht gross ist (Berggren et al. 1995).

Mit diesen relativ kohärenten Resultaten wird die Arbeitshypothese bestätigt, dass die beobachteten sedimentären Sequenzen im Einklang mit orbitalen Zyklen (Milankovitch Zyklen) entstanden sind.

Die zyκλοstratigraphisch berechnete Dauer der Ablagerung zwischen Ox 6 und Kim 1 beträgt 1.6 Millionen Jahre, was wiederum der Dauer von vier 400'000 Jahre Zyklen der Exzentrizität entspricht. Dies deckt sich mit der durch Strasser et al. (2000) gemachten Aussage, wonach Sequenzen sogenannt dritter Ordnung in vielen Fällen aus Exzentrizitätszyklen mit einer Dauer von 400'00 Jahren oder einem Vielfachen davon zusammengesetzt werden.

Die zyκλοstratigraphische Interpretation der hier präsentierten Profile ergänzt und bestätigt die Resultate von Pittet (1996) im Oxford und von Colombié (2002) im Kimmeridge.

Fig. 7.1: Comparison of time between sequence boundaries from Ox 6 up to Kim 1 and time given by Hardenbol et al. (1998). Values are estimated by cyclostratigraphic analysis. It is inferred that elementary sequences correspond to the 20-kyr orbital precession cycle, and the small-scale sequences to the 100-kyr eccentricity cycle.

8 - ENTWICKLUNG DER ABLAGERUNGS- UND UMWELTBEDINGUNGEN DER PLATTFORM

8.1. DIE DYNAMISCHE FAZIESENTWICKLUNG

Die Interpretation der aufgenommenen Profile und deren Korrelation hat gezeigt, dass die Faziesentwicklung nicht diachron verläuft. Dadurch wird deutlich, dass sich verschiedene Fazieszonen und Fazies parallel entwickeln und unterschiedlich auf die einwirkenden Mechanismen (wie Meeresspiegelschwankungen und Klima) reagieren.

Grosse Bedeutung erlangt diese Erkenntnis hinsichtlich der lithologischen Beschreibung der verschiedenen Formationen und Member. Die Beschreibungen sind stark verallgemeinernd und typische Faziesattribute können an einzelnen Lokalitäten nur mit Mühe nachgewiesen werden. Die teils starke Verzahnung der Fazies führt beispielsweise beim Hauptmumienbank Member dazu, dass innerhalb des Members sowohl Ablagerungen mit vielen Onkoiden auftreten können, diese andererseits aber auch manchmal gänzlich fehlen. So finden sich innerhalb dieses Members auch rein oolithische oder stark mergelige Fazies. Die oolithischen Barren können aber nicht dem generell durch Oolithe gekennzeichneten Steinebach Member zugeordnet werden, sondern weisen auf eine zeitlich und lokal begrenzte höhere Strömungsenergie im Ablagerungsraum des Hauptmumienbank Members hin. Ein Festlegen von Members in verschiedenen Ablagerungsregionen macht daher zwar grundsätzlich Sinn, in Plattformbereichen mit rasch ändernden Ablagerungsbedingungen erscheint diese Einteilung aber oft fraglich und ist nur für die Kartierung sinnvoll. Anhand des Intervalls zwischen ‚medium-scale‘ TS Zone S Ox 6 + und SB Zone Ox 7 wird diese dynamische Faziesentwicklung dargestellt.

Die untersuchten Profilabschnitte umfassen die Member Hauptmumienbank, Steinebach, Oolithe rousse und Laufen (Fig. 2.1). Die ‚medium-scale‘ TS Zone entspricht den obersten Schichten des Röschenz Members, die SB Zone Ox 7 geht in das einsetzende Bure Member über.

Weitere Ziele dieser Untersuchung sind:

- eine detaillierte Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte dieses Zeitabschnitts anhand aller verfügbaren Daten,
- eine Rekonstruktion der Dynamik des Ablagerungsraumes,
- eine verfeinerte Korrelation der Profile,
- ein besseres Verständnis der Entwicklung von verschiedenen Onkoidtypen, welche diesen Entwicklungsabschnitt faziell mitprägen (Kap. 8.2).

Die Basis der Untersuchung bilden zusätzliche, in der Literatur beschriebene Profile. Die vorhandenen Daten wurden teils im Gelände verifiziert, teils aber wegen schlechter Aufschlussbedingungen direkt übernommen.

Neben den Hauptprofilen eigneten sich insgesamt 66 weitere Profile aus dem zentralen Schweizer Jura für eine eingehendere Untersuchung der Ablagerungsentwicklung. Die geographische Verteilung der Profillokalitäten, die Namen der Profile und die Autoren der verwendeten Profilbeschreibungen sind in Figur 8.1 dargestellt.

Zur Korrelation der Profile wurden die ‚medium-scale‘ TS Zone S Ox 6+ sowie die SB Zone Ox 7 verwendet. Bei einzelnen Profilen jedoch ist die

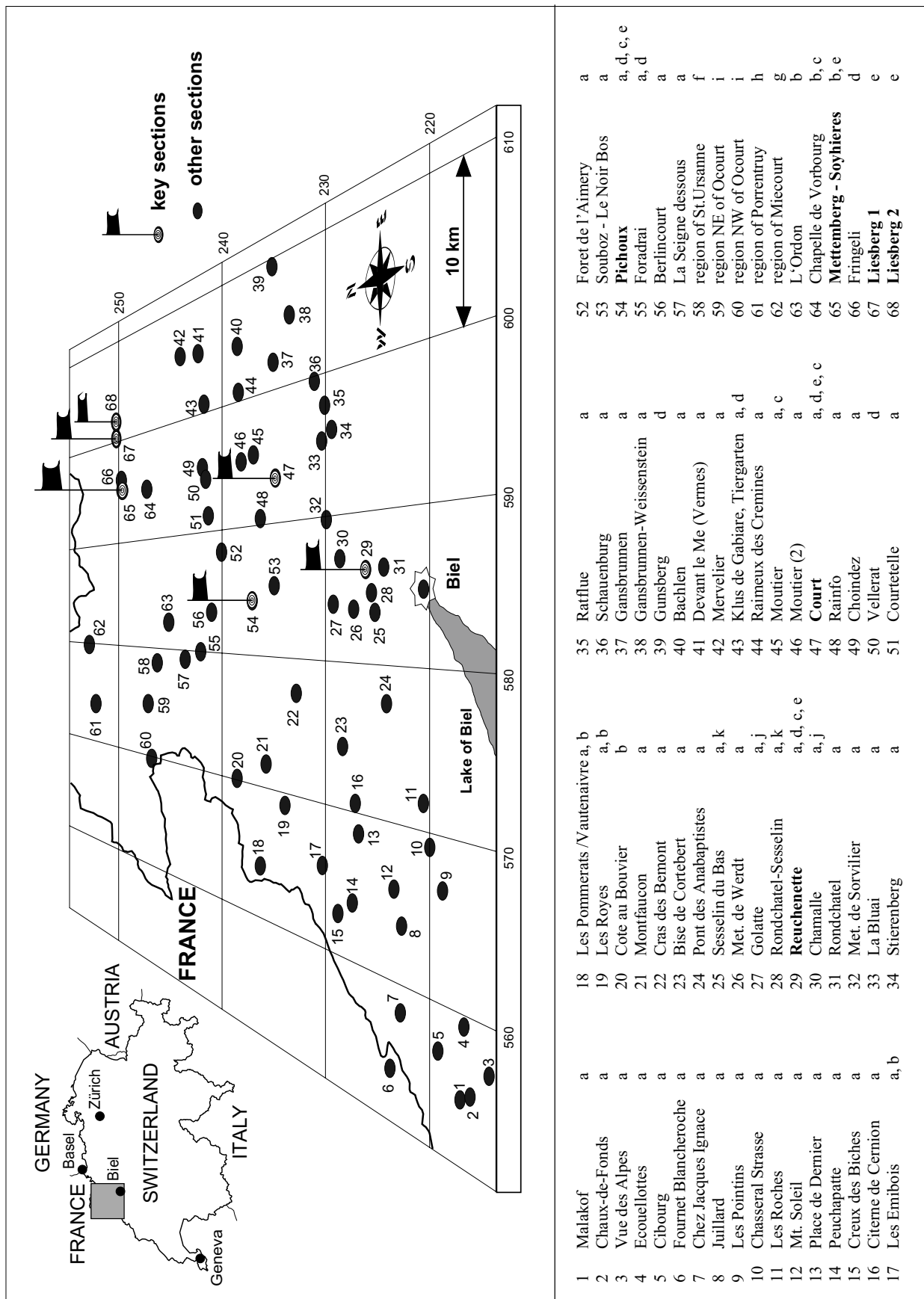


Fig. 8.1: Geographical position of the 6 key-sections and of the complementary sections. They all contain the interval between medium-scale TS zone of S Ox 6 + to SB zone Ox 7. Authors: a: Ziegler P.A. (1956); b: Ziegler M.A. (1962); c: Pittet (1996); d: Bolliger & Burri (1970); e: Hug (this work); f: Laubscher (1948); g: Tschopp (1960); h: Schneider (1960); i: Diebold (1960); j: Jordan (1999); k: Gsponer (1999)

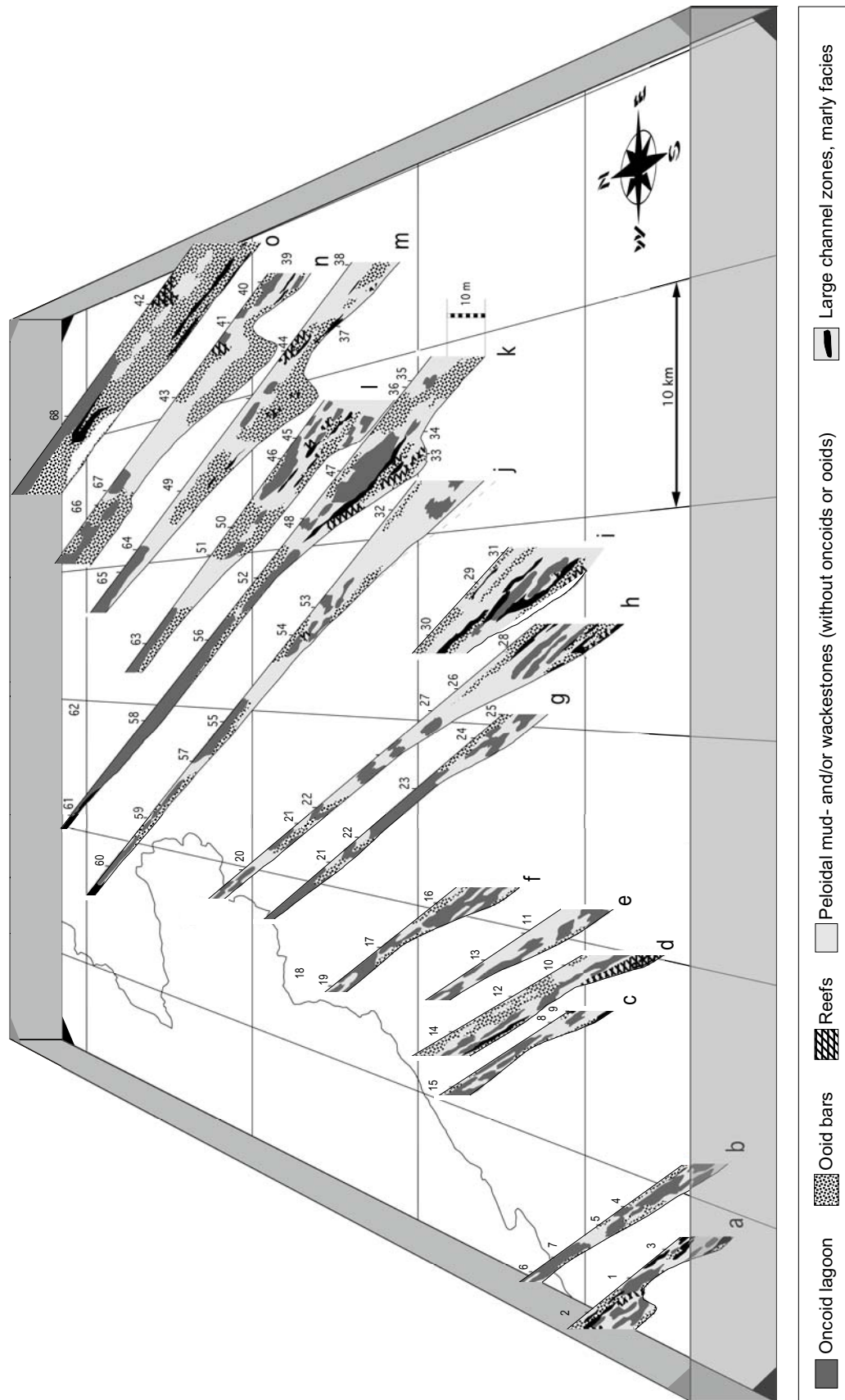


Fig. 8.2: Cross-sections showing the general facies distribution throughout the platform, from medium-scale TS of S Ox 6+ to SB zone Ox 7. Numbers correspond to sections in Fig. 8.1; letters indicate transects.

„medium-scale“ TS Zone Ox 7 besser ausgebildet als die entsprechende SB Zone.

Die Mächtigkeit (ohne Dekompaktion) und die Faziesverteilung der Profile ist in Figur 8.2 dargestellt. Unter der Annahme, dass der südöstliche Plattformrand von Südwesten nach Nordosten verläuft, wurden 15 senkrecht zum Plattformrand stehende Fazieslängsschnitte (a-o) durch die Plattform gelegt. Die Längsschnitte interpolieren die Faziesentwicklung der Profile in der näheren Umgebung. Diese Darstellung veranschaulicht die Faziesverteilung und -entwicklung auf der Plattform und gibt durch die unterschiedliche Mächtigkeitsentwicklung auch Interpretationsansätze zur differentiellen Subsidenz.

Die Mächtigkeiten der Profile zeigen beachtliche lokale Unterschiede. Angenommen, dass die gemessene Mächtigkeit der Minimalakkommodation im Ablagerungssystem entspricht (Kap. 5), so zeigen sich frappante Unterschiede innerhalb des untersuchten Zeitintervalls. Da die eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Untersuchungsgebiet sicher homogen verliefen, kann ein Grossteil der Unterschiede auf die differentielle Subsidenz zurückgeführt werden. Die Dekompaktion der Ablagerungen in den Hauptprofilen hat gezeigt (Kapitel 5), dass grosse Differenzen vor allem dann auftreten, wenn mergelreiche Abschnitte vorhanden sind. Mergel treten besonders in bereits sehr mächtigen Bereichen auf (Fig. 8.2), und die Dekompaktion würde diese noch mächtiger machen. Die Untersuchungen an den Hauptprofilen haben gezeigt, dass Erosion von Ablagerungen nur selten nachgewiesen werden kann und deshalb nicht eine starke Verfälschung der tatsächlichen Mächtigkeiten hervorruft.

In der Figur 8.2 wurde die aktuelle geographische Position der Profile verwendet. Bei einer palinospastischen Entfaltung des Juras würden sich jedoch keine grösseren relativen Positionsverschiebungen ergeben. Allerdings gilt:

- Distanzen zwischen nordwestlichen und südöstlichen Profilen sind stark verkürzt und Mächtigkeitsunterschiede erscheinen dadurch verstärkt;
- die relative, interne oder externe Position auf der Plattform kann für Profile, welche in Ost-West Richtung versetzt sind, nicht mit absoluter Sicherheit festgestellt werden. Durch eine Glättung der Juraufalten könnten durch Blattverschiebungen getrennte Lokalitäten gegeneinander verschoben werden;

- Extern gelegene Lokalitäten können sich in Plattformposition oder in Rampenposition befinden, je nach dem, wie der Plattformrand verläuft.

Die festgestellten Mächtigkeiten zeigen deutliche Unterschiede und einige lokale Eigenheiten (Fig. 8.2):

- geringe Mächtigkeiten (wenige Meter) im Raum Pruntrut (Lokalitäten 61, 60; interne Plattform);
- generelle Mächtigkeitszunahme gegen Südosten (Plattformrand);
- Mächtigkeitszunahme gegen Osten im Raum Liesberg (67, 68) und Mervelier (42);
- starke Mächtigkeitszunahme in interner Plattformposition im Südwesten (Malakov, 1);
- Ausbildung einer Schwelle und einem nördlich davon situierten Trog. Die Schwelle mit reduzierter Subsidenz beschreibt eine parallel zum Plattformrand verlaufende süd-südwest - nord-nordost Linie. Schwellenlokalitäten sind La Bluai (33), Gänsbrunnen (37), Devant le Mè / Vermes (41);
- Andeutung einer weiteren Schwelle im Südwesten bei La Chaux-de-Fonds (2).

Die Verteilung von Trögen und Schwellen wird dahingehend interpretiert, dass tektonische Bewegungen zu leichten Subsidenzunterschieden geführt haben müssen (Kapitel 8.4).

Die Plattformentwicklung wird vereinfachend mittels fünf verschiedenen Fazies dargestellt. Es handelt sich um:

- onkolithische Ablagerungen,
- oolithische Barren,
- Korallenriffe,
- Mud-, Wacke- und Packstones ohne Onkoide und ohne Ooide,
- mergelige bis tonige Ablagerungen mit deutlich reduziertem Kalkanteil.

Die wichtigsten Beobachtungen zur Faziesverteilung sind:

- eine komplizierte laterale und zeitliche Entwicklung der Schlüsselfazies;
- mit Ausnahme der Korallenriffe finden sich die restlichen Fazies in allen Positionen der Plattform;
- Riffe sind am Plattformrand besonders häufig;
- Mergeleinschaltungen treten in zeitlich be-

- grenzten Intervallen auf;
- die oolithische Fazies hat im Nordosten des Untersuchungsgebietes ein deutliches Übergewicht gegenüber allen anderen Fazies;
- die oolithische Fazies tritt am Plattformrand und in flachen Zonen vermehrt auf;
- onkolithische Fazies konzentrieren sich im Bereich des südöstlichen Troges und im Nordwesten der Plattform.

Laterale Entwicklungen lassen sich anhand einer vereinfachenden Darstellung (Fig. 8.3) besser darstellen (Längsschnitte m, k, h). Die ‚small-scale‘ Sequenzen VI, VII und VIII (Fig. 6.2) zeigen eine inhomogene, unsystematische Verteilung der verschiedenen Fazies mit einem verstärkten Auftreten mergeliger Ablagerungen im Bereich der ‚small-scale‘ TS Zonen. Aus dieser Darstellung wird deutlich, wie inhomogen die Faziesverteilung tatsächlich ist, und dass eine lithologische Einteilung der Ablagerungen in Member nur bedingt Sinn macht.

8.2. VERTEILUNG UND ENTWICKLUNG DER ONKOIDTYPEN

Die detaillierte Untersuchung der Onkoidtypen (Kapitel 3.2.1) der Hauptprofile in demselben Ab-

lagerungsintervall („small-scale“ Sequenzen VI, VII, VIII) zeigt, dass deren Verteilung nicht homogen ist. In Figur 8.4 wird anhand des Profils Liesberg 2 eine Entwicklung von Typ 1 hin zu Typ 4 und gegen Ende der Ablagerungen mit Onkoiden zurück zu Typ 2 deutlich. Diese Beobachtungen wurden an allen Hauptprofilen durchgeführt. Ein Vergleich der Entwicklungen zeigt (Figur 8.5):

- eine Präsenz der Onkoidtypen 2 bis 4 in den HSD (Pichoux) und IHSD (Liesberg 2) der ‚small-scale‘ Sequenz VI;
- ein Überwiegen der Onkoidtypen 1 und 2 in den TSD der ‚small-scale‘ Sequenz VII;
- eine Abnahme der Onkoidtypen 1 und 2 in den beginnenden eHSD der ‚small-scale‘ Sequenz VII;
- eine Zunahme und ein Überwiegen der Onkoidtypen 3 und 4 in den IHSD der ‚small-scale‘ Sequenz VII (mit Ausnahme von Péry-Reuchenette);
- eine kontinuierliche Abnahme der Onkoidtypen 3 und 4 zu Beginn der ‚small-scale‘ Sequenz VIII (mit Ausnahme von Mettemberg-Soyhières);
- ein Fehlen des Onkoidtypes 4 ab einsetzenden eHSD der ‚small-scale‘ Sequenz VIII in Court, Pichoux, Liesberg 1 und Liesberg 2;
- eine Verhaltensabweichung des zeitlichen

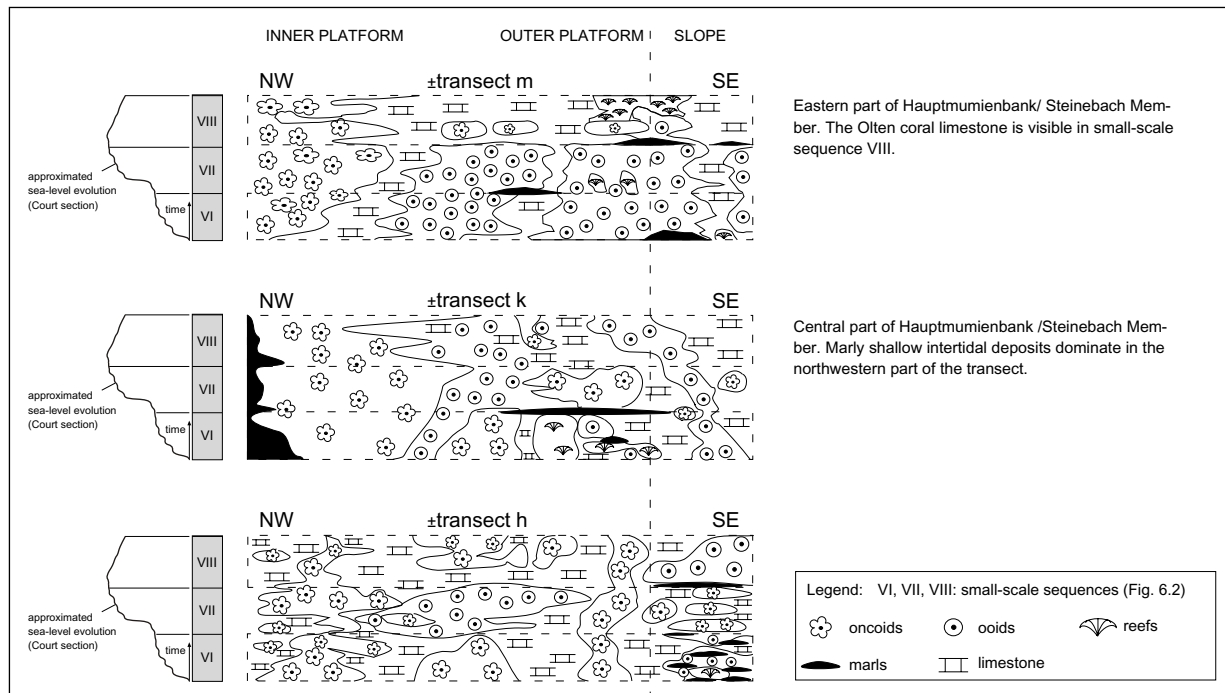


Fig. 8.3: Simplified transects indicating the distribution through time of major facies. Oncoid-rich facies characterizes the Hauptmumienbank Member. The small-scale sequences correspond to those defined in Fig. 6.2.

Wachstumsmustern von Onkoiden in Mettemberg-Soyhières (Wachstum vor allem in der ‚small-scale‘ Sequenz VIII);

Die Analyse der Onkoide (Kapitel 3.2.1) zeigt, dass unterschiedliche Typen an Veränderungen der Umweltbedingungen gebunden sind. Die Onkoidtypen 1 und 2 sind an Ablagerungsbedingungen mit hoher Energie gebunden, die Onkoidtypen 3 und 4 an ruhigere Ablagerungsbedingungen mit wenig Energie. Die Idealbedingungen für ein Wachstum der Typen 3 und 4 herrschten offenbar im Bereich der ‚small-scale‘ Sequenz VII. Eine erhöhte Präsenz der Onkoidtypen 1 und 2 in der TS Situation der ‚small-scale‘ Sequenzen VI und VIII ist vermutlich an die generell erhöhte Energie im Ablagerungsraum gekoppelt. Ein starker Anstieg des Meeresspiegels könnte zu einer Zunahme der Akkommodation und somit zu einer Öffnung des Ablagerungssystems geführt haben. Die durch diese Öffnung ermöglichte Zunahme der Energie verhindert die Entstehung der Onkoidtypen 3 und 4. Nach dem Erreichen

einer HS Situation nimmt die Akkommodation in ‚small-scale‘ Sequenz VII wieder ab, wodurch die Energie durch die morphologische Abschottung der Ablagerungsräume ebenfalls abnimmt. Nach den TSD der ‚small-scale‘ Sequenz VIII führt die rasche Abnahme der Akkommodation und die fehlenden hochfrequenten Akkommodationszunahmen der Elementarsequenzen zu einer Zunahme der Strömungsenergie im Ablagerungsraum. Oolithische Barren migrieren über die Plattform und entlang des Plattformrandes, und Onkoide vom Typ 1 und 2 entstehen in diesen Bedingungen. Eine Ausnahme bildet offenbar die Umweltsituation in Mettemberg-Soyhières, welche erst in ‚small-scale‘ Sequenz VIII ideale Wachstumsbedingungen für Onkoide erfährt. Erklärbar ist dieses Eigenverhalten möglicherweise mit der zunehmenden Subsidenz in diesem Bereich der Plattform (Figuren 8.9a und 8.9b, Kap. 8.4).

Eine Abhängigkeit der Onkoidtypen von der Morphologie der Plattform und damit auch von der Entwicklung der Akkommodation, also auch indirekt

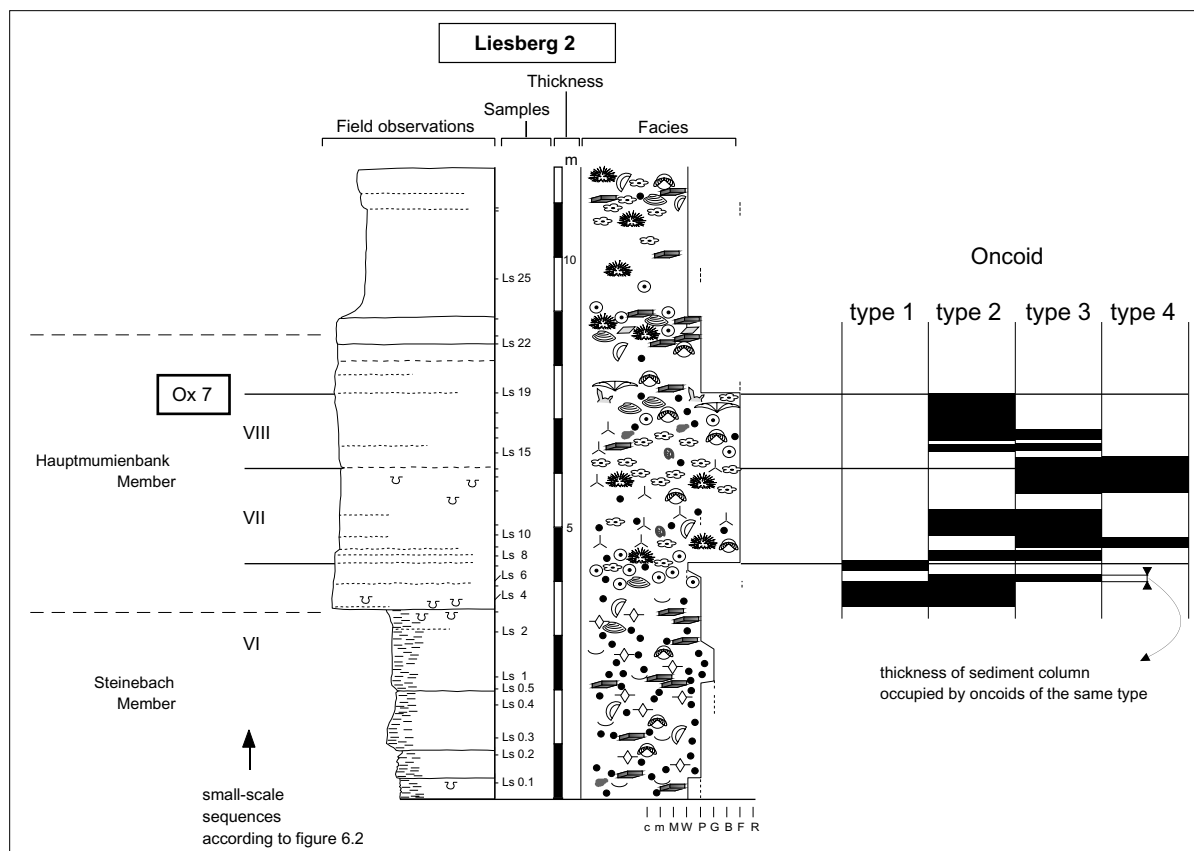


Fig. 8.4: Detail of the Liesberg 2 section, showing the distribution of the four oncid types within the Hauptmumienbank Member. For legend of symbols refer to Fig. 4.1b.

von der eustatischen Entwicklung wird erkennbar. Öffnung und Schliessung von Ablagerungsräumen führen zu Schwankungen der Zufuhr von Nährstoffen und Siliziklastika. Dies kann Auswirkungen auf die Entwicklung der Onkoide haben. Die Entstehung der Onkoidtypen 2, 3 und 4 ist zu unterschiedlichem Grad an das Wachstum von *Bacinella* und *Lithocodium* gebunden. *Bacinella* wird den Cyanobakterien zugeordnet (Schmid 1995), wohingegen *Lithocodium* als Foraminifer interpretiert wird (Schmid & Leinfelder 1996). *Lithocodium* lebt in Symbiose mit Algen, welche ihre Energie durch Photosynthese gewinnen. Beide Organismen sind bekannt dafür, dass sie einen wichtigen Anteil an der Umkrustung von Korallenriffen des Oxfords im Schweizer Jura haben und auf Umweltveränderungen wie unterschiedlich starke Nährstoffeinträge reagieren (Dupraz 1999, Dupraz & Strasser 1999). Im Bereich der 'medium-scale' eHSD S Ox 6+ (,small-scale' Sequenz VII) nimmt der Anteil an Quarz im Ablagerungsraum aller Profile stetig ab und im Bereich der IHSD ist der Anteil weniger als 1%. Wenn Siliziklastika im Bereich der IHSD im Raum des im Norden gelegenen Küstenwatts gefangen bleiben, liesse sich darauf schliessen, dass der Anteil an Nährstoffen im Ablagerungsraum reduziert gewesen sein muss. Möglicherweise spricht dies dafür, dass Organismen wie *Lithocodium* und *Bacinella* eher in Gewässern mit reduziertem Nährstoffanteil gedeihen. Ähnliches lässt sich in Korallenriffen des Mittleren und Späten Oxfords beobachten (Dupraz 1999).

Bei *Bacinella* hängt die Wachstumsstruktur nicht zwingend von der im Ablagerungssystem vorhandenen Energie ab, da *Bacinella* sowohl in Onkoiden als auch bei der Festigung von oolithischen Barrenoberflächen gemeinsam mit Bryozoen und *Troglotella* auftritt. In diesem Fall ist allerdings nicht sicher, ob es sich bei den Strukturen, welche wie ein Netz die Ooide binden, um dieselbe Art von *Bacinella* handelt wie in den Onkoiden.

Evaporite im Bereich der SB Zone Ox 7 deuten auf ein recht arides Klima hin. Eine Ausbildung von Evaporiten auch in einzelnen Lagen mit teppichartigem Wachstum von Onkoidtyp 4 weist darauf hin, dass die Wassertiefe im Bereich der IHSD sehr klein war.

Die Untersuchungen zur dynamischen Faziesentwicklung (Kap. 8.1) zeigen, dass die Verteilung der Onkoide stark an die jeweilige Position im Ablagerungssystem und damit an die lokale Morphologie der Lagunensysteme innerhalb der Plattform gebunden ist. Die Verteilung von Onkoiden in den verschiedenen Ablagerungsräumen wird anhand der Figuren 8.6a-e erläutert. Diese Darstellung erlaubt ein besseres räumliches Verständnis der dynamischen Ablagerungsbedingungen, welche innerhalb der Plattform vorherrschten. Die Darstellungen in den Figuren respektieren keine Örtlichkeiten, sondern stellen verallgemeinerte Ablagerungssituationen dar.

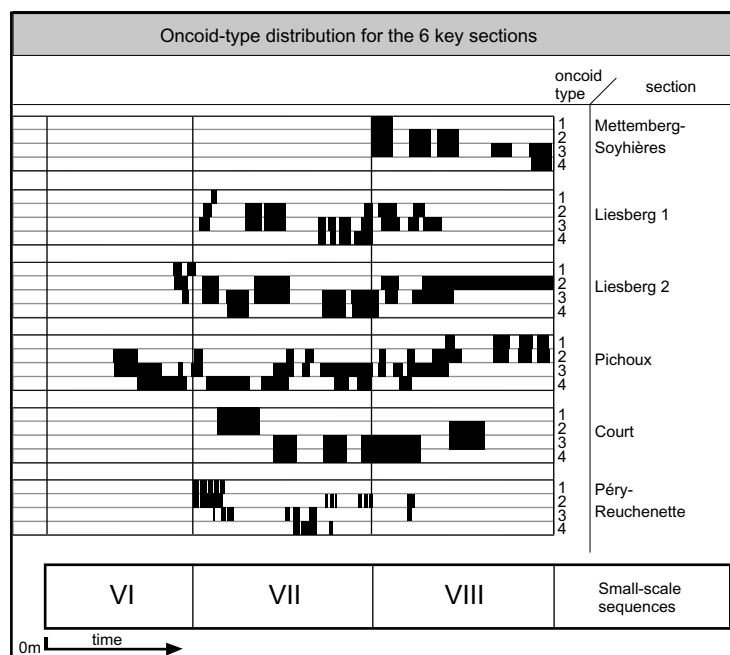


Fig. 8.5: Distribution of the oncoïd types within the three small-scale sequences VI, VII and VIII.

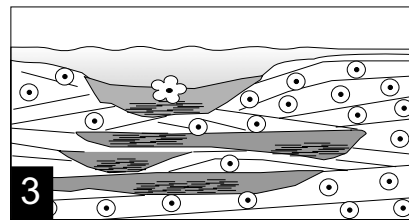
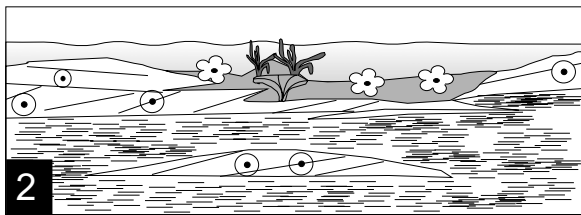
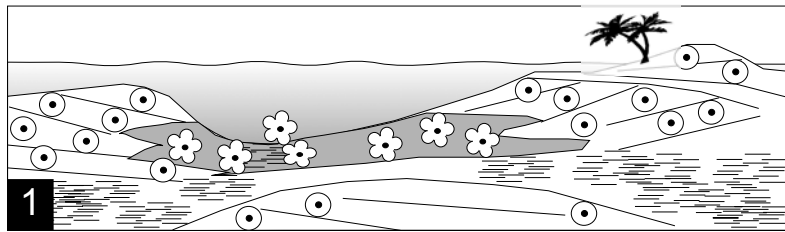
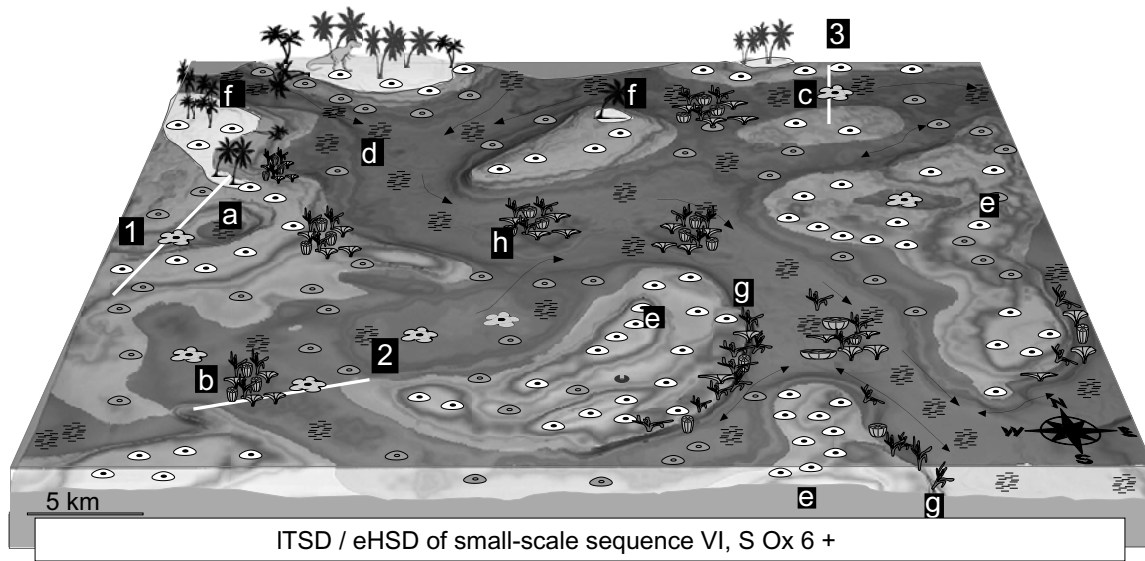


Fig.8.6a: ITSD/eHSD of S Ox 6 +, corresponding to the transition from top-Röschenz member to Steinebach and Hauptmumienbank members. Oncolitic sedimentation (types 1 and 2) is limited to isolated and former channel zones (a), flat and shallow lagoons in proximity of small patch reefs (b) or intertidal channels (c) with reduced activity of oolitic bars. Transects 1 to 3 show examples of the sedimentary record and the dynamic highly complex evolution of the depositional environment. This interval is characterized by large channel-like zones (d) dominated by siliciclastic sediments and isolated oolitic and bioclastic bars (e). Isolated islands (f) are flooded and eroded during rapid sea-level rise. Coral reefs in outer barrier position (g) or patch reefs in channels (h) are rare and only of local importance.

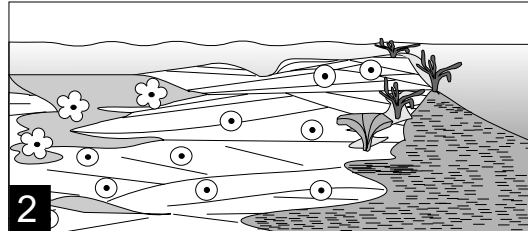
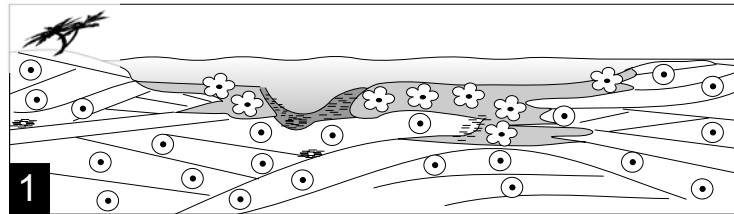
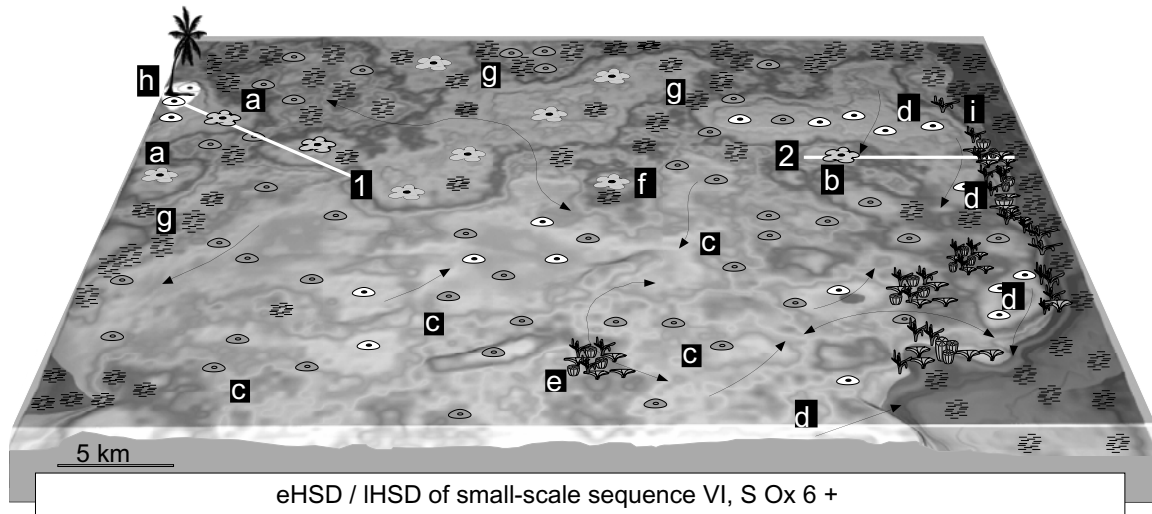


Fig. 8.6b: Larger oncolitic lagoons (a) of the innermost platform and small locally oncolitic lagoons (b) are protected from high energy by either large oolitic/bioclastic bars (c) or oolitic barriers (d) at the platform-ramp transition. Oncoid types 1 and 2 dominate. The migration of oolitic and bioclastic bars (Steinebach) is very inhomogeneous with variable presence of patch reefs (e), oncolitic zones (f) and marly channels (g). Islands are rare (h). Transects 1 and 2 show examples of the sedimentary record and the dynamic highly complex evolution of the depositional environment. Transect 2 shows possible interfingering deposits at the platform-ramp transition. This interval is characterized by a homogenization within the distribution of siliciclastic minerals in oolitic and bioclastic bars. Reefs are known in barrier position at the eastern edge of the platform (i).

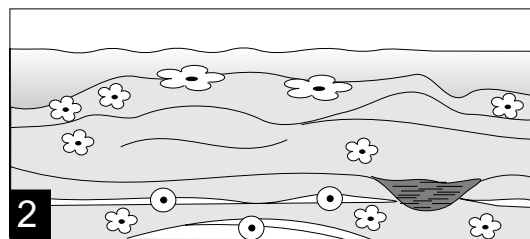
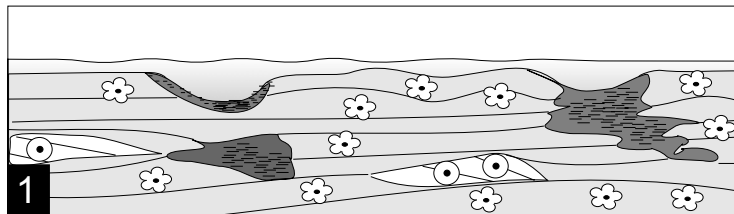
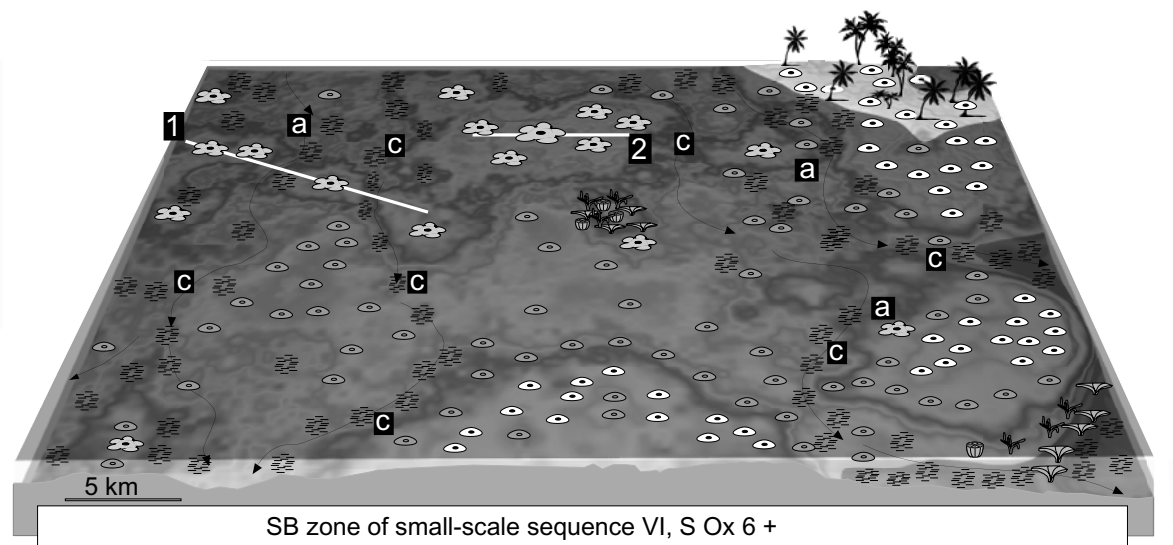


Fig. 8.6c: At this moment of a crisis, oncoid types 1 and 2 are replaced by types 3 and later 4. The origin of this evolution can hypothetically be found in the reduced carbonate production, which is enhanced by the presence of siliciclastic minerals. Oncoids (types 1 and 2) grow in proximity of channels (a), type 3 in lagoons with reduced energy (b). Transects 1 and 2 show examples of the sedimentary record in inner zones of the platform and the dynamic evolution of the depositional environment. This interval is characterized by a starting channelization (c) of the siliciclastic sediment transport from proximal to distal areas.

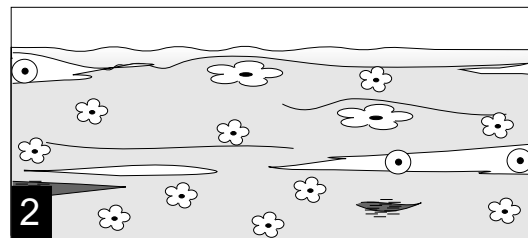
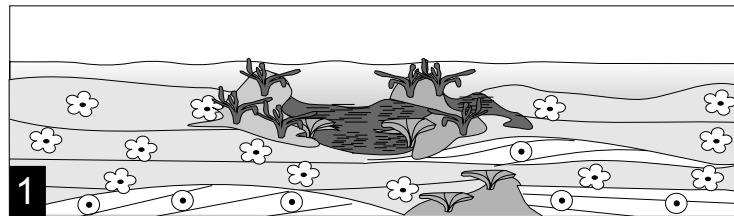
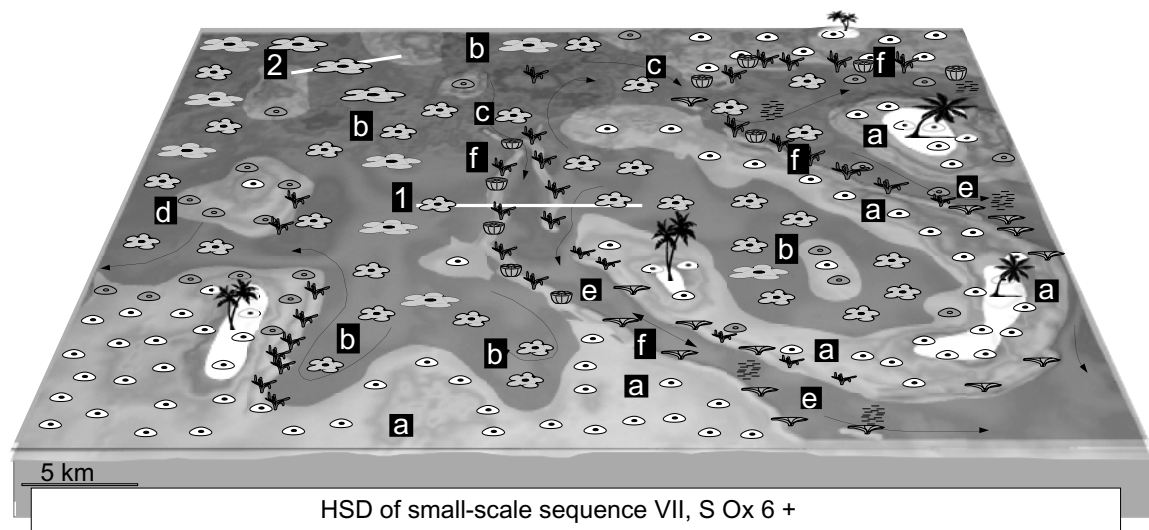


Fig. 8.6d: After a phase of reorientation and positioning of oolitic bars at the platform border (a), oncolite types 3 and 4 develop in protected lagoons (b). Zones of reduced agitation support the growth of carpet-like oncolitic structures. Oncolite types 1 and 2 can be present in proximity of tidal channels (c) and near migrating oolitic bars (d). Transects 1 and 2 show examples of the sedimentary record and the dynamic evolution of the depositional environment. Transect 2 shows oncolite evolution from TSD to HSD with oolitic interfingering due to a possible rising energy during SB zones of elementary sequences. This interval is characterized by shallow channels (e), which follow a north-south (and/or northwest-southeast) direction. Tidal currents flushing the shallow platform allow for coral growth on channel borders (f).

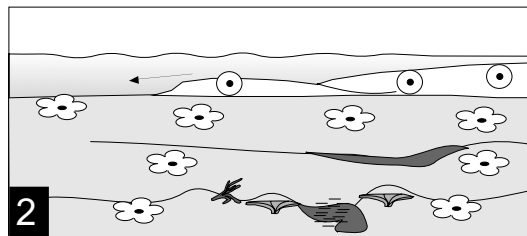
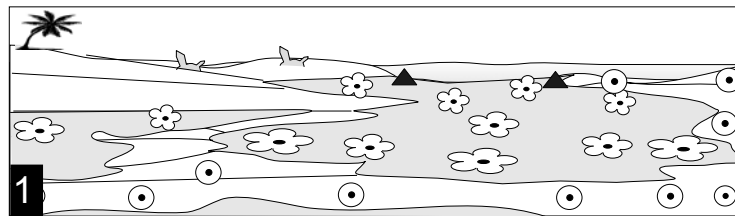
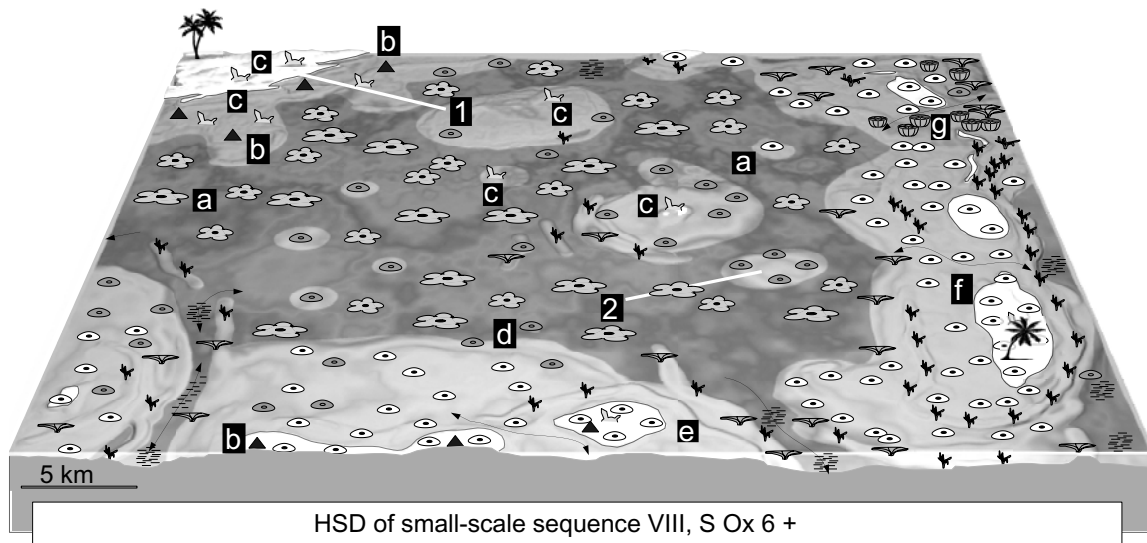


Fig. 8.6e: Zones with shallow intertidal conditions (a) are reworked (b) by irregularly increasing energy (currents, storms), and dry phases create evaporitic (c) conditions. Oncoids of types 3 and 4 are replaced by either oncoid types 2 and 1 or they are directly covered by migrating oolitic and bioclastic bars (d). Mixed and partly reworked sediments of reefal, oolitic and oncolitic origin are very common in this late highstand situation (small-scale sequence VIII) of sequence Ox 6+. Transects 1 and 2 show examples of the sedimentary record. A concentration of oolitic bars takes place at the southern (e) and eastern (f) borders of the platform. The northeastern part of the barrier shows reefal constructions (g) of the Olten coral limestone.

8.3. DIE VERTEILUNG VON QUARZ IN DEN PROFILEN

Die bisherigen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Faziesentwicklung nicht diachron verläuft. Die Verteilung von eingetragem Quarz (Fig. 8.7) zeigt hingegen eine annähernd parallele Entwicklung innerhalb der Ablagerungssysteme (siehe auch Gygi & Persoz 1986). Der Quarzeintrag bildet zudem die Grundlage für die Interpretation der Auswirkung von Klimaveränderungen auf den Ablagerungsraum und den Raum der Herkunft des Quarzes (Kap. 8.5). Erhöhte Quarzanteile treten zu Beginn von S Ox 6 + und zu Beginn von S Ox 7 auf. Nachdem die ‚medium-scale‘ HSD eher wenig Quarz aufweisen, nimmt dieser gegen das Ende beider Sequenzen wieder zu. Auffällig ist die starke Zunahme des Quarzanteils im Bereich der ‚medium-scale‘ eHSD („small-scale“ Sequenz XI) in Péry-Reuchenette. Für diese lokale Zunahme gibt es zwei Erklärungen: einerseits ist es möglich, dass Quarz entlang des Plattformrandes an diese relativ externe Position geführt wurde, oder aber, dass Quarz durch Kanalzonen bis an diesen Standort gebracht wurde. Die zweite Möglichkeit wäre, dass die anderen Lokalitäten in der gleichen Sequenz nicht nahe genug an solchen Kanalzonen lagen, um das Quarzsignal zu registrieren.

Ebenfalls deutlich sind die leicht erhöhten Quarzanteile in S Ox 8 in den TSD („small-scale“ Sequenz XIII) in allen Profilen. In den eHSD S Ox 8 („small-scale“ Sequenz XV) fehlt Quarz gänzlich und in den IHSD tritt Quarz nur in Péry-Reuchenette und in Mettemberg-Sohières auf. In S Ox 8 + kann kein Quarz beobachtet werden, eine erneute schwache Präsenz ist erst in S Kim 1 feststellbar.

Die allgemeine Entwicklung der Quarzmengen in den untersuchten Hauptprofilen zeigt deutlich eine Abnahme der Quarzmengen nach Ox 8. Eine Interpretation dieser Entwicklung ist nicht einfach und bleibt hypothetisch. Die folgenden Erklärungsansätze sind möglich:

- die generell transgressive Entwicklung des Ablagerungssystems (Hardenbol et al. 1998) führt zu einer Reduktion des Erosionspotentials im Hinterland. Im Vergleich dazu wurden im Bereich der regressiven Ablagerungen von S Ox 6 grosse Mengen an Siliziklastika durch die Zunahme des Erosionspotentials in den Bereich eines breiten Küstenwatts geschwemmt. Die nach-

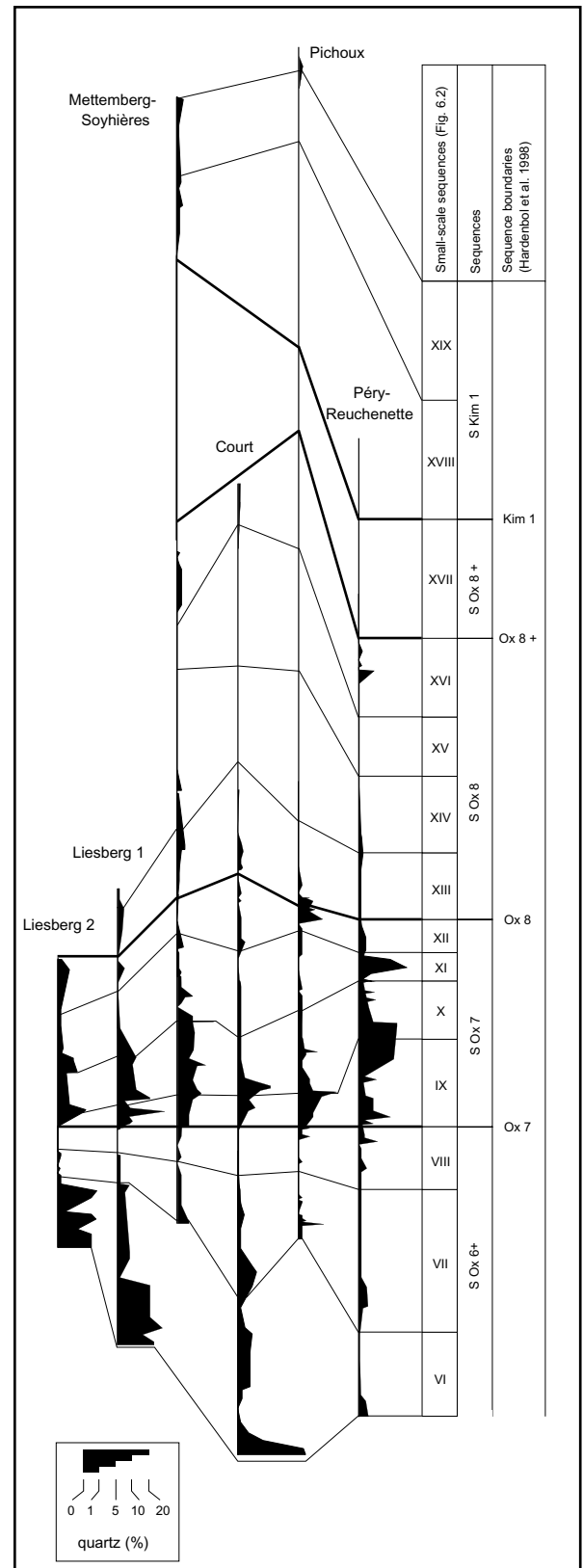


Fig. 8.7: Distribution of quartz within S Ox 6 +, S Ox 7, S Ox 8, S Ox 8 + and S Kim 1, for the 6 key-sections.

folgenden Transgressionsphasen arbeiten diese auf und bringen das Material in den Raum der Plattform. Nach Ox 8 wird das Küstenwatt nur schwach mit Siliziklastika eingedeckt, wodurch auch nur kleine Mengen an Siliziklastika aufgearbeitet werden können.

- der Anstieg des eustatischen Meeresspiegels kann ein Hinweis auf eine globale Klima-veränderung in Richtung einer globalen Temperaturzunahme sein. Vor allem thermische Expansion der Ozeane und abnehmende Wasserbindung in Eis und Schnee in den höheren Gebirgen könnten eine Ursache hierfür darstellen (Fairbanks 1989). Damit verbunden wären eine Verschiebung von erosionsintensiven Niederschlagsgebieten in nördlichere Breiten (Perlmutter und Matthews 1990) und demzufolge aridere Bedingungen in der Herkunftsregion der Siliziklastika. Ein Zustrom von Siliziklastika ins Küstenwatt wäre damit nachhaltig geschwächt.
- Der Anstieg des eustatischen Meeresspiegels führt im Bereich des Küstenwattes durch Überflutung zu einer Zunahme der Karbonatproduktion. Die Ausdehnung der Karbonatplattform über das Küstenwatt hinweg führt zu einer Überdeckung der Siliziklastika. Bei dieser Entwicklung kann angenommen werden, dass bei Aufarbeitung der Sedimente im Küstenwatt der Karbonatanteil im Vergleich zu den Siliziklastika grösser wäre. Vielleicht liegen in dieser Hypothese auch Erklärungen für die grossen Karbonatmengen, welche in diesem Intervall abgelagert wurden. Bei kurzzeitigem Meeresspiegelfall (IHSD, SB Zonen der Elementarsequenzen) können diese Karbonate in den Ablagerungsraum gebracht und dort durch Strömungen verteilt werden, zusätzlich zu den in-situ produzierten Karbonaten.

Fig. 8.8: Geographical position of the four transect sections (figure 8.9) from Mettemberg-Soyhières section (internal platform) to Péry-Reuchenette section (external platform).

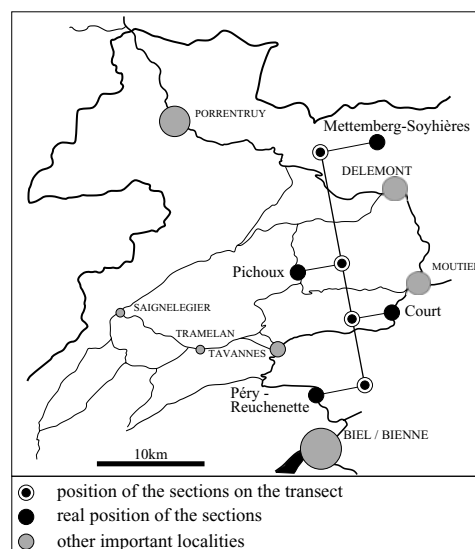
8.4. TEKTONIK

Die Mächtigkeitsunterschiede von ‚medium-scale‘ und ‚small-scale‘ Sequenzen zwischen den Detailprofilen und zwischen den Profilen aus Figur 8.2 werden als Hinweise auf differentielle Subsidenz interpretiert. An den Aufschlüssen selbst sind hingegen nie synsedimentäre Brüche beobachtet worden.

Die in Figur 8.2 deutlich sichtbare Trog- und Schwellenstruktur entlang des Plattformrandes auf der Linie Rondchâtel-Sesslin - La Bluai - Raimeux des Crémînes weist auf eine tektonische Strukturierung des Ablagerungsraumes hin. Allenbach (2000) beschreibt Strukturen des Permo-Karbon Trog, welche direkte Auswirkungen auf die Sedimentation im Oxford des Schweizer Juras hatten. Die Tröge von Hermrigen und von Olten, parallel zum Plattformrand, könnten eine Ursache für synsedimentäre Bewegungen innerhalb der Plattform sein.

Die Mächtigkeitszunahme der Ablagerungsserien entlang des östlichen Plattformrandes lässt ebenfalls auf einen Einfluss von Lineamenten aus dem Permo-Karbon schliessen. Im Raum östlich von Liesberg sind die Ablagerungen des Späten Oxford generell recht mächtig. Diese Zone lehnt sich östlich an das Nord-Süd Lineament des Rheingrabens an und wird durch die Präsenz des Konstanz-Frick-Trog in damals etwas nördlicherer Position mitbeeinflusst (Fig. 8.9b).

Auf einer Achse Mettemberg-Soyhières - Pichoux - Court - Péry-Reuchenette (Fig. 8.8) können relative



Bewegungen durch die Darstellung der differentiellen Subsidenz eruiert werden (Fig. 8.9a). Ausgehend von der dekomprimierten Mächtigkeit der ‚small-scale‘ Sequenzen VII bis XVIII wird die unterschiedliche Akkommodation unter den Lokalitäten verglichen. Drei Merkmale prägen die Entwicklung (Fig. 8.9b):

- starke Subsidenz am Plattformrand in den ‚small-scale‘ Sequenzen VII, VIII und X,
- stärkere Subsidenz im Bereich der internen Plattform ab ‚small-scale‘ Sequenz VIII,
- Migration der Lokalität mit der schwächsten Subsidenz von zentraler Plattformposition in den Bereich der externen Plattform.

Obwohl Unsicherheiten in der Abschätzung der Subsidenz bestehen, ist der Entwicklungstrend deutlich und lässt sich mit tektonischen Bewegungen im Sockel erklären. Alleine ein Absenken des Konstanz-Frick-Troges im Bereich der damals nördlichen internen Plattform ab Ox 7 könnte die beobachtete Subsidenzzunahme erklären. Bei einer gleichzeitigen Ruhephase des Troges von Hermrigen könnte ein Absinken kleinerer Blöcke des Sockels, ausgehend von Norden und in Richtung Süden fortschreitend, zu einer tektonisch bedingten Migration des Plattformrandes in Richtung Süden geführt haben. Die Verteilung der Siliziklastika in den Profilen deutet auf eine Einschwemmung aus Richtung Norden zuerst in Nord-Süd Richtung und anschliessend entlang des Konstanz-Frick-Troges hin. Die Abnahme der eingeschwemmten Siliziklastika hängt vermutlich stark von der Ausprägung der Senke in der Morphologie im Raum des Konstanz-Frick-Troges ab. Eine starke Vertiefung gegenüber der höher gelegenen Plattform führte vermutlich zwangsläufig zu einer Aussparung von Ablagerungen terrigenen Materials in Flachwasserregionen. Das Zusammenspiel von absinkenden Blöcken und Nord-Süd-Lineamenten ermöglichte eine Verteilung von Siliziklastika in die die Plattform durchziehenden flachen Senken, welche als Kanalzonen (Kap. 3.3) ausgeprägt waren.

8.5. SYNTHESE DER DYNAMISCHEN PLATTFORMENTWICKLUNG

Erst die Interpretationen der untersuchten Profile und deren Korrelation untereinander ermöglichte eine genauere Untersuchung der dynamischen Plattformentwicklung. Die beobachteten räumlichen und zeitlichen Veränderungen von

Ablagerungsbedingungen vermitteln ein Bild einer komplex strukturierten Karbonatplattform, deren Geschichte verschiedenste Trends erkennen lässt. Überregionale, durch Tektonik und/oder Klimaveränderung ausgelöste Veränderungen haben auf der sehr flachen Karbonatplattform des Späten Oxfords die Faziesentwicklungen beeinflusst. Diese Faziesentwicklungen verliefen nicht diachron, wie unterschiedliche Entwicklungen an verschiedenen Lokalitäten vermuten lassen. Sie resultieren vielmehr aus den Umweltbedingungen, welche an jedem Standort zu einer entsprechenden Zeit vorherrschten. Die dynamische Entwicklung einzelner Plattformlokalitäten wurde durch lokale Parameter (z.B. Öffnungsgrad von Lagunen, Energievariationen durch Blockade durch Barrierenriffe und migrierende Barrensyste) stark mitgeprägt.

Durch Klimaveränderungen und durch tektonische Bewegungen im Norden der Plattform wird die Zufuhr von Siliziklastika im Späten Oxford zusehends nachhaltig verhindert. Die daraus resultierende Faziesentwicklung zu überwiegend karbonatischen Ablagerungen registriert nurmehr die lokalen atmosphärischen Bedingungen während dem Übergang zum untersten Kimmeridge. Entsprechend lassen sich, im Gegensatz zum frühesten Oxford, nur noch ansatzweise und sehr hypothetisch Aussagen über die Prozesse im Hinterland machen. In Figur 8.10 wird der lokalen Faziesentwicklung, in Anlehnung an die Entwicklung der ‚small-scale‘ Sequenzen, eine regionale (Plattform) und überregionale (Hinterland) Ursache zugeordnet.

Die Interpretationen zur Entwicklung des Klimas weisen auf eine Entwicklung zu wärmerem und ariderem Klima hin. Tektonische Bewegungen führen allerdings zu einer allmählichen Abschottung der Plattform vor Siliziklastika und dadurch zur Ungewissheit, ob deren Zufuhr tatsächlich durch klimatische Veränderungen im Hinterland beendet wurde. Die Bedeutung des Transportes von terrigenem Material und damit die Bedeutung von Meeresströmungen wird auch von Abbink et al. (2001) beschrieben. Insbesondere die Barriersituation der Karbonatplattform des Juras mag dazu geführt haben, dass marine Einflüsse aus borealen, als auch aus tethyalen Regionen, die Ablagerungsverhältnisse beeinflusst haben.

Die Interpretation der Entwicklung hin zu eher ariderem und wärmerem Klima wird durch Abbink et al. (2001) nur teilweise bestätigt. Im spätesten

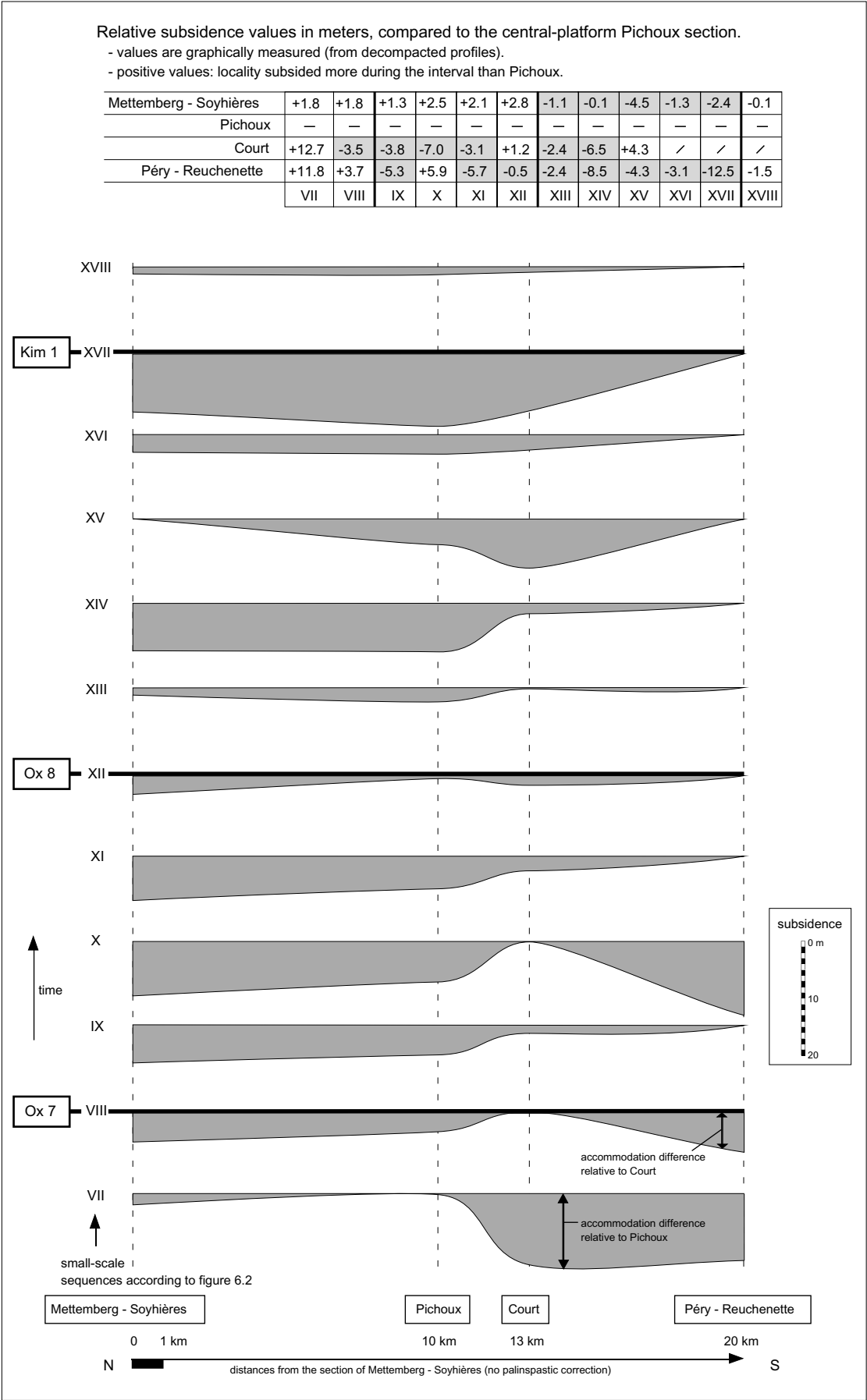


Fig. 8.9a: Comparison of local subsidence values for the synthetic transect (figure 8.8) from Mettemberg-Soyhières section (internal platform) to Péry-Reuchenette section (external platform). The horizontal level of each small-scale sequence (VII - XVIII) corresponds to the reference section with the lowest subsidence value.

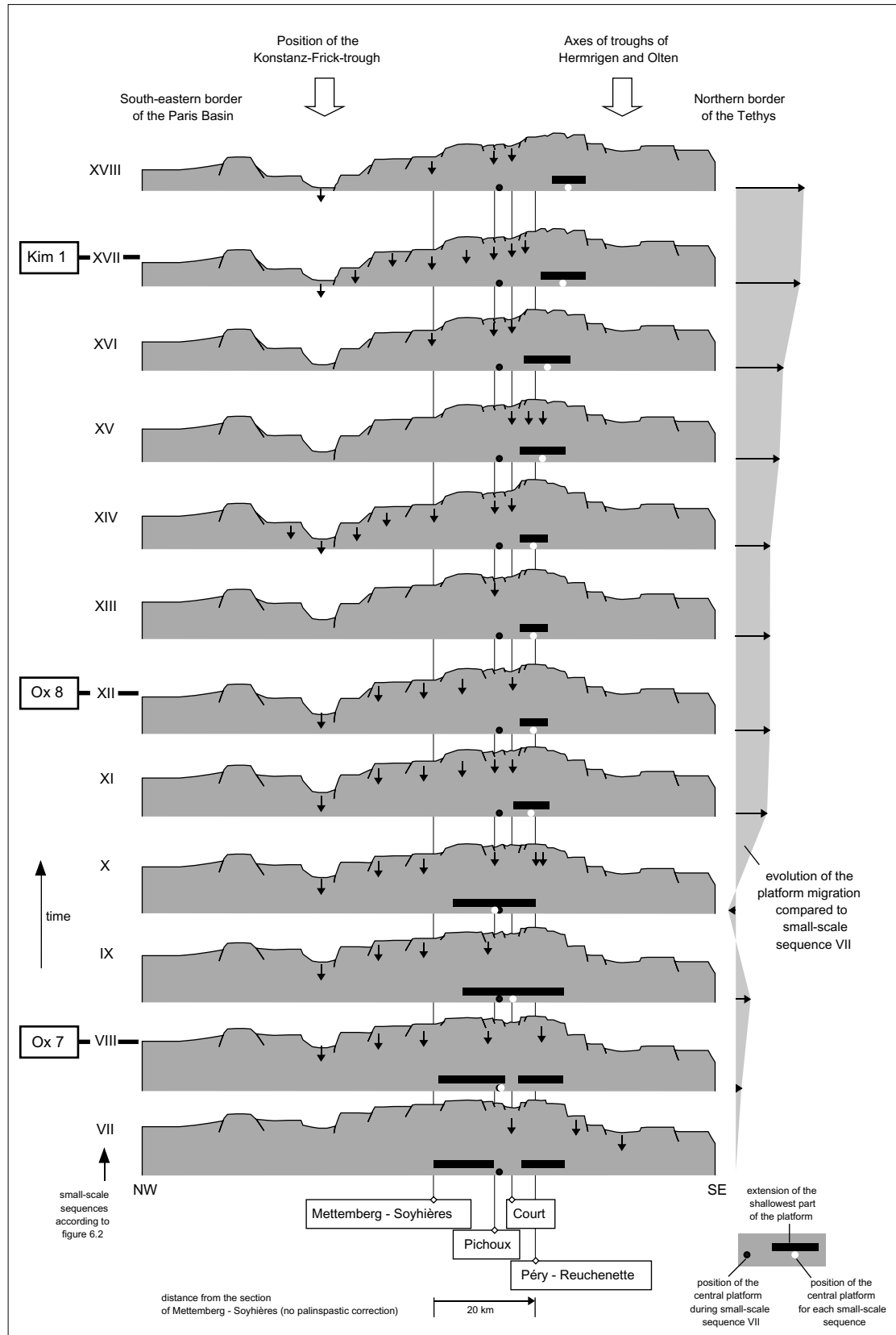


Fig. 8.9b: Interpretation of the tectonic evolution on a transect from the south-eastern border of the Paris Basin to the northern border of the Tethys. Evolution based on results of figure 8.9a. Notice possible evolution of platform migration towards a southeastern position, as well as increasing difference of bathymetry between the Konstanz-Frick-trough and the platform top. This difference probably prevented major input of siliciclastics between small-scale sequences XI and XVIII.

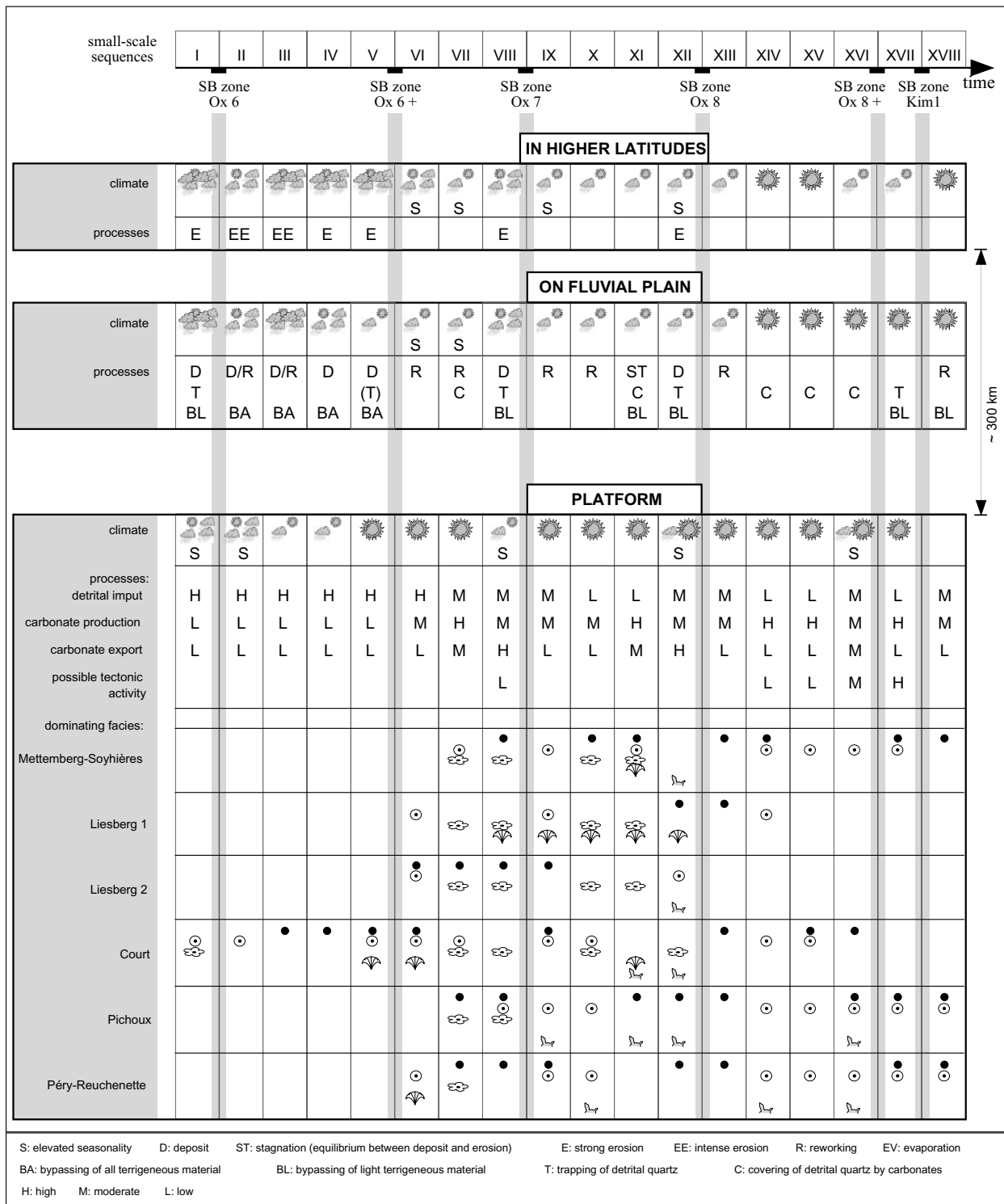


Fig. 8.10: Evolution of the Upper Oxfordian carbonate platform of the central Swiss Jura Mountains with respect to hypothetical influence of different processes. The combination of climatic, tectonic, eustatic, and morphologic processes results in the dynamic facies evolution of all deposits.

Oxford der Nordsee beschreiben sie nach einer stagnierenden Entwicklung der Feuchtigkeit eine kurzzeitige Entwicklung zu arideren Bedingungen, bevor im untersten Kimmeridge nach der Rückkehr zu eher feuchterem Klima eine Entwicklung zu generell ariderem Klima stattfindet. Dieser kurze Veränderung der Feuchtigkeit könnte ein Teil der Ursache für die rasch ändernde Faziesentwicklung am Übergang zur Reuchenette Formation sein.

Nebst der bereits bekannten transgressiven Entwicklung im Späten Oxford beschreiben Abbink et al. (2001) vor allem einen Einbruch der Temperaturen in der Mitte des Späten Oxfords. Dieses Resultat ist daher interessant, da zu dieser Zeit die Zufuhr der Siliziklastika auf der Juraplattform zusammenbricht und die Entwicklung und Ausprägung der Ablagerungssequenzen unterschiedlicher Ordnungen besonders deutlich ist. Hierbei stellt sich die Frage, ob kalte Strömungen aus dem Norden die Umweltbedingungen auf der Plattform beeinflusst haben. Falls ja, würde dies bedeuten, dass im mittleren Oxford die Mobilisierung von Siliziklastika in den Massiven von Brabant und London minimal war, da diese ansonsten mit denselben Strömungen bis in den Ablagerungsraum der Juraplattform getragen worden wären.

9 - RESULTATE UND PERSPEKTIVEN

9.1. RESULTATE

Die hochauflösende Untersuchung der 6 Hauptprofile Péry-Reuchenette, Pichoux, Court, Mettemberg-Soyhières, Liesberg 1 und Liesberg 2 sowie von zusätzlich 66 Profilen im zentralen Schweizer Jura ermöglichte eine ausführliche Beschreibung der Entwicklung der Karbonatplattform im Späten Oxford und im frühesten Kimmeridge.

Basierend auf Angaben aus der Literatur können Paläogeographie und die generellen Umweltbedingungen definiert werden. Ihre Position in einem flachen Schelfmeer (Paläobreite 33°-38°), an der Schwelle zwischen der Tethys im Süden und den borealen Ablagerungsräumen im Norden, stellt die Plattform in eine Schlüsselposition im Süden des London-Brabant Massivs und der daran angrenzenden Mitteldeutschen Schwelle. Die vorherrschenden Umweltbedingungen können als subtropisch und semi-arid bis arid charakterisiert werden, mit einer ausgeglichenen Saisonalität und seltenem Einfluss monsunartiger Niederschläge. Ein leichter Rückgang der Temperaturen ist zwischen Ox 7 und Ox 8 denkbar. Die aquatischen Bedingungen werden als warm beschrieben, mit tropischen bis subtropischen Wassertemperaturen. Die Qualität des Wassers kann als nährstoffarm und die Energie in den Ablagerungssystemen mit gering bis hoch beschrieben werden. Grosse Bedeutung kommt dem in Phasen auftretenden Einschwemmen von Siliziklastika in die Ablagerungsräume zu, vor allem in allgemeinen Überflutungsphasen der Plattform. In diesen Phasen ist ein verstärkter Einfluss mariner Strömungen aus Norden denkbar.

Die Untersuchungen an den Profilen werden durch einen stratigraphischen Rahmen abgestützt, welcher auf eine lithostratigraphische Gruppierung der Sedimente (grossräumig korrelierbare Schlüsselhorizonte), auf der Ammonitenzonierung (Gygi 2000) sowie auf der Chrono- und Biostratigraphie nach Hardenbol et al. (1998) basiert.

Die Faziesanalyse ermöglicht eine Einteilung der Plattform in vier Fazieszonen: äussere Plattform, Barrierengürtel, innere Plattform, und Küstengebiete. Zur Unterteilung der Fazieszonen können Riffe (Korallenriffe, Mikrobenriffe), Barren (oolithische, bioklastische, gemischt oolithisch-bioklastische, lithoklastische und peloidale), Lagunen in Abhängigkeit ihrer Position auf der Plattform, äolische Ablagerungen, Emersion, Strand, Kanalfazies, Gezeitentümpel, Gezeitenkanal und Küstenwatt der Gezeitenzone unterschieden werden. Die Faziesdefinition ihrerseits basiert auf der semi-quantitativen Untersuchung von Mikrofazieselementen eingeteilt in „Skeletal grains“, „Non-skeletal grains“, Mineralien und eingeschwemmten Mikrofazieselementen terrigenen Ursprungs.

Die lückenlose und hochauflösende Beschreibung der Profile, mit der Entwicklung von 21 der wichtigsten Mikrofazieselementen, mit der quantitativen Quarzentwicklung sowie der Interpretation von Energie, Bathymetrie und Einschränkungsgang des Ablagerungsraumes liefert ein umfassendes Bild der lokalen Dynamik der Ablagerungen.

Insbesondere die präzise Beschreibung von Ooidtypen und die für die untersuchten Ablagerungen

neue Klassifikation der Onkoide ermöglicht einen Einblick in die Dynamik der Faziesentwicklung, welche für das beobachtete Zeitintervall viele sich wiederholende ähnliche Ablagerungsbedingungen vermuten lässt.

Eustatische Meeresspiegelschwankungen, die Tektonik und das Klima stellen in ihrer Entwicklung in der Zeit die Hauptursachen für diese dynamische Entwicklung dar, mit Folgen für die Hydrosphäre, die Biosphäre, die Zufuhr von Siliziklastika und für die Morphologie des Ablagerungsraumes.

Die Entwicklung des Ablagerungsraumes manifestiert sich durch die unterschiedliche Ausbildung von Ablagerungssequenzen. Diese lassen sich durch die fazielle Entwicklung und durch die Bankung der Ablagerungen (Diskontinuitätsflächen) identifizieren. Die Basis für die sequenzielle Einteilung der Profile bilden Elementarsequenzen. Diese sind Bausteine grösserer Ablagerungssequenzen, und diese wiederum bilden noch grössere Ablagerungssequenzen. Die Untersuchung ihrer Stapelung ermöglicht eine Einteilung in Sequenzen unterschiedlicher Ordnung: elementare, „small-“, „medium-“, und „large-scale“ Sequenzen. Die hierarchische Anordnung und der durch die Biostratigraphie gegebene Zeitrahmen lassen vermuten, dass diese Sequenzen durch zyklische Meeresspiegelschwankungen im Milankovitch Frequenzband entstanden sind. Demnach beträgt die Dauer der Ablagerungssequenzen 20'000, 100'000, 400'000, und ein Mehrfaches von 400'000 Jahren.

Die Einteilung der Sequenzen kann durch die Rekonstruktion eines approximierten Meeresspiegels verfeinert werden. Die neue Methode, welche an den Profilen Péry-Reuchenette, Pichoux, Court und Mettemberg-Soyhières angewendet wurde, basiert auf der Dekompaktion der Elementarsequenzen sowie deren Stapelung unter Berücksichtigung der Bathymetrie und der Subsidenz. Es zeigt sich, dass ein Absinken des eustatischen Meeresspiegels von Ox 6 bis Ox 6+ von etwa 15 Metern und ein Anstieg desselben von Ox 6+ bis Kim 1 von 30 bis 60 Metern stattfand. Die Beschreibung der prägnantesten Meeresspiegelentwicklungen führt zur Definition von SB-, TS- und MF-Sequenzen, von SB-, TS-, MF-, LS-, eHS- und IHS-Ablagerungen sowie zur Definition von SB- und TS/MF-Zonen.

Die sequenzielle Interpretation ermöglicht eine hierarchisch geordnete Gliederung der Ablagerungen und ist die Voraussetzung für die Korrelation der

Profile. Innerhalb der Leitlinien der Biostratigraphie und der grossräumigen Lithostratigraphie wird schliesslich eine „Best-fit“ Lösung vorgeschlagen.

Die hochauflösende Sequenzstratigraphie und die Zyklusstratigraphie erlauben es, die Ammonitenzonierung und die lithostratigraphische Einteilung in Member und Formation des Späten Oxford und frühesten Kimmeridge zu verfeinern. Die berechnete Dauer der Ablagerungen von Ox 6 bis Kim 1 beträgt 1.6 Millionen Jahre (nach Hardenbol et al. 1998 etwa 1.8 bis 1.9 Mio.), womit die Dauer von vier 400'000-Jahre Zyklen beschrieben ist. Durch die Korrelation der Profile und die Resultate der Zyklusstratigraphie wird deutlich, dass die Entwicklung von Ammoniten (und damit der Zonen und Unterzonen) vermutlich in direktem Zusammenhang mit den durch Eustatik ausgelösten relativ raschen Veränderungen der Umweltbedingungen steht.

9.2 DIE ENTWICKLUNG DER PLATTFORM

Die Entwicklung der Karbonatplattform von Ox 6 bis Kim 1 kann in vier Phasen eingeteilt werden. Von Ox 6 bis zur TS Zone Ox 6+ wird sie durch eine regressive Entwicklung des Meeresspiegels geprägt. Die Ablagerungsräume der „large-scale“ LSD im Bereich von Ox 6+ sind durch flachmarine Bedingungen und Emersionen beeinflusst. Bezeichnend für die vorherrschenden Bedingungen sind gemischt karbonatisch-siliziklastische Ablagerungen in isolierten, stark eingeschränkten Ablagerungsräumen und in ausgeprägten Kanalsituationen.

Im Zeitraum zwischen der TS Zone Ox 6+ und SB Ox 7 wird die Plattform überflutet. Durch die grössere Akkommodation wird die Karbonatproduktion verstärkt und die Ablagerungsräume werden homogenisiert. Barrenmigrationen unter hochenergetischen Bedingungen und danach im „medium-scale“ HS geschützte Ablagerungsräume mit Onkoiden prägen die zunehmend karbonatische Sedimentation.

Von Ox 7 bis Ox 8 stagniert die Transgression. Die Ablagerungsräume werden morphologisch homogenisiert und die Fazies werden noch ausgeglichener auf der Plattform verteilt als gegen Ende der vorangehenden Sequenz S Ox 6+. Die Korrelation der Ablagerungslokalitäten wird dadurch leichter und hochauflösender. Die bei der TS Ox 7 durch anfängliche Einschwemmung von Siliziklastika geprägte Sedimentation wird durch rein karbonatische Fazies

abgelöst. Vermutlich führt die erhöhte Subsidenz im Norden der Plattform, geprägt durch ein Absenken des Konstanz-Frick Troges, zur einsetzenden Migration der Plattform in Richtung Südosten und zu einer Abtrennung vom Einflussbereich der Siliziklastika. Diese werden in der Folge von Nordosten herkommend in Richtung Nordwesten zum Pariser Becken entlang des Nordrandes der Plattform vorbeigeschwemmt.

Von Ox 8 bis in den Bereich von Kim 1 nimmt die Akkommodation durch einen verstärkten Anstieg des eustatischen Meeresspiegels und vermutlich durch fortlaufende tektonische Aktivität am Nordrand der Plattform zu. Die erhöhte Subsidenz im Norden führt in der Folge zu einer Zunahme der Migration der Ablagerungsräume Richtung Südosten. Die zunehmend ariden Bedingungen haben eine stark gesteigerte Produktion von Karbonaten zur Folge. Nach Kim 1 setzt kurzfristig eine etwas feuchtere Klimasituation zur allerdings nur schwachen Einschwemmung von Siliziklastika.

9.3 PERSPEKTIVEN

In dieser Arbeit wurde die dynamische Entwicklung eines Teils der Juraplattform zwischen Ox 6 und Kim 1 aufgezeigt. Viele Fragen bleiben noch offen.

Insbesondere wäre ein Vergleich der Resultate in einem überregionalem Rahmen sehr wertvoll. Dies könnte durch die Analyse der sequenziellen und zyklischen Entwicklung von Ablagerungen im nördlich angrenzenden Pariser Becken und dem südwestlich gelegenen Vocontischen Becken erreicht werden. Im Übergang zum Pariser Becken könnte die qualitative Analyse der Tonmineralien, welche aus dem nördlichen Hinterland auf die Plattform eingeschwemmt wurden, Interpretationen zum Zusammenhang zwischen Klima, Eustatik und Tektonik verbessern. Komplementäre Profiluntersuchungen im französisch-schweizerischen Grenzgebiet könnten massgebend zum Verständnis der Wasserzirkulation und damit zur Funktionsweise der Interaktion zwischen Plattform und Hinterland beitragen.

Eine Verdichtung der räumlichen Informationen zur verbesserten Beschreibung von Ablagerungssequenzen unterschiedlicher Ordnung ist in jedem Fall wünschenswert. Quantitative auf drei Dimensionen ausgedehnte Untersuchungen der Sedimente innerhalb definierter Fazieszonen könnten, basierend auf den angewandten Arbeitmethoden und durch neuere

technische Hilfsmittel (wie beispielsweise Georadarmessungen) wesentliche Vorteile bei der Interpretation von Produktivität, Import und Export von Sedimenten darstellen.

Biogeochemische Prozesse, welche die Sedimentation von Flachwasserkarbonaten steuern, sind derart komplex, dass die Interpretation von Ablagerungsmechanismen und Mikrofazieselementen anhand von Beobachtungen am Aufschluss und im Dünnschliff nicht immer einfach ist. Es wäre deshalb wünschenswert, dass zukünftige Arbeiten vermehrt multidisziplinäre Untersuchungsmethoden aus beispielsweise der Paläontologie, der Geochemie, der Atmosphärenphysik und der marinen Hydrologie synergetisch nutzen.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBINK, O., TARGARONA, J., BRINKHUIS, H. & VISSCHER, H. 2001: Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. - *Global and Planetary Change* 30, 231-256.
- ACOSTA, P., GARCIA-HERNANDEZ, M. & CHECA, A. 1988: Biohermos de espinjas y estromatolitos en la secuencia transgresiva oxfordiense de la Sierra de Cazorla. - *GEOGACETA* 5, 36-39.
- ALLENBACH, R. 2000: Synsedimentary tectonics during the Oxfordian of northern Switzerland. - Dissertationen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Basel. 20, 91p.
- ARKELL, W.J. 1936: The Ammonite zones of Upper Oxfordian of Oxford and the horizons of the Sowerby and Buckman's types. - *Quart. Journ. Geol. Soc. London* 92, 146-187.
- ARNAUD-VANNEAU, A. 1994: Benthic foraminifer distribution and sequence stratigraphy. Examples from Lower Cretaceous carbonate platforms in France and Azerbaijan. - *Géol. Méditer.*, 21/3-4, 13-15.
- ATROPS, F. 1994: Kimmeridgian. - *Géobios* 17, 767-769.
- ATROPS, F., GYGI, R., MATYJA, B.A., WIERZBOWSKI, A. 1993: The Ammonite faunas in the middle Oxfordian-lowermost Kimmeridgian, submediterranean succession, and their correlation value. - *Acta Geol. Polonica* 43, 213-227.
- AURELL, M., FERNANDEZ-LOPEZ, S., MELENDEZ, G. 1994: The Middle-Upper Jurassic oolitic ironstone level in the Iberian Range (Spain). Eustatic implications. - *Géobios* 17, 549-561.
- BARRON, E.J., HARRISON, C.G.A., SLOAN II, J.L., & HAY, W.W. 1981: Paleogeography, 180 million years ago to the present. - *Eclogae geol. Helv.* 74, 443-470.
- BAUMGÄRTNER, M. & REYLE, M. 1995: Oberjurassische Rampenentwicklung in der Region von Jabaloyas und Arroyo Cerezo (Keltiberikum; Spanien). - *Profil* 8, 339-361.
- BERGER, A. L., LOUTRE, M. F. & DEHANT, V. 1989: Influence of the changing lunar orbit on the astronomical frequencies of pre-Quaternary insolation patterns. - *Paleoceanography* 4(5), 555-564.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C., III, AND AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. - In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubrey, M.-P., and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*. 54, 129-212.
- BERNOULLI, D. & GYGI, R.A. 1983: Der Wechsel zwischen Ammoniten- Schwamm- und Korallenfazies im nordwestschweizerischen Jura (Gressly 1838): Zyklische Sedimentation und Karbonatplattform-Entwicklung. - In: Bayer, A., Bernoulli, D., Breitschmid, A., Funk, H., Gigon, W.O., Gysi, R.A., Herb, R., Matter, A., Mohler, H.-P., Remane, J., Winkler, W. (eds.): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. - *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 125-180.
- BERTLING, M. 1993: Ecology and distribution of the Late Jurassic Scleractinian *Thamnasteria concinna* (Goldfuss) in Europe. - *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 105, 311-335.
- BERTLING, M. & INSALACO, E., 1998: Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin - Facies, Palaeoecology and Palaeobiogeography. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139, 139-175.
- BODEUR, Y., TERMIER, H. & TERMIER, G. 1985: La Spongiofaune des sédiments peu profonds du Kiméridgien supérieur-Portlandien du Languedoc (France). - *C. R. Acad. Sc. Paris* 103, 2, 6, 449-454.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. 1967: Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefermarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura). *Eclogae Geol. Helv.* 60, 491-507.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. 1970: Sedimentologie von Shelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. *Matér. carte géol. Suisse* 140.
- BOARDMAN, M.R. & CARNEY, C. 1991: Origin and accumulation

- of lime mud in ooid tidal channels, Bahamas. - *J. sedim. Petrol.* 61/5, 661-680.
- BOSENCE, D.W.J., ROWLANDS, R.J., & QUINE, M.L. 1985: Sedimentology and budget of a recent carbonate mound, Florida Keys. - *Sedimentology* 32, 317-343.
- BRACHERT, T.C. 1992: Sequence stratigraphy and paleo-oceanography of an open-marine mixed carbonate/siliciclastic succession (Late Jurassic, Southern Germany). - *Facies* 27, 191-216.
- BRETT, C. E. 1995: Sequence stratigraphy, biostratigraphy, and taphonomy in shallow marine environments. - *Palaaios* 10, 597-616.
- BRETT, C. E. 1998: Sequence stratigraphy, paleoecology, and evolution: biotic clues and responses to sea-level fluctuations. - *Palaaios* 13, 241-262.
- BROOKFIELD, M. E. (1973). Palaeogeography of the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian (Jurassic) in Britain. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 14, 137-167.
- BURKHALTER, R.M. 1995: Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). - *Sedimentology* 42, 57-74.
- CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (eds.): 1997. Groupe Français d'Etude du Jurassique. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. - Elf Aquitaine édition, Pau, 79, 440 p.
- CAROZZI, A. 1954: Survivance du genre *Teutloporella* dans le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève. - *Archives de Science Genève*. 7/4, 319-324.
- CAROZZI, A. 1955: Sédimentation récifale rythmique dans le Jurassique supérieur du Grand-Salève (Haute-Savoie, France). - *Geol. Rundsch.* 43/2, 433-446.
- CATUNEANU, O., WILLIS, A.J., MIAL, A.D. 1998: Temporal significance of sequence boundaries. - *Sediment. Geol.* 121, 157-178.
- CHAFETZ, H.S. 1986: Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. - *J. sedim. Petrol.* 56/6, 812-817.
- CHAFETZ, H.S. & BUCZYNSKI, C. 1992: Bacterially induced lithification of microbial mats. - *Palaaios* 7/3, 277-293.
- CHAMLEY, H. 1989: *Clay Sedimentology*. - Springer-Verlag.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A., MARCUCCI, C. 1988: Distribution of benthic foraminifera and algae in the Latium-Abruzzi carbonate platform facies (Central Italy) during Upper Malm-Neocomian. - *Revue Paléobiol.* 2, 219-227.
- CLARK, F.E. 1993: Morphological details of the genus *Nubeculina* Cushman, 1924. - *J. Foram. Res.* 23/3, 201-204.
- CROWLEY, T.J., MENGEL, J.G. & SHORT, D.A. 1987: Gondwanaland's seasonal cycle. - *Nature* 329, 803-807.
- CROWLEY, T.J., HYDE, W.T. & SHORT, D.A. 1989: Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangea. - *Geology* 17, 457-460.
- CUBAYNES, R. & RUGET, C. 1988: Contrôle de l'environnement dans la composition des faunes pionnières de *Nodosariides*. Exemple du Carixien inférieur du sud Quercy. - *Revue Paléobiol.* 2, 177-182.
- DAHANAYAKE, K. & KRUMBEIN, W.E. 1985: Microbial structures in oolitic iron formations. - *MINER. Deposita* 21, 85-94.
- DE BOER, P.L., & SMITH, D.G. 1994: Orbital forcing and cyclic sequences. - *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* 19, 1-14.
- DOUGLAS, R. G. & WOODRUFF, F. 1981: Deep sea benthic foraminifera. - In: *The Sea 7* - C. Emiliani, ed., Wiley-Interscience, 1233-1327.
- DUGUÉ, O., FILY, G. & RIOULT, M. 1998: Le Jurassique des côtes du Calvados. - *Soc. géol. Normandie.* 85/2.
- DUNHAM, R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In: *Classification of carbonate rocks* (Ed. by W.E. Ham). - *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir* 1, 108-121.
- DUPRAZ, C. 1999: Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). - *GeoFocus* 2, 200p.
- DUPRAZ, C. & STRASSER, A. 1999: Microbial crust and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle-Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). - *Facies* 40, 101-130.
- ENAY, R. 1980: Indices d'émersion et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. - *Bull. Soc. Géol. France* 12/4, 581 - 590.
- FAIRBANKS, R.G. 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - *Nature*, 342, 6250, 637-642.
- FISCHER, A.G. 1986: Climatic rhythms recorded in strata. - *Ann. Rev. Earth planet. Sci.* 14, 351-376.
- FLÜGEL, E. 1982: *Microfacies analysis of limestones*. - Springer-Verlag.
- FOLK, R.L. 1962: Spectral subdivision of limestone types. - In: *Classification of carbonate rocks* (Ed. by W.E. Ham). - *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir* 1, 62-84.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.I. 1992: Climate modes of the Phanerozoic. - Cambridge Univ. Press, 274p.
- FÜRSICH, F. T. & SYKES, R.M. 1979: Palaeobiogeography of the European Boreal realm during Oxfordian (Upper Jurassic) times: a quantitative approach. - *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.* 155/2, 137-161.
- Gaillard, C. 1983: Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. - *Doc. Lab. Géol. Lyon.* 90, 515p.
- CAROZZI, A. 1957: Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolithes; L'exemple du Grand Lac Salé, Utha, USA. - *Bull. Inst. National Genevois* 58.

- GOLDHAMMER, R.K. 1997: compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. - *J. sedim. Res., SEPM* 67/1, 26-35.
- GONZALEZ, R. 1996: Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. - *Sediment. Geol.* 102, 111-130.
- GSPONER, P. 1999: Étude géologique et sédimentologique de l'anticlinal du Chasseral dans la région de La Heutte. - unpubl. Diploma thesis, Univ. Fribourg, 107p.
- GYGI, R.A. 1981: Oolitic iron formations: marine or not marine? - *Eclogae geol. Helv.* 74, 233-254.
- GYGI, R.A. 1986: Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. - *Eclogae geol. Helv.* 79, 455-491.
- GYGI, R.A. 1995: Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. - *Eclogae geol. Helv.* 88, 1-58.
- GYGI, R.A., & PERSOZ, F. 1986: Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. - *Eclogae geol. Helv.* 79, 385-454.
- GYGI, R.A., COE, A.L. & VAIL, P.R. 1998: Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (Late Jurassic) in Northern Switzerland. - *SEPM Special Publication*. 60, 527-544.
- GYGI, R.A. (2000): Integrated Stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. - *Mémoires de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles*. 104p.
- HÄCKEL, H. 1990: Meteorologie. - Eugen Ulmer GmbH & Co. 402p.
- HALLAM, A. 1975: Jurassic environments. - Cambridge University Press.
- HALLAM, A. 1977: Jurassic bivalve biogeography. - *Paleobiology* 3, 58-73.
- HALLAM, A. 1984a: Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 47, 195-223.
- HALLAM, A. 1984b: Pre-Quaternary sea-level changes. - *Ann. Rev. Earth planetary Sci.* 12, 205-243.
- HALLAM, A. 1985: A review of Mesozoic climates. - *J. Geol. Soc. Lond.* 142, 433-445.
- HALLAM, A. 1994: Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. - In: *Palaeoclimates and their modelling, with special reference to the Mesozoic era* (Ed. by J.R.L. Allen, B.J. Hoskins, B.W. Sellwood, R.A. Spicer & P.J. Valdes). - The Royal Society. Chapman & Hall, London, Glasgow, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, 79-88.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARELY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P.R. 1998: Jurassic chronostratigraphy. - In: *Sequence Stratigraphy of European Basins* (Ed. by P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P. R. Vail and M. B. Farley). - Spec. Publ. Soc. Sed. Geol.
- HARLAND, W.B. et al. 1990: A geologic time scale 1989. - Cambridge University. 265p.
- HILLGÄRTNER, H. 1999: The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. - *GeoFocus* 1, 203p.
- HILLGÄRTNER, H., DUPRAZ, C. & HUG, W. 2001: Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? - *Sedimentology* 48, 117-131.
- JORDAN, P. 1999: Géologie de la région de Montoz (Jura Bernois) avec analyse séquentielle de deux profils de l'Oxfordien moyen et supérieur. - unpubl. Diploma thesis, Univ., Fribourg, 104p.
- JONES, B. & DESROCHERS, A. 1992: Shallow Platform Carbonates. - *Geol. Assoc. Canada*. - In: *Facies Models*, 227-301.
- Jenkyns, H.C. & Strasser, A. 1995: Lower Cretaceous oolites from the Mid-Pacific mountains (resolution Guyot, site 866). - *Proceedings Oc. Drill. Progr., Scient. Results*, 143.
- KRAUTTER, M. 1995: Kieselschwämme als potentielle Indikatoren für Sedimentationsrate und Nährstoffangebot am Beispiel der Oxford-Schwammkalke von Spanien. - *Profil* 8, 281-304.
- KRAUTTER, M. 1997: Aspekte zur Paläökologie postpaläozoischer Kieselschwämme. - *Profil* 11, 199-324.
- LEES, A. 1975: Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. - *Mar. Geol.* 19, 159-198.
- LEINFELDER, R.R. 1993a: Upper Jurassic reef types and controlling factors. A preliminary report. - *Profil* 5, 1-45.
- LEINFELDER, R.R. 1994: Distribution of Jurassic reef types: a mirror of structural and environmental changes during breakup of Pangea. - In: *Pangea: Global environments and resources*. - Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 17, 677-700.
- LEINFELDER, R.R., KRAUTTER, M., NOSE, M., RAMALHO, M.M., & WERNER, W. 1993a: Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 189, 199-254.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U., & WERNER, W. 1993b: Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. - *Facies* 29, 195-230.
- LEINFELDER, R. R., WERNER, W., NOSE, M., SCHMID, D.U., KRAUTTER, M., LATERNER, R., TAKACS, M. & HARTMANN, D. 1996: Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. - In: *Reitner, J., Neuweiler, f. & Gunkel, F. (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic*

- Sedimentation. I. Reef Evolution, Research Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb2, 227-248.
- MATYSZKIEWICZ, J. 1999: Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow-Wielun Upland. - *Annal. Soc. Geol. Poloniae* 69, 63-79.
- McROBERTS, C.A. & ABERHAN, M. 1997: Marine diversity and sea-level changes: numerical tests for association using Early Jurassic bivalves. - *Geol. Rundsch.* 86, 160-167.
- Meyer, M. 2000: Le Complexe récifal kimmeridgien-tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphique et tectonique (The Kimmeridgian-Tithonian reef complex of the southern Jura Mountains, France; multifactorial, stratigraphic, and tectonic evolution). - *Terre & Environnement*, 24, 179 p.
- MEYER, R.K.F. & SCHMIDT-KALER, H. 1989: Paläogeographischer Atlas des süddeutschen Oberjura (Malm). - *Geol. Jahrb.*, A. 115, 77p.
- MILANKOVITCH, M. 1941: Kanon der Erdbestahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - *Akad. R. Serbe* 133.
- MONTAÑEZ, I.A., & OSLEGER, D.A. 1993: Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, Southern Great Britain. - In: *Carbonate sequence stratigraphy - Recent developments from the Jurassic macroinvertebrate assemblages*. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 101, 131-145.
- MOORE, C.H. 1989: Carbonate diageneses and porosity. - In: *Developments in Sedimentology* 46, Elsevier, 244-253.
- MOUCHET, P. 1998: Stratigraphy and mineralostratigraphy of the Kimmeridgian in the central Jura mountains of Switzerland and eastern France. - *Eclogae geol. Helv.* 91, 53-68.
- MOULLADE, M. 1984: Intérêt des petits foraminifères benthiques <profonds>. Pour la biostratigraphie et l'analyse des paléoenvironnements océaniques Mésozoïques - The value of "deep" smaller benthic Foraminifera in the biostratigraphy and analysis of mesozoic oceanic paleoenvironments. - In: *Benthos '83*, 429-464.
- NORRIS, M.S. & HALLAM, A. 1995: Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in western Europe and the relations to sea-level changes. - *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 116, 189-245.
- OESTERLE, H. 1969: Foraminiferen der Typlokalität der Birminstorfer-Schichten, unt. Malm. - Inaug.-diss. Univ. Basel.
- OLSEWSKA, B. & WIECZOREK, J. 1988: Callovian-Oxfordian foraminifera of the Northern Tethyan Shelf: an example from the Cracow Upland (Southern Poland). - In: *Benthos* 86. 2, 191-196.
- ODIN, G.S., ODIN, C. 1990: Echelle numerique des temps géologiques. - *Geochronologie* 35, 12-20.
- NEUMAYER, G. & BÖRGEN, C. (Hrsg.) (1886): Die Internationale Polarforschung 1882-1883. Die Beobachtungs-Ergebnisse der deutschen Stationen. - Bd. II. Süd-Georgien. - A. Asher & Co..
- PASQUIER, J.B. 1995: Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge Nord-Téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultrahelvétique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais). - Thèse, Univ. Fribourg, Suisse.
- PÉLISSÉ, TH., PEYBERNÈS, B. & REY, J. 1984: Les grands foraminifères benthiques du Jurassique moyen/supérieur du sud-ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Intérêt biostratigraphique, paléocéologique, et paléobiogéographique. - *Benthos '83*, 479-489.
- PERLMUTTER, M. A., AND MATTHEWS, M. D. 1990: Global cyclostratigraphy - a model. - In: Cross, T. A., ed.. - *Quantitative dynamic stratigraphy*, 233-260.
- PERSOZ, F. & REMANE, J. 1973: Evolution des milieux de dépôt au Dogger supérieur et au Malm dans le Jura neuchâtelois méridional. - *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 41-70.
- PERYT, T.M. 1983: Oncoids: a comment to recent developments. - In: Peryt, T.M: (ed.) *Coated Grains*. Springer Verlag, 273-275.
- PERYT, T.M. & MAGARITZ, M. 1990: Genesis of evaporite-associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland. - *Sedimentology* 37, 745-761.
- PITTET, B. 1996: Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). - unpubl. PhD Thesis Univ. Fribourg, Suisse, 258p.
- PITTET, B. & STRASSER, A. 1998a: Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). - *Geol. Rundsch.* 86, 852-874.
- PITTET, B. & STRASSER, A. 1998b: Depositional sequences in deep-shelf environments formed through carbonate-mud import from the shallow platform (Late Oxfordian, German Swabian Alb and eastern Swiss Jura). - *Eclogae geol. Helv.* 91/1, 149-171.
- PLUNKETT, J. M. 1997: Early diagenesis of shallow platform carbonates in the Oxfordian of the Swiss Jura mountains. - unpubl. PhD Thesis Univ. Fribourg, Switzerland, 155p.
- RATCLIFFE, K.T. 1988: Oncoids as environmental indicators in the Much Wenlock Limestone Formation of the English Midlands. - *J. geol. Soc.* 145, 117-124.
- REID, J.L. 1973. Northwest Pacific Ocean Waters in Winter. - The John Hopkins University Press, 96p.
- SADLER, P.M. 1981: Sediment accumulation rates and the

- completeness of stratigraphic sections. - J. Geol., 89, 569-584.
- SHIPP, D.J. 1989: The Oxfordian to Portlandian. - Stratigraphical atlas of fossil foraminifera.
- SCHMID, D.U. 1995: "Tubiphytes" morronensis- eine fakultativ inkrustierende Foraminifere mit endosymbiotischen Algen. - Profil 8, 305-317.
- SCHMID, D.U., & LEINFELDER, R.R. 1995: Lithocodium aggregatum Elliot n'est pas une algue mais un foraminifère encroûtant, commensalisé par le foraminifère Troglotella incrustans WERNLI et FOOKES. - C. R. Acad. Sci. Paris 320, série IIa, 531-538.
- SCHMID, D., & LEINFELDER, R. 1996: The Jurassic Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans foraminiferal consortium. - Paleontology 39, 21-52.
- SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.G., LE CHAMPION-ALSUMARD, TH. 1983: Algal micro-reefs – coated grains from freshwater environments. - In: Peryt, T.M. (ed.) Coated Grains. Springer Verlag, 284-298.
- SCHWARZACHER, W. 1991: Milankovitch cycles and the measurement of time. - In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. by G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 855-863.
- SCHWARZACHER, W. 1993: Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. - Dev. Sedimentol. 52, 1-225.
- SANTANTONIO, M. 1993: Facies associations and evolutions of pelagic platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic. - Sedimentology. 40, 1039-1067.
- SCHWEIGERT, G. & CALLOMON, J.H. 1997: Der bauhini-Faunenhorizont und seine Bedeutung für die Korrelation zwischen thylem und subborealen Oberjura. - Stuttgarter Beitr. Naturk., Ser. B, 247, 69p.
- SEPTFONTAINE, M. 1978: Chablasia n.gen., un nouveau genre de foraminifère du Jurassique briançonnais (nappe des préalpes Médiannes). - Arch. Sci. Genève. 31/1.
- SEPTFONTAINE, M. 1988: Vers une classification évolutive des Lituolides (foraminifères) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. - Revue Paléobiol. Benthos'86 2, 229-256.
- SHINN, E.A. 1983: Birdseyes, fenestrac, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. - J. sedim. Petrol. 53, 619-628.
- SHINN, E. A., LIDZ, B. H., KINDINGER, J. L., HUDSON, J. H., and HALLEY, R. B. 1989: Reefs of Florida and the Dry Tortugas: A guide to the modern carbonate environments of the Florida Keys and the Dry Tortugas. St. Petersburg, Florida. - U.S. Geological Survey, 53p.
- SIEHL, A. & THEIN, J. 1978: Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen). - Geol. Rundsch. 67, 1052-1077.
- SMITH, G.A., SMITH, D.G., & FUNNELL, B.M. 1994: Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. - Cambridge University Press.
- STRASSER, A. 1986: Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. - Sedimentology 33, 711-727.
- STRASSER, A. 1991: Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments : autocyclic and allocyclic processes. - In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. G. by Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). Springer-Verlag, 709-721.
- STRASSER, A. & HILLGÄRTNER, H. 1998: High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). - Eclogae geol. Helv. 91, 375-390.
- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J.-B. 1999: Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. - Sedimentary Geology 128, 201-221.
- Sturesson, U., Dronov, A. & Saadre, T. 1999: Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? - Sediment. Geol. 123, 63-80.
- TARASCONI, M. 1998: Tonmineralstratigraphie im Oberjura Süddeutschlands (Nördliche Frankenalb; Oxford, Kimmeridge). - Abstract, Sediment 98.
- TRIBOVILLARD, N.-P. 1998: Cyanobacterially generated peloids in laminated, organic-matter rich, limestones: an unobstrusive presence. - Terra Nova. 10/3, 126-130.
- THIERRY, J. & GARCIA, J.-P. 1996: Stratigraphie séquentielle du Jurassique de la plate-forme de Bourgogne. - Livret-guide stage de terrain "stratigr. seq. appliquée", Genève.
- TUCKER, M.E., & WRIGHT, V.P. 1990: Carbonate sedimentology. - Blackwell Scientific Publications.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. - In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. by G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). Springer-Verlag, 617-659.
- VAN HOUTEN, F.B., & PURUCKER, M.E. 1984: Glauconitic peloids and chamositic ooids - favorable factors, constraints, and problems. - Earth-Sci. Rev. 20, 211-243.
- VUKS, V.J. 1988: Biostratigraphy of Jurassic deposits of the South of the Lesser Caucasus according to foraminifers. - Revue Paléobiol. Benthos'86, 2, 213-216.
- WERNER, W., LEINFELDER, R.R., FÜRSICH, F.T. & KRAUTTER, M. 1994: Comparative palaeoecology of marly coralline sponge-bearing reefal associations from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Portugal and Southwestern Germany. - Forschungsinst. Senckenberg, Sonderdruck. - In: CFS-Courier 172, 381-397.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E., & 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.
- WILSON, R.C.L. 1968: Carbonate facies variation within the Osmington oolite series in Southern England. -

Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 4, 89-123.

WILSON, J.L. 1975: Carbonate facies in geologic history. - Springer-Verlag, 471p.

ZIEGLER, M.A. 1962: Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. - Diss., Univ. Zürich, Schweiz.

ZIEGLER, P.A. 1956: Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura), und zur Stratigraphie des Sequanien im zentralen Schweizer Jura. - Matér. carte géol. Suisse 102.

ZIEGLER, P.A. 1988: Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 43.

TAFELN

Plate 1:

- 1- Position of SB Ox 8 and SB Kim 1; Hauptmumienbank member, (a), Verena member (b), Reuchenette Formation (c); Liesberg 1 section; quarry, view from the southwest.
- 2- Position of SB Ox 7 of Court section; view from the western part of the gorge.
- 3- Sharp transition from Steinebach member to Hauptmumienbank member at Liesberg 2 section; view from the south.
- 4- Position of SB Ox 8 at the Court section; view from the western part of the gorge.
- 5- Position of SB Ox 7 and SB Ox 8 of the Péry-Reuchenette section;
- 6- Position of MF zone Ox 7 in Péry-Reuchenette section; view from west.
- 7- Outcrop of the Verena member at Mettemberg-Soyhières section.

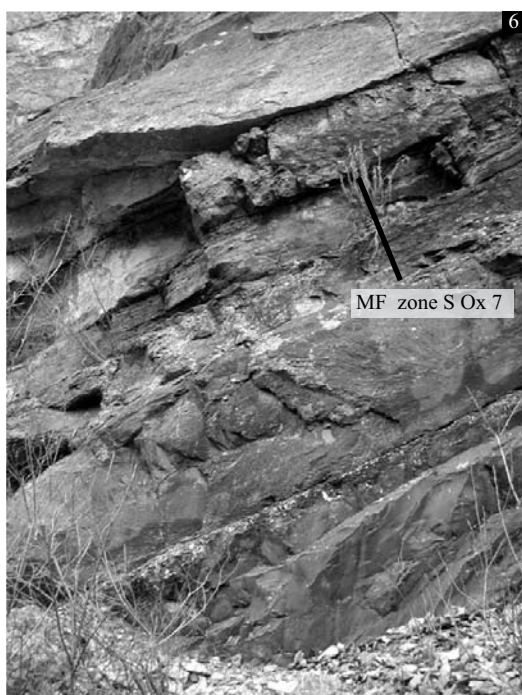
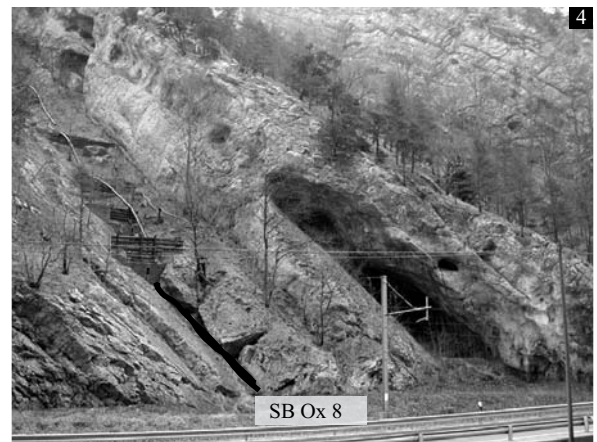


Plate 2:

- 1- Small-sized ooids (0.7 - 1 mm); sample PR 7.
- 2- Medium-sized ooids (1 mm - 2 mm); sample PR 64.
- 3- Large-sized ooids (2 mm -3 mm); sample LS 34.
- 4- Ferrigenous ooids; sample PR 39.
- 5- Oncoid type 1; sample Li 20b.
- 6- Oncoid type 2; sample Li 20a.
- 7- Oncoid type 3; sample Li 20.
- 8- Oncoid type 4; sample PR 14.

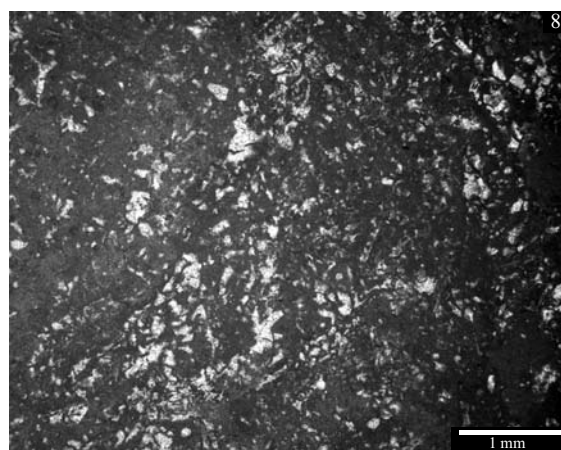
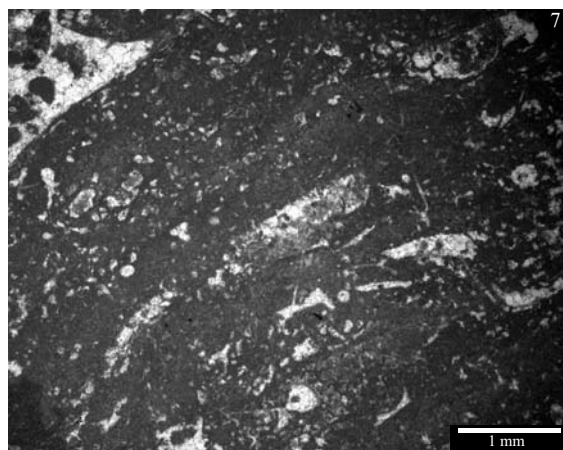
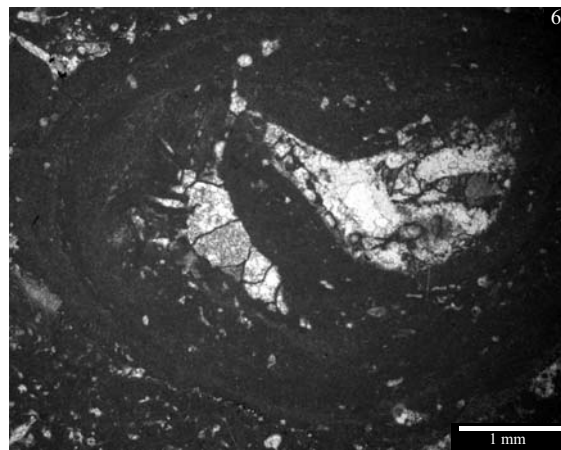
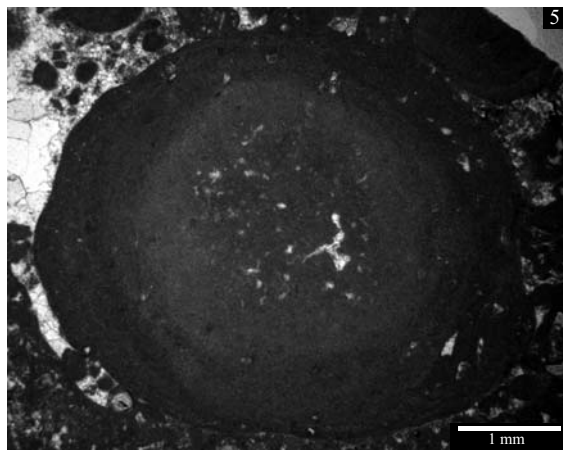
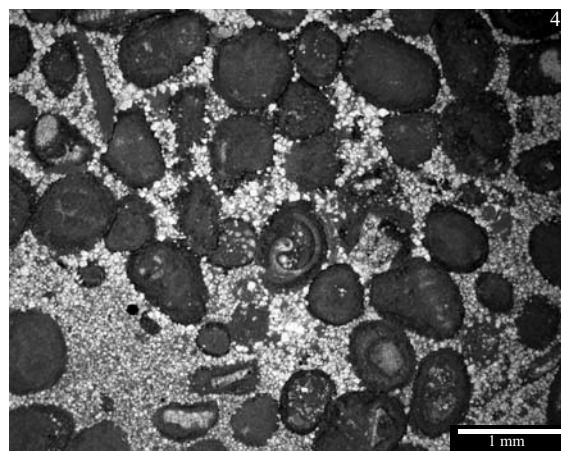
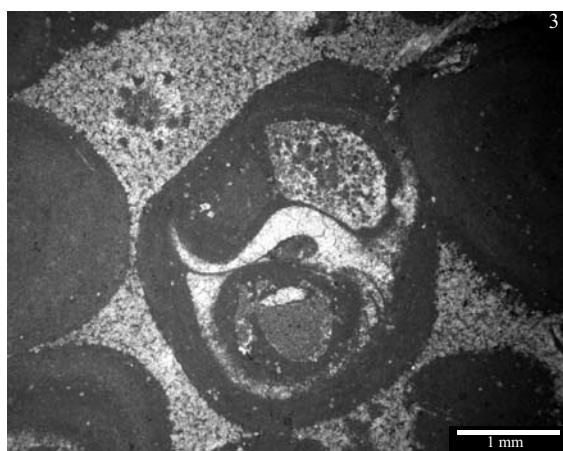
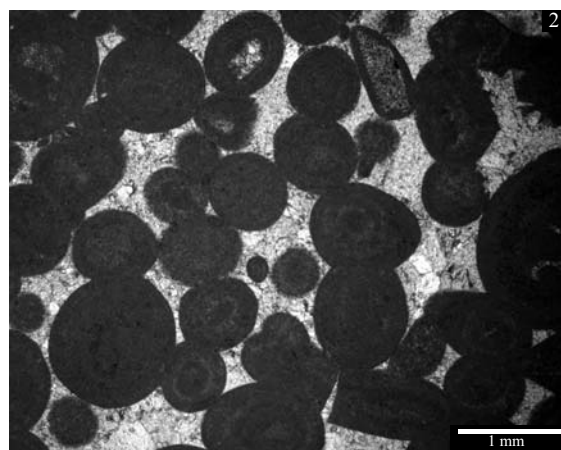
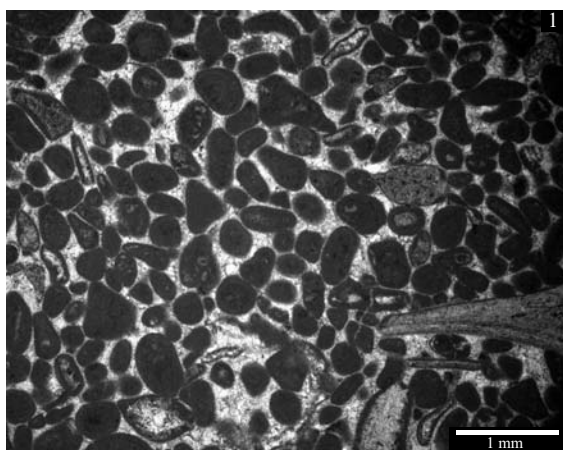


Plate 3:

- 1- *Bacinella irregularis*, sample Li 14.
- 2- *Bacinella irregularis*, sample PR 82.
- 3- Small brachiopoda, sample Ls 10.
- 4- Bryozoa, sample PR 61.
- 5- *Thaumatoporella parvovesiculifera*, sample Li 19.
- 6- *Conicospirillina basilensis*, sample Ls 7.
- 7- *Lithocodium aggregatum*, sample Pi 23.
- 8- *Lithocodium aggregatum*, sample PR 61b.

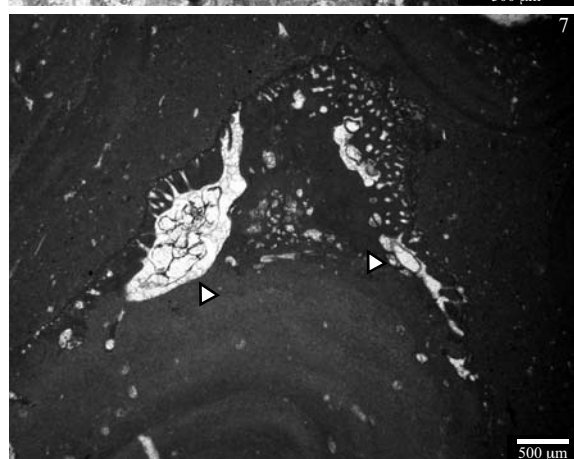
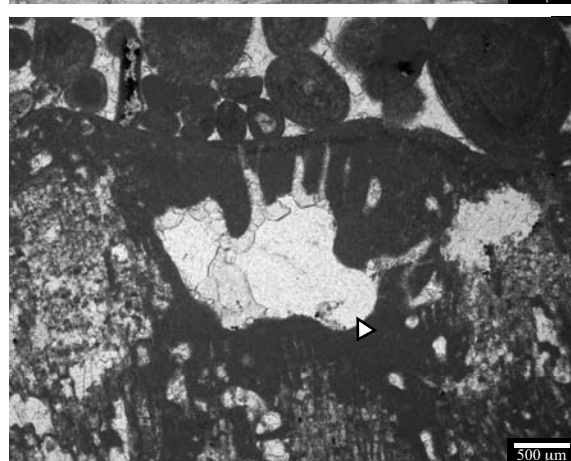
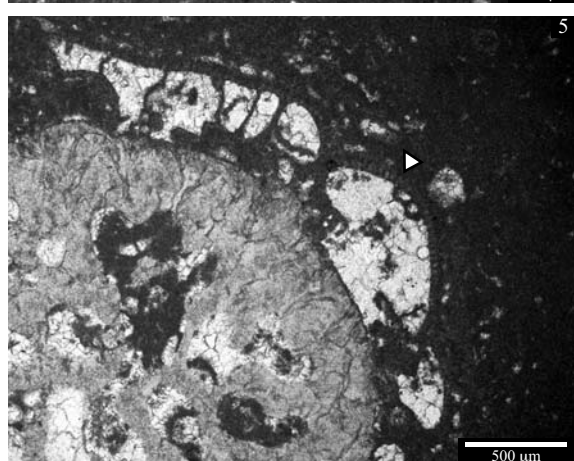
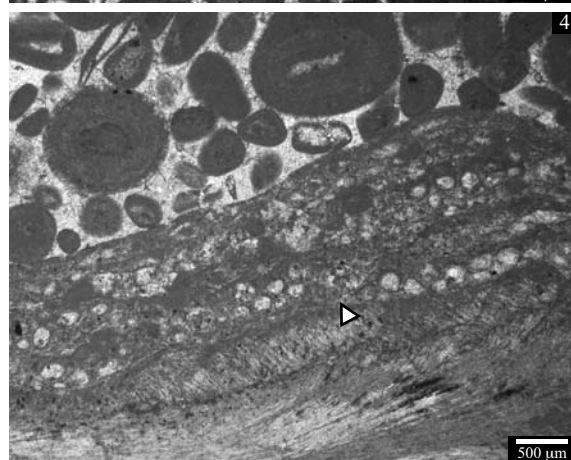
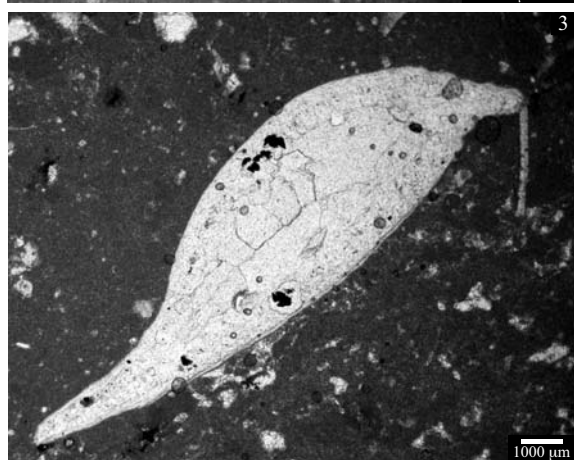
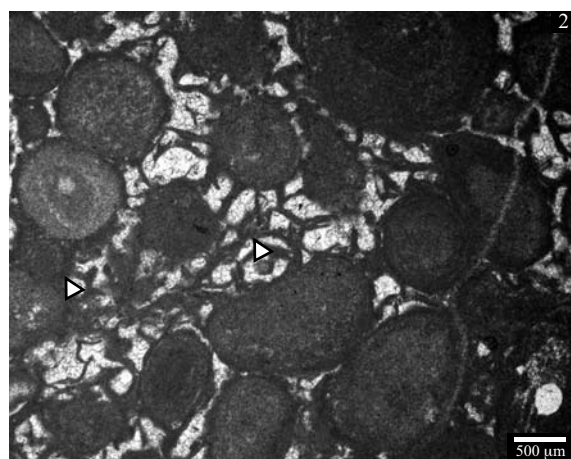
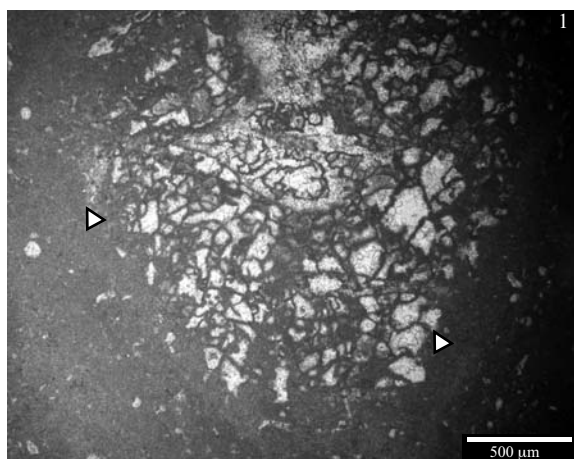


Plate 4:

- 1- *Quinqueloculina* sp., sample Co 16.
- 2- *Ammobaculites* sp., sample Li 13.
- 3- *Troglotella incrustans*, sample Co 63.
- 4- *Bullopore* sp., in coral, sample Co 43.
- 5- *Solenopora* sp., encrusted by Bryozoa, in oolitic packstone, sample PR 61a.
- 6- *Solenopora* sp., in oolitic packstone, sample PR 61b.
- 7- *Serpula*, reef-like construction, sample MS 25.
- 8- Ostracodes, in mud- to wackestone, sample Li 32.

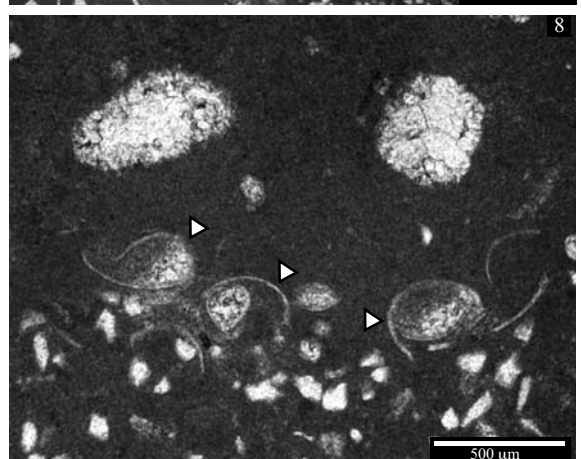
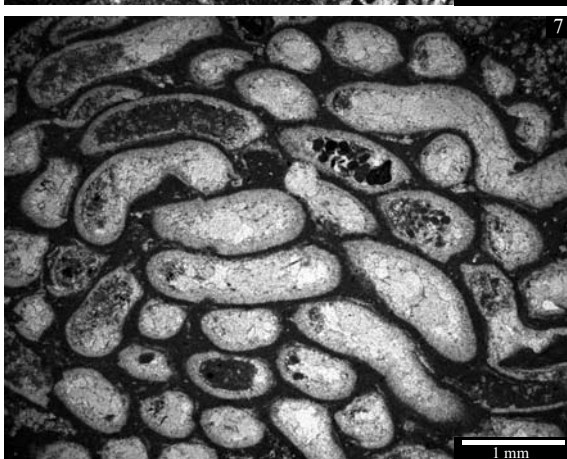
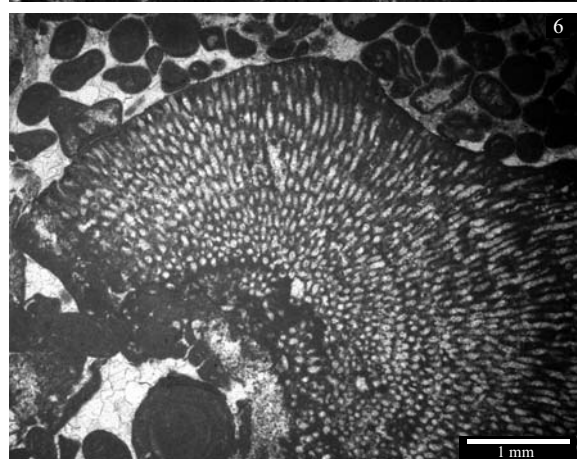
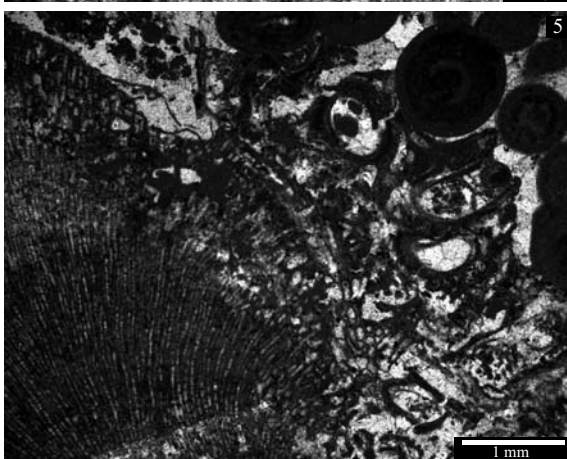
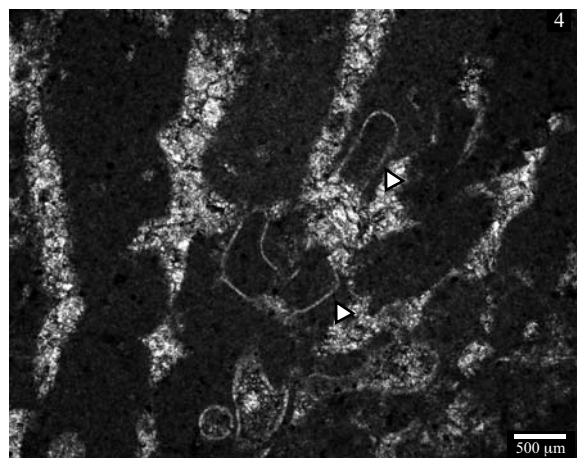
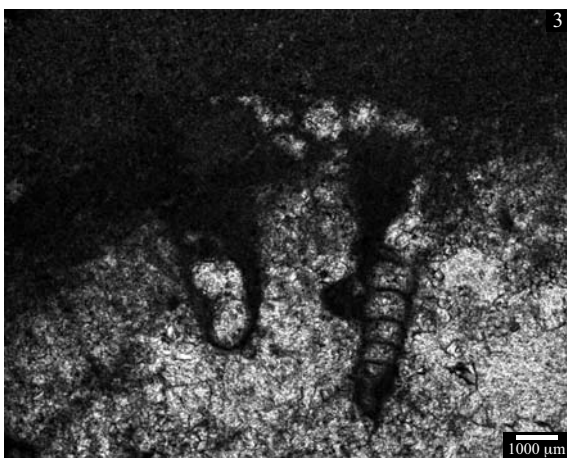
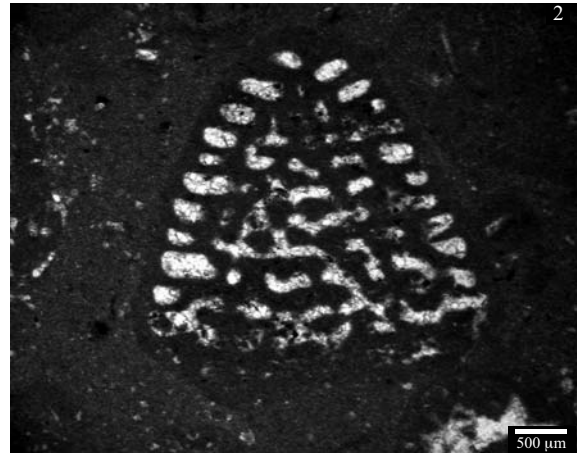
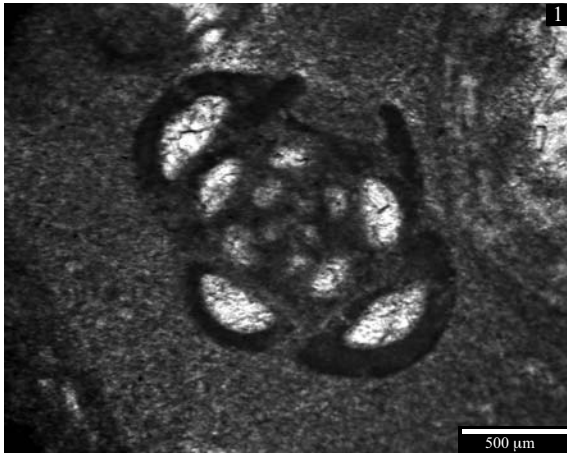
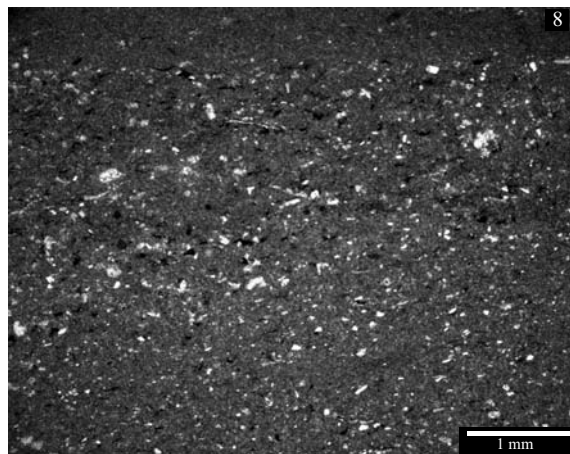
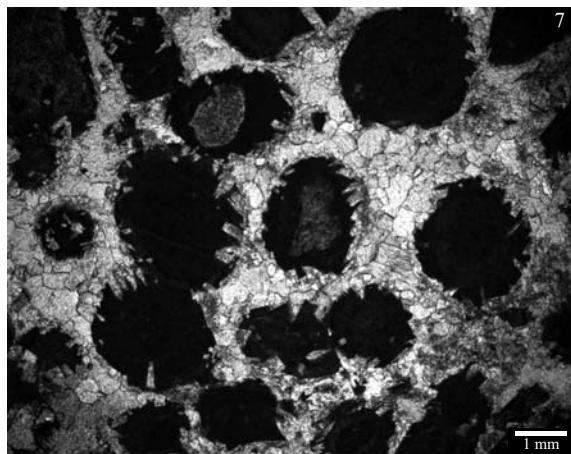
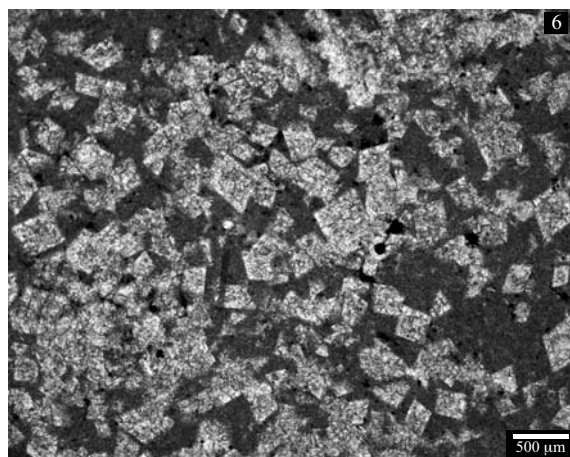
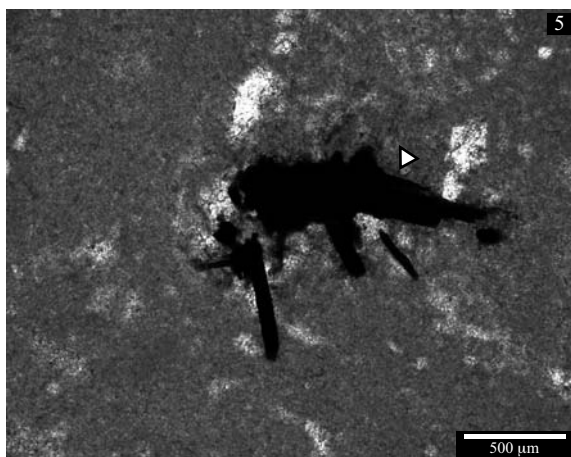
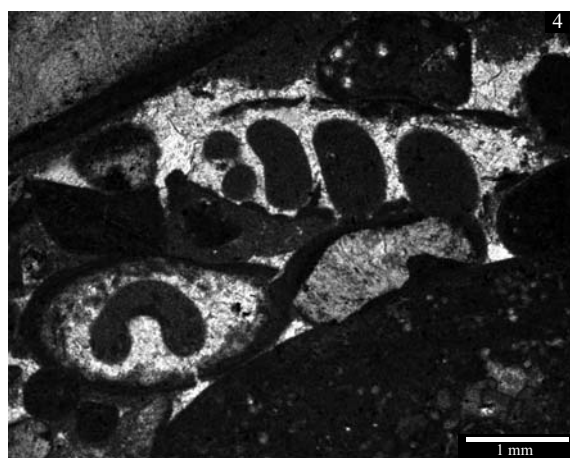
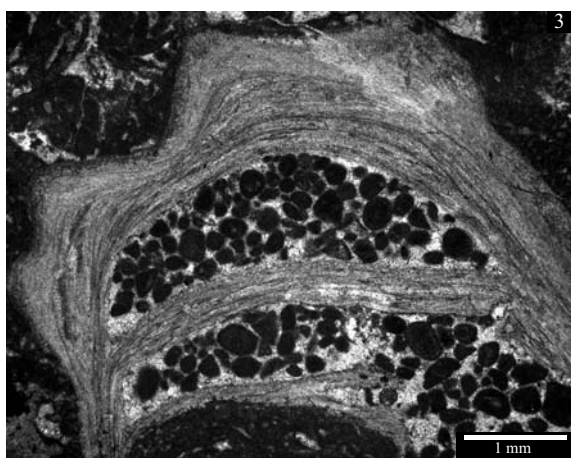
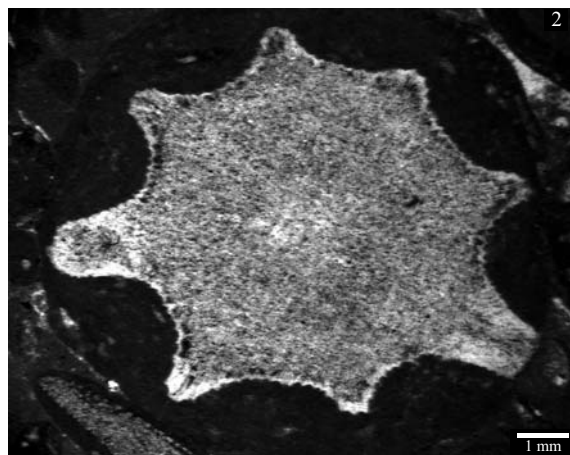
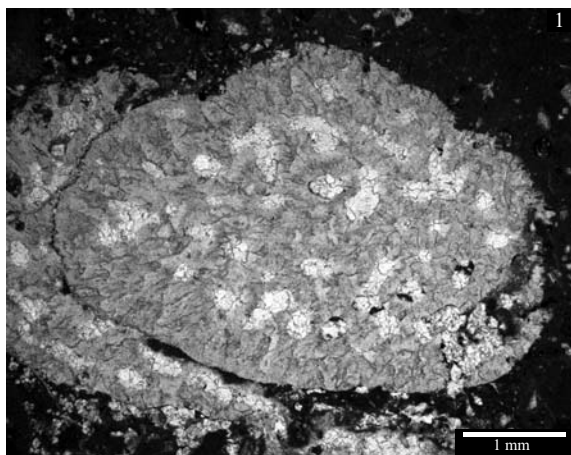


Plate 5:

- 1- Calcareous sponge, sample Li 23.
- 2- Echinid spine, sample Co 32.
- 3- Oyster, in oolitic-peloidal packstone, sample P 151.
- 4- Gastropods, sample Co 33.
- 5- Wood fragment, in peloidal mudstone, sample Co 62.
- 6- Dolomitized mudstone, sample MS 32.
- 7- Evaporitic overprint of oolitic grainstone, sample PR 68.
- 8- Marls, sample Pi 9.



CURRICULUM VITAE

Ich bin am 1. Juni 1968 in Bern geboren, als Sohn des Ulrich und der Brigitte Verena (geborene Rose). Nach Abschluss der obligatorischen Schulzeit 1983 in Murten und einem Jahr Militärdienst habe ich 1988 am Kollegium St. Michel in Freiburg die Maturität Typus C (Naturwissenschaften) erlangt.

Nach zweijährigem Studium der Geographie habe ich 1996 das Diplom in Geologie an der Universität Freiburg im Uechtland erlangt. Die Diplomarbeit unter der Leitung von Prof. André Strasser trug den Titel "Geologie und Sedimentologie der Pichoux-Klus und der Klus von Undervelier".

Im April 1996 begann ich meine Arbeit an der Dissertation in Sedimentologie, Sequenz- und Zyklusstratigraphie am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Freiburg unter der Leitung von Prof. André Strasser. Die Forschungstätigkeit und die daran angegliederte Assistentenstelle wurde durch den Schweizerischen Nationalfond (Projekt 20 - 043150.95 und 20 - 46625.96) finanziert.

Im August 2000 trat ich die Stelle des stellvertretenden Projektleiters der "Section de paléontologie" des "Office de la culture" des Kantons Jura an. Seit November 2001 leite ich dieses, durch den Kanton Jura und das Bundesamt für Strassen finanzierte Pilotprojekt.

Freiburg, den 1. Januar 2003

GeoFocus volume 1 :

HILLGÄRTNER, Heiko (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).

GeoFocus volume 2 :

DUPRAZ, Christophe (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).

GeoFocus volume 3 :

BASSANT, Philip (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).

GeoFocus volume 4 :

COLOMBIÉ Claude (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants (198 pp.).

GeoFocus volume 5 :

PICOT, Laurent (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane. Approches paléontologique (Ostracodes), paléoécologique, biostratigraphique: Paléoenvironnements, Paléogéographie et Implications géodynamiques (244 pp.).

GeoFocus volume 6 :

DAPPLES FLORENCE (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène : influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).

GeoFocus is the publication series of the Department of Geosciences, Geology and Palaeontology, University of Fribourg, Switzerland, and can be ordered at:

Department of Geosciences - Geology and Palaeontology
University of Fribourg
1700 Fribourg, Switzerland